

FEDERATION YUGOSLAVE DE SPELEOLOGIE  
SPELEOLOGICAL SOCIETY OF YUGOSLAVIA

# ACTES

DU IV<sup>e</sup> CONGRES INTERNATIONAL DE SPELEOLOGIE  
EN YUGOSLAVIE

# PROCEEDINGS

OF THE 4<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY  
IN YUGOSLAVIA

Postojna — Ljubljana — Dubrovnik

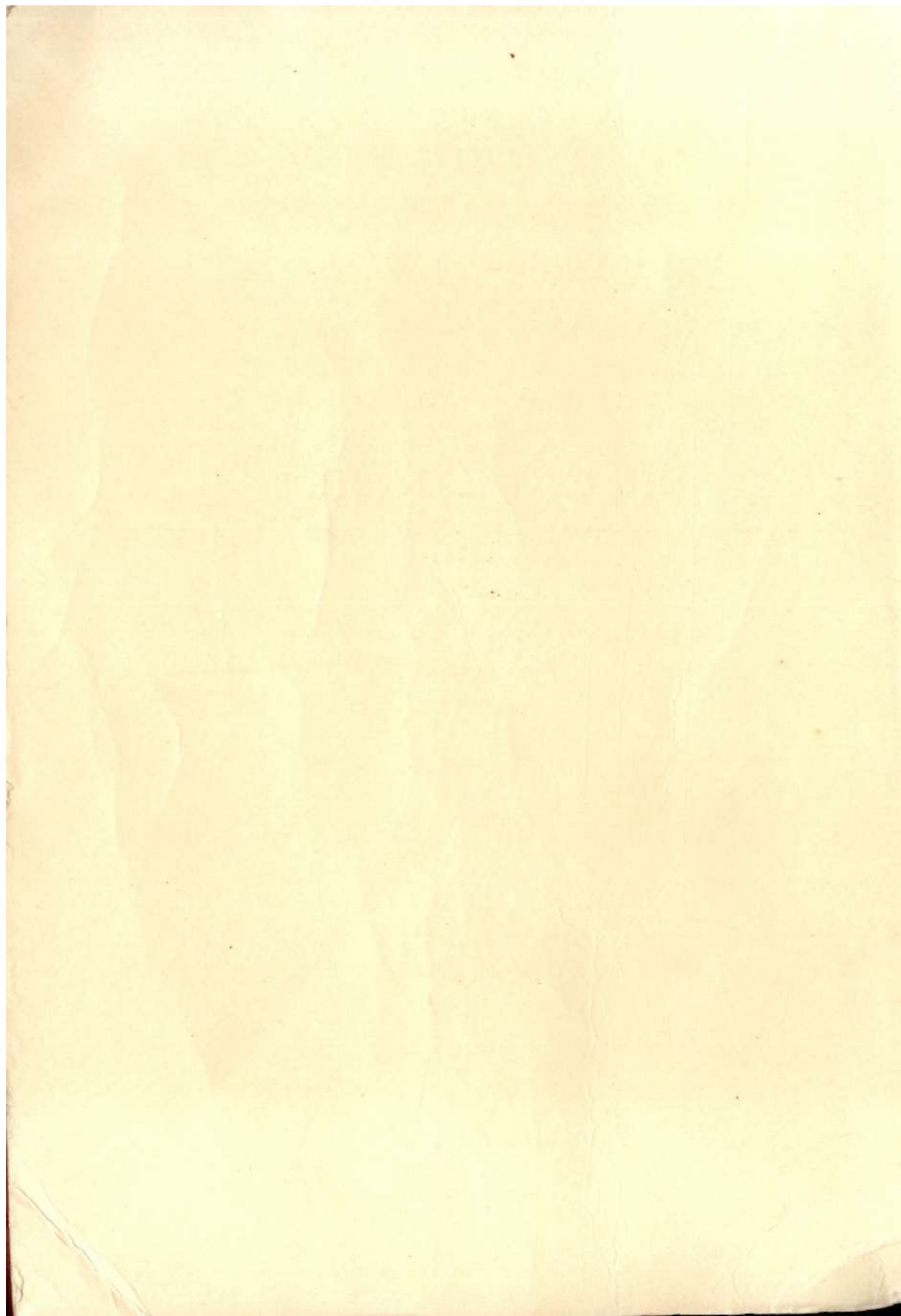
12—26 IX 1965

TOME — VOLUMEN

III



LJUBLJANA 1968



FEDERATION YUGOSLAVE DE SPELEOLOGIE  
SPELEOLOGICAL SOCIETY OF YUGOSLAVIA

# ACTES

DU IV<sup>e</sup> CONGRES INTERNATIONAL DE SPELEOLOGIE  
EN YUGOSLAVIE

# PROCEEDINGS

OF THE 4<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY  
IN YUGOSLAVIA

Postojna — Ljubljana — Dubrovnik

12—26 IX 1965

TOME — VOLUMEN

III



LJUBLJANA 1968





## AVANT-PROPOS

Les abondants matériaux du IV<sup>ème</sup> Congrès international de spéléologie qui eut lieu en 1965 à Ljubljana, Postojna et Dubrovnik seront repartis sur six volumes sous les titres suivants:

1. Manifestations du Congrès
2. Rapports de la session plénière
3. Spéléologie physique
4. Biospéléologie
5. La préhistoire dans les grottes
6. Technique de l'exploration spéléologique. Tourisme souterrain

A cause des difficultés rédactionnelles et financières, pour lesquelles les participants auront sans doute une pleine compréhension, nous sommes malheureusement dans l'impossibilité de publier les volumes dans l'ordre cité ci-dessus. La rédaction a décidé de publier d'abord la Spéléologie physique qui constitue la partie la plus actuelle, et aussi la plus volumineuse, de nos matériaux. Ce volume sera suivi immédiatement par celui consacré à la Biospéléologie.

Nous prions les auteurs de bien vouloir nous excuser parce qu'ils ont pu revoir seulement la deuxième série d'épreuves, et nous les remercions sincèrement pour leur coopération. Comme certains auteurs ont manqué de nous renvoyer les épreuves, nous avons été obligés de faire imprimer leurs rapports revus seulement par le rédacteur et le correcteur. Pour des raisons techniques — la plupart des bandes enregistrées étant indéchiffrables — nous avons dû renoncer à la publication des discussions. Nous citons donc seulement les noms de ceux qui ont pris part aux débats. Nous espérons pourtant que les auteurs et nos autres collègues spéléologues seront malgré tout cela satisfaits du contenu et de la rédaction du volume.

Au moment de présenter ce troisième volume des comptes rendus du Congrès au public, nous tenons à remercier MM les rédacteurs R. Gospodarič, F. Habe et A. Šercelj, mais surtout M. V. Bohinec d'avoir accompli ce travail ingrat d'une manière si efficace. De même, nous exprimons notre reconnaissance au Conseil fédéral pour la coordination des activités scientifiques dont la subvention a permis la publication de ce livre.

La rédaction  
des publications du Congrès



## PREFACE

The comprehensive material of the 4<sup>th</sup> International Congress of Speleology in Ljubljana, Postojna and Dubrovnik in 1965 will be divided into six books under the titles:

- 1) Congress Activities
- 2) Lectures of the Plenary Sessions
- 3) Physical Speleology
- 4) Biospeleology
- 5) Prehistory in Caves
- 6) Technics of Cave Research Work. Tourism in Caves

For editorial and financial reasons, which will be undoubtedly taken note of by the participants with full comprehension, we deeply regret that we cannot publish the books in the above order. The redactors have decided upon publishing, at the beginning, the most comprehensive third book, including *Physical Speleology* and being of great actuality. It will be immediately followed by the fourth book, *Biospeleology*.

We apologize to the authors for having sent them the proof-sheets only, and we warmly thank them for their co-operation. Some papers had to be printed only after the redactor's and the corrector's revision as the proofs had not been returned by the authors.

For technical reasons we have left out the discussions because, in most cases, it was impossible to solve the text registered by the tape recorder; so we only give the discussants' names at the end of the papers. We hope that the authors, as well as the other colleagues speleologists, will be all the same satisfied with the contents and the redaction of the book.

On publishing the third book of the Congress Acts we wish to thank the redactors R. Gospodarič, F. Habe, A. Šercej, and V. Bohinec in particular, for their ungrateful, but successful work. We are also largely indebted to the Federal Council for the Co-ordination of Scientific Activities for the financial aid granted with the view of publishing the Acts of the 4<sup>th</sup> International Congress of Speleology.

Editorial Board  
of Congress Publications



**TABLE DES MATIERES DU TOME III  
INDEX OF VOL. III**

SECTION 1:

SPELEOLOGIE PHYSIQUE — PHYSICAL SPELEOLOGY

**A. Spéléologie physique générale — General Physical Speleology**

	Page
Абашнадзе Е. М. — К вопросу экспериментальных исследований известняков крипнокристаллической структуры . . .	3
Ashton K. — Cave Meteorology in the Tropics . . . . .	11
Ashton K. — Hydrological Analysis Applied to Tropical Karst . .	13
Aubrecht K. — Excentriques. Beobachtungen und Theorien . .	17
Bögli A. W. H. — Höhlenniveaus und Hölochniveaus . . . . .	23
Bögli A. W. H. — La corrosion par mélange des eaux . . . . .	29
Bögli A. W. H. — L'évolution des cavernes karstiques par rapport à la corrosion par mélange des eaux . . . . .	29
Caumartin V. — La corrosion microbienne dans un réseau karstique . . . . .	31
Choppy B. et J. — La localisation des cristallisations fines . . .	39
Cigna A. A. — Air Circulation in Caves . . . . .	43
Ciry R. — La spéléogénèse au Quaternaire en Europe occidentale	51
Cser F. et L. Maucha — Contribution on the Origin of "Excentric" Concretions . . . . .	55
Curl R. L. — Solution Kinetics of Calcite . . . . .	61
Deal D. E. — Origin and Secondary Mineralization of Caves in the Black Hills of South Dakota, U. S. A. . . . .	67
Džavrišvili K. V. — De la gènesè des grottes de lave . . . . .	71
Ek C. — La teneur en Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> et en CO <sub>2</sub> des eaux des grottes belges . . . . .	75
Eraso A. — Sobre la intensificación de la acción corrosiva del agua en la gènesis de las cavernas, en presencia de iones oxidables	79
Fink H. — Tektonik und Speläogenese in den niederösterreichischen Kalkalpen . . . . .	91
Franke H. W. — Das Wachstum der Tropfsteine . . . . .	97
Gams I. — Corrosion Intensity in the Slovene Karst . . . . .	105
Gams I. — Über die Faktoren, die die Intensität der Sintersedimentation bestimmen . . . . .	107

	Page
Gams I. — Versuch einer Klassifikation der Tropfsteinformen in der Grotte von Postojna . . . . .	117
Gavrilović D. — Kamenice — kleine Korrosionsformen im Kalkstein . . . . .	127
Горбунова К. А. — Химический состав подземных вод карбонатного и гипсового карста . . . . .	135
Gospodarič R. — Über einige klastische Sedimente im Slowenischen Karst . . . . .	139
Gressel W. — Zur Kenntnis der Höhlenmeteorologie . . . . .	147
Gvozdeckij N. A. — Über die Höhlenentwicklung in Kalksteinmassiven mit durch Faltung dislozierten Schichten . . . . .	151
Hotterbeex M. — Étude du pH des eaux karstiques de la région de Han-sur-Lesse (Belgique) . . . . .	153
Kammholz H. — Intensität der Karstprozesse. Halit- und Sulfatkarst und seine Erscheinungsformen an der Erdoberfläche . . . . .	161
Krieg W. — Das Eiszeitalter in der alpinen Höhlenbildung und -entwicklung . . . . .	165
Montoriol-Pous J. y M. Font-Altaba — Estudio difraccionométrico, espectrográfico y fotoluminiscente de las estalactitas excéntricas de Mairuelegorreta (Macizo del Gorbea, Alava, España) . . . . .	171
Muxart R., T. Stchouzkoy et J.-Cl. Franck — Observations hydrokarstologiques dans le bassin amont de la Seille (Jura) . . . . .	175
Petkovšek Z. — Climatic Conditions in the Swallow-holes at Cave Entrances . . . . .	181
Petrochilos A. et I. Paraskevaidis — Un cas rare d'évolution de la décoration stalactitique . . . . .	189
Пулина М. — Термнка воздуха в пещерах польских Татр . . . . .	195
Reuter F. — Ein Beitrag zur Klassifizierung von Karsterscheinungen in Salz- und Gipsgebieten . . . . .	205
Smith D. I. — A Study of the Calcium and Magnesium Content of Waters in Limestone Areas . . . . .	213
Streit R. — Untersuchungsmethoden an Höhlensedimenten . . . . .	219
Sweeting M. M. — Some Variations in the Types of Limestones and their Relation to Cave Formation . . . . .	227
Tell L. — Erosion — Corrosion . . . . .	233
Tell L. — Mischungskorrosion — corrosion par mélange — ou comment peut une eau déjà saturée devenir agressive? . . . . .	235
Warwick G. T. — Some Primitive Features in British Caves . . . . .	239
White W. B. — Sulfate Mineralogy in some Caves in the United States . . . . .	253
White W. B. and J. A. Stellmack — Seasonal Fluctuations in the Chemistry of Karst Groundwater . . . . .	261



	Page
<b>B. Hydrologie du Karst — Karst Hydrology</b>	
Baučić I. — Subterranean Connections in the Hydrological Drainage Basin of the Cetina River . . . . .	271
Bidovec F. — The Investigations of the Karst Underground Water Systems and Hydrology . . . . .	279
Binder H. — Robert Gradmanns Darstellung der Karsthydrologie der Schwäbischen Alb im Lichte neuerer Untersuchungen . . .	287
Дублянський В. Н. — Некоторые вопросы гидрогеологии карста Горного Крыма . . . . .	293
Гигинейшвили Г. Н. — К гидрологической типизации карстовых рек южного склона Большого Кавказа . . . . .	299
Jenko F. — Umbildung des periodischen Sees von Cerknica (Slovenien, Jugoslawien) in einen ständigeren See . . . . .	303
Karkabi S. — L'exploitation des eaux du Karst en Liban . . .	309
Kessler H. und L. Rónaki — Ein Beitrag zur karsthydrologischen Nomenklatur . . . . .	311
Кикнадзе Т. З. — Гидрогеологические особенности развития карста на массиве Арабика (Кавказ, Западная Грузия) . . .	315
Krulc Z. — Geoelektrische Sondierungen als Beitrag zur Erforschung der Intensität des Verkarstungsprozesses . . . . .	321
Krulc Z. — Einige Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen der unterirdischen Wasserverbindungswege im Karst . . . . .	327
Mistardis G. — Investigations upon Influences of Sea Level Fluctuations on Underground Karstification in some Coastal Regions of South Greece . . . . .	335
Mladenović J. — Contribution à la solution de certains problèmes hydrogéologiques dans le bassin de la Néretva . . . . .	341
Petrović B. — Experimental Closing of the Gushing Spring "Obod" in the Fatničko Polje . . . . .	345
Salvayre H. — Note sur une expérience de pompage effectuée dans un aven d'extravasement situé dans la dolomie . . . . .	359
Salvayre H. — Observations sur les circulations souterraines dans les calcaires primaires des Pyrénées-Orientales . . . . .	363
d'Ursel P. et B. Magos — Le réseau hydrologique Martel-Cigalère . . . . .	371

### C. Spéléologie régionale — Regional Speleology

Abrami G. — Dinamica dell'evoluzione carsica . . . . .	379
Assorgia A., L. Bentini, P. Biondi — La Grotta della Valle delle Vacche in Parco Nazionale d'Abruzzo . . . . .	387
Audétat M. — Répartition des cavités du Jura Suisse français par groupes morphologiques . . . . .	391

	Page
Balbiano d'Aramengo C. — Le maggiori esplorazioni compiute dal GSP negli ultimi quattro anni . . . . .	401
Bonnet A. — Évolution durant le Néogène du karst des Gorges du Gardon (France) . . . . .	407
Božičević S. — The Poljakova Pećina in Lika . . . . .	409
Conrad G., B. Gèze, H. Paloc — Phénomènes karstiques et pseudokarstiques du Sahara . . . . .	411
Чикишев А. Г. — Особенности глубинного карста и спелеологическое районирование Урала . . . . .	417
Droppa A. — Neue Forschungen in der Demänova-Höhle . . . . .	423
Dubois P. et J. C. Candie — Recherches spéléologiques dans les «Picos de Europa» . . . . .	427
Fernandez Gutierrez J. C. — El karst de la depresión cerada de Matienzo (Santander, España) . . . . .	429
Fink M. H. — Höhlen ohne natürliche Eingänge . . . . .	435
Fink M. H. — Versuch einer Typisierung von Karstgebieten in Niederösterreich . . . . .	441
Głazek J. — Karst Phenomena in the Eastern Part of the Polish Tatra Mts. (South Poland) . . . . .	445
Głazek J. — Some Observations on Karst Phenomena in North Vietnam . . . . .	451
Gradziński R., A. Radomski — Factors Controlling Karst Development and Cave Types . . . . .	457
Гвоздецкий Н. А. — Типы ледяных пещер СССР . . . . .	463
Habič P. — Geomorphological Evolution of the Mountainous Karst in West Slovenia . . . . .	469
Hedges J. — A Vertical Shaft beneath Cherty Limestone Caprock at Dutton's Cave, Iowa . . . . .	477
Hernanz A. — La Cueva del Reguerillo y el carst del cerro de la Dehesa de la Oliva . . . . .	483
Илюхин В. В., В. Н. Дублянский — Спелеологические исследования в СССР . . . . .	487
Кавришвили К. В. — Абхазский тип высокогорно-карстового ландшафта и анализ карстообразовательных явлений этого типа . . . . .	495
† Kerin L. — The Hydrosystem of the Karstic River Ljubljanska . . . . .	501
Кипиани Ш. Я. — Геоморфологические типы карста Грузии и условия развития в них пещер . . . . .	503
Lauretì L. — Le cavità di attraversamento dell'Appennino Centro Meridionale . . . . .	509
Mistardis G. — Recherches sur la karstification souterraine de l'Attique péninsulaire (pour la plupart semi-aride) . . . . .	525
Panoš V. and O. Štelci — Problems of the Conical Karst in Cuba . . . . .	533

	Page
Pasquini G. — La grotte du Mont Corchia dans les Alpes Apuanes . . . . .	557
Попов В. — Морфология и генезис пещеры „Леденика“ . . .	559
Pulina M. — The karst Phenomena in the Poland Sudets . . . .	563
Раквиашвили К. Ш. — Некоторые вопросы изучения лед- яных пещер Грузии . . . . .	565
Silvestri P. — I fenomeni carsici della Val Toggia ed i dissesti subiti dalla diga del bacino idroelettrico del Kastel . . . . .	571
Skřivánek F. — Die Karstentwicklung des Plešivec-Plateaus im Südslovakischen Karst (Tschechoslowakei) . . . . .	591
Stellmack J. A. — An Alpine Karst in the United States . . .	601
Szabó L. — On the Correlation and Hydrological Functions of Cave-levels in the Bükk-Mountains . . . . .	609
† Szabó P. Z. — Eigenheiten der morphogenetischen Entwicklung des Karstreliefs und der Höhlen in Ungarn . . . . .	615
Tell L. — Verschiedenes Verhalten gewisser Urgesteine bei Ver- schiebungen: das Labyrinth von Grythult, Ostrogotland . . .	621
Тинтилозов З. К. — Некоторые вопросы физической спеле- ологии карстовой области южного склона Б. Кавказа (В пре- делах Западной Грузии) . . . . .	625
Vianello M. — Note su vari tipi morfologici di gallerie con per- corso a meandri . . . . .	631
Warwick G. T. — A Subterranean Knickpoint and Associated Gravels in Clapham Cave, Yorkshire, England . . . . .	637
Watson R. A. — Big Canyons in the Central Kentucky Karst . .	643
Watson R. A. and Ph. M. Smith — The Flint Ridge Cave Research Center, Mammoth Cave National Park, Kentucky . .	645



SECTION 1

SPÉLÉOLOGIE PHYSIQUE  
PHYSICAL SPELEOLOGY

A)

SPÉLÉOLOGIE PHYSIQUE GÉNÉRALE  
GENERAL PHYSICAL SPELEOLOGY





## К ВОПРОСУ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИЗВЕСТНЯКОВ КРИПТОКРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Е. М. Абашидзе

Тбилиси

Растворимость карстующихся пород в трещинах водой, соприкасающейся с атмосферным воздухом (при открытой системе растворения), недостаточно исследована.

Методика определения как относительной, так и абсолютной устойчивости пород не разработана, классический метод определения растворимости в равновесных условиях, должен быть дополнен и изучен при равновесных динамических условиях (5, 6), близких к природным.

Основными факторами, определяющими растворимость, являются: виды химических связей, активность растворителя, энергия кристаллической решетки, константа равновесия участвующих компонентов в реакции, скорость реакции, диссоциация ионов, энергия активации для подготовки молекул к распаду, трансляционный коэффициент движения атомов, растворимость граней кристалла, связь с размерами частиц, примеси, адсорбция и др. Из них наиболее важный фактор — адсорбция.

Происходящая в природе коагуляция трещин вызвана адсорбционными процессами. Образование пленки, пузырьков типа мыльной пены, коллоидных растворов, бактериальной среды в трещинах наблюдалось нами в пещере «Сакннуле», вблизи селения Снатле, в трещинах известняков аптского возраста. В экспериментах по растворимости глауконитовых известняков, обнаружались вышеотмеченные факторы, о которых излагается ниже.

Диффузионная теория кинетики растворения, в своих формулах не может учесть все вышеперечисленные факторы и решить задачи растворения в трещинах карстующихся пород, вследствие чего некоторые исследователи (Миомито [7]) отрицают диффузионную теорию кинетики растворения при малом составе компонентов, опираются на концентрацию растворов. Аналогично в наших экспериментах, растворимость определялась концентрацией раствора.

С целью изучения растворимости глауконитовых известняков, на примере водохранилищ Груз. ССР, нами в Грузинском Научно-Исследовательском Институте гидротехники и мелиорации были поставлены опыты по системе  $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ , при непосредственном соприкосновении воды с  $\text{CO}_2$  воздуха.

Структура и состав глауконитового известняка были определены под микроскопом и химическими анализами. Минералогический состав изучен методом окрашивания.

Порода состоит из нерастворимой части, в количестве 10,0—22,0 % крипнокристаллического кальцита 71,0—84,0 %, гидроксидов железа и алюминия 1,7—1,8 %. Содержит глинистый материал и равномерно распределённые зёрна глауконита размером 0,02—0,2 мм. В составе породы входят также выделения пирита и лимонита, плагиоклаза размером 0,02 мм и кварца, размером пор 0,02—0,2 мм. Поры расположены в определённом направлении, по-видимому по направлению плоскостей трещин.

Искусственная трещина составлялась из отшлифованных поверхностей пластинок глауконитового известняка, которые имели площадь  $3 \times 5$  см. По краям между пластинками пород прокладывался целофан в два слоя (толщина слоя целофана 0,0056 см). Замер раскрытия трещины производился щелемером, с подвижной луппой Амслера и ноннусом, с точностью до 0,001 мм.

Образец с трещиной помещался в фильтрационных приборах, с заливкой пространства между прибором и образцом парафином, так как парафин к реакциям инертен (3). Опыты производились непрерывно в течение 83 дней, подача воды осуществлялась снизу, сбор фильтрата производился сверху.

В эксперименте была использована дистиллированная вода с  $\text{pH} \sim 6,0$ —6,5. Средняя температура при опытах  $20^\circ \text{C}$ .

Периодически проводилось определение  $\text{CO}_2$  в воздухе, вне помещения, в лаборатории и в дистиллированной воде. Количество  $\text{CO}_2$  в воздухе варьировало от 0,03—0,06 %, причём в этих же условиях содержание  $\text{CO}_2$  в воде изменялось от 2,2—8,0—22,0 мг/л.

Растворимость глауконитового известняка определялась по концентрации Ca трилонометрическим методом, титрование производилось микробюреткой, с пересчётом на  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  и  $\text{CaCO}_3$ . Определения Ca проводили ежедневно.

В процессе опытов фиксировались температура воды и воздуха, давление воздуха,  $\text{pH}$  дистиллированной воды,  $\text{CO}_2$  в дистиллированной воде и в воздухе, определялся  $\text{CaCO}_3$  в растворе, градиент фильтрации в пределах 0,2—0,8 и суточный расход фильтрации, который варьировал от 20 до 1600  $\text{cm}^3$  и в редких случаях доходил до 6000  $\text{cm}^3$ .

Суммарный расход через трещины каждого образца составил от 9 до 222 л. Количество дистиллированной воды, необходимой для опытов, составило 1770,6 л.

Величина скорости раствора в трещине рассчитывалась по формуле для равномерного напорного движения в щелях, с гладкими стенками (4).

Как показали результаты экспериментов, расход фильтрации через трещину при неизменном градиенте со временем уменьшался. По-видимому, при постоянном градиенте расход мог меняться только за счёт уменьшения раскрытия щели. Причиной могло быть выделение газов из воды, образование бактерий на поверхности трещин и оседание на стенках трещины выделенных из образцов коллоидных частиц.

Выделение газов могло происходить при изменении температуры в процессе фильтрации. Образование бактерий подтверждалось на-

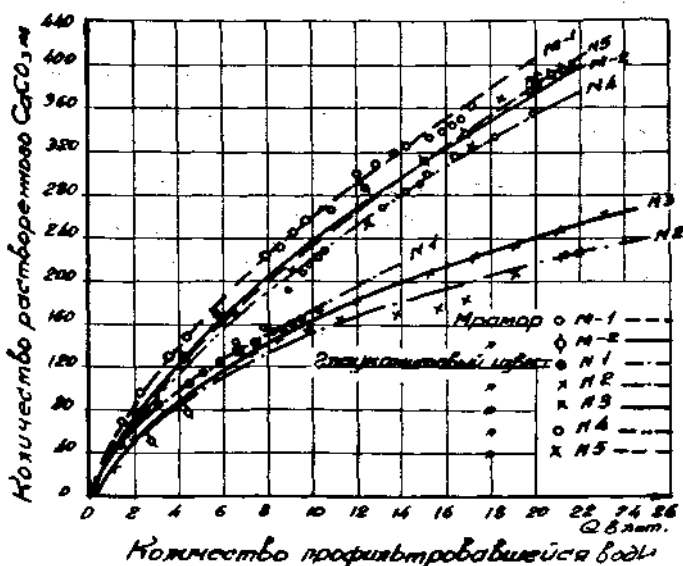
личием на поверхности трещин санзистого выделения и результатами микробиологического анализа. Выделение коллоидных частиц проверено профильтрованием фильтрата через двойной беззольный фильтр и последующим фотометрированием.

В присутствии в растворе органических веществ, распад частиц в значительной степени затруднялся (2).

Периодически проводилась прочистка трещин кратковременным пропуском воды при повышенных градиентах (5 раз за время проведения опыта). Это приводило к увеличению расхода.

В расчётах ширина щели и вязкость потока в течение замера (т. е. в течение суток) принимались постоянными.

На основании данных химического анализа выяснилось, что суммарное количество растворимого  $\text{CaCO}_3$  пропорционально количеству профильтрованной воды, что наглядно показано на фиг. 1.



Фиг. 1

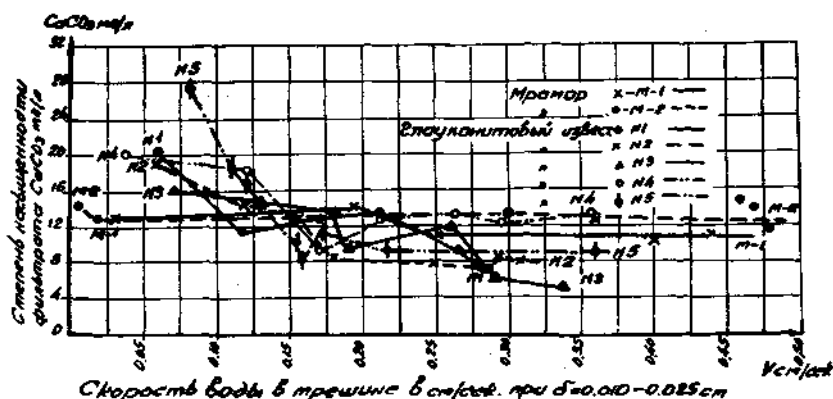
Как видно из графика (фиг. 1), при малых количествах профильтрованной воды, степень насыщенности фильтрата  $\text{CaCO}_3$  во всех образцах почти одинакова и равняется, в среднем, 40 мг/л и кривые расположены одним пучком. С увеличением количества фильтруемой воды, кривые начинают расходиться. Испытанные образцы мрамора и глауконитового известняка, по характеру зависимости, одинаковые, но количественно образцы 1, 2 и 3, менее растворимые.

Выяснилось, что пределы растворимости глауконитовых известняков зависят от скорости потока в трещинах, как это показано на фиг. 2.

С увеличением скоростей, снижается насыщенность фильтрата  $\text{CaCO}_3$ . На фиг. 2 наглядно показан ступенчатый характер изменения среднего значения растворимости  $\text{CaCO}_3$ .

Растворимость при открытой системе опытов не соответствует растворимости при изолированной системе испытаний, т. к. в первом случае количество  $\text{CO}_2$ , действующее на породу, дополняется из воздуха, сохраняя постоянную концентрацию  $\text{CO}_2$  в воде.

Согласно графику, нами выделены характерные зоны растворимости по скоростям: в зоне низких скоростей, в пределах от 0 до 0,1 см/сек,  $\text{CO}_2$ , содержащееся в воде, успевает воздействовать на поверхность трещин пород и дополнится из воздуха, в результате чего получается большое растворение (до 80 мг/л). В зоне больших скоростей, в пределах 0,1—1,0 см/сек,  $\text{CO}_2$  не успевает воздействовать на поверхность трещин, вследствие чего получается малая концентрация раствора, равная растворимости углекислого кальция в дистиллированной воде, не содержащей свободную углекислоту (1).



Фиг. 2

Но интенсивность выноса растворённого материала и суммарное количество растворённого  $\text{CaCO}_3$  непрерывно возрастает, за счёт чего развивается процесс растворения трещин.

В вертикальных трещинах, когда раствор движется перпендикулярно развитию диффузионного потока, он забирает часть растворимого материала и выносит через трещину. Движение потока помогает процессу перемещения частиц, но при больших скоростях, в пределах от 0,27 до 1 см/сек, в сравнении со скоростью диффузии карбоната со стенок трещины, концентрация его уменьшается.

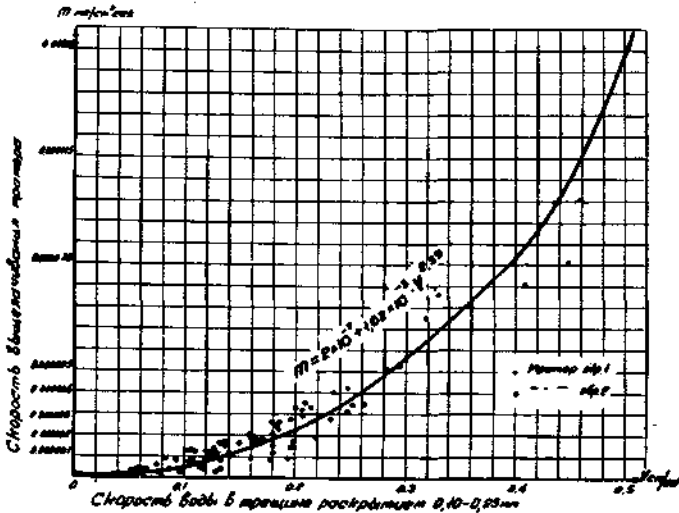
Каждой скорости раствора соответствует строго определённая растворимость.

На фигурах 3 и 4 приводится зависимость скорости растворения мрамора (фиг. 3) и глаукоконитового известняка (фиг. 4) от скорости воды в трещине, раскрытием в 0,1—0,25 мм. Зависимость эта носит параболический характер вида:  $m = a + bv^n$ .

Скорость растворения принята нами в размерности мг/см<sup>2</sup> сек. и выражает количество  $\text{CaCO}_3$ , растворённого в единице площади в единицу времени. Она характеризует интенсивность развития карста.

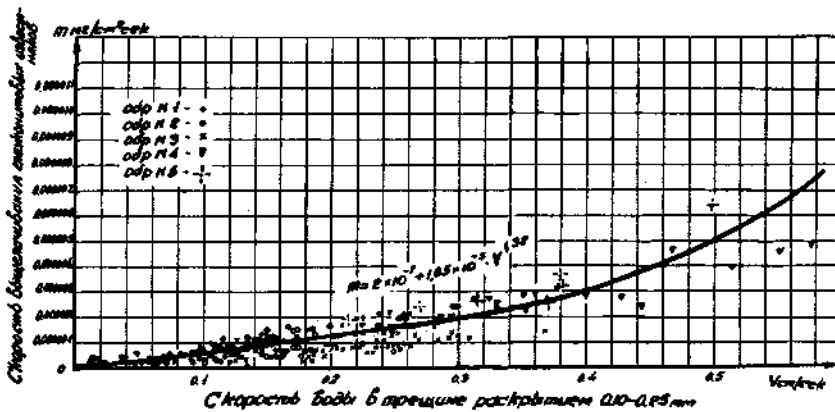
Как видно из этих формул, мрамор отличается большей скоростью растворения, чем глауконитовый известняк.

Полученные лабораторные данные по суммарному количеству растворённого  $\text{CaCO}_3$  позволяют прогнозировать ориентировочное увеличение раскрытия входного сечения трещины за определённый период времени.



Фиг. 3

При этом учитывается отмеченный выше специфический характер процесса фильтрации и растворения в узких трещинах, а также принимается допущение о том, что скорость растворения во времени не меняется.



Фиг. 4

Таблица 1

## Расчёт увеличения раскрытия трещин

№ п/п	Порода	Пределы скоростей $V$ в см/сек	Раскр. трещин до опыта $\delta$ в см	Количество растворённого $\text{CaCO}_3$ , $M$ в гр	Объём вынес. материала $\omega = \frac{M}{V}$ в $\text{см}^3$	Увелич. раскр. трещин в опыт $\Delta\delta = \frac{\omega}{S}$ в $\text{см}^2$	Раскрытие трещин к концу опыта $\delta' = \delta + \Delta\delta$ в см	Длительность растворения в опыте в Г сут.	Раскр. трещин через 25 лет
1	Мрамор 1	0,06—0,40	0,017	0,612	0,255	0,017	0,034	85	1,887
2	Мрамор 2	0,40—0,50	0,018	0,531	0,220	0,015	0,033	107	1,298
3	Глауконоитовый известняк	0,02—0,23	0,012	0,194	0,078	0,005	0,017	95	0,512
4	Глауконоитовый известняк	0,20—0,30	0,014	0,285	0,114	0,008	0,022	99	0,744
5	Глауконоитовый известняк	0,08—0,37	0,008	0,295	0,118	0,008	0,016	107	0,688
6	Глауконоитовый известняк	0,025—0,58	0,020	0,557	0,224	0,015	0,035	91	1,520
7	Глауконоитовый известняк	0,08—0,58	0,032	0,963	0,388	0,026	0,058	104	2,312

Как видно из таблицы 1, за 25 лет непрерывной фильтрации, волосяные трещины, при указанных в таблице условиях, увеличиваются до раскрытия от 0,512 до 2,312 см, в зависимости от скоростей потока.

Такое раскрытие трещин повысит интенсивность процесса в них, что может представлять значительную опасность для нормальной эксплуатации гидротехнического сооружения и потребует дополнительных работ по его укреплению.

## Основная литература:

1. Абашидзе Е. М., 1963. Лабораторные исследования выщелачивания растворения в трещинах глауконоитового известняка Шаорского водохранилища. Труды Всесоюзного совещания по методике изучения карста. Пермский Гос. Институт им. А. М. Горького. Вып. 2, Пермь.
2. А лекин О. А., Н. П. Марнчева, 1940. Стабильность карбонатного равновесия речной воды на примере р. Дон. Гидротехнические материалы, том XXX, издат. АН СССР. Серия геологическая № 2, Москва.
3. Бродский А. И., 1948. Физическая химия. Том I и II. Госхимиздат. Москва, Ленинград.



4. Ломизе Г. М., 1951. Фильтрация в трещиноватых породах. Государственное издательство, Москва, Ленинград.

5. Соколов Д. С., 1962. Основные условия развития карста. Государственное издательство, Москва.

6. Пальвелев В. Т., 1956. Устойчивость карбонатных пород по отношению к агрессивному воздействию вод. Кора выветривания. АН СССР. вып. 2, Москва.

7. Табля Т., 1946. К вопросу диффузионной теории кинетики растворения. Журнал физической химии, том. XX. вып. 12, Москва.

Дискуссия: К. Ек.



## CAVE METEOROLOGY IN THE TROPICS

Ken Ashton

University of Leeds

In the course of the University of Leeds expedition to Jamaica, West Indies in the Summer of 1963, several meteorological traverses were made in caves, temperature, relative humidity and quantity of water in the atmosphere (in grms/m<sup>3</sup>) being the quantities calculated from wet and dry bulb readings. Full details of these observations are to be found in (1.) and this note is simply concerned with an anomaly noted as a result.

All results were remarkable in that they did not fit the normal graph of temperature distribution based on Newton's Law of Cooling, the rate of decrease in temperature being less than that predicted by theory. The anomaly may have become recognisable on account of the different temperature gradients involved, in contrast to European conditions. Equilibrium cave temperatures were all of the order of 23° C with external temperatures of the order of 35° C. The anomaly was observed both in the case of ventilated and (relatively) unventilated caves, though being emphasised where marked ventilation was present.

The facts suggest an interpretation on the following lines. If  $T_e$ ,  $T_r$  and  $T$  represent the temperatures of the external air, of the rock and of the air at a distance  $x$  from the cave entrance respectively, then under conditions of steady ventilation, Newton's Law would suggest a relationship of the form:

$$\frac{dT}{dx} = -k(T - T_r)$$

which integrates as:

$$T = (T_e - T_r) \cdot e^{-kx} + T_r.$$

The obvious error in this assumption lies in the fact that, near the cave entrance, the effective sink temperature is not  $T_r$  but some value rather greater than this. The effect may, in part, be due to the actual rock temperature in the neighbourhood of the entrance being higher than  $T_r$  as measured inside the cave. To a greater extent, however, it may be due to the insulating effect of a thermal boundary layer, especially when the velocity of air flow is sufficient to retard the rate of loss of heat. The simplest way to construct an alternative model would seem to be to drop the assumption of a constant sink temperature  $T_r$  and instead consider a hypothetical sink temperature  $T(x)$  which varies with distance along the cave, and which approaches  $T_r$  as  $x$  becomes large.  $T(x)$  probably decays exponentially.

The revised law of cooling is now:

$$\frac{dT}{dx} = -k(T - T(x)).$$

which integrates to an expression of the form

$$T = F(x) \cdot e^{-kx}.$$

The function  $F(x)$  has the form

$$-k \int T(x) \cdot e^{kx} \cdot dx, \quad F(0) = T_1.$$

On the assumed form of  $T(x)$  this expression would, indeed, produce a better fit to the observed graphs than the classical expression. The form of  $T(x)$  could be investigated empirically and some theoretical investigation could be made, taking account of the thermal properties of both laminar and turbulent boundary layers. The basic idea, however, is to consider  $T(x)$  as depending, not only on the rock temperature at a point, but also upon the air temperature at that point.

#### Reference

(1.) Report of the 1963 expedition of the University of Leeds to Jamaica, Trans. of Cavé Research Group of Great Britain. Vol. 9, No 1, Jan. 1967.

## HYDROLOGICAL ANALYSIS APPLIED TO TROPICAL KARST

Ken Ashton

University of Leeds

This paper contains a brief description of some hydrological work carried out in the Jamaican karst during the Summer of 1963 on the occasion of a University of Leeds expedition to that island. A complete account, together with a detailed analysis will be found in (1.) but it is hoped that this account will encourage the application of this type of analysis elsewhere.

The main area investigated consisted of a region of cockpit country (Kegelkarst) centering on an enclosed valley called Lluidas Vale, which was in some ways reminiscent of a polje. To the West of this region, three rivers rose on a central inlier of shales and sank on reaching the limestone. This limestone, known as the White limestone (Eocene) was underlain by the Yellow limestone, apparently a less permeable stratum which may act, to some extent, as a hydrologic base. Most cave formation appears to be either in the White limestone or at the interface of the two limestones. Although this area may be faulted proof of faulting is either difficult or impossible to obtain due to the homogeneity of the rock. To the North of the region the fairly massive white limestone is interrupted by an East-West orientated belt of faults to the North of which the White limestone becomes softer and more permeable. This limestone extends, for the most part, to the North Coast and rivers rising from it lack the signs of major flooding common to most rivers rising from the more massive rocks with their more discrete flow patterns.

Preliminary chemical analyses indicated an average degree of total hardness of some 180 p. p. m. of which an average of some 40 p. p. m. could be attributed to Magnesium salts (The White limestone is dolomitized). Only percolation waters in caves significantly exceeded this value. With one exception there was no significant sign of permanent hardness. Water coming off the central inlier had a high pH value, probably due in part to the high temperatures involved (up to 27° C) and a correspondingly low gas solubility. The temperature of all resurgent waters was very near to an average value of 23° C.

During the months of August and September, the climate is marked by regular, intense, daily thunderstorms which provided massive flood waves and greatly facilitated the observing of variations in the properties of resurgent waters. They also afford a very real and considerable hazard to the exploration of active caves.

The resulting variations in the total hardness, pH, turbidity and flow during the passage of a flood wave through a system accorded well with the predictions made in (2.). Briefly, if we consider a simplified cave system consisting of a single vadose passage leading to a phreatic zone,

we see that a flood wave will travel through the vadose section without producing any reaction at the resurgence. On reaching the "sump" at the head of the phreatic section, however, there will be an immediate increase in the volume of flow at the resurgence. The emergent water will, however, be water which has completed a relatively slow traverse of the phreatic zone and will, therefore, be hard, of high pH and probably not turbid unless the phreatic zone contains much debris, when the increase in velocity of flow will occasion some degree of increase in turbidity. These conditions will be maintained until the actual flood water emerges when the pH and hardness should both decrease and the turbidity increase in general. If, moreover, we make a graph of the volume of flow against time, then the area under this graph, from the moment when the flow first increases until the first flood water emerges, will be a measure of the volume of the phreatic zone and hence of the volume of water stored by the system. This is, of course, not necessarily the volume of accessible water in the system and the accuracy of the measure is limited by the mixing of the types of water. The situation is far more difficult in reality, with several complex inlet systems, sequences of perched phreatic sections, backing-up effects etc. etc., but a large degree of analysis is still possible and this task was attempted on the Black River near Ewarton, St. Catherine, Jamaica.

The resulting observations are represented graphically in the figure 1 and a brief explanation will be given here, but for a full analysis reference must be made to (1.) where the full programme of work is discussed.

The most marked feature was the sheer magnitude of the flood wave, occasioned by a particularly heavy storm, which was such as to fill a dry river bed 25 feet in width and 8 feet deep in some 10 minutes (over  $8 \times 2$  meters). The storm was reported as being restricted to an area to the North and West of the Vale, only a little rain falling in the Vale itself. Despite this fact, severe flooding occurred in the North-East corner of the Vale due to the activating of normally dry resurgences. This factor was of some help in constructing a possible explanation of the subterranean drainage of the region.

Since all flood waters in this area contain red mud, quantities of sediment must lie in the phreatic regions and this would account for the initial rise in turbidity as the velocity of flow began to increase. The points marked on the graph have been interpreted as follows, although the complete argument, including reference to local topographical considerations must be sought in (1.).

1. Emergence of the first flood pulse from the sink nearest to the resurgence.

2. Second pulse from the same source.

- a) Emergence of flood water from this source mingled with phreatic water from other sections. On the flow curve, this point and the section of the graph preceding it could be indicative of backing-up in this section of the system.

3. & 4. Pulses from a second source arriving at the resurgence via a new section of phreas.

b) At this point it would seem that most of the phreatic sections so far activated are now occupied by flood waters.

5. Activation of a new section of phreas.

6. & 7. Further, weaker pulses from this new section. After point 7 flood water emerges. The descending, convex shape of this portion of the graph is consistent with this water having originated in a perched phreas — a fact suggested by topographical considerations.

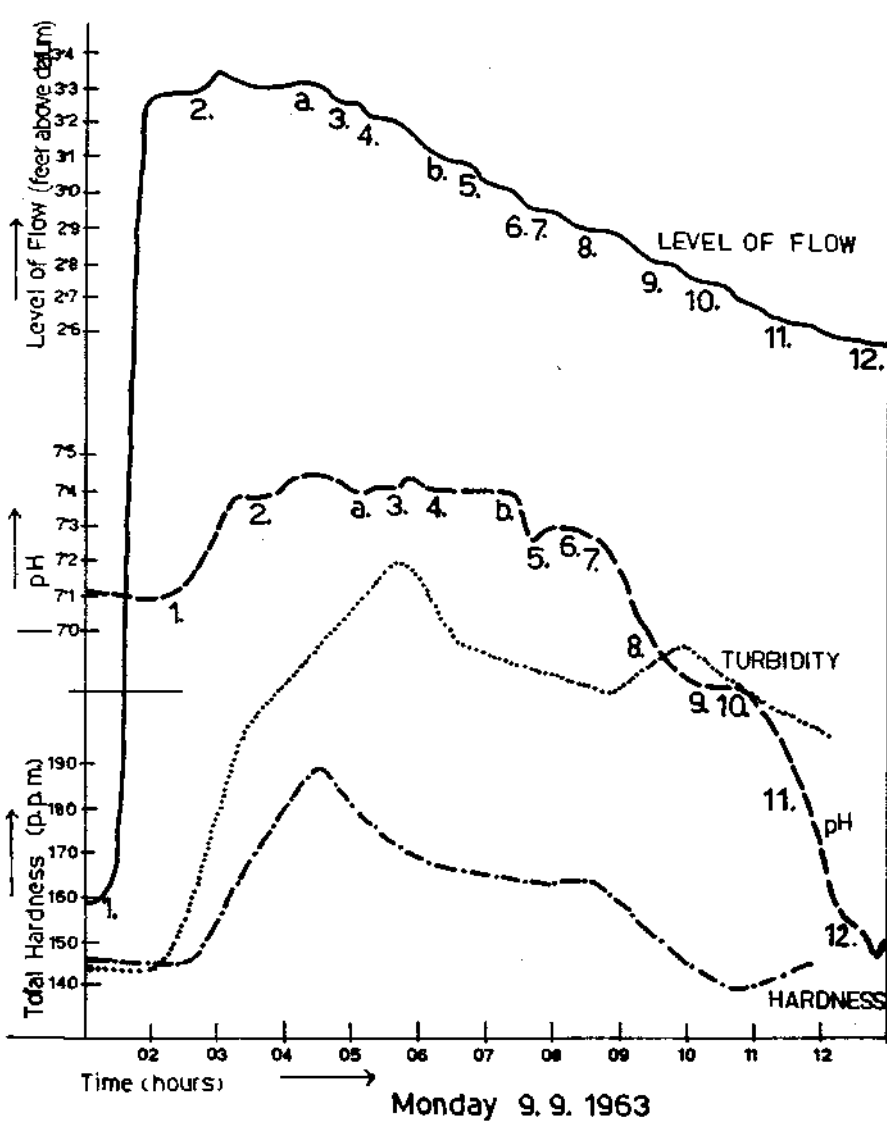


Fig. 1. Black River, District of St. Thomas — St. Catherine, Jamaica.

8. Another pulse, sufficient to reduce the rate of decrease in pH despite the fact that, by now, the phreas must contain almost entirely flood waters.

9. to 12. A repeat of the pattern 5. to 8. probably due to a loop produced by some of the water resurging in the Vale and then sinking and rejoining the system (The delay is consistent with this explanation).

The delay between the pH and the flow curves was due to the observations having to be taken about  $\frac{3}{4}$  Km. from the resurgence because of the nature of the terrain.

Despite the brevity of this account, and the fact that it represents only one aspect of the work attempted, it is hoped that the techniques employed, and the variety of phenomena illustrated will encourage practical interest in the principles involved.

#### References

1. Ashton K., The Analysis of Flow Data from Karst Drainage Systems. Trans. of Cave Research Group of Great Britain. Vol. 9. No 1. Jan. 1967.
2. Report of the 1963 expedition of the University of Leeds to Jamaica. Trans. of Cave Research Group of Great Britain. Vol. 7. No 2. Mar. 1966.



## EXCENTRIQUES

Beobachtungen und Theorien

Kurt Aubrecht

Wr. Neustadt

Die Neuentdeckungen in der bereits bekannten Excentriqueshöhle in Erlach (Abb. 1) veranlassen mich, abermals vor diesem Forum zu versuchen, in das Mysterium »Excentrique« einzudringen. Wenn auch manch ernster Forscher sich mit bestimmten einfachen Wachstumsformeln begnügt, so bestehen doch, meiner bescheidenen Meinung nach, hier einige Unklarheiten. Es sind seit dem letzten Kongreß vier Jahre verstrichen. Eigentlich eine lange Zeit, jedoch viel zu kurz, um über bestimmte Erscheinungen genau urteilen oder bestimmen zu können.

Bevor ich auf das Hauptthema eingehe, möchte ich die neuentdeckten Räume der Excentriqueshöhle kurz beschreiben. Wenn sie auch im wesentlichen den andern gleichen, so ist man von der verhältnismäßig niederen und breiten Schichtfuge, die den ersten Raum des neuen Teiles bildet, überrascht. Auch das schachbrettartig gemusterte Füllgestein mit seinen eigenartigen Auslaugungen verdient Beachtung. An die Schichtfuge schließen nun einige etwas unübersichtliche Räume, die wohl auch den Schichtfugencharakter erkennen lassen. Den Abschluß der Excentriqueshöhle bildet eine Kluffuge, die von einem mächtigen Harnisch beherrscht wird. Stalaktiten, Sinterröhrchen und für unsere Gegend überdimensionale Stalagmiten geben diesem Raum ein eigenartiges Gepräge. Auch in diesem Höhlensystem tritt das Karstwasser aus den tiefer gelegenen Räumen, je nach Wasserstand, mehr oder weniger hervor. Hier, wie im alten Höhlenteil, sind Boden- und Deckenzapfen sowie auch Excentriques unter dem Wasserspiegel zu beobachten.

Die ständig durchgeführten Messungen des stark schwankenden Wasserspiegels in der Excentriqueshöhle sowie in der nahegelegenen Erlacher Tropfsteinhöhle gaben gezeigt, daß es sich, wie schon H. Trimel festgestellt hat, um ein einheitliches Karstgefäßsystem handelt.

Der schwarze Belag, der im alten Höhlenteil die Wände, bis zu einer bestimmten Höhe scharf begrenzt, überzieht, nimmt im neuen Teil an Intensität stark ab, um dann gänzlich auszusetzen. Das Aussetzen dieser Erscheinung bedarf noch genauer Untersuchung, denn in keinem der folgenden tiefer gelegenen Räume ist dieser Belag zu beobachten.

Nun zu den Excentriques selbst! Im Anschluß an meinen Vortrag beim letzten Kongreß in Wien haben einige Herren ihre Ansichten und Theorien kundgetan, die alle möglich sind, obwohl sie sehr voneinander abweichen. Ich will nun versuchen, diese Meinungen und meine Beobachtungen aus den letzten Jahren zu zitieren: Bleich meinte richtig, daß Excentriques keine Tropfsteine sind, sondern Kristallsäulen mit verkantetem Weiterwachsen, die sekundär unter Kondenswasser gebildet und

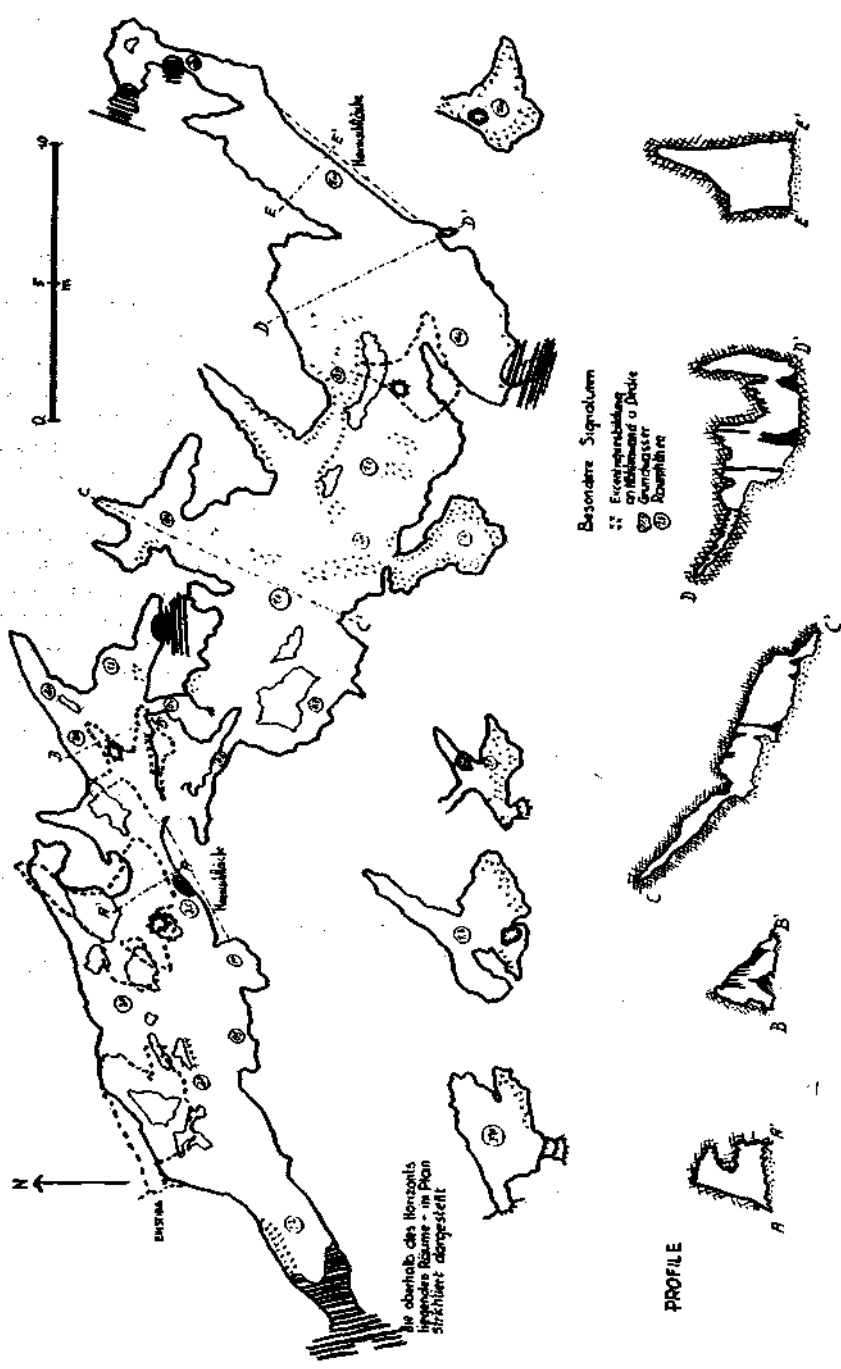


Abb. 1. Excenricqueshöhle bei Erlach.

mit einer glasigen Schicht überzogen werden. Diese glasartige Schicht ist in der Excentriqueshöhle nicht nur an den Excentriques, sondern auch an anderen Sinterformen zu erkennen. Es dürfte sich um eine Umkristallisation handeln, und ich vermute, daß dies eine Erscheinung der Inaktivität ist. Dazu sind noch genauere Beobachtungen notwendig. Die Bildung von Excentriques durch Kondenswasser war auch meine erste Theorie, denn das anhaftende Wasser konnte ja nicht auf die üblich natürliche Weise dorthin gelangen. Die genaue Betrachtung im Mikroskop hat jedoch gezeigt, daß an jenen Stellen, wo sich Kondenswasser ansetzt, und das immer an denselben, deutliche Auslaugungserscheinungen zu beobachten sind. Auch in den anhängenden Wassertropfen konnte ich Kristalle nachweisen. Auf Grund dieser Beobachtung will ich keineswegs behaupten, daß eine Bildung durch Kondenswasser nicht möglich wäre, obwohl die anhängenden Wassertropfen meist dort zu finden sind, wo man sie für das Wachsen der Excentriques nicht verantwortlich machen kann. Ich glaube, daß hier für beides, sowohl für die Kondenswassertheorie, als auch für meine Beobachtungen, die Veränderungen der mikroklimatischen Verhältnisse von Bedeutung sind. Die seit Jahren gemessenen Werte geben wohl Auskunft über das zur Zeit herrschende Höhlenklima, wie aber soll man nachweisen, wie sich Temperatur und Luftfeuchtigkeit zur Zeit der Abgeschlossenheit, also ohne Verbindung mit der Außenwelt, verhalten haben. Nach allgemeiner Ansicht, ganz unabhängig von jeder Entstehungstheorie, läßt man dem mediterranen Klima besondere Bedeutung zukommen. Diese Vermutung wird dadurch bestärkt, daß Excentriques in alpinen Zonen nur in geringer Zahl und bescheidenen Formen zu beobachten sind. Ich würde sagen, eine primitive Art Excentriques, die in sehr vielen Höhlen zu beobachten ist, wohl auch in solchen, die man nicht zu den alpinen Höhlen zählen kann. Ich vermute, daß hier nicht allein das mediterrane Klima von Bedeutung ist, sondern, daß es das Muttergestein und die mikroklimatischen Verhältnisse der Höhle sind. Nun ist die Tatsache sehr interessant, daß sich schon in dem kleinen Raum, in dem sich die Excentriqueshöhle ausbreitet, wesentliche Unterschiede in Bezug auf Zahl und Form ergeben. Je tiefer man in die Höhle eindringt und somit auch in das Berginnere, umso zahlreicher und mannigfaltiger werden die Excentriques. Sollte den klimatischen Verhältnissen wirklich Bedeutung zukommen, so müßten die Excentriques schon sehr lange Zeit inaktiv sein. Es konnte allerdings bis jetzt weder das eine, noch das andere nachgewiesen werden. Die Kondenswassertheorie wäre an sich nicht zu verneinen, nur ist genau zu überlegen, ob bei Bildung von Excentriques in vorgenannter Weise eine Kapillare notwendig, wenn überhaupt möglich wäre.

Gèze berichtet über zehnjährige Beobachtungen in der Grotte de Moulis, in welcher Zeit an den Excentriques keine Veränderungen stattgefunden haben. Er meint auch, daß der Studie von Prinz nichts hinzuzufügen wäre, welcher erklärt, daß Excentriques Einzelkristalle sind, die von Kanälen durchzogen sind und die durch diese die doppeltkohlen-saure Lösung heranbringen. Das Wachstum vollzieht sich gewöhnlich in Richtung der Stollen. Für die Formen wird maximale Verdunstung im Verein mit dem Mikrokreislauf verantwortlich gemacht. Sonst gibt diese

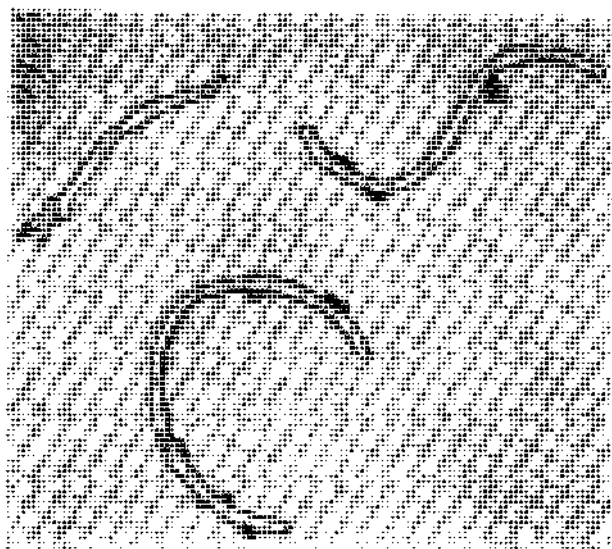


Abb. 2. Mikrolithen ähnliche Gebilde im Tropfwasser der Excentriqueshöhle.

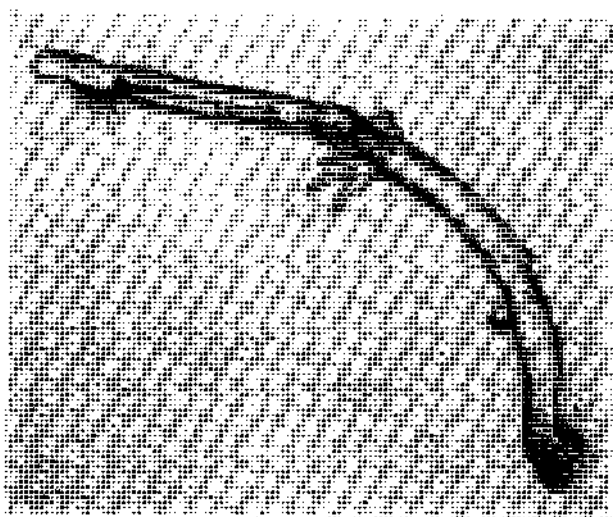


Abb. 3. Mikrolithen ähnliches Gebilde (wie in Abb. 2).

Entstehungsart nicht mehr und nicht weniger Probleme auf, wie die Bildung von Boden- und Deckenzapfen.

Frank e meint nun als Physiker vorsichtig, daß sich Excentriques auf verschiedene Weise bilden können, und daß bei bestimmten Formen die Gravitation maßgeblich beteiligt sei, weil an manchen Excentriques unmittelbar senkrecht stehende Zapfen ansetzen. Vielleicht hat Franke recht, wenn er dem Einfluß der Gravitation breiten Raum läßt. Ich sehe aber in der Entwicklung der senkrecht an die Excentriques ansetzenden

Zapfen keinen Anlaß, dies zu vermuten. Ich konnte beobachten, daß die Entstehung dieser Formen auf Tropfwasser zurückzuführen ist. Bei dem bereits bekannten »M« und auch anderen Excentriques wurde das Wachstum durch Tropfwasser unterbrochen. So ist also die Intensität des fallenden Tropfens stärker, so daß es zur Bildung des ansetzenden Zapfens kam. Franke hält auch die Bildung von Excentriques unter Wasser möglich. Nachdem Excentriques nicht nur am Muttergestein, sondern auch an allen Sinterformen entstehen oder entstanden sind, könnte dies bei vollkommener Füllung der Räume durch Wasser der Fall gewesen sein. Trotzdem muß man sich die Frage stellen, ob die Sinterformen dieselben Eigenschaften besitzen wie das Muttergestein und ob in diesem Falle, wie auch bei der Kondenswassertheorie, die Bildung einer Kapillare möglich ist. Ich glaube nicht.

Heller ist der Ansicht, daß beim Aufbau der Excentriques auch organische Substanz beteiligt sei. Dies könnte selbstverständlich für jede Bildungstheorie zutreffen.

Bei mehrmaligen Untersuchungen des Tropfwassers der Excentriqueshöhle im Mikroskop sind mir wiederholt mikrolithenähnliche Gebilde aufgefallen, welche an verschiedenen Stellen eigenartig geformte Kristalle ansetzen. Beim Betrachten dieser exzentrischen Formen wird man dazu verleitet, diese in engeren Kontakt mit den Excentriques und ihrer Entstehung zu bringen (Abb. 2 und 3).

Außerdem möchte ich es nicht versäumen, die Ähnlichkeit in der Struktur bei den Excentriques und anderen Sinterformen zu erwähnen. Schon an der Oberfläche ist eine sich wiederholende Unregelmäßigkeit im Aufbau vieler Sinterformen, sowie auch der Excentriques zu erkennen. Der Querschnitt läßt in beiden Fällen eine Dreiteilung erkennen, deren Felder verschiedene Größe aufweisen.

Wenn ich nun alle Beobachtungen und Theorien miteinander vergleiche, so muß ich zugeben, daß die Prinz'sche Theorie, im Bezug auf die Entstehung der Excentriques und im besonderen der Filiforms zu einem Axion geworden ist. Jedoch sind die Untersuchungen und Beobachtungen anderer exzentrischer Formen nicht abgeschlossen, wobei ich feststellen möchte, daß man bei diesen nicht allein der maximalen Verdunstung im Verein mit dem Mikrokreislauf den Vorrang einräumen dürfte.



## HÖHLENNIVEAUS UND HÖLLOCHNIVEAUS

Alfred W. H. Bögli

Hitzkirch, Luzern

Die Existenz von Höhlenniveaus ist umstritten. Obschon es sich um ein allgemeines Problem handelt, wird die Einstellung des einzelnen Höhlenforschers hierzu letztlich durch die Erfahrungen in seinem Arbeitsgebiet bestimmt. Doch gibt die Entstehung von Höhlenniveaus tiefe Einblicke in das Verhalten der unterirdischen Wasser.

Das Höhlenniveau umfaßt die Summe aller Gänge eines Höhlensystems, die unter der Einwirkung eines Vorfluters angelegt worden sind und daher ähnliche Höhe aufweisen. Als Vorfluter wirkt im alpinen Raum meist die Talsohle, auf die das Karstwasser austritt. Die Talgeschichte zeigt, daß gewöhnlich ältere Talböden existierten, die heute durch Terrassenzüge angedeutet sind. Das sind alte Vorfluterniveaus, die mit den Höhlenniveaus korreliert sind. Das Höhlenniveau ist somit ein morphogenetischer Begriff im Gegensatz zu Stockwerk oder Etage.

Höhlenniveaus entwickeln sich nur, wenn die Untergrenze des verkarsteten Gesteinskörpers merklich tiefer liegt als der Vorfluter. Das gilt für mächtige Kalkstöcke ebenso wie für abtauchende Kalkschichten, wie sie etwa für das Hölloch kennzeichnend sind.

In zahlreichen Höhlen hat eine enge Korrelation zwischen Vorfluter und Höhlenbildung nie bestanden, sei es, daß die Untergrenze des verkarsteten Komplexes über dem Vorfluter liegt, sei es, daß sich die Höhlen aus andern Gründen ohne Vorfluter gebildet haben, was bei Klein- und Mittelhöhlen häufig der Fall ist. Solche Höhlen zeigen im allgemeinen ein gleichsinniges Gefälle, wenn sie durch ein einziges Hauptgerinne mit seinen Zuflüssen gebildet wurden. Andererseits läßt das Schwanken der Ganglage über größere Distanzen um eine Mittellage auf die Existenz eines Höhlenniveaus schließen.

Die Beziehung zwischen Vorfluter und Höhlenniveau ist ursächlich durch das hydromechanische Verhalten des Wassers im verkarsteten Gesteinskomplex gegeben. Aus hydrostatischen Gründen müßte die Karstwasseroberfläche gleiche Höhe mit dem Vorfluter aufweisen. Die dazu erforderliche Bedingung, ruhendes Wasser, dürfte nur selten und kaum jemals über längere Zeiträume hinweg erfüllt sein. Das Karstwasser bewegt sich, und zwar häufig in unabhängigen Gerinnen. Es gelten somit die hydrodynamischen Gesetze, unter denen jenes von Bernoulli für die Höhe des örtlichen Wasserspiegels maßgeblich ist. Danach ist in jedem Querschnitt einer wasserdurchflossenen Röhre die Energie gleich.

$$E = \frac{m}{2} \cdot v^2 + m \cdot g \cdot h$$

An Engstellen fließt das Wasser schneller — die Fließgeschwindigkeit  $v$  verhält sich umgekehrt proportional zum Querschnitt — darum ist auch die kinetische Energie größer. Die potentielle Energie  $m \cdot g \cdot h$  muß daher sinken. Da die Masse  $m$  und die Gravitationsbeschleunigung  $g$  konstant sind, so muß die Variable  $h$ , die Druckhöhe, kleiner werden. In Gangweitungen sinkt die Wassergeschwindigkeit, dafür steigt der Druck. Das Wasser in den aus dem phreatischen Bereiche aufsteigenden Gängen weist verschiedene Spiegelhöhen auf, da es sich auf den bei der Abzweigung herrschenden Druck einstellt. Der wassererfüllte Gang wirkt daher als natürlicher Druckmesser, als Piëzometer. Der Karstwasser»spiegel« ist daher alles andere als horizontal; er ist eine piëzometrische Oberfläche. Diesen Ausdruck verwenden beispielsweise die angelsächsischen Karstforscher (piëzometric surface). Die piëzometrische Oberfläche ist der Ausdruck der Fließverhältnisse im phreatischen Raum und eine Funktion der dort herrschenden hydrodynamischen Bedingungen.

Die piëzometrische Oberfläche liegt nicht nur örtlich verschieden hoch, sondern variiert auch in der Zeit. Die unterste Lage ist die permanente Karstwasserfläche, unter der der phreatische Raum liegt, die oberste grenzt die Hochwasserzone nach oben ab. In dieser und der phreatischen Grenzzone (shallow phreatic zone) spielen sich intensive Höhlenbildungsvorgänge ab, welche die Grundlage für die Entstehung von Höhlenniveaus im morphogenetischen Sinne sind.

Im Prinzip gibt es zwei Typen von Höhlenniveaus. Der phreatische Bereich zwingt das Wasser der Zubringer zu seitlichem Wegströmen, was primär immer unter Druckfließen erfolgt. Dieser Typ neigt zur Bildung von Gängen mit elliptischem Querschnitt. Andererseits bedeutet die phreatisch-vadose Grenze auch einen Mischungsraum zwischen zusickerndem Wasser und Unterwasser, was zu vermehrter Mischungskorrosion führt. Die Hohlräume nehmen den Charakter von Hallen an. Dieser Typ ist selten und tritt nur örtlich rein auf. Meist ist er mit dem ersten kombiniert und verstärkt dessen Wirkung. Die Häufung von Erscheinungen der Mischungskorrosion in diesem Raume ist eine der wichtigsten Grundlagen für die Entstehung morphogenetischer Höhlenniveaus.

Im Hölloch (Schweiz), von dem heute 93 km vermessen sind, können mehrere Höhlenniveaus nachgewiesen werden. Das Höhlensystem zieht sich durch eine bis 50 % geneigte Kalkschicht von mehr als 100 m Mächtigkeit. Die Höhendifferenz innerhalb der Höhle beträgt aber heute 577 m. Zwangsläufig liegen die einzelnen Niveaus daher nicht übereinander, sondern sind seitlich gegeneinander verschoben. Die Verbindungsgänge folgen im allgemeinen dem Schichtfallen, das nur örtlich 50 % übersteigt.

Das Hölloch weist drei Hauptniveaus auf. Dazu gesellen sich zwei weitere, deren Entstehung und Funktion noch nicht ganz geklärt werden konnten. Das oberste Niveau umfaßt zahlreiche zusammenhängende Gänge zwischen 950 und 1050 m Meereshöhe. Sie sind die unterirdische Korrelation zum präglazialen Niveau des benachbarten Muotatales. Das zweite um 800 m soll nachstehend näher beschrieben werden. Das dritte Niveau liegt zwischen 600 und 700 m Meereshöhe. Es besteht aus bedeutenden Gangzügen, deren obere Teile im vadosen Raume liegen und daher



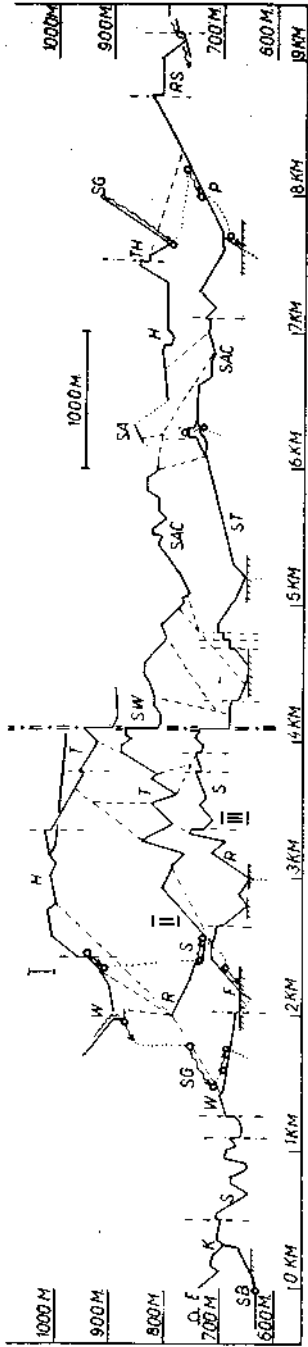


Abb. 1. Abwicklung der drei Höhlenniveaus im Höllloch.

LEGENDE:

- Verwerfung
- == Hauptverwerfung
- Höhlenquelle mit Höhlenbach
- ~ Höhlenbach mit Schwinde
- ..... Nicht begehbare Verbindung, durch Färbung nachgewiesen
- - - Gänge zweiter Ordnung
- TTTTTTT Orülcher Karstwasserspiegel

Niveau I: W: Wasserdorn; H: Himmelsgang; T: Trait d'union

Niveau II: R: Riesensaal; S: Styx; T: Titanengang; SW: Seilwand; SAC: Vorderer Sandgang; SA: Sandgang; H: oberer Öffnungsgang; TH: Trughalle; SG: Schluchtgang

Niveau III: E: Eingang; SB: Schleicher Brunnen (Vorfluter); K: Kamin; S: Sandhalde; W: Wegscheide; F: Fjord; R: Rabengang; S: Schlungengang; ST: Schuttunnel; SAC: Hinterer Sandgang; P: Pagodengang; RS: Reinacherstollen

zugänglich sind, während die tieferen in den phreatischen Bereich eintauchen. An einer Stelle stieß ein Taucher bis in zwanzig Meter Wassertiefe vor und stellte fest, daß sich der Gangcharakter nicht änderte.

Das zweite und wichtigste Niveau besteht aus dem Gangzug Riesensaal — Titanengang — SAC-Gang — Pagodengang und weist eine Länge von 6 km auf. Die Gänge pendeln um die Höhenlage von 800 m mit Ausschlägen bis zu 50 m und mehr nach oben und unten. Nur im östlichen Titanengang steigt die Höhe auf 900 m an, bricht dann aber anschließend auf 800 m ab. Hier befindet sich eine steil gegen Osten einfallende Verwerfung, die offensichtlich im Pleistozän aktiviert worden war. Sie erfaßt alle älteren Gänge, wo Sprunghöhen bis gegen 100 m festgestellt werden konnten. Sie ist aber auch in den jungen Gängen des Niveaus III noch deutlich erkennbar.

Im Niveau II setzen fast immer an den obern Gangumbiegungen Stollen zweiter Ordnung an, die zum obern Niveau hinaufführen. Andererseits gehen an den tiefsten Stellen solche zum untersten ab. Hierfür drängt sich die folgende Erklärung auf, die sinngemäß auch auf die beiden andern Niveaus übertragbar ist.

Am Westende des Hölloches liegen auf etwa 750 m die Überreste des erstinterglazialen Talbodens. Diesem Vorfluter entspricht die Anlage des Höllochniveaus II. Vom oberen Niveau her und durch direkte Zubringer gerieten zu Beginn die Fugen unter Druck, der in der Nähe der piézometrischen Oberfläche am größten war. Dies bewirkte eine Zunahme der Wasserzirkulation in diesem Bereiche. Aber nur die Schichtfugen waren karsthydrographisch wirksam, da sie allein genügend weitreichende Verbindungen besaßen. Daher liegen auf ihnen im Hölloch auch gegen 95 % aller Gänge. Die tektonischen Bewegungen auf den Schichtflächen verlaufen ungefähr im Fallen, somit auch die vorgezeichneten Wasserwege. Bei Abwärtsbewegung unter die piézometrische Oberfläche gerät das Wasser jedoch unter den Gegendruck in der phreatischen Zone, bei Aufwärtsbewegung nimmt der Druck ab. Die Fließrichtung zielt einigermaßen horizontal auf den Vorfluter hin. Aus den ursprünglich vorgezeichneten Wasserwegen und der erzwungenen Fließrichtung ergibt sich ein Pendeln der resultierenden Wasserwege um die piézometrische Oberfläche mit einer Amplitude von durchschnittlich 50 m. Jeder neue Zufluß mußte nicht nur die Mischungskorrosion aktivieren, sondern war gleichzeitig die Ursache für eine Umkehr des aufsteigenden Wassers nach unten. Es ist kennzeichnend, daß diese Gänge nur auf kurze Distanz allfälligen Klüften folgen, weil deren Streichen senkrecht zur allgemeinen Fließrichtung liegt.

Mit der Erweiterung der Primärfugen zu vorerst schmalen Gängen nahm der Durchsatz von Wasser zuerst langsam, dann immer schneller zu. Dadurch wurde dem obern Niveau das Wasser allmählich entzogen. Im Verlaufe des großen Interglazials wurde dieses gänzlich inaktiv, abgesehen von den Zubringerstrecken. Durch die vorausgegangene glaziale Eintiefung war jedoch der Talboden auf nahezu 600 m abgesenkt worden. Damit gerieten die Fugen und Klüfte auf diesem Niveau unter erhöhten Wasserdruck. Zu der Zeit, da die Entwicklung im Niveau II den Höhe-

punkt erreichte, wurde 150 m tiefer im werdenden Niveau III die Grundlage für dessen Inaktivierung gelegt.

Im Verlaufe des letzten Interglazials wurde das Niveau II inaktiv mit Ausnahme des hintersten Teiles, dessen Abstand vom Vorfluter 5 km beträgt. Deshalb steigt hier bei großem Hochwasser die piézometrische Oberfläche 150 m über den Tiefstand an. Wenn die Wasserwege überlastet sind, liegt dieser Teil nicht nur unter Wasser, sondern übernimmt sogar den großen Hochwasserstrom. Die Mischungskorrosion ist sehr wirksam, da es an Zuflüssen nicht mangelt. Der Ellipsenquerschnitt herrscht vor. Nur dort, wo eine beträchtliche Geröll- und Sandführung erkennbar ist, hat sich die Grundform wesentlich verändert oder ist sogar ganz zerstört worden. Solche Gangstrecken sind deutlich größer als die anderen. Während die heute noch temporär aktiven Ellipsengänge bis sieben Meter breit und vier Meter hoch sind, steigt die lichte Höhe auf den Erosionsstrecken bis auf acht Meter und mehr an. Gleichzeitig werden hier die Klüfte stärker herausgearbeitet, wodurch die Abhängigkeit von den Schichtfugen verwischt wird. Die Gangform wird zugleich unregelmäßig.

Die Höhlenniveaus sind im Verlaufe der Zeit zahlreichen Komplikationen ausgesetzt. Es ist hier nicht der Ort, darüber zu befinden. Jedoch darf festgestellt werden, daß sie sich im Hölloch in bescheidenem Rahmen halten, sehr zum Vorteil der Untersuchungen.

Durch die Eintiefung des Muotatales zwischen Präglazial und Mindel-Riss-Interglazial um ca. 450 m wurde das Wasser in den verkarsteten Urgonkalken von Silber-Bödmeren gezwungen, sich im Verlaufe dieser Zeit drei Vorflutern anzupassen. Diesen sind eindeutig drei Gangsysteme zugeordnet, deren mittlere Lage durch die piézometrische Oberfläche bestimmt ist. Das Erkennen und Deuten der Höhlenniveaus ist für die Speläogenese von großer Bedeutung, setzt jedoch eine gründliche Kenntnis auch der Oberflächenformen und ihrer Genese in Raum und Zeit voraus.

Diskussion: A. Droppa, M. Fink.



## **LA CORROSION PAR MELANGE DES EAUX**

Alfred W. H. Bögli

Hitzkirch, Luzern

Voir la publication détaillée:

Bögli A., 1964. Corrosion par mélange des eaux. *International Journal of Speleology*, Vol. I, Parts 1 + 2, p. 61—71, 3 pl., avec bibliographie.

Discussion: R. Oedl, P. Fénélon, C. Ek, N. A. Gvozdeckij.

## **L'ÉVOLUTION DES CAVERNES KARSTIQUES PAR RAPPORT A LA CORROSION PAR MELANGE DES EAUX**

Alfred W. H. Bögli

Hitzkirch, Luzern

Voir les publications suivantes:

Bögli A., 1964. Die Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, Graz. Mit Literaturangaben.

Bögli A., 1964. Corrosion par mélange des eaux. *International Journal of Speleology*, Vol. I, parts 1 + 2, p. 61—71, 3 pl., avec bibliographie.

Discussion: W. Maucci, H. W. Franke, M. M. Sweeting.



## LA CORROSION MICROBIENNE DANS UN RESEAU KARSTIQUE

Victor Caumartin

Dijon

Dans les grottes, l'activité microbienne est déterminée par les apports d'eau et essentiellement par ceux du réseau de fentes. Lorsque celui-ci est actif, il entretient le ruissellement et, à certaines périodes de l'année, si l'eau contient du bicarbonate de calcium libre, c'est à dire non engagé dans des complexes organiques, le concrétionnement. S'il est en partie colmaté par des sédiments, son débit est insuffisant pour compenser l'évaporation, le suintement qui en résulte alors met en place une légère pellicule d'eau. Enfin, quand il est entièrement obstrué ou inexistant, l'eau ne peut provenir que de la condensation. Les ruissellements entraînent les apports organiques et rendent de ce fait impossible l'hétérotrophie; seule l'autotrophie peut alors exister; cependant, surtout au contact de la fraction argileuse des sédiments, subsiste une teinture organique qui intervient dans la réduction des sulfates. Au contact des suintements et des condensations, les apports organiques du réseau de fentes ou ceux liés aux transports aériens sont retenus, l'hétérotrophie est alors possible; on reconnaît ici les colonies microbiennes à l'aspect des gouttes d'eau, à la présence de pustules blanches, à une odeur particulière. Les microorganismes autotrophes ou hétérotrophes provoquent des corrosions.

Seuls le fer et le soufre alimentent valablement l'autotrophie de grotte. Les microorganismes qui oxydent ces deux corps ne se rencontrent pratiquement qu'au contact du sulfure de fer, donc au voisinage d'une roche encaissante ou d'un sédiment plus ou moins sulfureux. Cette conclusion est tirée d'une étude statistique basée sur une analyse chimique et sur une recherche de germes conduite par contact, au moyen de silico-gels. Pour la préparation de tels milieux, la solution minérale est constituée par un extrait de sédiments de la grotte étudiée (1000 cc) enrichi par 0,2 gr de  $\text{PO}_4\text{K}_2\text{H}$ , 3,25 gr de  $\text{SO}_4\text{Mg}$ , 7  $\text{H}_2\text{O}$ , 3,25 gr de  $\text{ClK}$ , 3,25 gr de  $\text{Cl}_2\text{Ca}$ ; la formule reproduit les meilleurs équilibres sulfates/chlorures des sédiments et fournit les phosphates, habituellement retenus par l'argile, donc indisponibles dans une recherche par contact. Elle est mélangée à un égal volume de silico-sol obtenu sur résines puis coulée sur lames, en boîte de Pétri et stérilisée. Au sortir de l'autoclave, on recueille des silico-gels parfaitement limpides; ils sont saupoudrés de sulfure de fer stérilisé. Les lames, recouvertes du milieu solide, mises en place aux endroits expérimentés, sont relevées au bout d'un mois. Les colonies de germes autotrophes sont localisées là où apparaît l'oxyde de fer rouge; leur nature ne peut bien entendu être précisée que par l'intermédiaire des méthodes classiques.

Mais, la présence de sulfures n'implique pas forcément une autotrophie; l'oxydation peut être liée à des mécanismes physico-chimiques

aussi bien qu'à des mécanismes biochimiques. Au contact des équilibres carbonatés classiques:



SFe et S<sub>2</sub>Fe sont décomposés en soufre et bicarbonate ferreux (S et (CO<sub>3</sub>H)<sub>2</sub>Fe; deux voies sont alors possibles:

-- en aérobiose, S s'oxyde à l'air et donne le sulfate de calcium (Ca est prélevé sur le bicarbonate de calcium), (CO<sub>3</sub>H)<sub>2</sub>Fe libère spontanément CO<sub>2</sub> et Fe(OH)<sub>2</sub> lequel s'oxyde à son tour en Fe(OH)<sub>3</sub>. Ces mécanismes interdisent l'autotrophie, en raison de la rapidité de leur évolution;

-- en microaérophilie, situation intermédiaire entre l'aérobiose et l'anaérobiose, dans les fissures noyées, vers la périphérie des masses sédimentaires, lorsqu'en particulier le milieu contient des phosphates, un bon équilibre chlorures/sulfates qui freine la décomposition du bicarbonate ferreux, des oligo-éléments (Ca—K—Na—Mg—Mn—Zn—Mo—Bo), Thiobacillus pour le soufre, Sidérocooccus, Ferrobacillus, Perabacterium pour le fer, les plus fréquents dans les grottes étudiées, interviennent pour catalyser les oxydations. Il faut remarquer ici que ces germes, entraînés par les ruissellements, rencontrent souvent des supports qui leur sont étrangers; il convient donc toujours de confronter les résultats des mises en culture avec les données d'une analyse chimique.

De telles autotrophies conduisent à des développements lents qui ne peuvent se rencontrer, du fait de la nécessaire présence des sulfures, qu'au voisinage de formations géologiques bien définies; c'est un point capital sur lequel il convient d'insister car, dans une grotte, les minéralisations de matière organique sont insuffisantes.

En anaérobiose, grâce à la teinture organique dont nous avons parlé plus haut, les sulfates sont réduits en sulfures et nous retrouvons le sulfure de fer. Les bactéries prennent ici O<sup>-</sup> à SO<sub>4</sub><sup>-</sup>, S<sup>-</sup> réduit Fe<sup>+++</sup> et précipite S<sub>2</sub>Fe; ces organismes appartiennent au genre Sporovibrio et peuvent être mis en évidence sur les sédiments qui contiennent des sulfates, par le milieu de STARKEY (Composition de ce milieu: eau 1000 cc, Chlorure d'Ammonium 1 gr, Phosphate bipotassique 0,5 gr, Sulfate de magnésium 2 gr, Sulfate de sodium 0,5 gr, Chlorure de calcium 0,1 gr, Solution de Lactate de sodium à 60 0/0 6 cc).

Ainsi les sédiments, pourvu qu'ils contiennent du fer, quel que soit son degré d'oxydation, — c'est pratiquement toujours le cas —, un peu de matière organique résultant d'un simple transport aérien, pourvu que la roche encaissante leur apporte des sulfures ou des sulfates par le réseau de fentes, vont entretenir un cycle autotrophe de synthèse organique étroitement lié à l'eau; ce cycle pourra s'interrompre, en période d'arrêt de ruissellement ou même ne pas exister. Ils appartiennent, quant à leur aptitude biochimique, à trois types qui correspondent aux trois situations que nous venons de présenter: oxydation physico-chimique, oxydation biochimique, réduction.

1° Type: Il s'égoutte facilement et ne convient qu'à l'aérobiose. Les sulfures sont facilement décomposés, surtout en période de ruissellement, c'est à dire d'apport de bicarbonate de calcium, et, oxydés par voie physico-chimique. La teinture organique est rapidement minéralisée. Il



est impossible de trouver ici une réduction; c'est ce que l'on observe lorsque la fraction argileuse est insuffisante.

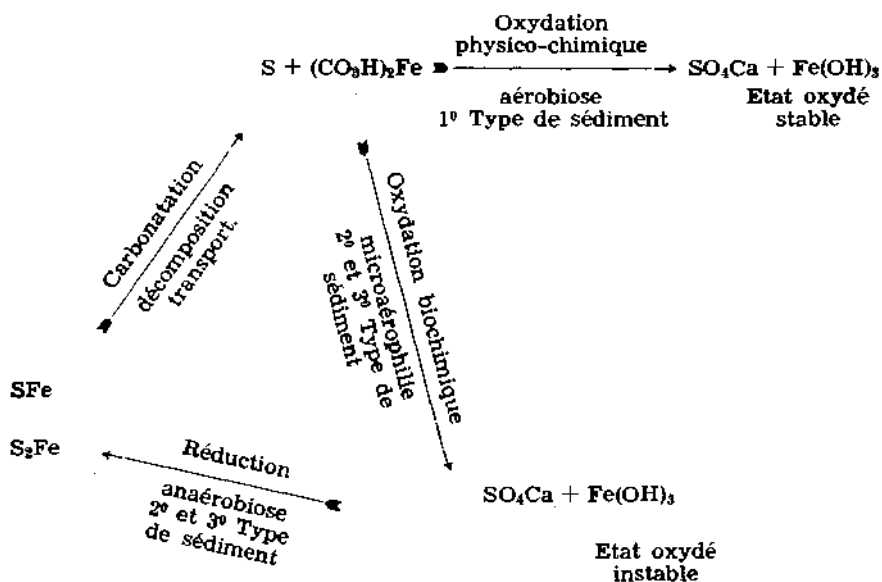
2<sup>o</sup> Type: Il reste imbibé d'eau pendant une période de temps suffisamment longue pour permettre, en anaérobiose, la réduction des sulfates sans consommation massive de matière organique.

3<sup>o</sup> Type: Il s'égoutte lentement et la réoxygénation des couches superficielles entraîne une microaérophilie et l'oxydation biochimique.

Les types 2 et 3 sont en réalité identiques, avec une fraction argileuse permettant, pendant toute l'année, une rétention d'eau; leur comportement est lié à l'absence ou à la présence de ruissellement, c'est à dire à une simple imprégnation ou à un état voisin de la submersion. Ils sont le siège d'un cycle complet d'oxydo-réduction biochimique, en rapport avec le cycle de l'eau, à condition qu'ils présentent des équilibres minéraux convenables.

Avant de rechercher les autotrophies souterraines et de supputer leur rôle en biospéologie, il convient donc de s'assurer de la nature de la roche encaissante (présence de sulfures ou de sulfates), de l'état du réseau de fentes, de procéder à une étude granulométrique et chimique du sédiment, en insistant sur sa fraction argileuse, sur sa teneur en fer. Si elles ne peuvent évoluer qu'au niveau du réseau de fentes, elles sont sans intérêt.

#### Cycle du fer et du soufre dans les grottes



Pyrite de la roche, Sulfure issu de la réduction des sulfates, au sein des sédiments.

Etat réduit instable dans les sédiments de grottes, en raison des équilibres carbonatés.

Quand le sulfate de calcium, quelle que soit son origine, apparaît vers la surface de la roche et n'est pas éliminé, il se produit, en liaison avec l'hétérogénéité du support, une corrosion que nous avons appelée, en raison de son mode particulier d'évolution, la corrosion intersticielle. Le calcium provient des eaux bicarbonatées, il est d'origine pédologique, le phénomène ne dépend donc pas de son élimination mais d'une action mécanique liée lors de la formation du gypse, à une augmentation de volume. Le phénomène se déroule, lorsque les conditions de milieu le permettent, en deux temps: décomposition des sulfures et oxydation, dislocation par cristallisation du gypse. Le plus souvent, les sulfates sont entraînés en solution et se retrouvent au sein des sédiments où l'on observe parfois, en place, des aiguilles de gypse.

Au contact des suintements et des condensations, l'activité microbienne, souvent plus intense, conduit, en hétérotrophie, à d'autres formes de corrosion. L'observation des peuplements hétérotrophes peut être poursuivie sur des gours, au contact des sédiments mais elle est plus facile sur condensations, en cavité sèche, lorsque la ventilation apporte des poussières organiques.

Les gouttes d'eau de condensation ne présentent, au moment de leur formation, aucun caractère particulier. Elles ne sont le siège d'aucun équilibre chimique mais elles dissolvent le  $\text{CO}_2$  de la cavité et provoquent la corrosion du support carbonaté. Elles peuvent disparaître par évaporation, sans laisser d'autre trace, lorsqu'elles sont abritées, qu'un dépôt pulvérulent.

Lorsqu'elles sont sur le passage des courants d'air, elles captent les matières organiques et les microorganismes qui les accompagnent et chacune d'elles devient un milieu de culture reconnaissable, dans le faisceau lumineux d'une lampe électrique, à son aspect plus ou moins jaune et scintillant. Les fermentations apportent en particulier  $\text{CO}_2$  et  $\text{NH}_3$ ; le premier intervient comme nous venons de le signaler; le second précipite le  $\text{CO}_3\text{Ca}$  et tient en suspension les particules détachées de la paroi (phénomène purement mécanique); on observe alors, surtout à la loupe, une suspension plus ou moins laiteuse. Enfin, l'évaporation ou l'imbibition dans la roche font disparaître la goutte d'eau peuplée et il reste en place une pellicule circulaire blanche humide.

Sur support calcaire,  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , etc. . . . sont à l'origine de l'élimination de nombreuses espèces et nous retrouvons finalement, surtout au contact de la calcite, l'association microbienne type des corrosions suintantes. C'est une erreur de croire que ces peuplements sont étroitement adaptés aux grottes; ici, à partir d'un ensemble très polyvalent, étranger au milieu et en provenance de l'extérieur, une sélection que l'on peut reproduire expérimentalement intervient. On reconnaît, en particulier, des bactéries de la minéralisation: Ammonificateurs, Nitrificateurs, Réducteurs de nitrates, etc. . . ., des Actinomycètes (*Streptomyces-Nocardia*, etc. . . .), des Fungi imperfecti (*Blastomycétales-Arthromycétales*, etc. . . .). Les formations mycéliennes n'apparaissent qu'au contact direct de la matière organique, elles sont donc rapidement éliminées. L'ensemble, bien groupé ici, peut se retrouver plus ou moins dispersé sur d'autres supports; c'est à lui que nous devons l'odeur particulière de grotte.

Cette association microbienne de grotte possède un certain nombre de propriétés remarquables.

Au contact du calcaire se forme un humus qui se minéralise rapidement, sauf en situation plus ou moins sèche bien entendu où apparaît une pellicule brune. Un équilibre chimique et biologique s'établit, comme nous venons de le souligner — mais il convient de le préciser —, en cours de minéralisation, par échange entre le milieu de culture et son support; la nature de la roche en est responsable; des impuretés minérales comme le fer, le titane accompagnant le fer, le magnésium, le manganèse, les sulfures, les sulfates, les phosphates, divers oligo-éléments dont la teneur est fort variable d'une formation géologique à l'autre, sont déterminantes; l'origine de l'apport organique — nous l'avons vérifié en particulier sur des grottes occupées — n'est qu'un facteur secondaire de cet équilibre. Suivant que l'on s'adresse à la calcite, au calcaire, à la dolomie, à une marne, à un schiste recoupé par la grotte interviennent des espèces différentes d'Actinomycétales, de Blastomycétales, d'Arthromycétales. Il est donc impossible d'étudier l'écologie des hétérotrophes de grotte sans tenir compte du substratum; en particulier, il importe toujours de préciser si l'on est ou non en présence de formations stalagmitiques car, bien entendu, celles-ci tendent du fait de leur composition minéralogique plus uniforme et moins riche, à favoriser les peuplements ubiquistes.

Les fermentations qui interviennent ici sont, pendant une partie de leur développement, réductrices; elles libèrent sous la forme  $S^{--}$ , le soufre des combinaisons organiques; cette propriété peut être mise en évidence en s'adressant à un milieu de culture convenable. Les microorganismes de grotte tolèrent de fortes concentrations salines mais exigent un ensemble biochimique complexe; en dehors des substances solubles amenées par le réseau de fentes depuis les horizons pédologiques, il y a, comme nous l'avons dit, les apports aériens; on trouve bien entendu des pièces anatomiques d'insectes, des débris cellulosiques et ligneux etc. . . . mais les éléments dominants sont des spores, des grains de pollen, des graines légères munies d'un appareil de dissémination, bien connus pour leur complexité biochimique liée à une fonction de reproduction. Au niveau des suintements et des gouttes de condensation, c'est cet ensemble, peu abondant mais riche, qui est mis en place. L'analyse quantitative globale de matière organique effectuée par une méthode d'oxydation n'est donc pas significative; seule une recherche qualitative permet de résoudre le problème de la valeur des sédiments et autres biotopes de grotte comme support d'hétérotrophie; on peut se contenter d'un tri, au moyen d'une colonne munie de filtres calibrés et d'une détermination botanique. Il est significatif, en particulier, que des levures sauvages (Blastomycétales) soient présentes dans les associations que nous avons décrites, aussi c'est à des extraits de levures que nous nous sommes adressé pour les cultures. Ceux-ci, équilibrés par une solution de Winogradsky, enrichis par un sel de calcium soluble ou même tout simplement par un apport de calcium précipité, par un oxyde ferrique etensemencés sont le siège d'une réduction du fer; ils noircissent fortement parce que le sulfure de fer entre en suspension. Lorsque ce dernier apparaît dans ces conditions, il ne peut

être repris en autotrophie car, au contact de l'air, la décomposition que nous avons envisagée intervient rapidement.

Les fermentations produisent surtout des composés ammoniacaux; les nitrificateurs sont cependant présents dans les grottes. Pour expliquer cette contradiction, il est difficile d'invoquer la solubilité des nitrates car ceux-ci apparaîtraient dans l'analyse chimique des supports; ils sont en outre peu utilisés ou contre indiqués dans les cultures et ne peuvent être intégralement consommés. Il est logique de faire appel aux mécanismes suivants:

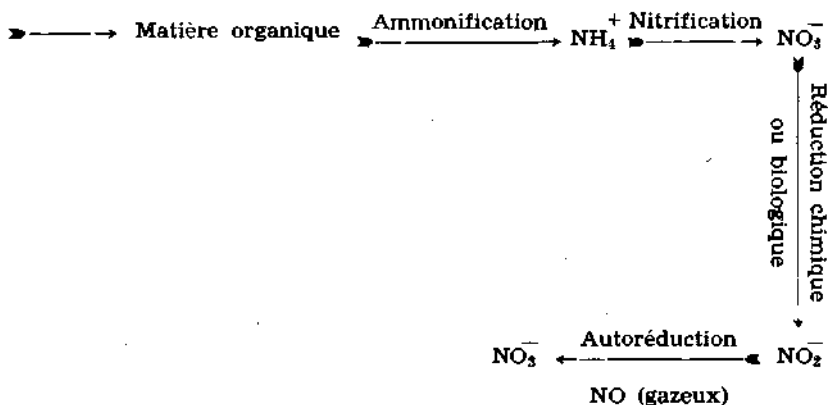
— la nature du milieu favorise la formation des nitrites lorsque les nitrates apparaissent; on met en évidence des germes responsables de cette réduction par la méthode de H. de BARJAC (cet auteur utilise une solution comprenant 2 gr de Nitrate de potassium, 10 gr de glucose, 5 gr de Carbonate de calcium, 1000 cc de Solution saline standard au 1/20);

— les nitrites alcalino-terreux, sièges d'une auto-réduction originale, régénèrent les nitrates avec perte suivant:



Il suffit que les nitrates, donateurs d'Oxygène, soient mis en présence d'un accepteur d'Oxygène — un sulfure par exemple — ou de micro-organismes réducteurs spécifiques, pour que le mécanisme fonctionne au contact du support carbonaté et que le seul composant azoté minéral décelable soit l'Ammoniaque, terme cependant transitoire. Ceci montre, une fois de plus, qu'une analyse microbiologique n'a de signification que si elle est confrontée avec une analyse chimique.

L'évolution de l'Azote, sur les parois calcaires de grotte, se schématiserait donc ainsi:



Les réactions biochimiques qui accompagnent les hétérotrophies de grotte, sont à l'origine de corrosions de paroi; on peut distinguer:

— la corrosion par neutralisation (neutralisation de fonctions acides) mobilisant des cations, en particulier Ca<sup>++</sup>);

— la corrosion par dissolution, avec ou sans réduction préalable (dissolution du carbonate de calcium sous l'action du  $\text{CO}_2$ , formation de sulfure aux dépens du fer ferrique et dissolution de ce sulfure);

— la corrosion mécanique (mise en suspension, dans un milieu aqueux de composition convenable, de particules carbonatées détachées de leur support.

Pendant l'humification, l'hydrolyse des groupements amides, imides, des graisses libère des acides organiques; ceux-ci sont neutralisés, au contact de la roche ou du revêtement de calcite, par le calcium du carbonate de calcium (corrosion par neutralisation).

Le  $\text{CO}_2$  est libéré suivant:

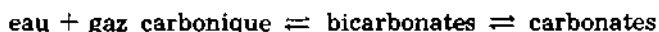


En cours de minéralisation, les composés organo-calciques sont détruits; au terme des décarboxylations apparaissent:



$\text{CO}_3\text{Ca}$  se dépose sur les lieux même de sa formation, par évaporation du  $\text{CO}_2$ ; il constitue l'essentiel des pellicules blanches que nous avons observées.

Le gaz carbonique réparti dans la cavité ne peut intervenir que par le biais des eaux de condensation (des eaux vierges d'équilibres) suivant:



mobilisant alors le carbonate de calcium (corrosion par dissolution). Il est issu des fermentations mais également du concrétionnement, il provient alors des horizons pédologiques. La corrosion par dissolution se complique donc; elle peut apparaître au contact de la matière organique ou dans une zone de condensation neutre; le résultat est le même mais il est utile de rechercher son origine, ne fut-ce que pour préciser certaines particularités du climat de la grotte; on peut y parvenir par une analyse chimique ou en jalonnant les apports au moyen de pièges glycélinés ou en localisant, sur paroi, la microflore réductrice.

Ces mécanismes sont gênés par des réactions parasites; nous en avons mis deux en évidence. La destruction des protéines aboutit parfois à des

composés du type  $\text{O} = \text{C} \begin{matrix} \text{NH}_2 \\ \text{NH}_2 \end{matrix}$ ; ils peuvent capter  $\text{CO}_2$  suivant  $\text{O} = \text{C} \begin{matrix} \text{NH}-\text{COOH} \\ \text{NH}_2 \end{matrix}$  (acide allophanique), stabiliser les solutions de bicarbonate de calcium et s'opposer à la précipitation du  $\text{CO}_3\text{Ca}$  tant qu'ils ne sont pas détruits par voie biologique. L'hydrolyse des groupements aminés libère de l'ammoniaque et, au contact des solutions de bicarbonate de calcium, s'il y a en même temps décarboxylation, du carbonate d'ammoniaque; ceux-ci entraînent la précipitation de la calcite, dans les conditions des grottes; ils freinent donc l'action corrodante du  $\text{CO}_2$  mais ils maintiennent en suspension (corrosion mécanique) les éléments détachés du support donc interdisent l'agrégation des cristaux et favorisent l'état pulvérulent.

La fin de fermentation est caractérisée par une oxydation qui apporte des nitrates; bien qu'ils soient éphémères, dans la majorité des cas, il importe de tenir compte de leur formation. Ils sont neutralisés par le carbonate de calcium (corrosion par neutralisation). Leur destruction, par le biais de l'autoréduction des nitrites, aura pour effet de libérer Ca et, en présence de  $\text{CO}_2$ , de faire réapparaître le carbonate de calcium.

Enfin le fer ferrique, au cours de la réduction, est mobilisé à l'état de sulfure (ferreux). Ce dernier subit, suivant les mécanismes que nous avons indiqués, la décomposition et l'oxydation, oxydation du fer ferreux en fer ferrique et du soufre en sulfate neutralisé aux dépens du support (corrosion par neutralisation et par dissolution avec réduction préalable). Dans la pellicule blanche que nous avons décrite, on retrouve, sous forme de sulfate, avec parfois de petites aiguilles de gypse, le soufre de la matière organique; il ne peut y avoir ici de corrosion intersticielle. Le fer réapparaît à l'état ferrique mais la réduction a facilité son élimination de la roche; dans la nature, dans les grottes en particulier, il capte le soufre, quelle que soit son origine, pour permettre sa stabilisation sous la forme oxydée (sulfate), à l'air libre ou sous la forme réduite (sulfure), à l'abri de l'oxygène; nous avons déjà insisté au début sur son rôle. Signalons qu'avec une roche encaissante riche en fer — nous l'avons constaté sur des calcaires cognaciens — le dépôt pulvérulent de paroi de grotte est toujours plus abondant; si l'action du  $\text{CO}_2$  sur les eaux de condensation en est en partie responsable, les réductions en présence de matière organique interviennent pour accentuer le phénomène, en dégageant le fer.

Ainsi, le complexe de corrosion qui résulte de l'hétérotrophie, en cavité suintante ou sèche avec condensation, mobilise, aux dépens de la paroi compacte et du concrétionnement ancien, le carbonate de calcium et le fer; il les laisse en place sous forme d'un enduit pulvérulent aux emplacements de fermentation. Tout apport de  $\text{CO}_2$  a, indépendamment, le même effet.

Discussion: K. Ek, T. Kanaet.

## LA LOCALISATION DES CRISTALLISATIONS FINES

B. et J. Choppy

Paris

### Résumé

Certaines cristallisations de cavernes ne peuvent croître indéfiniment en conservant la même forme: ce sont les macaronis, les cristaux de gours, diverses excentriques de calcaire et de gypse.

Le développement de ces formes paraît essentiellement fonction du confinement de l'air; mais, dans une cavité close, on constate d'une part une répartition verticale des diverses formes, tandis que la localisation précise est fonction du léger brassage de l'air qui peut se manifester.

Géographiquement, on constate que la désormais classique évolution des volumes de cristallisation, faibles en pays froids, importants en pays chauds, s'étend aux excentriques; pour les cristaux aciculaires, leur aire de répartition est très limitée (midi de la France en particulier).

Parmi les cristallisations des cavernes, il est possible de distinguer un certain nombre de formes qui ne peuvent croître indéfiniment en conservant le même aspect morphologique; ce sont essentiellement:

- 1 — la plupart des excentriques, celles où la pesanteur ne se manifeste que par des aspects secondaires<sup>(1)</sup>,
- 2 — les touffes et gerbes de cristaux aciculaires<sup>(2)</sup>,
- 3 — les cristaux de gours,
- 4 — les macaronis (ou fistuleuses),
- 5 — les cristallisations de gypse.

### Localisation en atmosphère confinée

Ces cristallisations fines présentent la caractéristique commune de se développer le plus souvent dans des portions de cavernes où l'atmosphère est confinée. Les exemples que nous en donnons ne sont classés que pour des raisons de commodité; par référence aux types de cristallisations numérotés ci-dessus de 1 à 5, sont précisées les formes rencontrées dans chaque caverne. Les macaronis n'ont été mentionnés que lorsqu'ils contribuent de manière importante à la décoration de la grotte; du reste, la nécessité du confinement est, pour eux, moins impérative<sup>(3)</sup>:

Grottes découvertes par travaux de carrière ou équivalents

Grotte de la Devèze (1), à Courniou (Hérault)

Grotte et rivière souterraine de Fontrabieuse (4), à Fontrabieuse (Pyrénées Orientales)

Grotte de Hotton (4), à Hotton (Belgique)

Grotte de la Mine d'Unjat (1, 3), à Labastide de Serou (Ariège)

Grotte de Pozalagua (1), à Molinar de Carranza (Vizcaya, Espagne)

Grotte de la Rozée (1), à Engihoul (Belgique)

(1) Dans certaines formations non verticales, en effet, le champ de pesanteur se compose à une force horizontale fournie par un phénomène quelconque (courant d'air, obstruction du canal d'une stalactite, etc.), pour fournir une résultante oblique.

(2) Terminologie de B. GEZE et P. RENAULT — 1955.

(3) Nous remercions très vivement Monsieur H. SALVAYRE, qui a bien voulu nous communiquer des compléments importants sur les grottes du midi de la France et en particulier ses observations sur la répartition des cristallisations fines dans les grottes du Conflent.

Grottes fermées en temps ordinaire, ou au moins fréquemment, par une voûte mouillante

Grotte de la Bouffie (1, 4), aux Costes Gozon (Aveyron)

Grotte de la Bourlière (1), à Choranche (Isère)

Grotte de la Cigalère (1, 2, 5), à Sentein (Ariège)

Grotte de la Clamouse (1, 2, 4), à St. Jean de Fos (Hérault)

Grotte de Coufin (3, 4), à Choranche (Isère)

Grotte des Déramats (3), à St. Martin en Vercors (Drôme)

Grotte de la Dragonnière (1, 4), à Costes Gozon (Aveyron)

Grotte de Fontanet (1), à Fontanet (Ariège)

Grotte de Lombrives (1, 4), à Ussat les Bains (Ariège)

Grotte de Médous (1), à Bagnères de Bigorre (Hautes Pyrénées)

Rivière souterraine du Pont St. Nicolas (1, 2), à Ste. Anastasie (Gard)

Grottes reliées à l'extérieur, avant agrandissement, par un conduit très étroit et généralement occupé par un filet d'eau

Grotte du Grand Roc (1, 3), aux Eyzies (Dordogne)

Grotte du Majestier (1, 2, 3), à St. Colombe sur Guette (Aude)

Grotte de Moulis (1, 2), à Moulis (Ariège)

Grotte Perdue (1, 4), à Versols (Aveyron)

Ruisseau Saint Pierre (1, 2), à Verrières (Aveyron)

Cavités en sac comportant un passage obligé très étroit (relativement aux dimensions de la grotte) généralement long et parfois désobstrué

Boone's Mill Cave (4), dans l'Indiana (U.S.A.)

Grotte de la Cabane (1), à St. Paul des Fonts (Aveyron)

Grotte de Castellana (1, 3), à Castellana (Bari, Italie)

Gouffre de Coudoulous (3), à Tour de Faure (Lot)

Grotte de Crabic (1) (Dordogne)

Perte du Crès (1), à Salles la Source (Aveyron)

Grotte E.D.F. du Ravin d'Arpidia (1), à Ste. Engrace (Basses Pyrénées)

Grotte d'En Gorner (1, 2, 3), à Villefranche de Conflent (Pyrénées Orientales)

Gouffre d'Esparros (1, 2, 3), à Lasbastide de Neste (Hautes Pyrénées)

Scialet de la Draye Blanche (1), à la Chapelle en Vercors (Isère)

Grotte Favot (1), à Rencurel (Isère)

Grotte de Fuilla-Canalettes (1, 2, 3), à Villefranche de Conflent (Pyrénées Orientales)

Grotte du Grand Mas (2), à Mouret (Aveyron)

Grotte de Jujurieux (1), à Jujurieux (Ain)



Cueva Lazalday (1, 2), en Alava (Espagne)  
 Cueva de Mairuelegorreta (1), en Alava (Espagne)  
 Grotte de Malaval (1, 2), aux Bondons (Lozère)  
 Grotte du Portillou (2), à Moulis (Ariège)  
 Grotte de Réveillon, salle de Minuit (1) (Lot)  
 Grotte Ste. Anne (1), à Tilff (Belgique)  
 Grotte de Trabuc (2, 3), à Mialet (Gard)

**Cavités peu ventilées**

Rivière souterraine d'Albes (1, 4), à Albes (Hérault)  
 Cueva d'Arta (1), à Majorque (Baléares, Espagne)  
 Aven de Baoumo Rouso (1), à St. Pierre des Tripiers (Lozère)  
 Aven Bob (1, 5), à Millau (Aveyron)  
 Grotte Cadilhac (1, 4, 5), à Roquefort (Aveyron)  
 Aven de Cambias (1, 2), à Brusque (Aveyron)  
 Cueva des Hams (1), à Majorque (Baléares, Espagne)  
 Gouffre de Montclar (1), à Cabrerets (Lot)  
 Gouffre St. Paul (2), à Pujos (Haute Garonne)  
 Grotte de Sirach (1), près de Sirach (Pyrénées Orientales)  
 Aven de Suèges (3), à Rivière sur Tarn (Aveyron)  
 Grotte de Verrières (1, 3), à Trèves (Gard)

A défaut de démonstration théorique, cette longue énumération peut tenir lieu de preuve: les plus célèbres grottes à cristallisations de France, de Belgique et d'Espagne y sont comprises, et l'on ne saurait citer une exception importante; tout au plus, nos «cavités peu ventilées» pourraient elles paraître peu démonstratives, si les cristallisations fines ne s'y découvraient en général dans des zones abritées des courants d'air. On peut même ajouter que plus le confinement est rigoureux, plus les cristallisations sont belles et variées.

**Indices d'une répartition des types de cristallisations  
 à l'intérieur de la cavité close**

On peut constater l'existence d'une telle répartition, pratiquement identique, dans les grottes de la Clamouse (Hérault), d'En Gornier et de Fuilla (Pyrénées Orientales), et de Moulis (Ariège).

S'il ne s'agit pas seulement d'une coïncidence, on aurait l'étagement suivant, restant entendu que les transitions d'une forme de concrétionnement à une autre se font selon des surfaces qui ne sont pas planes et paraissent épouser plutôt la pente générale de la galerie:

- en bas peuvent se développer des cristaux de gours;
- puis on trouve, souvent sur des surfaces corrodées, des touffes de cristaux aciculaires, d'aspect plumeux;
- puis les cristaux aciculaires se développent sur des concrétions classiques (stalactites et stalagmites) en même temps que sur les parois;
- brusquement, les touffes de cristaux disparaissent; ceci, encore une fois, à des cotes diverses selon les régions de la grotte, ce qui montre, incidemment, que ces concrétions ne sont pas liées à un niveau d'eau;
- apparaissent alors les excentriques;

— tout en haut, à Moulis au Jardin Suspendu, comme à Clamouse au Balcon, apparaissent des gerbes d'aiguilles, différant par leurs dimensions globales, comme par celles des aiguilles, des touffes de cristaux; de son côté, H. SALVAYRE mentionne des «concrétions excentriques en aiguilles» dans les grottes des Pyrénées Orientales.

A cette répartition dans le sens vertical, s'en ajoute une autre, du reste beaucoup mieux assurée, et qui paraît être fonction des courants de convection qui se produisent même dans une cavité close: dans les recoins les mieux protégés de tout courant d'air se développent les cristaux de gours et les excentriques, en particulier les plus fines (les spéléologues n'évoquent-ils pas toujours les «niches à excentriques», les «chapelles», les «recoins à cristaux?»); et cependant les excentriques sont sensibles aux courants d'air, ainsi que le démontrent les formes «en hameçon» relativement banales (Cueva del Hams, Baléares). A l'opposé, les cristaux aciculaires préfèrent les zones dégagées, croissent sur des pointements rocheux réservés par la corrosion, ou sur des stalactites; dans ce dernier cas, on constate le plus souvent qu'elles ne se déposent que d'un seul côté: c'est la «stalactite brosse à dent», qui démontre bien l'influence des mouvements d'air.

#### Localisation géographique

Dans leur ensemble, les cristallisations fines paraissent ne présenter aucune localisation géographique particulière; on peut seulement noter leur plus grande abondance dans les régions où les cavités closes sont plus fréquentes. En outre, les dimensions des excentriques semblent croître lorsqu'on se déplace du Nord vers le Midi: minuscules formations de la grotte Ste. Anne, en Belgique; excentriques géantes de Pozalagua, et foisonnement de la grotte de Mairuelegorreta, en Espagne.

Par contre, les touffes et gerbes de cristaux aciculaires sont étroitement limitées géographiquement: en France, on ne les connaît que dans quelques grottes méridionales, mais certaines très froides; à l'étranger, leur présence ne fut signalée que dans de rares cavités; elles sont parfois liées à l'existence d'un griffon thermal.

#### Conclusion

Nous avons eu, déjà, l'occasion de décrire un phénomène lié aux cavités closes, la sédimentation qui s'y produit du gaz carbonique; nul doute que ce phénomène ait des relations avec le développement des cristallisations fines, ne fut-ce que par la constance de la teneur de l'air en  $\text{CO}_2$  qui en résulte; ce que C. ANDRIEUX exprime par le terme de «grottes géodes».

#### Bibliographie

Andrieux C., 1965: Étude des stalactites tubiformes monocristallines, Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., 88, 53-58.

Choppy J., La sédimentation du gaz carbonique. À paraître dans les Annales de Spéléologie.

Gèze B. et Ph. Renault, 1955: Morphologie des concrétions de la grotte de Moulis (Ariège), Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., 78, 400-409.

## AIR CIRCULATION IN CAVES

Arrigo A. Cigna

Roma

### 1 — Introduction

The motion of the air inside the caves being one of the main factors of the cave climate, it plays an important role in the field of cave meteorology.

The causes of the motion can be grouped into two different classes either as static or as dynamic ones. Common static causes are those directly connected with a thermodynamic transformation concerning the cave air such as a variation of temperature, of composition or of pressure. Under the dynamic causes there can be classified moving fluids such as water or air.

A detailed study on the same subject is reported in Ref. 1.

### 2 — Static causes of motion

2.1. — The influence of temperature, pressure and relative humidity.

The density of the air,  $k$ , is given by the following equation:

$$k = 0.464678 \frac{p^* - Mp_w}{273.15 + \theta} + Mk_w \quad 1$$

Where  $k$  is expressed in  $\text{kg/m}^3$ ; the atmospheric pressure  $p^*$ , corrected at  $0^\circ \text{C}$ , in Torr; the relative humidity of the air,  $M$ , varies between 0 and 1; the partial pressure of water vapor,  $p_w$ , in Torr; the temperature of the air,  $\theta$ , in  $^\circ \text{C}$ ; the density of water vapor,  $k_w$ , in  $\text{kg/m}^3$ . — The values of  $p_w$  and  $k_w$  as functions of the temperature are reported in the following table (Ref. 2):

$^\circ \text{C}$	$p_w$ (Torr) at $^\circ \text{C}$	$k_w$ ( $\text{kg/m}^3$ )	$^\circ \text{C}$	$p_w$ (Torr) at $0^\circ \text{C}$	$k_w$ ( $\text{kg/m}^3$ )
-10	1.95	0.00217	10	9.21	0.00941
-9	2.13	0.00236	11	9.8	0.0100
-8	2.32	0.00256	12	10.5	0.0107
-7	2.53	0.00278	13	11.2	0.0114
-6	2.76	0.00301	14	12.0	0.0121
-5	3.01	0.00327	15	12.8	0.0128
-4	3.28	0.00354	16	13.6	0.0137
-3	3.57	0.00384	17	14.5	0.0145
-2	3.88	0.00415	18	15.5	0.0154
-1	4.22	0.00448	19	16.5	0.0163
0	4.58	0.00484	20	17.5	0.0173
1	4.93	0.00520	21	18.6	0.0183
2	5.29	0.00557	22	19.8	0.0194
3	5.69	0.00596	23	21.1	0.0206
4	6.10	0.00637	24	22.4	0.0218
5	6.54	0.00681	25	23.8	0.0231
6	7.01	0.00726	26	25.3	0.0245
7	7.51	0.00776	27	26.8	0.0258
8	8.05	0.00828	28	28.4	0.0273
9	8.61	0.00883	29	30.1	0.0288

The differences between outside and inside air density may cause the circulation of the air in caves both with a single and with many entrances at different levels.

In the first case air will flow inward along the floor or the roof of the passage-way, and return outward along the roof or the floor, according to the sign of the difference of density. In the second case the air-flow will be directed upward or downward depending on the difference of density, as usual.

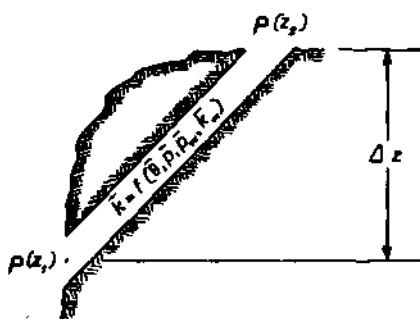


Fig. 1. Schematic cave with two entrances at different levels.

In the case of a cave with two entrances at different levels (Fig. 1) it is possible to consider the circulation of the air in a more quantitative manner. Indeed a draught is caused by the difference in density of a column of air within the cave and a corresponding column of air of equal dimension outside the cave.

In general, if  $p(z_2)$  is the atmospheric pressure at the higher entrance,  $p(z_1)$  the corresponding pressure at the lower one and  $\Delta z = z_2 - z_1$  in meters, the following equation will be obtained:

$$p(z_2) + k \cdot \Delta z - p(z_1) = p_m \quad 2$$

If the motive pressure  $p_m > 0$  air circulation inside the cave will be downward, and the reverse if  $p_m < 0$ . By introducing the pressure difference  $\Delta p = p(z_1) - p(z_2)$ , eq. 2 can be written:

$$k\Delta z - 13.596491 \cdot \Delta p = p_m \quad 3$$

The factor 13.596491 has been introduced because the values of  $k$  and  $z$  are expressed in units of the MKS system while  $\Delta p$  in Torr, as pointed out in the Introduction.

To substitute eq. 1 in 3 it is necessary to calculate the average values of  $\theta$ ,  $p$ ,  $M$ ,  $p_w$  and  $k_w$  and to substitute them in eq. 1.

The following equation is obtained:

$$p_m = (0.464678 \frac{\bar{p}^* - \bar{M}\bar{p}_w}{273.15 + \bar{\theta}} + \bar{M}\bar{k}_w) \Delta z - 13.596491 \Delta p \quad 4$$

where  $p_m$  is the motive pressure due to the difference of air density and the sign — refers to the average values of the corresponding quantities

Of course eq. 4 is valid for air having the standard chemical composition. In case of a different composition (e. g. in caves connected with volcanic phenomena) the value of the density of the air at 0° C,  $k_0 = 1.2929 \text{ kg/m}^3$ , used for the calculation of the factor in eq. 1, must be accordingly changed and the factor recalculated.

The height  $\Delta z$  of a karstic system, when only the lower entrance is known, can be estimated from the values of the air density inside ( $k_{in}$ ) and outside ( $k_{out}$ ) and from the measurement of the pressure  $p_m$  resulting from the difference of the densities. Thus,  $\Delta z$  can be easily calculated:

$$\Delta z = \frac{13.596491 \cdot p_m}{k_{out} - k_{in}} \quad 5$$

The effective values of  $k_{in}$  and  $k_{out}$  can be determined by substituting in eq. 1 the estimated average values of pressure, humidity and temperature of the air column inside and outside. Of course, the unaccuracy of such estimations causes an error in the determination of  $\Delta z$ . Nevertheless even a rough determination of  $\Delta z$  can sometimes be interesting for the development of further researches on the karstic system under examination.

## 2.2.— The influence of atmospheric pressure variations

Let a cave be consisting in a rather big hall connected to the outside only through a single small passage (Fig. 2). If the volume of the air inside the cave is  $V$  and its pressure is  $p$  (equal to the pressure at the entrance in equilibrium conditions) if temperature is kept constant, the product  $pV$  will also be constant. Therefore if pressure  $p$  varies, also the volume  $V$  changes and an air current will establish at the entrance. Obviously this current will be directed inside if pressure is increasing and outside if pressure is decreasing (Ref. 3). If  $S$  is the cross section of the entrance,  $p_1$  and  $V_1$  the pressure and volume of the air at time  $\tau_1$ ,  $p_2$  the pressure at time  $\tau_2$  and  $l$  is the length of the imaginary cylinder with section  $S$  containing the air exhausted from the cave, the velocity of the air current is given by:

$$u = \frac{l}{\tau_2 - \tau_1} = \frac{V_1 |p_1/p_2 - 1|}{S (\tau_2 - \tau_1)} \quad 6$$

It is interesting to remember the possibility of measuring the volume of the cave without entering it. From eq. 6 the following equation can be deduced:

$$V_1 = \frac{p_2 S l}{|p_1 - p_2|} \quad 7$$

Where  $V_1$  is the volume of the cave (coincident with the volume of the air at time  $\tau_1$ ).

If the cave considered at the beginning of this paragraph (Fig. 2) is studied as a resonant cavity, its volume,  $V$  (in  $m^3$ ), is given by:

$$V = 2930 \frac{t^2 S}{L} \quad 8$$

Where  $t$  is period of an oscillation of the air current through the entrance, in sec,  $S$  is measured in  $m^2$  and  $L$  in m. Of course eq. 8 is valid under the condition of having an entrance passage rather regular. The value of the cross section  $S$  must refer to that part of the section of the passage where the air is really flowing.

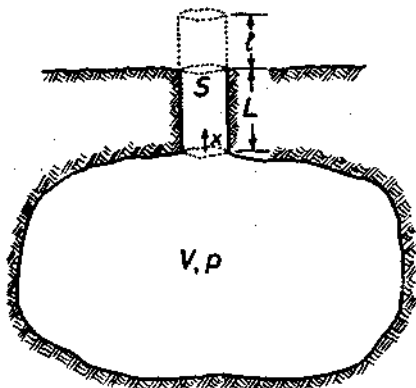


Fig. 2. Barometric cave, consisting in a big cavity connected to the surface through a small passage — way of length  $L$ .

When  $V$  is some hundreds of thousands of  $m^3$ ,  $S$  few  $m^2$  and  $L$  some tens of meters,  $t$  is of the order of some tens of sec. If in some particular cases the length of the passage is short (very few meters) and the air velocity rather high the value of  $L$  should probably be estimated by determining the length of the air column moving coherently and extending outside the passage under consideration (Fig. 3).

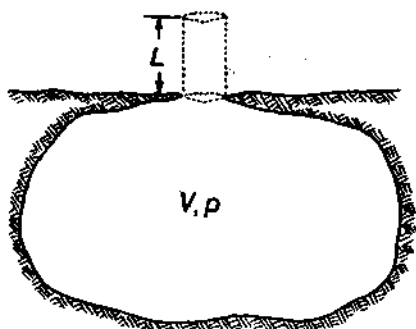


Fig. 3. Same as in Fig. 2, but for the length of the passage — way which is negligible.

Pressure variation may also affect the air circulation considered in paragraph 2.1. According to the sign of pressure variation the theoretical motive pressure of eq. 4 can obviously be increased or reduced even of a considerable amount.

Therefore the implications of eq. 4 are valid only for equilibrium conditions of atmospheric pressure.

### 3 — Dynamic causes of motion

#### 3.1.— The influence of moving fluids inside the cave

As already reported in paragraph 1., moving fluids can be classified as dynamic causes of the motion of the air in a certain part of a cave. Only the motion not completely contained into a small part of a cave will be considered here. In other words the strictly local circulation of the air around a water fall, e. g., will not be studied now, on account of its reduced interest from the point of view of cave meteorology.

In general, Bernoulli's theorem can be applied with some approximations to the motion of a fluid (air or water) in a cave. The most important consequence is a suction effect induced in some points of caves with suitable shapes. Thus, a primary air or water current flowing through a narrow passage may cause an induced current in another passage connected to the first one under a certain angle (Fig. 4). The characteristics of draught induced in such a way are quite peculiar of the geometrical features of the passages and therefore it is not possible to develop any quantitative study of the phenomenon. It can only be said that for each single situation under some approximations a draught  $p_m$  is proportional to the primar fluid (air or water) velocity  $u$ :

$$p_m = f_1 \cdot u_{motive} \quad 9$$

Where  $f_1$  is a constant with an unpredictable value. However, the measurement of  $p_m$  can be rather difficult on account of the small values

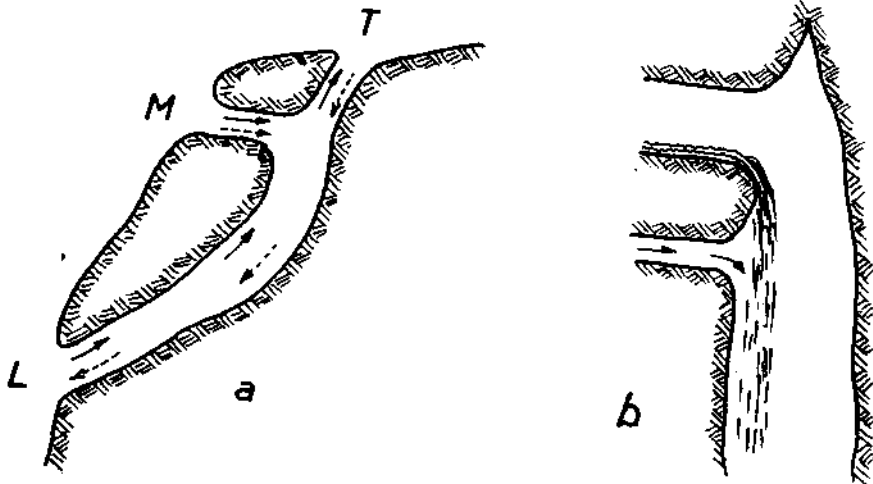


Fig. 4. a) a constant direction air — flow is induced through M by the flow between T and L (solid arrows: Winter; dotted arrows: Summer); b) an air — flow induced by a waterfall.

achieved. Generally a simple correlation between the velocity of the »motive« air current and the velocity of the induced air current will be determined with direct measurements:

$$U_{\text{induced}} = f_2 \cdot U_{\text{motive}} \qquad 10$$

Such a relation may be of some interest for the study of carstic system of the type of Fig. 4. Generally a freely running stream frequently induces an air current, on account of the friction between the water and air surfaces. Under particular conditions (waterfalls, etc.) the air may be carried along by the flowing water in the form of bubbles.

When the amount of water is large in comparison with the cross section of the passage, through which it is flowing, the amount itself influences the  $U_{\text{induced}}$  so that eq. 10 is no more valid. A quantitative study is only possible when many sets of measurements are available in a single cave.

### 3.2.— The influence of moving fluids outside the cave

The action of the wind on the circulation of the air inside a cave is well known to every cave explorer. As pointed out in the preceding paragraph, a mathematical treatment of such an influence is nearly impossible on account of the great number of roles played by the geometrical features of the cave entrance and by the characteristics of the wind itself.

The measurement of the different effects is sometimes difficult and a great care must be paid to avoid any undesired modification of the phenomenon. In the case of single-entrance caves, a correlation between wind characteristics and air circulation inside the cave will be rather doubtful because of the many factors involved.

On the contrary, for systems with two or more entrances at different levels the effect of the wind is generally more important and eq. 4 of paragraph 2.1. may be of some interest inasmuch as it is possible to determine the effect due to the wind alone, by a simple change of the place of the measurement of air pressure. In fact, a barometric measurement, performed very few meters above or below the entrance of a pothole, whilst it is unaffected by the height variation, is quite dependent on the depression produced by the wind blowing outside. Therefore, by difference, it is possible to measure this depression. Its comparison with the values of the velocity and the direction of the wind leads to the determinations of equations of the same type of eq. 9.

The effects induced by waterfalls or influent streams entering a cave can be considered in the same way. As it has been pointed out in paragraph 3.1, also the amount of water may play an important role in the existence of an air current.

### Acknowledgements

I am very grateful to my friends, Dr. F. GIORCELLI for the useful discussion during the preparation of this paper and his wife for the careful reading of the English text.



### References

1. Cigna A. A., 1967: An analytical study of air circulation in caves. *Int. J. Spel.*, 3 (1 + 2), 41.
2. Anonym, 1926: "Hütte", 1, 514. U. Hoepli, Milano.
3. Polli S., 1956: *Atti VI Cong. Naz. di Spel.*, Trieste 1954, 277.

Discussion: W. Gressel, Z. Petkovšek, F. Czer.



## LA SPELEOGENESE AU QUATERNAIRE EN EUROPE OCCIDENTALE

Raymond Ciry

Dijon

Dans l'évolution des phénomènes karstiques, le Quaternaire a constitué, pour la plus grande partie de l'Europe occidentale, une période très particulière.

On sait, en effet, que succédant à un climat tiède ou même chaud, le froid a fait son apparition à l'extrême fin du Tertiaire et s'est ensuite accentué à plusieurs reprises au cours du Paléolithique, amenant la formation de vastes calottes glaciaires et de grands glaciers montagneux. Tout le Nord de l'Europe occidentale s'est alors trouvé recouvert d'épaisses masses glacées du type inlandsis, tandis qu'à la périphérie de celles-ci, le pays dégagé de glaces et occupé par la toundra connaissait un climat périglaciaire.

Les conséquences des glaciations quaternaires ont été multiples, variées et très importantes pour la spéléogénèse. Laissant de côté le problème du domaine enseveli sous les glaces, j'analyserai seulement ici celui des régions périphériques à climat périglaciaire.

Dans ces régions, indépendamment du développement exceptionnel que prend la cryoclastie, entre en jeu un phénomène capital pour l'évolution des réseaux souterrains: c'est l'individualisation, à faible profondeur, d'un sous-sol gelé qui, à la différence de la pellicule superficielle, n'est pas soumis pratiquement aux fluctuations saisonnières de la température et reste gelé en permanence, ou du moins de façon durable.

Les zones périglaciaires septentrionales, tant en Sibérie que dans l'Extrême-Nord alaskien possèdent de nos jours de semblables sols gelés qui ont reçu, suivant les auteurs, les noms de *tjälé* ou de *permafrost*. Il suffit pour que le phénomène se produise que la moyenne annuelle de la température soit inférieure à  $-5^{\circ}$ . Le toit des *permafrosts* actuels se tient le plus souvent à quelques décimètres voire quelques centimètres de la surface et rarement à plus de un mètre. Leur extension en profondeur est conditionnée par l'intensité du froid, la durée de son action et pour une part également par le relief, la nature des roches, la végétation. Elle oscille de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres (80 m. par exemple dans le delta du Mackensie, 390 m. à Résolutive). En superficie, les *permafrosts* s'étendent plus ou moins loin vers le Sud dépassant toutefois rarement le  $60^{\circ}$  Nord, sauf aux abords de la Baie d'Hudson et surtout dans le Bassin de la Léna où les sols gelés atteignent la latitude du Lac Baïkal ( $50^{\circ}$  N.). Sur leurs limites, en même temps que leur épaisseur diminue, les sols gelés perdent de leur continuité et se résolvent en lentilles de moins en moins étendues. On parle alors de per-

mafrosts discontinus. Le toit en est plus profondément enterré que là où le sol gelé est continu et se tient à une profondeur de 2 à 3 mètres.

Le comportement du sol glacé en permanence et celui de la couche qui le recouvre sont nécessairement différents. Tandis, en effet, que le premier constitue une masse imperméabilisée et inerte, sa couverture superficielle représente un élément actif, en constante évolution avec les saisons. Soumise en hiver à une intense gélivation qui la désagrège et l'ameublir, elle dégèle pendant l'été, se gorge alors de toutes les eaux de fusion qui ne peuvent s'enfoncer en profondeur et se transforme en une couche fluente, mobile, instable, susceptible de se mettre en mouvement si elle est sollicitée par la pesanteur.

D'importantes modifications de structure, de véritables bouleversements peuvent ainsi s'y produire, dont les plus connus et les plus caractéristiques sont les sols cryoturbés ou sols polygonaux et les coulées de solifluction.

Tel est le tableau actuel. Or, sols cryoturbés et coulées de solifluction s'observent un peu partout à l'état fossile, en Europe occidentale, notamment en France. J'ai eu l'occasion, pour ma part, d'en décrire de nombreux exemples sur les plateaux calcaires jurassiques bourguignons des environs de Dijon (1). Leur présence apporte la preuve qu'il a existé dans ces régions, pendant les périodes froides du Quaternaire, un permafrost comparable aux permafrosts d'aujourd'hui et qui devait, comme eux, imperméabiliser le sous-sol sur de grandes épaisseurs.

La formation de ce permafrost dans les pays calcaires a modifié complètement les conditions dans lesquelles s'exerçait la spéléogénèse.

C'est ainsi qu'à l'intérieur des massifs et des plateaux jusque là karstiques et où règne désormais une température inférieure à 0°, toutes les circulations se sont trouvées arrêtées et bloquées sous forme de glace, tandis que les eaux retenues prisonnières dans certaines galeries ou siphons subissaient de leur côté le même sort. Corrélativement les résurgences, privées d'alimentation, ont tari.

L'ensemble du système hypogé a donc été paralysé et a cessé pratiquement d'évoluer. L'apparition du permafrost a figé dans l'état où il se trouvait le domaine souterrain et seules, localement, quelques arrivées intermittentes d'eaux de fusion, atteignant la profondeur à la faveur de puits béants restés libres, ont pu y créer et y alimenter un élément nouveau: les glaciers souterrains.

Quelle a été la conséquence d'une telle transformation du milieu souterrain, devenu un monde glacé, pour les organismes qui y prospéraient? Les Biologistes ne font, semble-t-il, qu'aborder le problème. Il est vraisemblable que la plupart de ces organismes a dû périr et que lors de la disparition, du permafrost, le réseau souterrain n'avait plus d'hôtés. Son repeuplement serait donc le plus souvent relativement récent (post-paléolithique). Il s'est fait sans doute, pour les organismes hautement spécialisés, à partir d'éléments ayant survécu dans les zones à permafrost discontinu, pour les autres, par la voie remontante des cours d'eau lorsque ceux-ci ont recommencé à couler régulièrement.

Les conséquences de la formation d'un permafrost n'ont pas été moindres au voisinage de la surface, dans la zone active qui gèle et dégèle.

Les eaux de fusion estivales, empêchées par l'imperméabilisation des calcaires de s'infiltrer en profondeur se sont accumulées au toit du sous-sol gelé. Des écoulements superficiels s'en sont suivis qui d'une part, ont donné naissance à un réseau hydrographique du type normal (2), d'autre part ont été les agents d'importants phénomènes de spéléogénèse d'un type spécial, que j'ai appelés cutanés (3).

Un des aspects de la spéléogénèse cutanée est particulier aux corniches qui limitent les plateaux calcaires. Dans ces zones, qui appartiennent à la couche supérieure active et qui sont parasitées généralement par de nombreuses fissures et diaclases de décollement, l'action des eaux de fusion, rendues particulièrement agressives par leur basse température et par les solutions empruntées aux sol des toundras, a été particulièrement active. Les fissures et les diaclases ont été façonnées et ont donné naissance à un réseau de nombreuses cavités.

De son origine ce réseau tire des caractères particuliers. Il est naturellement strictement cantonné aux abords de la surface et n'offre aucune relation avec le réseau karstique général. Les galeries qui le composent sont en général de taille médiocre et dépassent rarement 3 à 4 mètres de diamètre. Elles sont à section arrondie ou ovalaire; leur tracé est simple, rectiligne, subhorizontal et parallèle à la ligne de corniche. Un dispositif en baïonnette, marqué par une étroiture, assure parfois le relais entre des galeries établies suivant des diaclases voisines parallèles. Par places également, leur plafond peut s'élever pour se raccorder à un puits étroit ou même laminaire correspondant à un élargissement de la diaclase par où s'est faite l'arrivée de l'eau. Localement enfin, peuvent s'implanter, sur ces galeries, de brefs diverticules orthogonaux qui s'enfoncent vers l'intérieur du massif calcaire mais s'y terminent rapidement en doigt de gant au bout de quelques mètres. Ils sont manifestement le fait de l'action tourbillonnante de l'eau.

Par sa localisation dans des zones fissurées et instables, le réseau cutané de corniche est éminemment fragile et n'est pas partout parfaitement conservé aujourd'hui. Avec l'agrandissement des diaclases, l'arrivée et le stockage de remplissages qui ont ajouté à la poussée au vide un élément supplémentaire de déséquilibre, le démantèlement en a été souvent assez rapide. Il s'est parfois limité à l'éclatement partiel des minces parois extérieures, qui a donné naissance à des sortes de fenêtres s'ouvrant sur les galeries internes et en permettant l'accès. Mais parfois toute la paroi extérieure a cédé et s'est éboulée faisant disparaître du coup les diaclases verticales qui reliaient les galeries à la surface du plateau. Ainsi tronqué, le réseau ne montre plus que les parties internes solidaires du massif calcaire et seules quelques arches peuvent localement témoigner du dispositif primitif.

Mais les grottes cutanées de corniche ne sont pas les seules manifestations de la spéléogénèse quaternaire liée à la présence d'un permafrost.

Le Spéléo-Club de Dijon a récemment découvert, à la surface même des plateaux de la région de Curtil-Saint-Seine, un réseau de même type. Il s'agit, en effet, de galeries simples, rectilignes, à section arrondie, de 1,50 m environ de diamètre, communiquant entre elles par des tronçons

orthogonaux et qui courent côte à côte horizontalement, toutes au même niveau, à 2 m en moyenne sous la surface du plateau.

Aucune cause topographique ou lithologique ne peut être invoquée pour expliquer que les eaux de ce plateau aient pu être retenus de façon durable sinon permanente et en assez grande quantité pour pouvoir creuser le réseau observé. La présence d'un permafrost, par contre, peut rendre compte de ce dispositif qui apparaît alors comme un réseau de drains établi vers la limite de la zone glacée et écoulant les eaux de fusion estivale.

A ce nouvel aspect de la spéléogénèse cutanée pourraient sans doute encore être rattachées certaines formes particulières de lapiaz.

Il n'est pas rare d'observer, dans diverses régions, sur des pentes moyennement accentuées, des réseaux de fissures karstiques parallèles, dirigées dans le sens de la déclivité et recoupées par des diaclases orthogonales du même type. Les fissures conformes à la pente sont dans l'ensemble les plus développées et souvent assez larges pour permettre le passage d'une homme. Elles sont toutes, en outre, de même profondeur, généralement moins de deux mètres et leur base, au lieu d'aller en se rétrécissant progressivement, est presque plate. Cette terminaison à un même niveau déterminé est encore plus frappante dans certains lapiaz à piliers, où l'on peut circuler facilement, comme sur un plancher, entre les éléments dressés.

Ici encore, les différences lithologiques ou la structure ne paraissent pas toujours expliquer ces particularités dont l'existence d'un sous-sol gelé pourrait, au contraire, fournir facilement la clé.

La spéléogénèse quaternaire s'est donc déroulée, en grande partie, sous le signe du froid qui par l'intermédiaire du gel a joué un rôle primordial, à la fois en imperméabilisant les masses calcaires où, en conséquence, toute évolution karstique a cessé et en provoquant l'apparition de réseaux cutanés et de certaines formes de lapiaz.

Cet épisode si particulier de la vie de nos grottes a pris fin avec le grand réchauffement du Néolithique qui a rendu les masses calcaires à leur vocation percolante et abandonné à leur sort — le démantèlement progressif — les réseaux cutanés.

#### Notes infrapaginales

1. Ciry R., 1959. Existence de sols cryoturbés sur les plateaux jurassiques au Nord de Dijon. C. R. Académie des Sciences, t. 248, p. 707.

2. Ciry R., 1959. Le rôle du sous-sol gelé quaternaire dans le modelé des plateaux bourguignons. C. R. Académie des Sciences, t. 248, p. 2608.

3. Ciry R., 1959. Une catégorie spéciale de cavités souterraines: les grottes cutanées. Annales de Spéologie, t. XIV, fasc. 1-2, p. 23.

Discussion: M. Siffre.

## CONTRIBUTION ON THE ORIGIN OF "EXCENTRIC" CONCRETIONS

Ferenc Cser and László Maucha

Budapest

### Summary

There are many contradictions about the theories explaining the formation of helictites. Systematic investigations have been performed concerning theories of the depositions as well as the formation of these concretions. It has been found out that there are two possibilities for the mechanism of the formation. The problem has been treated mathematically on the ground of physical-chemical considerations.

The helictites, the so-called "excentric" concretions were discovered in the early period of the speleology. They have been regarded as rather rare phenomena, but recently it has been found out that they are not rare at all. They can be found in most carstic caves.

In Hungary the helictites were first found in the Béke cave at Jósvalfő. Later on a number of these concretions were found in the Imre Vass cave, in the Kossuth cave at Jósvalfő, and in the Szabadság cave at Égerszög, too.

On discovering the Meteor cave at Bódvaszilas and the Rákóczi cave at Tornaszentandrás they were found to be very rich in helictites. On the basis of our theories presented in this paper we have found a lot of helictites in the Baradla cave, too.

We have started a study about the mechanism of formation of these concretions because of their frequent occurrence in our caves and the several contradictions which may be found in the referring literature.

On the basis of the morphological and crystallographical investigation the helictites may be divided into the following types:

Type 1. These formations are needles, sticking out of the wall and the ceiling. They are often zig-zagged. On the basis of crystallographical investigations they are calcite single crystals or polycrystals growing one into the other. Their end is pointed which is the peak of the calcite rhomboedra. Their cross-section is a triangle, or in the case of thicker formations a deformed rounded triangle. They are mostly colourless and transparent. They do not contain capillaries. The axis of the concretion is the "c" axis of calcite. They can generally be found on walls of separated holes, on sloping ceilings with aircurrent.

Type 2. These formations are white, frequently opalescent clasps mostly bent upwards.

Their cross-section is often irregular but sometimes triangular. They always contain capillaries inside. They are calcite crystals and the "C" axis always has the direction of the capillary. They can be found along cracks, and frequently on stalactites and on tube-stalactites (3).

Type 3. These formations are white transparent stalactites without an inner capillary or tube.

They are composed of a few single calcite crystals with a round cross-section. The water drop is hanging on their end which has one face or two faces. The "C" axis does not coincide always with the direction of growth. They can be found on thin bridges, on the lower part of "baldachins" mostly in the upper corridors where the aircurrent is intensive.

Type 4. These formations are complex ones. The majority of the helictites belong to this type. The basis of such a helictite belongs mostly to the type 2 or 3 and the formation belongs to the type 1.

We have studied the morphology of settling and the habit of the helictites by photographic methods. The bowangles have been measured by reflexion-goniometer. After etching with 10% acetic acid the etch splits and the split figures have been observed by polarisation microscope with a magnification of 100%.

According to the spectrographical investigations the concretions contain Mg (0—2%) but Ba, Sr, Fe, Si, and Al only in traces as water has been dropping from the stalactites.

X-ray analyses show too that the concretions do not contain aragonite.

The results of the field observations and of the experiments have been compared with those of the literature and on these bases an attempt has been made to find the most satisfactory explanation of the phenomenon. Below a short review of the recent literature explanation will be given.

Jakucs wanted to explain this phenomenon by the effect of the water jetting out from the wall under a high pressure. Viehmann has found that the air-current has great effect on the formation of bent concretions e.g. stalactites. Prinz, Trombe have pointed out that the helictites contain a lot of lattice defects. Others wanted to explain this phenomenon by the effect of bacteria. Gèze, Viehmann, Trimmel wanted to explain the formation of helictites by the capillary effect.

The role of bacteria is doubtful, as no bacteria are known which can produce  $\text{CaCO}_3$  by its metabolism on inorganic bases, all the experiments which resulted in excentric formations of different salts were made in wet places and the helictites grow at their external endpoints, not at the basis.

The role of the air-current may not be important as the orientation of the needles etc. is very diverse even in a single settlement.

The presence of dislocations is a consequence of growth and it is not the reason of the curvature as it will be proved below.

The capillary effect has been mentioned in the literature as the main factor which produces helictites. We regret to say that we were not able to get the complete original descriptions of this theory. On the basis of paper of Gèze and the book of Viehmann we could summarize this theory as follows.

There is a manomolecular film on the carstic water which can be moved by the capillary force much more than by the force of gravity, therefore the film can be moved upwards and so produces the helictites.



Let us make some mathematical investigations considering this theory on the basis of physical-chemistry.

The hole being in the limestone is containing carstic water with a "h" cm high level. From this a "l" cm long capillary tube leads out which has a radius "r" cm. The "r" is small so it can be written:

$$w = \frac{\rho g h r^4 \pi + \gamma r^3 \pi}{8 l \eta} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1} \quad 1)$$

where

w = the outflow velocity of the diffusing water in  $\text{cm}^3 \text{ sec}^{-1}$

$\rho$  = the density of the water  $1 \text{ g cm}^{-3}$

g =  $9.81 \text{ cm sec}^{-2}$

$\gamma$  = the surface potential between the water and limestone =  
=  $74 \text{ g cm sec}^{-2}$

$\eta$  = the viscosity of the water,  $1,4 \cdot 10^{-2} \text{ g cm sec}^{-1}$

all are at  $10^\circ \text{ C}$ .

so we get 
$$w = \frac{296 r^4 h + 4500 r^3}{1} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1} \quad 2)$$

If  $r \leq 10^{-2} \text{ cm}$  and  $h \leq 100 \text{ cm}$  the first part of the sum should not be taken into consideration. It can be seen that the hydrostatic pressure has no effect on the outflow velocity at the end of the capillary, so the effect suggested in the theory of Jakucs cannot play an important role in the formation of helictites. If  $l = 10 \text{ cm}$ ,  $h = 10 \text{ m}$  and  $r = 10^{-2} \text{ cm}$  then  $w = 7.5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1}$  and this is very little.

The water having oozed through the capillary is running in all directions on the surface around the end of the capillary. This spreading must be asymmetrical because the force causing the spread of the water is the vectorial sum of the capillary force and the force of gravity. So the upper part of the surface will not be so much wetted as the lower part. The rate of the deposition of the  $\text{CaCO}_3$  is controlled by the rate of the diffusion of  $\text{CO}_2$  from the solution. On the basis of diffusion it can be written:

$$\frac{dn}{d\tau} = - D f \frac{dc}{d} \quad 3)$$

where  $\frac{dn}{d\tau}$  is the number of moles of  $\text{CO}_2$  leaving the layer in time

D is the diffusion constant of  $\text{CO}_2$

$dc$  is the difference of the concentration of  $\text{CO}_2$

d is the thickness of the layer

The diffusion constant in the gas is very large so the calculation may be limited on the waterlayer.

After integrating

$$\ln \frac{n_0}{n} = D \frac{f}{d v} t \quad 4)$$

$n_0$  = the number of  $\text{CO}_2$  in the solution at 0 time

$n$  = the number of  $\text{CO}_2$  in the solution at  $t$  time

$f$  = the surface of the layer in  $\text{cm}^2$

$d$  = the thickness of the layer in  $\text{cm}$

$v$  = the volume of the layer in  $\text{cm}^3$

After solving the equation for the half-time we get  $t_{1/2} = 1.92 \cdot 10^5 r^2$  sec in the case of drops with  $\gg r \ll$  cm radius and  $t_{1/2} = 5.9 \cdot 10^5 d^2$  sec in the case of layers with  $\gg d \ll$  cm thickness.

The  $t_{1/2}$  is the time when the concentration of  $\text{CO}_2$  decreases to its half.

These equations were used to calculate the rate of deposition on the tube-stalactites. The intensity of dropping and the increase of the weight of the deposition was measured for a year. The amount in a year was 0,3 g by the measurements and we got 0,2 g in the calculations.

It may be seen that in the case of a  $10^{-2} - 10^{-3}$  cm layer thickness the rate of deposition is very large. It is very difficult to imagine that a manomolecular layer could transport a great amount of  $\text{CaCO}_3$  to the top of the helictites.

The distribution of the deposition probability represents the deposited amount at the end of the capillary. The rate of deposition is higher below than above so the helictite gets bent step by step upwards. On ground of analogy this effect has been called "Vulcano" effect.

We have tried to develop this phenomenon in the cave. Two samples of lime-stone were polished. A small gap was drilled on the polished surfaces and then they were pressed together and they were connected with a tumbler. The tumbler was kept full of carstic water. The water oozed through the capillary, wetted the lower part of the polished lime-stone much more than the upper one. The instrument had been used for two months but the deposition could not be observed because of the mould formations. The experiments will be followed and repeated.

Nevertheless the surface — capillarity can produce depositions. These are the formations belonging to type 3.

The water oozing down from baldachins is collected into drops. This water may not be supersaturated, it contains only a small amount of  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . The water can evaporate into the air-current and the  $\text{CaCO}_3$  will deposit at the ceiling. This water migrates because of the capillary effect on the surface of the formations and is collected on their end.

The formation of helictites belonging to type 1. cannot be explained by these phenomena.

The question may be answered on the ground of analogy. The icicles and the stalactites are analogous. The helictite needles resemble hoar-

frost. We have tried to point out the possibility of deposition from the air resulting in producing helictites.

The Thyndall phenomenon in the caves is a well-known one. If we use a well focused lamp we can see in the light-beam a lot of lighting points. These are small drops of carstic water. The amount of these drops is very large as it has been pointed out by a measurement of the Ca and Mg content of the air in the Béke cave at Jósvalő. The air is like an aerosol.

The water is evaporating in the cave in spite of the fact that the air contains water drops e. g. on the glass surfaces of the instruments which are stored in the cave; water drops are precipitated and they get evaporated in a few minute. We have tried to calculate the rate of evaporation of water in the air of caves by the diffusion law.

We have calculate the time which is necessary for the complete evaporation of a water drop having a radius "r" cm.

In the first time  $C_{H_2O}$  on the surface of the drop is  $C_0$ . The water begins to diffuse into the air and "d" is the distance from the surface where the  $C_{H_2O}$  is equal to  $C_0$ . So we get the following equation on the end of the calculation:

$$t = \frac{r^2}{D} \left\{ \left[ \frac{2 \rho}{(C - C_0) M} \right]^{\frac{1}{3}} - \left[ \frac{2 \rho}{(C - C_0) M} \right]^{\frac{2}{3}} \right\} \text{sec} \quad 5)$$

Where  $\rho$  is the density of water,  $1 \text{ g cm}^{-3}$

M the molecular weight of water  $18 \text{ g mol}^{-1}$

C is the concentration of water in the saturated air mol

$C_0$  is the concentration of water in the air

D is the diffusion constant of water vapor in the air  
so we get

$$t = 1.67 \cdot 10^7 r^2 \text{ sec at } 90\% \text{ rel. humidity} \quad 6)$$

$$t = 4.24 \cdot 10^7 r^2 \text{ sec at } 95\% \text{ rel. humidity} \quad 7)$$

$$t = 3.62 \cdot 10^8 r^2 \text{ sec at } 99\% \text{ rel. humidity} \quad 8)$$

at  $10^\circ \text{ C}$

The rate of the sedimentation of the drops by stokes is

$$V_s = 1.22 \cdot 10^4 r^2 \text{ cm sec}^{-1} \quad 9)$$

A water drop having a radius of  $10^{-2} \text{ cm}$  in the air having 95% rel. humid. remains for an hour and its settling is only  $1 \text{ cm sec}^{-1}$ .

The carstic water contains about 200 mg CaO/l so the drop having a radius of about  $10^{-2} \text{ cm}$  contains only  $10^{11}$  molecules of  $\text{CaCO}_3$ . If this precipitated, a crystal having a size of about 1000 Å would form. This cannot exist in water so the drops remain a supersaturated solution. But when the r becomes  $0.1 r_0$ , during the evaporation the tension of water decreases

by 10% and the evaporation will not continue even in the case of a relative humidity of 90%. The water drops remain also in the air. These drops with radii of about  $10^{-3}$ — $10^{-5}$  cm can be seen by the Tyndall phenomenon.

When the drop touches the wall, the  $\text{CaCO}_3$  will be precipitated. The largest growth rate of calcite is in the direction of the "C" axis oriented needle will be grown on the wall.

The drops dispersed into the air are mostly electrically charged. The cave is an electrical conductor so the inside of the cave is a field free from potential. The electrically charged particles moving in this field can be precipitated on all the peaks sinking into the field. This effect may have an important rate to precipitate the drops on to the top of the helictites. The formations of the helictites belonging to type 1. can be explained by this phenomenon.

We have tried to make the helictites grow by this effect. We have built needles conducting the electricity and helictites in the wall of the cave and measured the increase of the weight of the helictites. We have found a small increase of weight after two months, but this is not enough to prove our theories. We have begun to study the growth of natural helictites *in situ*, too.

This effect was called "aerosol-effect" and these helictites were called cave hoar.

These explanations are not inconsistent with any natural law. They are very probable but it is necessary to study the magnitude of these effects.

Discussion: K. Aubrecht, G. Warwick, K. Bleich.

## SOLUTION KINETICS OF CALCITE

Rane L. Curl

University of Michigan

The chemical species involved in the dissolution of calcite in carbonic acid are  $\text{CO}_2(\text{g})$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2(\text{aq})$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{CO}_3^{-2}$ ,  $\text{CaHCO}_3^+$  and  $\text{CaCO}_3^0$ . The first five are supplied to the bulk of the solution and diffuse to the surface where reaction with  $\text{CaCO}_3$  occurs. The remainder are produced primarily at the surface and diffuse back into the solution. The kinetics and equilibrium relations between these species determine solution rate in a given flow situation.

References to many works on the equilibrium relations among the species are given by Smith<sup>(13)</sup> and Roques<sup>(12)</sup>. Past work on kinetics is more limited. King<sup>(8)</sup>, Gortikov<sup>(9)</sup> and Tominaga<sup>(15)</sup> studied effects of solvent motion on solution rates in dilute acids and found increasing rate with increasing velocity. They concluded that the process is diffusion limited, in particular by diffusion of  $\text{H}^+$  to the surface. In carbonic acid Gortikov found a leveling off of the rate at their highest velocities and concluded that the speed of hydration of  $\text{CO}_2$  finally limits.

In 1958 Weyl<sup>(16)</sup> reported work with carbonic acid under flow conditions giving higher transfer coefficients than before and found a linear increase with velocity. He concluded that diffusion of solute from the surface is limiting. Erga<sup>(3)</sup> and Terjesen<sup>(14)</sup> however found only a small increase in solution rate from particles in carbonic acid, with increasing stirring speed, and concluded that the process is limited by a surface chemical reaction.

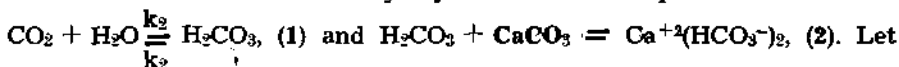
Three concepts have been proposed; control by diffusion of an "external" species ( $\text{H}^+$ ); by diffusion of a "surface" species ( $\text{Ca}^{+2} [\text{HCO}_3]_2$ ); and by a chemical step at the surface. I shall resolve the apparent contradiction with a model of the process consistent with all of the above observations.

Dissolved  $\text{CO}_2$  cannot react directly with  $\text{CaCO}_3$  but must first hydrate to  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , which ionizes to give  $\text{H}^+$ . The overall surface reaction may be written  $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{+2} + 2\text{HCO}_3^-$ , but  $\text{H}_2\text{CO}_3$  must diffuse to, and the solute away from, the surface. There are two diffusion processes in series and the slower will determine the solution rate.  $\text{H}_2\text{CO}_3$  is at such a low concentration that we might expect it to be limiting but it is assisted by the reaction  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$  near the surface. To determine the limiting process we must consider these processes together.

Assume  $\text{CO}_2$  partial pressure is high enough that  $[\text{OH}^-]$  and  $[\text{CO}_3^{-2}]$  are small. The complexes  $\text{CaHCO}_3^+$  and  $\text{CaCO}_3^0$  are also small under dilute solute conditions. If  $[\text{HCO}_3^-]$  is large enough to suppress  $[\text{H}^+]$

relative to  $[\text{H}_2\text{CO}_3]$ , the process becomes that outlined above. Assume also that the reaction at the surface is not rate limiting.

At the solid surface is a boundary layer of slower moving fluid across which chemical species diffuse. Modeling this with the "film theory" for mass transfer<sup>(1)</sup>, we assume a stagnant fluid layer of thickness  $t$ . The reaction in the boundary layer and surface equilibrium are then



Let  $[\text{H}_2\text{CO}_3] = c_2$ ,  $[\text{Ca}^{++}(\text{HCO}_3^-)_2] = c_3$  and  $[\text{CO}_2] = c_1$ . Assume  $[c_1]$  is everywhere large and constant. For  $y \geq t$  ( $y$ : distance from the surface) reaction (1) is in equilibrium. Define  $\bar{c}_2 = (k_2/k_2')c_1$  (equilibrium value of  $c_2$ );  $\bar{c}_3$  as  $c_3$  in the bulk solution;  $c_3^*$  as  $c_3$  in equilibrium with  $\bar{c}_2$ , and  $c_{20}$  and  $c_{30}$  as the values at the surface. Then the diffusion-reaction equations for  $0 \leq y \leq t$  are

$$D_2 \frac{d^2 c_2}{dy^2} - k_2'(c_2 - \bar{c}_2) = 0 \quad (3)$$

and

$$D_3 \frac{d^2 c_3}{dy^2} = 0 \quad (4)$$

where  $D_2$  and  $D_3$  are the diffusivities of  $\text{H}_2\text{CO}_3$  and  $\text{Ca}^{++}(\text{HCO}_3^-)_2$  and  $k_2'$  the reverse rate constant of reaction (1). The boundary conditions are

$$c_{30} = \frac{K_2}{4} c_{20}, \quad (y = 0) \quad (5)$$

and

$$c_2 = \bar{c}_2 \quad \text{and} \quad c_3 = \bar{c}_3, \quad y = t \quad (6)$$

The flux of  $\text{H}_2\text{CO}_3$  to the surface and  $\text{Ca}^{++}(\text{HCO}_3^-)_2$  away must be equal and are the solution rate,  $N$  (g. moles/cm<sup>2</sup> sec.). Thus

$$N = D_2 \left. \frac{dc_2}{dy} \right|_{y=0} = -D_3 \left. \frac{dc_3}{dy} \right|_{y=0} \quad (7)$$

The solution of eqns (3) and (4) with boundary conditions (6) and (7) is

$$Nt = D_3(c_{30} - \bar{c}_3) = (\bar{c}_2 - c_{20}) \sqrt{k_2' D_2} t \operatorname{ctnh} \sqrt{\frac{k_2'}{D_2}} t \quad (8)$$

which with eqn (5) gives the solution rate. Following film theory conventions set  $t = D_2/h_2 = D_3/h_3$  where  $h_2$  and  $h_3$  are the ordinary mass transfer coefficients (in the absence of reaction) for the respective species. Define  $\phi_3 = c_3/c_3^*$ , the fractional saturation of the solution with calcite and  $\phi_2 = c_2/\bar{c}_2$ , the fractional saturation with  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Since  $c_3^* = (K_2/4)\bar{c}_2$ , eqns (5) and (8) become

$$\phi_{30} = \phi_{20} \quad (9)$$

and

$$\phi_{30} - \bar{\phi}_3 = \frac{c_2}{c_3^*} (1 - \phi_{20}) \frac{\sqrt{k_2' D_2}}{h_2} \operatorname{ctnh} \frac{\sqrt{k_2' D_2}}{h_3} = S(1 - \phi_{20}) \quad (10)$$

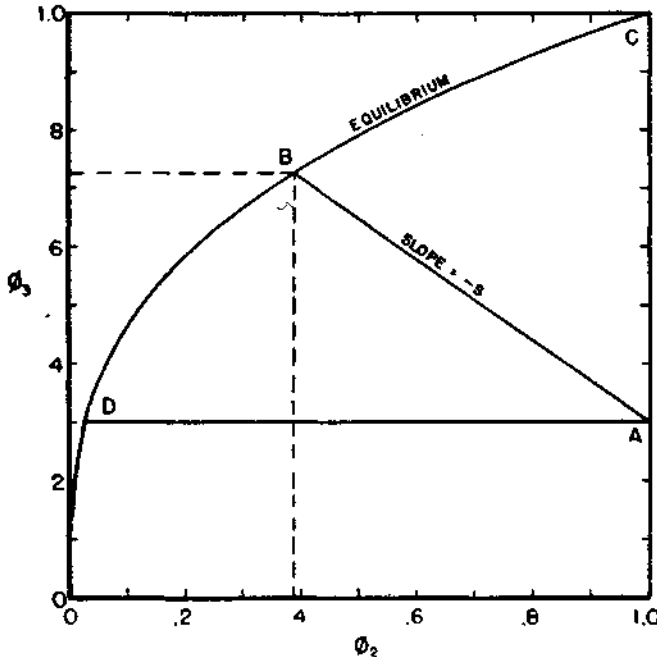


Fig. 1

The equilibrium curve, eqn (9), is plotted in Fig. 1. Eqn (10) defines a line (say, **AB**) from **A**, ( $\phi_3$ , 1), with slope  $-S$ . The intersection with the curve at **B** gives the fractional saturation of the surface for particular values of  $\phi_3$ ,  $k_2'$ ,  $D_2$ ,  $h_2$  and  $h_3$ . If  $h_2$  and  $h_3$  are small (low solution velocity),  $-S \rightarrow \infty$ , giving the line **AC**. The surface is saturated and solution rate is determined by transfer of  $\text{Ca}^{++}(\text{HCO}_3^-)_2$ ; if  $h_2$  and  $h_3$  are large (high velocity),  $S \rightarrow 0$ , giving the line **AD**. Then  $c_{30} = c_3$  and solution rate is determined by transfer of  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Between the extremes hydration of  $\text{CO}_2$  can increase  $c_{30}$  with decreasing  $h_2$  and we might expect only a slight dependence of rate on velocity. Two examples follow:

**Ex. 1:** Weyl directed a carbonic acid jet ( $\text{CO}_2 = 1 \text{ atm}$ ) normal to a calcite face and measured solution rate. The stagnation point transfer coefficient may be approximated by that for flow past a sphere of the same diameter as the jet. This relation is<sup>(8)</sup>

$$\frac{hd}{D} = 1.472 \left( \frac{Ud}{\nu} \right)^{1/2} \left( \frac{\nu}{D} \right)^{1/3} \quad (11)$$

where  $d$  is the sphere diameter,  $U$  the flow velocity and  $\nu$  the solution kinematic viscosity. Weyl does not report a jet diameter but we may estimate  $d = 0.05$  cm. At  $25^\circ\text{C}$ ,  $\nu = 0.0089$  cm<sup>2</sup>/sec<sup>(1)</sup>, and  $D_2 = 2.19 \times 10^{-5}$  cm<sup>2</sup>/sec<sup>(6, 11)</sup>. With test velocities of 100–400 cm/sec,  $h_2$  lies between 0.11 and 0.23 cm/sec. Since  $k_2' = 10.2$  sec<sup>-1</sup><sup>(10, 17)</sup>,  $\sqrt{k_2' D_2/h_2}$  lies between 0.132 and 0.066. Therefore  $S \doteq c_2 n_2/c_3^* h_3$  and reaction (1) is not involved near the surface. Since  $h_2$  and  $h_3$  are nearly equal while  $\bar{c}_2 = 8.3 \times 10^{-5}$  m/lt.<sup>(17)</sup> and  $c_3^* = 0.009$  m/lt.,  $S \doteq 10^{-2}$  and the situation of line AD is approximated. Therefore the solution rate is determined by transfer of H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> to the surface and a very low rate may be expected, compared to the assumption  $c_{30} = c_3^*$ .

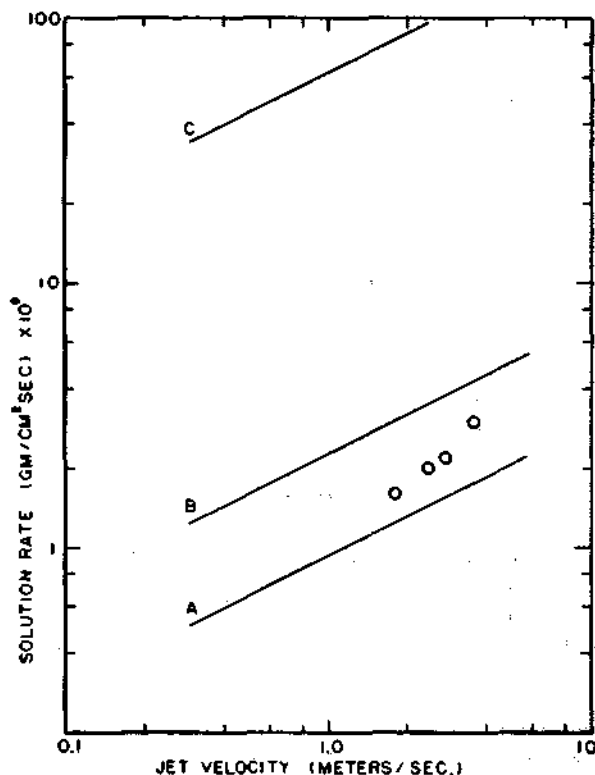


Fig. 2

In Fig. 2 the theoretical relation from eqns (9), (10) and (11) is compared with Weyl's data. Also shown is the theoretical relation if the surface were assumed saturated. The data agree better with the above theory. Part of the discrepancy may come from the assumption that [HCO<sub>3</sub>] suppresses [H<sup>+</sup>]. Including [H<sup>+</sup>] we get another line which brackets the data. The remaining error might be assigned to the use of the above correlation and because Weyl actually varied  $d$  to vary jet velocity. The result



is parallel to the conclusions of King and Gortikov, who found  $[H^+]$  diffusion to control the calcite solution in dilute strong acids.

**Ex. 2:** The rough correlation of Curl <sup>(2)</sup> for stably-fluted limestone conduits is

$$h_2 = 0.021 \left( \frac{D}{\nu} \right)^{2/3} U \quad (12)$$

where  $U$  is the conduit flow velocity. Using properties of limestone-water at  $10^\circ C$ , we obtain  $h_2 = 2.21 \times 10^{-4} U$  and  $h_3 = 1.33 \times 10^{-4} U$ . The slope  $S$  is (from  $k_2' = 3.45 \text{ sec}^{-1(10, 17)}$ ;  $D_2 = 1.43 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}$  and  $D_3 = 0.66 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}(5, 11)$ )

$$S = - \left( \frac{52.7}{U} \right) \text{ctnh} \left( \frac{31.7}{U} \right) \frac{\bar{c}_2}{c_3} \quad (13)$$

from which  $\phi_{30}$  may be found graphically (Fig. 1) knowing  $\bar{\phi}_3$ ,  $U$ , and  $CO_2$  pressure. Only the case  $\bar{c}_3 = 0$  is considered here. The dependence of fractional surface saturation on flow velocity is shown in Fig. 3 for various  $P_{CO_2}$ .

At very low velocities the surface is saturated ( $\phi_{30} = 1$ ). Over a wide transition region, surface saturation falls, making the solution rate nearly independent of flow velocity. This may be the region encountered by Gortikov and Erga. Here the solution rate is highly dependent on the  $CO_2$  hydration rate in the boundary layer. At flow velocities greater than about 50 cm/sec, solution rate is limited by  $H_2CO_3$  transfer of the surface. The rate again becomes proportional to velocity.

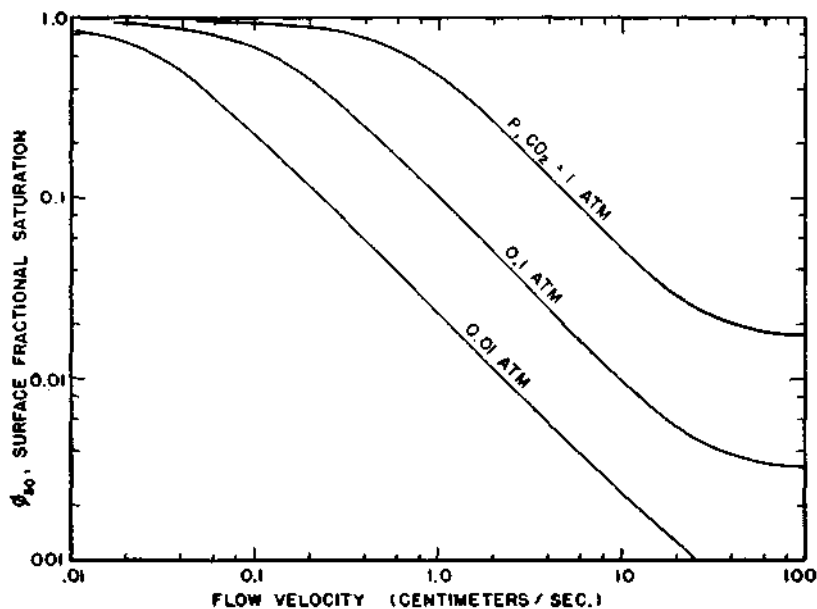


Fig. 3

The result in Fig. 3 is only valid for our simple simultaneous reaction-diffusion model. It would be modified by  $H^+$  arising from ionization; failure of the "film theory" in turbulent flow; equilibrium interactions in the boundary layer and activity effects, but including these greatly complicates the analysis. This theory is a preliminary step toward understanding the limestone solution process; in particular to point out the rate limitation imposed by the low concentration of the aggressive agent,  $H_2CO_3$ , in equilibrium with dissolved  $CO_2$ .

Low effective solution rates allow water to proceed further through limestone conduits before nearing saturation. This may be essential for explaining long, apparently untapered, conduits. Furthermore, in the transition region, the Kaye<sup>(7)</sup> hypothesis of conduit competition is greatly modified. Increasing flow velocity does not strongly increase the solution rate and conduits of all sizes are enlarged at nearly the same rates.

#### References

- (1) Bird, R. B., et al, *Transport Phenomena* (Wiley, 1960); (2) Curl, R. L., *Trans. Cave Res. Grp., (Gr. Brit.)* 7, 121-160 (1966); (3) Erga, O. et al, *Acta. Chem. Scand.*, 10, 872 (1956); (4) Frear, G. L., et al, *J. Am. Chem. Soc.*, 51, 2082 (1929); (5) Gertz, K. H., et al, *Z. Naturforsch.*, 11b, 61, (1956); (6) Gortikov, V. M., et al, *J. Gen. Chem. (USSR)*, 7, 56 (1937); (7) Kaye, C. A., *J. Geol.* 65, 35 (1957); (8) King, C. V., et al, *J. Am. Chem. Soc.*, 55, 1928 (1933); (9) Linton, M., et al, *Chem. Eng. Sci.*, 12, 214 (1960); (10) Pinsent, B. R. W., et al, *Trans. Farad. Soc.*, 52, 1512 (1956); (11) Read, R. C., et al, *Props. of Gases and Liquids* (McGraw Hill, 1958); (12) Roques, H., *Ann. de Spéléo.*, 19, 258 (1964); (13) Smith, D. I., et al, *Proc. Bristol Speleo. Soc.* 9, 188 (1962); (14) Terjesan, S. G., et al, *Chem. Eng. Sci.*, 14, 277 (1960); (15) Tominaga, H., et al, *Bull. Chem. Chem. Soc. Japan*, 14, 348 (1939); (16) Weyl, P. K., *J. Geol.* 66, 163 (1958); (17) Wissbrun, K. F., et al, *J. Phys. Chem.*, 58, 693 (1954).

Discussion: H. W. Franke.

## ORIGIN AND SECONDARY MINERALIZATION OF CAVES IN THE BLACK HILLS OF SOUTH DAKOTA, U.S.A.

Dwight E. Deal

University of New Mexico

### Abstract

This paper presents the conclusions of a preliminary study of one of the most unique cave areas in the world. Black Hills caves formed under phreatic conditions in which ground-water flow was relatively independent of the development of solution channels. A complex of subaqueous and subaerial deposits developed during alternating phreatic and vadose conditions.

The Black Hills of South Dakota are the most eastern of the isolated mountain masses that form the Middle Rocky Mountains of the North American Cordillera. They are located in the north-central United States and are an elliptical range of hills about 120 miles long and 60 miles wide, elongate north to south. Structurally the range is an asymmetric dome with steeper dips on the east than on the west.

Erosion has exposed bands of sedimentary rocks surrounding the Precambrian crystalline core of the central Black Hills. Caves are developed in the Lower Carboniferous Pahasapa Limestone which crops out in a band up to 10 miles wide. Ten of these caves, Bethlehem, Jasper, Jewel, Nameless, Rushmore, Sitting Bull, Stagebarn, Wildcat, Wind, and Wonderland, were studied. By far the greatest amount of work was done in Jewel Cave which, in 1959, was known to contain only about 3,000 feet of passage. Field work for this paper added 7 miles of previously unexplored passages and presented a unique opportunity to study, undisturbed, the complexities of the Black Hills caves. Exploration has continued and at the present time more than 18.5 miles have been surveyed. The map of Jewel Cave (Pl. 1, 2, separate) has been reduced in scale and simplified from an original map showing the extent of the cave as known in December, 1961.

The average annual rainfall ranges between 17.5 and 28.5 inches in the Black Hills. With the exception of occasional flash floods most of the drainage is subsurface. Karst features are, however, rare, indicating that there has been little solution since the development of the present topography. The present elevation of the limestone outcrops ranges between 3,500 and 6,000 feet.

Cave passages in the Black Hills tend to be small and require much stooping and crawling to negotiate. Notable exceptions can be found in parts of Jewel Cave but even there passage widths in excess of 40 feet are rare and small passages predominate. The following description of the passages in Jewel Cave illustrates the physical cave environment in the Black Hills.

Upper level passages are developed in a white, fossiliferous limestone, are joint controlled, have many solution pockets developed in

their ceilings, walls and floors, are usually wider than they are high with oval cross sections, and usually have the limestone bedrock exposed on solution surfaces. They average walking height. Lower level passages are more typical and are tall, narrow, joint controlled, and have rectangular cross sections. They are usually coated with a 10 to 15 centimeter layer of "dogtooth spar". Ceiling heights often reach 50 feet in passages 6 feet wide. There is nearly 200 feet of relief in most parts of the cave.

The rose diagram of 36,190 feet of passage plotted on Plate 1 agrees with diagrams of 177 joints measured on the surface. A distinctive morphology is often associated with passages oriented in certain directions, especially in the lower parts of the cave. Twelve and one-half percent of the passages on Plate 1 are oriented between due north and N. 5° E. They are typically very narrow, relatively tall, and have rectangular cross sections. They are usually so narrow as to be difficult to negotiate. Twenty-two percent are oriented within five degrees of due east and are similar to but usually much larger than the north-south passages. Sixteen percent are oriented within five degrees of N. 65° E. and include the passages with the greatest cross-sectional area. By far the greatest volume of cave is formed by the east-west and N. 65° E. trending passages.

The Pahasapa Limestone was deposited in a warm, shallow sea in the early Carboniferous. Chert replaced horizontal zones in the limestone prior to its final compaction. The unit is locally dolomitic, especially in the lower parts. Upper Carboniferous sandstones, siltstones, shales, and limestones of the Minnelusa Formation were deposited unconformably on the Pahasapa Limestone, followed unconformably by the redbeds of the Permian Opeche Formation. Prior to the doming of the Black Hills, a maximum of 5,400 feet of sediment had accumulated over the Pahasapa Limestone.

An angular limestone and chert breccia, composed of both weathered and unweathered fragments cemented by coarsely crystalline red-brown to brown calcite, originated as cavern breakdown during some early solutional period, probably forming at the time of pre-Opeche erosion. It rarely crops out on the surface and the only good exposures are in the cave walls. The same red-brown calcite filled fractures in the Pahasapa Limestone.

Subsequent erosion took place several times in the Mesozoic and solution took place a second time, forming caves. These old passages are filled with "fossil" cave fills which include flowstone, manganese minerals, and coarse clastic debris. They cut the angular breccia and are cut in turn by the present cave passages.

The Black Hills uplift took place in the Late Cretaceous and by the mid-Eocene erosion had breached the impermeable Opeche Formation and allowed ground water to enter the Minnelusa Formation and the Pahasapa Limestone. The gross outlines of the present caves were formed beneath the water table by slowly circulating ground water. Cave passages formed preferentially along joints and in the upper, less dolomitic, part of the limestone. The network pattern indicates that the ground water flow through the limestone was relatively independent of

the development of solution channels. Preferential solution of east-west passages in Jewel Cave indicate that the major flow was in the direction of the radial dip of the Black Hills. The Pahasapa Limestone and the Minnelusa Formation probably formed an artesian aquifer at the time of solution. One nearly continuous 15 foot chert zone in the limestone divided Jewel Cave into two distinct levels. The red-brown to brown calcite veins have a remarkably uniform thickness (0.5 to 3 millimeters) throughout the Black Hills, were more resistant to solution than the calcite in the Pahasapa Limestone, and were left protruding as much as 30 centimeters from the cave walls to form the inner cores of boxwork, a cave feature complexly developed in the Black Hills.

The caves remained filled with solutions and in some cases a coating of red-brown to brown calcite, identical in texture and color to the calcite veins forming the inner cores of the boxwork, was deposited on the inner cores and the cave walls. The solutions also oxidized the iron in the limestone bedrock and a red zone parallel to and up to several inches in depth behind the original cave walls was formed.

Silt and clay sized sediments then accumulated on all the upward facing surfaces and was accompanied by the simultaneous deposition of calcite. This cemented the sediment and allowed deposits up to 30 centimeters thick to accumulate on the fragile boxwork cores.

A subaerial environment prior to the deposition of the "dogtooth spar" is indicated by mud cracks and flowstone beneath the spar.

The caves were again filled with solutions and large scalenohedrons and rhombohedrons of clear to white calcite were deposited on all the surfaces in the caves. These coatings are referred to as "dogtooth spar" to distinguish them from other calcite coatings in the caves. They range in thickness from 3 millimeters in Wind Cave to 90 centimeters in Sitting Bull Cave. Not all the crystals have scalenohedral terminations. There is an indication that larger crystals and thicker coatings were deposited in the lower levels of Jewel Cave than in the upper levels. This period of deposition is complex as the dogtooth spar contains several layers of clastic material and there may have been a brief subaerial period in Jewel Cave and Stagebarn Cave. There is some evidence (White and Deike, 1962) that the cave filling solutions had a temperature between 150° and 200° C and that the caves were between 300 and 3000 feet below the surface at this time.

Subaerial frostwork and popcorn speleothems were deposited next in Jewel Cave. Evidence for this subaerial period was not noted in other Black Hills caves.

Apparently all the caves were filled again with solutions as the previously deposited frostwork, popcorn, and dogtooth spar, as well as the limestone bedrock, were truncated by solution. More solution took place in the upper levels of Jewel Cave than in the lower levels. The aragonite previously deposited as frostwork inverted to calcite in the presence of these solutions. Occasional gaps between the dogtooth spar and the cave walls, containing boxwork characteristically composed of bare brown calcite veins, were formed in Jewel Cave.

Considerable quantities of red-brown clays and black manganese minerals were deposited on the cave floors and the dogtooth spar. The exceptionally small sized crystals of the manganese minerals were derived from older, "fossil fill" deposits and are found in accumulations several feet thick. X-ray diffraction patterns were made with difficulty and suggest that the manganese minerals are barium-rich manganese oxides, perhaps hollandite or psilomelane.

Silica, probably derived from the chert in the overlying limestone, was locally deposited as euhedral quartz crystals in many of the fills in the caves on the southwest flank of the Black Hills. In some places this silica-cemented zone is 25 centimeters thick.

Water then flushed uncemented fill from the intermediate and lower levels of Jewel Cave, creating a gap between the silica cemented fills and the present cave floors. This relationship, although not noted, may be present in other caves. Breakdown formed either before or during this time.

Muddy water filled the lower parts of Jewel Cave and deposited a thin film of clay on the cave walls. Slumping obliterated any current or ripple marks that might have formed during the removal of the fill.

The final draining of the caves took place slowly, probably with the lowering of the water table that accompanied the dissection of the mid-Oligocene Mountain Meadow erosion surface. There is no evidence of the modification of the caves by free-surface streams. The assumption of an early Cenozoic age of the caves is open to some question. Certainly the caves are older than the Pleistocene terraces, 50 to 100 feet above the present streams and well below some of the caves. The complexity of the cave deposits and the alternate filling and draining of the caves suggests that the secondary deposits were emplaced during a series of minor regional fluctuations over a fairly long, generally stable, period of time. The longest time of regional stability in the Cenozoic was the time of development of the Mountain Meadow surface.

Breakdown formed and a large variety of subaerial speleothems were deposited after the draining of the caves. The caves seem to have been air filled for a considerable length of time.

As the lowering of the land surface continued, canyons cut the caves and formed the cave entrances. In most cases Pleistocene soils have flowed into cave passages, creating the most recent cave fills without forming entrances.

#### References

Deal D. E., 1962. Geology of Jewel Cave National Monument, Custer County, South Dakota, with special reference to cavern formation in the Black Hills: Master's thesis, University of Wyoming.

Tullis E. L., and J. P. Gries, 1938. Black Hills Caves: *Black Hills Engineer*, v. 24, n. 4, p. 233-271.

White B., and G. H. Deike, 1962. Secondary Mineralization in Wind Cave, South Dakota: *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, v. 24, pt. 2, p. 74-87.

## DE LA GENESE DES GROTTES DE LAVE

K. V. Džavrišvili

Tbilissi

On connaît depuis longtemps l'existence de grottes dans des roches de lave. Dans sa classification génétique, Kyrle (1, 1923) indique deux types de grottes d'origine primaire: 1. les Blasenhöhlen — des vacuités formées dans le magma liquide par suite de l'émanation et de la concentration des gaz et qui furent plus tard découvertes par la surface grâce à l'action des agents de l'altération; 2. Lavahöhlen — les grottes de lave formées sous la lave durcie à la surface par suite de la pénétration de la lave liquide dans les fissures.

On a précisé à maintes reprises le mécanisme de la formation des grottes de lave. William R. Halliday a minutieusement étudié ces questions et il poursuit actuellement ses recherches sur l'origine des tunnels de lave (2, 1959; 3, 1965, Halliday). Sans entrer dans les détails sur l'origine des grottes de lave de ce type, nous tenons à mentionner que ce type de genèse des grottes de lave est tout de même inhabituel, et ceci malgré la fréquence de ces grottes dans certains pays (l'Islande, les USA). Un autre type de genèse des grottes de lave est beaucoup plus répandu. Celui-ci est coordonné avec d'autres composants de l'érosion et on peut le déchiffrer assez bien, en prenant comme exemple les grottes de lave de la Géorgie du Sud.

Parmi les nombreuses grottes de différents types et d'origines diverses que l'on trouve sur le territoire de la RSS de Géorgie, les plus répandues sont: les grottes naturelles d'origine karstique et les grottes liées aux formations effusives — les jeunes laves (diluviennes) de la Géorgie du Sud.

Les grottes karstiques sont surtout répandues sur le versant Sud et dans la partie occidentale de la chaîne de montagnes du Caucase, le long de laquelle on trouve du calcaire, de la dolomie, des conglomérats calcaires, des grès avec du ciment calcaire et d'autres espèces solubles.

Les grottes qui ont une origine de lave sont surtout répandues dans les montagnes de la Géorgie du Sud, là où l'on voit des formations volcaniques du mio-pliocène et du pléistocène (laves volcaniques, tufs, cendres).

On trouve également dans le Nord du pays (dans la vallée du Térék) des grottes liées aux formations effusives.

Il y a une quantité de grottes dans les lieux où sont répandues les laves (dolérites et andésites-basaltes) et les dépôts continentaux liés à elles. L'étude de ces grottes présente un vif intérêt pour la pénétration du mécanisme de la formation des grottes dans les roches de lave (4, 1963, K. V. Džavrišvili).

En gros, toutes les grottes dans les roches de lave se forment dans les zones du relâchement des roches, là où, pour telle ou telle raison,

la roche devient plus souple, subit plus facilement l'action des agents de l'altération. Les causes du relâchement des roches peuvent être liées au type même de la lave, au caractère de son gisement ou à ses qualités orogéniques.

Pour la classification des grottes liées aux formations effusives du Sud-Est de la Géorgie on aurait pu retenir les types suivants:

1. Les grottes de lave liées aux particularités du gisement des roches (le type de Zourtakéti).
2. Les grottes de lave liées à la jeune tectonique (diluvienne). (Le type de Davitis-oubani).
3. Les grottes de lave liées aux dépôts des lacs (le type de Tsitéli-bouné).

Tous ces types de genèse des grottes de lave ont en commun le relâchement des roches, la formation d'une zone de roches relâchées. Mais les causes de ce relâchement sont différentes.

Les grottes de lave liées aux particularités du gisement des roches sont les plus répandues. Pour la première fois elles ont été étudiées dans un des cañons du Sud-Est de la Géorgie — à Zourtakéti (bassin de la rivière Ktsia). C'est pourquoi nous appelons ce type de genèse de grottes le type de Zourtakéti.

Il y a de nombreuses grottes dans les flancs des défilés du bassin de Ktsia (dans le Sud-Est de la Géorgie) qui correspond en gros au domaine du plateau de basalte. L'étude de ces grottes présente un intérêt certain pour la connaissance des processus de genèse et de développement des cavités dans les roches effusives. La coulée réitérée de la lave (dont la puissance globale des couvertures atteint 200 mètres) a conditionné la présence de plusieurs couvertures de différentes roches, séparées par des horizons de tuf et de laitier. Ces horizons friables et très poreux ne sont autres que des horizons-spéléogènes, le long desquels s'alignent les grottes.

On pourrait présenter la succession des processus de genèse des grottes à l'aide du schéma suivant:

La structure friable et poreuse des roches — des tufs et des laitiers — est une condition pour l'altération accélérée, (par comparaison aux basaltes massifs).

Dès le moment du déchaussement et de la sortie des roches au jour, les agents atmosphériques de l'altération entrent en action.

L'eau pénètre dans certaines roches friables et poreuses avant même le déchaussement. Après ce dernier l'eau commence à se déverser des horizons de roches friables et elle les affouille.

Lorsqu'une couche de tuf et de laitier est minée à une certaine profondeur, la couche superposée de basalte massif s'écroule en formant progressivement une grotte en forme de coquille avec un plafond en voûte.

Cédant à l'action des eaux inter-enveloppes et des agents d'altération, les roches de la grotte s'écroulent, les diastromes et les fissures tectoniques s'élargissent etc.

L'écroulement ultérieur de la voûte et l'élévation du sol de la grotte amène sa réduction et sa destruction progressives.



Il résulte d'une telle succession d'actions des agents de l'altération et de la destruction, qu'à différents stades de leur développement, les grottes de lave empruntent différents aspects.

Les stades successifs du processus de la genèse des grottes de lave sont marqués par:

1. De petites niches isolées, disposées au niveau de la zone spéléogène.

2. De menues grottes nettement disposées le long de la zone spéléogène.

3. Des étages homogènes de grottes, disposées le long de la zone spéléogène.

4. De grandes grottes disposées le long de la couche spéléogène.

5. De grandes concavités en forme de coquille sur le versant d'une montagne — des rudiments de grottes.

On peut observer tous ces stades de la genèse des grottes de lave sur les versants des cañons de la rivière de Ktsia.

#### Littérature

1. Джавришвили К. В., 1963. Пещеры каньона р. Кциа. Сборник спелеологической Комиссии Академии наук Грузинской ССР, т. II. (резюме на русском языке).

2. Halliday W. R., 1959. Adventure is underground.

3. Halliday W. R., 1965. Some features of vulcanospeleogenesis. *Bulletin of the National Speleological Society*, Vol. 27, N. 2.

4. Kyrle G., 1923. *Grundriss der Theoretischen Speleologie*. Wien.

Discussion: K. Bleich, V. V. Iljušin.



# LA TENEUR EN $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ET EN $\text{CO}_2$ DES EAUX DES GROTTES BELGES

Note préliminaire

Camille Ek

Université de Liège

## Abstract

### $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ and $\text{CO}_2$ content in Belgian cave waters

#### Preliminary note

A. 1. Waters are particularly active when just reaching limestone. 2. Waters can be saturated only in narrow fissures and without notable air circulation. 3.  $\text{CO}_2$  from the soil being of prime importance in water aggressivity, chemical action of the big rivers on limestone is almost negligible.

B. 1. Heavy rain lowers hardness but, by increasing discharge, increases the total amount of dissolved limestone carried away. 2. Moderately rainy weather, while increasing flow-rate, but in a progressive way, does not diminish hardness much. 3. Dry periods tend to raise hardness but more and more slowly. 4. Temperature changes are of very minor importance in Belgium. 5. Snow meltwaters are aggressive; old ice meltwaters are not. Frost tends to raise hardness of not yet frozen water, by dispelling the dissolved salts from the ice.

C. 1. Weather is of prime importance in water action on limestone. 2.  $\text{Ca}^{++}$  and  $\text{CO}_3^{--}$  concentration in water increases when flowrate decreases and when the water-limestone interface (by volume unit) increases. 3. Theoretical solution equilibria are not often observed. 4. The seasons do not produce significant variations in water hardness underground. 5. Snow-meltwater and ice-meltwater, having different influences ought to be distinguished from each other.

All of the 700 measurements here considered have been carried out in Belgium, and most of the conclusions are thus not assumed to be universal.

C'est dans les régions où affleurent les calcaires dévoniens et carbonifères de la Belgique qu'ont été effectuées, de 1963 à 1965, les quelque 700 analyses dont il sera question ici. Ces analyses ont essentiellement porté sur le pH, la teneur en ions  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$ . Divers autres ions ont été dosés, mais leur importance est secondaire et, dans cette note préliminaire, il n'en sera pas question. La part du  $\text{Mg}^{++}$  dans la dureté totale ( $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ ) varie en général entre 15 et 40 %.

Les eaux étudiées ont une dureté comprise entre 30 mg  $\text{CaCO}_3$  par litre (dans certains ponnors) et 300 mg  $\text{CaCO}_3$  par litre (à certaines résurgences); la dureté peut toutefois approcher de 400 mg/l dans l'eau stillant des stalactites. (Les tableaux complets d'analyses seront publiés ultérieurement dans les Annales de la Société Géologique de Belgique.)

#### A. Evolution générale des eaux

1. Les eaux de ruissellement et celles des petits cours d'eau, arrivant avec très peu de bicarbonates en solution, durcissent rapidement dès

qu'elles pénètrent dans les régions calcaires; le premier kilomètre, voire les premières centaines de mètres voient une augmentation notable de la teneur en bicarbonate.

2. Dans les réseaux souterrains où l'eau pénètre, une différence très nette s'observe entre les conduits étroits, fissures et petits chenaux d'une part, et les larges conduits des «rivières souterraines» d'autre part. Dans les premiers, les eaux se saturent en bicarbonates, et en contiennent même assez souvent plus que les équilibres théoriques ne le prévoient. Dans les seconds, l'eau reste le plus souvent sous-saturée, et l'action de dissolution devient négligeable dès que l'eau arrive dans des galeries aérées dont l'atmosphère est en communication (même sans courant d'air sensible) avec l'extérieur.

3. Dans les rivières épigées, la dureté évolue beaucoup moins encore, sauf sur la toute première partie du parcours de l'eau sur le calcaire; lorsque le débit dépasse 10 m<sup>3</sup>/sec environ, la prise en charge de calcaire devient non nulle, mais réellement négligeable.

La dissolution du calcaire ne s'exerce donc de façon importante que durant les parcours souterrains sans communication facile de l'air avec l'extérieur. Ceci exprime évidemment la part prépondérante prise dans l'agressivité de l'eau par le CO<sub>2</sub> (et peut-être d'autres acides) du sol, qui passe dans le sous-sol en partie grâce à sa densité, presque double de celle de l'air.

Au total, la prise en charge de calcaire dissous est en général comprise entre 100 et 200 mg/l durant les parcours souterrains que l'eau peut effectuer dans les formations calcaires paléozoïques de Belgique.

## B. Influences météorologiques

Des variations très importantes sont introduites dans la vitesse de dissolution, par les variations des conditions météorologiques.

1. Les pluies orageuses: malgré la baisse de dureté très forte que provoque la dilution des eaux par l'eau de pluie (la dureté diminue de moitié, voire des cinq sixièmes), la quantité de calcaire dissous par chaque cours d'eau augmente notablement (de l'ordre de 10 fois) car le débit est, à la suite d'un orage, très fortement augmenté (couramment multiplié par 20 ou par 100). Si l'action des orages est très éphémère, il faut constater que la prise en charge de calcaire un jour d'orage peut être la même que pour la somme des 6 ou 10 jours précédents.

2. Les périodes pluvieuses: lors des périodes de pluie même ininterrompue mais non torrentielle, la dureté ne diminue pas autant que pendant un orage — loin s'en faut. Le niveau des réserves aquifères montant partout, c'est surtout le trop-plein des eaux souterraines qui s'évacue, mélangé aux eaux de pluie, et la dureté baisse assez peu.

3. En période de sécheresse: la dureté augmente continuellement mais asymptotiquement jusqu'à une limite supérieure que nous n'avons jamais pu saisir, mais qui dans les parcours souterrains correspond à une nette sursaturation si l'on s'en réfère aux courbes d'équilibre théoriques.

On remarquera, pour les trois paragraphes qui précèdent, l'importance de la vitesse de l'eau: celle-ci est dans les conditions rencontrées en

Belgique un facteur limitant de la teneur en sels dissous: plus l'eau ralentit, plus long est son contact avec le calcaire, et plus forte sa dureté.

4. Influence de la température: malgré de nombreuses tentatives de déceler l'influence des variations journalières et des variations saisonnières de la température sur la quantité de calcaire dissous, nous n'avons jamais observé de variation certaine due aux changements de température. Une exception: le passage de la température sous 0° C provoque des changements où la variation de température intervient indirectement comme on va le voir.

5. Le gel et la neige: des variations — et parfois un rythme journalier — sont introduites dans les caractères des eaux par la fonte de la glace et de la neige: la neige, riche en CO<sub>2</sub>, est agressive; la glace l'est beaucoup moins, et d'autant moins qu'elle est moins récente et que le CO<sub>2</sub> a donc eu plus de temps pour s'en échapper. Le gel lui-même provoque une augmentation de la dureté de l'eau qui reste non gelée parce que celle-ci reçoit les bicarbonates qui sont expulsés de la partie qui gèle et aussi parce que les conditions météorologiques du gel sont celles d'une période de sécheresse (voir § 3 ci-dessus).

### C. Conclusions

1. Dans toute étude de l'action de l'eau sur le calcaire, il est indispensable de définir non seulement le climat, mais les circonstances météorologiques dans lesquelles les mesures ont été faites; tant que des moyennes annuelles des caractères des eaux vis-à-vis du calcaire n'ont pas été bien établies, il est difficile et normalement impossible d'interpréter des mesures isolées, hors de leur contexte météorologique.

2. Parmi les facteurs majeurs de l'action de l'eau, on épinglera la vitesse de l'eau, qui dépend dans une région donnée du régime des précipitations, et le rapport volume/périmètre mouillé, qui dépend lui aussi des précipitations mais varie d'une façon quantitativement déterminée par la structure du réseau.

3. Les équilibres théoriques sont rarement observés, dans les karsts barrés de la Belgique; cela est attribuable le plus souvent au fait que l'eau n'a pas le temps d'atteindre son équilibre, mais parfois aussi à ce que l'équilibre naturel est différent de celui qu'on réalise en laboratoire avec de l'eau distillée, du gaz carbonique pur et du bicarbonate de calcium comme seul sel en solution.

4. Dans les conditions observées (amplitude annuelle entre les moyennes mensuelles: 15° C), l'action de la température est négligeable devant les autres facteurs; c'est pourquoi l'action de l'eau varie plus suivant les types de temps que suivant les saisons (celles-ci étant surtout marquées par la différence de température; leur principale influence — indirecte — est la variation de l'évaporation).

5. Les influences opposées de la fonte de la neige et de celle de la glace réclament un supplément de recherche dans les régions de climat froid.

Discussion: T. Stchouzkoy, R. Muxart, V. Caumartin, A. Bögli.



# SOBRE LA INTENSIFICACION DE LA ACCION CORROSIVA DEL AGUA EN LA GENESIS DE LAS CAVERNAS, EN PRESENCIA DE IONES OXIDABLES

Adolfo Eraso  
Presidente del Comité  
Nacional de Espeleología

Madrid - España

## 1. Principios

El agua de lluvia al caer a través de la atmósfera, se carga en anhídrido carbónico según la proporción existente en ella y el tiempo transcurrido durante el fenómeno, y según las diferentes variables influyentes sobre el citado equilibrio: superficie activa, presión, temperatura, etc. siendo el resultado que la primitiva agua destilada al llegar al suelo se ha convertido en una solución débil de ácido carbónico, de manera, que ejerce ciertas propiedades corrosivas sobre la masa caliza en la que incida.

Este mecanismo, explica la corrosión y el poder de disolución del agua de lluvia sobre la roca caliza y se halla tan admitido en el mundo espeleológico que no vamos a insistir más.

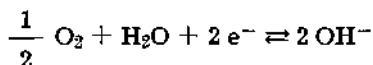
No obstante, existe otro fenómeno paralelo, que se presenta de la misma manera y es la disolución en el agua lluvia de una parte del oxígeno existente en el aire, con el resultado de aumentar el poder oxidante del agua, al llegar ésta al suelo. Las propiedades del agua así establecida, pasan normalmente desapercibidas, más al entrar ésta en contacto con minerales compuestos por cationes o aniones susceptibles de oxidarse a un estado de valencia superior, tienen lugar una serie de fenómenos secundarios que conducen normalmente a una exacerbación del poder corrosivo del agua.

Los fenómenos de corrosión pura de la caliza, vienen cuantitativamente ligados al pH de las soluciones con las que esta se enfrenta, mientras que los fenómenos de oxidación pura, podemos abordarlos, también cuantitativamente, mediante las ecuaciones de NERST de potenciales de oxidación-reducción E. Entonces, todos los tratamientos teóricos, pueden abordarse mediante curvas de potencial-pH:

$$f(E, pH) = 0$$

ya que éstas por si solas definen los intervalos de estabilidad de cada ión en cuestión, para cada gama de valores de E y pH.

A. El poder oxidante del agua de lluvia: El equilibrio que rige la captación de oxígeno de la atmósfera por el agua de lluvia, es:



que no es otra cosa que el semiproceso correspondiente al oxígeno en solución; y su potencial de oxidación podemos encontrarlo aplicando la correspondiente ecuación de NERST:

$$E = E_0 + \frac{0,06}{2} \log \frac{|\text{OH}^-|^2}{|\text{H}_2\text{O}| |\text{O}_2|^{1/2}}$$

siendo  $E_0$  el potencial normal del semiproceso y  $E$  el real, viniendo ambos expresados en voltios.

A la presión atmosférica

$$|\text{H}_2\text{O}| = 1$$

$$|\text{O}_2|^{1/2} = 1$$

y teniendo en cuenta la definición de pH, queda:

$$E = E_0 - 0,06 \text{ pH}$$

pero como el potencial  $E_0$  es igual a 1,23 volt. queda finalmente:

$$E = 1,23 - 0,06 \text{ pH}$$

RELACION POTENCIAL -pH DE LA FUNCION  
CORRESPONDIENTE AL SEMIPROCESO

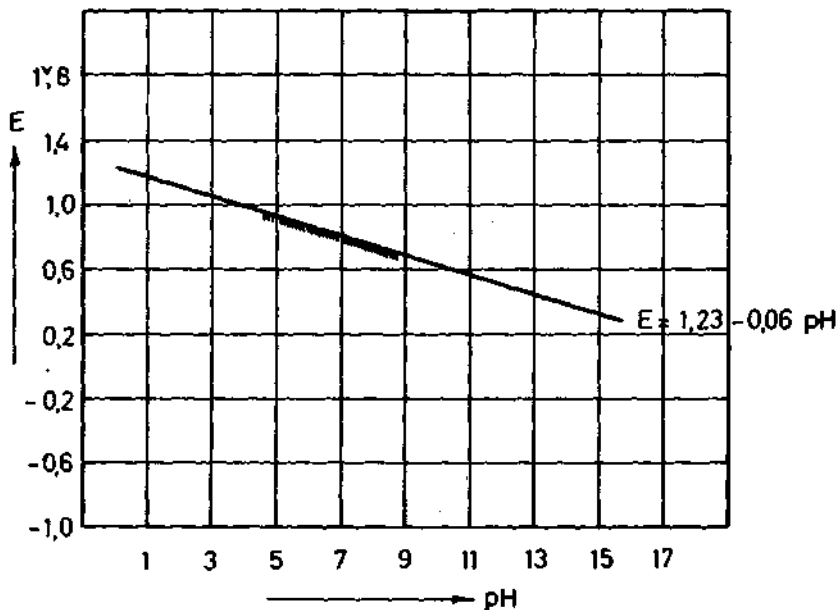
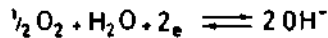


Fig. 1





expresamos en las figuras 2 y 3 todos los equilibrios RED-OX en función del potencial y del pH para todos los iones del hierro y del azufre en medio acuoso, de tal manera que las regiones donde cada cual se halla comprendido, suponen la zona de estabilidad del mismo.

### RELACION POTENCIAL-pH DE LOS SISTEMAS RED-OX DEL AZUFRE

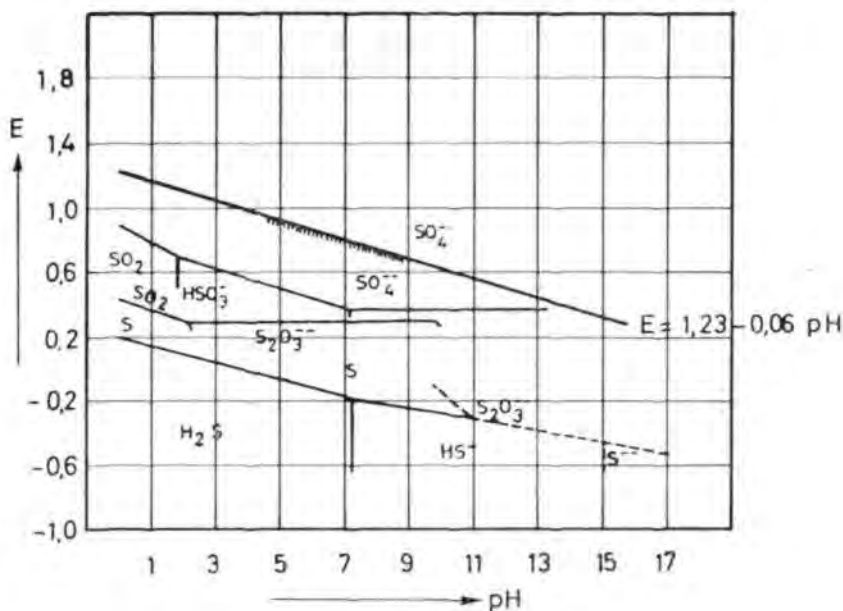


Fig. 3

Enfrentadas estas con el potencial del oxígeno en el agua, explicado en la figura 1, y para los pH normalmente existentes en las cavernas, observamos que los iones o compuestos estables bajo las condiciones citadas son:

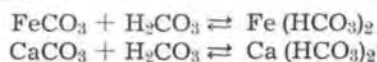
para el hierro . . . . .  $Fe(OH)_3$   
 para el azufre . . . . .  $SO_4^{2-}$

#### 2. Observaciones e interpretación

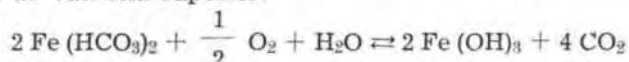
1. En España, en la provincia de Alava, unos 15 Kms. al N de Vitoria, existe el complejo de cavidades de ORATXETA (2) enclavado en unas calizas arrecifales de edad cenomanense indentadas en una potente serie arenosa, con la peculiaridad de tener insertado un fino estrato de siderita inmediatamente encima de las calizas arrecifales. Sobre estas, se ha instalado un karst laberíntico que ha interesado también al estrato de siderita.

Las peculiaridades de este karst, son manifiestas, destacando una exuberante corrosión y un elevado contenido de anhídrido carbónico en el aire de la cavidad a pesar de su fuerte aireación y unos sedimentos rojos en el cauce de su pequeño río, con un contenido en hidróxidos de hierro superior al 70 %.

Evidentemente, la siderita ha intervenido en la karstificación, paralelamente con la caliza:



pero así como el ión calcio ( $\text{Ca}^{++}$ ) permanece inalterable, el ferroso ( $\text{Fe}^{++}$ ) en virtud del oxígeno disuelto en el agua, es susceptible de oxidarse a un estado de valencia superior:



liberando hidróxido férrico y anhídrido carbónico, de acuerdo con las predicciones de las curvas red-ox.

Las precedentes reacciones pueden resumirse como sigue:

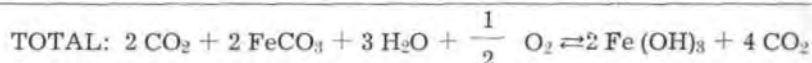
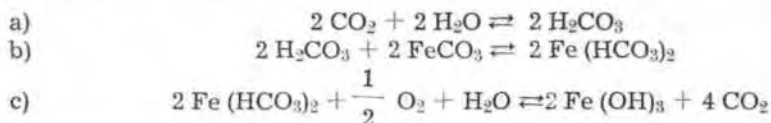


Foto nº 1

(Fariña)

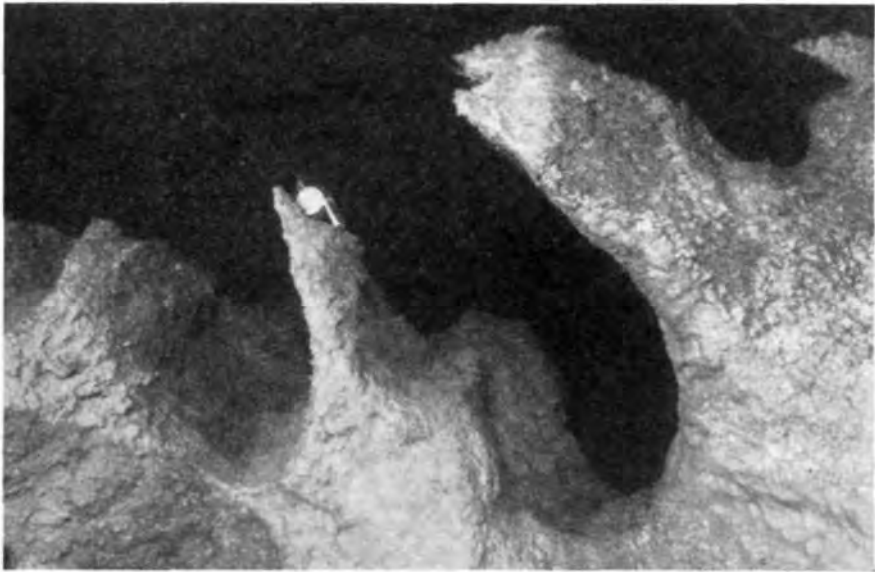


Foto n° 2

(Fariña)

de manera que se libera el doble n° de moléculas de  $\text{CO}_2$  que las que han intervenido en la karstificación.

Esto explica la profusa morfología de corrosión observada, de la que son ejemplo las fotos 1 y 2.



Foto n° 3

(Eraso)



Foto nº 4

(Eraso)

2. En numerosas cavidades del país vasco-español, especialmente en las instaladas sobre las calizas margosas con nódulos de pirita de edad turonense o coniacense según autores; puede apreciarse un peculiar tipo de morfología de corrosión, como son la existencia de oquedades

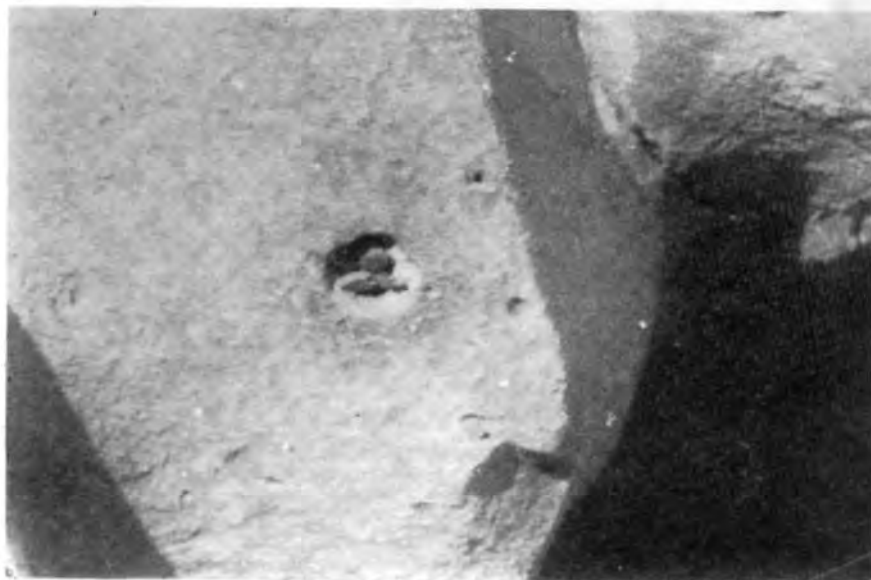


Foto nº 5

(Eraso)

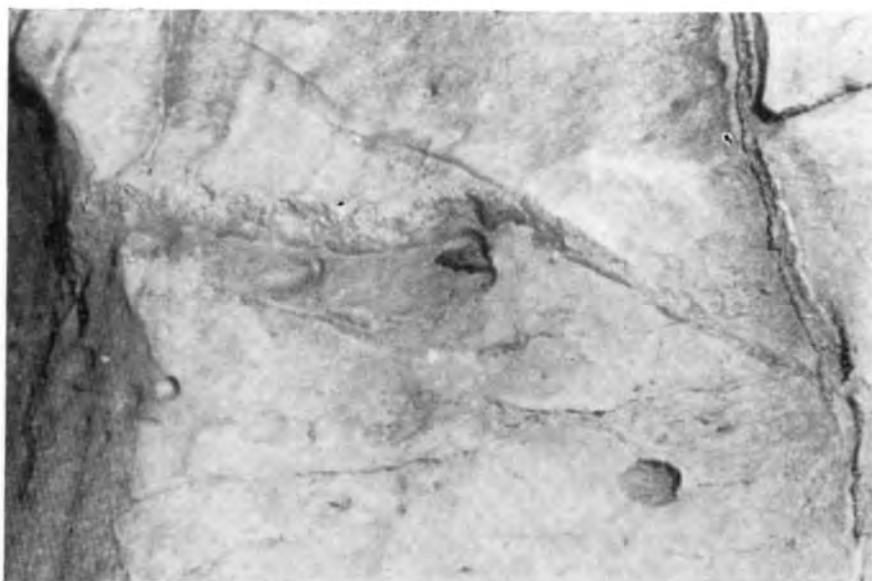


Foto n° 6

(Eraso)

generalmente profundas, distribuidas arbitrariamente por las paredes y techos, poseyendo en su interior algunas veces un nódulo de limonita, testigo de los procesos ocurridos; ver fotos 3, 4, 5 y 6.

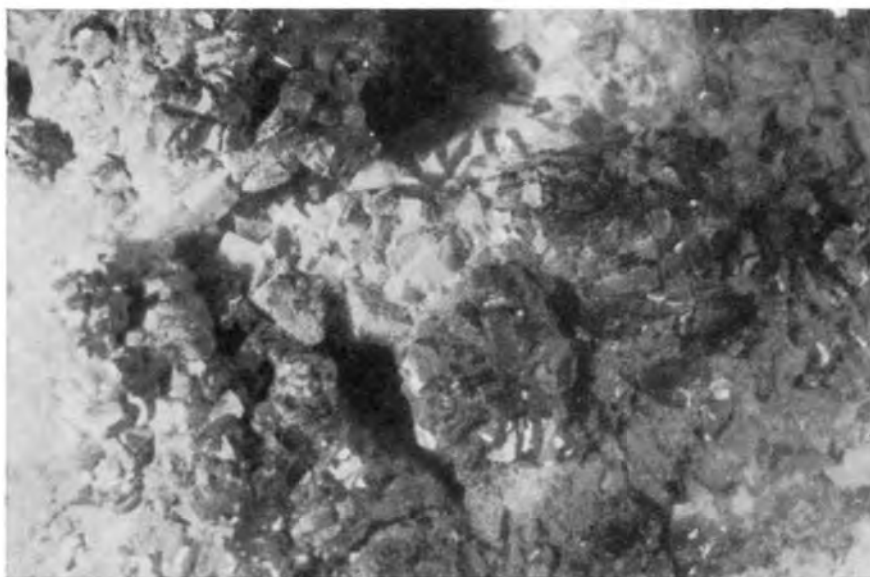


Foto n° 7

(Eraso)

El tamaño de estas oquedades es función del nódulo existente, siendo el vacío creado varias veces mayor que el volumen ocupado por el nódulo cuya forma, condiciona también la de la citada oquedad.

El material del nódulo es limonita, siendo su interior amorfo pero quedando en su superficie cristales y maclas correspondientes al mineral originario.

En las fotografías 7 y 8 se puede apreciar este hecho; ambas con 15 aumentos, representan la superficie de uno de los nódulos recogido de una oquedad en la que puede verse los cristales cúbicos de la primitiva pirita originaria.

La pirita permanece inalterada cuando no ha sido atacada por las aguas meteóricas, y la oquedad no existe; no obstante por el influjo de estas, se transforma en limonita, corroyendo simultáneamente la roca caliza y formando así la oquedad.

La explicación es la siguiente:

Se admite que en la pirita existe azufre en dos formas, una como sulfuro ( $S^{2-}$ ) en el sulfuro de hierro, y otra molecular ( $S^0$ ) con valencias saturadas, de tal manera que en conjunto su fórmula responde a la expresión  $S_2Fe$ . Así mismo el hierro se halla al estado ferroso ( $Fe^{2+}$ ).

De las figuras 2 y 3, hemos visto que tanto el hierro ferroso como el azufre o el ión sulfuro, pueden ser oxidados a estados superiores por el agua meteórica. Las reacciones son las siguientes:

a) oxidación del azufre y del sulfuro:

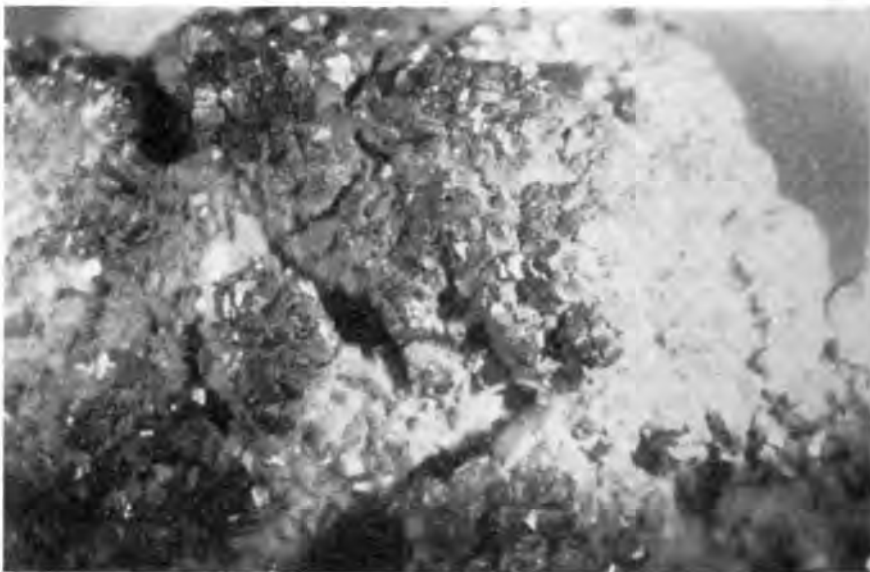
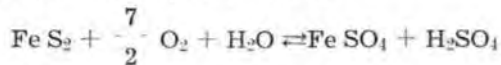


Foto n° 8

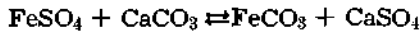
(Eraso)

b) ataque directo de la roca madre, por el sulfúrico formado:



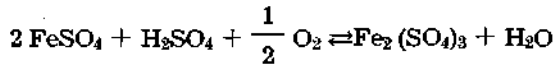
con liberación de  $\text{CO}_2$ , que corroe a su vez la caliza.

c) sustitución calcio-hierro a expensas del sulfato ferroso formado:

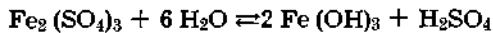


siendo también el residuo yeso, y ocurriendo gracias al carbonato ferroso, todas las reacciones explicadas ya para la siderita.

d) oxidación del ión ferroso:



pero el sulfato férrico se hidroliza en medio acuoso:



depositando limonita y liberando sulfúrico que ataca a la roca madre como hemos visto.

Todas estas reacciones ocurren simultáneamente, originándose:

1. »in situ«: corrosión de cuatro moléculas de  $\text{CaCO}_3$  por cada una de pirita que intervenga.

2. depósito autóctono de limonita.

3. depósito alóctono (en razón de su alto producto de solubilidad) de yeso.

Desconocemos la cinética que rige las citadas oxidaciones, pero necesariamente éstas deben de ser lentas a pesar de ser suficiente el gradiente de potenciales entre cada uno de los dos semiprocesos que se enfrentan (el oxígeno en el agua meteórica y el hierro o el azufre a oxidar), ya que la solubilidad de los productos que entran en juego es pequeña.

No obstante para la escala geológica de tiempos, estos procesos son comparables al de la disolución de la caliza por el agua de lluvias; es decir responden a hechos reales.

### 3. Conclusiones

1. Para que un determinado ión sea oxidable por el agua meteórica, es preciso que éste, posea estados de valencia superiores, alcanzables por el potencial del oxígeno disuelto en el agua (vgr.:  $\text{Fe}^-$ ,  $\text{S}^0$  y  $\text{S}^-$ ).

2. Si un determinado catión oxidable está asociado al anión carbonato, de su oxidación se deriva una exacerbación de la corrosión, ya que aquella libera doble número de moléculas de  $\text{CO}_2$  que las que intervienen en el proceso del cavernamiento, (vgr.:  $\text{FeCO}_3$ ).

3. En la oxidación de la pirita ( $\text{S}_2\text{Fe}$ ), cuando se halla en la masa caliza, se corroen cuatro moléculas de  $\text{CaCO}_3$ , quedando como residuo autóctono, una molécula de  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , y alóctono dos de sulfato cálcico  $\text{CaSO}_4$ .



#### 4. Epilogo

En un trabajo anterior (3) se confrontaron teóricamente mediante las gráficas E-pH, todos los carbonatos naturales, con catión oxidable. El resultado fué que la oxidación por el agua meteórica era teóricamente posible para la serie de la calcita, ocurriendo lo contrario para la del aragonito.

Así mismo, el comportamiento de los sulfuros es también peculiar, más como todas las conclusiones son exclusivamente teóricas, nada citamos aquí, puesto que solamente hemos querido referirnos a hechos comprobados.

#### Bibliografía

1. Charlot G., Teoría y método nuevos de química analítica cualitativa. 1 vol. 432 p.
2. Eraso A., 1963. Estudio de las cavidades de ORATXETA. Estudios del GEA 1962—1963. Exma. Dip. de Alava, Vitoria.
3. Eraso A., 1963. Sobre la influencia de los iones de valencia múltiple en el cavernamiento. Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. no. 71. Madrid.



## TEKTONIK UND SPELÄOGENESE IN DEN NIEDERÖSTERREICHISCHEN KALKALPEN

Max H. Fink

Wien

Die Karstgebiete der Kalkalpen Niederösterreichs werden hauptsächlich aus stark gefalteten Kalken und Dolomiten aus Trias und Jura aufgebaut, die in mehrere Deckensysteme aufgelöst sind. Von Norden gegen Süden können im Untersuchungsgebiet folgende tektonische Einheiten unterschieden werden: Frankenfelsener Decke, Lunzer Decke, Annaberger Decke und Ötscher Decke.

Die austrische und subherzynische Gebirgsbildungsphase zur Kreidezeit bewirkte bereits Faltungen und Überschiebungen im kalkalpinen Bereich. Darauf folgten die nachgosausischen Bewegungen (Iaramische-, pyrenäische-, savische Phase), welche die Überschiebungen der Kalkalpen über die Flyschzone sowie eine große Stirnwölbung im Ötscher-Dürrensteingebiet verursachten. Der nach Norden gerichtete Zusammenschub prägte den nördlichen Kalkalpen samt Flysch und Helvetikum eine einheitliche Hauptstreichungsrichtung auf.

Etwa ab dem mittleren Ennstal — bei Weyer in Oberösterreich — geht die West Ost gerichtete alpidische Streichungsrichtung allmählich in die Südwest-Nordost gerichtete karpatische Streichungsrichtung über. Die Kalkvorpalpen beschreiben in Niederösterreich den großen ostalpin-westkarpatischen Bogen, der sich mit kontinuierlich zunehmender Nordwendung der anfänglich vorhandenen Ostnordost (ENE) — Streichungsrichtung um den Südtail der Böhmisches Masse legt.

Das Untersuchungsgebiet wird zur Gänze von dieser karpatischen Richtung beherrscht, die sich auch in der Gestaltung der Landschaft ausprägt. Der von den Kalkalpen eingenommene Gebirgskörper wurde an Nord-Süd streichenden Blattverschiebungen zerbrochen, was örtlich bis zur Auflösung der Decken in Schuppen und Einzelschollen führen konnte. Dieser letzte tektonische Akt wurde durch die Herausbildung bestimmter Kluftsysteme eingeleitet und begleitet.

Der Begriff »Kluftsystem« wird nach Schmidt-Thomé am besten so angewandt, daß nicht allein Klüfte gleicher Lage, Richtung und Entstehung, sondern auch solche von entgegengesetzt gleicher Richtung, wie die Diagonalkluftpaare, als ein genetisch eng verknüpftes »gekreuztes System« (X-System; »crossing system«) zusammengefaßt werden.

Eine Höhle stellt einen verschieden tief in den Gebirgskörper eindringenden natürlichen Aufschluß dar, in dem sich auch die tektonischen Elemente feststellen lassen. Im Gegensatz zu einem künstlichen Aufschluß (Steinbruch, Stollen), der wahllos die tektonischen Flächen zugänglich macht, bieten die alpinen Karsthöhlen eine durch ihre Genese bedingte

Auswahl von Kluftsystemen an. Die oft zahlreichen Klüfte und Verwerfungen weisen jedoch nicht alle den gleichen Anteil an der Primär-genese der Höhle auf. Von besonderem Interesse sind tektonische Flächen, mit denen der Verlauf und die Gestaltung der einzelnen Höhlenräume in engster Beziehung stehen. Es handelt sich dabei um jene Flächen, die einer Höhle oder einem Höhlenteil das Prädikat »kluftgebunden« (= joint controlled) verschaffen. Diese tektonischen Flächen 1. Ordnung sind also für die Anlage, den Verlauf und die großförmige Querschnittsgestaltung eines Höhlenraumes von entscheidender Bedeutung. Neben diesen tritt häufig eine Anzahl weiterer, jedoch für die Genese offensichtlich weniger bedeutsamer tektonischer Flächen auf (z. B. Querklüfte). Wertet man sämtliche in einer Karsthöhle aufgenommenen Klüfte und Verwerfungen ohne speläogenetische Differenzierung aus, so erhält man ein für die Deutung der Primäranlage weitgehend unbrauchbares Bild. Um diese Fehlerquelle so weit wie möglich auszuschalten, wurde für diese Untersuchung die speläogenetische Wertigkeit der Klüfte und Verwerfungen berücksichtigt und versucht, diese auch in den Diagrammen zum Ausdruck zu bringen (vgl. Abb. 1).

Klüfte und Verwerfungen sind symmetrisch zur Hauptachse eines alpidisch geformten Gebietes angeordnet. Wie bereits oben angeführt, verläuft diese Hauptachse im untersuchten Teil der Kalkalpen WSW-ENE, bzw. SW-NE.

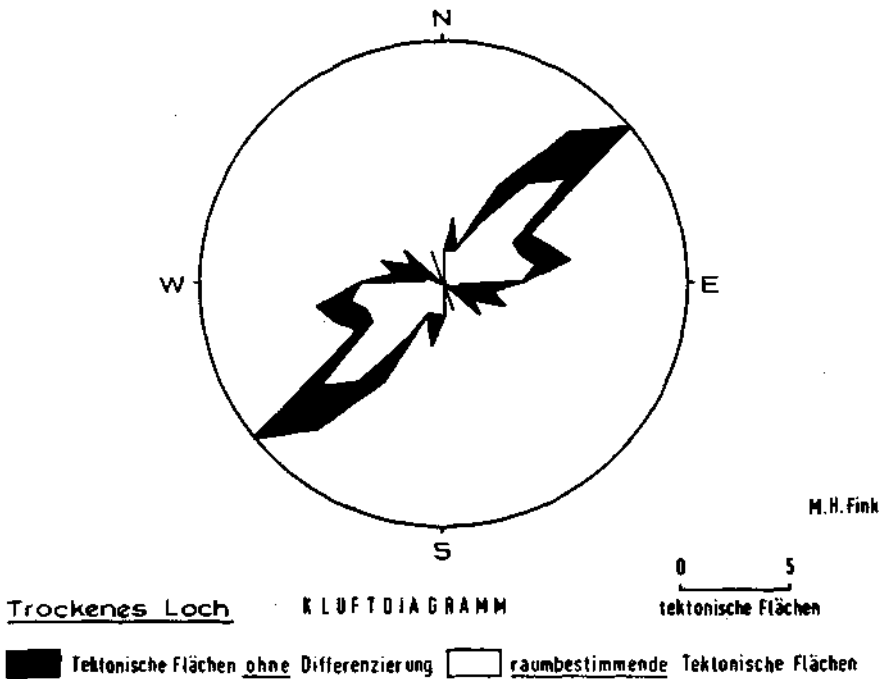


Abb. 1

Auf Grund der bisherigen Forschungen kann festgestellt werden, daß hier der überwiegende Teil der kluftgebundenen Höhlen deutliche Beziehungen zum großtektonischen Geschehen aufweist.

In den meisten Karsthöhlen kann ein gekreuztes Kluftsystem beobachtet werden, welches SW-NE und SE-NW orientiert ist, wobei die NE-gerichteten Trennflächen eine auffallende Dominanz gegenüber den andersgerichteten einnehmen. Beide Klufttrichtungen stehen also (mit Berücksichtigung der Streuwerte) normal aufeinander. Daneben können in bestimmten Höhlen tektonische Flächen festgestellt werden, die WSW-ENE streichen. Besonders in größeren Höhlensystemen im Gebiet der Pielach tritt die Existenz dieser zweiten dominanten Klufttrichtung deutlich in Erscheinung (z. B. Trockenes Loch, vgl. Abb. 1, und Nixhöhle). Bei regionaler Betrachtung ergibt sich folgendes Bild:

Tektonische Einheit	Dominante Klufttrichtungen	
	NE	ENE
Lunzer Decke (Pielachgebiet)	xx	x
Annaberger Decke (Pielachgebiet)	xx	x
Ötscher Decke (Dürrenstein)	xx	—

xx sehr häufig; x vorhanden; — nicht vorhanden

Es ist bemerkenswert, daß die ENE-Klufttrichtungen im untersuchten Gebiet der Ötscher Decke nicht auftreten, wohl jedoch in den (tektonisch) tieferen und weiter östlich gelegenen Decken.

Im Gebiet des Dürrenstein konnte A. Ruttner feststellen, daß die Verwerfungen und Kluftsysteme parallel zur antiklinalen Stirn der Ötscher Decke verlaufen, die in diesem Bereich ein tektonischer und kein zufälliger Erosionsrand ist. Nach seiner Auffassung hängt die Entwicklung der tektonischen Trennflächen hier mit dem postgosauischen Deckenschub ursächlich zusammen. Im Gebiet des Dürrenstein (Ötscher Decke) tritt uns in den Höhlen die Dominanz der NE-gerichteten Klüfte und Verwerfungen noch deutlicher entgegen als im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Die Existenz der ENE-Klüfte hingegen in einigen Höhlen des Pielach-Traisengebietes scheint bereits mit einer lokalen Änderung der Streichungsrichtung der kalkalpinen Randdecken in diesem Zusammenhang zu stehen (G. Hertweck). Bereits E. Spengler wies darauf hin, daß das Umschwenken der Kalkalpen an mehreren Gelenken erfolgt, die in jeder Decke an einer anderen Stelle liegen. Daher entsprechen sowohl die NE- als auch die ENE-gerichteten Klüfte und Verwerfungen dem karpatischen Streichen, da sie sich in die allgemeine geologische und morphologische Streichungsrichtung einfügen.

Die für die Speläogenese bedeutsamen tektonischen Flächen sind im allgemeinen Längsklüfte, verlaufen demnach mehr oder minder parallel zu den b-Achsen der Großfalten und sind somit deutlich auf die Hauptachse der nördlichen Kalkalpen in unserem Gebiet bezogen.

Die Lage der Gesteinsschichten läßt nirgends einen nennenswerten Einfluß auf die Orientierung der Kluftsysteme erkennen; diese sind also unabhängig von lokalen Faltenstrukturen oder Gesteinswechsel. Bemerkenswert ist, daß die tektonischen Flächen in den untersuchten Höhlen meist sehr steil stehen, im allgemeinen mit 70—85° einfallen oder saiger ausgebildet sind.

Man gelangt zur Vorstellung, daß die ENE bis NE verlaufenden Längsklüfte, die mechanisch stärker beansprucht waren, bei den jüngsten Phasen der Gebirgsbildung (Hebung der Alpen) in weitaus größerem Umfang der Verkarstung anheimfielen als anders orientierte Klüfte. Dies wird nicht nur durch die Hauptklüfte in den Höhlen bewiesen, sondern auch durch Formen oberirdischer Verkarstung, wie SW-NE streichende Dolinenreihen und Kluftkarren (z. B. Dürrenstein).

Bei Betrachtung der Verbreitung der Höhlen innerhalb der einzelnen Decken ist es im Hinblick auf Schlußfolgerungen angezeigt — trotz der verhältnismäßig großen Anzahl der untersuchten Höhlen — größte Vorsicht walten zu lassen. Wir sind derzeit noch nicht über die Anzahl der tatsächlich existierenden Höhlen unterrichtet, und es ist fraglich, ob dies jemals möglich sein wird. Auch bei intensivster Erkundungstätigkeit im Gelände bleibt bis auf weiteres die Frage nach der Anzahl und Lokalisierung der Höhlen ohne natürliche Eingänge offen, also nach jenen Karsthohlräumen, die keine befahrbare Verbindung zur Oberfläche aufweisen.

Aus den bisher durchgeführten Untersuchungen gelangt man zu dem Ergebnis, daß die Mehrzahl der kluftgebundenen Höhlen in den Stirnregionen der Decken vorkommt (vgl. Übersichtskarte).

Die mechanische Beanspruchung der einzelnen Decken ist aus verständlichen Gründen im Bereich ihrer Stirnregionen am stärksten gewesen. Die Schubmassen haben aber auch den überfahrenen Untergrund, der in unserem Fall eine tiefere tektonische Einheit ist, mechanisch sehr stark beansprucht. So konnte A. Ruttner im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes nachweisen, daß hier die Ötscher Decke tief in ihr nördliches Vorland — die Lunzer Decke — eingesunken ist. Da die Decken der Kalkvoralpen in gestaffelter Anordnung hintereinander liegen, so kann jede Decke nur durch den Schub der jeweils höheren Decke bewegt oder deformiert werden (G. Hertweck).

Dies scheint auch in der Verbreitung der Höhlen zum Ausdruck zu kommen (siehe Karte!), wo eine Reihe z. T. bedeutender Höhlen in einer schmalen Zone vor der Stirn der Lunzer Decke und auch in jenem Bereich dieser Einheit vorkommt, der ursprünglich von der Annaberger Decke überfahren wurde, aber heute infolge der Abtragung freigelegt ist.

Die vorgelegten ersten Ergebnisse der Untersuchungen in den Kalkalpen Niederösterreichs sollen die Aufmerksamkeit auf die bisher nur wenig beachtete Rolle der Tektonik, insbesondere des großtektonischen

Geschehens, lenken. Es konnte gezeigt werden, daß die Einbeziehung der Großtektonik die Lösung wichtiger speläogenetischer Fragen, wie über allfällige Gesetzmäßigkeiten bei der Primäranlage (tektonische Vorbereitung) und über die Verbreitung von Karsthöhlen in alpidischen Gebirgssystemen, ermöglichen kann.

#### Literaturhinweise

Adler R., W. Fenchel, H. J. Martini, A. Pilger, 1960. Einige Grundlagen der Tektonik II. (Die tektonischen Trennflächen). Clausthaler Tektonische Hefte, Nr. 3, Clausthal-Zellerfeld.

Hertweck G., 1961. Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. Mitt. Ges. d. Geol.- und Bergbaustud., Bd. 12, Wien.

Ruttner A., 1948. Querschnitte im Gebiet des oberen Ybbs- u. Erlauftales. Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, Wien.

Schaffer F. X. u. a., 1951. Geologie von Österreich. Wien.

Schmidt-Thomé P., 1953. Klufftektonik und Großstrukturen in den nördlichen Kalkalpen. Geologische Rundschau, Bd. 42, Stuttgart.

Seronie Vivien M. R., 1961. Les diaclases, leur rôle dans la spéléogénèse. Ann. de Spéléologie, XVI, Fasc. 1, Moulis.

Spengler E., 1959. Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, Bd. 102, Wien.

Trimmel H., 1956. Tektonik und Höhlenbildung. Resúmenes de los Trabajos Presentados XX Congreso Geológico Internacional. Mexico.

Diskussion: W. Krieg, A. Bögli, M. Bleahu.





## DAS WACHSTUM DER TROPFSTEINE

Herbert W. Franke

8024 Kreuzpullach, W. Deutschland

### Summary

Secondary calcium carbonate in caves, especially stalagmites, deposits in layers. As the theory predicts and as the microscopic observation proves, the layers are growing sideways from the rims of the slowly flowing water-film, torn in many sections by the roughness of the surface, and are filling the volume of the water-film gradually. A radiocarbon dating by the C-14-Laboratorium des II. Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg gives some values which set an example for the rate of growth. It can be seen that all three of the dated stalagmite-samples originate from the postglacial warm periode. This has confirmed the theoretical conception on the deposit of calcium carbonate in caves so far that a systematic speleochronological exploitation can be started.

Einige Arbeiten, über die beim dritten internationalen Kongreß für Speläologie berichtet wurde, führten zu einer Theorie, die die Makroformen des Kalksinters auf chemisch-physikalische Vorgänge zurückzuführen gestattet. Sie erbrachte auch Vorstellungen über die Dynamik des Absatzes (Lit.), die durch die folgenden Überlegungen ergänzt werden. Die erste Frage gilt der Geschwindigkeit des Kalkabsatzes.

Als Untersuchungsobjekt empfiehlt sich der kerzenförmige Bodenzapfen, der unter stationären Bedingungen entsteht. Er wächst, indem sich haubenförmige Schichten aufeinandersetzen, die ihre Krümmung beibehalten. Die Oberflächenform verschiebt sich also beim Wachstum parallel nach oben. Das ist aber gleichbedeutend damit, daß die Kalkschicht über ihre ganze flächenhafte Ausdehnung hinweg gleichschnell senkrecht nach oben wächst.

Der Ort, in dem die Reaktion verläuft, ist der dünne Wasserfilm, der über die Oberfläche des Stalagmiten abwärts wandert. Das geschieht so langsam, daß Einflüsse der Bewegung vernachlässigt werden können -- die Geschwindigkeit liegt in der Größenordnung  $10^{-3}$  cm/s.

Am Kalkabsatz sind mehrere Arten von Reaktionen beteiligt:

- a) Ionenreaktionen
- b) der Zerfall  $H_2CO_3 \rightarrow H_2O + CO_2$
- c) die Diffusion der Ionen und des gelösten  $CO_2$  im Wasser
- d) der Absatz der  $Ca^{++}$ - und  $CO_3^{--}$ -Ionen an das Gitter der festen Phase
- e) der Durchtritt der  $CO_2$ -Moleküle durch die Wasseroberfläche, der normalerweise als Diffusion bezeichnet wird, in Wirklichkeit aber eine kompliziertere Reaktion ist.

Nun ist es wichtig, die langsamste dieser Reaktionen zu finden; sie bestimmt nämlich die Geschwindigkeit der Gesamtreaktion. Wie ein-

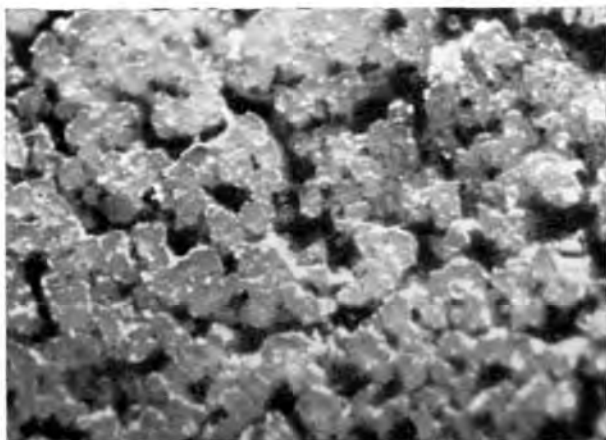


Abb 1. Mikroaufnahme der seitlichen Oberfläche eines Stalagmiten. Der Kalkabsatz geht von den Rändern der wasserbedeckten Bereiche aus. Es entsteht eine Art »Tafelgebirge«, dessen Hochplateau den »Wasserstand« markiert. Mikrophoto H. W. Franke und Zeiss-Labor München, Zeiss-Photomikroskop.

schlagige Untersuchungen gezeigt haben, verlaufen die Diffusionsreaktionen am langsamsten, und dabei vor allem jene der polaren Reaktionspartner, die andere polare Lösungspartner, besonders Wasser, an sich gebunden tragen. Da im betrachteten Fall die Diffusion quer durch die Schicht hindurchgeht, ist die durch sie umgesetzte Menge und damit



Abb. 2. Stalagmit aus der Bärenhöhle bei Erpfingen — Probe II.  
Photo H. W. Franke, Contaflex

die Geschwindigkeit der ganzen Reaktion eine Funktion der Dicke der Wasserschicht; je dicker die Schicht, umso langsamer verläuft sie. Da die Schichtdicken nicht konstant sind, läßt sich die Geschwindigkeit der Diffusionsreaktion nur schwer fassen.

Gerade die wechselnde Dicke der Wasserfilme schafft aber eine andere Situation. Die Diffusionsreaktion geht nämlich umso schneller vor sich, je dünner die Schicht ist — das heißt: Am schnellsten verläuft sie in den Zonen, die lediglich benetzt sind, vor allem an den Rändern der



Abb. 3. Querschnitt durch einen Stalagmiten aus dem Katerloch bei Weiz, Steiermark. Deutlich zu erkennen eine gleichmäßig dicke, dunkle Schicht, die Folge einer Überschwemmung; darüber sitzt noch ein haubenförmiger Absatz des normalen Wachstums an Luft.  
Photo H. W. Franke, Contarex



Abb. 4. Querschnitt durch einen Stalagmiten aus der Goldgrube bei Gutenstein, Niederösterreich. Zu unterscheiden sind zwei Wachstumsperioden; der größere Querschnitt des oberen Teils deutet auf verstärkte Lösungszufuhr hin.  
Photo H. W. Franke, Contarex

vielen Teilbereiche, in die der Wasserfilm infolge seiner Rauigkeit zerissen ist. Von diesen geht der Kalkabsatz aus, er bildet Wälle, die sich verbreitern und in die Bereiche der größeren Wasserdicken vorschieben.

Diese zunächst theoretisch abgeleitete Vorstellung läßt sich durch Mikraufnahmen anschaulich bestätigen: Die Oberfläche von Tropfsteinen ist von einem Labyrinth von Wasserwegen durchzogen, die von Kalkdämmen gesäumt sind. Diese sind gegen die freie Luft tafelartig ab-

geschnitten — die Schnittfläche markiert die Oberfläche des Lösungsfilms, über die hinweg der Kalkabsatz nicht reichen kann. Der Aufbau des Tropfsteins erfolgt also in Schichten, die jede für sich von dem Netz der winzigen Kalkwälle her zuwächst. Sobald das Kanalsystem das Wasser nicht mehr faßt, tritt es allmählich über, und der Kalkabsatz schreitet bis zur höherverlegten Wasseroberfläche fort. Bei schnellem Absatz können lösungsgefüllte Hohlräume offenbleiben.

Diese Vorstellung erhärtet den wichtigen, schon aus der Theorie (Lit.) hervorgehenden Schluß, daß das Höhenwachstum der Stalagmiten unabhängig von der zugeführten Lösungsmenge ist. Höhere Lösungsmengen gleicher Konzentrationen kommen also nur der Dicke des Bodenzapfens zugute. Sein Querschnitt ist der Wasserzufuhrsgeschwindigkeit proportional.

Die Wachstumsgeschwindigkeit des Stalagmiten erweist sich also als Größe, auf die von den vielen chemischen und physikalischen Bestimmungsgrößen des Höhlenklimas nur wenige Einfluß haben. Um für sie einige sichere, empirische Werte zu gewinnen, wurde von den Herren Dr. K. O. Münnich und Phys.-Ing. D. Berdau vom C-14-Laboratorium des II. Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg freundlicherweise der Radiokarbonegehalt dreier Probeabschnitte von regelmäßig gewachsenen Kerzenstalagmiten gemessen. Die Ergebnisse, deren nähere Kennzeichnung der beiliegenden Skizze zu entnehmen ist, sind folgende:

I. Kalksinter eines Stalagmiten aus dem Katerloch bei Weiz, Steiermark, Österreich.

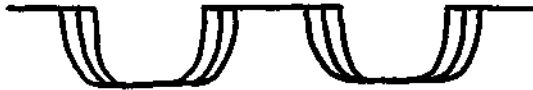
H 2268—1700	Katerloch A Schnitt 39/41	6645 ± 105 J.
H 2268—1701	Katerloch A Schnitt 37/39	6575 ± 85 J.
H 2268—1692	Katerloch C Schnitt 0.5/1.5	5760 ± 75 J.

II. Kalksinter eines Stalagmiten aus der Karls- und Bärenhöhle bei Erpfingen, Schwäbischer Jura, Deutschland.

H 2269—1713	Bärenhöhle A Schnitt 42/44	6150 ± 110 J.
H 2269—1711	Bärenhöhle C Schnitt 3/5	3660 ± 65 J.

III. Kalksinter eines Stalagmiten aus der Alten Höhle (Prinzenhöhle) bei Hemer, Sauerland, Deutschland.

H 2270—1729	Prinzenhöhle A Schnitt 53/55	5840 ± 75 J.
H 2270—1728	Prinzenhöhle D Schnitt 1.5/4.5	3870 ± 80 J.

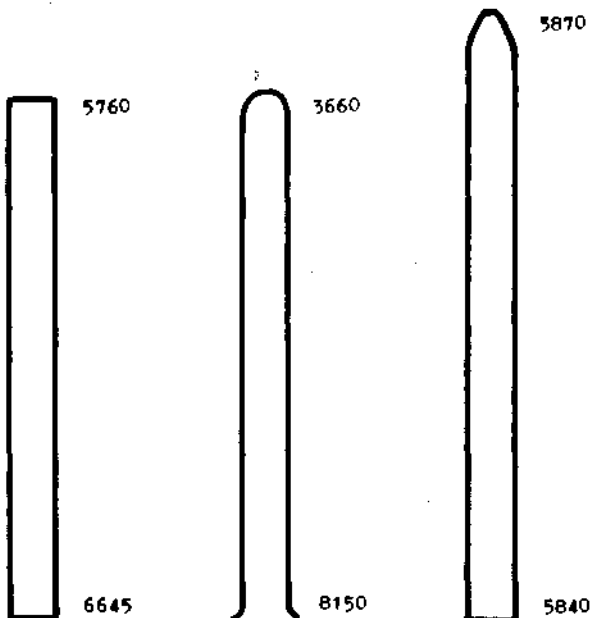


Zeichnung 1. Querschnitt senkrecht zur Oberfläche eines Tropfsteins, schematisch. Die Ablagerung geht von den kleinen Wasseradern aus und läßt ein Netz von Abflußrinnen übrig, wie sie das Photo 1 zeigt.

Aus den Alterswerten ergeben sich aber vor allem die Wachstumszeiten und die Absetzungsgeschwindigkeiten. Die wichtigsten Kenngrößen der Querschnitte sind folgende:

	I	II	III
Querschnitte	25 cm <sup>2</sup>	40 cm <sup>2</sup>	25 cm <sup>2</sup>
Höhenunterschied	37 cm	39 cm	51 cm
Wachstumszeit	815 Jahre	4490 Jahre	1970 Jahre
Absetzungsgeschwindigkeiten	0,45 mm/Jahr	0,09 mm/Jahr	0,26 mm/Jahr

Das übergeordnete Ziel hinter allen diesen Überlegungen liegt im Bereich der Speläochronologie und der Paläoklimatologie. Der Höhlen-



Zeichnung 2. Schemaskizze zur Radiokarbondatierung.

sinter und insbesondere der Typ des Stalagmiten bieten sich dafür als Beobachtungsmaterial an, das eine ähnliche Bedeutung bekommen kann wie die Bändertone oder die Lößschichten. In mancher Hinsicht dürfte der Sinter sogar noch ergiebiger sein, da er eindeutige Rückschlüsse auf vielerlei Ereignisse zuläßt. Daß die Kenntnis der Physik und der Chemie des Absetzungsvorgangs Voraussetzung für die Auswertung ist, sollen zwei Beispiele beweisen. Der Querschnitt eines Tropfsteins aus dem Katerloch bei Weiz zeigt neben den typischen, sich nach unten verjüngenden Haubenschichten einen über eine volle frühere Oberfläche gleichmäßig dicken Sinterüberzug, wie er sich nur unter Wasser bilden kann. Darüber sitzt noch einmal eine Haubenschicht. Man muß also auf ein Intervall schließen, in dem der Höhlenraum mit Lösungswasser überschwemmt war.

Eine zweite Probe stammt aus der Goldgrube bei Gutenstein, Niederösterreich, in der deutlich ein sprunghafter Anstieg des Querschnitts auf das Vierfache zu erkennen ist. Nach der Theorie muß ihm ein Anstieg der Lösungszufuhr zugrundeliegen.

Die erwähnten Ereignisse brauchen nur lokale Bedeutung gehabt zu haben. Andererseits müssen sich natürlich auch überregionale Klimaänderungen in entsprechender Weise abzeichnen. Es ist kaum nötig, darauf hinzuweisen, daß Schlüsse von weittragender Bedeutung nicht ohne Vergleichsuntersuchungen in anderen Höhlen und unter kritischer Abwägung aller Einflußmöglichkeiten gezogen werden dürfen.

Auf einen Fall eines großräumigen Klimaumschwungs scheinen die Daten aus den Radiokarbonmessungen hinzudeuten. Leider fehlen die Basisabschnitte zweier der Tropfsteinproben, und von einer der Kopfteile. Trotzdem fällt auf, daß alle innerhalb jenes Zeitraums liegen, in den man die nacheiszeitliche gemäßigte Wärmeperiode legt. Das Ende des Wachstums liegt zumindest bei zweien auffällig nahe am Ende dieses Intervalls. Diese Feststellung ordnet sich in das ein, was wir über die Bildung des Sinters wissen — daß er nämlich bevorzugt in warmfeuchtem Klima erfolgt, woran die Kohlendioxidausscheidung aus dem Humus besonderen Anteil hat. Es scheint also, daß auch das Vorkommen eines bestimmten Sintertyps selbst paläoklimatische Bedeutung hat, daß die Beginn- und Endzeit einer Sintergeneration chronologisch relevante Zeitmarken sind. Diese ersten Andeutungen einer Auswertung legen es nahe, jenem Teil der Speläoarchäologie, der sich auf Sinter und vor allem auf Stalagmiten stützt, weiterhin erhöhte Aufmerksamkeit zuzuwenden.

Für die Beistellung der Proben beziehungsweise für die Mithilfe bei der Entnahme ist den Herren Hermann Hofer, Dürntal, Karl Bez, Erpfingen, und Karlheinz Pielsticker, Hemer, zu danken. H. Hofer ist weiter für den Tropfstein der Abbildung 3 aus dem Katerloch zu danken, Heinz Ilming, Wien, für jenen der Abbildung 4. Dank gebührt auch Leopold Just, Wien, und Dr. Klaus Cramer, München, für das Schneiden und Schleifen der Proben. Besonders zu danken ist Dr. K. O. Münnich und Phys.-Ing. D. Berdau, C-14-Labor des Zweiten Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg, für die Radiokarbonatierung der Proben.

## Literatur

Franke H. W., 1963. Formprinzipien des Tropfsteins. Akten des Dritten Internationalen Kongresses für Speläologie, Band II, S. 63, Wien 1963.

Diskussion: A. Bonnet, F. Cser, G. Warwick, A. Bögli.





## **CORROSION INTENSITY IN THE SLOVENE KARST**

**Ivan Gams**

**Ljubljana**

See the following publication:

**Gams I., 1966. Faktorji in dinamika korozije na karbonatnih kamninah slovenskega dinarskega in alpskega krasa. — Factors and dynamic of corrosion on the carbonate sediments of the Slovene Dinaric and Alpine Karst. Geografski vestnik XXXVIII, Ljubljana.**



## ÜBER DIE FAKTOREN, DIE DIE INTENSITÄT DER SINTERSEDIMENTATION BESTIMMEN

Ivan Gams

Ljubljana

### Summary

On Factors Causing the Intensity of Dripstone Deposition. Results of one-year water sampling and measurements of total hardness, temperature and quantity of percolating water on the top of the columns and after leaving them in the Postojna Cave are dealt and presented in the figures n. 4 and 5. Main factors causing intensity of flowstone deposition are water quantity and total hardness. Annual course of evaporation and volume of CO<sub>2</sub> in the air are insignificant factors. During the annual maximum of total hardness (in autumn and early winter) the carbonates in the percolating water are less stable. The turning-point, when at increased water flow less deposition occurs, is in the case of 3 m tall column »Okajeni steber« at 1,2 l/h.

Um die Faktoren, die den jährlichen Gang der Sintersedimentation beeinflussen, näher kennen zu lernen, habe ich im Rahmen des Institutes für Karstforschung der Slowenischen Akademie der Wissenschaften und Künste in der Grotte von Postojna vom April 1963 bis April 1964 jede zweite Woche verschiedene hydrologische und meteorologische Werte gemessen. Die Beobachtungen wurden an folgenden Stellen vorgenommen:

1. Messungen im Nebengang der Biospeliologischen Station und zwar vor und hinter der Türe, die diesen blinden Höhlenarm von der Außenwelt trennt. Die Beobachtungsstelle vor der Türe beim sogenannten Okajeni steber (= Angerauchte Säule) ist 260 m vom Grotteingang entfernt und liegt 47 m unter der bewaldeten Erdoberfläche in geschichtetem Senon-(Kreide-)Kalk. Die Meßstelle in der Biospeliologischen Station selbst liegt etwa 10—12 m unter der bewaldeten Erdoberfläche und ist rund 30 m vom Okajeni steber entfernt.

2. Die Meßstelle bei der Säule »Storž« (= Maiskolben) ist 740 m vom Eingang entfernt und befindet sich 75 m unter der Erdoberfläche, wo auf festem Lehmboden eine Wiese liegt. Die Kalke stammen aus dem Turon-Abschnitt der Kreide.

3. Die Stelle im Tartarus liegt 75 m unter einem Buchenwald im Senonkalk.

Einige sporadische Messungen wurden noch in anderen Teilen der Grotte durchgeführt.

Die klimatischen Bedingungen für die Sintersedimentation sind kurz gesagt folgende:

Die mehr oder weniger horizontale Höhle ist in meteorologischer Hinsicht größtenteils dynamisch. Das Agens für die Luftzirkulation ist im Winter die kältere Außenluft und der kalte Pivkaarm. Die Außenluft fließt durch den Haupteingang und durch den Hauptgang bis zum Großen (Kalvarien-) Berg und auch in einige Nebengänge. Der zweite Ast der

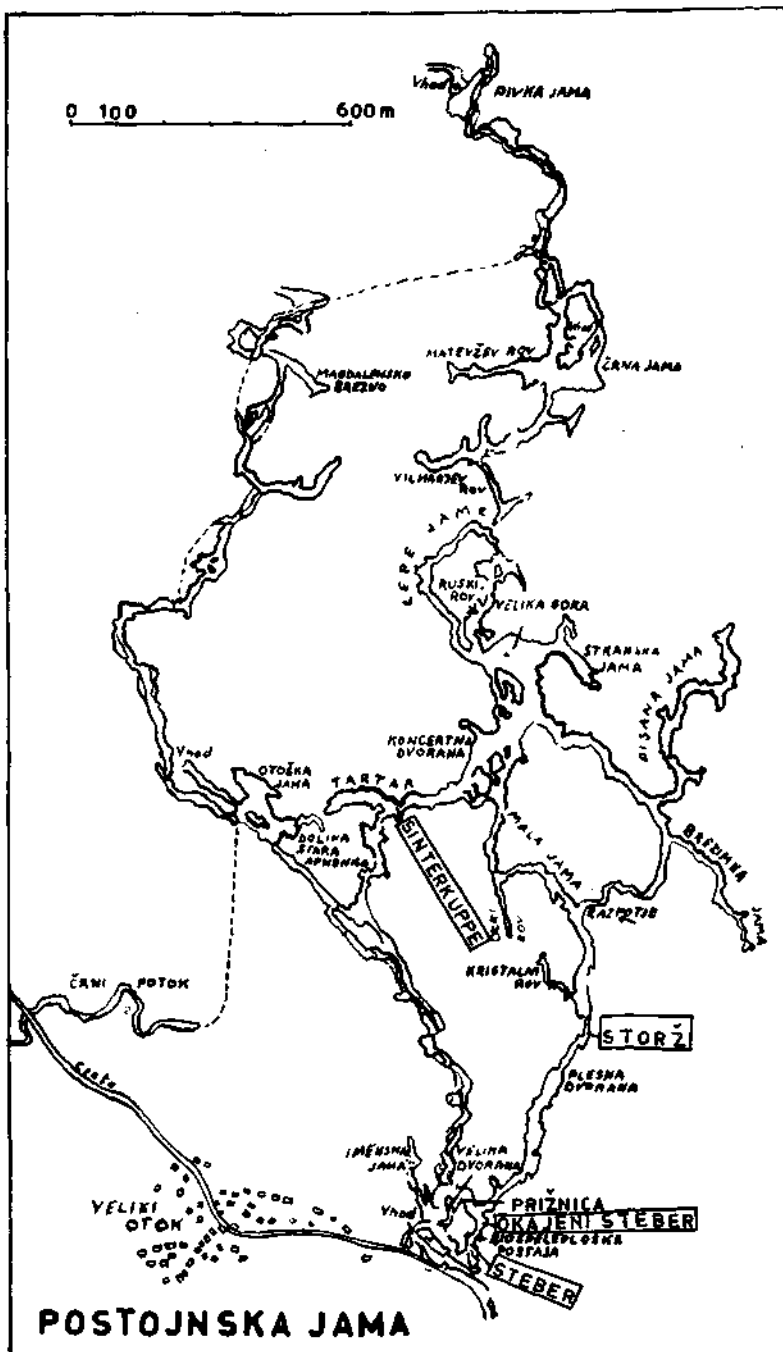


Abb. 1

Winterzirkulation beginnt beim unterirdischen Pivkaarm. Von hier fließt die kalte Luft in den unteren Tartarus und durch die sogenannte Große Höhle bis zum Konzertsaal und zuweilen auch durch die Kleine Grotte.

Im Sommer ist das Agens der Luftzirkulation der unterirdische Fluß Pivka, der die Luft bis zu 18 Grad und mehr erwärmt und die kältere Luft aus den trockenen Höhlengängen durch den Tartarus und entlang des Hauptganges aufsaugt. Teilweise strömt sie aber auch durch den Eingang in die freie Atmosphäre.

Das Ausmaß der winterlichen Abkühlung und der sommerlichen Erwärmung ist vom Witterungscharakter des Jahres stark abhängig. Nach dem langen Winter 1962—63, in dem die Monatstemperatur des Februar um 3,4° C unter dem Durchschnittswert blieb, kühlte sich die Luft im Hauptgang um 1,2° C stärker ab als im Jahre 1965.

Wirklich statisch sind nur der blinde Arm der Biospeläologischen Station mit der ziemlich ständigen Temperatur von 8,6—8,8°, und einige mehr oder weniger abgeschlossene Nebenarme (Ozki rov, Rov za Veliko goru). Der Wind ist im gesamten Hauptgang gleichgerichtet, obwohl durch mehr als zehn vertikale Kamine Verbindung zur Oberfläche besteht.

## VERDUNSTUNG: PRIŽNICA, POSTOJNA HÖHLE

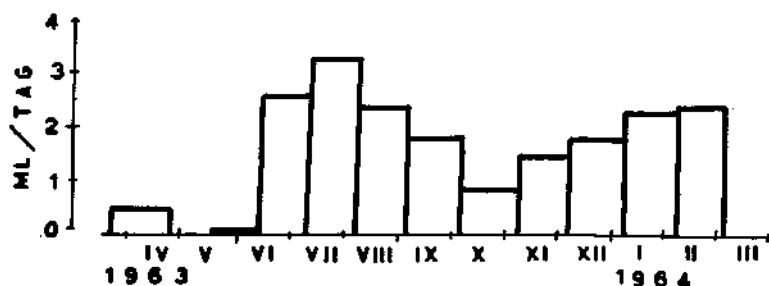


Abb. 2

Mit Hilfe dreier plastischer Wannen mit den Maßen 31 × 24 cm wurde in der Zeit vom 11. März 1963 bis zum 30. März 1964 jenseits des Großen Domes, bei der sogenannten Prižnica, eine Verdunstung von mindestens 567 ml, beim Storž (740 m vom Eingang) von mindestens 98 ml, im Tartarus von 140 ml und im geschlossenen Nebengang der Biospeläologischen Station von 30 ml gemessen. Im Eingangsteil der Grotte ist die Verdunstung im Sommer besonders stark, weil sich die feuchte und kühlere Luft beim Kontakt mit der wärmeren Luft über dem Pivkafluß im Großen Dom erwärmt, und auch wegen der Erwärmung der Außenluft, die in die Höhle strömt. Beim Storž konnte nur die winterliche Verdunstung mit dem Maximum im März festgestellt werden. Im Tartarus kam es im Winter und im Juli zur Verdunstung.

Die moderne Speläologie lehnt zwar die Verdunstung als Hauptfaktor der Sintersedimentation ab, doch ist sie in den windigen Eingangskanälen

zweifellos als Nebenfaktor zu berücksichtigen. Wen bei der Prižnica ein Tropfstein mit der Oberfläche von 76 dm<sup>2</sup> — so viel fassen die verwendeten Meßwannen — das ganze Jahr naß wäre und das Sickerwasser eine Konzentration von 200 mg CaCO<sub>3</sub>/l aufwiese, würde sein Gewicht in 10 000 Jahren infolge der Verdunstung um ein Kilo zunehmen. Nicht selten kommt es in der Höhle von Postojna im Winter vor, daß eine Windströmung von 22 m<sup>3</sup>/sec, mit der Temperatur 0° C und mit 75 % relativer Feuchtigkeit in das Höhleninnere fließt. Bei einer Erwärmung auf 8,8° C und bei Erhöhung der Feuchtigkeit auf 100 % verdunsten in der Höhle unter solchen Bedingungen jede Sekunde 110 g Sickerwasser, demnach 86 Liter an einem einzigen Tag.

Man muß aber auch die Kondensation in Erwägung ziehen. In der Übergangszeit von der winterlichen zur sommerlichen Luftzirkulation kühlt sich der Wind in der Höhle vorübergehend ab. So hat sich z. B. am 25. V. 1963 der Wind von der Meßstelle Storž bis zum Tanzsaal von 8,2° auf 8,0° und bis zur Prižnica auf 7,3° abgekühlt und sich bis zum Eingang in die Höhle wieder auf 9,4° C erwärmt. Jeder m<sup>3</sup> Luft hat auf dem Weg vom Storž bis zur Prižnica (600 m) 450 mg kondensierten Wassers an die Höhlenwände und auf die Sinterbildungen abgesetzt. Wenn die Oberfläche trocken und nicht mit Sickerwasser benetzt ist, muß dieses kondensierte Wasser etwa 25 mg Kalk korrodieren, um das Gleichgewicht mit dem CO<sub>2</sub> der Luft beibehalten zu können.

#### CO<sub>2</sub>-GEHALT DER HÖHLENLUFT

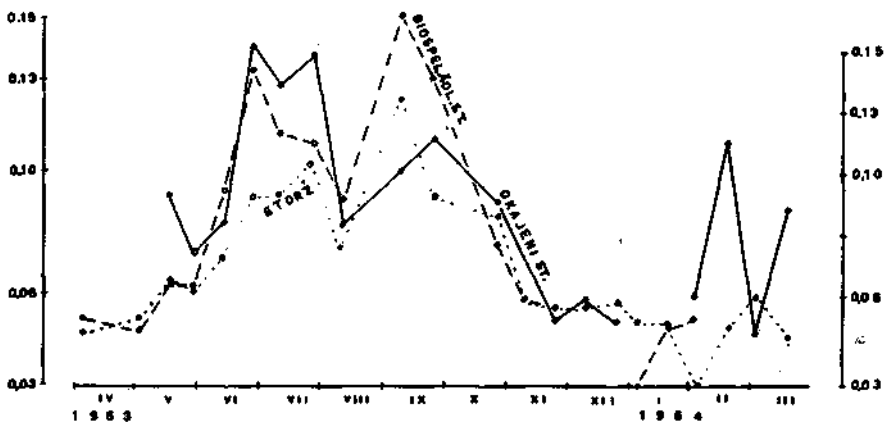


Abb. 3

Der jährliche an den Meßstellen Okajeni steber, Biospeläologische Station und Storž gemessene Gang des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Höhlenluft zeigt eine Abhängigkeit von der Luftzirkulation. Die niedrigsten Meßwerte sind bei der Einströmung der Außenluft im Winter und die höchsten Werte im Sommer zu verzeichnen. Die vom Jänner bis zum April gewonnenen Meßwerte sind wegen der damaligen Sprengungen in der Höhle zwecks

Legung von Eisenbahnschienen problematisch. Auffallend ist, daß der  $\text{CO}_2$ -Gehalt in der verschlossenen Biospeläologischen Station nicht größer ist als anderwärts.

Der jährliche Gang der Sintersedimentation wurde durch Messungen der Gesamt- und gelegentlich auch der Karbonat- und Kalkhärte des Sickerwassers erkundet. Dieses wurde zuerst gemessen, als es die Sinterformation erreichte und darauf noch einmal, als es an deren Fuß abrannt, und zwar an drei Stellen in der Höhle: im Tartarus, im Gang der Biospeläologischen Station und bei der Angerauchten Säule:

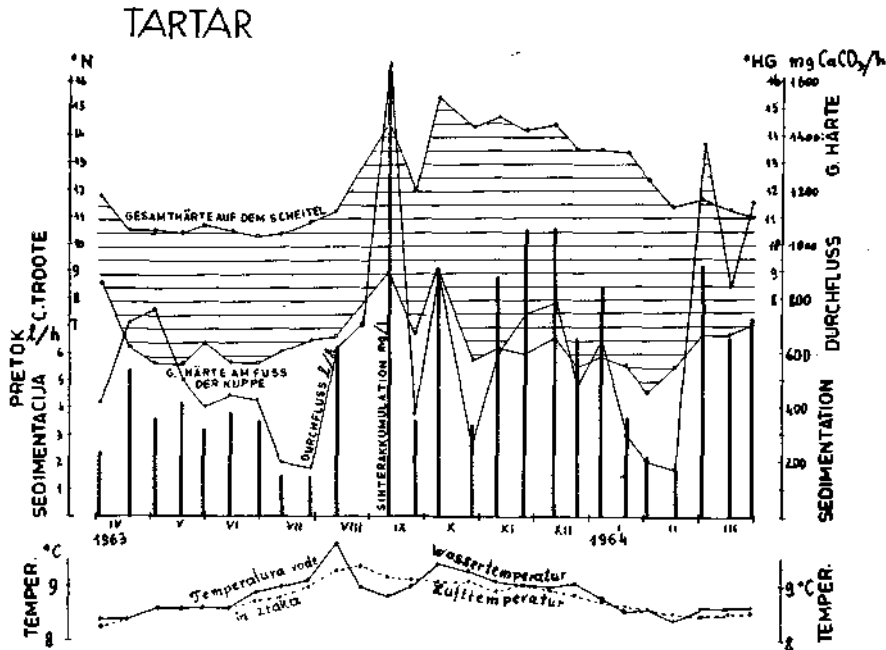


Abb. 4

1. Im Tartarus tropft oder rieselt das Sickerwasser aus gewundenen Röhrchen, fällt frei 1,5 m tiefer auf den Scheitel einer Sinterkuppe, zerstreut sich und versickert größtenteils in die Sintermasse. Bei hohem Wasserstand erreicht es teilweise den Boden. Wasserproben wurden am Fuß einem kleinen Sinterbecken, etwa 7 m vom Scheitel entfernt, entnommen. Während der sommerlichen Dürre mußten die Proben nahe der Kuppe entnommen werden. Die durchschnittliche Gesamthärte des Sickerwassers am Scheitel beträgt 12,1° DH (deutsche Härtegrade), im Sinterbecken 6,39° DH. Das ergibt einen Unterschied von 5,7° DH. Der Vergrößerung der Sickerwassermenge entspricht eine Vergrößerung der Wasserhärte am Fuß der Sinterkuppe und auch eine geringere Vergrößerung derselben am Scheitel. Da die Gesamthärte des Sickerwassers im Augenblick, in dem es die Sinterkuppe erreicht, in der Zeit von Ende August bis Mitte Jänner überdurchschnittlich ist, ist auch die Menge des

sedimentierten Sinters in dieser Zeit verhältnismäßig größer. Schwere Regengüsse machen sich an dieser Meßstelle schon nach einigen Stunden bemerkbar.

2. In der Biospeläologischen Station wurden Wasserproben von der Höhlendecke einem röhrenartigen Deckenzapfen entnommen, der etwa einen halben Meter von einer großen, 7 m hohen Säule (slow. Steber) wächst. Am Fuß der Säule wurde in den Sinter ein Gerinne eingeschnitten, um das Wasser, das aus dem Säuleninneren durch die Oberflächenschicht sickert, auffangen zu können. Die durchschnittliche Gesamthärte des Wassers an der Decke beträgt 12,2°, am Fuß der Säule 7,7° DH, was einen Unterschied von 4,5° DH ergibt.

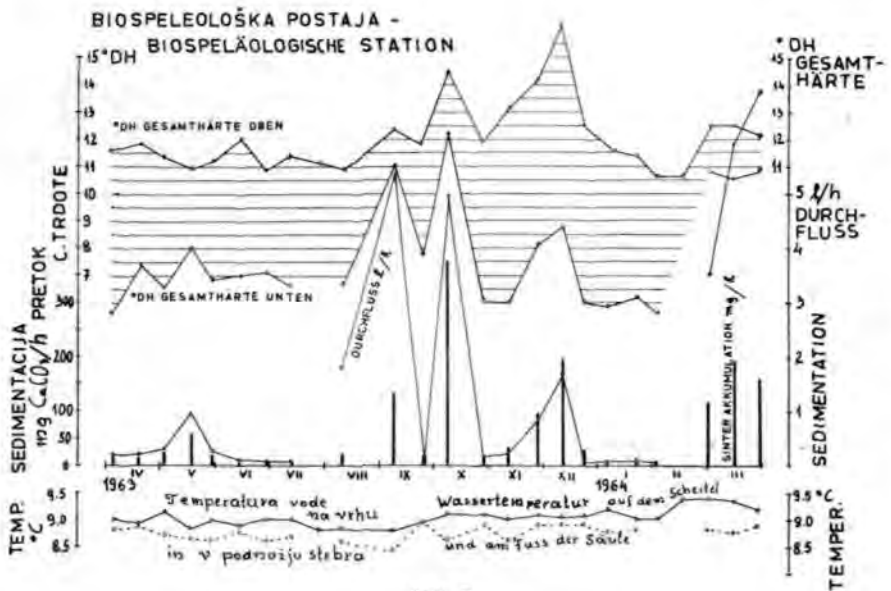


Abb. 5

Die Schwankungen des Durchflusses durch die Säule sind bedeutend. Bei hohem Wasserstand ist die Härte sowohl an der Decke als auch am Boden größer. Die Charakteristik des Sedimentationsganges ähnelt jener des Tartarus. Da im hohen Gang unter der Decke höhere Lufttemperaturen herrschen als am Boden, kühlt sich das Sickerwasser beim Absickern über die Säule das ganze Jahr hindurch ab.

3. Bei der »Angerauchten Säule« (Okajeni steber) wurde das Sickerwasser dem obersten Teil der 6 m hohen Säule mit Hilfe eines metallenen Röhrchens zur Analyse entnommen. Das Sickerwasser, das aus dem Säuleninneren durch die Außenschicht an die Säulenoberfläche sickert, wurde am Fuß des Tropfsteins mittels einer in den Sinter eingeschnittenen Rinne entnommen. Die Schwankungen des Durchflusses sind geringer als bei den vorher erwähnten Säulen. Nur im Oktober hat sich das Sickerwasser am Wege durch die Grotte erwärmt, sonst aber immer abgekühlt.



Die durchschnittliche Gesamthärte des Wassers beträgt zum Zeitpunkt, in dem es die Säule erreicht, 12,65° DH, und wie es sie verläßt, 8,9° DH. Das ergibt eine Verminderung von 3,75° DH.

Das Steigen des Durchflusses ist aber hier nicht mit einer Vergrößerung der Härte des Sickerwassers an der Decke verbunden. Es ist klar ersichtlich, daß die Sintersedimentation während der vergrößerten Gesamthärte intensiver ist, und zwar ohne Rücksicht auf die Durchflußmenge. Dem gleichen Durchfluß entspricht im Frühling eine höhere Gesamthärte des Wassers beim Verlassen des Tropfsteines als in der Zeit von Oktober bis Februar. Die größte Konzentration von  $\text{CaCO}_3$  bringt auch die größten Labilität des gelösten Hydrokarbonates mit sich.

4. Auf die Säule mit dem Namen Storž (Maiskolben) tropft bzw. rinnt bei Hochwasser das Sickerwasser aus einer Kalkspalte bzw. aus zwei kurzen Röhrchen. Das Sickerwasser fällt einige Dezimeter weiter unten auf die Seitenpartien einer 5,5 m hohen Säule, die im unteren Teil Übergangsformen aufweist. Am Fuß dieser Säule wurde das Wasser in einer Betonwanne für die Analyse gesammelt. Die durchschnittliche Gesamthärte beträgt an der Decke 11,6° und beim Verlassen der Säule



Abb. 6. Die Meßstelle in der Biologischen Station. Die weißen Pfeile deuten das Gerinne an, daß das Sickerwasser auffängt.



Abb. 7. Bei der Meßstelle Storž konnte festgestellt werden, daß die Säule im Jahre 1963/64 um rund 2 kg zugenommen hat. Die Wülste mit Überhangformen, über die das Sickerwasser teilweise tropft, verlängerten die Zeit des Abflusses und der vergrößerten Versprühung und Durchlüftung des Wassers.

8,46° DH (Unterschied 3,1° DH). Die relative Verringerung der Härte des Wassers beim Verlassen der Säule in der Zeit von Oktober bis Februar ist schwächer ausgeprägt als bei den anderen Säulen, was einem schwächeren Anwachsen der Härte an der Decke entspricht. Die kältere Höhlenluft verursacht fast das ganze Jahr hindurch eine Abkühlung des abrinrenden Wassers.

Es hätte wenig Wert, aus diesen Meßwerten die jährliche Sedimentation des Sinters berechnen zu wollen. Einerseits konnte bei der Säule in der Biospeläologischen Station und beim Okajeni steber nur ein Teil des abrinrenden Wassers zur Messung herangezogen werden, und andererseits erfolgten die Messungen nur alle zwei Wochen, während sich der Durchfluß in kürzeren Perioden ändert. Nach einer nur approximativen Berechnung der Meßwerte unter der Annahme, daß 7 Tage vor und nach der Messung derselbe Durchfluß herrschte, sind in einem Jahr bei der Säule in der Biospeläologischen Station 0,3, beim Okajeni steber 0,3 und beim Storž rund 2 Kilo Sinters abgelagert worden.

Einen größeren Wert haben die Messungen für die Bestimmung der Faktoren, von denen die jährliche Intensität der Sintersedimentation abhängt. Der erste Faktor ist der Durchfluß. Nur bei einer Säule hat

sich gezeigt, daß der vergrößerte Durchfluß die Härte des Wassers beim Verlassen der Säule so weit herabsetzt, daß das Gewicht des abgelagerten Sinters nicht mehr wächst, sondern fällt. Das erfolgte beim Okajeni steber im August und Anfang September 1964. So ein Endwert ist aber für jeden Tropfstein spezifisch.



Abb. 8

Daß das Fallen der Tropfen die Sedimentation des Sinters entscheidend begünstigt, haben Scheibenversuche gezeigt. Der Gang der Sedimentation des Sinters auf horizontalen Scheiben im Ausmaß von rund  $61 \times 28$  cm ist jenem bei den Säulen ähnlich, dessen Maxima im Spätherbst und Frühwinter liegen. Das Sickerwasser, das auf die Scheiben bei der Stelle Ladja tropft, kat in der Zeit vom 21. III. 1963 bis zum 9. XII. 1963, als sich infolge einer Sprengung für den Eisenbahnbau der Weg des Wassers änderte, aus einem Liter 2,7 bis 5,7 mg gelösten Kalks abgegeben. Das Gewicht der Scheibe beim Eingang hat vom 21. I. 1963 bis jetzt um rund 75 g zugenommen, was durchschnittlich 3,9 g je Monat entspricht. Die in der Biospeläologischen Station ausgelegte Scheibe ist nach 17 Monaten um 108 g schwerer geworden, was einer Sedimentation von 3,8 g je Monat entspricht. Im Bunten Gang ist die Zunahme kleiner, sie beträgt nur 41 g, also etwa 2,4 g je Monat.

Einen weiteren Versuch machten wir mit 150 cm langen und 4,7 cm breiten Glasstreifen, die wir an Deckenkerzen hängten und dann nach einem Jahre ihre Gewichtszunahme berechneten. Die Durchflußmengen waren zwar kleiner als bei den waagrechten Scheiben, doch konnten wir in der Biospeläologischen Station vom 19. II. 1963 bis zum 30. III. 1964 an zwei miteinander verbundenen Streifen nur 4 g und auf einzelnen Streifen an einer anderen Stelle 2,5 bzw. 3,1 g sedimentierten Sinters feststellen.



## VERSUCH EINER KLASSIFIKATION DER TROPFSTEINFORMEN IN DER GROTTE VON POSTOJNA

Ivan Gams

Ljubljana

### Summary

**Classification of the Dripstone Forms in the Postojna Cave.** According to the analysis carried out by Me Mouritzen (Köbenhavn) 8 dripstones with various forms from the Postojna Cave contained 99,14—100% of  $\text{CaCO}_3$ . Water permeability of some formations was examined in the laboratory at 2 atm. Observations and measurements in the Postojna Cave revealed the primary importance of the kind of water flow through the dripstone formations. In the Postojna Cave with 1600 mm annual precipitations water gravity is the most important factor causing the dripstone forms. The relation between formation forces and dripstone forms at special conditions is shown in the final table.

Bei der Durchführung hydrochemischer Messungen in der Grotte von Postojna nahm ich die Gelegenheit wahr, die Durchflußverhältnisse an verschiedenen Tropfsteinformen zu beobachten. Die gewonnenen Resultate geben mir Anlaß zu einer Klassifikation der Tropfsteinbildungen.

Die petrographische Zusammensetzung der Hauptformen, die weiter unten behandelt werden, hat die folgende Analyse geklärt, die Frau Me Mouritzen freundlicherweise kostenlos im Mineralogischen Museum der Universität Köbenhavn ausgeführt hat (Angaben in %), wofür ihr auch an dieser Stelle gedankt sei:

	$\text{CaCO}_3$	$\text{SiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{MgCO}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	Zusammen	Spezifisches Gewicht
Sinter im Eingang . . .	99,14	0,14	0,02	0	0,10	99,40	2,681
Windzapfen im Eingang .	100,00	0	0	0	0	100,00	2,692
Zwiebelförmiger Stalaktit	99,88	0,09	Spur	Spur	0	99,97	2,682
Rötlicher Stalaktit aus dem Bunten Gang . .	99,68	0,12	0,01	Spur	0,14	99,95	2,692
Gewundenes Röhrchen . .	99,29	0,23	0,04	Spur	0,17	99,73	2,687
Stalagmit aus dem Bunten Gang . . . .	100,21	0	0	Spur	0	100,21	2,699
Sphärische Auswüchse . .	100,07	0	0	0	0	100,07	2,666
Makkaroniröhrchen . . .	99,95	0,02	0	0	0	99,97	2,710

Man sieht, daß alle Proben fast ausschließlich aus Kalzit bestehen. Bemerkenswert ist der niedrige Gehalt an Eisenoxiden der rötlichen Tropfsteine im Bunten Gang, der eben dieser Färbung den Namen verdankt. Mit den petrographischen Verschiedenheiten kann man also die recht verschiedenen Formen nicht erklären (vgl. die Diskussion bei Gams, 1965 a).

1. In den Eingangsteilen der Grotte von Postojna, wie auch in jenen anderer Karsthöhlen, sind die Tropfsteinformen schräg, nicht sym-

metrisch, und haben keine glatten, sondern rauhe Oberflächen. Sie sind nicht so schlank wie die Formen im Grotteninneren. Auch gibt es hier verhältnismäßig mehr Stalaktiten als Stalagmiten. Die Sintermasse ist leichter. Die Stalagmitmasse im Bunten Gang hat meinen Messungen nach das spezifische Gewicht 2,8, jene aus der Nähe des Großen Domes dagegen das Gewicht 2,1. Die Wasserdurchlässigkeit ist viel größer. Die Anstalt für Materialprüfung in Ljubljana hat im Auftrag des Institutes für Karstforschung in Postojna drei Tropfsteinproben aus der Grotte auf ihre Durchlässigkeit untersucht und hat folgende Ergebnisse erzielt:

	Stalagmit aus dem Eingang bei der Prižnica	Stalaktit aus dem Bunten Gang	Stalagmit aus dem Bunten Gang
Höhe der Tropfsteinbildung in cm . . . . .	15,8	19,8	12,6
Beginn der Befeuchtung an der Seitenoberfläche nach dem Anfang des Versuches in Minuten . . . . .	—	13	21
Befeuchtung bis zum Scheitelpunkt in Minuten nach dem Anfang des Versuches . . . . .	10	180	*
Beginn des Wasserdurchflusses auf der Scheiteloberfläche nach Minuten . . . . .	10	19	mehr als 24 <sup>h</sup>
Wasserdurchfluß nach 6 Studen insgesamt . . . . .	6,76	1,08	— Liter

Der ständige Wasserdruck betrug 2 atm. Bei allen Proben erfolgte die Befeuchtung an den Seiten und an der Scheiteloberfläche flächhaft.

Auf der Oberfläche Hunderter von rauchgeschwärzten Tropfsteinen dieser Art erscheinen die weißen, seit dem Jahre 1944 nach der bekannten Explosion entstandenen Tropfsteinbildungen im Eingangsteil in der Form von korngroßen Ausblühungen. Zu neuen weißen Sinterrippen kam es nur an Stellen konzentrierten Wasserdurchflusses. Die oberflächige Wasserschicht nach den Regenperioden muß also verdunstet sein.

Nach außen reichen diese Formen beinahe bis dorthin, wo die Lufttemperaturen im Winter gewöhnlich nicht mehr unter Null sinken. Im Eingangsteil des Magdalena Schachtes, in dem die Wintertemperaturen jetzt unter den Nullpunkt fallen, zerfallen die Stalagmiten schuppenartig. Die Tropfsteine müssen also vor dem Einbruch des Schachtes entstanden sein.

In der Richtung gegen das Grotteninnere gehen diese Formen allmählich in Normalformen über. Etwa 180 m vom Eingang liegt der Gotische Saal, der als erster seinen Namen den normalen Stalaktiten verdankt.

Solche unsymmetrische und rauhe Tropfsteine sind Indikatoren für einstige Öffnungen. Die schrägen Stalaktiten am Ende des jetzt blinden

\* Hier wurden die seitlichen Oberflächen in 24<sup>h</sup> kaum bis zur Höhe von 8 cm befeuchtet.

Ganges der »Biospeläologischen Station« entstanden zur Zeit, als der von außen kommende Wind auch hier durchströmte (nach S. Brodar I Gams 1965 b). Nach archäologischen Daten trifft das noch für die Würmeiszeit zu (S. Brodar, 1966). Die senkrechten Stalaktitenansätze sind jüngeren Datums.

2. Blumenkohlähnliche Auswüchse an den Wänden, am Boden oder auf den Tropfsteinen wie auch auf versintertem Lehm sind in der Grotte von Postojna selten. Eine Art dieser Formen kann in der Nähe von Pfützen im Lehm beobachtet werden, von denen das trübe Wasser in die Umgebung spritzt. Eine andere Art ist aber an Stellen mit starker Luftströmung, an denen es saisonweise zur Kondensation kommt, gebunden. Die Formen wachsen in der Richtung der Strömung und sind nach Regenperioden auf den Scheiteln der Auswüchse naß.

3. Die Gebundenheit an die Windkanäle zeigt auch eine Art von wurmförmigen Bildungen. In der Zeit der saisongebundenen Kondensation sind sie naß. Deshalb kann man ihre Entstehung auch durch Korrosion des kondensierten Wassers erklären. Man darf aber diese Formen nicht mit ähnlichen Formen verwechseln, die durch die Austrocknung von Lehmüberzugsschichten entstehen. Übergangsformen von der geschlossenen Lehmüberdeckung der Kalkwand zu wurmförmigen Bildungen kann man entlang des unterirdischen Flußlaufes der Pivka beobachten.



Abb. 1. Prüfung der Durchlässigkeit einer Stalagmitmasse aus dem Eingang der Grotte von Postojna im Laboratorium bei Wasserdruck von 2 atm (von unten). —  
Fig. 1: Testing the water permeability of a stalagmite mass from the entrance in the Postojna Cave in the laboratory at a pressure of 2 atm (from below).



Abb. 2. Blumenkohlähnliche Auswüchse zeigen an der Durchschnitfläche (links, das rechte Stück kopfstehend) die gleichen parallelen Schichttauben wie ein Stalagmit. Das sinterbildende Wasser kommt also von außen. Auf dem schrägstehenden Scheitel kann eine Wasserhaut nur wegen der durch die verschiedene Konzentration verursachten Oberflächenspannung bestehen. — Fig. 2. — Cauliflower-like excrescences shows in vertical section (left, the right piece is turned over, with top below) the parallel layers in the same kind as a stalagmite. It is to say, the dripstone depositing water is coming from outside. On the sloping top surface water existed due to the surface tension as a result of different concentration.

4. Der Einfluß der  $\text{CaCO}_3$ -Konzentration des Sickerwassers ist zwar nicht geklärt, hat aber wahrscheinlich nur untergeordnete Bedeutung. Nach bisherigen Messungen kann die Gesamthärte von 5—7° DH als Grenze zwischen dem sinterbildenden und sinterkorrodierenden Sickerwasser betrachtet werden. Bei Messungen der Härte an der Höhlendecke ergab sich die Schwierigkeit, daß das Sickerwasser einen Teil der Härte schon beim Durchfluß durch die Deckenversinterung oder vielleicht schon in der Zuflußspalte verliert. Die Gewässer, die die Kalkunterlage oder sogar die Tropfsteine korrodieren, die sie selbst gebildet haben, weisen folgende Gesamthärten auf: 5,8 und 7,3 (im Konzertsaal), 8,8 und 6,8 (in der Mitte des Bunten Ganges) und 9,0° DH (am Ende des Bunten Ganges). Die Messungen des aggressiven Wassers, die ein Jahr hindurch jede zweite Woche in der Mitte des Bunten Ganges vorgenommen wurden, haben einen ähnlichen Gang gezeigt wie das übrige Sickerwasser, und zwar mit einem Maximum von 9,2° im Oktober und einem Minimum von 5,6° DH im Winter (G a m s, 1966). Bei Sickerwasser mit höherer Konzentration konnten keine Verschiedenheiten der Formen, wohl aber verschiedene Geschwindigkeiten des Wachstums nachgewiesen werden. Je härter das Wasser ist, desto schneller wächst die Bildung.

5. Da die jährliche Niederschlagsmenge der Umgebung von Postojna durchschnittlich 1600 mm beträgt, eignet sich die Grotte von Postojna besonders für das Studium der Art des Sickerwasserdurchflusses und seines Einflusses auf die Tropfsteinformen. Meine Beobachtungen, die



mit den theoretischen Ergebnissen Herbert W. Frankes (1961, 1963) gut übereinstimmen, sind folgende:

a) Ein ausgiebiger und schwankender Durchfluß des Sickerwassers, der in der Grotte von Postojna an einigen Stellen nach starken Regengüssen 6 Liter pro Minute oder noch mehr erreicht, nach längerer Zeit ohne Niederschläge aber völlig aufhört, ist eine der Grundlagen für das Wachstum der Sinterkuppen. Die entsprechenden Stalaktiten in der Form von gewundenen Röhrchen oder rot gefärbten traubenähnlichen Bildungen sind verhältnismäßig klein. Während des Abflusses über eine Sinterkuppe in der sogenannten Großen Grotte, in der die größten Kuppen vorkommen, hat sich die Gesamthärte am 9. VI. 1963 um 42 mg  $\text{CaCO}_3/\text{l}$  und auf einer anderen Kuppe um 81 bzw. 60 mg/l  $\text{CaCO}_3$  vermindert. Nach einem schweren Regenguß am 14. VI. 1963 hat sich aber der Verlust an  $\text{CaCO}_3/\text{l}$  wegen des verstärkten Durchflusses um 15 mg verkleinert. Dabei vergrößerte sich an der Decke die Gesamthärte des Sickerwassers von 9,5 auf 9,8° DH.

b) Kleinere Schwankungen verursachen bei Überhanglagen die sogenannten Bananen. Die Stalaktitenbildung hat bei ihnen die Form eines Baldachins, der Stalagmit dagegen die einer Sinterkuppe. Messungen in der Kleinen Grotte zeigten, daß sich die Gesamthärte des Sickerwassers während des Fließens über die Banane auf 7,6 bzw. 7,95° DH, auf der Sinterkuppe sogar auf 6,6° DH vermindert hatte (trockene Periode um den 9. VI. 1963). Bei kleinem Durchfluß entfällt die größte Menge des abgesetzten Sinters auf die Bananen selbst, bei großem Durchfluß auf die Sinterkuppe.

c) Ein ständiges Tröpfeln, das zeitweise in Rieseln übergeht, gab Anlaß zum Wachstum eines Stalaktiten in der Form eines gewundenen Röhrchens mit mehreren Öffnungen an den Knickstellen, und eines Stalagmiten, dessen Breite ein Indikator für die Durchflußmenge ist. Eine merkwürdige Erscheinung an Stalagmiten dieser Art, die bald in Säulen übergehen, sind die terrassenähnlichen Ringe, die W. F. Franke (1963) auf die Klimaschwankung zurückführt. Doch haben diese Ringe regelmäßige Abstände und umschließen nicht die ganze Sinterbildung. An den Säulen, bei denen das Sickerwasser aus dem Säuleninneren kommt, sind die Ringe oft schräg gerichtet, kürzer und unregelmäßiger als an den Stalagmiten. Auf Hanganlagen kommen sie nie vor. Wir dürfen bei diesen Bildungen annehmen, daß sie ihre Formen der Viskosität und Labilität des Durchflusses zu verdanken haben. An ausgebuchteten Stellen fließt weniger Wasser herab, doch wird hiebei aus einem Liter Wasser mehr Kalzit abgelagert. Dadurch entstehen an der Oberfläche Spannungen und so kann eine ausgebuchtete Stelle befeuchtet sein und bis zu einem gewissen Grade weiterwachsen, so daß eine kleine Überhangform entsteht.

Messungen entlang einiger größerer Tropfsteinformen (Stalagmiten und Wandversinterung) ergaben folgende Verminderungen der Gesamthärte des Sickerwassers während des Fließens (in Klammern ist die Höhe der Stalagmiten angeführt; wenn keine Ziffer angegeben ist, handelt es sich um die Wandversinterung): von 12,4 auf 8,45 DH (3 m), von 11,0



Abb. 3. Aus dem Inneren der Wülste am Scheitel der Säule »Okajeni steber« zapft ein Metallrohr ständig das zur Analyse nötige Wasser. — Fig. 3: A metallic pipe on the top of the column »Okajeni steber« conducted water out of the dripstone steadily needed for analyses.

auf 7,1°, von 11,0° auf 6,5, von 10,8 auf 6,6° DH (4 m), von 10,8 auf 6,1 (8 m), von 12,2 auf 6,5° DH.

Wenn die Stalagmitbildung den viel langsamer wachsenden Stalaktiten erreicht, überzieht die Sinterschicht des Stalaktiten allmählich auch den Stalagmiten und nun beginnt gewöhnlich der flächenhafte Austritt unter Druck fließenden Sickerwassers aus der ganzen Oberfläche des oberen Teiles der Säule. Da wir für die Probeentnahme einen geschlossenen Wasserlauf benötigten, bohrten wir in die Säule, die den Namen Okajeni steber (= angerauchte Säule) trägt, ein 5 cm tiefes Loch und erhielten damit einen Durchfluß bis zu 0,73 l/min. An Stellen mit lebhafter Durchsickerung wächst der Sinter schneller in Form von Wülsten.

d) Trichterförmige kleinere Deckenzapfen sind das Ergebnis sehr langsamen und zeitweise aufgehörenden Tropfens. Das von mehreren solchen Deckenkerzen im Gang Brezimni rov (= Gang ohne Namen) gesammelte Wasser wies am 9. I. 1963 eine Gesamthärte von 6,1° DH auf.

Es ist ein auch theoretisch wichtiges Ergebnis, daß in der Höhle von Postojna die Gesamthärte des Sickerwassers auf höchstens 5–6° DH sinken kann. In Wannen stillstehendes Wasser hatte in der Grotte unseren Messungen nach in einzelnen Fällen 6,1 bis 8,1° DH. Ausnahmsweise hatte das Wasser in der Wanne im Tartarus bei einer im Jahre 1964

vorgenommenen Messung die Gesamthärte von 4,55; das ist der niedrigste bisher in der Höhle gemessene Wert.

e) Die Makkaroniröhrchen sind auch ein Ergebniss des Tropfens, das aber nie aufhören darf, weil es sonst zur Versinterung der zentralen Öffnung und wegen der Schwere des gestauten Wassers zum Abbrechen dieser zarten Bildungen kommen kann. In der Grotte von Postojna wachsen die »Makkaroni« nur aus dem Deckensinter oder aus abgebrochenen Tropfsteinen. An den Enden der »Makkaroni« hatte das Wasser nur noch 6—6,5° DH.

f) Die Vorhänge sind in der Grotte gewöhnlich desto geradliniger, je mehr Durchflußwasser zeitweise längs der Kante herbeifließt. Im Tartarus verminderte sich z. B. bei größerem Durchfluß die Härte am unteren Ende der Vorhangformen auf 10,7°, bei niedrigem Wasserdurchfluß am bekannten mehrfach gefalteten Vorhang im Hauptgang der Grotte, als sich in vier Tagen der bis zum 22. VI. 1963 dauernden Regenperiode nur ein dl beträufelnden Wassers ansammelte, sogar auf 6,1° DH.

Es gibt eine ganze Reihe von Sinterbildungen, die ihre Grundform den Gesetzmäßigkeiten der Kristallisation des Sinters und nicht der Wassergravitation verdanken. Sie sind aber in der Grotte von Postojna seltener als die Gravitationsformen:

a) An den Paletten oder Disken, die durch eine geneigte glatte Platte gekennzeichnet sind, kann man in Regenperioden die nasse Außenkante beobachten. Als eine größere Palette beim Bau der Höhlenklein-



Abb. 4. Eine Palette, die beim Transport aus der Grotte von Postojna beschädigt wurde, besteht aus parallelen Sinterschichten, die die glatte geneigte Platte bilden. — Fig. 4: — A palette-like dripstone formation damaged at transport from the Postojna cave shows the parallel layers building the level declined upper plate.

bahn weggeräumt werden mußte, kam der zentrale Zufuhrkanal zum Vorschein, der eine Kalkspalte ist, die dieselbe Neigung hat wie die Palette selbst. Die Spalte ist mit Sinterschichten ausgefüllt, die die gleiche Neigung haben. Die Palette ist glatt und aus parallelen Sinterschichten gebaut. Sie ist somit nur eine Verlängerung der Sinterausfüllungen der Spalte; das Sickerwasser fließt unter Druck radial durch die Kapillaren in den Schichtfugen zum Außenrande hin. Der Sinter wird aus dem ruhenden Wasserfilm am Rand der Palette abgesetzt.

b) Einen ähnlichen Durchfluß hat die sogenannte Zigarre, eine Säule, die an die Wandversinterung gelehnt ist und der das Wasser durch die Wandversinterungsschichten zugeführt wird. Das Wasser tritt durch die oberflächige Sinterschicht der Zigarre aus und da es unter Druck steht, wächst diese Tropfsteinbildung auch in vertikaler Richtung.

c) Das flächenhafte Durchsickern des Wassers durch die Wandversinterung, das schon oben bei der Besprechung der Säulen erwähnt wurde, ist die Hauptursache der Entstehung von sphärischen Formen. In Regenperioden ist die ganze sphärische Oberfläche naß, doch kommt es nicht zum Tropfenfall. Bei diesem Vorgang bildet sich an der unteren Seite der zwiebelähnlichen Bildungen ein Makkaroniröhrchen. Als Primärphase kann man sich leicht einen ruhenden und hängenden Sickerwassertropfen, in dem mikrokristallines Kalziumkarbonat ausfällt — das hat Biese, 1932/1933, S. 86, beobachtet — und der von einer dünnen Haut überzogen wird, vorstellen. Offen ist aber die Frage, wie man das Wachstum der Wände der sphärischen Form mit dem Wachstum der inneren Hohlform in Zusammenhang bringen soll. In der Hohlform befindet sich nicht nur Wasser, sondern stellenweise auch Ton, was auf die Möglichkeit einer inneren Korrosion des Sinters hinweist.

Die sphärischen Bildungen, Deckenzapfen und Paletten sind im blinden Gang der Biospeläologischen Station von Wand- und Deckenversinterung begleitet. Dort ist es nicht weit bis zur Erdoberfläche und so kommt es in Dürrezeiten zu völligem Aufhören des Sickerwasserzuflusses; auch ist die Deckenschicht zu dünn, um die Entstehung einer größeren Wasserader ermöglichen zu können. Die Lufttemperatur beträgt ständig 8,8° C und der Feuchtigkeitsgehalt ständig 100 %. Die Gesamthärten liegen über dem Normalwert. Alle diese Faktoren begünstigen die Entstehung der oben angeführten Bildungen, die einen langsamen und länger andauernden Zufluß zur Ursache haben.

d) Exzentrische Formen aller Art sind in der Grotte von Postojna selten und bieten wenig Gelegenheit, zur umfangreichen Literatur über diese Formen neue Erkenntnisse beizutragen (nach Prinz, 1908, haben reiche Literaturverzeichnisse Hicks, 1950, Kunscky, 1956, Pobeguín, 1957, Halliday, 1959, Gams, 1965a, veröffentlicht). Meteorologisch dynamische Luftverhältnisse in der Grotte sind zweifellos ein Hindernis für die häufigere Entwicklung dieser Bildungen, die ihre Form Kristallisationsvorgängen verdanken und am stärksten von den Gravitationsformen abweichen.

Im folgenden sind Verbindungen zwischen den maßgebenden Kräften und den Tropfsteinformen noch tabellarisch dargestellt.

Maßgebende Kräfte	Besondere Bedingungen	Tropfsteinformen
Kristallogene Kräfte	Windstille? 100 % Feuchtigkeit?	Excentriques (Heliktite)
Viskosität, Spannung an der Oberfläche	? Wind	Auswüchse blumenkohlähnliche Formen
Verdunstung	Wind	schräge Tropfsteine mit rauhen Ober- flächen
Wasserdruck	Wandversinterung	sphärische Formen
Wasserdruck	Wandversinterung	Paletten
Wasserdruck, Gravitation	Wandversinterung	zigarrenähnliche Säulen
Gravitation	—	Tropfsteinsäule
Gravitation	Deckenversinterung	Makkaroniröhrchen
Gravitation	Deckenversinterung	Deckenzapfen, Stalagmit
Gravitation	Ständiges Tröpfeln bis Rieseln	gewundenes Röhrchen, Stalagmit, Sinterkuppe
Gravitation	Überhanglage; lang- sames Gleiten des Wassers	Vorhang
Gravitation	Überhang, Tröpfeln bis Rieseln	Banane, Sinterkuppe
Gravitation	stärkste Durchfluß- schwankungen	traubenähnlicher Sta- laktit, Sinterkuppe

#### Literatur

Biese W., 1932/33. Über Tropfstein- und Sinterbildungen. *Speläologisches Jahrbuch*, XIII/XIV, Wien.

Brodar S., 1966. Pleistocenski sedimenti in paleolitska najdišča v Postojnski jami. *Acta carsologica* IV, Ljubljana.

Franke H. W., 1961. Formgesetze des Höhlensinters. *Symposium Internazionale di speleologia Varenna*, 3—8 ott. 1960. *Rassegna Speleologica Italiana*, Como.

Franke H. W., 1963. Formprinzipien des Tropfsteins. *Dritter Internationaler Kongreß für Speläologie*, Wien.

Gams I., 1965, a). Die Formen der hängenden Tropfsteinbildungen in bezug auf die Art des sinterbildenden Sickerwasserdurchflusses. *Premier en Grèce colloque international de spéléologie*, Athènes.

Gams I., 1965, b). H kvartarni geomorfogenezi ozemlja med Postojnskim, Planinskim in Cerkljanskim poljem. *Geografski vestnik*, XXVII, Ljubljana.

- Halliday W. R., 1959. Holocrystalline Speleothems. Bull. NSS, XXI, Pittsburgh.
- Hicks F. L., 1950. Formation and Mineralogy of Stalactites and Stalagmites. Bull. NSS, XII, Pittsburgh.
- Kunsky J., 1956. Zjawiska krasowe. Warszawa.
- Pobeguïn T., 1957. Reproduction expérimentale de concrétions de carbonate de calcium. Annales de Spéléologie, XII, 1—4, Paris.
- Prinz W., 1908. Les cristallisations des grottes de Belgique. Nouv. mém. Soc. Belge de Géologie, Bruxelles.

Diskussion: H. W. Franke.

## KAMENICE — KLEINE KORROSIONSFORMEN IM KALKSTEIN

Dušan Gavrilović

Beograd

Die Kamenice (spr. kámenitze) sind flache, ovale Vertiefungen auf sanft geneigten oder horizontalen Kalksteinflächen. Am häufigsten haben sie einen Durchmesser von 20—30 cm und eine Tiefe von 10—15 cm, doch kommen sie auch in weit größeren Formen vor. Charakteristisch für sie ist, daß sie für gewöhnlich überhängende Wände und einen flachen Boden aufweisen.

Die Erforschung der Kamenice wurde 1961 in Angriff genommen; dabei wurden verschiedene Teile des jugoslawischen Karstes erfaßt.

### Die Morphogenese der Kamenice

Die Bildung einer Kamenica beginnt damit, daß sich in einer auch ganz geringfügigen Vertiefung auf einer horizontalen oder sanft geneigten Kalkoberfläche eine gewisse Zeit lang atmosphärisches Wasser angesammelt hat. Diese Vertiefung ist in den meisten Fällen eine initiale Unebenheit in der Kalkschicht; doch kann sie auch auf andere Weise entstanden sein. Das in der Vertiefung angesammelte Wasser zersetzt den Stein auch, nachdem der Niederschlag aufgehört hat und das Regenwasser an anderen Stellen schon längst verdunstet ist. Die Tatsache, daß die gleiche Menge atmosphärischen Wassers im Laufe längerer Berührung mit dem Kalkstein eine verhältnismäßig größere Menge von Kalziumkarbonat zu zersetzen vermag (A. Bögli, 1960), gewinnt insbesondere an Bedeutung, wenn man sich vor Augen hält, daß sich dieses Wasser in den Kamenice mehrere Tage hindurch erhält; allerdings bleibt die Menge des in den Kamenice verbliebenen Wassers infolge der eintretenden Verdunstung nicht die gleiche. Mit der allmählichen Verringerung der Wassermenge wird die Lösung zunehmend gesättigter, bis schließlich Kalziumkarbonat abgelagert wird. Im Laufe der Ablagerung erfolgt keine Bildung von Kalziumkarbonat an den Wänden der Kamenice, wie dies bei der Bildung von Kalkkrusten an den Wänden von Höhlen stattfindet. Aus der gesättigten Lösung setzt sich das Kalziumkarbonat in Form von flockigen Konkretionen ab, die nach Verdunstung des Wassers am Boden der Kamenica in Form eines feinen Pulvers zurückbleiben. Dieser Staub wird später vom Wind verweht oder bei Eintritt kräftigerer Niederschläge ausgewaschen.

Wie schon gesagt, besitzen die Kamenice überhängende Wände. Die größte Breite der Vertiefung ist nicht am Boden selbst zu verzeichnen, sondern irgendwo zwischen diesem und der Öffnung. Diese Breitenunterschiede betragen bei kleinen Formen 5—10 cm, bei größeren Bil-

dungen können sie auch 20 cm übersteigen. Am breitesten sind die Kamenice in der Höhe des niedrigsten Öffnungsrandes, über den der Überschuß an Wasser abfließt.

Andererseits ist zu betonen, daß die Kamenice ohne Rücksicht auf die Neigung der umliegenden Kalkfläche einen ebenen Boden besitzen und daß die Form für gewöhnlich etlichemal breiter als tief ist. Die Tatsache des ebenen Bodens fällt ganz besonders bei den Kamenice an der Meeresküste ins Auge. Während die Oberfläche der Felsen, die dem Anprall der Wellen ausgesetzt ist, sehr uneben ist und ihrem Aussehen nach an Waben erinnert, haben die Kamenice auf denselben Felsen einen vollkommen horizontalen Boden. Die Kamenice in mergelhäftigem Kalk und kompaktem Brecciakalkstein weisen ebenfalls vorwiegend ebene Böden auf.

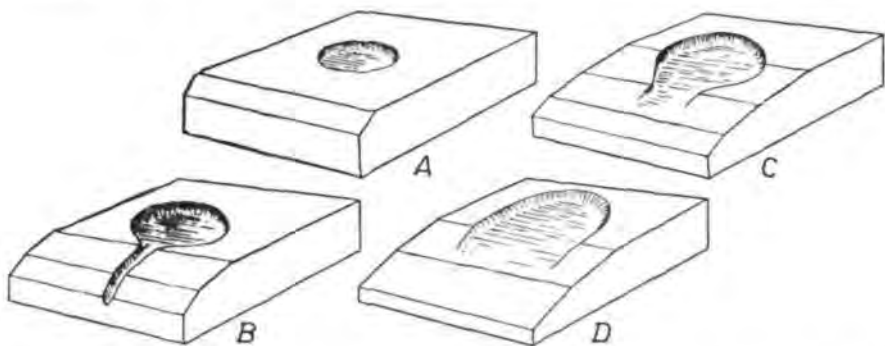


Abb. 1. Schematische Darstellung der Umformung einer normalen Kamenica in eine Trittdelle.

Die erwähnten morphologischen Eigenschaften weisen darauf hin, daß das stehende Wasser in den Kamenice eine Korrosionswirkung ausgesprochen horizontalen Charakters ausübt, wobei die aggressivste Wasserschicht 0,5—1 cm stark ist, während die Intensität der Korrosion mit zunehmender Tiefe abnimmt. In allen Fällen, in denen die Kamenice nicht durch Risse oder Sprünge im Gestein prädestiniert sind, ist die seitliche oder horizontale Korrosion stärker als die vertikale, so daß die Form beachtlich rascher in die Breite als in die Tiefe wächst. Die oberste Wasserschicht, die in unmittelbarer Berührung mit der Luft steht, weist einen höheren Gehalt an Kohlendioxyd auf als die tieferen Schichten. Im Gegensatz hierzu ist, solange es nicht zur vollständigen Sättigung der Lösung kommt, die Konzentration von Kalziumkarbonat in den Wasserschichten am Boden etwas höher als jene in der Oberflächenschicht.

Andererseits bilden die abgesetzten Flockenkonkretionen, die sich am Boden ansammeln, eine sehr dünne Tamponschicht. Durch die schwache Wellenbewegung des Wassers, die von Zeit zu Zeit in den Kamenice auftritt, wird die Ablagerung von der schrägen auf die horizontale Fläche übertragen. Hieraus erklärt sich die Erscheinung, daß



die Flächen mit stärkerem Neigungswinkel der Korrosionswirkung stärker ausgesetzt sind.

Wenn eine Kamenica durch Tiefenzunahme mit ihrem Boden auf eine Spalte geringerer Dimension zwischen den Gesteinsschichten stößt, die den Abfluß des Wassers ermöglicht, vergrößert sie sich rasch auf die Tiefe zu, bis sie zu einem Karrenbrunnen wird. Auch bei Öffnung einer Seitenwand gehen die Kamenice in qualitativ neue Formen über.

### Morphologische Evolutionstypen

Sämtliche kleinen Oberflächenformen des Karstes können ihrer Entstehung nach in zwei qualitativ unterschiedliche grundlegende Formengruppen geteilt werden. Die Entstehung der einen beruht in der Hauptsache auf dem Abfluß atmosphärischen Wassers über Kalkmassen, und die der zweiten auf dem kürzeren oder längeren Verweilen solchen Wassers in Vertiefungen. In die erste Formengruppe gehören die Karren, in die zweite die Kamenice. Nach der Evolution der Neigung der Karst-



Abb. 2. Kamenica mit Abfluß (Umgebung von Bileća). Photo: D. Gavrilović.



Abb. 3. Zwei stufenförmig gereichte Trittdellen mit einer Kamenica am Reihenbeginn. Die Kamenica befindet sich im Stadium des Verfalls; Fensterchen am Rückrand (Umgebung von Bileća).

Photo: D. Gavrilović.

fläche und dem Entwicklungsstadium der Formen unterscheiden wir drei morphologische Evolutionstypen der Kamenica.

#### 1<sup>o</sup> Die Normalform der Kamenica

Die Normalform der Kamenica ist am häufigsten in Kalkflächen mit einer Neigung bis zu 5<sup>o</sup> anzutreffen. Die Öffnung dieser Kamenica ist rund, da zufolge der geringen Neigung der umliegenden Fläche das Wasser aus der Vertiefung nahezu gleichmäßig nach allen Richtungen hin abfließt. Die morphologischen Eigenschaften dieser Type der Kamenica bedingen, daß sich das Wasser darin am längsten aufhält.

#### 2<sup>o</sup> Kamenica mit Abfluß

Durch die Weiterentwicklung der Böschung der Kalksteinfläche und das Wachsen der Form in die Breite erfährt die Wand der Kamenica auf einer Seite eine beträchtliche Verringerung. Das überschüssige Wasser, das sich zur Zeit der Ausscheidung von Niederschlägen aus der Kamenica ergießt und weiter über die Böschung abfließt, schneidet durch

Korrosion einen kleinen Karren in den Stein. Hat sich ein solcher Karren einmal eingeschnitten, so schreitet dieser Prozeß rascher fort als die Vertiefung der Kamenica. Die Erklärung hierfür liegt darin, daß aus der Kamenica gerade jene oberste Wasserschicht abfließt, für die oben festgestellt wurde, daß sie die aggressivste ist, ferner darin, daß im Karren keine Tamponschicht vorhanden ist und sich das Wasser hier in Bewegung befindet. Im Laufe dieses Prozesses schneidet sich der Karren in den Rand der Kamenica bis zu ihrem Boden ein. Sobald er den Boden der Kamenica erreicht hat, beginnt er in die Breite zu wachsen. Die Öffnung in der Wand der Kamenica wird größer und verwandelt deren ursprüngliche Form in eine Trittdelle.

### 3<sup>o</sup> Die Trittdelle

Im weiteren Entwicklungsstadium hält sich das atmosphärische Wasser nicht mehr in der Kamenica auf, sondern fließt langsam über ihren horizontalen Boden hin. In diesem Stadium beginnt ein bedeutender qualitativer Übergang im Ausbau der Form: die frühere Korrosion des stehenden atmosphärischen Wassers wird durch die Korrosion des fließenden Wassers abgelöst. Als Folge dieser Veränderung hört der Aufbau konkaver Wände auf — die Wände werden gerade und erhalten eine zentroklinale Form. In diesem Stadium setzt ein Korrosionsprozeß ein, wie ihn F. Bauer (1962) beschreibt, beziehungsweise die Form bildet sich durch regressive Verschiebung der Wand der Trittdelle weiter aus.



Abb. 4. Auf einem Kalksteinblock unmittelbar nebeneinander eine Kamenica mit Inselchen und eine Trittdelle (Umgebung von Bileća). Die Umformung der Kamenica mit Inselchen in eine Trittdelle ist hier ganz augenfällig. Photo: D. Gavrilović.

Auf sanft geneigten Kalksteinflächen kann es zur Verbindung mehrerer Trittdellen untereinander kommen, wobei sich die Grundform der Kamenica vollkommen verliert. Je größer die Neigung der Kalksteinoberfläche ist, umso kleiner sind die Trittdellen und umso ausgesprochener die Asymmetrie zwischen ihrem unteren und oberen Rand. Unter gewissen Vorbedingungen können die Trittdellen zu Karren auswachsen. Ganz besonders ist dies der Fall bei stärkerer Neigung, wo der Reihe nach, eine über der anderen, mehrere Trittdellen bestehen, so daß sich das atmosphärische Wasser aus den höher gelegenen Formen in die niedriger gelegenen ergießt.

### Modifikatoren des Normalprozesses

Es wurde festgestellt, daß die Reinheit des Kalksteins nicht wesentlich auf die Häufigkeit der Kamenica einwirkt. Kamenice sind wohl am häufigsten im reinen Kalkstein anzutreffen, können aber ebenso auch in mergelhändigem Kalkstein, in Dolomit, Brecciakalk und Karbonatsandstein entstehen. Die günstigsten Vorbedingungen für die Entwicklung solcher Formen erscheinen bei einer Neigung der Kalksteinschichten bis zu  $10^\circ$  als gegeben. Ihr Auftreten wurde jedoch auch bei Schichtenneigungen von  $35^\circ$  festgestellt. Die Dicke der Kalksteinschichten ist von unmittlbarem Einfluß auf die Größe der Formen.

Ausgesprochener in ihrer Bildung sind die Kamenice auf kahlen Stellen und in Kalkstein mit schütterer, strauchiger Vegetation als in bewaldeten Gebieten. In letzteren entstehen kleinere typische Formen.

Obwohl hinsichtlich der absoluten Höhe keinerlei Grenzen für das Vorkommen der Kamenice bestehen, sind solche auf Berggipfeln infolge des hier intensiven Prozesses der Gesteinszersetzung selten anzutreffen.

Die bisherigen Untersuchungen haben ergeben, daß die Kamenice unter sonst gleichen Bedingungen in Landschaften mit 1500—2000 mm Niederschlag am besten entwickelt sind. Am Lovćen (Montenegro), der über 4000 mm atmosphärischen Niederschlags aufweist, sind auf den sanft geneigten Kalksteinflächen für gewöhnlich Mäander-Karren anzutreffen, während hier Kamenice selten sind. Die Ursache hierfür ist in den hohen Niederschlagsmengen und damit auch in der größeren Menge Wassers zu suchen, das in Läufen über die Felsen abfließt. Unter der Korrosionswirkung des atmosphärischen Wassers verändert sich die Kalksteinoberfläche sehr intensiv, was die Möglichkeiten zur Bildung von Kamenice verringert.

Kamenice, in denen sich Moospolster, eine dünne Schicht Erde oder vermodertes Pflanzenmaterial befinden, haben keine flachen Böden. Bei Entfernung der Moospolster ist zu bemerken, daß der Stein an dieser Stelle angegriffen ist. Auf jenem Teil des Moospolsters, mit welchem dieser auf dem Stein gehaftet hat (an den Wurzeln), verbleibt eine weiße Staubkruste, die sich aus dem Zerfall des Kalksteins gebildet hat. Daß Lithophyte und vermoderte Pflanzenmaterien mit ihren Säuren den Kalkstein angreifen, ist schon von früher her bekannt. Immerhin haben die Lithophyten keinen Anteil an der Schaffung der Grundform der Kamenica, obwohl sie diese im Laufe ihrer Evolution einigermassen

verändern können und den Prozeß ihrer Entwicklung zu beschleunigen vermögen. Die unter dem Einfluß von Humussäuren und sonstigen Säuren im Laufe biochemischer Prozesse entstandenen Kamenice bestehen aus einer Ansammlung konkaver Vertiefungen, beziehungsweise besitzen keinen ebenen Boden. Zu den gleichen Resultaten gelangten wir mittels experimenteller Schaffung von Kamenice mit Hilfe verdünnter Chlorwasseressigsäure. Kamenice, in denen Mikrovegetation existiert und in denen sich vermoderte Pflanzenteile (Blätter u. a.) befinden, haben eine raschere Tiefenbildung. So entstehen auch ausgesprochen große Formen, die sich nicht unter die echten Kamenice einreihen lassen. Eine Kamenica unweit von Plana in der Herzegowina, die sogenannte Schwarze Kamenica, ist 3 m lang, 1,5 m breit und 1,2 m tief. Im Vučji Do in Montenegro wurde in massivem Dolomit eine Kamenica mit der Länge von 2,6 m, der Breite von 2 m, der Tiefe von 0,7 m festgestellt. Darin wurde 1961 noch Anfang August eine Wassermenge von 500 Litern gemessen. Die erwähnten Großformen sind in die Sondergruppe der Korrosionskessel oder -brunnen einzuteilen, da sie sich nicht nur morphologisch, sondern auch genetisch von den beschriebenen kleinen Kamenica-Formen unterscheiden.

#### Literatur

Bögli A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. Internationale Beiträge zur Karstmorphologie, Frankfurt/M.

Bauer F., 1962. Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen. Actes du Deuxième Congrès International de Spéléologie, Tome I, Castellana-Grotte.

Diskussion: Petkovšek.



## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАРБОНАТНОГО И ГИПСОВОГО КАРСТА

К. А. Горбунова

Пермь

Химический состав карстовых вод зависит от химического состава питающих их вод, состава карстующихся пород, гидродинамической зоны, географических условий, воздействия человека (Г. А. Максимович, 1963). В зоне активной циркуляции карстовые воды в карбонатных породах имеют обычно гидрокарбонатный состав и минерализацию 200—600 мг/л (С. В. Альбов, В. Н. Дублянский 1964; К. А. Горбунова, 1961—1963; А. А. Коноплянцев, 1960; Карстовые воды..., 1959). Для гипсов и ангидритов характерны сульфатные воды с минерализацией 1—4 г/л.

Влияние литологии на химический состав карстовых вод изучено на примере карстовых районов Приуралья, расположенных на восточном крыле Уфимского вала. Сводная часть вала сложена карбонатными породами, которые на восток сменяются карбонатно-сульфатными и песчаниково-глинистыми. Площадь развития сульфатных пород сильно закарстована и понижена относительно соседних участков. Она является зоной разгрузки подземных вод карбонатных отложений Уфимского вала и песчаниково-глинистых пород Уфимско-Соликамской впадины. Здесь вытекают восходящие и нисходящие источники, расположенные группами с дебитом до 540 л/сек (рис. 1).

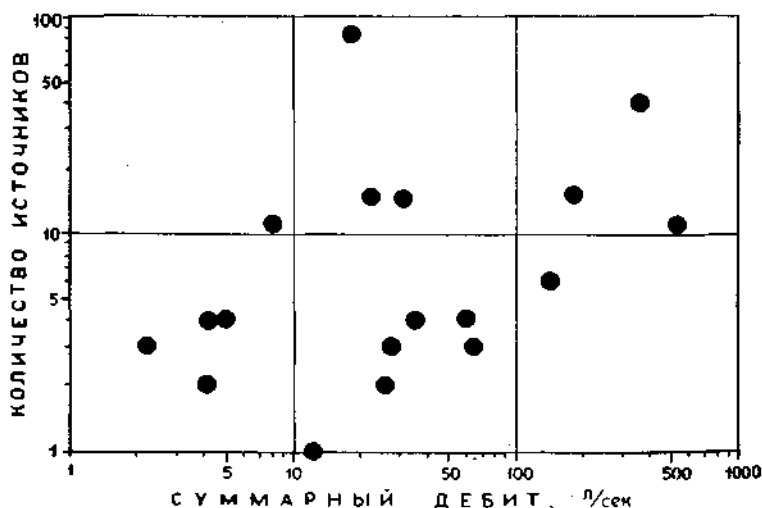


Рис. 1

Из 150 источников в летний период были отобраны пробы воды. С помощью гидрохимической лаборатории „Плава“ определены pH,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{+++}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ , общая жесткость, вычислены  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ , минерализация. Минерализация карстовых вод составляет 395—2630 мг/л, pH 6,7—8,6, общая жесткость 4,8—38,2 мг-экв. (рис. 2). Главные компоненты карстовых вод определяются составом карстующихся пород, в данном случае известняков, доломитов, гипсов и ангидридов. Основными катионами являются  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{Mg}^{++}$ , анионами  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ .

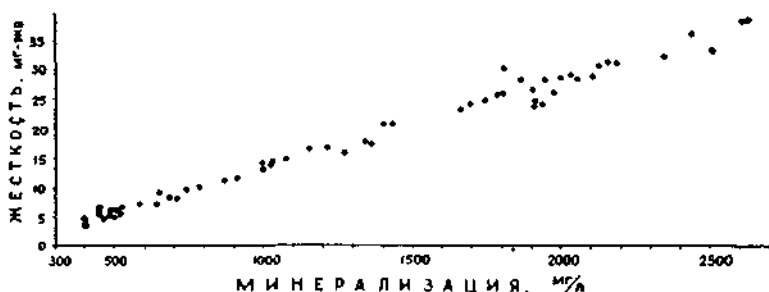


Рис. 2

При переходе вод из карбонатных отложений в сульфатные происходит увеличение минерализации и изменение соотношения преобладающих ионов или гидрохимических фаций (рис. 3). При минерализации менее 1 г/л преобладают  $\text{HCO}_3^-$ -Ca-Mg,  $\text{HCO}_3^-$ -Ca- $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3^-$ - $\text{SO}_4$ -Ca воды. Дальнейшее увеличение минерализации приводит к переходу к

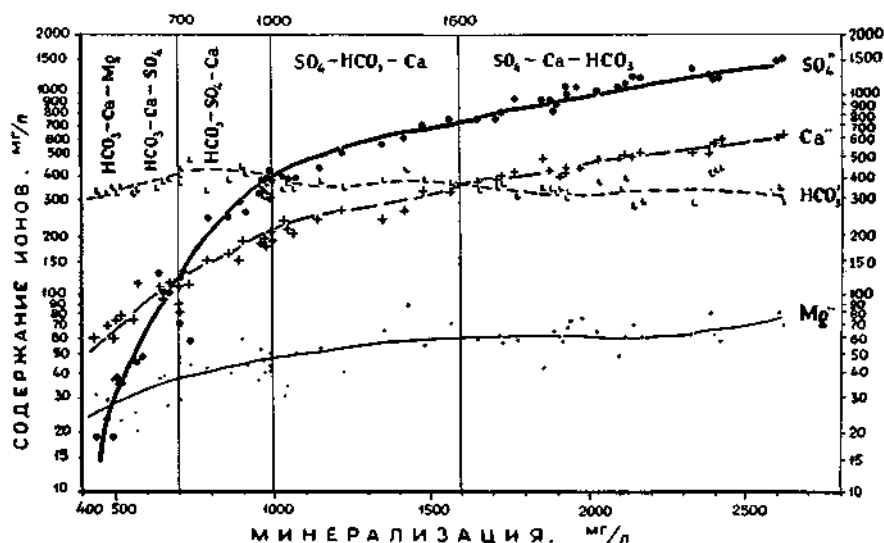


Рис. 3



$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$  водам. Подобная же смена гидрохимических фаций установлена и для западного крыла Уфимского вала (А. А. Шимановский, 1962). Изменение состава воды идет в основном за счет роста сульфат-иона и кальция. Роль сульфат-иона в формировании химического состава воды отражена на рис. 4. Каждый тип воды или гидрохимическая фация характеризуется определенными величинами минерализации и сульфат-иона.

Тип воды	Гидрофация	Минерализация, мг/л	Содержание $\text{SO}_4$ , мг/л
I	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	400—580	менее 27
II	$\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$	400—800	22—100
III	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$	600—1000	100—350
IV	$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$	900—1500	330—700
V	$\text{SO}_4\text{-Ca-(HCO}_3)$	1500—2700	700—1600

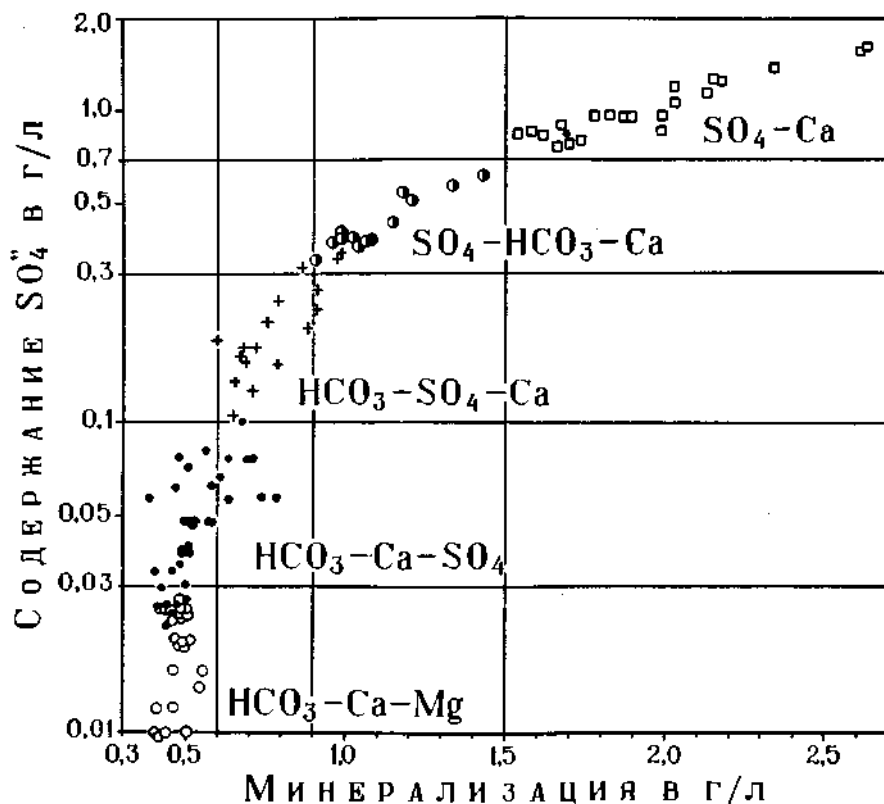


Рис. 4

I тип карстовых вод свойственен карбонатным породам (мергелям, доломитам, известнякам). II тип встречается в карбонатных частично загипсованных породах. Выщелачивание их приводит к увеличению в воде содержания как карбонатов, так и сульфатов кальция. III и IV типы характеризуются дальнейшим увеличением минерализации за счет выщелачивания сульфатов кальция. Часть карбонатов кальция, как менее растворимых, при повышении минерализации выпадает из источников в виде туфов. Содержание гидрокарбонатного иона уменьшается. V тип развит в сульфатных отложениях. Преобладают сульфатный и кальциевый ионы, образующие более растворимые соединения, чем карбонаты и бикарбонаты кальция.

Приведенные данные показывают, что формирование солевого состава карстовых вод в зоне активного водообмена происходит преимущественно за счет выщелачивания пород. Этот процесс сопровождается постепенным увеличением минерализации воды и появлением ионов более растворимых соединений. Он подчиняется закономерностям, выявленным для других типов природных вод (М. Г. Валяшко, 1955; Г. А. Максимович, 1955). Зональные физико-географические и местные автономные факторы накладывают на него специфические черты.

#### Литература

Альбов С. В., Дублянский В. Н., 1964. Химический состав атмосферных осадков и его влияние на развитие карста Ай-Петринского горного массива. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4), Пермь.

Валяшко М. Г., 1955. Основные химические типы вод и их формирование. ДАН СССР, т. 102, № 2.

Горбунова К. А., 1961. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. Химическая география, вып. 1, Пермь.

Горбунова К. А., 1962. Карстовые воды района селения Ключи. Гидрогеология и карстоведение, в. 1, Пермь.

Горбунова К. А., 1963. Опыт детальных гидрогеологических исследований карста на примере восточного крыла Уфимского вала. Методика изучения карста, в. 6, Пермь.

Карстовите подземни води в България. София, 1959.

Коиоплянцева А. А., 1960. Зональность и аazonальность грунтовых вод. Советская геология, № 12.

Максимович Г. А., 1955. Химическая география вод Суши. Географиз, М.

Максимович Г. А., 1963. Основы карстоведения, т. 1, Пермь.

Шимановский А. А., 1962. К вопросу формирования химического состава карстовых вод Уфимского плато. Химическая география и гидрогеохимия, в. 2 (3), Пермь.

## ÜBER EINIGE KLASTISCHE SEDIMENTE IM SLOWENISCHEN KARST

Rado Gospodarič

Postojna

Aus dem Slowenischen Karst in den Julischen Alpen, den Savinja-(Karniker-)Alpen, im Trnovski gozd, in der Hrušica, auf den Javorniki, dem Snežnik und dem Karst zwischen dem Vipava-Tal bzw. den Brkini-Hügeln und der adriatischen Nordküste sind klastische Sedimente schon bekannt, so z. B. rezenter und eiszeitlicher Schutt, Terra rossa bzw. Lateriterde und verschiedene Sande und Schotter. Viele neue Fundstellen dieser Sedimente haben Habič (1964), Radinja (1965) sowie Gospodarič und Pohar entdeckt (1964). Die Funde allochthonen Schotters im Karstrelief und in den Höhlen sind besonders wichtig. Von ihnen wollen wir hier die Bohnerze besonders untersuchen (Abb. 1).

Archäologische und geschichtliche Angaben (Rjazancev, 1962, 1963) bezeugen, daß aus diesem Material schon zur Eisenzeit und auch

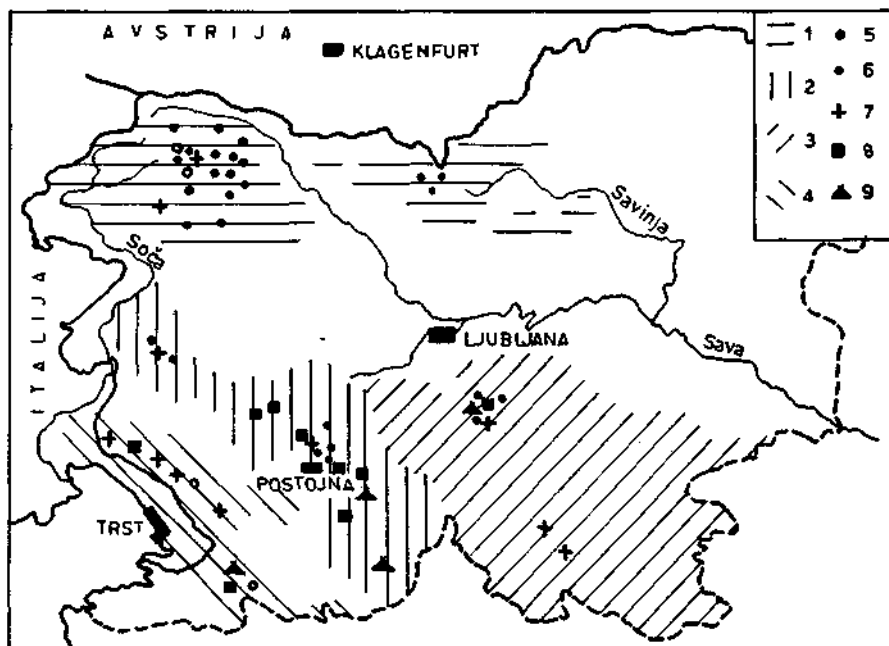


Abb. 1. Einige Fundstätten klastischer Sedimente am Slowenischen Karst. 1 — Karst der Julischen und der Karniker Alpen, 2 — Karst des Trnovski gozd, der Hrušica, der Javorniki und Karst von Postojna, 3 — Karst von Dolenjsko, Bela und Suha Krajina, 4 — Karst von Komen und Triest, 5 — Terra rossa, 6 — Ferillith, Pseudobohnerz, 7 — Augenstein, Quarzgerölle, 8 — Bauxit, 9 — Bohnerz.

nachher bis zum 19. Jahrhundert Eisen gewonnen wurde. Alte Schmelzöfen finden wir am Fuße der Julischen Alpen, im Trnovski gozd (Ternovanner Wald) und in Dolenjsko (Unterkrain). Das Bohnerz ist uns auch vom pliozänen Plateau des Dachsteins und aus den dortigen Eishöhlen bekannt (Bauer, 1954, 1955, 1959). Es handelt sich also um ein in den Karstgebieten der Ostalpen und auch im Übergangsbereich zum Dinarischen Karst ziemlich weit verbreitetes Sediment. Das Bohnerz des letzteren Gebietes ist wenig erforscht und daher ist darüber wenig publiziert worden. Dieses Referat will nun die Natur dieser Sedimente, ihren Ursprung und ihre Verbundenheit mit dem Karstrelief und den Höhlen näher beleuchten.

### Fundstätten

1. Julische Alpen und Savinja-(Kamniker-)Alpen. Geologische Struktur: zumeist Kalke der oberen Trias. Hochgebirgskarst. — Im julischen Gebiet finden wir Bohnerze an den Abhängen oberhalb des Bohinjsee, auf den Hochplateaus der Jelovica, der Mežakla, insbesondere der Pokljuka, sowie auf den Kämmen der Julischen Alpen, sogar unterhalb des Triglav-Gipfels in einer Höhe von 2600 m. Die geologischen Verhältnisse dieser Fundstätten sind von Gospodarič und Pohar (1964) ins einzelne gehend beschrieben worden.

In den Höhen über 1500 m befinden sich Bohnerze in den tektonischen Zonen, wo sie mittels Kalkes an die Felsunterlage gebunden sind. Man findet sie jedoch auch frei unter mit schütterem Gras bewachsenen Erdschollen. Sie erreichen die Größe einer Bohne, sind gut sortiert, abgeflacht und gerundet, ihre Oberfläche ist glatt poliert. Zwischen dem Moränenmaterial aus der Riss- und Würmeiszeit (Sifrer, 1952) auf den Hochplateaus der Pokljuka, Jelovica und Mežakla stoßen wir stellenweise auf sehr reiche Fundstätten, in denen das Material sehr verschiedene Formen aufweist. Neben Bohnerzen in Größe einer Erbse oder einer Nuß befinden sich Stückerze und halbwegs gerundete Stücke aus Pyrit bzw. Markasit metamorphosiertem Limonit.

Das Erz ist vereinzelt zwischen dem Moränenschutt verstreut oder im Konglomerat verkittet. Reichliche Erzmengen fanden wir auch in zwei Karstschächten bei Gorjuše und auf der Alm Viševnik. Diese beiden Schächte sind 10 m tief und zur Hälfte mit fluvioglazialen Material und Bohnerzen angefüllt. Das fluvioglaziale Material gelangte in sie während der letzten Eiszeit, als sich das Eis in drei Interstadien jedesmal um 300 m höher zurückzog (Melik, 1929/30). Nach allen Anzeichen zu urteilen waren einige der Schächte schon vor der letzten Eiszeit ausgebildet.

Der Schnee, der sich, aus höheren Lagen kommend, auf dem Gletscher anhäufte, verbrachte die Bohnerze in die Moränen. Oberhalb des Gletschers blieben nur Erze, die verborgen waren, z. B. in tektonischen Zonen, wofür es am Triglav ein Beispiel gibt, oder solche, die an die Felsunterlage gebunden waren. Doch ist in bezug auf die Herkunft des Bohnerzes seine Beförderung durch Schnee und Eis nicht so wichtig wie jener Transport, der es überhaupt in das Gebiet der Julischen Alpen gebracht hat, was wahrscheinlich im Miozän oder noch früher geschah,

da ja die Julischen Alpen im Pliozän schon von den benachbarten Karnischen Alpen, den Karawanken und den Savinja-(Karniker-)Alpen getrennt waren (Rakovec, 1936/37; Winkler, 1957).

Wir haben mehrere chemische Analysen der Bohnerze aus den Julischen Alpen ausgeführt und ihre Zusammensetzung in der Abb. 2 mit  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Dreiecken dargestellt. Aus ihnen ist ersichtlich, daß die analysierten Muster zum Ferrilith und nicht zum klassischen Bohnerz im Sinne Niggli's (1952) gehören. Das Bohnerz aus den Julischen Alpen hat also nicht die Zusammensetzung des klassischen Bohnerzes, welches aus Koagulationen in der Oxydationsumgebung im Binnenlande oder als Oolitherz an der Küste entsteht (Bochert, 1959, 264).

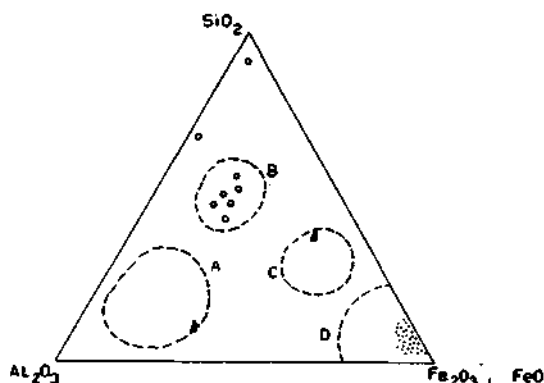


Abb. 2.  $\text{SiO}_2$  —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  Dreieck aus den Julischen Alpen. A — Bereich von Bauxit, B — Bereich von Terra rossa, C — Bereich von Bohnerz, D — Bereich von Ferrilith nach Niggli.

Unterschiede bestehen auch in der Textur und der Struktur der beiden Gruppen von Eisenerzen. Der Schotter aus den Julischen Alpen ist wahrscheinlich nur gerundetes und von anderwärts hierher transportiertes Eisenerz, möglicherweise sogenanntes Trümmererz. Seine durchschnittliche chemische Zusammensetzung ist in bezug auf die drei wichtigsten Oxyde folgende:

$\text{SiO}_2$ . . . . .	2,00 %
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	0,50 %
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	84,00 %

Die gerundeten Stücke dieses Erzes, die den richtigen Bohnerzen einigermaßen ähneln, nennt Grobelšek (1964) Pseudobohnerze.

Den fluvioglazialen Charakter der Pseudobohnerze bestätigen auch die Funde von Quarzschottern auf der Alm Dedno polje und am Komna-plateau. Das sind die sogenannten Augensteine, die wir schon vom Dachstein her kennen (Bauer, 1954). Sie sind aus Gebieten, die außerhalb der Julischen Alpen liegen, hierher geschwemmt worden.

2. Hochplateaus Trnovski gozd (Ternowaner Wald), Hrušica und Nanos, Karst von Postojna, Javorniki. Geologische Struktur: mesozoische

Kalke. Bewaldeter Hochkarst. — Bisher bekannte Fundorte sind das Tal von Čepovan und das Becken von Zadlog (H a b i č, 1964). Diesen Schottern sind noch Quarz- und Keratophyrschotter beigemischt, was ein unzweifelhafter Beweis für einen ehemaligen Wasserlauf am Plateau des Trnovski gozd ist.

Pseudoböhnerze finden sich auch auf der Hrušica und auf dem Nanos. Doch sind hier nicht zu stark gerundete und faustgroße Stücke von Oolithbauxit, der der Farbe nach dem Pseudoböhnerz sehr ähnlich ist, bedeutend häufiger (Abb. 3). Einige Analysen dieser vom Snežnik, der Hrušica, der Čičarija und aus Brezovica am Karst von Komen stammenden Bauxite hat Pleničar (1955) veröffentlicht. Transportierte Bauxitschotter sind auch die nußgroßen Schottersteine, die wir in der Terra rossa bei der Pivka jama in der Umgebung von Postojna, im angeschwemmten Material des Sees von Cerknica und im Bachbett der Cerkniščica gefunden haben. Diese stammen vom Karst des Nanos bzw. aus dem nördlich von Cerknica gelegenen Gebiet um Rakitna. Südlich von Rakitna sind rote Raiblschiefer, Kalke und Sandsteine vorhanden; wir sind hier auf einen Horizont ungebundener roter Oolithe gestoßen, die jedoch die Struktur und Zusammensetzung richtiger Böhnerze besitzen (Niggli 1952, 79). Aus den Triasschichten sind keine solche Pseudoböhnerze in den See von Cerknica gelangt.

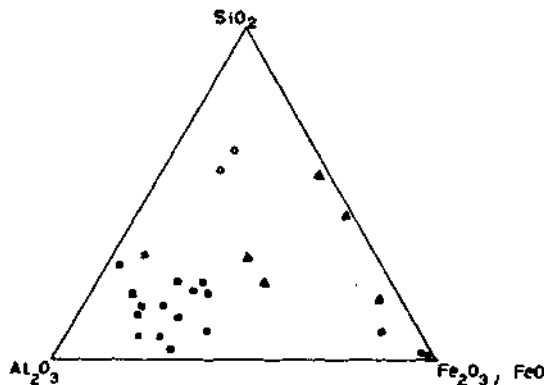


Abb. 3.  $\text{SiO}_2$  —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  Dreieck aus dem Trnovski gozd, der Hrušica, den Javorniki und dem Karst von Postojna.

Sehr interessant sind ferner Funde bis zu 1 cm großer Pseudoböhnerze im Karst von Postojna, die sich chemisch von den Pseudoböhnerzen aus den Julischen Alpen gar nicht unterscheiden. Eine sehr reiche derartige Fundstätte befindet sich auf der Westseite des Rak-Tales (Rakov Škocjan). Hier ist ein Fleck Konglomerates vorhanden, wo roter Lehm und Sinter kleine Stücke meistens schon umgeschmolzenen Kalkes und sortierte sowie polierte Pseudoböhnerze bindet. Der Index der Abplattung ist dem Diagramm der Abplattung des Flyschschotter aus dem Ostgang der Höhle von Predjama sehr ähnlich (C o r b e l 1956, 11). Diese Umstände sprechen für eine Ablagerung der Pseudoböhnerze in unterirdischen Räumen und nicht auf der Erdoberfläche.

Südlich von Studeno nordwestlich von Postojna findet man Pseudoböhnerze am Kontakt des Senonkalkes und des Eozänflysches. An einer Lokalität ist das Pseudoböhnerz zwischen größere Kalkschotter des basalen Flyschkonglomerates eingezwängt. Daraus schließen wir, daß die Pseudoböhnerze hier schon vor dem Eozän vorhanden waren. Damals befand sich am Ostrand des Pivka-Beckens ein Meeresufer, dem die Flüsse Schotter aus höher gelegenen Gebieten zuführten (Pavlovec, 1963). Am Ufer haben die Gerölle die abgeplattete Form erhalten. Bei der Transgression hat der Flysch nachher diesen Schotter bedeckt, doch trat er bei der Erosion des Flysches wieder zutage.

3. Dolenjski kras (Karst von Unterkrain). Geologische Struktur: zumeist Triasdolomit, Schiefer, Jura und Kreidekalk. Bedeckter Karst. — Echten Böhnerzen ist hier, im pliozänen Flußgebiet der Ljubljana (Melik 1952), der runde und kleinkörnige Schotter aus der Taborska jama, dem Schacht Tronteljevo brezno und aus der Höhle Martinca zuzurechnen (Abb. 4, 5). Heute fließen die Gewässer hier unterirdisch zur Krka, durch verkarstete Jura- und Kreidekalke, die mit undurchlässigen Raibler Schichten in Kontakt stehen. Die erwähnten Höhlen befinden sich nahe dieser Grenze und wurden durch einstige unterirdische Wasserläufe ausgeräumt. Die Gewässer haben in die Höhlen außer den Böhnerzen auch gerundetes Quarzgerölle der ehemaligen pliozänen Decke (diesen Schotter finden wir noch heute an der Oberfläche, besonders in der Umgebung von Ribnica und Kočevje) und Schotter der Sandsteine aus den Karbonschichten bei Turjak eingeschwemmt. In den Höhlen

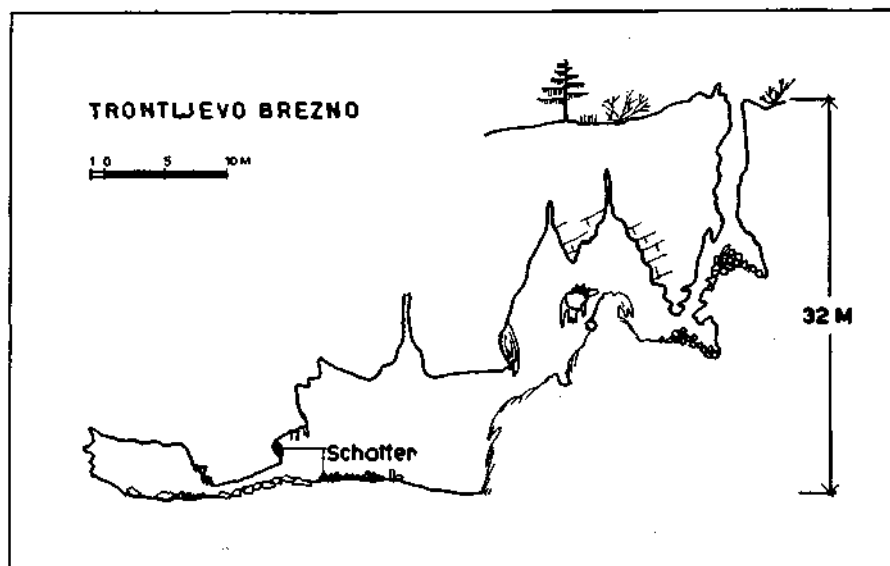


Abb. 4. Fundstätte klastischer Sedimente in der Höhle Tronteljevo brezno in der Umgebung von Grosuplje.

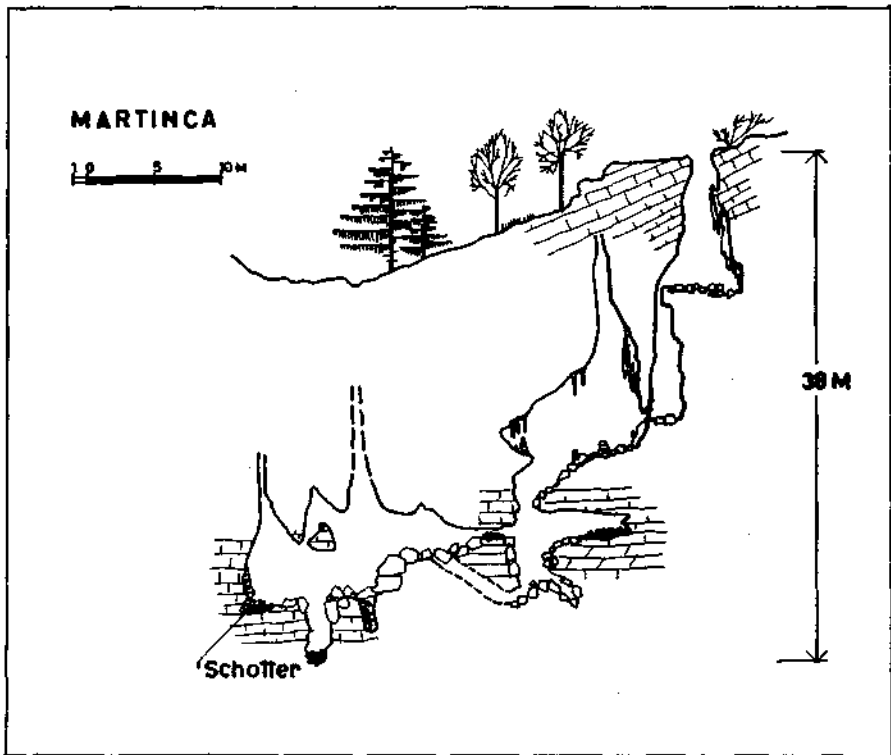


Abb. 5. Fundstätte klastischer Sedimente in der Höhle Martinca in der Umgebung von Turjak.

findet man auch zahlreiches gerundetes Gerölle des Oolithbauxites, während wir Pseudoböhnerze in diesem Gebiete nicht angetroffen haben. Die petrographische Zusammensetzung des Schotter und seine Verrundung werden ermöglichen, das hydrographische Hinterland der Taborska jama und der benachbarten Höhlen, die sich ungefähr 200 m oberhalb der heutigen aktiven Gewässer und Karstquellen im Polje von Račna und Grosuplje befinden, zu rekonstruieren.

### Schlußfolgerungen

Am slowenischen Karst sind im ganzen von den höchsten Gipfeln der Julischen Alpen bis zum Karst am Adriatischen Meere reichenden Gebiet unter den klastischen Sedimenten die sogenannten Böhnerze stark verbreitet. Wir finden sie auf den verkarsteten mesozoischen Kalken bis einschließlich der oberen Kreide, nirgends jedoch in den Tertiärschichten. Fundstätten sind auch die Karsthöhlen.

Chemische und sedimentologische Analysen haben gezeigt, daß wir bei den Böhnerzen mit drei Schotterarten zu tun haben: mit Pseudoböhnerz, echtem Böhnerz und Oolithbauxit.



Pseudobohnerze sind Schottersteine des Eisenerzes mit einem hohem Prozentsatz von Eisen (über 80 %), die das Wasser sei es am Meeresufer oder schon in den Flußläufen abgeflacht, gerundet und poliert hat.

Die echten Bohnerze sind chemisch an Eisen weniger reich (ungefähr 60 %) und sie entstehen auf der Karstoberfläche auch heute noch als autochthones Material. Obwohl der vertikale Transport von der Oberfläche in die Höhlen durch Spalten und Kamine in der Decke überwiegt, kann doch auch das Wasser die Bohnerze auf kurze Entfernungen in die Höhlen tragen oder auf der Oberfläche selbst transportieren (z. B. bei der Höhle Martinca und beim Schacht Tronteljevo brezno im Unterkrainer Karst).

Die Schotter des Oolithbauxites enthalten nur ca. 15 %  $Fe_2O_3$ , dafür aber desto mehr  $Al_2O_3$ , und zwar ca. 30 %. Dieses Aluminiumerz ist im Dinarischen Karst sehr häufig (Marić 1964), in den Julischen Alpen dagegen haben wir es nirgends in erwähnenswerten Mengen gefunden. Der Bauxitschotter ist durchschnittlich viel größer und weniger gerundet als das echte Bohnerz bzw. das Pseudobohnerz. Dies spricht für einen verhältnismäßig kurzen Transport von den primären Lagerstätten, die über den ganzen Dinarischen Karst und auch in seinem slowenischen Teil verstreut sind (Pleničar, 1955). Für die speläologische Analyse eignen sich diese Gerölle nur, wenn sie in den Fundstätten zusammen mit Pseudobohnerzen oder Schottern anderer Gesteine auftreten. Dies gilt auch für die echten Bohnerze.

Die Pseudobohnerze sind für das Studium der fluvialen Umgestaltung des Karstreliefs (als Beispiele seien der Karst von Postojna und der Karst der Julischen Alpen genannt) am brauchbarsten; sie beweisen auch einstige horizontale Wasserläufe (Beispiele: die Postojnska jama, das Rak-Tal) und heute trockene oder schon erodierte Höhlen, in günstigen Fällen auch die obere Altersgrenze der Höhlen (Beispiele: die Schächte bei Gorjuše und Viševnik). Im Verein mit den restlichen Schottern, vor allem jenen der Silikatgesteine, vermitteln die Pseudobohnerze noch mancherlei Kenntnisse über den Umfang der Flußgebiete in jüngeren Tertiär und in der Eiszeit.

Sehr problematisch ist die Herkunft des Materials, aus dem die Pseudobohnerze bestehen. Die oben angeführten Angaben erlauben den Schluß, daß das Ausgangsgestein in den meisten Fällen sedimentierte Eisenerze, sogenannte »Trümmererze« bilden. Diese Erze kennen wir aus dem Gebiet der Bayerischen Alpen und Voralpen, wo sie zwischen dem oberen Paleozän und dem unteren Eozän entstanden sind. Trotz der ähnlichen Entwicklung dieser Schichten in Slowenien (Pavlovec, 1963) haben wir ein derartiges sedimentiertes Erz bei uns noch nicht gefunden. Daher kann der Transport der Pseudobohnerze in die Julischen Alpen und dann in den übrigen Karst im Miozän und schon vorher aus jenen Gebieten der Alpen angenommen werden, in denen die Möglichkeit für die Erosion und den Transport dieses Eisenerzes bei entsprechender paläographischer Struktur vorhanden war. Natürlich muß man dabei eine mehrfache Übertragung des Schotters bei der Entwicklung des Reliefs und das normale Wassernetz der jüngeren Tertiärzeit und des Diluviums in Betracht ziehen. Bedeutungsvoll ist der Umstand, daß sich die Pseudobohnerze nur im Karstrelief, also in einem Gebiet, das einst

ein normales Flußnetz aufwies, heute aber nur unterirdisch entwässert wird, erhalten haben. Durch den Verkarstungsprozeß hat sich dieser aller Wahrscheinlichkeit nach jungtertiäre Schotter bis auf den heutigen Tag erhalten können, während er aus dem normalen Relief schon längst verschwunden ist.

Die weitere Erforschung dieser »fossilen« Schotter setzt sich die Suche nach dem Ausgangsgestein, die Entdeckung neuer Fundstätten der Pseudoböhnerze und ihre genaue Analyse zum Ziel.

(Die Analysen der Proben wurden im Eisenwerk Jesenice durchgeführt, wofür auch an dieser Stelle wärmstens gedankt sei.)

### Literatur

Bauer F., 1954. Zur Bedeutung der Augensteine, Böhnerze und pseudomorphosierten Pyrite in den Kalkalpen. *Anz. Ost. Akad. Wiss.*, 10, Wien.

Bauer F., 1955. Pseudomorphosen nach Pyrit aus der Dachstein-Mammuthöhle bei Obertraun, Sonderdruck Jb. d. Oberösterreich. Musealver., 100, 351—358, Linz.

Bauer F., 1959. »Böhnerz«-Funde aus der Westlichen Almbergeishöhle bei Obertraun (Oberösterreich). *Die Höhle*, 10, 57—58, Wien.

Bochert H., 1959/60. Genesis of Marine Sedimentary Iron Ores. *Transaction of the Inst. of Mining and Met.*, 69, 261—279, London.

Corbel J., 1956. Le karst proprement dit. *Revue de Géographie de Lyon*, 31, 303—317, Lyon.

Gospodarič R. - J. Pohar, 1964. Geološka svojstva nahajališč železovih rud. *Maschinenschrift. Archiv des Technischen Museums des Eisenwerkes Jesenice*.

Gospodarič R., 1965. Geologija ozemlja med Postojna, Planino in Cerknico. *Maschinenschrift. Archiv des Instituts für Karstforschung, Postojna*.

Grobelšek E., 1964. Geneza železovih rud Triglavskega pogorja. *Maschinenschrift. Archiv des Technischen Museums des Eisenwerkes Jesenice*.

Habič P., 1964. Kraški svet med Idrijo in Vipavo. *Archiv der Philosoph. Fakultät der Universität Ljubljana*.

Marič L., 1964. Terra rossa u karstu Jugoslavije. *Acta geologica IV*, knjiga 34, 19—55, Zagreb.

Melik A., 1929/30. Bohinjski ledenik. *Geogr. vestnik*, 5/6, 1—39, Ljubljana.

Melik A., 1951. Pliocenska Pivka. *Geogr. vestnik*, 23, 17—38, Ljubljana.

Niggli P., 1952. Gesteine und Minerallagerstätten. *Birkhäuser*, 2, 1—557, Basel.

Pavlovec R., 1963. Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v jugozahodni Sloveniji. *Razprave odd. za prir. vede*, 7, 419—558, Ljubljana.

Pleničar M., 1955. Oolitni boksiti v kredi na Primorskem. *Geologija*, 3, 190—203, Ljubljana.

Radinja D., 1965. Nova morfogenetska dognanja na krasu. *Archiv der Philosoph. Fakultät der Universität Ljubljana*.

Rakovec I., 1936/37. Morfogeneza in mladoterciarna tektonika vzhodnega dela Julijskih Alp. *Geogr. vestnik*, 12/13, 61—101, Ljubljana.

Rjazancev A., 1962. Bobovci Julijskih Alp. *Železar, Tehnična priloga*, 2/4, 1—24, Kranj.

Rjazancev A., 1963. Po poti železarskega Bohinja. *Železar, Tehnična priloga*, 2/5, 43—99, Kranj.

Šifrer M., 1952. Obseg zadnje poledenitve na Pokljuki. *Geogr. vestnik*, 24, 95—113, Ljubljana.

Winkler A., 1957. *Geologisches Kräftespiel und Landformung*, Springer, Wien.

Diskussion: K. Bleich, W. Krieg.

## ZUR KENNTNIS DER HÖHLENMETEOROLOGIE

Walter Gressel

Klagenfurt

Das Wetter mit seinen vielseitigen meteorologischen Erscheinungen beeinflusst weitgehend das gesamte Naturgeschehen und bestimmt daher auch in nicht unbedeutendem Ausmaß die Vorgänge in unterirdischen Hohlräumen. Jeder Raum, auch der Hohlraum unter Tag, ist ein Teilstück der gesamten Atmosphäre und steht mit dieser, je nach seiner Lage und Bauart, in mehr oder weniger ausgeprägter Verbindung. In erster Linie sind es die dynamischen Höhlensysteme, die durch ihre mehrseitigen Öffnungen zur Außenwelt ein Zirkulationssystem entwickeln, welches eine intensivere Abhängigkeit von den atmosphärischen Vorgängen zeigt, während die statischen Höhlen, die ja praktisch auch nur quasi-statisch sind, nur durch langsam vor sich gehende Austausch- und Umschichtungsbewegungen der Luft mit der Atmosphäre ober Tag einen Zusammenhang aufweisen.

Verfolgen wir nun das Wettergeschehen in der Atmosphäre ober Tag mit seinen groß- und kleinräumigen Luftdruckschwankungen und den Ausgleichsströmungen zwischen den Gebieten höheren und niedrigeren Luftdruckes, so finden wir hiezu auch in der Höhlenzirkulation eine entsprechende Reaktion. Sind nämlich die Luftdruckunterschiede von der einen zur anderen Seite des Gebirges, in dem sich ein Höhlensystem befindet, ausgeprägt und demnach auch eine stärkere Luftbewegung in der Atmosphäre ober Tag vorhanden, so zeigt auch die Höhlenzirkulation eine mehr oder minder starke Beeinflussung in der Richtung des Druckgefälles, also vom Gebiet des höheren zum niedrigeren Luftdruck.

Mit anderen Worten, die Höhlenzirkulation spricht auf die Luftdruckschwankungen und auf die damit verbundenen Luftströmungen in der Atmosphäre ober Tag je nach Intensität des Wettergeschehens an und neigt zu einer Strömungskomponente, die vom höheren zum niedrigeren Luftdruckniveau gerichtet ist. Sind nun im Wettergeschehen die Luftdruckgegensätze bzw. die Strömungsverhältnisse sehr kräftig, so kommt es bei gleichsinniger Zirkulationsrichtung ober und unter Tag auch im Berginneren zu einer heftigen Höhlenwindentwicklung. Eine kräftige entgegengesetzte Strömungsrichtung ober und unter Tag jedoch kann auch zu einer Zirkulationsumkehr im Höhlensystem führen. Ist das Wettergeschehen hingegen schwach, so verstärkt sich bei gleichsinnigem Außenwind der bestehende Höhlenwind ein wenig, wogegen er sich bei entgegengesetzter Außenwindrichtung durch die Überlagerung dieser entgegengesetzten Strömungskomponente abschwächt.

Das gleiche gilt auch für den Durchzug von Störungsfronten, an deren Vorderseite im allgemeinen Druckfall, an der Rückseite dagegen meist ansteigender Luftdruck anzutreffen ist. Die Höhlenzirkulation reagiert

hiebei in gleichsinniger Weise, indem sie eine zur Front gerichtete Strömungskomponente entwickelt, präfrontal der Front entgegen, und nach der Front ihr und damit dem Druckgefälle nachfolgend. D. h., wir können in einem west-ost-gerichteten Höhlensystem bei einem west-ost-verlaufenden Frontdurchgang vor der Front eine nach Westen und nach der Front eine nach Osten gerichtete Strömungskomponente beobachten, wobei allerdings die Zirkulation selbst, wie schon gesagt, nicht immer gleich eine Richtungsänderung erfahren muß, es kann sich vielmehr auch nur eine Verstärkung oder Abschwächung der Strömung infolge der Überlagerung der Strömungsrichtungskomponente im Höhlensystem ergeben. Da es aber in der Natur immer zahlreiche Strömungsvarianten gibt, sowohl durch den Bau und durch die Richtung des Höhlensystems bedingt, als auch nach der Art und Richtung der Frontdurchgänge, so wollen wir das hier angeführte Beispiel nur als zum leichteren Verständnis idealisiert betrachten. In der Praxis werden diese sehr komplexen Gegebenheiten zu mannigfaltigen Kombinationen in ihrer Erscheinungsform führen.

Wesentlich schwächer und anderer Art hingegen sind die Vorgänge in quasi-statischen Höhlen. Diese stehen nicht durch ein großräumig entwickeltes Zirkulationssystem mit der Atmosphäre oder Tag in Zusammenhang, sondern werden durch Austausch- und Umschichtungsbewegungen der Luft bewirkt, die zwar auch von den jeweiligen Luftdruckschwankungen abhängen, aber in einem kaum, meist nur durch Beräucherung wahrnehmbaren Ausmaß. Diese Vorgänge entstehen dadurch, daß bei fallendem Luftdruck ein schwacher Luftstrom höhlenauswärts zieht, während bei steigendem Luftdruck Luftmengen in kleinstem Ausmaß wieder in die Höhle einsickern. Man könnte diese Erscheinung als ein langfristiges, atemartiges Pulsieren der Hohlräume im Rhythmus der Luftdruckschwankungen bezeichnen, gleich einem Ein- und Ausatmen der Erde je nach Wetterablauf. Bei Abwasserkanälen können solche Vorgänge meist deutlich geruchsempfindsam wahrgenommen werden.

Temperaturbedingte Zirkulationserscheinungen bei dynamischen Höhlensystemen bzw. Austauschvorgänge bei quasi-statischen Höhlen sind nur im Falle einer ruhigen Atmosphäre, die keine wesentlichen Luftdruckunterschiede und Strömungsgeschwindigkeiten aufweist, gegeben und gehören zu den Seltenheiten, abgesehen von den jeweiligen, langfristigen, sich immer wiederholenden, jahreszeitlich bedingten Eigenheiten verschiedener Höhlen, so wie in der freien Atmosphäre durch die Jahreszeiten temperaturbedingte Einflüsse aufscheinen, die aber im dynamischen Wetterablauf keine wesentlichen Veränderungen zu verursachen vermögen. Bei weitgehend ruhiger Atmosphäre kann also die Zirkulation in dynamischen Höhlensystemen auch auf Temperatureinflüsse, den Unterschieden zwischen ober und unter Tag gemäß, eine Reaktion zeigen, so daß z. B. bei dynamisch ruhiger Atmosphäre und kräftiger Erwärmung ober Tag die Höhlenzirkulation auch zunehmen und nahe an Werte dynamischer Natur heranreichen kann. In den quasistatischen Höhlen erfolgt, wenn bei starker Tageserwärmung vor dem Höhleneingang eine allgemeine Hebung der Luftmassen einsetzt, ebenfalls eine Austausch- und Umschichtungszirkulation im Höhleninneren. Dabei zieht

ein schwacher Luftstrom höhlenauswärts, wogegen bei allgemeiner Abkühlung der Atmosphäre geringe Luftströmungen, dem Gesetz der Schwerkraft folgend, in das Höhleninnere einsickern.

Eine Sonderstellung bei der Beeinflußbarkeit der Zirkulations- und Austauschvorgänge nehmen die Sogwirkungen auf Höhlen durch vorbeiziehende Windströmungen ober Tag ein, vielfach sind es Windsysteme, die sich aus der Lokalorographie ergeben und sowohl dynamischen als auch thermischen Ursprunges sein können. Solche lokale Windeffekte treten entweder an Engstellen von Gebirgen auf, an denen die Luft düsenartig durchzieht, oder es entstehen Fallwinde, die vielfach auf den Gegensatz zwischen sonnseitiger Überhitzung und schattseitiger kühler Temperatur zurückzuführen sind. Erstere wieder können entweder dynamischen Ursprunges sein und praktisch in den Ausgleichseffekt der Luftdruckunterschiede übergehen oder auch wie letztere durch einen Gegensatz zwischen sonnseitigem Überhitzen und Nachströmen kühlerer Luftmassen aus dem Gebirge durch eine Engstelle hervorgerufen werden. In jedem Falle wird auf die in diesem Bereiche liegenden dynamischen oder quasi-statischen Höhlen eine Sogwirkung ausgeübt, die entweder eine schon vorhandene Höhlenzirkulation oder Austauschbewegung beeinflusst oder eine talwärtige Luftbewegung überhaupt erst anregt.

Eine Unzahl von Möglichkeiten unter den besprochenen Vorgängen lassen sich jeder Zeit und bei jeder Wetterentwicklung individuell für sich selbst beobachten und geben ein Zeugnis über die engen Zusammenhänge im großräumigen Ablauf des Naturgeschehens ober und unter Tag.

Diskussion: M. Gadóros, Z. Petkovšek, F. Czer, D. Gavrilović.



## ÜBER DIE HÖHLENENTWICKLUNG IN KALKSTEINMASSIVEN MIT DURCH FALTUNG DISLOZIERTEN SCHICHTEN

N. A. Gvozdeckij

Moskva

Der Autor bespricht an Hand der beigeschlossenen Skizze einige Stadien der Höhlengeneese in Kalksteinmassiven, deren Schichtung durch Faltung gestört wurde. Die Pfeile rechts bezeichnen die Richtung der tektonischen Bewegungen. Diese sollen hier nicht als Faktor betrachtet werden, der störend in die Entwicklung des Karstes eingreift, sondern als eine naturgegebene, gesetzmäßige Basis dieser Entwicklung.

Die unter Leitung von Professor Ovtshinnikov in den Bergen des Kaukasus an der Schwarzen-Meer-Küste durchgeführten Forschungen haben gezeigt, daß die Zirkulation des Wassers im Inneren des Gebirgsmassives hauptsächlich laminären Charakter hat. Wo aber das Wasser (in den Bergtälern) als Quelle zutage tritt, geht seine laminäre Bewegung in eine turbulente über. Hier betätigen sich Korrosion und Erosion gemeinschaftlich. In unserer Skizze ist rechts der Mechanismus bzw. die Wirkung der gleichzeitigen Korrosion und Erosion dargestellt: wir sehen hier in vergrößerten Querschnitten (A, B, C), gleichsam wie durch ein Mikroskop, eine Reihe von Zerstörungsstadien der Kalksteinoberfläche. Die Korrosion greift zuerst das die Gesteinskörner zusammenhaltende Bindemittel an, die mechanische Tätigkeit des Wassers wäscht es aus und entfernt schließlich auch die herauspräparierten Körner.

Durch diese Zusammenarbeit von Korrosion und Erosion wird der vom Wasser durchflossene Gang regressiv ausgewaschen. Auf diese Weise bildet sich eine horizontale Höhle; sie war zu Beginn dieses Prozesses zeitweise mit Wasser gefüllt.

Die Täler der Erdoberfläche schneiden sich schneller ein als sich das unterirdische hydrographische System entwickeln kann, so daß dieses hinter jenen einigermäßen zurückbleibt. Dies hat zur Folge, daß die Höhlenzuflüsse zuerst sozusagen hängenbleiben und schließlich versiegen, worauf tiefer unten neue Wasserhorizonte entstehen. Dieser Fall tritt bei Gebirgsmassiven mit früher stattgehabten tektonischen Hebungen und durch Faltung dislozierten Kalksteinschichten ein; diese Schichten können tief unter die Talsohlen reichen. Die Stufenfolge der Höhlen ist hier keineswegs an die Schichtung des Gesteins gebunden.

Dieser Vorgang ist für etliche Karstgebiete an den Südhängen des Kaukasus typisch und wird auch in anderen Gebirgen der Sowjetunion beobachtet, darf aber nicht als eine allgemein gültige Erscheinung gewertet werden.

Die Wasserfälle, wie solche auch in unserer Skizze des zweiten und dritten Stadiums dargestellt sind, erreichen in den Bergen des Kaukasus Höhen von hundert Metern und mehr. Das Zurückbleiben der Entwick-

lung des unterirdischen hydrographischen Systems hinter jener des Flußnetzes der Erdoberfläche erschwert in vielen Fällen eine vergleichende Betrachtung der Höhlen und der Flußterrassen der Täler.

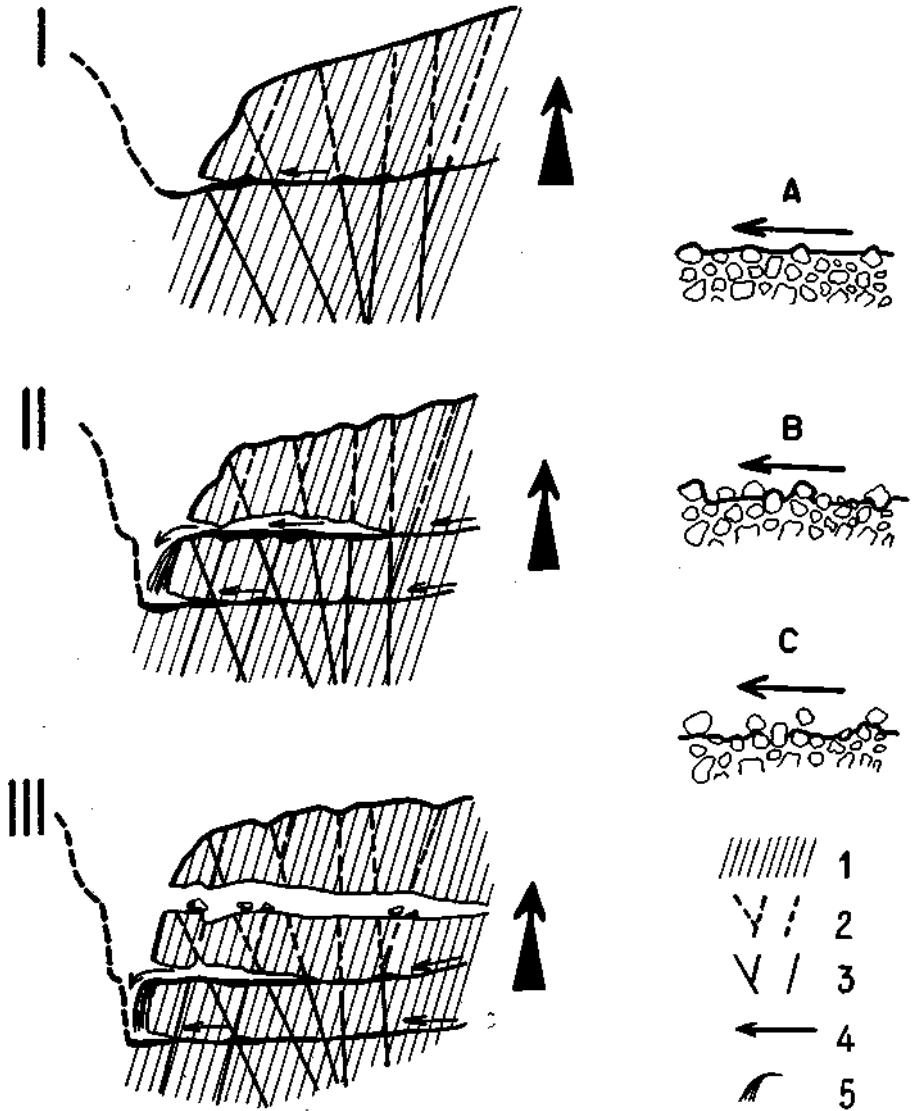


Abb. 1. 1 Schichtung, 2 Sickerspalten, periodische Wasserzufuhr, 3 ständig wasserführende Spalten, 4 Abfluß zu Tälern der Erdoberfläche, 5 Wasserfall



## ÉTUDE DU pH DES EAUX KARSTIQUES DE LA REGION DE HAN-sur-LESSE (BELGIQUE)

Marcel Hotterbeex

Liège

### I. Introduction

Il convient de délimiter le but exact de ce travail. La recherche des caractéristiques d'une eau de rivière est soumise en premier lieu à l'établissement d'un «back-ground». Partant des remarques sur la vitesse et la sureté des mesures de pH, nous avons opté pour cette méthode afin de caractériser autant que possible les moments de variations des qualités chimiques des eaux qui nous intéressaient.

Les rivières étudiées sont la Lesse et le Ry d'Ave. Ces deux rivières prennent leur source dans le massif éodévonnien de Recogne et après un parcours de quelques kilomètres, elles entrent en contact avec les terrains calcaires frasniens et givetiens. Toutes deux possèdent un circuit souterrain. Celui de la Lesse est largement accessible et mieux connu sous le nom de la «Grotte de Han». Celui du Ry d'Ave n'était pas accessible au moment des mesures.

Cette similitude entre les deux rivières nous a amené à l'étude simultanée des deux phénomènes afin de mieux dégager ce qui leur appartient en propre et ce qui, sous réserve, peut servir de base à une extrapolation. De très nombreuses personnes sont à remercier pour leur aide efficace dans l'élaboration de ce travail. Nous citerons M. Mélon, M. Moermans et les membres du Conseil d'administration de la grotte de Han sur Lesse, Paul Cornet, les membres de l'Equipe Spéléo Tilffoise, les membres du Groupe Spéléologique Verviétois et tous les spéléologues qui bénévolement ont apporté un concours précieux.

### II. Présentation des tableaux des mesures

Les mesures de pH furent effectuées sur un appareil photovolt et contrôlées au moyen de trois solutions tampons d'origine différentes. La remarquable concordance des étalonnages et la stabilité de l'appareil permettent d'accorder un crédit tout particulier aux mesures faites.

Les mesures indiquées dans les tableaux sont la moyenne d'une série de dix mesures effectuées sur la base d'un prélèvement d'un litre et moins de trois heures après la prise d'eau. Les conditions de température sont autant que possible respectées.

Certaines mesures sont affectées d'un point d'interrogation. Ceci traduit la perplexité de l'auteur devant certaines séries aberrantes dont la variation (pour un même échantillon) atteint une unité de pH.

D'autre part, les mesures reproduites dans les tableaux sont extraites de l'ensemble du travail effectué et sont considérées par l'auteur comme étant les plus caractéristiques.

Les tableaux 1 à 6 reproduisent diverses mesures de pH. Ils sont accompagnés des tableaux 1a à 6a qui pour les mêmes lieux et approximativement les mêmes dates donnent les températures des eaux au moment du prélèvement.

Le tableau 7 donne quelques remarques d'ordre climatique sur certaines dates de prélèvement d'échantillon.

**Tableau N° 1: Mesures du pH des eaux de la Lesse (Réseau général)**

Lieux des mesures	Dates									
	1/9/62	2/9/62	8/9/62	2/10/62	10/4/63	12/4/63	13/4/63	14/4/63	1/8/63	
Bois de Mohimont				7.20			6.9			
Bois de Chanly				7.25			6.8			
Chanly				7.20			6.8			
Resteigne				7.60			7.25			
Belvaux	7.35		7.15	7.25	7.30		7.10	7.2	7.20	
Gouffre de Belvaux	7.35		7.2			7.25	7.1?		7.20	
Salle d'Armes		7.2	7.2			7.25	7.1?		7.20	
Sortie	7.10	7.2	7.15	7.15	7.25	7.25	7.1	7.05	7.1?	

**Tableau N° 1a: Température des eaux de la Lesse (Réseau général)**

Lieux des mesures	Dates									
	1/9/62	2/9/62	8/9/62	2/10/62	10/4/63	12/4/63	13/4/63	14/4/63	1/8/63	
Bois de Mohimont				5.5			7.7			
Bois de Chanly				5						
Chanly				4.5			7.7			
Resteigne				5			8			
Belvaux	14.5		12	5	7.5		8	8		
Gouffre de Belvaux	14		12							
Salle d'Armes		13.5	12.5			8	7		17	
Sortie	14		12	6.5	8.5	9	8	9	17	
Gouffre de la Poule			12.5							

**Tableau N° 1:** Les mesures du pH des eaux de la Lesse sont données d'amont en aval. Le bois de Mohimont est assez proche de la source. Le contact avec les terrains calcaires se fait à Resteigne. Le parcours souterrain débute au gouffre de Belvaux pour finir à la Sortie mais la Lesse est de nouveau visible à la salle d'Armes.

**Tableau N° 2: Mesures du pH des eaux du Ry d'Ave**

Lieux des mesures	Dates				
	1/9/62	8/9/62	2/10/62	13/4/63	14/4/63
Route de Daverdisse			7.20	6.9	
Fosse-Marchand			7.30		
Lompres			7.6	7.55	
Fonds des Veaux	7.2	7.35	7.4	7.80	7.65
Sourd d'Ave	7.2	7.35	7.30	7.20	7.20
Anticlinal	7.6	7.55	7.5?	7.95	

**Tableau 2a: Température des eaux du Ry d'Ave**

Lieux des mesures	Dates				
	1/9/62	8/9/62	2/10/62	13/4/63	14/4/63
Route de Daverdisse			4.5	8	
Fosse-Marchand			4.5		
Lomppez			5	7.7	
Fonds des Veaux	15	12	5.5	7.7	7
Sourd d'Ave	13.5	12	8.5	8.5	6
Anticlinal	13.5	12.5	5	6	

**Tableau N° 2:** Le procédé est ici le même. Les mesures sont données d'amont en aval et le parcours souterrain commence au Fonds des Veaux pour se terminer au Sourd d'Ave.

**Tableau N° 3: Mesures du pH des eaux dans le réseau souterrain de la grotte de Han sur Lesse (Eaux courantes)**

Lieux des mesures	Dates					
	2/9/62	8/9/62	2/10/62	12/4/63	13/4/63	1/8/63
Corail	7.1		7.2?			
Egout	7.6					
Ruisseau du Corail	7.4		7.7			
Siphon Jeanine	7.35					
Grand Couloir						
Sinanthropes	7.3		7.2			
Salle Cornet	7.45	7.2	7.20			
Draperies	7.3	7.2		7.35	7.3	7.4

**Tableau N° 3a: Température des eaux dans le réseau souterrain de la grotte de Han sur Lesse (Eaux courantes)**

Lieux des mesures	Dates					
	2/9/62	8/9/62	2/10/62	12/4/63	13/4/63	1/8/63
Corail	13.5		10.5			
Egout	8.5					
Ruisseau du Corail	12		8.5			
Siphon Jeanine	9.5					
Sinanthropes	11		8.5			
Salle Cornet	12	11	8.5			
Draperies		12.5		8.5	7	11

**Tableau N° 3:** Dans le réseau de la grotte de Han sur Lesse nous avons choisi quelques points de mesures sur la Lesse souterraine et sur un réseau affluent (Réseau Jazinski) dont l'origine n'est pas encore connue.

**Tableau N° 4: Mesures du pH des eaux du réseau souterrain de la grotte de Han sur Lesse (Eaux stagnantes ou assimilées)**

Lieux des mesures	Dates									
	8/9/62	9/9/62	2/10/62	3/10/62	4/10/62	10/4/63	12/4/63	13/4/63	1/8/63	
<b>Grandes Fontaines:</b>										
Siphon		7.1		7.1		7.15	7.10			
Bac en Zinc		7.8		8.0						
Cristallisoir		7.65								
Bac en Fer				7.85						
Fabrique de perles							7.55			
<b>Petites Fontaines:</b>										
Gour à droite		7.7			7.75					
Macaroni		7.3								
Vasque gauche		7.0			7.25					
Gour		7.4								
Gour		7.65								
Cocyte	7.0									
Mamelons (Laisse)							7.4	7.4		
Gour de la forêt				7.85						7.85
Gour des Tricodontes			7.4							

**Tableau N° 4a: Température des eaux du réseau souterrain de la grotte de Han sur Lesse (Eaux stagnantes ou assimilées)**

Lieux des mesures	Dates									
	8/9/62	9/9/62	2/10/62	3/10/62	4/10/62	10/4/63	12/4/63	13/4/63	1/8/63	
<b>Grandes Fontaines:</b>										
Siphon		9.5		10		9	9			
Cristallisoir				11.5						
Bac en Zinc		9.5		11.5						
Bac en Fer				11.5						
Fabrique de perles							8.5			
<b>Petites Fontaines:</b>										
Gour à droite		10								
Macaroni		11								
Vasque gauche		9.5								
Gour		9								
Gour		9								
Gour des Tricodontes			8.5							
Gour de la forêt				9						10.5
Mamelons (Laisse)						8		7		
Cocyte	10.5									

**Tableau N° 4:** Nous avons rassemblé dans ce tableau les mesures de pH faites dans les laisses d'eau, dans les gours, dans de petits réservoirs artificiels et dans une alimentation de suintement.

**Tableau N° 5: Mesures du pH des eaux de divers ruisseaux**

Lieux des mesures	Dates			
	1/9/62	8/9/62	2/10/62	13/4/63
Ry des Boyes	7.7	7.45		
Ruisseau de Gembes			7.35?	6.9
Fonds Saint-Martin				7.6

**Tableau N° 5a: Température des eaux de divers ruisseaux**

Lieux des mesures	Dates			
	1/9/62	8/9/62	2/10/62	13/4/63
Ry des Boyes	18	12		
Ruisseau de Gembes			5	8
Fonds Saint-Martin				10

**Tableau N° 5:** Trois petites venues d'eau accessoires ont fait l'objet de quelques mesures qui sont reproduites ici.

**Tableau N° 7: Remarques climatériques**

1/9/62	Temps sec depuis au moins trois jours
2/9/62	idem
8/9/62	Temps pluvieux et orageux depuis au moins trois jours
9/9/62	idem
2/10/62	Temps sec. Pas de précipitation
3/10/62	idem
4/10/62	idem
10/4/63	Temps humide
12/4/63	idem
13/4/63	idem
14/4/63	idem

Tableau No 6: Mesures du pH et Températures des eaux de la Lesse souterraine, du Ruisseau Jazinski et du Ruisseau du Corail.

Lieux des mesures	Dates et heures													
	2/10/62			3/10/62			3/10/62			4/10/62				
	15 H	18 H	21 H	24 H	3 H	6 H	9 H	12 H	15 H	18 H	21 H	24 H	3 H	6 H
Lesse: Salle d'Armes	7.15	7.15	7.25	7.25	7.25	7.25	7.25	7.20	7.15	7.15	7.30	7.20	7.15(?)	7.20
Réseau Jazinski	7.2	7.2	7.35	7.40	7.35	7.35	7.35	7.30	7.30	7.30	7.35	7.35	7.35	7.40
Ruisseau du Corail	7.25	7.2	7.15	7.20(?)	7.25	7.30	7.30	7.25	7.35	7.35	7.40	7.40		

Lieux des mesures	Dates et heures													
	2/10/62			3/10/62			3/10/62			4/10/62				
	15 H	18 H	21 H	24 H	3 H	6 H	9 H	12 H	15 H	18 H	21 H	24 H	3 H	6 H
Lesse: Salle d'Armes	5	5	5	5.5	5	5	5	5	6	6	6	6.5	6	6
Réseau Jazinski	8.5	8.5	8.5	8.5	8.5	8.5	8.5	8.5	9	9	9	9	9	9
Ruisseau du Corail	8	8.5	8	8	9	9	8	8	8	8	8	9	9	9

Dans le réseau souterrain de la grotte de Han, trois écoulements peuvent, à priori, être supposés d'origines différentes. Les mesures reproduites ici ont été effectuées toutes les trois heures pendant trois jours dans le double but de différencier ces trois venues d'eau et d'étudier d'éventuelles variations journalières du pH de la Lesse.

### III. Conclusions

Les mesures effectuées en 1964 ont confirmé celles des années précédentes sauf en ce qui concerne l'influence du point de rosée (similaire au temps pluvieux). Nous établirons une distinction entre les conclusions dites générales qui sont basées sur les observations des deux ruisseaux et peuvent ainsi servir de bases à des extrapolations et les conclusions dites particulières qui ne concernent que chaque cas individuellement.

Remarquons avant toute chose que la bande de variation des pH est de 6.8 à 8 avec une zone de 7 à 7.5 pour la variation moyenne des eaux courantes.

Dans la comparaison des eaux d'entrée et de sortie dans les réseaux souterrains il est tenu compte du temps de parcours.

#### A. Conclusions générales :

I. Influence du sous-sol: Le contact des terrains calcaires amène une brusque variation positive du pH de l'ordre de 3/10 à 4/10. Cette hausse est suivie dans le kilomètre qui vient, d'une baisse d'un même ordre de grandeur.

Les seuls pH en dessous de 7 se rencontrent dans le massif de Recogne.

La traversée en sous-sol des terrains calcaires donne des variations de pH négatives de 0/10 à 6/10 (ordinairement 2/10).

II. Influence du climat: Le temps pluvieux nivelle ordinairement les pH. Ceci est probablement dû à l'augmentation du débit. Au contraire le temps sec favorise les plus grands écarts de pH.

Des mesures effectuées en 1964 ont donné des variations de pH de l'ordre de 1/10. La seule explication possible était la variation du point de rosée qui fournissait ce jour 8 g/eau par mètre cube.

Les pH les plus bas se rencontrent au printemps.

#### B. Conclusions particulières :

Lesse: Zone de variation des pH de 6.8 à 7.60 avec une bande moyenne de 7.1 à 7.2.

Variation possible en 24 heures de 15/100 suivant une éventuelle période de 24 heures.

Réseau souterrain affluent de la Lesse :

Zone de variation de pH de 7.1 à 7.7 avec une bande moyenne de 7.2 à 7.45.

Variation possible en 24 heures de 2/10.

Réseau souterrain (eaux stagnantes)

Zone de variation de 7.0 à 8.0 avec une bande moyenne de 7.4 à 7.6.

Variation possible de 2/10 pour un même dépôt d'eau.

Les laisses d'eau de rivière et les gours ne se différencient guère au pH.

Les réservoirs artificiels donnent des pH élevés.

R y d' A v e : Zone de variation de 6.9 à 7.9 avec une bande moyenne de 7.2 à 7.6.

Une variation positive de 2/10 à 7/10 dans le parcours aérien (Anti-clinal) n'est pas expliquée. Nous pensons à une éventuelle influence des gites métallifères tout proches et à des venues d'eaux souterraines en cet endroit.

Autres ruisseaux: Moyenne de pH en général plus élevée que la Lesse probablement à cause des variations de débit qui vont de zéro à un régime de crue.

Il résulte clairement de toutes ces observations que l'étude chimique poussée des eaux karstiques exige des observations nombreuses et judicieusement choisies. Nous pensons avoir démontré que l'étude des variations de pH est une étude préalable valable à ce genre de travail.



## INTENSITÄT DER KARSTPROZESSE

Halit- und Sulfatkarst und seine Erscheinungsformen an der Erdoberfläche  
(subterrane Korrosion und ihre supraterranen Erscheinungsformen)

Helmut Kammholz

VVB Feste Minerale Berlin, VEB Geologische Erkundung West

Halle (Saale)

### Abstract

In the German Democratic Republic karst in limestone is rare. Very frequently on the contrary is karst in easy soluble rocks (rock-salt and gypsum) called Auslaugung. Generally salt and gypsum are covered with more than 100 or 200 meters of insoluble rocks. By corrosive precedences in salt and gypsum results cavities.

Gradually this cavities break down. On the surface thereby results sinkings. Generally there is a little intensivity; but if there are interruptions of the hydrogeological equipoise (f. e. by mining), intensivity becoms greater and greater and on the surface there are sinkings till 1200 mm in a time of 6 years.

In der Deutschen Demokratischen Republik sind intensive Verkarstungen schwer löslicher Gesteine wie Kalkstein und Dolomit verhältnismäßig selten und auf wenige, eng begrenzte Lokalitäten beschränkt (z. B. Elbingeröder Komplex im Harz mit den bekannten Tropfsteinhöhlen). Weit verbreitet dagegen sind Verkarstungen in leicht löslichen Gesteinen wie Steinsalz und Gips und ihren Erscheinungsformen. Dieser Halit- und Sulfatkarst ist vor allem am Harzrand, im subherzynen Becken, in der Mansfelder Mulde, im Thüringer Becken, und im Werra-Kaligebiet weit verbreitet.

Auf Grund der Unterschiede im Lösungsvorgang (direkte Lösung) gegenüber dem Karbonatkarst (Lösung über Bikarbonatbildung) werden die Lösungsvorgänge im Steinsalz bzw. Gips als Auslaugung bezeichnet. Die unterschiedliche Löslichkeit der Gesteine der Halit- und Sulfatgruppe (durch die gleiche Wassermenge wird z. B. an Steinsalz dem Gewicht nach das 150-fache, dem Volumen nach mehr als das 160-fache des Gipses aufgenommen) bedingt die Entstehung verschiedenartiger Destruktionsformen. Daher wird zwischen Salzauslaugung (vorwiegend Gesteine der Halitgruppe) und Gipsauslaugung (vorwiegend Gesteine der Sulfatgruppe) unterschieden.

Im überwiegenden Teil ihrer Verbreitungsgebiete sind die löslichen Gesteine von einer meist bis zu mehreren 100 m mächtigen Decke unlöslicher Gesteine (Schiefertone, Sandsteine usw. der Trias) bedeckt. Vom Ausstrich her und durch Dislokationen dringt Süßwasser in die löslichen Schichten ein und schafft hier im tieferen Untergrund Destruktionsformen, die ihrerseits, ähnlich wie beim untertägigen Bergbau, zu Veränderungen im Deckgebirge und schließlich zu Destruktionsformen an der Erdoberfläche führen.

Diese supraterranen Erscheinungsformen der subterranean Korrosion bereiten außerordentlich große Schwierigkeiten bei der Planung, Projektierung und Ausführung von Ingenieurbauten aller Art.

Die Salzauslaugung wirkt im Bereich des feuchtgemäßigten Klimas in erster Linie flächenhaft und führt zu Auslaugungsflächen, die bei horizontaler Lage unter der Bezeichnung Salzspiegel bekannt sind. Die Gipsauslaugung dagegen wirkt unter den jetzigen klimatischen Verhältnissen in erster Linie Kavernen bildend. Sie folgt bevorzugt Klüften und Störungszonen im Gips und führt zu Hohlräumen und Hohlraumssystemen ähnlich wie im Kalksteinkarst, die das Gestein in allen Richtungen durchziehen. Trotz der großen Ähnlichkeit mit dem Karbonatkarst bestehen doch große Unterschiede in der Intensität, in der Geschwindigkeit der Lösungsvorgänge.

Bei bestimmten hydrogeologischen Bedingungen können Hohlräume im Gips schon nach wenigen Jahren entstehen (z. B. wird durch Gegenwart von NaCl im Grundwasser die Löslichkeit des Gipses noch um das 3- bis 4-fache erhöht).

Die durch die Salz- bzw. Gipsauslaugung entstandenen subterranean Hohlräume gehen nach Überschreiten bestimmter Grenzwerte bezüglich Ausdehnung, Form usw. zu Bruch. Über den weitgedehnten, niedrigen Hohlräumen im Bereich des Salzspiegels (0,50 bis maximal 1,00 m Höhe) biegen sich die hangenden Schichten genau wie über den Abbauhohlräumen des Bergbau — Tiefbaues durch und an der Oberfläche entstehen Hohlformen, die als Auslaugungssenken oder Senkungsmulden bezeichnet werden.

Die entstandenen Senken folgen bevorzugt den Verbreitungsgrenzen der Gesteine der Halitgruppe und behalten über geologische Zeiträume hin ihre Lage und Gestalt. An den Rändern dieser Senkungsmulden entstehen Zugspannungen (Zerrungen), die die ausstehenden Festgesteine zum Zerreißen bringen, was zur Bildung klaffender Spalten führt.

Die kuppelförmigen Hohlräume des Sulfatkarstes dagegen gehen nach Störungen des Gleichgewichtszustandes (z. B. durch Erweiterung der Hohlräume nach den Seiten, durch plötzliches Auslaufen von als Versatz wirkenden Wässern oder Laugen) plötzlich zu Bruch. Sie brechen nach und nach in vielen Etappen nach oben durch, bis die Hangendgrenze des Festgesteins erreicht ist. An der Oberfläche entstehen sogenannte Erdfälle.

Die Intensität der subterranean Korrosion in der heutigen Zeit ist im allgemeinen verhältnismäßig gering und nur in langen Zeiträumen merklich wirksam, da sich das hydrogeologische System im Gleichgewicht befindet. An der Oberfläche macht sie sich z. B. durch Vernässungszonen, Versumpfung und im Bereich von Störungszonen durch Solquellen und durch Halophytenpflanzengesellschaften bemerkbar.

Wesentlich stärker waren die Auslaugungsvorgänge unter den klimatischen und hydrologischen Verhältnissen des Tertiärs und Pleistozäns. Dies zeigen die bei den Senkungsvorgängen entstandenen und noch entstehenden Auslaugungssenken, die natürlich infolge ihrer ständigen Senkungstendenz bevorzugte Akkumulationsgebiete darstellen. Hier kam

es in geologisch verhältnismäßig kurzen Zeiträumen zur Bildung von beachtlichen Sedimentmächtigkeiten, wie z. B. in der Mansfelder Mulde mit 185 m Paläogen und in anderen Gebieten mit 50–80 m Pleistozän oder 10–20 m Holozän. Diese Akkumulationsgebiete sind meist verhältnismäßig schmale, rinnenförmige Depressionen, die den Verbreitungsgrenzen der löslichen Gesteine folgen und, wie aus der Sedimentfüllung zu ersehen ist, seit der Wende Kreide/Paläogen fast stationär geblieben sind. Die Sedimentfolge ist polyzyklisch.

Im südöstlichen Harzvorland werden die hier meist herzynisch streichenden Auslaugungssenken von erzgebirgisch streichenden Dislokationen gekreuzt. An den Kreuzungsstellen ist die Intensität der Korrosionsvorgänge besonders hoch, so daß es hier oberflächlich in eng begrenzten Gebieten zu besonders starken Absenkungen innerhalb der großräumigen Auslaugungssenken und zur Bildung von Senkungskesseln kommt. Auch sonst sind Dislokationen durch intensivere Auslaugungsvorgänge, z. B. Erdfälle, ausgezeichnet. Unter den klimatischen und hydrogeologischen Bedingungen im Tertiär und Pleistozän trat in solchen Gebieten sogar eine flächenhafte Auslaugung der Sulfatgesteine ein, die damit also auch zur Entstehung flacher Senken an der Oberfläche führten. Die Sedimentationsbedingungen führten hier bevorzugt zu einer monozyklischen Sedimentation.

Wenn der Gleichgewichtszustand des hydrogeologischen Systems in einem Auslaugungsgebiet gestört wird, erfolgt eine starke Intensivierung der Auslaugungsvorgänge. Eine solche Störung des Gleichgewichtszustandes verursacht z. B. der untertägige Bergbau mit seiner umfangreichen Wasserhaltung. In der Mansfelder Mulde werden z. B. durch den Kupferschieferbergbau im Mittel 30 m<sup>3</sup>/min Wasser mit einem NaCl-Gehalt von 20 ‰ gefördert. So wird ein ständiger Zutritt von neuem Süßwasser zum Steinsalz ermöglicht. Durch diese künstliche Anregung der Grundwasserzirkulation werden die Auslaugungsvorgänge entweder wieder in Gang gebracht oder stark beschleunigt. Ein Ausdruck dafür sind die höheren Senkungsbeträge in den Auslaugungssenken an der Erdoberfläche, die 100 bis 200 mm im Jahr betragen können. In den Senkungskesseln an Kreuzungspunkten von Störungen oder Kluftsystemen sind die Beträge noch wesentlich höher. In der Zeit von 1955 bis 1961 wurden für 4 derartige Kessel, in denen größere Ortschaften liegen, folgende Beträge gemessen:

Unterröblingen . . . . .	708 mm
Erdeborn . . . . .	350 mm
Helfta . . . . .	1211 mm
Volkstedt . . . . .	1150 mm

Die Schäden an Gebäuden und Ingenieurbauten aller Art sind dementsprechend groß.

Häufig werden mit Wasser oder Lauge gefüllte Hohlräume (Schloten) des Sulfatkarstes durch den Bergbau angefahren, und es kommt zu Wassereintrüben in die Grubenbaue. Die Zuflüsse können bis zu 2000 m<sup>3</sup> erreichen. Durch die plötzliche Entfernung der als Versatz wirkenden

Laugen aus den Schlotten oder Schlottensystemen entstehen an der Oberfläche Erdfälle oft erheblichen Ausmaßes.

Nach Einstellung des untertägigen Bergbaus normalisieren sich die Verhältnisse meist verhältnismäßig schnell und die Senkungsbewegungen klingen rasch ab (oft schon nach 5 Jahren).

## DAS EISZEITALTER IN DER ALPINEN HÖHLENBILDUNG UND -ENTWICKLUNG

Walter Krieg

Bregenz

Die überragende Bedeutung glazialer Einflüsse für die Speläogenese wird in der Literatur nie bezweifelt, aber über die Art dieser Einflüsse gehen die Meinungen weit auseinander. Daß die erosiven, hydrographischen und chemisch-klimatischen Faktoren in den pleistozän vergletscherten Karstgebieten der Alpen entscheidend verändert waren, ist bekannt. Offensichtlich geht der spezifisch hochalpine Formenschatz der Oberflächenverkarstung und der Höhlen zum Teil auf solche glazialen Einflüsse zurück.

Einige Probleme des Hochkarstes werden im letzten Jahrzehnt besonders diskutiert. Große Beachtung fanden dabei Dolinen, Schächte und Karren oberhalb der rezenten Waldgrenze, in den Höhlen der gesamte korrosive und erosive Entwicklungsmechanismus, sowie die Frage der Niveaubezogenheit der großen Horizontalhöhlen (1, 2). In diese Überlegungen fließen zunehmend die grundlegenden Erkenntnisse Böglis (3) von der Mischungskorrosion und deren Konsequenzen. Schließlich bringt Koppewallner (4) die Diskussion durch eine ungemein starke Betonung der glazialen Faktoren in der Speläogenese nochmals in Fluß. Weiters hat der Referent eine Höhle im glazialen Bereich durch subglaziale Korrosion entstanden erklärt (5), was aber die Gegensätze in den Argumentationen nicht verringerte.

Nach solchen Aspekten ist es nötig, gesichertes Wissen zum Ausgangspunkt zu nehmen; denn wir vertreten nicht bloße Meinungen (wie einseitig behauptet wurde), sondern stützen unsere Ableitungen durchaus auf Fakten. Folgende Elemente scheinen uns zur Verfügung zu stehen:

Der Chemismus des in Karstgestein eintretenden Wassers unterscheidet sich in den Eiszeiten grundsätzlich von dem tertiärer, interglazialer und postglazialer Wässer. Durch Temperaturerniedrigung, Vegetationsmangel und Glazialerosion sinken der  $\text{CO}_2$ -Gehalt und damit die Aggressivität beträchtlich. Die Fähigkeit zu Höhlenbildung und Raumweitung nimmt entsprechend ab. Die jahreszeitliche und räumliche Verteilung des speläogenen Wassers ändert sich gemäß den lokalen Gegebenheiten der Vergletscherung, so daß einzelne Areale perennierend trockenliegen, andere einen stark erhöhten Wasserdurchsatz haben. Innerhalb des Gesteinskörpers ist deshalb zu erwarten, daß einzelne Höhlenstränge Spuren eines sehr beträchtlichen glazialen Wasserdurchsatzes erhalten haben. Zu diesem glazialen Höhlenentwicklungstypus gehört damit auch die radikale Ausräumung etwaiger prä- oder interglazialer Sedimente.

Wegen der niedrigeren Temperatur und der herabgesetzten Lösungsfähigkeit glazialer Karstwässer kann nicht mit der Ausbildung größerer glazialer Sintermengen gerechnet werden.

Ein Höhlensystem, das zu Beginn eines Glazials schon existiert und in die damalige Talsohle entwässert, erleidet bei glazialen und glazilimnischen Akkumulationen, sowie bei pleistozänen Aufschotterungen der Talsohle Stauerscheinungen und Siphonbildungen bis in diese Höhe. Deshalb müssen glaziale Terrassen mit Stausedimentation in glazial aktiven Höhlen gleicher Höhe korrespondieren.

K o p p e n w a l l n e r (4) versuchte, die Bildung einiger großer Horizontalhöhlen in Salzburg aus glazialen Gegebenheiten abzuleiten. Die dazu nötigen Eisrandseen südlich der Kalkriegel in den Schlußphasen der Hocheiszeiten sind aber ebenso wie die erforderliche Absperrung des Saalach- und des Salzachgletschers Konstruktionen, die in der Natur keine Stütze haben, wie gezeigt werden konnte (6). Denn die Schlernmoränen liegen in ausgeräumten Tälern, glazilimnische Ablagerungen fehlen. Demnach sind die betrachteten Höhlen zumindest nicht letztglazial.

Vielmehr zeigen sich für ein tertiäres Alter der großen Horizontalhöhlen folgende Argumente:

1. Solche Höhlen treten gehäuft in den Bereichen tertiärer Verebnungssysteme auf. Dies gilt besonders für das Hagengebirge, das Tennengebirge und den Dachstein, wo die bekannten Riesenhöhlen innerhalb gut entwickelter tertiärer Niveaus liegen. Diese Niveaus sind erosive Systeme mit welligem Relief, erodiert von Flüssen, deren Einzugsgebiet in den Zentralalpen lag. Die Augensteinüberstreuung zeugt hievon. Obwohl dieser Kristallinschotter bereits mehrfach umgelagert wurde und die originale Augensteinlandschaft nicht mehr erhalten ist, bleiben die alten Entwässerungsrichtungen von Süd über die Kalkalpen hinweg sichtbar. Nur wenige Täler konnten die Entwässerung der einbrechenden Längstalfurche fortsetzen, so daß die Haupttrichtungen der Gletscherströme vorgezeichnet wurden: Saalach, Salzach, Mitterndorfer Senke.

Diese Fakten sprechen allein schon dafür, daß mit der Heraushebung der Nördlichen Kalkalpen die subtropische tertiäre Verkarstung einsetzte, deren Vorfluter im Sinne der Höhlenflußtheorie eben jene Niveaus waren. Der permanente Karstwasserdome oberhalb der phreatischen Region mußte in der Höhe der Riesenhöhlen gelegen haben. Korrespondierend mit dem weiteren Herausheben der Kalkstöcke sank die phreatische Zone ab, so daß es zu einem Tieferegreifen der Höhlenbildung kam. In den Riesenhöhlen entwickelten sich nun wohl die Schächte, die zum Formenschatz der »zerstückelten Normalhöhle« gehören (1).

2. In vielen Höhlen findet sich zentralalpines Sedimentmaterial. Zweifellos stammt dieses an vielen Stellen von der Oberfläche, ist also aus den tertiären Augensteinvorkommen und an anderen Orten auch von pleistozänen Moränen umgelagert, so daß es keine Beweiskraft für eine tertiäre Höhlengenese hat. Aber an anderen Plätzen ist mit tertiärer Sedimentation innerhalb der Höhle zu rechnen:

Von ihnen sei hier nur ein Beispiel angeführt, das A b e l gefunden und G ö h l e r t analysiert hat. In der Tantalhöhle treten neben kristallinen Sandsteinen und lokalen Kalkkonglomeraten an verschiedenen Stellen ortsfremde »Lehme« auf, wobei ein aufgegrabenes Vorkommen folgende Stratigraphie zeigte (7):

- 1 5—15 cm grau, grob, weich; Kalk, Quarz, Feldspat, Glimmer, Humus
- 2 10 cm dunkel und hell feinschichtig, tonerdereich, sandig
- 3 15 cm weich, dunkel, grob, geschichtet, tonerdereich, sandig
- 4 10 cm braun, hart, dünn-schichtig; Tonerde, Quarz, fast kein Kalk
- 5 3 cm hellgelb, hart, Quarz, Tonerde, ausgebleicht
- 6 10 cm braun bis rotbraun; dünn-schichtig; feinst-er roter Ton, Quarz
- 7 unterhalb: braun, sandiger Lehm, Bohnerz, Quarz, Tonerde, Glimmer.

Es ist augenscheinlich, daß es sich bei den Straten 4 bis 7 um primäre tertiäre Sedimentation handelt. Ähnliches darf von einem anstehenden Quarzsandstein im Eingang der Tantalhöhle gesagt werden. Er ist wegen der starken Limonit-infiltration rot gefärbt. — Die Tantalhöhle ist eine im Tertiär aktive Wasserhöhle, die ihr Einzugsgebiet wenigstens teilweise in den Zentralalpen hat und zu einem tertiären Niveau als Vorfluter tendiert. Dies sagt nicht, daß es keine spätere Entwicklung des Systems gegeben hätte.

3. Es gibt fossile Oberflächenkarstformen, die ein geringes Relief voraussetzen, wie es in jenen tertiären Niveaus eben vorhanden war. Dazu zählen besonders die Uvalas des Dachsteinstockes, in die bei der weiteren Heraushebung Dolinen eingesenkt wurden (8). Auch sie beweisen die tertiäre Verkarstung, zu der schließlich auch die Existenz von Höhlen gehört. Die glaziale Umgestaltung der Oberfläche war zweifellos sehr groß. Wo kein glazialer Abtrag erfolgte, tritt heute Scherbenkarst oder Karstwüste auf. Zu diesem Stadium führte an der Waldgrenze, die im Quartär über so breite Höhengürtel wanderte, eine besonders intensive Karstformenbildung. Das ist bereits mehrfach erkannt worden, z. B. von J. Lechner (9). Mit Böglis Mischungskorrosion läßt sich diese Tatsache erklären: Im Bereiche der Waldgrenze mischen sich übersättigte Wässer des Vegetationsmantels mit relativ weichem Wasser der nackten Flächen.

Die Existenz präglazialer Oberflächenkarstformen läßt sich also nicht leugnen, sie sind heute sogar nur noch zum kleinsten Teil erhalten. Die Korrosionslandschaft war im Tertiär bereits voll entwickelt.

4. Gegenwärtig werden in glazial abgeräumten Gebieten neue Oberflächen-Karstformen dem rezenten Klimaregime entsprechend gebildet (Karrenphänomen).

Im pleistozän unberührten Areal sind der Scherbenkarst und die Karstwüste (Karstschuttflächen) als Endstadium der Entwicklungsreihe von Karren (nackt) und Dolinen (Wald) teilweise erreicht, teilweise entstanden bei absinkender Waldgrenze Karrendolinen. Die Schächte sind eine Sonderform an Flächen sehr geringer Bedeckung (10, 11). Es ergibt sich, daß auch die meisten Dolinen, besonders jene weit über der rezenten Waldgrenze, präglazial sind; auch für bestimmte Kluffkarren wird dies mit guten Gründen vermutet.

In glazialen Akkumulationsgebieten werden prä- oder interglaziale Karstformen rezent reaktiviert. Dabei entstehen die Schuttdolinen (8). Weiters sind viele Fälle bekannt, in denen Moräne in Karstformen liegt. Die postglaziale Freilegung ist in vollem Gang; z. B. brach 1962 in

Weiler/Vorarlberg ein Erdfall ein, der den Abstieg in eine im Eingang von Moräne völlig erfüllte Höhle freigab.

Der Referent ist der Meinung, daß sich der tertiäre und quartäre Formenschatz der verkarsteten Oberflächen in der aufgezeigten Art in seinen Grundzügen beherrschen läßt.

5. In einigen hochalpinen Höhlen gibt es große inaktive Sintermassen, die sehr oft in Glockenform ausgebildet sind, charakteristische Ockerfärbung zeigen und meist in Verfall begriffen sind. Nach außer-alpinen Erfahrungen scheint diese Sintergeneration tertiär zu sein. Unter einem Klima ähnlich dem heutigen, aber auch im glazialen Klima, sind solche Bildungen schwer vorstellbar.

In der Veraalphöhle I im Rätikon (12) zeigen sich auf 2080 m in einer Nische nur 6 m von der Trauflinie (Muttergestein Grauwacke) nicht nur inaktive Knöpfchensinter, sondern auch eine große, stark zersetzte Sinterglocke, die von rotbraunen, harten Degenerationskrusten durchzogen ist. Auf ihr liegt grauer Lehm. Die Höhlenanlage ist zwar als glazialer Kolk im Schlibbord denkbar, eine post- oder interglaziale Bildung des Sinters muß in dieser Seehöhe praktisch im Außenklima jedoch ausgeschlossen werden, so daß Höhlen- wie Sinterentstehung ins Tertiär zu stellen sind.

Es scheint somit in manchen alpinen Höhlen eine tertiäre Sintergeneration zu geben. An wenigen Stellen hochalpiner Höhlen findet sich weiters Aragonit; vielleicht wird sich noch etwas mehr entdecken lassen. Bisher liefert die Tantalhöhle im Schönen Gang und mit dem Aragonittor gesicherte Beispiele. Ist auch diese Sinterform tertiärer Entstehung? Klimatische Gründe machen es sehr wahrscheinlich.

6. Es wurde schon angedeutet, daß im Pleistozän bedeutende Sedimentausträumungen und -verlagerungen zu erwarten sind. Die Paläontologie findet die Glaziale häufig durch gelbe Lehme gekennzeichnet, die von grobem Versturz oft durchsetzt sind. Man wird in den eingangsnahen Höhlenteilen auf die Einwirkung von Frostverwitterung schließen, die kaltzeitlichen gelben Lehme selbst spiegeln Stauerscheinungen wider, die manchmal wohl vom Eis der Gletscher direkt hervorgerufen sind.

Dafür spricht eine andere, öfters anzutreffende Erscheinung: In stark verbrochenen und umgestalteten Höhlen ist gerade die unmittelbare Eingangsregion hydrisch geformt, weist Kolke, Fließfazetten und Rundprofile auf, so daß sie einen besseren Erhaltungszustand zeigt. Eventuell gibt es, wie z. B. in der Petrefaktenhöhle am Dachstein, hinter einem anschließenden Versturz ausgeprägte Strukturböden, die sicherlich pleistozän sind. Diese paradoxe Erscheinung ist nur mittels eines Eispfropfens zu erklären, der die Höhle im Eingang in den Kaltzeiten verschloß und ständig auf Minusgraden hielt, so daß keine Frostverwitterung stattfinden konnte. Als Beispiel sei eine vergessene Literaturstelle zitiert: Schlosser (13) schreibt über die Tischoferhöhle bei Kufstein, daß das Würmeis einen Pfropfen im Eingangsteil bildete, so daß sich im vordersten Drittel dieser Uferhöhle »schön gerundete Ausbuchtungen« erhielten. Dort kommt auch der gleiche »graue Letten« wie obertag vor.



Solche Verhältnisse stellen die aktive Phase dieser Höhlen zumindest in inter-, eher aber in präglaziale Zeit.

7. Die angeführten Argumente für tertiäre Entstehung und pleistozäne Aus- und Umgestaltung beziehen sich auf die vorwiegend horizontalen Riesenhöhlen der Nördlichen Kalkalpen. Die Mehrzahl der anderen Höhlen im gleichen Areal dürfte jedoch quartärer Genese sein.

Nur zwei Typen seien angeführt: Kare und Zungenbecken liefern glazial große Wassermengen, die korrosiv und wohl auch erosiv wirksam werden. Z. B. verbindet K o p p e n w a l l n e r (4) die Gruberhornhöhle im Kleinen Göll genetisch eng mit darüberliegenden Karmulden. Oder jene Schächte am Hochkönig, die heute der Schmelzwasserabfuhr dienen, dürfen zwar in ihrer ersten Anlage wohl mit G o l d b e r g e r (14) ins Präglazial gestellt werden, die eigentliche Entwicklung wird aber stark von den Lokalgletschern des Plateaus geprägt worden sein.

Ein anderer Typ hochglazialer Höhlengenese wird von der Bärenhöhle im Bregenzerwald verkörpert: In der Krümmung eines Eisstromes, die von einem subglazialen Felssporn verursacht ist, erfolgt höhlenbildende Ableitung des subglazialen Wassers hin zu druckschattigeren Partien. Der Referent konnte hier (5) folgende Hauptphasen unterscheiden: Eine erosive Phase in einer früheren Eiszeit, dann Sinterbildungen (Interglazial), dann neuerliche Erosion (Glazial) mit syn- und posterosiven Verstürzen, weiters rezenten Sinterverfall sowie rezente Verstürze als Ergebnis der Sickerwasserkorrosion in Schichtfugen.

### Z u s a m m e n f a s s u n g

Die auffallenden Wirkungen der Glaziale auf die Entwicklung der hochalpinen Riesenhöhlen dürfen nicht dazu verleiten, auch deren Entstehung in das Pleistozän zu setzen. Vielmehr läßt sich deren tertiäre Bildung (zusammen mit einigen Oberflächen-Karstformen) folgend beweisen: Tertiäre Niveaus sind im selben Bereich die Erosionsbasen der Höhlenflüsse. Fluviatiles zentralalpines Sedimentmaterial wurde von diesen Karstgerinnen quer über die präglazial einbrechende Längstalzzone hergebracht, ist also tertiär.

Es haben sich tertiäre Oberflächen-Karstformen, z. B. fossile Uvalas erhalten. Erst nach ihrer Entstehung gab es große Hebungen.

Auch eine Sintergeneration und die Aragonitvorkommen scheinen tertiär zu sein.

Die Glaziale sind durch gelben Höhlenlehm und Frostbruchverwitterung gekennzeichnet. Einige Höhlen waren im Eingang jedoch durch Eispfropfen verschlossen, so daß sich dort alte Korrosionsformen erhalten konnten. Die pleistozänen Akkumulationen der Erosionsbasen verursachten in den korrespondierenden Höhlen Stauerscheinungen und Siphonbildungen.

Manche Höhlen haben sich im subglazialen Entwässerungssystem bei vorwiegend vertikalen Laufstrecken entwickelt.

## Literatur

1. Krieg W., 1954. Höhlen und Niveaus. Die Höhle 5, H. 1, Wien.
2. Krieg W., 1956. Zur Problematik der alpinen Großhöhlen. Speleolog IV, H. 1—2, Zagreb.
3. Bögli A., 1964. Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdkunde, Bd. 18, Lfg. 2.
4. Koppenwallner F. X., 1963. Versuch einer Erklärung für die Häufung von Großhöhlen am Südrand der Salzburger Kalkalpen. Die Höhle 14, H. 2, Wien.
5. Krieg W., 1957. Zur Morphologie der Bärenhöhle. Jb. d. Vlb. Landesmuseumsver., Bregenz.
6. Krieg W., 1964. Gedanken zur Theorie des glazialen Karstes in Salzburg. Die Höhle 15, H. 3, Wien.
7. Abel G., 1954. Die Tantalhöhle im Hagengebirge geologisch betrachtet. Mitt. d. natwiss. Arbgem. »Haus der Natur«, 5. Jgg., Salzburg.
8. Krieg W., 1953. Die Verkarstung des östlichen Dachsteinstockes. Diss Univ. Graz.
9. Lechner J., 1950. Über die Verebnungsflächen im Toten Gebirge. Schlernschriften, Innsbruck.
10. Krieg W., Über einige Probleme der Verkarstung am östlichen Dachsteinstock. Mitt. d. Höhlenkommission 2, Wien.
11. Lindner H. G., 1930. Das Karrenphänomen. PM, Ergh. 208, Gotha.
12. Krieg W., 1958/59. Höhlen im Lünzerseegebiet, Jb. d. Vlb. Landesmuseumsver., Bregenz.
13. Schlosser M., 1909. Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaisertal bei Kufstein. Abh. d. bayr. AkdWiss., 2. Kl., Bd. XXIV, 2. Abt., München.
14. Goldberger J., 1953. Die Karstentwicklung und Felsbruchstätigkeit am Hochkönig. Mitt. d. Ges. f. Szbg. Landeskd., 93, Salzburg.

Diskussion: A. Bögli, K. Bleich.

# ESTUDIO DIFRACTOMETRICO, ESPECTROGRAFICO Y FOTOLUMINISCENTE DE LAS ESTALACTITAS EXCENTRICAS DE MAIRUELEGORRETA (MACIZO DEL GORBEA, ALAVA, ESPAÑA)

Joaquín Montoriol-Pous y Manuel Font-Altava

Laboratorio de Cristalografía y Mineralogía

Universidad de Barcelona

## Résumé

On fait l'étude de quelques stalactites excentriques, recueillies dans la caverne de Mairuelegorreta (10 km, —210 m), au moyen des techniques suivantes: diffractométrie, spectrographie optique et par fluorescence des rayons X et photoluminescence par radiation ultraviolette et par rayons X. En vue des résultats obtenus on ne doit pas considérer comme des possibles variantes commandant la cristallization excentrique, la présence d'autres substances cristallines différentes de la calcite et les variations qualitatives des cations qui l'impurifient.

## INTRODUCCION

En la actualidad podemos considerar casi resuelto el problema de la génesis de los diferentes tipos de formas axiales, tanto bajo el aspecto cualitativo (22) (25) como bajo el aspecto cuantitativo (6) (7) (8). Por el contrario, en el caso de las estalactitas excéntricas se han emitido toda suerte de teorías (3) (4) (10) (14) (15) (16) (19) (26) (28) (29) (30). Un factor que aumenta la complejidad del problema parece ser la presencia de aragonito (11) (12) (13) (17) (27) (31).

El objeto del presente trabajo no es otro que aportar nuevos datos que permitan un mejor conocimiento de tan curiosas concreciones. Para ello se ha efectuado el estudio comparativo de diversas estalactitas excéntricas y no excéntricas recogidas personalmente en la caverna de Mairuelegorreta (long. 10 km, prof. — 210 m) (Macizo del Gorbea, Alava, España).

No podemos terminar esta breve introducción sin dejar constancia de nuestro agradecimiento a cuantos han colaborado en la realización de este trabajo; a D. Adolfo Eraso, D. Jaime Fariña y D. José A. Madinabeitia, del G. E. A. de la Exma. Diputación Foral de Alava; a D. Oscar Andrés y D. Robero Parera, del G. E. S. del C. M. Barcelonés; y a D. Adolfo Travería y D. Ramón Coy, del Laboratorio de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Barcelona.

## ESTUDIO DE LAS CONCRECIONES

### a) Generalidades

Las particularidades de la caverna, entre las que destacan las alternancias litogénico/clásticas (20) (21) (23), pueden estudiarse en los trabajos monográficos ya publicados (5) (9) (18).

Las diversas estalactitas excéntricas y no excéntricas fueron recogidas en los siguientes lugares de la cavidad: muestras A, en la Sala de los Diamantes; muestras B, en la Galería del Pozo del Diablo; muestras C, en la Plaza de las Seis Calles; muestras D, en la Plaza de Toros; muestras E, en la Galería de los Diamantes. Las muestras A, B y D presentan excéntricas y no excéntricas, mientras que las C y E ofrecen solamente el último tipo.

#### b) Difractometría

Se han obtenido difractogramas de concreciones procedentes de todos los puntos de recolección (fig. 1). Todos ellos ofrecen semejante desarrollo. Su interpretación mediante fichas ASTM (1) indica que todas las rayas observadas pertenecen únicamente al mineral calcita, sean las concreciones excéntricas o no y sea cual fuere su punto de recolección.

En casi todos los diagramas el máximo de la calcita se inicia con unos cambios de pendiente, que no guardan correlación alguna con el tipo de concreción. A pesar de ello hemos intentado identificar la sustancia; una posibilidad sería que tal pico perteneciera a un silicato cálcico hidratado (ASTM 3-0547), cuyos picos de intensidad 80 podrían quedar enmascarados por la calcita. En el próximo apartado se analizará tal posibilidad.

#### c) Espectrografía

Todas las muestras analizadas mediante espectrografía óptica, sean o no excéntricas y sea cual fuere su procedencia, presentan los siguientes elementos traza: Fe, Si, Mn, Mg, Ba, Sr. En algunas muestras, sin guardar correlación alguna con el tipo de concreción, se ha detectado: Ni, Cu, Pb. Un caso curioso lo presenta una de las muestras D<sub>n</sub>: en ella se ha detectado, mediante espectrografía por fluorescencia de rayos X, la raya K $\alpha$  del I. Tal hecho lo atribuimos al manto vegetal.

Al objeto de comprobar si la inflexión citada en el apartado anterior correspondía a un silicato cálcico, se llevaron a cabo varios contajes utilizando la raya K $\alpha$  del Si (por fluorescencia de rayos X), obteniéndose los resultados de la tabla I.

Tabla I

Muestra	1	2	3	4	5	P	1	2	3	4	5	P	82 $\frac{I}{S}$
An	155	162	155	152	165	158	114	99	105	93	93	101	57
De	150	129	137	141	138	139	110	108	108	100	104	106	33
Dn	185	155	179	183	199	180	114	118	110	106	98	109	71
Ee	160	165	170	162	160	165	108	107	117	103	109	109	56
	Intensidad des máximo						Intensidad del fondo						Im—If

A la vista de los resultados obtenidos es imposible atribuir la citada inflexión a la presencia de un silicato.

#### d) Fotoluminiscencia

La excitación se produjo mediante radiación azul-violeta (AV), ultravioleta normal (UVN) y radiación X (\*). Se obtuvieron los siguientes

(\*) En un trabajo sobre fotoluminiscencia de calcita y fluorita (24) hemos descrito detalladamente la técnica utilizada.

resultados: An (muestra), AV (tipo de excitación), amarillo calabaza oscuro (color de fluorescencia), 5.200—6.800 (amplitud del espectro medido, en angstroms), FF (intensidad); An, UVN, amarillo con tinte verde, 5.100—6.600, F; An, RX, azul verdoso pálido, no medible, DD; Ae, AV, amarillo calabaza oscuro, 5.200—6.800, FF; Ae, UVN, amarillo con tinte verde, 5.100—6.600, F; Ae, RX, azul verdoso pálido, no medible DD; Bn, AV, amarillo claro, 5.100—6.800, FF; Bn, UVN, amarillo verde, 5.100—6.600, FF; Bn, RX, azul verdoso pálido, no medible, DD; Be, AV, amarillo claro, 5.100—6.800, FF; Be, UVN, amarillo verde, 5.100—6.600, FF; Be, RX, azul verdoso pálido, no medible, DD; Ce, AV, amarillo calabaza, 5.200—6.700, FF; Ce, UVN, amarillo con tinte verde, 5.100—6.600, FF; Ce, RX, azul verdoso pálido, no medible, DD; Dn, AV, amarillo calabaza, 5.100—6.700, FF; Dn, UVN, amarillo con tinte verde, 5.100—6.600, F; Dn, RX, azul verdoso pálido, 5.000—6.000, D; De, AV, amarillo calabaza, 5.100—6.700, FF; De, UVN, amarillo con tinte verde, 5.100—6.600, F; De, RX, azul verdoso pálido, 5.000—6.000, D; Ee, AV, amarillo calabaza, 5.100—6.700, F; Ee, UVN, amarillo con tinte verde, 5.100—6.600, FF; Ee, RX, azul verdoso pálido, no medible, DD.

En un estudio sobre concreciones recogidas en cavidades kársticas (2), se ha atribuido la fluorescencia a imperfecciones reticulares debidas posiblemente a la coexistencia de calcita y aragonito. En nuestro caso, vista la inexistencia del aragonito y apareciendo el Cu sólo esporádicamente en algunas muestras, atribuimos tal fenómeno a la presencia del Mn o el Sr.

#### CONSIDERACIONES FINALES

A la vista de los resultados obtenidos, podemos afirmar que bajo el aspecto difractométrico, espectrográfico y fotoluminiscente, no existe diferencia alguna entre las estalactitas excéntricas y no excéntricas procedentes de la cueva de Mairuelegorreta. Así pues, de entre las posibles variables que condicionan la cristalización excéntrica de las mismas, hay que desechar la presencia de sustancias cristalinas diferentes de la calcita y las variaciones cualitativas de los cationes de impureza.

#### Bibliografía

1. American Society for Testing Materials, 1960. Special Tech. Pub., 48—1.
2. Cigna A., 1958. II Congrés Int. Spéléologie, I, 2, 430.
3. Dolley C. S., 1886. Proc. Acad. of Nat. Sci., 351.
4. Dujardin-Weber E., 1939. I Congrès Nat. Spéléologie, Nîmes.
5. Eraso A., 1959. Bol. Inst. Sancho el Sabio, III, 1—2, 59.
6. Eraso A., 1962. Rass. Spel Italiana, XIV, 4, 339.
7. Eraso A., 1963. Estudios del G. E. A., Pub. Diputación Foral Alava, 15.
8. Eraso A., 1963. III. Int. Kongress Speläologie, II, 1, 53.
9. Eraso A., A. Llanos y J. Fariña, 1959. Bol. Sancho el Sabio, III, 1—2, 79.
10. Fontanilles A., 1939. I Congrès Nat. Spéléologie, Nîmes.
11. Gèze B., 1957. Les cristallizations excentriques de la grotte de Moulis. C. N. R. S.

12. Gèze B. et Th. Pobeguïn, 1958. II Congrès Int. Spéléologie, I, 2, 396.
13. Gèze B. et Ph. Renault, 1955. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., LXXVIII, 400.
14. Glory A., 1936. Spelunca, 7, 93.
15. Holden J. R., 1938. Bull. Geol. Soc. Amer., 49, 1886.
16. Joly R. de, 1939. I Congrès Nat. Spéléologie, Nîmes.
17. Laurès M. et H. Paloc, 1958. II Congrès Int. Spéléologie, I, 2, 423.
18. Llanos A., 1963. Estudios del G. E. A., Diputación Foral Alava, 85.
19. Mc. Grain P., 1942. Proc. Indiana Acad. of Sci., 51, 201.
20. Montoriol-Pous J., 1951. Rass. Spel. Italiana, II, 4, 119.
21. Montoriol-Pous J., 1954. Rass. Spel. Italiana, VI, 3, 103.
22. Montoriol-Pous J. y J. Assens Caparrós, 1957. Rass. Spel Italiana, IX, I, 3.
23. Montoriol-Pous J. et A. Eraso, 1961. Symposium Int. de Varenna, II, 101.
24. Montoriol-Pous J. y M. Font-Altaba, 1964. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 77, 23.
25. Montoriol-Pous J. y J. M. Thomas Casajuana, 1953. Urania, 235.
26. Moore C. W., 1954. N. S. S., Occasional Papers, I.
27. Pobeguïn Th., 1955. C. R. Acad. Sci., 241, 1.
28. Prinz W., 1908. Nouv. Mém. Soc. Belge Géol., 17.
29. Stenta M., 1932. Le Grotte d'Italia, IV, 2, 49.
30. Sutter R. et J.-J. Pittard, 1944. Rev. Pol., Bull. S. S. S., n. oct.
31. Trombe F. et M. Foëx, 1955. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., LXXVIII, 410.

## **OBSERVATIONS HYDROKARSTOLOGIQUES DANS LE BASSIN AMONT DE LA SEILLE (JURA)**

*Étude de la vitesse d'érosion chimique*

**Roland Muxart, Tatiana Stchouzkoy  
et Jean-Claude Franck**

Groupe de Recherche Spéléologique de l'Ile-de-France

Arcueil, France

### **I. Le bassin amont de la Seille (Jura)**

Située dans une région composée en majorité de terrains imperméables, en aval du confluent du Doubs et de la Saône, la partie Jurassienne du bassin de la Seille apparaît dans une zone étroite de calcaire Jurassique, perméable présentant des phénomènes karstiques.

La Seille prend sa source près de Ladoye à une altitude de 385 m pour sa branche nord-est et de Baume les Messieurs à une altitude de 325 m pour sa branche sud. Les eaux proviennent d'un plateau constitué de calcaires Jurassiques Bajocien et Bathonien. Les deux branches ont de nombreux affluents, quelques uns temporaires: le principal est le Dard, affluent de la Seille sud. La Seille nord-est reçoit aussi peu après sa naissance un important affluent sur la rive gauche. La Seille amont s'écoule dans une vallée encaissée constituée successivement depuis les sources situées dans les reculées, jusqu'à Domblans, de marnes, schistes et calcaires marneux, dépôts morainiques pour la branche nord, de marnes irisées, gypse et dolomies, marnes, schistes et calcaire pour la branche sud, puis après le confluent, d'alluvions modernes (graviers, sables et limons).

Les principales sources permanentes ou intermittentes sont du type «Jurassienne»; elles apparaissent au-dessus de la couche imperméable, généralement à la limite entre le Bajocien et le Toarcien, dans la zone de calcaire stratifié (zone d'éboulis) immédiatement à la base de la roche compacte et souvent ne soudrent pas dans l'axe des vallées. On rencontre aussi des sources de ruissellement dans les thalwegs. La plupart des émergences du bassin sont des rivières indigènes, c'est-à-dire, formées dans le massif lui-même. Elles sont alimentées par des eaux d'écoulement superficiel qui pénètrent et circulent dans de longues et minces fissures, ou dans des entonnoirs qui jouent le rôle de collecteurs. Tel est, par exemple, le cas de la source du Dard dans la grotte de Baume qui est alimentée, en partie par des entonnoirs situés sur les plateaux de Sermu, Perrigny, Briod, Vevy, Crançot et Le Mirebel.

### **II. Précipitations atmosphériques et climats**

Dans le bassin supérieur de la Seille, les précipitations sont relativement abondantes: à Voiteur, situé à une altitude de 264 m, on relève une moyenne de 1.182 mm, tandis que vers les sources de la rivière et ses

affluents, Pardé (1) suppose que cette valeur est largement dépassée. A Poligny, elle est de 1.200 mm (1921—1950). Sur le plateau dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 525 m on peut estimer que la hauteur moyenne des précipitations est d'environ 1.400 mm.

Le débit relatif moyen de la Seille peut-être estimé à 121/sec./km<sup>2</sup>, ce qui correspond à un module de 28 m<sup>3</sup>/sec.; la surface du bassin est d'environ 2.300 km<sup>2</sup>. A l'étiage au début de l'été et en automne, bien qu'aucun jaugeage n'ait été fait, M. Tavernier indique un maximum absolu de 3 m<sup>3</sup>/sec. Pardé estime cette valeur excessive (1). Les crues de la Seille sont très fortes et soutenues en raison de la concentration du réseau hydrographique et de l'intensité des pluies méditerranéennes. Pardé suppose un débit relatif maximum variant entre 200 et 250 l/sec/km<sup>2</sup>, avec un maximum absolu oscillant entre 450 et 500 m<sup>3</sup>/sec., chiffre supérieur à celui cité par Tavernier (400 m<sup>3</sup>/sec.). Par contre les maximums océaniques d'hiver sont «médiocres ou insignifiants».

La température moyenne annuelle (1891—1930) à 260 m d'altitude (Lons-le-Saunier) est de 10°6; à St Laurent du Jura, à 910 m, elle est de 7°1. Sur le plateau, elle doit probablement osciller autour de 9° C. Les écarts de température sont en général relativement assez faibles; janvier est le mois le plus froid et juillet, le plus chaud avec une température moyenne respective de 1°8C. et 19°2C. (Lons-le-Saunier).

### III. Conditions expérimentales et résultats

Les prélèvements d'eau ont été effectués régulièrement aux sources (le plus près possible de l'émergence) et en différents points sur le cours de la Seille et de ses affluents. Toutes les mesures physico-chimiques ont été faites sur le terrain dans un délai maximum de 4<sup>h</sup> suivant le prélèvement. Les principaux résultats analytiques sont rassemblés sur les tableaux de I à VI. En outre, l'analyse chimique systématique n'a pas révélé la présence de sulfates, chlorures ou magnésium. Par contre, la silice a été mise en évidence, à une concentration de l'ordre de 10 mg/l, dans la région du cours de la Seille où l'on relève la présence de calcaire gréseux.

### IV. Vitesse d'érosion pour les émergences du bassin supérieur de la Seille

Rappelons que la vitesse d'érosion (V) qui s'exprime habituellement en unité de volume de roche en place, disparue par an et par unité de surface est égale à:  $V = \frac{4ET}{100}$ . (V) est exprimé en m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> par an; (E) hauteur moyenne d'eau écoulée en dm et (T), T.A.C. ou teneur en CaCO<sub>3</sub> en mg/l. Nous avons montré par ailleurs (2) dans quelles conditions cette formule est applicable et notamment discuté la signification réelle des vitesses d'érosion mesurées dans les zones karstiques.

a) Valeur de la hauteur moyenne annuelle d'eau écoulée

Pour une hauteur moyenne annuelle des précipitations de 1.400 mm et une température moyenne annuelle de 9° C., l'application des formu-



les de MMs. Coutagne et Turc permet d'obtenir respectivement pour la hauteur d'eau moyenne écoulée:  $E_0 = 885$  mm et  $E_1 = 874$  mm. En considérant d'après nos mesures, que le débit annuel moyen de la Seille sud avant son confluent avec la Seille nord est de  $1,2 \text{ m}^3/\text{sec.}$  et que le bassin versant est d'environ  $40 \text{ km}^2$ , l'abondance est égale à  $301/\text{sec./km}^2$  et la hauteur d'eau écoulée moyenne de  $960$  mm, ce qui est en bon accord avec les valeurs précédentes si l'on considère l'enfouissement rapide des eaux et la couverture boisée du karst qui diminuent l'évaporation.

#### b) Calcul de la vitesse d'érosion pour les émergences

Les résultats des valeurs du T.A.C. présentent, aux différentes émergences, une grande homogénéité pour les deux bassins; l'écart maximum observé qui est inférieur à  $10\%$  n'a pas de signification particulière puisqu'on peut considérer qu'il est compris dans la limite des erreurs expérimentales (Tableau III).

En prenant une hauteur moyenne d'eau écoulée de  $960$  mm et un titre alcalimétrique moyen de  $240 \text{ mg/litre}$ , de  $\text{CaCO}_3$ , la vitesse d'érosion souterraine est alors au moins égale à  $\dots 90 \text{ m}^3/\text{km}^2 \text{ par an.}$

### V. Discussion

Les résultats montrent nettement que les caractéristiques des eaux des émergences des bassins de la Seille nord et de la Seille sud sont voisines. Si l'on souligne que les conditions de circulation des eaux sont probablement identiques: karst de même altitude, même étage géologique, même faciès, couverture de même nature, cet accord est très satisfaisant et confirme ce que H. Roques a déjà signalé (3). La concentration de  $\text{CaCO}_3$  est en général élevée; elle est supérieure à  $250 \text{ mg/l}$  et varie peu depuis les sources jusqu'à environ  $12 \text{ km}$  en aval. La teneur en  $\text{CaCO}_3$  et l'absence ou la présence de traces de  $\text{MgCO}_3$  sont comparables aux valeurs publiées par cet auteur pour d'autres résurgences du Jura (3). En outre, les variations du T.A.C. au cours du temps sont peu importantes. Les  $\text{PCO}_2$  s'inscrivent bien dans la classification de H. Roques sur les karsts (3), ( $1,2-2,25 \cdot 10^{-2}$ ), pour le Jura. La sursaturation de l'eau et la teneur élevée en carbonate sont compatibles avec la nature du calcaire et la structure du Karst.

Si l'on compare la vitesse d'érosion mesurée pour ces émergences du type «émergences vraies» à la vitesse d'érosion chimique mondiale admise (4) qui est de  $14 \text{ m}^3/\text{km}^2 \text{ par an}$ , et à celle d'une autre émergence (par exemple, résurgence de Gournier (Choranch) dans le Vercors, karst à forêt, hauteur d'eau écoulée:  $1.200$  mm; T.A.C.:  $180 \text{ mg/l}$ ; temp.:  $9^\circ \text{C}$ , réseau de galeries, la vitesse d'érosion est de l'ordre de  $86 \text{ m}^3/\text{km}^2 \text{ par an}$ ) on constate que l'intensité du processus d'érosion chimique est considérable dans cette région du Bas-Jura. Il y a donc lieu de souligner que ces processus qui dépendent principalement de la quantité d'eau disponible et du régime des températures sont aussi fonction de la nature du karst (karst nu ou couvert, à prairies, bois, etc.) et de sa structure (réseaux de fissures ou de conduits); la couverture végétale abondante fournissant

des eaux fortement chargées en  $\text{CO}_2$  et la structure fissurée, un écoulement relativement lent et une rétention importante (percolation lente) et enfin une surface de contact eau-roche très grande. Ce dernier point est en particulier souligné par la présence d'une concentration élevée en  $\text{CaCO}_3$  et une constance de la teneur en fonction du débit.

Dans la région considérée, ces deux facteurs doivent intervenir largement: sur le plateau, la végétation est abondante (prairies, bois) et quoique la calcaire Bajocien soit assez peu poreux ( $P \cong 4$  à  $8\%$ ) (5), et qu'en général il comprend de grandes diaclases, il semble qu'ici la fissuration étroite soit dominante. En effet, à l'exclusion de la grotte de Baume (Dard), labyrinthe de plusieurs centaines de mètres de long aux voûtes majestueuses, on ne rencontre que quelques petites cavités, mais dans la plupart des cas, elles se limitent à des fissures ou des diaclases impénétrables. Il est probable toutefois, que sous les énormes talus d'éboulis qui s'amoncellent au pied des falaises, surtout au fond des reculées, s'ouvrent des cavités importantes. Le karst du Jura est un massif jeune en pleine période de karstification.

#### Bibliographie

1. Pardé M., *Le Rhône, étude hydrologique.*
2. Corbel J., T. Stchouzkoy, J.-C. Franck et R. Muxart, 1964. Vitesse d'érosion dans le karst de Moravie. Conf. Intern. Spéléologique, Brno.
3. Roques H., 1963. Sur la répartition du  $\text{CO}_2$  dans les karst. Ann. de Spéléologie, XVIII, 2, 141—184, Paris.
4. Corbel J., communication personnelle.
5. Souchez R., 1963. Corrosion chimique comparée du grès calcaire sinemurien et du calcaire bajocien de Lorraine, Belge. Erdkunde, 17, 3/4, Bonn.

TABLEAU I

**SEILLE NORD**  
(moyennes annuelles)

No	Température °C	pH	Résistivité Ω/cm, 18° C	T.A.C.	Degré Hydro. français
4	10,7	7,9	3.957	20,6	23,3
5	10	8,0	4.767	18,2	18,8
6	9,7	7,4	3.899	23,1	25,2
7	9,7	7,8	3.581	23,8	26,3
8	10,3	7,7	3.641	24,9	27,7
9	10,3	8,0	4.524	21,1	22,1

**A DOMBLANS et VOITEUR**

1	11,8	7,6	3.849	22,0	26,3
2	11,8	8,0	4.321	19,3	21,1
3	11,4	8,0	4.252	20,8	23,0

TABLEAU II

**SEILLE SUD**  
(moyennes annuelles)

No	Température °C	pH	Résistivité Ω/cm, 18° C	T.A.C.	Degré Hydro. français
10	10,9	7,7	3.940	22,1	24,5
11	11,4	8,0	4.030	22,3	23
12	10,8	7,9	3.746	24,4	26,4
13	10	7,2	3.767	24,7	26,2
14	9,5	7,2	3.914	24,5	26,3
15a*	9,8	7,2	—	24,8	26,7
15b	10,2	7,2	3.650	24,1	26,9
15c*	10	7,5	4.760	23,5	23
15d*	9,9	7,2	3.416	23,7	25
16	10,2	7,9	4.189	20,1	21,5
17*	8,8	7,4	3.640	24,4	28,6

\* moyennes sur 2 ou 3 déterminations seulement, les rivières étant à sec

TABLEAU III

**SEILLE NORD—SEILLE SUD**  
(moyennes annuelles)

Bassins	Température °C	pH	Résistivité Ω/cm, 18° C	T.A.C.	Degré Hydro. français
nord	10,1	7,8	4.061	22,0	24,0
sud	10,1	7,5	3.905	23,2	25,3

TABLEAU IV

## INDICES DE SATURATION\*

Dates	6	13	14	Emergences			
				a	b	c	d
10/11/63	—	0,99	1,11	1,42	1,08	1,79	1,59
3/3/64	—	0,78	0,78	0,85	0,73	—	0,97
1/5/64	0,75	0,83	0,84	—	0,77	—	0,90
15/5/64	1,07	1,06	1,03	—	1,04	—	—
14/7/64	1,17	—	1,24	—	1,57	—	—
21/8/64	—	1,22	1,06	—	1,82	—	—
10/10/64	1,15	1,12	1,08	—	1,01	—	—
15/11/64	1	1,10	1,06	—	0,59	—	—
25/12/64	1,41	1,04	1,11	—	0,74	—	—
30/1/65	1,18	—	0,81	—	1,14	—	—

\* calculés d'après H. Roques. Ann. de Spéléologie. XVIII, 2, 141, 1963.

$$I. S. = \frac{\text{T.A.C. mesuré}}{\text{T.A.C. à l'équilibre}}$$

TABLEAU V

PCO<sub>2</sub> (émergences)

Dates	6	13	14	15			
				a	b	c	d
10/11/63	—	2,58.10 <sup>-2</sup>	2,13.10 <sup>-3</sup>	1,29.10 <sup>-2</sup>	2,05.10 <sup>-2</sup>	8,17.10 <sup>-3</sup>	1,03.10 <sup>-3</sup>
3/3/64	7,04.10 <sup>-3</sup>	3,79.10 <sup>-2</sup>	3,78.10 <sup>-2</sup>	2,68.10 <sup>-3</sup>	3,42.10 <sup>-2</sup>	—	1,90.10 <sup>-2</sup>
1/5/64	2,91.10 <sup>-2</sup>	3,20.10 <sup>-2</sup>	3,16.10 <sup>-2</sup>	—	4,03.10 <sup>-2</sup>	—	2,4.10 <sup>-2</sup>
15/5/64	1,46.10 <sup>-2</sup>	2,01.10 <sup>-2</sup>	1,28.10 <sup>-2</sup>	—	1,97.10 <sup>-2</sup>	—	—
14/7/64	1,54.10 <sup>-2</sup>	—	1,85.10 <sup>-2</sup>	—	1,04.10 <sup>-2</sup>	—	—
21/8/64	—	—	2,03.10 <sup>-2</sup>	—	7,27.10 <sup>-3</sup>	—	—
10/10/64	1,53.10 <sup>-2</sup>	1,98.10 <sup>-2</sup>	2,09.10 <sup>-2</sup>	—	1,96.10 <sup>-2</sup>	—	—
15/11/64	1,78.10 <sup>-2</sup>	1,80.10 <sup>-2</sup>	2,04.10 <sup>-2</sup>	—	4,47.10 <sup>-2</sup>	—	—
25/12/64	9,25.10 <sup>-3</sup>	1,25.10 <sup>-2</sup>	1,23.10 <sup>-2</sup>	—	2,81.10 <sup>-2</sup>	—	—
30/1/65	7,72.10 <sup>-3</sup>	1,88.10 <sup>-2</sup>	1,45.10 <sup>-2</sup>	—	1,06.10 <sup>-2</sup>	—	—

TABLEAU VI

## Composition chimique des calcaires

Etage géologique	CaCO <sub>3</sub> %	MgCO <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	non dosés %
Toarcien	70	< 1	< 1	27	2
Bajocien	90	< 1	< 2	5	2

## CLIMATIC CONDITIONS IN THE SWALLOW-HOLES AT CAVE ENTRANCES

Zdravko Petkovšek

University of Ljubljana

### Summary

The climatic conditions in special swallow-holes or collapsed dolinas at cave entrances are broadly discussed. On the ground numerous measurements of temperature and relative humidity, the corresponding distributions in some directions of a particular dolina were found, and vertical cross-sections constructed. They gave a possibility to find out the air circulation and to explain all other climatic peculiarities, and due of them, the biological conditions of the dolina, separately for two periods in its regime: summer and winter.

The entrances of many caves are to be found in swallow-holes. Perhaps it would be better to replace the expression "swallow-hole" with the name "collapsed dolina", which would explain the origin of small valley arising when the roof of the cave broke down.

Due to special morphological conditions such dolinas have very peculiar climatic conditions. Here we meet with a continuous fight between the influences from the outside, radiations and climatic conditions of the district on one side, and the influences from the cave on the other. Schematic representation is to be found in Fig. 1.

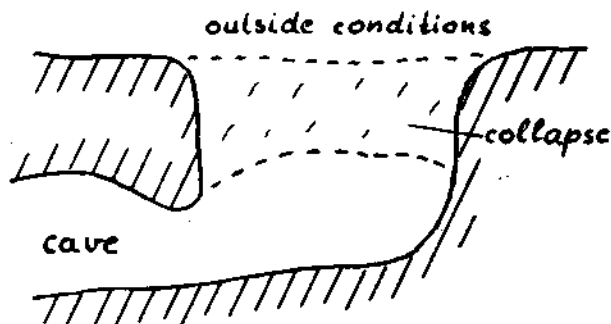


Fig. 1. Schematic representation of the dolina and its origin

As a representative dolina let us therefore consider the conditions in Velika dolina near Škocjan caves (NW part of Yugoslavia), where numerous measurements were made. The mentioned dolina is 300 m wide, 150 m deep and connected with large underground chambers of a 1,5 km long cave that is closed by a siphon. The measurements of air temperature and humidity in the cave were made 300 m from the entrance so being representative. The measurements in the dolina were numerous:

partly done with self-recording and ventilated meteorograph through the whole vertical extension (150 m), in the lower part of the dolina slopes and in the horizontal direction with the aspirated psychrometer. The data representing the outside (country) conditions were taken from the nearest meteorological station.

Let us first consider the yearly course of the air temperature in the cave and outside in the country during the years of measurements — Fig. 2. The presented curves that were constructed on monthly mean values show slight differences in phase but significant differences in the position of their axes (presenting the average values). The average value of the outside air temperatures is 12,6° and that of the cave 9,6°. So the average temperature of the cave may be considered by 3° lower than that of the air outside. But if we take into account that the cave lies 150 m lower and that the mean geometric lapse rate of temperature is 0,6°/100 m, we get 1° more, which means that the cave is in an average about 4° colder than the outside environs.

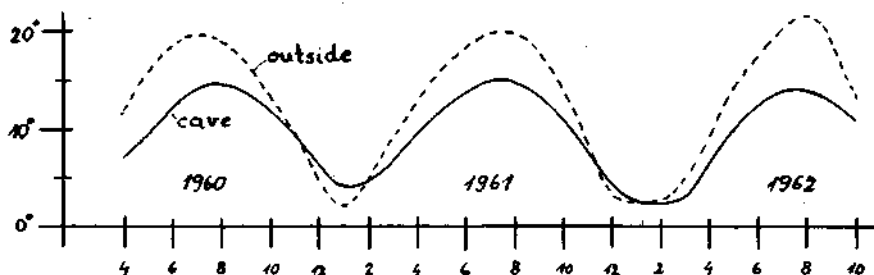


Fig. 2. Yearly course of the air temperature in the cave and outside

The established difference is due to morphology that allows the inflow of colder air into the cave and with it connected the mechanism of cooling but does not allow the inflow of warmer air. The only direct warming is from the brook flowing through the cave.

Taking into account the dry adiabatic lapse rate

$$-\frac{dT}{dz} = \gamma_a = \frac{g}{c_p} = 1^\circ/100 \text{ m}$$

that is valid for the air under considerations, we see that the air outside must be at least 1,5° colder than that of the cave. Then the outer air can overtake the buoyancy force and sink down to the bottom of the dolina, flow into the cave and so influence directly the temperature and humidity conditions there. This can happen only when there is an invasion of cold air outside. So in the regime of the climatic conditions of the dolina one can distinguish two different periods i. e.:

1. Summer period — the cave is relatively cold (most of time)
2. Winter period — the cave is relatively warm (short interrupted periods).

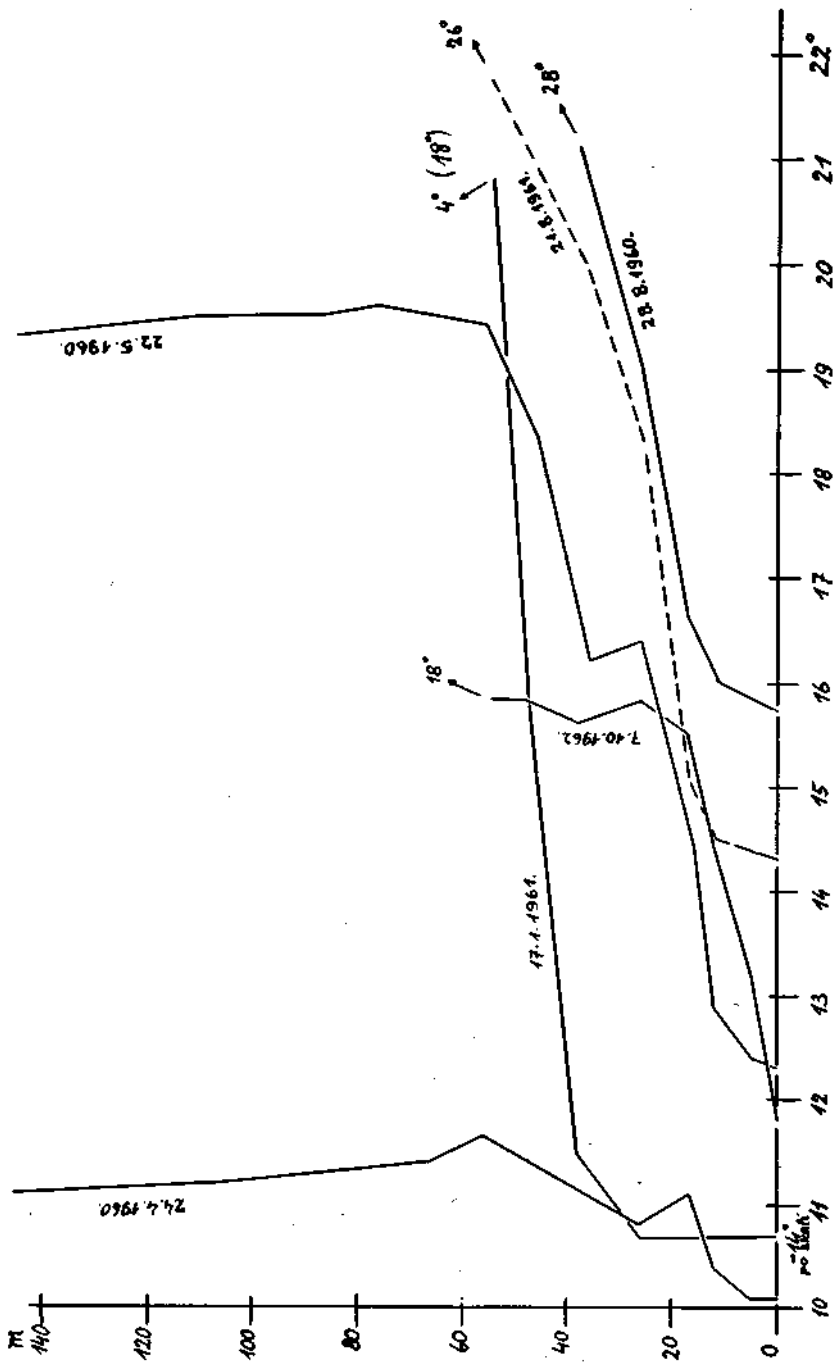


Fig. 3. Temperature lapse rates in the dolina on some days

### Summer period

The measurements in the dolina during the summer period gave the characteristic vertical distribution of relative humidity and temperature: in the lower part of the dolina there is a strong inversion layer as shown in Fig. 3 and 4 (with the exception of measurement on 17. I. 1962 that belongs to the winter period). Thanks to some measurements in vertical and horizontal directions through the dolina, we can construct

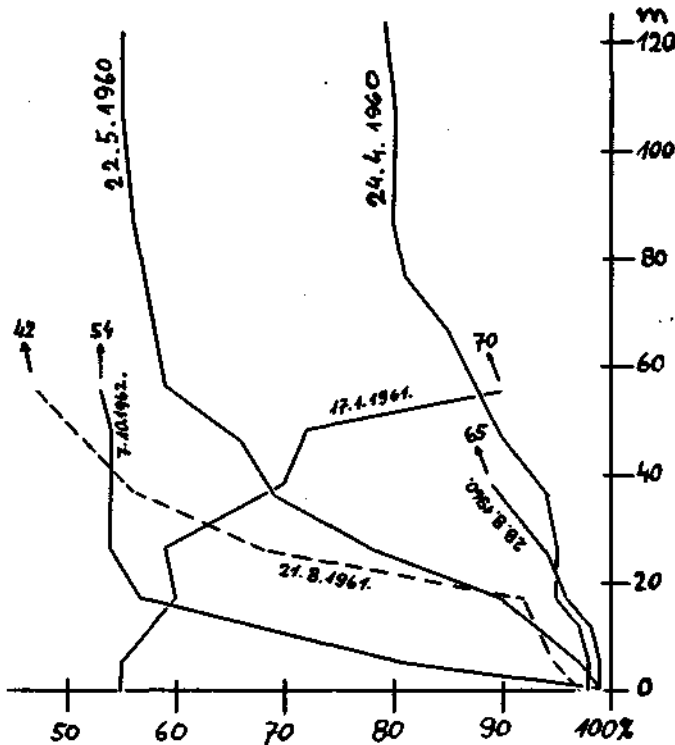


Fig. 4. Vertical distributions of relative humidity

the vertical cross-section of the thermal field. In Fig. 5 such a cross-section is presented for June 17<sup>th</sup> 1962, but it is representative for the summer period on the whole. Remembering that the pressure surfaces are practically horizontal, we can find in the mentioned cross-section two solenoidal fields with the energy of circulation given by the Bjerknes circulation theorem. Neglecting the deviation and friction influences we have

$$\frac{dC}{dt} = - \oint T R d(\log p)$$

that can also be written in the form

$$\frac{dC}{dt} = N(T, -R \log p)$$



where the right side of the equation presents the number of unit solenoids in the pressure-temperature field and the circulation acceleration act in direction from grad T toward  $-\text{grad } p$ . It means that in the lower part of the dolina under these conditions the circulation is counter-clock wise, but in the upper part the opposite (in Fig. 5 presented by dotted arrows). This shows that the cold and nearly saturated air is flowing at the bottom of the dolina from the cave and is here warmed, lifted therefore and partly mixed with the upper warmer air; in the upper part of the lower circle this air is flowing back into the cave. Although being slightly warmer, this air warms the cave only little for the air is relatively dry while the walls of the cave are wet. By the evaporation the latent heat of vaporisation (600 calories for every gram of water) is taken from the walls and air, cooling them.

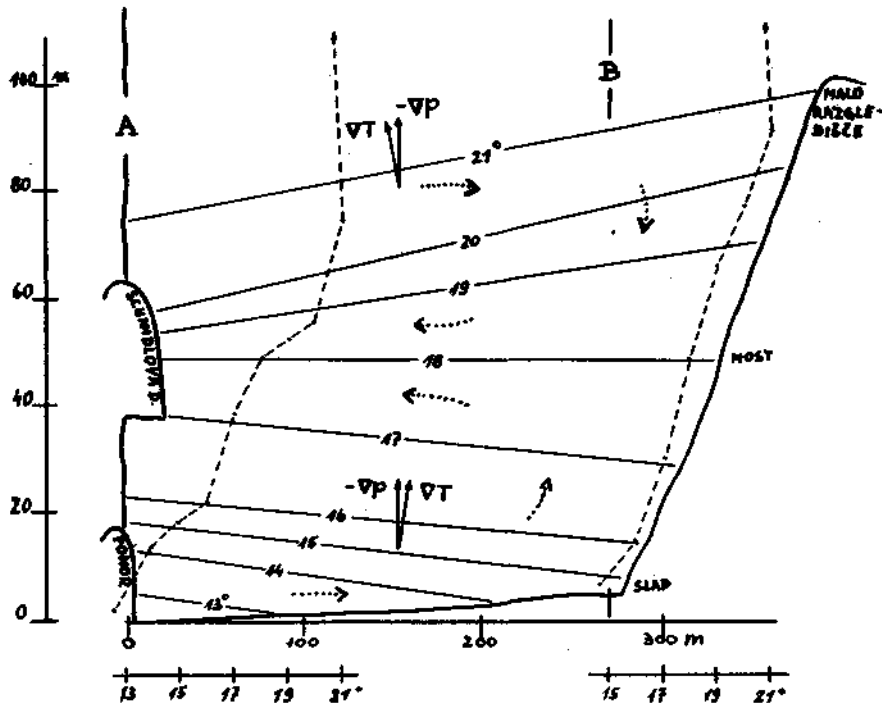


Fig. 5. Vertical E-W cross-section of temperature field and circulation

The height of the upper border of inversion layer in the dolina depends on thermal stability and the outside winds. If we compare the lapse rate at different times of the day, as shown in Fig. 6, we see that the conditions at the bottom are rather constant but the intensity of the inversion layer at its height depends on the outside conditions. At noon we find above the cave-air layer normal lapse rate; in the evening and in the early hours, above the cave-air there is a slight inversion layer of radiation-cooled air of the outside plateau, filling the dolina to the brim.

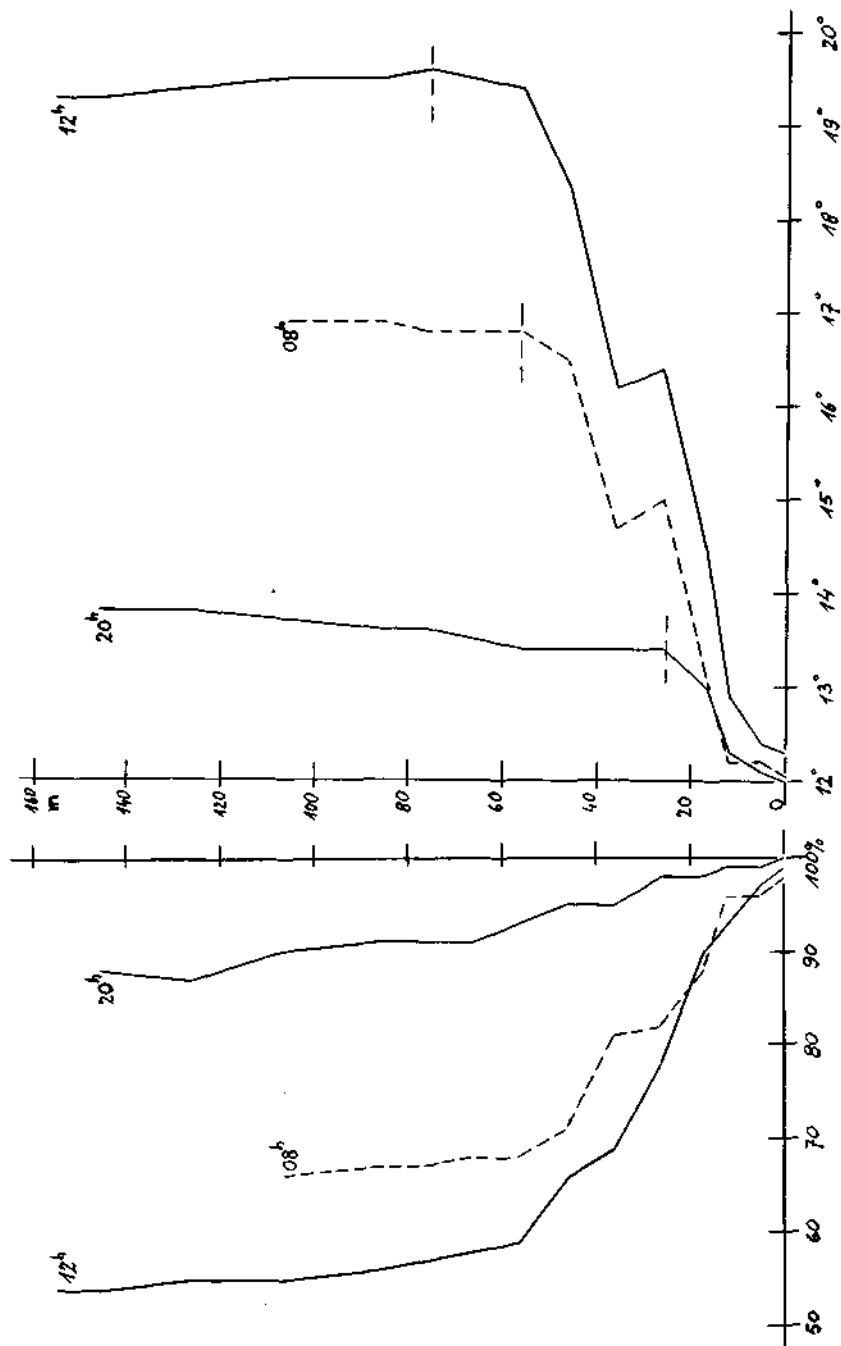


Fig. 6. Lapse rate and humidity distribution in three different times of the day

On the ground of the known daily changes and physical interpretation we can construct the circulation of air at the slopes of the dolina and find its consequences. Finding this, we must first construct the temperature fields. Corresponding temperature fields for day and night may be seen in Fig. 7.

In the daytime we see on sunny side simple upslope circulation without significant consequences. At night, however, the air on the environing plateau is cooled from the radiation-cooled surface and is flowing into the lower dolina. Due to its motion a turbulent mixing with the upper warmer air takes place, and while the air is sinking into the dolina, it is also adiabatic warmed. If we add the contra-radiation of the opposite slopes, we find that the slopes of the dolina are at night warmer than any other place outside, being therefore safe from spring frosts. This is the reason why just in these places some special mediterranean plants are to be found. The microclimate of the dolinas' slopes is colder but milder than that of the surrounding country.

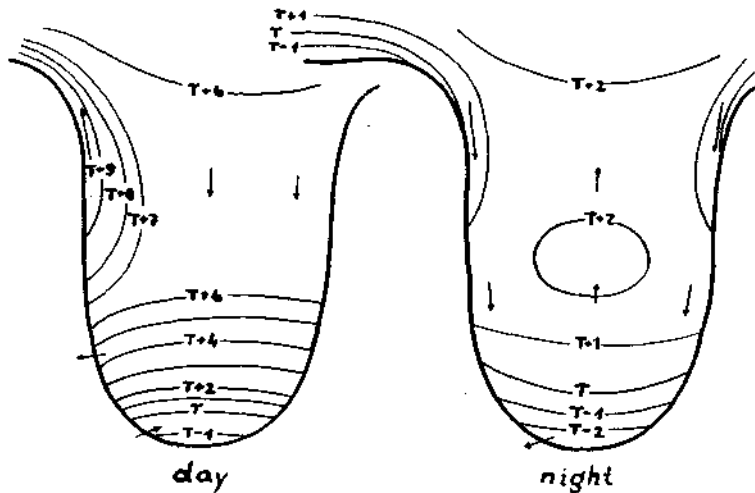


Fig. 7. Vertical N-S cross-section for the day and night

#### Winter period

or winter regime can occur only when the outside air is at least by some degrees colder than that of the cave. The colder air breaks into the cave, pushing the relatively warm old air out of it. When after some days or so the weather in the country turns to be warmer again, the upper border of the cold air captured in the dolina sinks slowly; at the bottom of the cave entrance the cold air is flowing into the cave (see Fig. 8). Hence the cold air coming to this country is dry (bora) and is further dried by subsidence to the bottom, from the wet walls of cave a substantial evaporation occurs that cools the cave even more than the cold air itself. The warmed and humid air flows out of the cave at the

upper part of its entrance. It is clear that in such cases the lapse rate in the captured air must be nearly isothermal and the relative humidity the lowest at the bottom. This is confirmed by the measurement on 17. I. 1961 that was made three days after a cold air invasion (see Fig. 3 and 4).

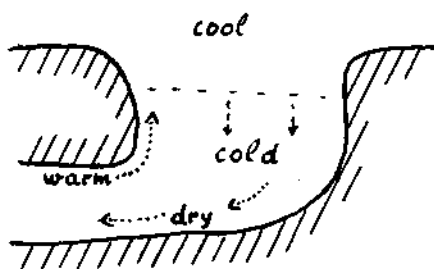


Fig. 8. Circulation in the dolina in winter regime

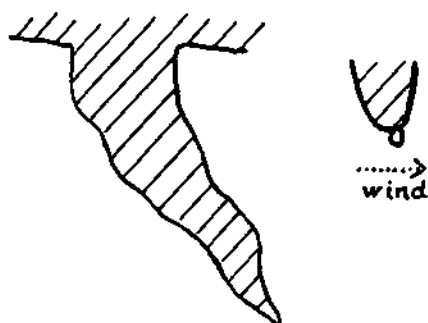


Fig. 9. A form and origin of inclined stalactites

On the roof of the cave entrances, where in winter there is a strong outflow, we can find, instead of vertical stalactites, examples with the points inclined toward outside — Fig. 9. They have probably grown so because the air flow displaced the evaporated water drops from their central position. The inclinations of separate parts of stalactites are different — depending on the speed of the air flow. Like the biologists find fossil animals and plants, meteorologists can find fossil climatic conditions in such stalactites. Unfortunately we have not yet had the opportunity to study them so far.

#### References

- Geiger R., 1957. The climate near the ground. Harvard University press, Cambridge.
- Quitt E., 1962. Mikroklimatische Verhältnisse in den Höhlen des Mährischen Karstes. Wetter und Leben, Jahrg. 14, 7—8.
- Grom S., 1959. Prispevek k poznavanju flore v sistemu Škocjanskih jam. Acta carsologica II SAZU, Ljubljana.
- Petkovšek Z., 1963. Klimatske razmere v Veliki dolini pri Škocjanskih jamah. Biološki vestnik XI, Ljubljana.

Discussion: A. Cigna, W. Gressel, R. Gospodarič.

## UN CAS RARE D'ÉVOLUTION DE LA DÉCORATION STALACTITIQUE

Anna Petrochilos et Ilias Paraskevaïdis (\*)

Athènes

La petite grotte Sardheli aux environs (S. E. 1/4 h.) du village de Glycorhizon de la province de Tryphyllia en Péloponnèse, constitue un reste de grotte et même son bout terminal et donne une idée de la destruction d'une grotte par l'érosion.

Elle est creusée dans des bancs calcaires assez épais de la série des calcaires en plaquettes avec des intercalations de lits de radiolarites du crétacé. Le calcaire est plissé et fortement diaclasé, et c'est dans la direction d'une diaclase que s'est creusée la salle ouverte dans toute sa hauteur (6 m), ce qui constitue l'entrée. Ce même banc constitue le bout d'une sorte de plateau qui se termine au bord d'une petite rivière, tribulaire de la Mer Ionienne. La rivière même pourrait être déterminée par une faille, puisqu'on ne trouve pas la continuité du banc calcaire sur l'autre rive, où les couches en plaquettes plongent vers le S 40° E. Les mêmes couches plongent dans le plateau même et dans le village présentent aussi des couches verticales.

La paroi ouest est orientée SW et est tout à fait droite, suivant une grande diaclase.

La longueur à vol d'oiseau de la grotte est de 21 m. La première salle longue de 9 m., large de 3,50 m. et haute de 4 m. avec 6 m. au milieu, est remplie de blocs et aménagée par les paysans. Ainsi la forme naturelle du sol n'est plus visible. Il y a des fentes remplies de pierres, qui montrent que l'eau passait à un niveau plus profond.

Deux trous presque ronds, d'un diamètre de 50—80 cm, conduisent à l'intérieur. L'un est placé directement au bout de la salle, au niveau du sol, et l'autre à la paroi ouest, non loin du premier et un peu plus bas. Tous les deux conduisent à la salle (B) longue de 11,50, haute de 2,50 m., d'une orientation N-S, fermée à son extrémité Nord où il y a une petite catavothre. Une autre catavothre est au milieu. A l'extrémité sud, il y a aussi une petite catavothre. Toutes sont remplies de cailloux et de terra rossa. D'ici on pénètre plus profondément, par une ouverture haute de 1 m., dans une troisième salle (C) longue de 4,50 m. dans la direction N-S qui se termine vers le Sud par trois tunnels longs de 1,50—3 m. orientés en descendant presque vers le Sud. Au dessus du tunnel moyen il y en a un autre ascendant à 1 m. du sol.

La troisième salle se prolonge plus loin mais dans une direction N-E en forme d'une autre salle (D). Son extrémité nord se termine par un tunnel ascendant, petit et étroit.

\* Ilias Paraskevaïdis, Géologue, Professeur à l'École d'Agriculture d'Athènes.

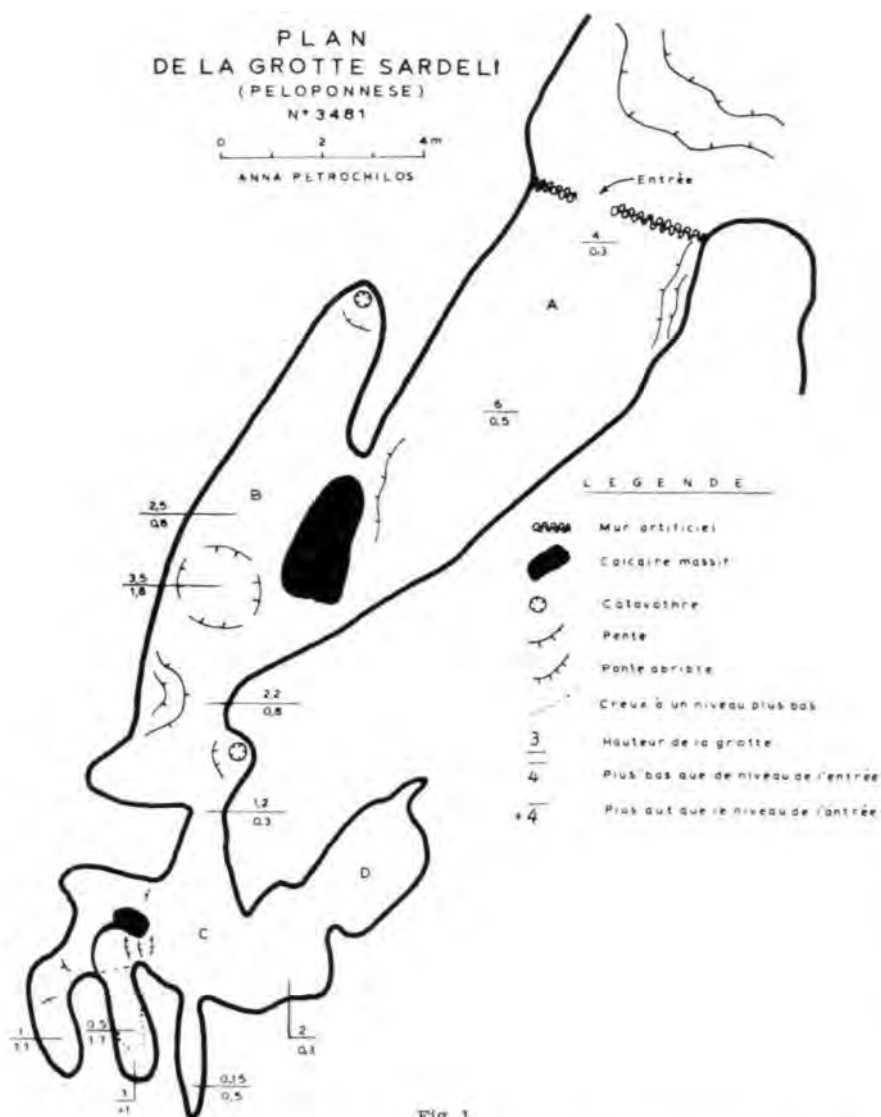


Fig. 1.

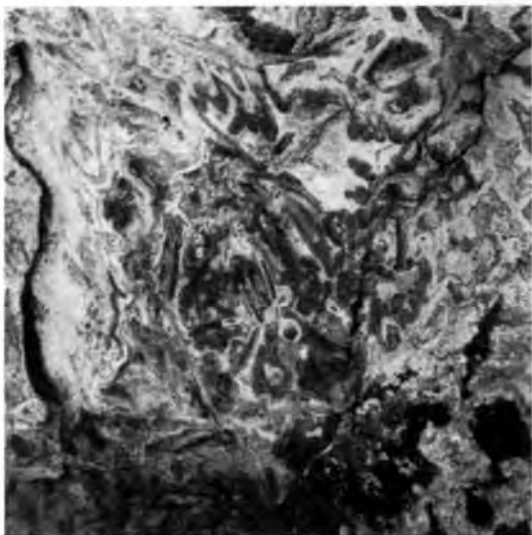
Les points les plus bas de toute la grotte — seulement 2 m — se trouvent à la catavothre centrale de la salle B et aux deux tunnels de la salle C. Le point le plus haut se trouve au milieu de la salle A = 6 m.

Comme il a été déjà mentionné, la grotte est en cours de destruction et on voit sa prolongation vers le N à une distance de plus de 100 m. de l'entrée. On reconnaît la prolongation de la paroi gauche de la salle A sur la pente parfois abrupte. La paroi droite disparaît graduellement par effondrement. Des blocs entiers sont tombés, d'après les informations des paysans, il y a peut-être une cinquantaine d'années. On peut s'en rendre compte directement, en observant la couleur des roches de la paroi.

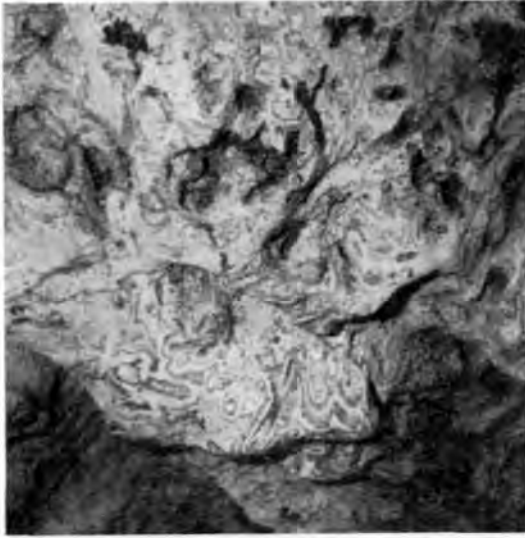
Fig. 2. Vue extérieure de la grotte au-dessus de la vallée «Korasadas».  
Photo: Anna Petrochilos



Fig. 3. Troisième salle, stalactites cassés, recollés et détruits.  
Photo: Anna Petrochilos



La grotte n'est pas vivante. Il y a de rares gouttes d'eau et même des formes récentes de stalactites. Mais ce que l'on peut remarquer, c'est la destruction du vieux décor de stalactites. C'est ce que l'on voit dans les formations des parois et du plafond qui rappellent des figures mystérieuses. Ces même formes peuvent être observées à l'extérieur sur les



**Fig. 4. Paroi de la quatrième salle avec trace de stalactites cassés et recollés.**  
Photo: Anna Petrochilos



**Fig. 5. Paroi de la quatrième salle avec décor stalactitique détruit et stalactites cassés et détruits.**  
Photo: Anna Petrochilos

roches de la pente, dans la prolongation de la première salle. C'est la partie détruite de la grotte. La grotte se place à la hauteur d'une deuxième terrasse qui correspond à un certain stade d'érosion de la région.

La progression de l'érosion, secondée par des mouvements tectoniques du sol, a condamné la grotte à disparaître. Le progrès de l'érosion a contribué à la destruction de la grotte par la dissolution de la couche calcaire qui formait une falaise. Cette destruction se poursuit de nos



Fig. 6. Quatrième salle. Destruction du décor stalactitique sur rocher pendant du plafond.

Photo: Anna Petrochilos



jours par des éboulements de la paroi externe. Très probablement cette partie des couches se trouvait en relation avec les bancs calcaires qui apparaissent plus au Sud et qui donnent naissance à quelques sources karstiques.

La destruction du décor de stalactites a révélé aussi une autre chose intéressante: un désordre dans les formes comme on en voit dans des travertins. En effet, il y a des formes de différentes orientations qui se seraient développées à l'origine dans une autre direction. On pourrait penser à une destruction du décor primitif qui serait tombé de travers, ce qu'on peut observer souvent dans les grottes, et puis les diverses parties auraient été de nouveau liées en un ensemble extérieurement uniforme par de la matière stalactitique.

Les eaux courantes ont détruit ensuite tout ce dépôt et ont donné des coupes, comme on peut le remarquer sur les photos.



## ТЕРМИКА ВОЗДУХА В ПЕЩЕРАХ ПОЛЬСКИХ ТАТР

Марнан Пулина

Географический Институт, Университет г. Вроцлав

Измерения температуры воздуха в пещерах Татр sporadически проводились перед войной Жмудой и Зволинским. В 1951—52 годах наблюдения проводились Ковальским, а несколько лет спустя супругами Ходоровскими.

В настоящем реферате представлены результаты личных микроклиматических наблюдений, проведенных от 1958—1963 года под опекой доц. др. Орлича, заведующего обсерваторией «Каспровы Верх» в Татрах. Исследования финансировал Институт Географии Польской Академии Наук и Польское Гидро-Метеорологическое Общество. Исследования велись при ценном содействии спелеологов Варшавского, Вроцлавского и Закопанского центров.

К сведению следует прибавить, что подобные исследования в Словацких Татрах проводятся доц. др. Отрубой из Братиславы, с которым автор поддерживает связь.

Наиболее крупные пещеры Польских Татр находятся в трех главных долинах: Малой Лонки, Косцелинской и Хохоловской. Корридоры этих пещер принадлежат большей частью к типу трещинных. Крупные пространства в форме залов или корридоров с большим поперечным профилем отделены друг от друга узкими проходами, которые препятствуют свободному обмену воздуха.

В Татрах можно выделить два типа пещер: горизонтальные и вертикальные. Горизонтальные пещеры образуют несколько уровней. Их длина доходит до нескольких километров. Вертикальные пещеры состоят из системы колодцев глубиной до ста десяти — ста двадцати метров. Самая глубокая из них — пещера Снежна — достигает 640 м глубины.

Для подробного изучения микроклимата были выбраны несколько больших горизонтальных пещер расположенных на разной высоте. Самая низкая из них — Щелина в Хохоловской долине лежит на высоте 1050 м н. у. м. Её длина — 2 км. Следующая пещера — Зимна — в Косцелинской долине расположена на высоте 1100—1200 м н. у. м. Длина ее 4 км. Выше всего находится пещера Чарна в Косцелинской долине на 1450 м н. у. м. Её длина — около 8 км.

Примером вертикальных пещер является пещера Снежна в долине Малой Лонки. Корридоры этой пещеры развиты на высоте 1100 до 1700 м н. у. м.

Кроме того проведены сравнительные исследования в других менее крупных пещерах Татр.

Проведены наблюдения температуры воздуха с особым учётом вертикальной и горизонтальной стратификации, температуры под-

земных вод, почвы и породы, а также других метеорологических элементов как: направления и быстроты ветра, испарения, биологического охлаждения и т. д. Измерения проводились при помощи стандартных инструментов используемых на метеорологических станциях, приспособленных к подземным условиям.

Исследования велись несколько раз в течение года, при чём принимались во внимание типичные метеорологические условия связанные с четырьмя временами года.

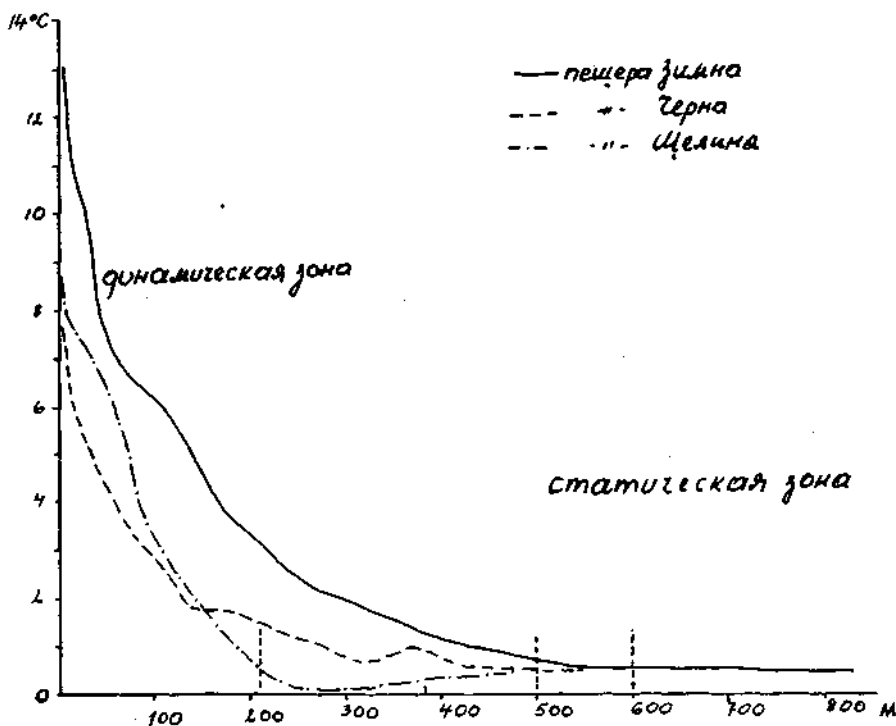


Рис. 1. Средние годовые амплитуды воздуха в пещерах горизонтальных

Наблюдения исполнялись двумя методами. Первый, т. наз. полевой метод заключался в проведении наблюдений в разных пунктах пещеры в разное время. Длительность таких наблюдений не превышала 24 часов. Другой, стационарный метод заключался в постоянных, продолжающихся несколько суток наблюдениях в специально приспособленных станциях размещенных в разных пунктах пещеры. При помощи этого метода получены данные для одного и того же отрезка времени.

Во многих случаях использовались оба метода одновременно, при чём полевой метод употреблялся как подсобный.

В настоящем реферате будут представлены предварительные результаты наблюдений термики воздуха в пещерах Татр, т. к. обработка других элементов еще не доведена до конца.

Микроклиматические наблюдения приводят к выводу, что в крупных татренских пещерах можно выделить две различные микроклиматические зоны. Корридоры, удаленные на несколько сот метров от выхода, принадлежат к статической зоне. В ней годовая амплитуда температуры воздуха также как амплитуда колебаний других метеорологических элементов невелика. В корридорах же, расположенных вблизи выхода, годовая амплитуда велика, наблюдаются суточные колебания.

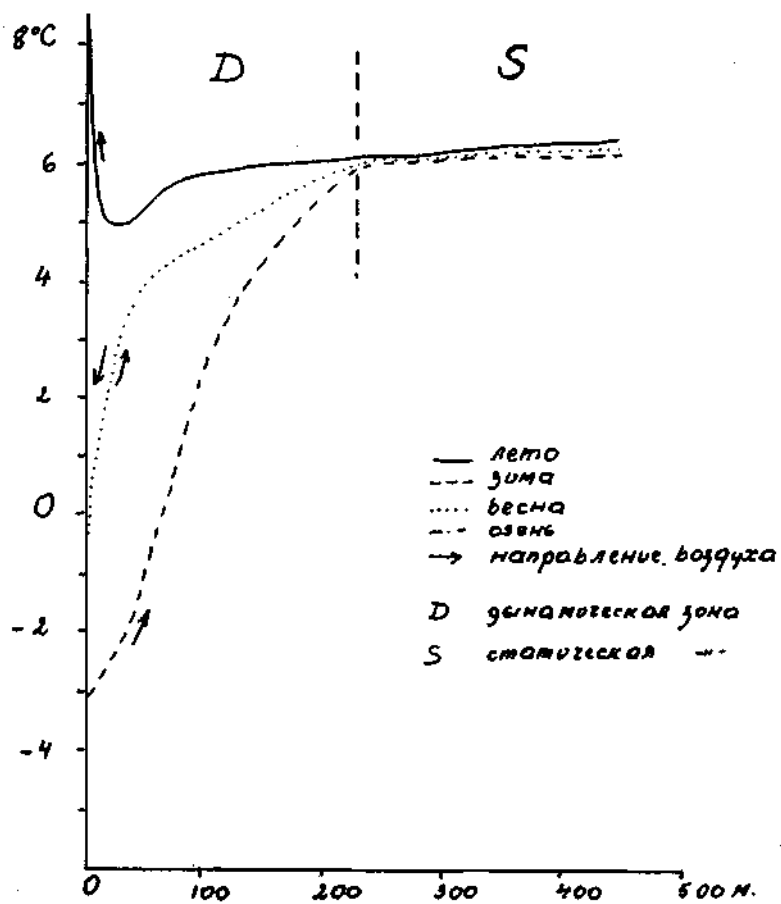


Рис. 2. Средние суточные температуры воздуха в пещере Щельна

При взгляде на рис. 1, представляющий средние годовые амплитуды температуры воздуха в четырёх татренских пещерах, видно, что амплитуды уменьшаются по мере удаления от выхода пещеры от 10—20° С до менее чем 0,5°. Такая же тенденция наблюдается относительно суточных амплитуд температуры. Факты эти позволяют констатировать существование переходной зоны между стабилизиро-

ванной статической зоной и сильно изменяющимися массами воздуха находящегося снаружи. Это — действующая динамическая зона.

Во всех более крупных татренских пещерах существуют две зоны: статическая и динамическая.

Прежде чем оговорить критерии, на основании которых мною выделены эти зоны, я представлю термическую характеристику двух зон, основываясь на материалах, представленных на рис. 2, 3, 4. На них показаны кривые средней суточной температуры воздуха во время четырех времен года в трех горизонтальных пещерах и в вертикальной пещере. В этих пещерах ход кривых сходен. По мере удаления от выхода пещеры кривые сходятся и на расстоянии нескольких сот метров сезонные колебания сглаживаются.

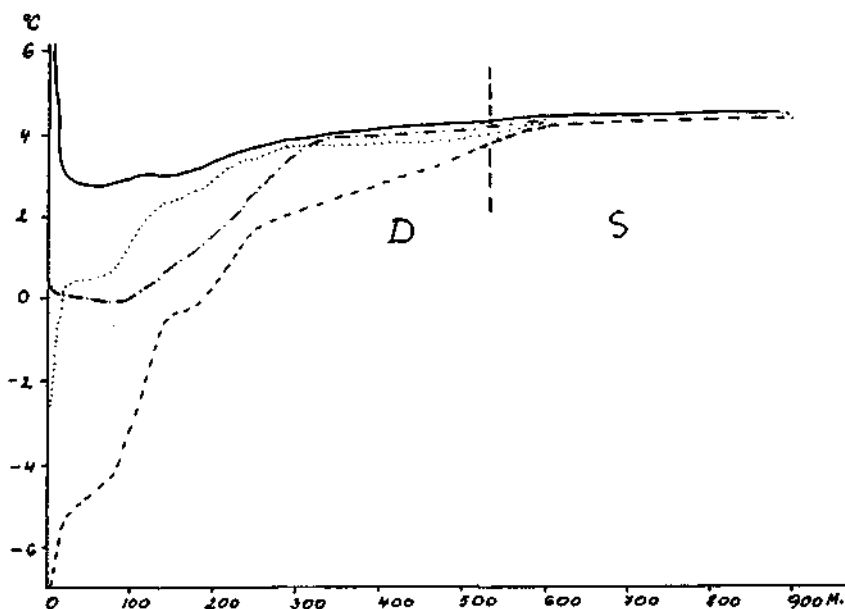


Рис. 3. Средние суточные температуры воздуха в пещере Зимна

В динамической зоне наблюдаются два типа термических кривых: летние и зимние. В летнем сезоне видны две субзоны. Первая расположенная у входа в пещеру, в которой наблюдается снижение температуры в глубь пещеры, и субзона переходная с постепенным повышением температуры. В первой субзоне накапливается холодный воздух, который ночью гравитационным путем стекает по склонам долинны и проникает в глубь пещеры. В зависимости от формы пещеры холодный воздух задерживается в течение дня или устраняется.

На рис. 5 представлены суточные термоизоплеты воздуха в пещере Щеляна Хохоловска. Здесь ясно видно влияние холодного воздуха ночью и удаление этих масс в течение дня.

В более высоких пещерах зоны, расположенные у входа, занимают большее пространство. Здесь часто господствует температура ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , которая благоприятствует накоплению трещинного льда и сохранению снега. В нескольких пещерах наблюдалась замкнутая циркуляция воздуха типа «статической, ледовой» в результате отделения льдом и многолетним снегом зоны расположенной у входа от более

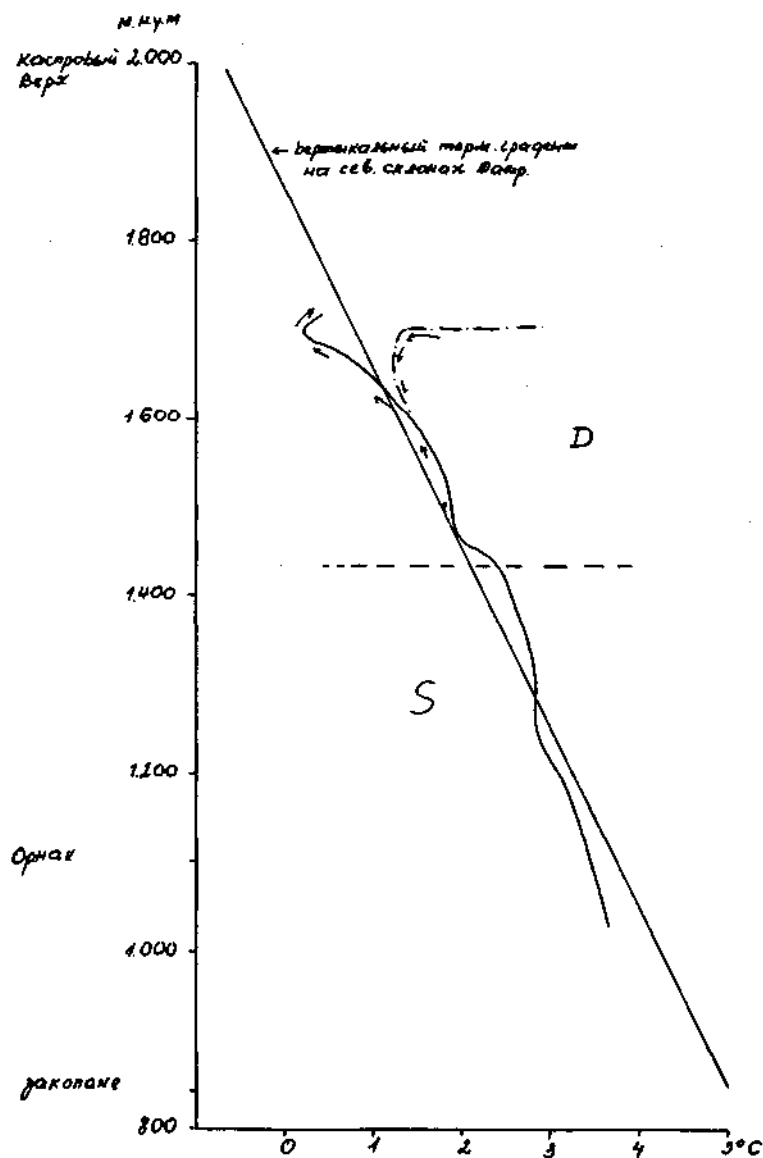


Рис. 4. Среднее суточные температуры воздуха в вертикальной пещере Снажной (осен 1961 г)

глубоких частей пещеры. Пещеры с зонами оледенелыми у входа встречаются в Татрах на высоте свыше 1500 м н. у. м. Как пример можно назвать пещеру Лёдова в Цемняке, Лёдова в Котле Муловом, пещеру Снежна и др.

В субзоне расположенной у входа летом господствуют положительные температуры. Повышение температуры в этой субзоне летом невелико и достигает нескольких десятых градуса С (100 м расстояния).

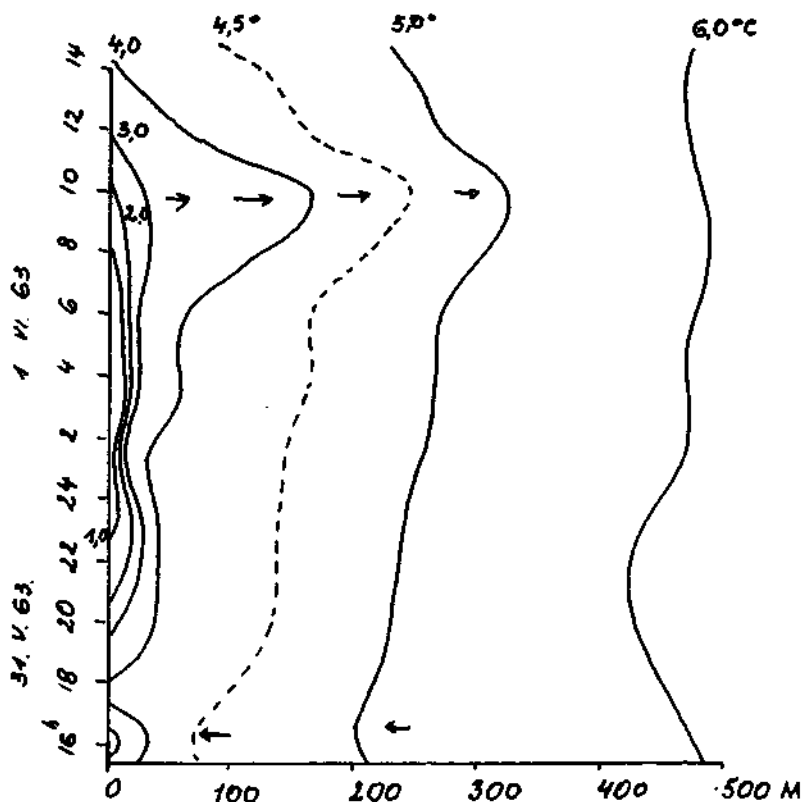


Рис. 5. Суточные термозооплеты воздуха в пещере Шкулина

Зимой термическая кривая в динамической зоне выказывает постоянный рост температуры в глубь пещеры. Рост этот много больше наблюдающегося летом. Его величина достигает нескольких градусов С/100 м.

Температуры воздух осенью и зимой в динамической зоне представляют собой переходные величины. Кривые этих периодов уместаются на площади занятой кривыми лета и зимы.

Длина коридоров занятых динамической зоной зависит от многих факторов. К ним принадлежит напр. высота н. у. м., форма коридоров, отверстия и трещины выходящие на поверхность.



В горизонтальных татренских пещерах динамическая зона занимает корридоры удаленные на расстояние 0,5 км от отверстия. В вертикальных пещерах она доходит до нескольких сот метров глубины. Напр. в пещере Снежной — до глубины 300 м.

Главным фактором определяющим метеорологические условия в пещерах является циркуляция воздуха. Наиболее интенсивный обмен воздуха происходит в динамической зоне. В татренских пещерах величина этого обмена доходит до нескольких куб. метров в секунду, что дает максимальную скорость движения воздуха в суженных частях до 5 м/сек. Направление этого обмена зависит от давления воздуха и термической стратификации. На рис. 2, 3, 4 возле термических

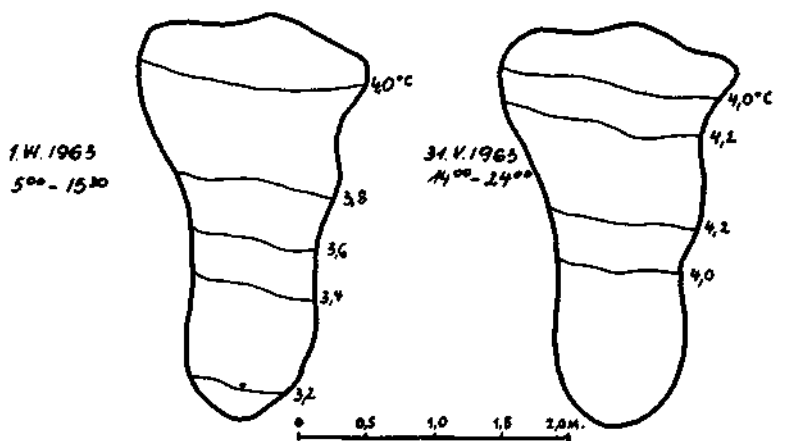
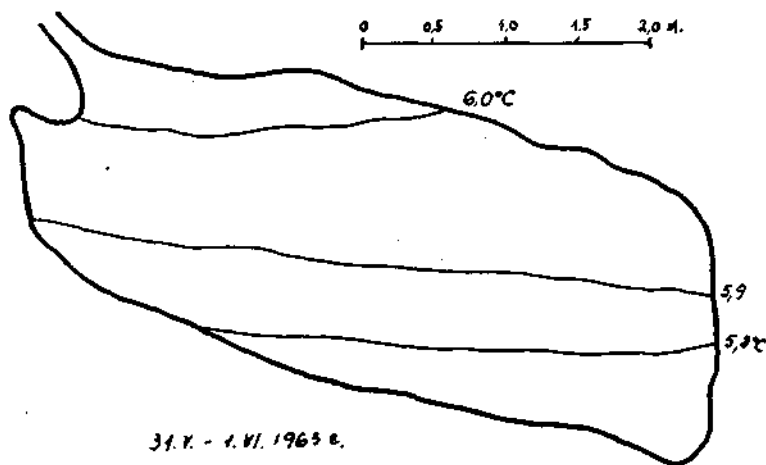


Рис. 6. Стратификация воздуха в пещере Шелмна (31. V.—1. VI. 1963 г)  
 6 А — профили в динамической зоне (40 м от входа)



31. V. - 1. VI. 1963 г.

6 Б — профили в статической зоне (450 м от входа)

профилей стрелками показано направление этой циркуляции. При летней термической стратификации движение воздуха направлено наружу от более высоких температур к низким. Такое направление движения наблюдается также в вертикальных пещерах. Например в пещере Снежна наблюдалось перемещение воздуха вверх по корридолу. Через отверстие этой пещеры выходило 3 куб. м. воздуха в секунду.

Зимой направление движения воздуха — обратное — в глубь пещеры. Весной же и осенью направления меняются. Наблюдалось, что в течение суток направление движения воздуха менялось несколько раз.

На рис. 5 видно двукратное изменение движения воздуха в течение суток.

Установлено также многократное выравнивание температур во всей пещере. Результатом этого было прекращение движения воздуха. Эти явления наблюдались осенью и весной.

В статической зоне наблюдались годовые амплитуды температур меньше  $0,5^{\circ}\text{C}$ , а величины суточных амплитуд граничили с величиной ошибки измерения. Движение воздуха в этой зоне невелико, а скорость ниже  $0,1\text{ м/сек}$ . В более крупных залах наблюдалась замкнутая циркуляция воздуха.

Движение воздуха имеет решающее значение для распределения температур по вертикальному профилю корридолов. Об этом свидетельствует рис. 6, на котором показаны поперечные профили двух корридолов в пещере Щелина Хохоловска. В этих местах были установлены микроклиматические станции. Два профиля по левой стороне А находятся в 40 м от входа в пещеру, в динамической зоне. Профиль Б находится в статической зоне на расстоянии 450 м от входа.

На профиле А по левой стороне мы видим правильную термическую стратификацию от  $3,2$  до  $4,0^{\circ}\text{C}$ . Такие условия имели место при прекращении движения воздуха. На профиле же правом показаны обратные условия. Это явление произошло при сильном движении воздуха снаружи, когда течение этого потока происходило в верхней части профиля. На профиле Б представлена типичная термическая стратификация в статической зоне.

На основании представленной выше характеристики и наблюдений проведенных в пещерах польских Татр получена возможность установления термических критериев, на основании которых можно выделить микроклиматические зоны.

Как было сказано в начале, различия между зонами лучше всего показывает годовая амплитуда температур. Её величины представлены на рис. 1.

В статической зоне годовая амплитуда температуры является наименьшей. Её величина меньше  $0,5^{\circ}\text{C}$ , потому

$$S = A_{tr} \leq 0,5^{\circ}\text{C}$$

Для динамической же зоны

$$D = A_{tr} > 0,5^{\circ}\text{C}$$

Величина других метеорологических элементов в этих двух зонах указывает, что для каждого из них можно найти крайние величины: напр. для движения воздуха — средняя годовая ниже 0,1 м/сек/кв. м. перевес испарения над конденсацией в динамической зоне, обратное явление — в статической зоне и т. д.

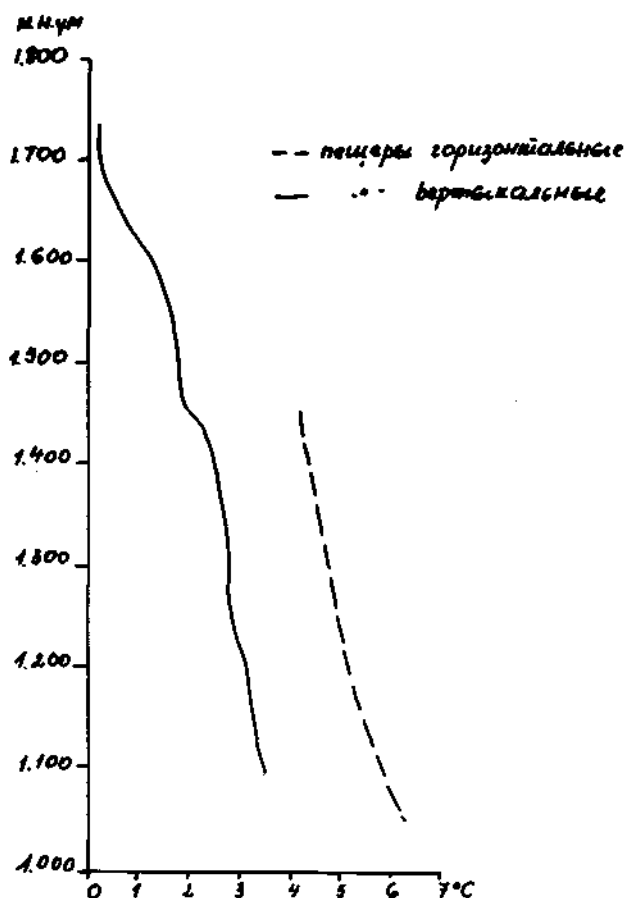


Рис. 7. Температурный градиент воздуха в пещерах Татр

Выявление статической зоны в татренских пещерах дает возможность представить температурный градиент воздуха наполняющего подземные пустоты карстовых массивов Татр и провести сравнение с поверхностным градиентом. Профили этих градиентов представлены на рис. 7. Среднее понижение температуры воздуха в татренских пещерах достигает  $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  высоты. Его величины близки поверхностному градиенту северных склонов Татр. Рисунок этот информирует нас также, что в горизонтальных пещерах температуры воздуха в статической зоне на  $2^{\circ}\text{C}$  выше средней годовой температуры возду-

ха на поверхности. Это значит, что в пещерах расположенных на высоте 1000 до 1500 м н. у. м. она колеблется от 6,5 до 4,0° С. В вертикальных же пещерах температура этой зоны близка средней годовой температуре воздуха на поверхности.



Рис. 8. Пещера Чарна. Метеорологическая станция

Фото М. Пулина

Представленные выше результаты исследований указывают на возможность проведения классификации микроклимата татренских пещер, выявления типичной термической стратификации, а даже позволяют сделать некоторые синоптические выводы. Однако эти результаты не выясняют в достаточной мере причин циркуляции воздуха. Этому вопросу уделяется особенное внимание в проводимых в настоящее время исследованиях.

# EIN BEITRAG ZUR KLASSIFIZIERUNG VON KARSTERSCHEINUNGEN IN SALZ- UND GIPSGEBIETEN

Fritz Reuter

Zentrales Geologisches Institut

Berlin, DDR

## Summary

Classifications of carstification occurrence always ought to take in consideration that they should serve practical works. Therefore, recently, in common work between experts of different professional groups, general directions have been worked out in form of a standard for the critical examination of the building-ground. The classification based on these directions are then to be discussed.

## 1. Einleitung

Die gebräuchlichen Klassifikationen sind fast nur unter Berücksichtigung der Gebiete aufgestellt worden, in denen das Karstphänomen in Kalksteinen auftritt. Der Gips- und Salzkarst wurde dabei nur nebenbei erwähnt, oder angezogen (Cramer 1941), wenn gewisse Ausnahmen von der Regel bestätigt werden sollten. Da in der DDR der Kalkkarst nur eine untergeordnete Rolle spielt, dagegen aber Gips- und Salzkarst — insbesondere im Bereich der Ingenieurgeologie — fast täglich neue Probleme aufwerfen, waren unsere Ingenieurgeologen gezwungen zu überprüfen, inwieweit die herkömmliche Betrachtung des Karstproblems in diesem Zweig der Geologie mit Erfolg angewendet werden konnte. Es zeigte sich dabei deutlich, daß alle bisherigen Klassifikationen nicht zur Anwendung gelangen konnten und keine den besonderen Belangen dieses praktischen Teilgebietes der Geologie, das engere Beziehungen zum Bauwesen hat, Rechnung trägt.

Auf der Grundlage einer von F. & R. Reuter (1962) aufgestellten Klassifikation und unter Mitarbeit von Wissenschaftlern aus verschiedenen Fachgebieten der Geologie, des Bergbaues und des Bauwesens sind deshalb Richtlinien über ingenieurgeologische Arbeiten im Salz- und Gipskarstgebiet (= Auslaugungsgebiet in der deutschen Terminologie) aufgestellt worden, die ihren Niederschlag in der Norm TGL 168—1002 gefunden haben. Dieser Norm liegt eine Klassifikation der Salz- und Gipskarsterscheinungen zugrunde, die sich in den letzten Jahren bei praktischen geologischen Arbeiten bewährt hat.

## 2. Formen der Auslaugung

Von verschiedenen Autoren (z. B. Steinbrecher 1959) wurde eine Unterscheidung in solche Erscheinungen vorgenommen, die sich im Gips (Auslaugung) und im Salz (Ablaugung) abspielen, um damit zum Ausdruck zu bringen, daß die Auflösung des Gipses von Klüften über ein kavernenbildendes Stadium vor sich geht und die Lösung des Salzes



Abb. 1. Schiefstellung von Häusern infolge von Gleitungen in Erdfallzonen (Bad Frankenhausen)

von der Oberfläche des Salzes her flächenförmig erfolgt. Von Hoyningen-Huene (1960) beschrieb verschiedene Beispiele, wonach eine so klare Trennung nicht möglich ist und beide Auflösungsarten sowohl im Salz als auch im Gips auftreten können. Die Beobachtungen zeigen aber, daß eine Materialbedingtheit hinsichtlich der Verkarstung doch insofern zu verzeichnen ist, als im Gips ganz überwiegend Kavernen und Erdfälle vorkommen und im Salz eine flächenmäßige Auflösung ohne Kavernenbildung für unseren Klimabereich die Regel ist.

## 2.1. Auslaugung von Gipsgesteinen

Das Charakteristische für die Verkarstung des Gipses besteht darin, daß die Auflösung des Gipses von Klüften und Spalten ausgeht und zur Höhlenbildung führt (Biese 1931). Der unterirdische Hohlraum erreicht schließlich solche Ausmaße, daß die Standfestigkeit des tragenden Gewölbes überschritten wird und ein Einsturz der Höhlendecke erfolgt.

### 2.1.1. Erdfälle

Erdfälle sind Tagesbrüche über eingestürzten Höhlen. Es ist gleichgültig, ob der Gips direkt zu Tage ansteht oder ob der Gips von Fest- oder Lockergesteinen überdeckt wird. Die von Cramer (1941) angezogenen Beispiele der Erdfallbildung in Gipsgebieten zeigen m. E. eindeutig, daß sie nicht im Zusammenhang mit der Dolinenbildung zu

sehen sind und nicht die wenigen Ausnahmen darstellen, wonach eine Doline auch durch Einbruch entstehen kann.

### 2.1.2. Gleitungen in Erdfallzonen

(Abb. 1).

Erdfälle treten dicht beieinander und auch in kurzen Zeiträumen nacheinander auf. Gibt es in Erdfallgebieten eine mächtige Lockergesteinsdecke, so bildet sich ein sogenannter Großerdfall in Form eines ausgedehnten Trichters. Die Gipsoberfläche im Bereich des Trichters muß man sich dabei mehr oder weniger stark durchlöchert vorstellen, so daß die hangenden Lockergesteine infolge von Nachsackungserscheinungen in das im Gips befindliche Höhlensystem abgezogen werden können. Durch das Nachsacken können alte Erfälle wieder belebt werden und an den Hängen des Trichters treten Gleitungen auf, ähnlich dem Hanggleiten, wie es an Gebirgstälern zu beobachten ist.

### 2.1.3. Suffosionserscheinungen über verkarstendem Gips

(Abb. 2).

Verkarstender Gips ist auch von einem Spaltensystem durchzogen, das z.T. die Gipsoberfläche erreicht. Wenn der Gips von Lockergesteinen überdeckt ist, die aus grob- bis feinkörnigem Material bestehen, so besteht die Möglichkeit, daß bei zeitweilig verstärkter Wasserführung



Abb. 2. Schief gestellter Kirchturm von Bad Frankenhausen im Zusammenhang mit Suffosionserscheinungen über verkarstendem Gips  
(Foto Kammerer)



Abb. 3. Erdfall über Salzuntergrund bei Rollsdorf (Foto Kammholz)

infolge von Niederschlägen oder abfließenden Oberflächenwässern feinkörniges Material aus der Lockergesteinsdecke herausgewaschen und in die Spalten abgeführt wird. Die Folge hiervon sind Setzungserscheinungen in der Lockergesteinsdecke von graben- oder trichterförmiger Gestalt. Wenn solche Setzungen mit bloßem Auge auch kaum wahrgenommen werden können, so sind doch gewisse Folgeerscheinungen an Bauwerken recht deutlich zu beobachten. So zeigt der Kirchturm der Stadt Bad Frankenhausen z.B. eine Abweichung aus der Senkrechten von über zwei Metern. Ähnliche Erscheinungen wurden auch beobachtet, als man am Salzstock von Sperenberg einen Gipsbruch anlegte und beim Tieferlegen des Bruches ein Pumpbetrieb eingerichtet wurde. Durch das Abpumpen des Wassers wurde viel feinkörniges Material aus dem Deckgebirge mitgerissen; während die Pumpen einen erhöhten Verschleiß zeigten, beobachtete man an vielen Gebäuden der nahe gelegenen Ortschaft deutliche Senkungsschäden.

## 2.2. Auslaugung von Salzgesteinen

Die Auslaugung von Salzgesteinen geht gewöhnlich flächenmäßig vor sich und ist mindestens bis an die Wende Kreide/Tertiär zurückzuverfolgen.

Die Salzauslaugung geht vom Ausgehenden der Salzlager aus oder beginnt an tektonischen Schwächezonen. Im Laufe geologischer Zeiten haben sich schwach geneigte (Salzhang) oder horizontale Ablaugungsflächen (Salzspiegel) gebildet. Die Geländeoberfläche entspricht in ihrer Form etwa der Salzoberfläche. Während der Salzspiegel etwa gleichmäßig von der Ablaugung betroffen wird und demzufolge insgesamt gesehen eine ähnliche Senkungstendenz aufweist, sind im Bereich des Salzspiegels auch mehr oder weniger schnell sinkende Dolinen zu beobachten, die je nach ihrer Ausbildung als

### 2.2.1. Senkungswannen und Senkungskessel

bezeichnet werden. Senkungswannen sind Senkungsformen, deren Längserstreckung größer als die Quererstreckung ist; Senkungskessel zeigen eine runde Form. Da die Auslaugung im Bereich des Salzspiegels meist sehr alt ist, ist das hangende Gebirge in zahlreiche kleine Bruch-



stücke zerbrochen, so daß sich die der Auflösung nachfolgenden oberflächigen Senkungen quasiplastisch vollziehen. Es ist charakteristisch für Senkungswannen und Senkungskessel, daß sie ihre Formen ändern; — auch die Senkungsintensität kann sehr stark wechseln und sich verlagern.

### 2.2.2. Erdfälle über Salzuntergrund

(Abb. 3).

Neben den aus geologischen Zeiten bekannten Ablaugungsgebieten werden z.B. im Werrakaligebiet auch solche Gegenden in die Auslaugung einbezogen, in denen das Deckgebirge über dem Salz noch völlig intakt ist. Während der Verkarstungsvorgang im Salz schon längere Zeit vor sich geht, haben sich die Hohlräume infolge der großen Standfestigkeit des Deckgebirges, das aus Sandsteinen besteht, lange Zeit erhalten. Der Hohlraum frißt sich nur allmählich nach oben, so daß sehr große Hohlräume geschaffen werden, die Erdfälle von sehr großem Ausmaß zur Folge haben. Man kennt Erdfälle von 50 m Durchmesser und Tiefen von über 20 m.

### 2.2.3. Spalten am Rande von Salzauslaugungsgebieten

(Abb. 4).

Recht vielfältig sind die Senkungsformen in Gebieten, die am Rande von Salzspiegeln oder -hängen auftreten und in das Auslaugungsgeschehen allmählich einbezogen werden. Diese Gebiete werden bei der weiteren Ausdehnung des Salzspiegels gewissermaßen unterlaugt, so daß es zu Abbrüchen und Spaltenbildungen in den Hangendgesteinen kommt, die parallel zum Salzspiegelrand verlaufen und als Senkungsspalten (F.



Abb. 4. Spaltenzone am Rande von Salzauslaugungsgebieten nördlich des Süßen Sees bei Elsleben



Abb. 5. Erdfallpinge über  
einem alten ersoffenen  
Kalischacht bei Wester-  
egeln  
(Foto Kammholz)

& R. Reuter 1962) bezeichnet wurden. Oft kommt es im Bereich solcher Bruchzonen auch zu grabenförmigen Absenkungen und Schollenbildungen, die staffelförmig zum Salzspiegel hin absinken. Die Schollen sind in sich mehrfach zerbrochen und lassen unterschiedliche Senkungstendenzen erkennen.

### 2.3. Erdfallpingen über Grubengebäuden alter Kali- und Steinsalzschächte

(Abb. 5)

Außer den genannten Senkungserscheinungen, die meist natürlichen Ursprungs sind, wenn sie teilweise auch durch die menschliche Tätigkeit geformt werden können, kennt man große Erdfälle, die über ersoffenen Kali- und Steinsalzgruben entstehen. Da es sich hierbei nicht um Gebilde natürlicher Ursachen handelt, sind solche Formen besser als Pingen zu bezeichnen. Zusammenfassend kann hierüber gesagt werden, daß durch die sich gegenseitig beeinflussenden Lösungserscheinungen ein Hohlraum geschaffen wird, der erheblich größer als das ursprüngliche Grubengebäude ist. Die Auslaugung kann intensiviert werden, wenn ein Austausch der in den Grubengebäuden stehenden Laugen mit dem Grundwasser (Süßwasser) stattfinden kann.

Die bekanntesten erdfallartigen Pingen über alten Kali- und Steinsalzschächten haben sehr große Ausmaße, sind nur sehr schwer zu verfüllen, und sie entstehen nach der Verfüllung wieder, wobei die vorigen Ausmaße bedeutend übertroffen werden können.

## Literatur

Biese W., 1931. Entstehung der Gipshöhlen am südlichen Harzrand und am Kyffhäuser. — Abh. preuß. geol. Landesanst. NF, 137.

Cramer H., 1941. Die Systematik der Karstdolinen; unter Berücksichtigung der Erdfälle, Erzschlote und verwandter Erscheinungen. — N. Jahrb. Min. 85 (1941) B, 293—382.

v. Hoyningen-Huene E., 1960. Auslaugung oder Ablaugung. — Geologie 9, 318—320.

Reuter F. & R., 1962. Ingenieurgeologische Beurteilung und Klassifikation von Auslaugungserscheinungen (Hinweise für das Bauen in auslaugungsgefährdeten Gebieten). — Freib. Forsch. H. C 127.

Steinbrecher B., 1959. Die Subrosion des Zechsteingebirges im östlichen und nordöstlichen Harzvorland unter besonderer Berücksichtigung der Edderitzer Mulde. — Geologie 8, 5, 489—522.

TGL 168—1002 Ingenieurgeologische Erkundung — Grundsätze und Vorschriften für auslaugungsgefährdete Gebiete.

Diskussion: K. Bleich, H. Binder, J. Nicod.



## A STUDY OF THE CALCIUM AND MAGNESIUM CONTENT OF WATERS IN LIMESTONE AREAS

David Ingle Smith

University of Bristol

The development in recent years of simple chemical techniques for the determination of the calcium and magnesium content of water samples has made it possible to accurately assess the rates of limestone erosion due to solutional activity. This study is based upon a consideration of many hundreds of such analyses.

Limestones can vary widely in respect of their mineralogical composition, the amounts of calcium carbonate to magnesium carbonate are particularly relevant. Some limestones are composed of almost pure calcium carbonate whilst pure dolomites contain some 46% magnesium carbonate. Thus in a consideration of the solutional erosion of limestone measurements must be made both of the calcium and magnesium content of water draining from the limestone area concerned. In Western Scotland for example the proportion of calcium to magnesium varies greatly. For the Island of Lismore in Argyllshire, composed of Pre-Cambrian limestones, the mean magnesium value of water samples is only some 5% of that for calcium. However for samples associated with the Durness Limestone, of Cambro-Ordovician age, the magnesium values are 36–40% of those for calcium. These figures correspond closely to the published bedrock analyses for the limestones of western Scotland (Muir et al. and Robertson et al.). This relationship is shown in the following table:

	Water Analyses	Bedrock Analyses
Island of Lismore	5	0—6
Eriboll	46	} Dolomite 46
Knockan	42	
Inchnadamph	45	
Durness	36	
		} Dolomite and Limestone

The figures in the table are all for magnesium carbonate expressed as a percentage of calcium carbonate.

The table illustrates two points. Firstly that in a consideration of the rate of solutional weathering the magnesium values can be of great importance. This is the case in the calculation of absolute weathering rates for individual limestone area using the formula outlined by Corbel. A modification of this formula to allow for magnesium values has been used by Williams in preliminary calculations on the rate of solutional

weathering in Co. Clare. Secondly there is a close relationship between bedrock and water sample analyses, it appears that magnesium carbonate reacts to solutional weathering at a comparable rate to that of calcium carbonate. Having established that magnesium values are of great significance in some limestone areas reference for the remainder of this paper will be made mainly to calcium values; this is for brevity.

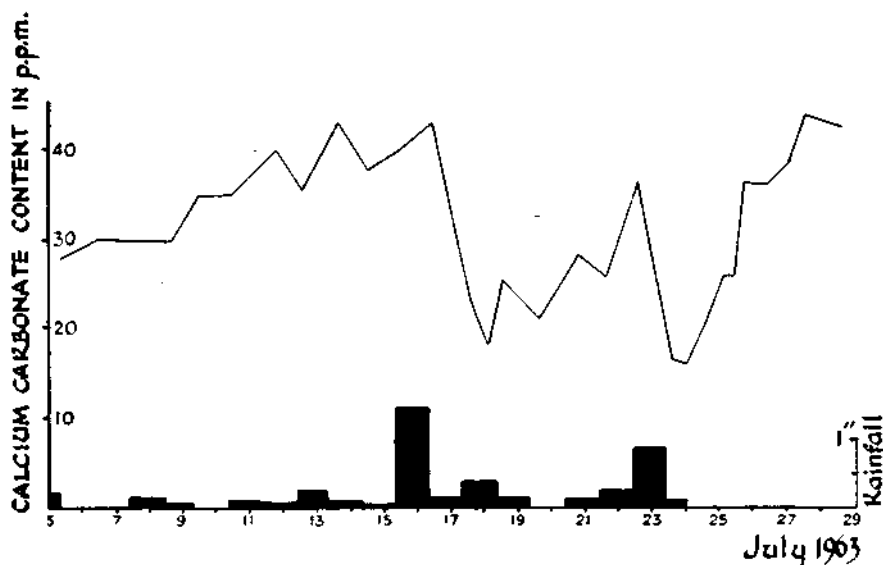


Fig. 1. Variations in Calcium Content of a small stream in Co. Clare, Eire with discharge

The analyses of water samples associated with limestone areas show that there are very considerable variations in their calcium content. Even within individual limestone areas the calcium values can vary between wide limits. The variations for streams fed by the collection of surface water appear to be most marked. Figure 1 illustrates these variations for a small stream in Co. Clare in Western Eire. The calcium content is plotted against rainfall. A similar situation is shown in figure 2 based on observations made for a short period on the Hunting River in north-west Somerset Island in Arctic Canada, in this case the calcium values are plotted against the changes in river depth. The calcium values for streams fed by surface run-off show a marked inverse relationship between the calcium content and the discharge conditions. To measure the amount of limestone removal accomplished by such streams requires detailed measurements of both discharge and calcium content.

Samples collected regularly for periods in excess of a year from springs associated with various limestones in the Bristol region of England show that their calcium (and magnesium) values measured in parts per million are relatively constant throughout the year (for further details see Smith).

Figure 3 presents the mean calcium values for four major springs of the Mendip Hills in Somerset and for six springs in the southern Cotswolds in Gloucestershire. The Mendip Hills are formed dominantly of well jointed crystalline limestones of Carboniferous age, the southern Cotswolds are of Jurassic age and their stratigraphy includes considerable thicknesses of oolitic limestones. The calcium content of such springs remains constant regardless of discharge conditions or season of the year. This is illustrated in figure 4 for the spring at Rickford on the northern margin of the Mendip Hills. The proportion of the water discharged at these springs that has previously flowed in the form of surface streams is small, perhaps 5—10% of the water of the Mendip springs and none of the water feeding the Cotswold springs. Other less detailed observations on limestone springs in other parts of the United Kingdom and Eire appear to fit this pattern. Springs that are fed largely by water that has previously flowed in surface streams show variations in calcium content to discharge similar to those described for surface streams.

The analysis of water from caves in limestone areas further illustrates the difference in calcium content between water that originated from surface streams and water that has percolated through to the cave passage directly from the surface above. Water that joins the cave passage by direct percolation from above generally shows a much higher calcium value than that of surface streams in the same limestone area, also the calcium values for such percolation water remain relatively constant

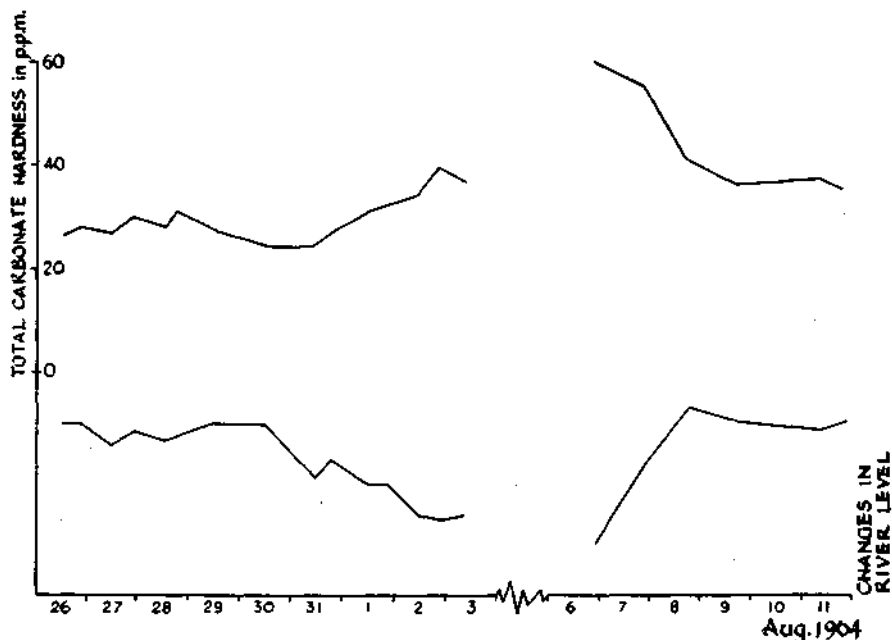


Figure 2. Variations in Calcium and Magnesium Content of the Hunting River, N. W. T., Canada with discharge

throughout the year. Thus the calcium content of percolation water does not exhibit changes due to discharge conditions or other factors such as those of a seasonal nature. Cave streams at depth are frequently composed of water which is in part of surface stream origin and in part percolation water, this results in an intermediate situation. The lack of variation in the calcium content of percolation water measured in cave passages agrees with the picture presented for the calcium content of many limestone springs. In the majority of cases the calcium values of the percolation water sampled in cave passages in any one limestone area are less than, or equal to, the figures for the corresponding spring values.

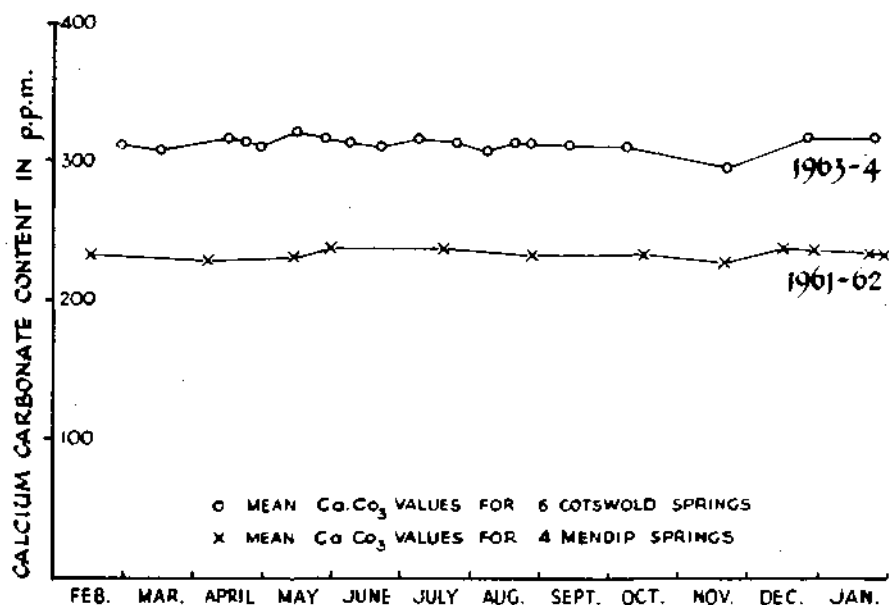


Figure 3. Variations in Calcium Content for a selection of limestone springs

In the summer of 1964 the author had the opportunity to collect and analyse several hundred water samples in Somerset Island, which is situated in the zone of continuous permafrost in Arctic Canada. Naturally under these conditions there is no subterranean drainage thus all the samples are of the surface stream type. In this area there is no close vegetation cover which contrasts to the sampling areas discussed above for the United Kingdom and Eire. Except for a minority of samples the total hardness values (i. e. calcium carbonate plus magnesium carbonate) were all less than 90 p.p.m. The small number of samples with total carbonate hardness in excess of this figure were all from sites associated with small pockets of vegetation or from small ponds rich in organic matter.



## Conclusion

The low and variable calcium and magnesium values associated with water samples collected from surface streams contrast markedly with the higher and constant calcium and magnesium values for limestone springs which are fed dominantly by percolation water. In outline these conclusions substantiate the soil carbon dioxide hypothesis outlined by Adams and Swinnerton, these views are given in more detail in Smith and Mead. Water that has percolated through the soil horizons is enriched in carbon dioxide and when this water is sampled in caves or in springs fed by percolation water the calcium and magnesium content is high. In permafrost regions with no continuous soil cover the limestone solution is due to water whose carbon dioxide content is in equilibrium with that of the atmosphere.

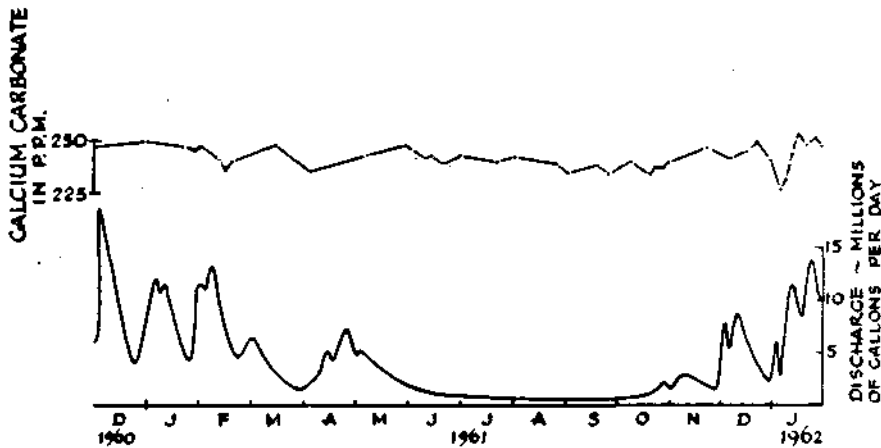


Figure 4. Variations in Calcium Content for Rickford Rising, Somerset in relation to discharge

This would account for the majority of the calcium and magnesium values of the samples collected in Somerset Island being less than 90 parts per million. These observations also amplify the views put forward by Sweeting that temperature has been overstressed as a major factor in limestone solution. It would appear that the presence and type of soil cover are of greater significance.

In attempting to calculate rates of limestone solutional erosion it is essential that both magnesium and calcium values are measured. The most meaningful figures of calcium and magnesium for comparative purposes are those for limestone springs dominantly fed by percolation water. The calcium and magnesium figures for such springs whilst relatively constant in any individual limestone area differ from one limestone to another and these differences appear to be controlled either by the lithology of the limestones concerned or perhaps due to differences in the soil types developed on the different limestones. This is illustrated

by the differences in calcium and magnesium values between the Mendips and the southern Cotswolds (figure 3), the two areas are separated by only a few kilometres and the climate of the two areas is virtually identical.

#### References

Adams, C. S., A. C. Swinnerton, 1937. The Solubility of Limestone. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, vol. 18, pp. 504—508.

Corbel J., 1959. Erosion en terrain calcaire. *Ann. Géogr.*, n. 366, pp. 97—120.

Muir A., H. G. M. Hardie, R. I. Mitchell and M. A. Pheister, 1956. The Limestones of Scotland — Chemical Analyses and Petrography. *Spec. Rep. Min. Resour. G. B.*, n. 37, 150 pp.

Robertson T., J. B. Simpson and J. G. C. Anderson, 1949. The Limestones of Scotland. *Spec. Rep. Min. Resour. G. B.*, n. 35, 221 pp.

Smith D. I., and D. G. Mead, 1962. The Solution of Limestone with Special Reference to Mendip. *Procs. Univ. Bristol spelaeo. Soc.*, vol. 9, pp. 119—138.

Smith D. I., 1965. Some Aspects of Limestone Solution in the Bristol Region. *Geogr. J.*, vol. 131, pt. 1, pp. 44—49.

Sweeting M. M., 1964. Some Factors in the Absolute Denudation of Limestone Terrains. *Erdkunde*, Bd. 18, pp. 92—95, Bonn.

Williams P. W., 1963. An Initial Estimate of the Speed of Limestone Solution Co. Clare. *Irish Geogr.*, vol. 4, pp. 432—441.

Discussion: M. M. Sweeting, C. Ek, A. Bögli, R. Curl, G. Warwick, F. Czer.

## UNTERSUCHUNGSMETHODEN AN HÖHLENSEDIMENTEN

Reinhard Streit

Köln

### Zusammenfassung

Zunächst werden eine Anzahl von bekannten und neu eingeführten Untersuchungsmethoden an Höhlensedimenten erläutert, wie Korngrößenbestimmungen, Abschätzung der Flächen und Kantenausbildung, Auszählung von Bruchflächen, die Wassertropfenprobe zur Messung der chemischen Verwitterung und die Kalkgehaltsbestimmung. Anschließend wird das postglaziale Höhlenprofil Lautereck aus der Schwäbischen Alb mit einigen dieser Methoden untersucht und die Ergebnisse miteinander verglichen und diskutiert.

Eingangsnahе Höhlensedimente enthalten oft wichtige vor- und frühgeschichtliche Funde. Dabei treten vor allem dort, wo keine geeigneten Freilandablagerungen vorkommen, Fragen nach dem Klimaablauf und der Stratigraphie auf. Bisher angewandte Untersuchungen erbrachten nicht immer befriedigende Ergebnisse, deshalb wurden einige neue Wege erprobt.

Die Untersuchung derartiger Höhlensedimente soll an Höhlenverfüllungen erläutert werden, die in massige Kalke des süddeutschen Oberen Jura eingelagert sind. Bei derartigen Untersuchungen sollte nach Möglichkeit von den am Aufschluß feststellbaren Befunden ausgegangen werden, denn das Aufschlußbild kann bereits grundlegende Hinweise liefern, wie Schichtung und etwaige Einregelung der Schuttkomponenten, das Auftreten von Blockschutt, Höhlenlehm, Schluff, Humus und dergleichen. Außerdem ist die Lage der Höhle zu ihrer Umgebung von Bedeutung, um Rückschlüsse auf das Liefergebiet der Höhlenverfüllung ziehen zu können und um die Wirkung äußerer Einflüsse auf das Höhleninnere beurteilen zu lassen.

Eine Fraktionierung der Schuttkomponenten kann bereits an der Höhle durchgeführt werden, doch ist zu empfehlen, diese Arbeit ins Laboratorium zu verlegen und sich am Aufschluß mit einer gewissenhaften Profilaufnahme und möglichst lückenlosen Probenentnahme zu begnügen. Nach Möglichkeit sollten die Proben in enger Folge, unter Berücksichtigung von Schichtgrenzen, aus einem vertikalen Schnitt des Profils entnommen werden, und zwar an Stellen, die eine ungestörte Abfolge erkennen lassen. Sind in horizontaler Richtung einschneidende Änderungen in der Zusammensetzung des Sedimentes festzustellen, so kann man auch aus einer Schicht mehrere Proben in bestimmten Abständen entnehmen. Die Entnahmestellen sollten in jedem Fall eingemessen und in Skizzen verzeichnet werden. Im allgemeinen wird für die spätere Untersuchung eine Menge von etwa 2 kg genügen, wobei man sich auf das Material unter 50 mm  $\phi$  beschränkt. Um sicher zu gehen, daß man nicht entmischte Proben erhält, entnimmt man diese der Profil-

wand, wobei man nötigenfalls das Prinzip der Viertelung anwenden kann. Stücke über 50 mm  $\phi$  werden von Hand ausgelesen.

Im Laboratorium werden aus den einzelnen Proben zunächst die Molluskenreste herausgelesen und nach vollkommener Trocknung erfolgt eine Fraktionierung. Man wählt dabei Intervalle von < 2, 2—6,3, 6,3—20 und 20—50 mm  $\phi$  und geht folgendermaßen vor. Zunächst wird das Feinmaterial unter 2 mm  $\phi$  abgesiebt und die beiden erhaltenen Anteile werden gewogen. Der gröbere Anteil wird einer Naßsiegung unterworfen, nachdem man durch mehrstündiges Einweichen in Wasser die Gesteinsstücke von anhaftendem Lehm, Ton oder Humus befreit hat. Für die Naßsiegung hat sich eine elektromagnetische Labor-Siebmaschine gut bewährt. Die auf diese Weise erhaltenen gesäuberten Fraktionen werden nach dem Trocknen gewogen und zur weiteren Untersuchung in Reihen aufgestellt. Oft wird es vorteilhaft sein, die Fraktion < 2 mm  $\phi$  weiter aufzugliedern, etwa in Ton (< 0,002 mm  $\phi$ ), Schluff (0,002—0,063 mm  $\phi$ ) und Sand (0,063—2 mm  $\phi$ ). Eine solche Bestimmung ist verhältnismäßig schnell mit der Pipettmethode nach M. Köhn (1928) durchführbar und erlaubt nähere Aussagen über die Art des Feinmaterials.

Der nächste Schritt besteht in einer Abschätzung der Flächen- und Kantenausbildung in den einzelnen Fraktionen (vgl. K. Brunacker 1963). Bei der Flächenausbildung lassen sich 5 Verwitterungsgrade unterscheiden: frisch unverwittert, sehr schwach korrodiert, schwach korrodiert und stark korrodiert. Man verfährt dabei am besten so, daß man sich die einzelnen Fraktionen der Reihe nach vornimmt und sie mit 3 Standardproben, mit frischem unverwittertem, mit schwach korrodiertem und mit stark korrodiertem Material vergleicht. Die Zwischenstufen lassen sich abschätzen. Ganz ähnlich verfährt man bei der Abschätzung der Kantenausbildung, wobei wiederum 5 Grade unterschieden werden: ausgesprochen scharfkantig, scharfkantig, scharfkantig aber schwach gerundet, kantig aber gerundet, und abgerundet (s. Beilage, Abb. 1).

Für die Bestimmung des Grades der mechanischen Verwitterung läßt sich bei homogenem Gesteinsmaterial eine Methode anwenden, bei der an einer Anzahl von Gesteinsstücken der Fraktion 6,3—10 mm  $\phi$  die Flächen gezählt werden, die durch Frostsprengung hervorgerufen wurden. Man geht dabei von der Überlegung aus, daß häufiges Gefrieren und Auftauen am Höhlenboden, die vom Höhlendach abgewitterten niedrigflächigen Gesteinskörper, wie Tetraeder, Würfel und dgl., in vielflächige Körper umformt. Hohe Bruchflächenzahl in einer Probe bedeutet also, daß das Sediment häufigem Frostwechsel ausgesetzt war. — Zur Darstellung können entweder die durchschnittlichen Bruchflächenzahlen für die einzelnen Proben errechnet werden, oder man stellt dar, wieviel Prozent der Gesteinsstücke einer Probe in bestimmten Bruchflächen-Intervallen liegen. Nicht immer ist beim derzeitigen Stand ein Zusammenhang zwischen der Bruchflächenverteilung und den übrigen Untersuchungsergebnissen zu erkennen. Störend dürften sich folgende Faktoren bemerkbar machen: Inhomogenes Gestein und unterschiedliche Herkunft des Gesteinsschuttes wirken neben mangelnder Feuchtigkeit und fehlendem Frostwechsel auf die Formung ein. Zusammenhänge der Bruchflächenzahl, insbesondere mit der abgeschätzten Oberflächen- und Kantenausbildung

und mit dem Verwitterungsgrad, ließen sich an Sedimenten der Schuntershöhle/Schwäbische Alb (vgl. K. Brunnacker & R. Streit) erkennen. Bei der Roten Höhle von Bileća/Jugoslawien (K. Brunnacker) waren in Blockschuttlagen erhöhte Flächenzahlen nachzuweisen, weil hier das Wasser leichter Zutritt findet und sich der Frostwechsel deshalb verstärkt auswirkt. Optimale Klimaverhältnisse ließen wenig Gesteinsschutt entstehen, der außerdem arm an Bruchflächen ist, da sich praktisch kein Frostwechsel auswirken konnte. Außerdem spielt hier die Sedimentationsgeschwindigkeit mit herein. So besitzt der grobe frühglaziale Schutt der Roten Höhle wenig Bruchflächen, weil er sich rasch anhäufte, der feine hochglaziale Schutt besitzt viele Bruchflächen, weil er langsam sedimentiert wurde.

Um den chemischen Verwitterungsgrad des Kalkschuttes etwas genauer erfassen zu können, kann eine Methode angewandt werden, bei der ein entspannter Wassertropfen auf die Gesteinsoberfläche aufgetropft wird und die Zeit gestoppt wird, die verstreicht, bis der Tropfen von den Poren aufgesaugt wird. Diese Methode wurde bereits an der Schuntershöhle mit Erfolg an Gesteinsstücken  $> 10 \text{ mm } \phi$  durchgeführt und erbrachte Übereinstimmung mit der abgeschätzten Flächenausbildung. Es läßt sich dort außerdem ein Zusammenhang mit dem chemischen Verwitterungsgrad von Körnern der 1–2 mm Fraktion erkennen. Der Verwitterungsgrad kleiner Kalkkörner läßt sich unter dem Binokular bestimmen, wenn man rund 100 Körner auszählt und dabei stark korrodierte von wenig korrodierten bis frischen Körnern unterscheidet. Damit kann die Frage geklärt werden, ob das feine Material bei der Verwitterung den gleichen Bedingungen unterworfen war wie der gröbere Schutt und aus diesem entstanden ist. Bei einer Zufuhr von außen können stärkere Abweichungen erwartet werden. In manchen Fällen ist es empfehlenswert, die petrographische Zusammensetzung einzelner Fraktionen festzustellen, um Aussagen über die Herkunft des Sedimentes zu bekommen. So wurde z. B. aus Sedimenten der Roten Höhle von Bileća durch eine Färbemethode (W. A. Schnitzer 1958) in der 1–2 mm Fraktion der Kalk angefärbt und konnte auf diese Weise vom ungefärbten Dolomit unterschieden werden. Dolomitanreicherungen im Sediment zeigten eine verstärkte Abwitterung vom Dach des Höhleninneren, wo Dolomit ansteht. Ein Zurücktreten der Dolomitkomponente zeigte Verlagerung der Abwitterung gegen den Höhleneingang an, der in Massenkalk angelegt ist.

Manchmal wird auch die Bestimmung des Karbonatgehaltes im Feinmaterial  $< 0,2 \text{ mm } \phi$  nützlich sein. Relativ schnell lassen sich solche Analysen über die Messung der entwickelten  $\text{CO}_2$ -Menge durchführen, die sich mit Hilfe von verdünnter HCl bildet. Es bietet sich hier die Methode von Scheibler (siehe G. Müller 1964) an, die sich etwas abwandeln und vereinfachen läßt. Stellt man außerdem fest, daß die Fraktion des Feinsandes (0,2–0,063 mm  $\phi$ ) ganz überwiegend aus Karbonaten besteht, so kann man das Gewicht dieses Anteils von der bestimmten Karbonatmenge abziehen und erhält mit geringen Abweichungen den Karbonatgehalt des Schluffes (in die Tonfraktion gehen Karbonatteilchen bekanntlich nicht in größerem Umfang hinein). Damit läßt

sich ein eventuell vorhandener Löß erfassen und vielleicht mit benachbart vorkommendem Freilandlöß vergleichen. In der Höhle von Bileća wurde über diese Methode eine vulkanische Asche bekannt und Anwehungen von Fernstaub, vermutlich aus der Sahara, konnten unter anderem daraus abgeleitet werden.

Als Anwendungsbeispiel für einige der beschriebenen Methoden werden Untersuchungen von Lautereck (Schwäbische Alb) angeführt, wobei auf die beigefügten Abbildungen verwiesen sei. Die Proben konnten aus einem durchlaufenden Vertikalprofil entnommen werden, außerdem wurden im oberen Teil des Profils die Proben E 92, E 93, E 95, E 97, E 101, E 103 und E 110 in etwa 2 m horizontalem Abstand in Richtung auf das Freiland hin entnommen. Der untere Teil des Sedimentes von Probe E 112 ab mußte in etwa 3 m Abstand vom oberen Hauptprofil entnommen werden.

Die Korngrößenverteilung wurde nach Sieb- und Pipettanalysen zunächst prozentmäßig dargestellt. Es zeigt sich, daß bis herunter zu Probe E 113 der Gehalt an Material  $< 2 \text{ mm } \phi$  im Durchschnitt ziemlich hoch liegt, mit Ausnahme der Proben, die in 2 m horizontalem Abstand entnommen wurden. Das rührt wohl daher, daß bei jenen Proben ein Teil des Feinmaterials ausgespült wurde, während es in den übrigen geschützter liegenden Proben eine Anreicherung erfuhr. Ausnahmen bilden die Proben E 91 mit sehr hohem Anteil an Feinmaterial (durch junge Verlagerung angereichert) und die Probe E 100 mit sehr niedrigem Feinanteil. Mit Probe E 114 beginnt nach unten eine Serie relativ groben Schuttes.

Die abgeschätzte Flächen- und Kantenausbildung zeigt weitgehende Parallelen und läßt sich auch mit dem Diagramm der Korngrößenverteilung gut vergleichen. Das »frische, unverwitterte« und das »ausgesprochen scharfkantige« Feld von Probe E 114—E 120 entsprechen sich und stimmen mit dem niedrigen Gehalt an Feinmaterial in diesen Proben überein. Weiter fällt auf, daß bei Probe E 105 der hohe Gehalt an Feinmaterial mit »stark korrodierten« und »gerundeten« Gesteinsstücken zusammenfällt. Daraus folgt, daß bei Probe E 105 die chemische Verwitterung verstärkt wirksam war und Feinmaterial (Lösungsrückstände) angereichert wurden, während die Proben E 114—E 120 unter mehr oder weniger trockenen und vielleicht kühleren Verhältnissen zur Ablagerung kamen.

Sehen wir uns nun das Diagramm der Einsaugzeiten für entspannte Wassertropfen an, so läßt sich zwischen Probe E 91—E 110 ein verhältnismäßig hoher chemischer Verwitterungsgrad ablesen, der bei Probe E 105 seinen Höhepunkt erreicht. Unterhalb von Probe E 110 ist die chemische Verwitterung abgeschwächt.

Zeichnet man aus den Daten der Korngrößenanalysen Kornsummenkurven für den Bereich  $> 0,063 \text{ mm } \phi$ , so erhält man bei den Proben mit wenig Feinmaterial Kurven, die einer natürlichen Kornverteilung, wie sie z. B. in einer Glockenkurve zum Ausdruck kommt, sehr ähnlich sind (siehe Abb. 2). Man darf daher annehmen, daß bei diesen Proben die statistische Korngrößenverteilung im wesentlichen durch einen Faktor, nämlich die Frostverwitterung bedingt ist. Bei den Proben mit hohen Anteilen an Feinmaterial liegen die Kornsummenkurven zu flach. Die

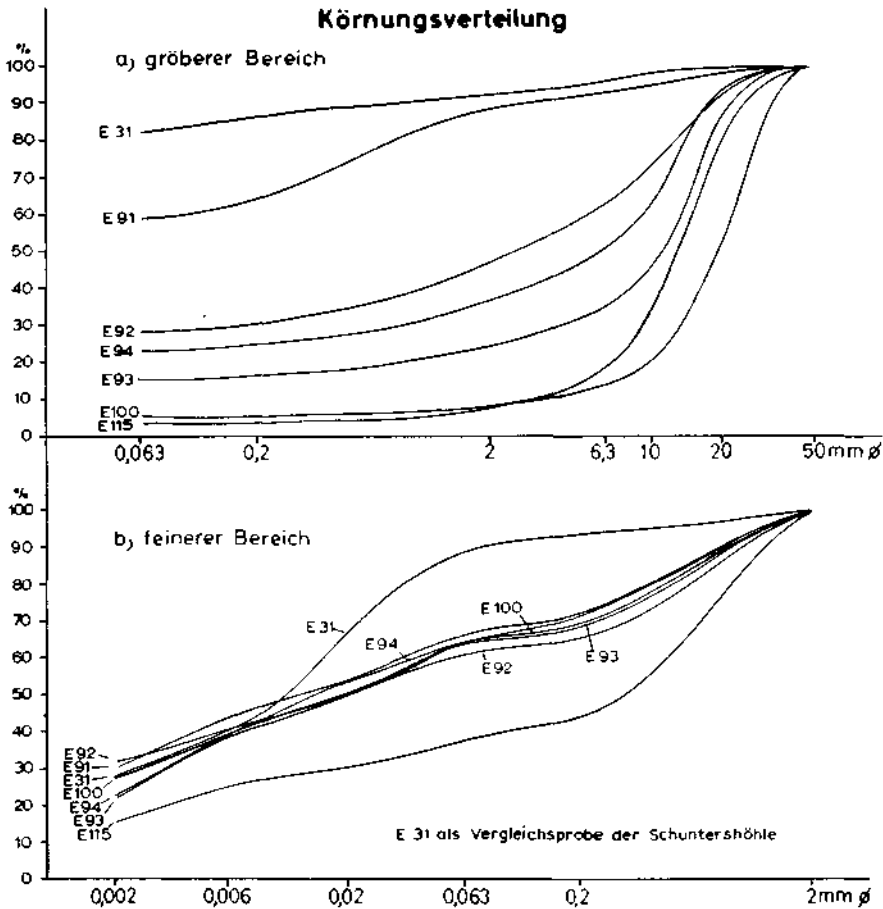


Abb. 2

Frostverwitterung wird hier mindestens von einem weiteren Faktor überlagert, der für die Produktion von Feinmaterial verantwortlich ist, der chemischen Verwitterung.

Inwiefern bei den Proben von Lautereck eingeschwemmtes, oder durch Wind herbeitransportiertes Material beteiligt ist, läßt sich aus diesen Kornsummenkurven nicht ablesen. Aus den Ergebnissen der Pipettmethode nach Köhn kann man ebenfalls Kornsummenkurven darstellen, die praktisch die Fortsetzung der eben diskutierten Kurven in das Feinere hinein sind, nur daß sie eine mehr oder weniger starke Überhöhung zeigen. Es läßt sich im Bereich zwischen 0,06 und 0,2 mm  $\phi$  eine Verebnung der Kurven erkennen, was einem Defizit an Körnern in diesem Intervall entspricht. Ausnahmen von dieser Erscheinung sind z. B. in einer Reihe von Proben aus der Schuntershöhle zu beobachten, die einen auffälligen Steilanstieg mit einem Wendepunkt der Krümmung

im Schluffbereich besitzen. Ein solcher Kurvenverlauf entspricht dem Maximum einer Häufigkeitskurve und läßt bei gleichzeitiger Kalkarmut eine Lösanwehung vermuten.

Der Feinsand-Unterschub bei den Proben von Lautereck könnte bedeuten, daß bei dem vorliegenden Gesteinsmaterial die physikalische Verwitterung in ihrer Wirkung nachgelassen hat, in diesen Korngrößenbereich Material zu liefern und daß sich die Rückstände der chemischen Verwitterung erst im feineren Material bemerkbar machen. Tatsächlich sind im Feinsand nur wenig schwerlösliche Körner zu finden. — Es ist aber auch denkbar, daß die chemische Verwitterung den Feinsand bevorzugt aufzehrt, weil in dieser Korngröße die angreifbare Oberfläche verhältnismäßig groß ist und noch relativ viel leichtlöslicher Kalk vorhanden ist. Man kann vom Grobsand zum Feinsand eine Zunahme von Kalkspatkörnern feststellen, die schwerer löslich sind als der übrige Kalk. Diese Kalkspatzunahme darf bis in den Schluffbereich angenommen werden und könnte eine bevorzugte Feinsandzerstörung erklären helfen.

Schließlich sei noch kurz auf die zeitliche Einstufung des Profils von Lautereck hingewiesen. Herrn Dr. W. T a u t e, der die Proben zur Verfügung gestellt hat, gelangen eine Reihe frühgeschichtlicher Funde bei seinen Ausgrabungen. Danach gehören die Horizonte der Proben E 111 (entspricht E 112) bis E 109 dem End (?) - Mesolithikum an, E 108 erbrachte frühneolithische, E 106 mittelnolithische und E 105—E 104 spätneolithische Funde. Die Horizonte der Proben E 100 und E 99 wurden zur Bronzezeit abgelagert.

Frau Dr. M. B r u n n a c k e r, welche die Schneckenfauna bearbeitet, konnte in den Proben E 119—E 111 hauptsächlich Vallonien nachweisen. Von E 110—E 108 war Gonioliscus ruderatus häufiger, darüber von E 107—E 96 Gonioliscus rotundatus. Nach freundlicher Mitteilung von Prof. Dr. K. B r u n n a c k e r, dem ich an dieser Stelle für viele Anregungen danke, läßt sich aus der Schneckenfauna folgendes Alter der Sedimente ableiten: E 119—E 111 (bzw. 112) Präboreal bis Boreal, E 110 bis E 108 frühes Atlantikum, E 107—E 96 jüngerer Atlantikum und Subboreal, E 94—E 91 Subatlantikum bis Postglazial.

Wenngleich also vorläufig feinstratigraphische Kriterien sich aus den Sedimentuntersuchungen in der Lautereck-Höhle nicht ableiten lassen, so deuten sich doch Hinweise auf den Verwitterungs- und Klimaablauf an. Präboreal und Boreal sind vorwiegend durch Grobschutt vertreten, der in der Hauptsache ausgesprochen scharfkantig ausgebildet ist und frische Oberflächen der Bruchstücke zeigt. Der Verwitterungsgrad, den die Wassertropfenprobe anzeigt, ist dabei schwach bis mäßig stark. Daraus kann man auf ein kühles, kontinentales Klima schließen. Eine erhöhte chemische Verwitterung läßt sich im jüngeren Atlantikum feststellen, worin sich ein Klimaoptimum widerspiegelt. Nach oben hin sind die Proben in ihrer Korngrößenverteilung, in Oberflächenausbildung, Kantenausbildung und in der Porosität der Einzelstücke ziemlich gleichmäßig ausgebildet und eine weitere Klimadifferenzierung kann daraus nicht mehr abgelesen werden.



## Literaturverzeichnis

Brunnacker K., 1963. Die Sedimente in der Höhlenruine von Hunas (nördliche Frankenalb). — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 14, S. 117—120, Ohningen/Württ.

Brunnacker K. Die Sedimente der Roten Höhle bei Bileća in Jugoslawien. — *Glasnik, Sarajevo* (in Druck).

Brunnacker K. & R. Streit. Neuere Gesichtspunkte zur Untersuchung von Höhlensedimenten. — *Jhe. f. Karst- und Höhlenkunde*, Stuttgart (in Druck).

Köhn M., 1928. *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde* A 11, 50—54. in R. Herrmann, 1928: *Handbuch der Landwirtschaftlichen Versuchs- und Untersuchungsmethodik (Methodenbuch)*. — 1, S. 22—25, Neudamm und Berlin.

Müller G., 1964. *Methoden der Sedimentuntersuchung*. — 1, Stuttgart.

Schmid E., 1958. *Höhlenforschung und Sedimentanalyse*. — *Schr. Inst. Ur- u. Frühgesch. d. Schweiz*, 13, Basel.

Schnitzer W. A., 1958. Eine anwendbare Methode annähernd quantitativer Dolomitbestimmung in Weißjura-Kalken mittels Tüpfelreaktion. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 8, H. 2, S. 71—76, Erlangen.

Diskussion: M. Fink.



## **SOME VARIATIONS IN THE TYPES OF LIMESTONES AND THEIR RELATION TO CAVE FORMATION**

Marjorie M. Sweeting

Oxford

In our discussions on limestone solution and on cave formation we have focussed much attention on solutional processes and their variations. It is important also to look at the nature and type of the limestones themselves. The extent of cave formation in an area is dependent upon factors other than the amount of rainfall and the rate of calcium solution; its is quite clear that areas with relatively similar calcium solution rates do not necessarily have similar indices of cavern formation.

In this contribution I wish to draw attention to the effects on the origin and development of caves caused by differences in the nature of limestones. It is only in the last few years that geologists have paid much attention to the study of different types of limestones. This development is mainly the result of studies connected with oil geology. Thus it was possible for R. L. Folk to write in 1959, that "limestones . . . have remained largely on the sidelines in the controversy over rock classification" (1. Folk 1959). Much of the detailed work on the nature of limestones that has been done in recent years is of real relevance to speleology, and it is with some aspects of this work that this paper is concerned. We tend to assume that the limestones with which we are dealing are identical — there are in fact over 500 types of limestones.

Three main points will be taken. One, the effects on cave origin of non-limestone beds within the limestone sequence. Two, the effects of variations within the limestones themselves. Three, effects, of the relative differences in the solubility of magnesium and calcium upon the solubility of limestones. Conditions that give rise to the development of karst landforms do not always favour widespread cave formation, nor does extensive cave formation necessarily imply great karstification. These points are exemplified by large tracts of the English Chalk country which are in many respects karstified, but have few if any caves; and conversely by many of the limestone bands in the Alston area of Northern England which possess many caves but are in terrain which could under no circumstances be called karstified.

### **1. Effects of the presence of non-limestone rocks**

It is perhaps true to say that cave formation is helped by the occurrence of thin partings of shale and other non-calcareous rocks. For example, in the Ingleborough district of North west England, the Carboniferous Limestone beds are made up of alternating massive bands of limestone and thin shaley or ferruginous mudstone partings. These shaley bands are of utmost importance in the development of the caves

of the district. First, because water is concentrated by shale bands almost every cave is initiated along the junction of a shaley layer with a massive limestone band. Secondly, the shape of the cave is in part influenced by the occurrence of the shale band, especially the very flat roofs (Fig. 1). Moreover, some horizons in this area are more important for the development of caves than are others. For instance, in Littondale a series of caves occurs at the junction of the massively bedded *Cyrtina Septosa* bed with a conspicuous shale band.

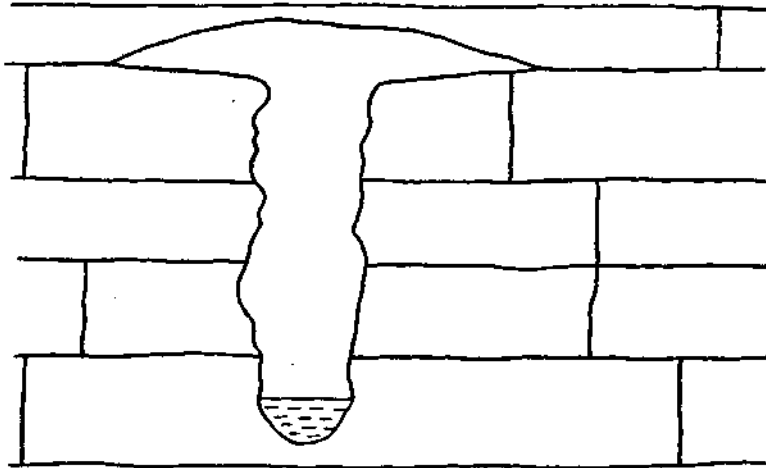


Fig. 1. Cross-section typical of Yorkshire stream passages. (From *British Caving*, p. 127)

In southern England, in the Mendips, Ford makes similar comments and shows how in the Carboniferous Limestone of that region, "Shale or cherty bands are generally favoured for the penetration of water", and hence of cave origin (2). He also showed how shale bands control to some extent the position of stream potholes (3). Other writers suggest that chert bands are significant in waterfall formation (4, 5).

## 2. Variations within the limestones

More often, the limestone beds themselves show variations and it is these that are of fundamental importance in the development of caves. This is because there is probably great variability in the solution rates of different limestones. Much work remains to be done to find out why some limestone beds are more soluble than others. Where the beds are of a uniform lithology and hence uniform solubility a less interrupted cave passage should be formed, provided the volume of the cave stream remains the same.

In recent years work has been done on different types of limestones and on their classification. The main constituents in all limestones are — (1) the allochemical (allogenic) grains, (2) microcrystalline ooze, and (3) sparry crystalline calcite cement. Differences in the proportion of

these constituents cause variation in the types of limestones. In particular a practical division of limestones can be made into those that are microcrystalline (micrites) and those that are sparry allochemical rocks (sparites) (6). Micrites consist largely of microcrystalline ooze and are poorly washed and sorted limestones; sparites are well sorted and winnowed limestones in which all the ooze has been washed away and the pore space filled up with sparry calcite. In the two different types of limestone the pore space can be very variable (6). So far no study has been made of the differing solutional rates of micritic and sparitic rocks. Preliminary examination of limestones in N. W. England and in West Clare, Ireland suggest, however, that limestones which have a very high percentage of sparry calcite may be less soluble (or more resistant) than those with a lower percentage of sparry calcite.

In County Clare, for instance, the following table shows the variation in percentage of sparry calcite in limestones in an area of bare limestone pavement; the degree of weathering of the pavement is also shown.

**TABLE I**

Smooth (Unweathered) Pavements		Runnelled (more weathered) Pavements	
Bed No.	% Sparry Calcite	Bed No.	% Sparry Calcite
1	75	2	60—70
6	90	3	70
8	90	4	70
10	90	5	70
13	85—90	7	50
16	90+	9	85
		11	85
		12	80
		14	90
		15	90
		18	85

In the Ingleborough District of N. W. England, the morphology of the caves seems to be partly determined by the type of limestone in which they are situated. Thus caves in limestone with a very high percentage (90%+) of sparry calcite are narrow and tend to be confined to enlarged joint planes; in limestones with a lower percentage of sparry calcite (50—60%), caves are wider, less confined to major joint-planes, and tend to contain more collapsed material (fig. 2a, b). Certain relief features are also associated with these two different varieties of limestone. Thus gorges developed in beds with a high percentage of sparry calcite are relatively deep and narrow with smoothed walls. But gorges in beds with a lower percentage of sparry calcite are much wider, and more "blocky" in character; it seems that these limestones are more susceptible to frost action.

These preliminary observations tend to suggest that those limestones with over 90% of sparry calcite have such relatively little pore space that solution is only significant along the joint planes; limestones with less sparry calcite have rather more pore space and solution is less confined to the joints.

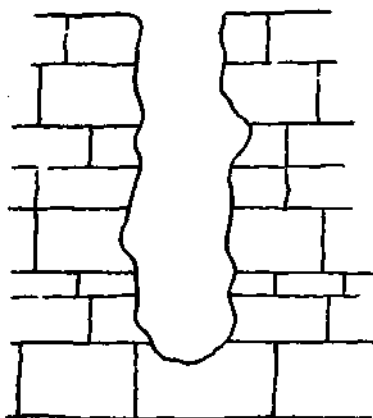


Fig. 2 a. Cave in Sparry Limestone (N. W. Yorkshire)

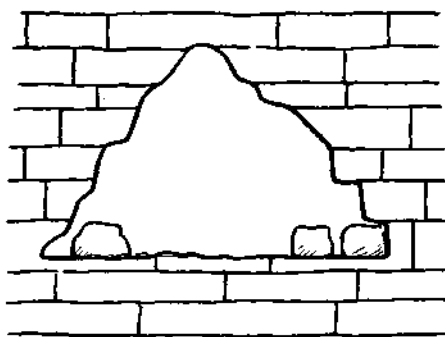


Fig. 2 b. Cave in less Sparry Limestone (N. W. Yorkshire)

### 3. The solubility of calcium and magnesium carbonates

The effects of minerals other than calcite upon the solubility of limestones is still only vaguely known. This was recently commented upon in a paper by Douglas (7). Magnesium carbonate is not only more soluble than calcium carbonate, but also goes into solution more quickly, though its effect upon the rate of limestone solution is as yet unknown. Analyses of nondolomitic Carboniferous limestones in Yorkshire give an approximate ratio of calcium carbonate to magnesium carbonate of the order of 30—1. On the other hand, analyses of water show solubilities for  $\text{CaCO}_3$  and  $\text{MgCO}_3$  as follows:

$\text{CaCO}_3$  140—200 ppm.    Approx. 8 epm. (equivalent parts per million.)  
 $\text{MgCO}_3$  20—30 ppm.        ... 1.5 epm.

This gives a Ca/Mg ratio of approximately 8—1.5, and illustrates a much higher solubility of magnesium carbonate (8).

The following results also show that  $\text{MgCO}_3$  is dissolved much more rapidly than  $\text{CaCO}_3$ . The Ca/Mg ratio in natural waters is partly determined by the length of time in which they have been in contact with the rock. Shortly after dissolution the Ca/Mg ratio may be 3—1 or even 1—1, as the following figures show:

TABLE II

	Temp. °F	pH	Ca ppm	Mg ppm	Ca/Mg Ratio e. p. m.
1. Buchan, Victoria. (water from mosses) . . . .	51.50	5.15	113	113	1 : 1
2. Twisleton Scars, Yorkshire (pool) . . . .	51.50	8.75	75	5	7 : 1
3. Mole Creek Tasmania. (pool) . . . .	66.50	7.80	27.30	3.7	3 : 1

After some hours the amount of calcium dissolves rises appreciably, whereas the amount of magnesium does not. Picknett has claimed that traces of magnesium in solution may "increase the amount of calcite which can dissolve for a given carbon dioxide concentration. It is only when large amounts of magnesium are present (in the rock) that the expected happens, and the solubility of calcite is reduced" (9). The following figures illustrate the change in the ratio of Ca to Mg after a period of time.

**TABLE III**

	Temp.	pH	Ca ppm	Mg ppm	Ca/Mg
1. Mole Creek (Tasmania) Pool 24 hours after rain . . . . .	74° F	8.2	70.6	6.6	7—1
2. Twisleton Scar. (Yorkshire) Pool, 24 hours after rain . . . . .	50° F.	8.3	278	8	13—1
3. Skirfare River. (Yorkshire) Pool some days after rain . . . . .	57° F.	7.45	312	30	7—1
4. Marakoopa Cave. Tasmania. Gours	50° F.	7.6	250	22	6—1
5. Boreham Cave. (Yorkshire) Pool	45° F.	7.7	122	2	38—1

The figures for the cave pool and gours are of especial interest; it seems that in these environments the ratio of calcium to magnesium is particularly high and that the longer the time the waters are in contact with the limestone, calcium becomes more important. These results bear out those recorded by Holland and others (10), and it is clear that as Picknett has said there is "need for careful magnesium analysis in speleological work". There is also some evidence in support of Douglas's statement that evaporation can increase the concentration of magnesium in surface streams; springs in north west Yorkshire have rather more magnesium in proportion to calcium in summer than in winter.

It will be seen from all these observations that we still have much to learn about the differential solubility of limestones and its application to the formation of caves.

I am indebted to Dr. P. W. Williams for help and discussion on the rocks of County Clare.

#### References

1. Folk R. L., 1959. Practical Petrographic Classification of Limestones. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. Vol. 43, No. 1, p. 3.
2. Ford D. C., 1964. On the Geomorphic History of G. B. Cave, Charterhouse-on-Mendip, Somerset. Proc. Bristol Univ. Speleo. Soc. Vol. 10, No. 2, p. 151.
3. Ford D. C., 1965. Stream Potholes as Indicators of Erosion phases in limestone caves. Bull. Nat. Speleo. Soc. Vol. 27, No. 1, p. 27.
4. Reams M. W., 1965. Laboratory and Field Evidence for a Vadose origin of Foibe (Domepits). International Journ. of Speleology, Vol. 1, Part 3, pp. 373—389.
5. Ollier C. D. and E. K. Tratman. In the press. The Geomorphology of the Caves of North-West Country Clare.

6. Folk R. L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. From "Classification of Carbonate Rocks", a symposium. Mem No. 1. Amer. Assoc. Pet. Geol., pp. 62—84.
7. Douglas I., 1965. Calcium and Magnesium in Karst Waters. *Helictite*, Vol. 3, No. 2, pp. 23—37.
8. Sweeting M. M., 1964. Some Factors in the Absolute Denudation of Limestone Terrains. *Erdkunde*, Vol. XVIII, No. 2, p. 92.
9. Picknett R. C., 1964. A Study of Calcite Solution at 10° C. *Trans. Cave Research Group of G. B.* Vol. 7, No. 1, p. 57.
10. Holland H. D. and Others, 1964. On Some Aspects of the Chemical Evolution of Cave Water. *Journ. Geol.*, Vol. 72, pp. 36—67.

Discussion: C. Ek, D. I. Smith, G. T. Warwick, W. Krieg, A. Bögli, M. M. Sweeting.



## EROSION — CORROSION

Leander Tell

Norrköping

### Zusammenfassung

In der Speleologie herrscht eine Art Verwirrung betreffs der Anwendung der beiden Ausdrücke EROSION und KORROSION, und es scheint, daß viele Menschen diese Ausdrücke nicht ganz verstehen. Die Fachleute verwenden diese Begriffe entweder entgegengesetzt, d. h. Erosion oder Korrosion, oder gleichgestellt, wobei man von mechanischer oder korrosiver Erosion spricht, bzw. von mechanischer oder chemischer Korrosion.

Der Verfasser meint, daß Erosion etymologisch »Aushöhlen« bedeutet und dementsprechend alle Phänomene des Aushöhlens, Durchbohrens u. dgl. umfassen sollte. Korrosion ist in diesem Sinne nur eine Art Erosion, die die chemische auslaugende Tätigkeit bezeichnet. Im übrigen verfügt man jetzt über so viele Spezialausdrücke, wie z. B. Evorsion, Korrasion, Abrasion, Ablation u. v. a., daß man die präzise Meinung leicht festnageln kann.

Der Verfasser macht darauf aufmerksam, daß Erosionshöhlen eine grundsätzliche Verschiedenheit z. B. in bezug auf reine Verschleißhöhlen, Bruch- oder Klufthöhlen aufweisen. Auch Frostsprengungs-, Moränen- und Steinhauenhöhlen sind einer anderen Art; bei ihnen kann man von Erosion selten oder gar nicht sprechen.

Erosion is a wellknown geological-geographical element but somehow a little vague expression. One therefore speaks about mechanical or chemical erosion. For that and this meaning do however special terms exist, namely evorsion and corrosion. Nevertheless one often meets a certain confusion in the speleological literature, and many times corrosion stands opposed to erosion. Etymologically erosion means "hollow out" as to the Latin's "erosio, erodere" and ought to be the general expression for all "hollowing out", and consequently also for corrosion. In order to exactly determine the meaning we possess so many well describing words, such as ablation, abrasion, evorsion, corrasion, solution et cetera. The caves of erosion will always differ from other distinct types of caves e. g. clefts and crevices or dia- and paraclases, glacial phenomena like caves and labyrinths in moraines or heaps of stones, caves worked out by frostwedging a. o.

A study of the different types of caves in Sweden and other countries with archean rocks would better clarify my meaning and my idea. In countries where the Speleologists work since years in caves of the usual karstic or erosional type, one naturally rarely does think about the possibility of caves during quite different circumstances. The terminology of caving therefore mostly comprises only erosion. And, according to the fact that erosion is a general expression for a caving process in limestones, chalk and schists and certain sandstones, one ought to define the special type of erosion met with by naming it corrosion, corrasion, abrasion, ablation and other solutinal or mechanical terms. There can also occur several clastique phenomena in such caves. But compared with

caves in granite, gneis, porphyry, basalt and other bedrocks, all the before mentioned caves however are true phenomena of erosion. On the contrary many huge caves in Sweden are entirely formed out by diastases and other pure tectonical movements in the Earth's crust. As said before, many caves are hollowed out by simple frostwedging, and others are to be found among erratic blocks. On the other side, there are also some rare results of erosion in granites and gneisses, specially in fossil or active streams, where strong flowing water or once the melting water from thick sheets of Inland Ice have hollowed out "Witches's chaldrons". Such hollows are not formed by corrosion, but an abrasive mechanical process.

#### Literature

- Kyrie G., 1923. Theoretische Speläologie, Wien.  
Martel E. A., 1911. L'évolution souterraine, Paris.  
Tell L., 1962. Die Höhlentypen Schwedens.  
Trombe F., 1956. La Spéléologie, Paris.

Discussion: A. Bögli, R. Oedl, J. Nicod.

**MISCHUNGSKORROSION — CORROSION PAR MÉLANGE —  
OU COMMENT UNE EAU DÉJA SATURÉE PEUT  
DEVENIR AGRESSIVE?**

Leander Tell

Norrköping

**Zusammenfassung**

Prof. A. Bögli hat diese außerordentlich interessante Frage aufgeworfen und experimental und theoretisch erklärt, wie der Sättigungsgrad eines Wassers durch verschiedene Zuflüsse leicht verändert wird. Seine Berechnungen sind später vom ungarischen Forscher Lajos Ernst kontrolliert und bestätigt worden. Der Verfasser führt nun einige Erfahrungen aus den hydrologischen Verhältnissen in Lummelunda an, aus denen hervorgeht, daß nicht nur eine solche Mischungskorrosion, sondern auch andere unbekannte Verhältnisse eine Rolle spielen müssen, wenn das einfließende Wasser dieselbe Sättigung wie das ausfließende Wasser aufweist. Herr P. Caro ist in dieser Frage der Ansicht, daß das Auftreten organischer und anderer zersetzender Stoffe, z. B. während des Herbstes, ausschlaggebend sein kann. Jedenfalls beweist die Fragestellung, daß die Sache noch der Untersuchung bedarf.

Le professeur A. Bögli vient de lancer dans la discussion internationale cette question extrêmement intéressante, et notre collègue hongrois L. Ernst a dernièrement confirmé ses calculs théoriques. Cette corrosion par mélange, est en effet une chose claire et évidente, mais la corrosion doit dépendre aussi de certains autres faits encore inconnus. Dans ma dernière publication de la série «Archives de la Spéléologie suédoise» j'ai rapporté quelques expériences assez curieuses, faites au cours des recherches continues dans les grottes de Lummelunda. Quelques observations de ce genre sont en outre rapportées dans le périodique français Spelunca de l'an dernier. On a notamment constaté plusieurs fois que l'eau qui entre dans le système souterrain avait une saturation égale à celle de l'eau qui en sortait. Dans le livre mentionné le fait en question est mis en évidence par un tableau détaillé, et on peut se demander alors comment une corrosion agressive pourrait avoir lieu sous les conditions étudiées. Ou bien l'eau s'enrichit en se mélangeant avec des affluences souterraines inconnues, selon la théorie de M. Bögli, ou bien elle s'enrichit en acide carbonique selon les théories anciennes, ou encore, selon la remarque de M. Caro, la saison entraîne la production d'acides organiques p. ex. en automne lors du pourrissement des feuilles.

M. Caro continue: «C'est un gros problème qui ne pourra être résolu que par des mesures systématiques continues dans le temps sur un cycle climatique complet». Je suppose que les spéléologues n'ont pas assez souvent et assez régulièrement contrôlé le teneur de l'eau qui entre dans une grotte, ou dans un système de grottes. Généralement on n'a pensé qu'à l'acquisition des notes précises par des recherches dans la grotte même ou dans le lieu de la résurgence. On a, certainement,

oublié trop souvent de contrôler la charge de l'eau entrante. L'eau karstique vient de couler dans la plupart des cas sur une surface extérieure de calcaire, où elle exerce une corrosion plus ou moins grave déjà et se charge aussi bien que dans le souterrain. Et, dès qu'on accepte les phénomènes karstiques extérieurs avec tous leurs diverses «Karren, Fließfazetten» etc., on doit aussi accepter le fait que cette eau est souvent très chargée avant qu'elle entre dans la grotte. Les études soigneuses ont montré p. ex. que les concrétions doivent leur caractère à la saturation des eaux extérieures elles aussi.

**Tableau d'analyses de l'eau dans Lummelunda**

Perte Exsurg. Bassin int.	Date	Température	pH	Dureté	Resist. élect.	Contenu	Lieu
Pert.	15/6 1945	19,2	8,4	6,7	$512 \times 10^{-6}$	60	mg/l $\text{KMnO}_4$ Slukhál
Exs.		7,9	7,2	7.	$576 \times 10^{-6}$	60	mg/l $\text{KMnO}_4$ Linnés grotta
Pert.	6/8 1946	18,7	8	12,2	$512 \times 10^{-6}$	92	mg/l $\text{KMnO}_4$ Slukhál
Exs.		8	7,1	16,1	$492 \times 10^{-6}$	64,8	mg/l $\text{KMnO}_4$ Linnés grotta
Bass.	1/8 1955	7	7,7			282 26 120 15	mg/ $\text{HCO}_3$ mg/l $\text{Cl}_2$ + mg/l $\text{Ca}_2$ + mg/l Mg Bergakungens sal
Pert.	3/8 1962	20	7,9	30,4	555 resp. $615 \times 10^{-6}$	276 217 0,5 0,05 30	mg/l $\text{HCO}_3$ mg/l Ca mg/l Fe mg/l Mn mg/l Cl Slukhál
Exs.		8,6	7,4	20,4	$595 \times 10^{-6}$	297 146 0,3 0,05 33	mg/l $\text{HCO}_3$ mg/l Ca mg/l Fe mg/l Mn mg/l Cl Linnés grotta
Pert.	28/8 1962					270 57	mg/l $\text{CaCO}_3$ mg/l $\text{MgCO}_3$ Slukhál
Exs.						321 46	mg/l $\text{CaCO}_3$ mg/l $\text{MgCO}_3$ Linnés grotta

Pourtant, le fait accepté, on se demande comment une eau déjà saturée pourrait parvenir à dissoudre les calcaires des grottes. Naturellement elle peut, par le changement de température, arriver dans la grotte à un état d'équilibre. En entrant, elle peut aussi changer les eaux stag-

nantes en les faisant agressives de nouveau. Et enfin, elle peut devenir plus ou moins agressive par cette corrosion de mélange, dont parle M. Bögli, ou d'une autre manière ultérieure. En tout cas, ainsi que M. Caro, je suis convaincu de la nécessité d'entreprendre des recherches plus précises et plus étendues que jamais sur l'hydrographie souterraine.

#### Bibliographie

- Andersson N., M. Gusting, 1962. Hydrografiska undersökningar av Lummelundaströmmen. Chalmers Tekn. Högsk., Göteborgs Universitet.
- Bögli A., 1964. Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdkunde, Bd. 18, H. 2, Bonn.
- Caro R., 1963. La composition chimique des eaux en terrain calcaire. Spelunca, Mém. No. 3, Millau.
- Ernst L., 1964. Zur Frage der Mischungskorrosion. Die Höhle, No. 3, Wien.
- Lundevall C. F., 1964. Karstmorfologiska undersökningar i Lummelundaområdet. Geol. Institut, Uppsala Universitet.
- Montoriol J., 1950. Meteorologia hipogea. Vrania, No. 223, Tarragona.
- Montoriol J., 1959. La distribución térmica en las formaciones hipogea. Mem. Asambl. Region. Espeleol., Carranza, Bilbao.
- Tell L., 1958. Lummelunda, un endroit karstique. Publ. 2. Congr. Intern. Spéléol., Bari.
- Tell L., 1961. The Rate of Erosion. Norrköping.
- Tell L., 1961. Grottorna i Lummelunda, en orientering. GFF, Bd. 83, H. 1, Stockholm.
- Tell L., 1964. Speleological Studies of Swedish Nature. Norrköping.
- Tell L., 1964. Scandinavie, rapport annuel dans Spelunca, No. 2.
- Trombe F., 1956. Las aguas subterráneas (éd. esp.), Barcelona—Madrid.
- Trombe F., 1956. La spéléologie. Paris.

Discussion: C. Ek, A. Bögli, R. Oedl.



## SOME PRIMITIVE FEATURES IN BRITISH CAVES

Gordon T. Warwick

University of Birmingham

Deep mining and drainage in the Carboniferous Limestone districts of N. E. Wales and the Southern Pennines have revealed a series of isolated, joint-determined cavities, with a strong vertical development at considerable depths below the local drainage systems. A comparison is made with analogous forms at shallow depth in a gypsum mine at Kirkby Thore, Westmorland. It is suggested that the deep caverns are primitive karstic features formed deep in the phreatic zone, preceding the horizontal networks and spongeworks of Bretz. It is thought that convection currents induced by the geothermal gradient may provide part of the mechanism for vertical circulation.

### Introduction

The activities of lead miners in the Pennines, North East Wales and in the Mendips (Somerset) have revealed a series of caves, many of which show little relationship to the surface drainage. Some of these, especially in North East Wales and in Derbyshire were discovered at a considerable depth below the surface due to pumping and the driving of drainage adits or levels (often known as *soughs* in Derbyshire). It is with this last group of caverns found in mines that the author is concerned. Unfortunately many of the mines are no longer accessible and the descriptions of them are scattered and often unscientific.

The deep caverns are most commonly developed along major joints, faults or mineral veins, and vertical development is usually more important than the horizontal. Chambers tend to be isolated from one another and the temperature of water in them may differ quite considerably between neighbouring holes. In both Derbyshire and N. E. Wales they have been found beneath a thick cover of impervious rocks overlying the limestones where the structures permit no artesian circulation and in some cases well below the normal zone of circulation in the phreatic zone. Networks and spongeworks as described by Davis (1930) and Bretz (1942) are not developed to any extent nor does there appear to be any marked occurrence at one level (though this matter has not been thoroughly investigated). Similar caverns occur in gypsum beds at Kirkby Thore, Westmorland at a shallow depth, where there appears to be some artesian circulation.

There is some evidence to suggest that these deep cavities are of considerable geological age, though they have probably not all been formed at the same time. The crystal deposits in some of the caverns indicates that they were filled with saturated water, but previously there

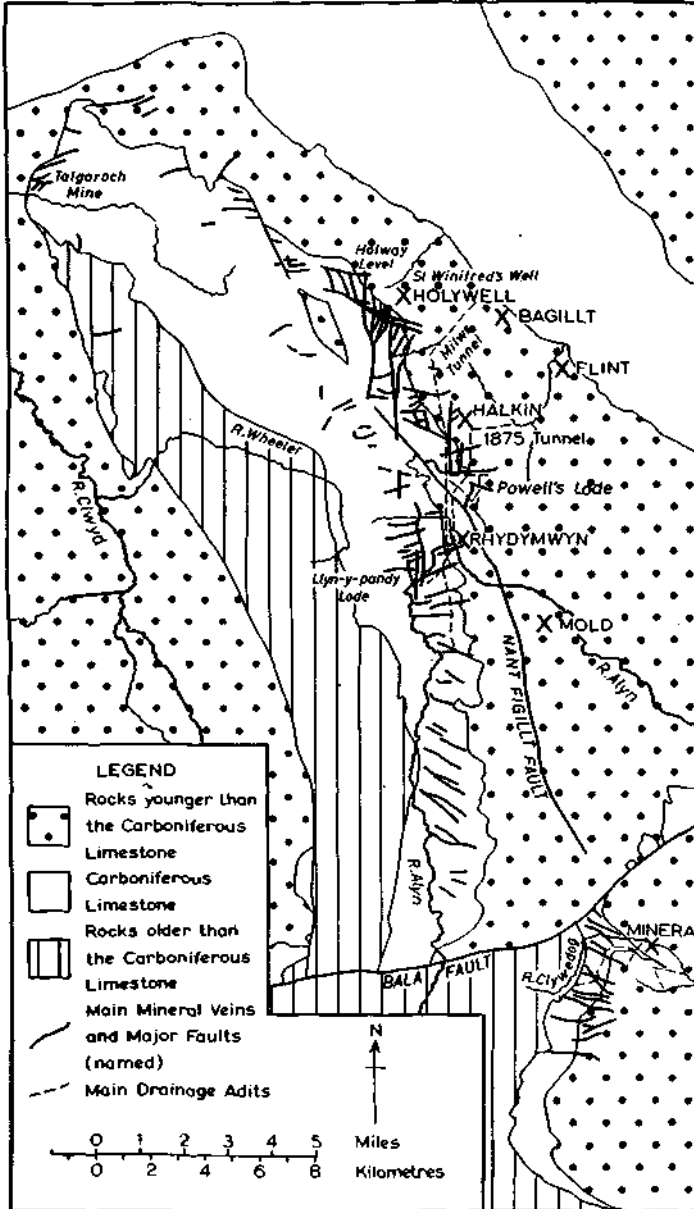


Fig. 1. The limestone district of North East Wales showing the principal lead veins and the drainage tunnels and mines mentioned in the text

must have been some circulation to carry away the dissolved limestone. It is suggested tentatively that convection, induced by the geothermal gradient, produced a mechanism for vertical movements of the ground-water.



## The Evidence from North East Wales

Here in Denbighshire and Flintshire lead ore was found in mineralized veins formed along a conjugate system of faults in Carboniferous Limestone of Viséan age resting unconformably upon impervious Silurian rocks. The limestone is about 2000 feet (c. 650 m) thick with two shale bands near the top (Schneidmann, 1939) and is overlain by impermeable cherts, sandstones and shales of Namurian age, succeeded in turn by Coal Measures. The whole group of Carboniferous rock dips in a generally eastwards direction at a fairly constant dip of  $15^\circ$ , though the direction of the dip varies between NE and SE, resulting in an arcuate outcrop generally running N-S. Over much of the area the eastern boundary of the limestone coincides with a powerful normal fault — the Nant Figillt Fault, which brings down a considerable thickness of Upper Carboniferous rocks against the limestone and impedes eastwards movement of ground water to well below sea-level (see fig. 2). The limestone is further disturbed by two series of faults, one running E-W and strongly mineralized with more vertical and horizontal displacement. The other system, known as the crosscourses is made up of compressional faults with a greater emphasis upon lateral than vertical movement. Wide crush zones are sometimes associated with the latter faults, consisting of limestone blocks set in a matrix of loose sand and clay which favours water movement. The mineralized lodes on the other hand appear to have acted like underground dams.

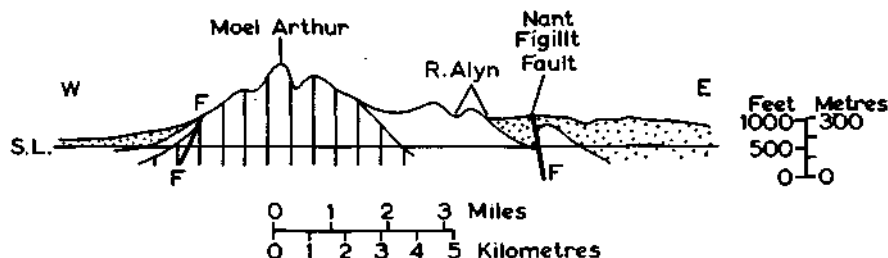


Fig. 2. A geological cross-section across the central part of the N. E. Wales limestone district

Much of the limestone outcrop is at a height of 900—950 feet (c. 300 m) with higher land, underlain by Silurian rocks to the west rising to over 1800 feet (c. 600 m). In the north the River Wheeler flows close to the Carboniferous/Silurian junction and southwards the River Alyn follows a similar course before turning south-eastwards to join the R. Dee. Where it cuts through the limestone the Alyn is flowing on a level between 400—500 feet (120—150 m) above sea-level. The sea being only about 5 miles (8 km) away, to the north-east. North of the Alyn lies Halkyn mountain which is devoid of surface drainage but one large spring, St. Winifred's Well (at Holywell) rises at 219 feet (67 m) O. D., drawing its supplies from the limestone, though issuing from a Namurian sandstone, doubtless via one of the crosscourse faults.

At least three drainage levels have been driven into Halkyn Mountain to unwater the mines, the earliest, Holywell Level, begun in 1774 was 1700 yards (1,5 km) long and served as an underground canal, 230 feet (70 m) above sea-level. Pennant (1796, 249—252) and Warner (1798, 211—218) describe a large cavern encountered by this level and Warner also mentions a crystal-lined rift some 17 yards (15 m) long and 20—30 feet (6,5—9 m) high found in workings above the level. Pennant also reported water bubbling up into the canal. The second of the drainage tunnels was started in 1818 in Coal Measures near Halkyn village at a height of c. 170 feet (52 m) and was driven westwards and then southwards. This tunnel was extended in 1875 and in 1901 it intersected the Llyn-y-Pandy Lode, whose western end is crossed by the river Alyn. After this lode was emptied the river lost much more water underground, being dry at Rhydymwyn for several months each year (Richardson, 1955). Warner (1798, 249) mentions that the river was dry for three miles above the Llyn-y-Pandy Mine in 1798, but the mine was then being pumped to a depth of at least 44 yards (39 m). The third adit, the Milwr Tunnel commenced in 1913 nearly at sea-level by the village of Bagillt, was ultimately extended to a length of 10 miles (16 km). At 6 a. m. on 5<sup>th</sup> January 1917 this work intersected the Pant Lode and the vein was found to have been dissolved away leaving a Z-shaped chamber filled with water and sand which escaped down the tunnel. Smith (1921, 123) provides a plan and section of the cavity, indicating a narrow "rift", the two arms being 21 feet (6,5 m) and 48 feet (15 m) long in an ENE-WSW direction, connected by a short passage 12 feet (3,5 m) long running NNE-SSW. The height to the roof was very variable, being 22 feet (6,5 m) at the maximum. The ends of the chamber narrowed down to tight fissures, though a flow of some 2,000 gallons/minute was recorded from each end, the water temperature differing by 7° F (4° C) indicating a different origin. By 5 p. m. on the same day that the cave was emptied, St Winifred's Well, nearly 3 miles (5 km) away, ran dry, though the water level in the old Holywell mine (sometimes spelt Holway Mine), remained at 230 ft (70 m) to the west of the Pant-y-nef Crosscourse, and this was later connected to the well to restore its flow. However water in another part of the mine which had stood at the same level as the Holywell spring (St Winifrid's Well), fell some 30 yards (27,5 m). Several other inflows of sand and water were encountered in driving this tunnel, but were mainly from small orifices. In September 1936 such a "feed", amounting 8—10,00 gallons/minute was encountered at the intersection of the Llyn-y-Pandy Lode and Bryn-Celyn Crosscourse (Francis and Allan, 1931). In a branch tunnel to drain Powell's Lode (Lode 675 of Halkyn Mine), a pump chamber was excavated below sea-level near to this lode which was known to contain water, yet despite indications from pressure-gauges inserted into exploratory holes that there was 120 feet (36 m) in it, there was little leakage of water. Subsequently 8—9,000 gallons of water/minute came from this lode. The drainage revealed the largest of the North Wales mine caverns, measuring 220 feet (67 m) by 130 feet (43,5 m) and 100 feet (30 m) high, with at least 200 feet (60 m) of water (J. B. Richardson, 1937, 346). There is little other information

available about this remarkable cavern, except for passing statements that the water comes from below and not from above and that no connexion can be established with the Alyn water (Wilson in discussion of Schnellmann, 1959, 253) and that the flow "is sensibly constant throughout the seasons, the water is crystal clear and is several degrees warmer" than that from other inflows at intersections of the tunnel and lodes (Schnellmann, in discussion of Richardson, 1955, 471). Fluorescein tests have established at least two connexions between the Alyn and two of the lodes and the outflow from the Milwr tunnel rises rapidly a short time after heavy rains on the surface (Richardson, 1955). Attempts at sealing off the river have been described by Richardson, but were unsuccessful, the swallow holes in the river bed were filled with sand and gravel, and even when dug out and mixtures of concrete and furnace ash fed in, the flow was not reduced to any great extent and in 1958 a large collapse in the river bed swallowed between one third to a half of the total flow (Anon, 1958).

Several other mining ventures encountered caves, some filled with tree trunks washed in from the surface, and obviously of shallow origin, others located in the lodes and usually filled with clay and sand in which waterworn lumps of galena were found (Davies, 1883). Southwards the main mining area is cut off by a powerful E-W tear fault, the Llanelidan fault, and the limestone displaced eastwards some 5—6 miles (c. 8 km). This area lying south of the fault is known as the Minera District and little has been reported of caverns in this region though a cavern has recently been found in exploring an old mine, but no details are yet available. The Minera Mines were worked to a depth of 800 feet (245 m) below the Deepday Level, a main drainage adit standing at 540 feet (165 m) O. D., but when pumping ceased in 1909, it took 18 months for the mines to fill with water, an inflow of only 171 galls/min on average (Hughes, 1959, 250).

#### Discussion of the Evidence from North Wales

Although one could wish for more precise details of the cavities encountered in deep mining, certain generalisations can be made. The lateral movement of water in both the Halkyn and Minera districts was restricted by the mineralized lodes and there was not one regional water-table but many local levels. Extensive losses from the Alyn only occurred when the large water bodies in the joints, lodes and cross-courses were emptied artificially. The warmer temperature of the water in the Pant and Powells lodes is significant and the total independence of the latter signifies a deep-seated origin for its water. There is insufficient evidence to speculate on the mode of origin of some of the other cavities, some are clearly in connexion with the surface, but some of the deeper ones may have purely phreatic connexions. The crystalline covering of the chamber in the Holywell Level may reflect a precipitation stage after solution, but the evidence for this is not clear. There is also, little evidence for dating these caves. Dunham (1952, 401) points out that mineralization is clearly post-Coal Measure Age and is probably Hercynian as first

suggested by Finlayson (1910a, b). It is difficult to envisage a vadose origin for the deep caves during periods of very low sea-level as suggested by Dunham since the whole system is so well sealed off.

### The Evidence from Derbyshire

The Derbyshire massif consists of an inlier of Carboniferous Limestone, some 2,400 feet (730 m) thick, whose base is nowhere exposed, surrounded by impervious shales and sandstones of Namurian age, the relationship being unconformable. In many areas the limestone is interrupted by localized lava flows and ashes of contemporary age, some of which pass laterally into thin argillaceous layers known as 'wayboards' (Traill, 1939, 859). Around the edges of the exposed limestone there are also local reef-limestones, or bioherms and in the south-eastern part there is extensive secondary dolomitization, apparently introduced from above, probably from now-denuded Permian dolomitic limestones such as occur further eastwards (Parsons, 1922). The whole limestone mass is affected by a major asymmetric fold running NNW-SSE, dipping more gently eastwards than to the west. In addition there are a series of E-W subsidiary folds of smaller amplitude and shorter radii of curvature pitching eastwards from the main anticlinal axis and throwing the limestone/shale boundary into a series of westerly-penetrating shale embayments separated by eastward limestone salients (see fig. 3).

The limestone is strongly mineralized, especially on the eastern side, where the limestone salients appear to be richer than the embayments. Varvill (1959) has pointed out a series of parallel rich and poor belts of mineralization running NW-SE which Dunham considers to be following deeper structural alignments than those exposed at the surface. Many of the veins or "rakes" as they are called locally, have an E-W trend, though locally other directions may be found. Dunham (1952) considers the date of mineralization to be of Hercynian age, though Ford (1965) produces arguments in favour of a Triassic dating, at least at Golconda Mine.

In terms of relief the limestone forms a gently undulating plateau much of which lies at over 1000 feet (c. 300 m) above sea-level into which the Wye, Dove and Manifold have cut valleys 4-600 feet (120-180 m) deep which has resulted in widespread dessication, leaving the surface seamed with a network of dry valleys (Warwick, 1964). Eastwards, as can be seen in figure 3, the river Derwent, which controls the base-level of the Wye flows entirely on Namurian rocks except at Matlock where it cuts across the end of one of the limestone salients. This means that the eastern flank of the limestone is sealed off by the Namurian rocks from communication with the Derwent, except at Matlock where Varvill (1962) has shown a sudden increase in volume of the river between two successive weirs, presumably due to springs in the river bed.

Several caverns were found in mining operations, some relatively near to the surface, but it is intended to concentrate here upon those found at a considerable depth in the Golconda, Mill Close and Riber Mines. In the first of these, near Brassington, mineralization (dominantly

barytes with some galena), was confined by the dolomitized limestones which are here transgressive across the bedding. In this zone there are a series of isolated caverns some 3—400 feet (90—120 m) below the surface, some of which are filled with dolomite sand and detrital barytes and galena. Dr. T. D. Ford has traced a connexion between some of these cavities and the deep pits filled with sand and clay which are locally worked for refractory materials (Ford and King, 1965). Others are completely empty and two of these were visited by the writer

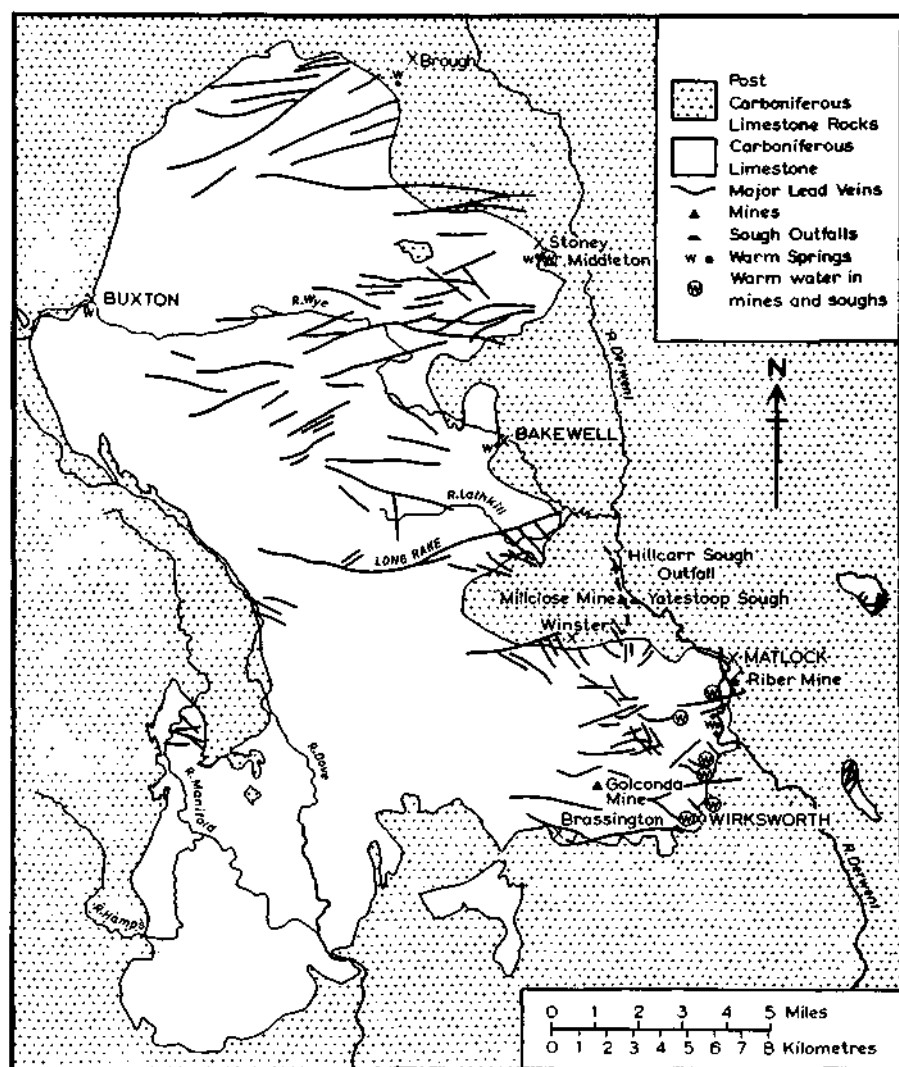


Fig. 3. The Peak District, showing the principal lead veins and the mines mentioned in the text, together with the warm springs and warm water in mines and drainage soughs

under the guidance of Dr. Ford in January 1965. One, known to the miners as the Nether Shack is c. 80 feet (24 m) long and up to 20 feet (6 m) high, much of it about 5—6 feet wide, but widening out into a small chamber about 30 feet (10 m) across. It is developed along a joint, becoming tight at each end and with a roof extension along the joint of variable height, roughly 4—5 feet at the maximum above the general roof height. This chamber appeared to be due entirely to solution in a mineralized vein with a small patch of spongework at the northern end. The floor was covered by angular debris from mining operations. The second cavity, known as the Big Shack, is a confused mass of angular blocks resulting from natural stoping. The chamber at the top of the blocks, though perhaps modified slightly by mining operations shows the influence of two master joints running almost N-S. A plan of the mine indicates that this disturbed area is about 140 yards (128 m) long by 20 yards (18 m) wide and its vertical range is of the order of 80 feet (24 m) (author's estimate). One of the side passages of the 70 fathom level, leading off the East Drive gives access to a small bedding-plane chamber whose roof, some 15 inches (37.5 cm) above a deep fill of clay, is pocked with large 'dimples' c. 12 inches (30 cm) in diameter and 2—3 inches (5—7.5 cm) deep. There is a marked absence of water and cave formations from these natural cavities except for a small stream at the bottom of the Big Shack and a drip at the top, both associated with a surface washery and giving rise to cave pearls of large size. These caves lie underneath the main Wye-Dove watershed, which is about 1100 feet (640 m) O. D.

Further eastwards the miners have followed some of the lead veins beneath the overlying shales which generally form an upper limit to mineralization. One of these veins was worked by the Mill Close Mine whose principal shaft lay in the Derwent Valley near Darley Bridge and the workings extended to a depth of 850 feet (225 m) below the surface, i. e. about 500 feet (150 m) below sea-level (Varvill, 1962, 157). The mine is situated in a valley cut in the Winster shale embayment and was drained to river-level by the Hilcarr Sough or drainage level whose 'tail' is at 350 feet (107 m) O. D. Below that level the mine was kept dry by pumping 5,580 galls/min., but this was much smaller than might have been expected since a series of lavas and 'wayboards', dipping eastwards prevented water from the west moving into emptied cavities stratigraphically above the impervious beds. The mine was partially flooded from time to time, but in 1940 the mine finally closed due to a major inrush of water beyond the capacity of the pumps. The vein was a very complex one, running roughly N-S with three sharp angular bends in it, the final one turning towards the WNW and there were many subsidiary veins, mainly running NE-SW. In places the veinstuff had been removed and caverns of varying size had taken their place, in others galena appears to have been deposited in pre-existing caves and long dog-tooth crystals of calcite deposited on the ore at a later date. In other cases galena was found in lumps together with large blocks of limestone, but with very little clay. Parsons (1895) indicates that some of these latter occurrences were in cavities dissolved out of the limestone at the side of the main vein, and in part dissolved out of the latter. Traill (1939, 879)

on the other hand suggests that cavernization and block-fall occurred before mineralization and he gives a section of a chamber of complex shape lined with ore. Varvill (in Schnellmann and Willson, 1947) supports the view that some cavities preceded mineralization and that infilling was incomplete, some of the 'vughs' being lined with calcite crystals up to 12 inches (30 cm) in length with galena behind deposited on the cavity walls and the remaining cavity large enough for a man to walk upright in it. Dunham (1952), however maintains that there is considerable evidence of volume-for-volume metasomatic replacement. Perhaps the most interesting cavern was the one occupying the northern end of the mine at the 129 fathom (237 m) level which Traill (1939, 877) describes as "a downward slanting cavern about 20 feet in diameter and 400 feet long, lined with ore and calcite", unfortunately there do not appear to be any further details available, except that ore (here zinc blende), was of metasomatic origin according to Traill.

During one of the partial floodings of the mine, the incoming water was very dark and smelled strongly of methane and hydrogen sulphide, and left a white scummy deposit when it was pumped away. Analysis of these deposits revealed bacteria which normally live on sewerage (McCall, in Varvill, 1959, 225). Varvill (1962, 159) also records that when a large Cornish pump was working at Mill Close raising water 450 feet (135 m) to river level with 8—10 strokes per minute, the water level in a pool in a cave at High Tor, Matlock, 3 miles (5 km) to the south, rose and fell in time with the strokes. This is near the site of the resurgence mentioned above.

Near this same High Tor, a cliff of limestone rising above the Derwent, on its eastern bank, an inclined shaft was driven at the Riber Mine in 1954, which penetrated to a depth of 170 feet (52 m) below the river level. Several small solution pockets lined with large calcite crystals were found, especially alongside Coalpit Vein (Edwards, 1955, 36). The author visited this mine and saw one of these vughs, c. 4 feet (120 cm) in diameter, dissolved out of the limestone against the vein and with scalenodhedra lining the walls with their c-axes parallel to the surface. More recent exploration below a toadstone layer encountered cavities containing dark smelly water which turned white on contact with the air.

On the opposite side of the river Derwent to Riber Mine are a series of warm springs with a temperature of 68° F (20° C) rising 50—100 feet (15—30 m) above the river level (Stephens, 1929, 72). Other warm springs occur along the limestone-shale junction to the north and south, e. g. Bakewell (60° F or 15° C), Brough and in mines at Wirskworth, Bonsall and Crich (Stephens, 1929). On the western side of the Derbyshire Dome at Buxton, there are even warmer springs issuing at a temperature of 82° F (28° C) as against the mean annual temperature of 45.9° F (8° C). At Matlock the M. A. T. is c. 48° F (9° C).

#### **Discussion of the Derbyshire Evidence**

The isolated cavern pattern is again in evidence here, though in the case of the Golconda mine there has been considerable modification by

block-stoping and possibly by vadose water. The emphasis in general is placed upon joint-determined cavities, though in the case of Mill Close Mine it would appear that there is more than one generation of caves, some would appear to pre-date the mineralization and other show that they have arisen after the veins were formed and impeded water movement. The lack of marked connexion along bedding planes is also supported by the manner in which deep mines could be kept free from water. It would seem that water-movement was dominantly upwards and the warm springs, which often occur close to cold ones, indicates the separation of these movements one from another. The warm springs also indicate convectional movements. The crystallization features of some of the deep water-filled cavities indicate that solution has now ceased and is being replaced by deposition or at least a steady state has been reached and any solution of smaller crystals from the limestone is balanced by the growth of the larger crystals. This would indicate a lack of connexion with surface circulation.

### **Evidence from Westmorland**

At Kirkby Thore the Stamp Hill mine is driven by a sloping adit into a thick band of thinly-bedded gypsum from 30—80 feet (9—24 m) thick underlain by Penrith Sandstone which outcrops to the south-west of the mine. In this mine are several isolated cavities, usually oval in plan, along a scarcely visible joint often 20 feet (6 m) long by 15 feet ( $4\frac{1}{2}$  m) wide and up to 40 feet (12 m) or more in height. The roof shows a marked corbelled effect due to stoping of the thin beds which are 2—3 inches (5—7  $\frac{1}{2}$  cm) thick and the floors often contain fallen debris, but very much less than the total volume of the cavity. One such cavity occurs to the left of the main drive way at a depth of 46 feet (14 m) below the surface which was 419 feet (12 m) O. D. Others occur at lower depths. In one area of the mine, which is worked on the pillar and stall system there was evidence of a short length of passage with irregular cross section following a meandrine course but confined to a single group of beds about a yard or metre in total thickness. When one of these cavities is approached a small seepage of water is encountered, which after a period becomes iron stained according to the mine foreman.

### **Discussion of the Westmorland Evidence**

The cavities described above appear to be analogous to those found at greater depths in North Wales and Derbyshire. They appear to be formed by water in the Penrith Sandstone, under artesian pressure working upwards and dissolving away the gypsum, aided by stoping, but prevented from penetrating above the gypsum by overlying shales (see fig. 4).

### **General Discussion of the Evidence**

The cavities described from North Wales and Derbyshire appear to be solution features of the deep phreatic zone and some of them may be of considerable age. The lack of horizontal movement along bedding



planes is very marked and in direct contrast to the well-developed integrated systems described by Bretz (1942, 1953 and 1954) and by Glennie in Ogof Ffynon Ddu (1950). The association of these deep-seated solution features with mineralized areas where veins restrict lateral water movements may be more apparent than real. It is only in mining districts that the evidence can be revealed, though it is possible that even deeper limestone cavities discovered in the search for oil may indicate that the pattern is more widespread.

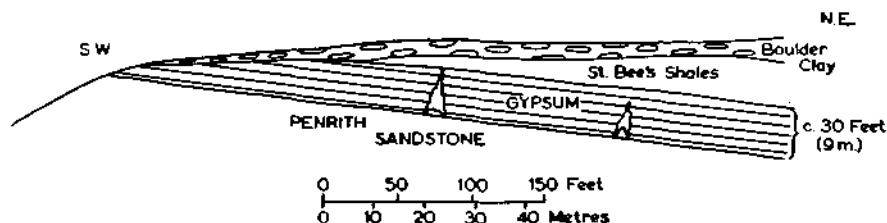


Fig. 4. Diagrammatic geological section through Stamp Hill Mine, Kirkby Thore showing solution cavities in gypsum

Since static water tends to become saturated with calcium carbonate if the water cannot replenish its supplies of dissolved carbon dioxide, some circulation must be involved in the formation of these cavities. It is suggested that convection is the motor force, due to the geothermal gradient. This is often quoted as being about  $1^{\circ}\text{F}$  per 60 feet ( $1^{\circ}\text{C}$  per 32 m), but published results indicate that this is very variable. In the case of the primary mineralization the normal gradient would be enhanced from some deep-seated magmatic source, but this would only be a short phase geologically speaking and some of the cavities formed in this way would be sealed as the liquids cooled. Later movements appear to have been directed along unmineralized joints and along the cheeks of veins.

There is some observational evidence for convection currents in boreholes; during the latter part of the nineteenth century a committee of the British Association for the Advancement of Science issued a series of reports on geothermal gradients. In their report for 1876 (Everett, 1877, 204) it was recorded that in a bore at Sperenberg near Berlin, the last  $17\frac{1}{2}$  feet (5 m) of the 3390 feet (1020 m) well was only 6 inches (15 cm) diameter yet convection upset temperature readings. If circulation was stopped by a plug and then the plug was removed, within one day a temperature reduction of  $3^{\circ}\text{R}$  ( $6.8^{\circ}\text{F}$  or  $3.8^{\circ}\text{C}$ ) was noted. In all cases of wells, convection was experienced. On the other hand Van Orstrand (1924, p. 209) claims that he had not detected convection in wells with a diameter of under 8 inches (20 cm). Nevertheless Mendenhall and Mason (1923) established convection currents in glass tubes only 18 mm in diameter, though they were using a powdered rock suspension. With this material, and with a transverse temperature gradient they were able to establish three independent currents in tubes only 1 metre long. It is inconceivable however with the temperature gradients found under-

ground that the water would become absolutely static, and even if the water movement was very slow it would be effective over periods of thousands of years. Temperature readings taken on behalf of the British Association Committee in Talgaroch Lead Mine, Flintshire indicated wide variations at the same depth between different veins (Everett, 1881, 1882). It is possible that this might lead to localised water-movements at the sides of the veins.

If the water rises due to the temperature gradient — what takes its place? — the circulation may be more or less independent, but such a system would become saturated, and in fact there is evidence of this happening in Derbyshire. Lateral replacement at depth seems doubtful because of the evidence against such movement in mines drained below the local water table, even in the vicinity of water-filled caverns. In North Wales there is upward movement in Powells Lode and here there may be some supply along the deeper part of a crosscourse, ultimately from meteoric sources. In the cases described there is no evidence of artesian circulation. In Derbyshire it is notable that the caves occur mainly around the edges of the limestone, and whilst most of these are now influent caves, many show signs of being formed before being invaded by surface streams (Warwick, 1963). This further supports upward movement at the edges of the shales as suggested by the warm springs along this boundary.

It is concluded that isolated chambers formed by solution, deep within the phreatic zone are amongst the most primitive of cavernous forms, and that they were probably formed by upward water movements. Whether such elements may be recognized in more complex systems is a matter for further investigation.

#### Acknowledgements

The author wishes to acknowledge the kindness shown by Mr J. W. Hunter, works manager, Stamp Hill Mine and to the Hopton Mining Company for permission to visit Stamp Hill and Golconda Mines. Also he wishes to express his gratitude to Dr Ford for permitting quotations from his paper before it was published, as well as to the University of Birmingham for financial assistance for the fieldwork.

#### References

(This list is not intended to be exhaustive, but simply deals with those referred to in the text or used in the preparation of the paper.)

Anonymous 1958: River runs into trouble. The Alyn finds a hole in the Bed. The Times. Sept. 26<sup>th</sup>.

Bretz J. H., 1942. Vadose and Phreatic Features of Limestone Caves. J. of Geology, L, 675—811.

Bretz J. H., 1953. Genetic Relations of Caves to Peneplains and Big Springs in the Ozarks. Am. J of Science, CCLI, 1—24.

Bretz J. H., 1954. Caves of Phreatic Origin. Scientia, LXXXIX, 13—18.

Davies D. C., 1883. *Metalliferous Deposits of Flintshire and Denbighshire*. Y Cymmrodor, VI, 1—52.

Davis W. M., 1930. *Origin of Limestone Caverns*. Bull. Geol. Soc. Am. XLI, 475—628.

Dunham K. C., 1952. *Age Relations of the Epigenetic Mineral Deposits of Britain*. Trans. Geol. Soc. Glasgow, XXI, 395—429.

Edwards W., 1955. *Yorkshire and East Midlands District*. Summ. Progress Geol. Svy. for 1955, 35—36.

Everett J. D., 1877. *Ninth Report of the Committee... for... investigating the Rate of Increase of Underground Temperature downwards in various Localities of Dry Land and under water*. Rept. Br. Ass. for 1876, 204—11.

Everett J. D., 1881. *Thirteenth Report of ditto*. Rept. Br. Ass. for 1880, 26—29.

Everett J. D., 1882. *Fourteenth Report of ditto*. Rept. Br. Ass. for 1881, 90—92.

Finlayson A. M., 1910 a. *The Metallogeny of the British Isles*. Q. J. Geol. Soc. LXVI, 281—298.

Finlayson A. M., 1910 b. *Problems of Ore-Deposition in the Lead and Zinc Veins of Great Britain*, *Ibid*, 299—328.

Ford T. D. and R. J. King, 1965. *The Origin of the Silica Sand Pockets in the Derbyshire Limestone*. Int. J. Speleology. (In the Press).

Francis J. L. and J. C. Allan, 1932. *Driving a Mines Drainage Tunnel in North Wales*. Trans. Instn. Mining & Metallurgy, XLI, 234—302.

Glennie E. A., 1950. *Further Notes on Ogof Ffynnon Ddu*. Trans. Cave Res. Gp. G. B., I, 3, 1—47.

Hughes W. J., 1959. *Note on the Lead-Zinc Possibilities of the Minera District, Denbighshire. The Future of Non-Ferrous Mining in Great Britain and Ireland, a Symposium*, 247—50.

Mendenhall C. E. and M. Mason, 1923. *The stratified subsidence of fine particles*. Proc. Nat. Acad. Sciences, IX, 199—202.

Orstrand C. E. van, *Temperatures in some springs and geysers in Yellowstone National Park*. J. of Geol. XXXII, 194—225.

Parsons C. E., 1896. *The deposit at the Mill Close Lead Mine*. Trans. Fed. Inst. Min. Eng. XII, 115—121; 570—572.

Parsons L. M., 1922. *Dolomitization in the Carboniferous Limestone of the Midlands*. Geol. Mag. LIX, 51—63; 104—117.

Pennant T., 1796. *The History of the Parishes of Whiteford and Holywell*.

Richardson J. B., 1937. *A Revival of Lead Mining at Halkyn, North Wales*. Trans. Instn. Mining and Metallurgy, XLVI, 339—461.

Schnellmann G. A., 1939. *Applied Geology at Halkyn United Mines, Limited*. Trans. Instn. Mining & Metallurgy, XLVIII, 585—650.

Schnellmann G. A., 1959. *Lead-Zinc Mining in the Carboniferous Limestone of North Wales. The Future of Non-Ferrous Mining in Great Britain and Ireland, a Symposium*, 235—246.

Schnellmann G. A., and J. D. Willson, 1947. *Lead-Zinc Mineralization in North Derbyshire*. Trans. Instn. Mining and Metallurgy, LVI, 549—585.

Smith B., 1921. *Lead and Zinc Ores in the Carboniferous Rocks of North Wales*. Spec. Rept. Mineral Res., G. B., XIX.

Stephens J. V., 1929. *Wells and Springs of Derbyshire*.

Traill J. G., 1939. *The Geology and Development of Mill Close Mine, Derbyshire*. Econ. Geol. XXXIV, 851—889.

Varvill W. W., 1937. *A Study of the Shapes and Distribution of the Lead Deposits in the Pennine Limestones in relation to Economic Mining*. Trans. Instn. Mining and Metallurgy, XLVI, 463—559.

Varvill W. W., 1959. *The Future of Lead-Zinc and Fluorspar Mining in Derbyshire. The Future of Non-Ferrous Mining in Great Britain and Ireland, a Symposium*, 175—203.

Varvill W. W., 1962. *Secondary Enrichment by Natural Flotation. Mine and Quarry Engineering*, XXVIII, 64—73; 112—118; 156—161; 208—214.

- Walker R. T., 1929. Deposition of Ore in Pre-Existing Limestone Caves. Tech. Publicn. No. 154. Am. Instn. of Min. & Metall. Eng.
- Warner R., 1798. A Second Walk Through Wales.
- Warwick G. T., 1964. Dry Valleys of the Southern Pennines, England. Erdkunde, XVIII, 116—123.
- Warwick G. T., 1965. Influent Streams of the Southern and Central Pennines. Geog. J., CXXXI, 49—51.

## SULFATE MINERALOGY IN SOME CAVES IN THE UNITED STATES

William B. White

Department of Geochemistry and Mineralogy  
The Pennsylvania State University

University Park, Pennsylvania

### Introduction

Sulfate minerals, particularly gypsum, have long been recognized as one of the most abundant groups of cave minerals. Locke (1841) described gypsum in Mammoth Cave, Merrill (1884), Huff (1940) and Dietrich and Murray (1958) have also described gypsum occurrences. Epsomite was described in Wyandotte cave by Blacheley (1897). However, relatively little work has been done on this class of minerals and it is the purpose of this paper to outline a number of new observations and conclusions obtained during the past three years. Most of this work has been done in cooperation with various colleagues in the Cave Research Foundation and their contributions are gratefully acknowledged.

### Mineralogy

Only three minerals, gypsum, epsomite and mirabilite occur frequently. Gypsum occurs in caves throughout the United States. It is most abundant in caves in the flat-lying Mississippian Rocks of the Allegheny, Cumberland and Interior Plateaus of Eastern and East-Central United States and in the caves of the arid regions of the Southwest. Gypsum is relatively rare in caves in the folded rocks of the Appalachian Mountains of Eastern United States and in the caves of the Ozark Dome of Missouri and in other caves in Central United States. Epsomite ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) has its most prominent occurrence in Cottonwood cave, New Mexico where it occurs as stalactitic and oulopholitic forms and in Wyandotte Cave, Indiana where it occurs principally as a fibrous form. Mirabilite occurs in the Flint Ridge Cave System, Kentucky and in Mammoth Cave, Kentucky in stalactitic and oulopholitic forms. It also occurs in small quantities as an oulopholitic form in Fitton Cave, Arkansas, and Wind Cave, South Dakota. In the clear stalactitic mirabilite of the Flint Ridge Cave System, Benington (1959) has reported the occurrence of  $2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  making up about one percent of the bulk. Likewise White and Benington (1962) suggested that the metastable salt  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  might occur in the Flint Ridge mirabilite but to date this has not been confirmed.

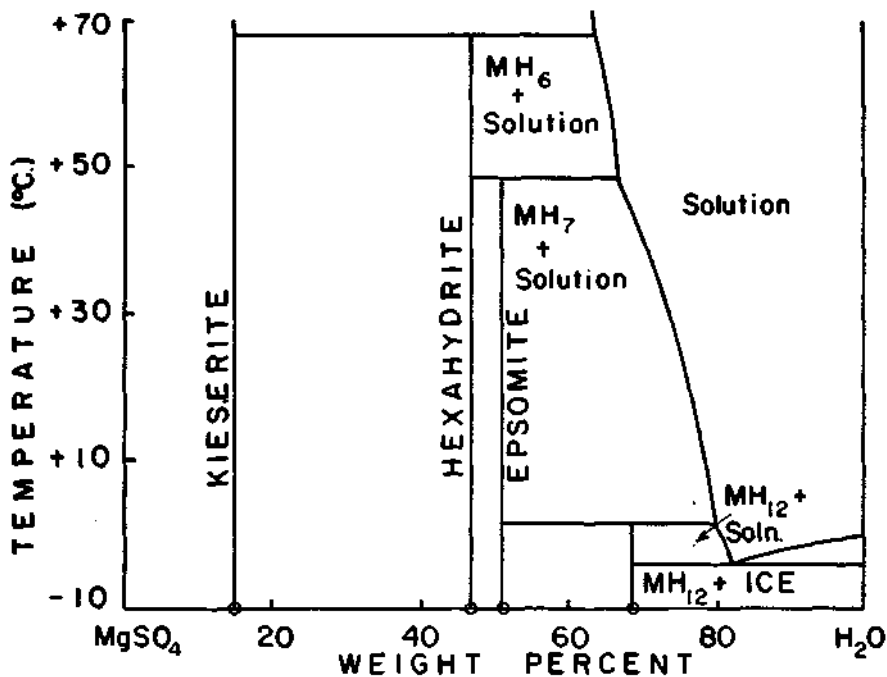


Fig. 1.

### Chemical Stability

The chemistry of the system  $\text{MgSO}_4\text{-Na}_2\text{SO}_4\text{-CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$  can best be described in terms of the phase diagrams of Figures 1 and 2 which indicate those parts of the quaternary system in which cave minerals occur.

The phase diagram for the system  $\text{MgSO}_4\text{-H}_2\text{O}$  indicates why epsomite is the mineral commonly found in caves. It is the only phase which will co-exist with solution over the range of 1.8° C to 48.2° C. The diagram suggests two additional minerals which might exist in the cave environment. Hexahydrate should occur in warm dry caves where the low relative humidity would allow the dehydration of epsomite. Water vapor pressure isobars are not available for the phase diagram but it is known from other field observations that hexahydrate is a stable phase in equilibrium with a vapor of about 50% relative humidity. The low temperature phase,  $\text{MgSO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ , which has not yet been identified as a mineral might occur in very cold wet caves. Since the mineral would dehydrate to epsomite plus liquid above 1.8° C, and suspected specimens would have to be collected under refrigeration.

Figure 2. shows a partly hypothetical isothermal section for the system  $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{-CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$  at 25° C. The diagram at a reasonable cave temperature of 10° C would not be expected to be significantly different. An explanation for the Flint Ridge Cave System assemblage is: A homogeneous solution with a bulk composition close to pure water enters the

cave and begins to evaporate. The first phase deposited is gypsum which forms as the large dentate crystals of Figure 3. As water is lost, the composition of the residual liquid moves along the liquidus curve to point Q where mirabilite begins to separate. By this time most of the gypsum has been lost and the residual sulfate is nearly pure mirabilite which forms the clear stalactite at the bottom of the deposit. The labile salt which has been found in the clear stalactites must form by reaction between the mirabilite and gypsum in the solid state with additional loss of water vapor. The labile salt does not co-exist with liquid. Glauberite, which has not yet been reported as a cave mineral might occur in caves by direct reaction of mirabilite and gypsum between 25.7° C (the decomposition temperature of the labile salt) and 32° C (the melting point of mirabilite). Above 32° C glauberite could deposit directly from solution but such cave temperatures are unlikely.

### Morphology and Petrography

In this section, the discussion is restricted to gypsum. Although the other sulfate minerals have similar morphological forms, their instability in the laboratory environment has made them difficult to study. The classification of gypsum morphologies originally proposed by White and Fisher (1958) is given, considerably modified, below:

**Stalactitic Gypsum:** (Figure 3) Relatively rare. Gypsum stalactites and columns up to 1.3 meters observed in Flint Ridge Cave System. Gypsum stalactites usually consist of coarse, porous, unoriented grains.

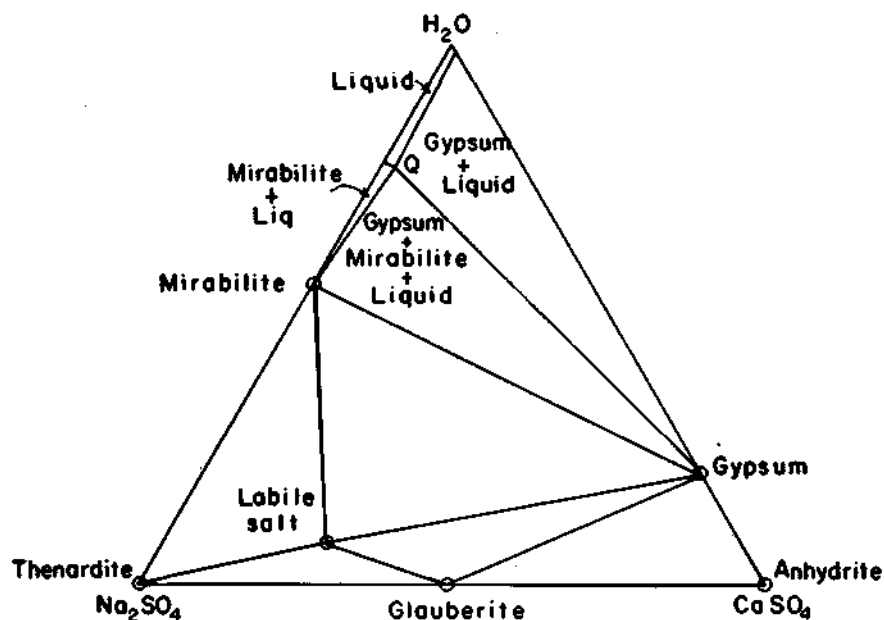


Fig. 2



Fig. 3. Mirabilite Stalactites on Dentate Gypsum



Fig. 4. Oulopholitic Gypsum

Epsomite and Mirabilite stalactites are dense, compact, clear and transparent.

Oulopholitic Gypsum: (Figure 4) (rosettes, gypsum flowers, fleurs de gip) Curved bundles of acicular crystals often growing radially from a hole in a gypsum crust. Fibrous crystals are curved but are polycrystalline. Individual grains are only partially oriented. Growth is from the base.

Fibrous Gypsum: (Figure 5) (Angel Hair, Cave Cotton) Rare. Very fine grained single crystals usually less than 0.1 mm in diameter and up to a meter long. Flexible, easily bent. Sometimes occurs as mats of very tiny crystals. Individual fibers are c-axis elongate single crystals.

Needle-Like Forms: (Figure 6) Type locality: Cumberland Caverns. Straight acicular crystals 0.1 to 2.0 mm in diameter and up to one meter long. Grow from loose clay on passage floors. Growth is from the tip. Small-diameter needles are usually fishtail twinned; larger needles exhibit polysynthetic twinning. Needles are elongate along the c-axis.

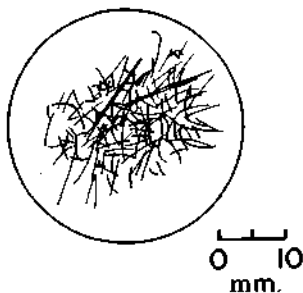


Fig. 5. Fibrous Gypsum

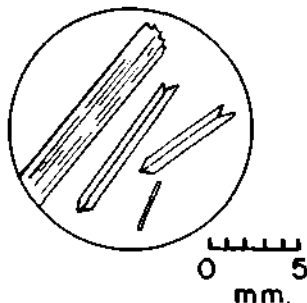


Fig. 6. Gypsum Needles



**Dentate Gypsum:** (Figure 3) Coarse euhedral gypsum crystals from a few centimeters to a few tens of centimeters on an edge occur usually in association with stalactitic gypsum. In spite of the euhedral morphology, the form apparently grows sub-aerially when sufficient fluid is present to permit the formation of a liquid film.

**Gypsum Crusts:** (a) **Granular Crusts:** (Figure 7) Common in many caves. Layers of equant gypsum crystals from a few millimeters to a few centimeters thick. The crusts gradually peel away from the walls and are replaced by fresh crusts. (b) **Fibrous Crusts:** (Figure 8) Principal locality studied is the Flint Ridge Cave System. Crusts consist of layers on the order of a few centimeters thick consisting of gypsum fibers with the fiber axis perpendicular to the crust surface. Fibrous crusts often incorporate shards of limestone plucked from the wallrock.

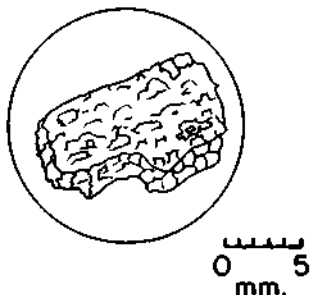


Fig. 7. Granular Crust

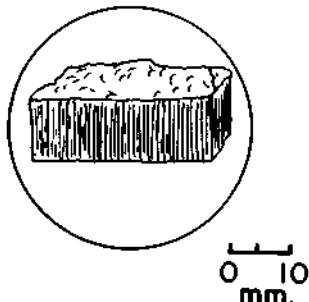


Fig. 8. Fibrous Crust

**Sub-Soil Forms:** Most sulfate mineral-bearing caves have a complex suite of authigenic sulfate minerals occurring in the cave fills. In Cumberland Caverns, gypsum nodules occur up to 10 cm in diameter and transparent gypsum blades up to 20 cm long. Gypsum crystals are much smaller in the fills of the Flint Ridge Cave System, Davies and Chao (1959) have found authigenic barite and celestite in the Flint Ridge fills.

### Genesis

The primary origin of gypsum and associated minerals has been subject to much debate and the subject is by no means entirely settled. At least three modes of origin can be distinguished and each is dominant in one of the three caves chosen-at type localities for this paper.

(i). Solution, transportation and redeposition of gypsum from elsewhere in the stratigraphic section. This most elementary origin seems to account for the sulfate minerals in Cottonwood Cave, Carlsbad Caverns, and many other caves of New Mexico, West Texas and Western Oklahoma. The deposition of the sulfate minerals occurs purely by the evaporation of sulfate bearing solutions.

(ii). Sulfate minerals derived from the oxidation of sulfides: (Pohl and Born, 1935) (Pohl and White, 1965). This mechanism seems to fit particularly well the sulfate minerals of the Flint Ridge Cave System.

The primary source of the sulfate is a pyrite bearing bed in the Big Clifty sandstone which overlies the cavernous limestones. Oxidation of the sulfate takes place at least partly through the action of the bacterium *Thiobacillus thiooxidans*. The sulfate ion is transported by seeping solutions into the limestone where it reacts in situ with the limestone wallrock to produce gypsum. Evidence that the production of gypsum does indeed occur in the wallrock is provided by thin sections which show gypsum veinlets replacing calcite, by an abundance of gypsum activated breakdown, and by numerous piles of white calcite dust which appears to be a residual corrosion product from the reaction. From a primary deposition in the cave walls, re-solution and transportation create the various morphological forms and the transports of the gypsum into the cave soil. A somewhat similar mechanism was proposed by Trombe (1952) who suggested pyrite in the limestone as the source for the gypsum.

(iii). Sulfate minerals derived from cave soils: Davies and Chao proposed the sediments of the cavern floors as the primary source of sulfate minerals for Mammoth Cave. Although it now appears that mechanism (ii) is the dominant one in the Mammoth Cave area, the gypsum deposits of Cumberland Caverns do appear to originate in the soils. The soil of Cumberland Caverns is very fine grained clay in passages showing no evidence of finite velocity water movement. Gypsum occurs profusely as nodules, blades and smaller dispersed crystals sometimes making up 70% of the soil volume. The walls are gypsum crusted but the crusts are relatively thin and become thinner at greater heights. None of the characteristic features of replacement gypsum are present. It seems likely that in Cumberland Caverns the gypsum was emplaced with the clay although its ultimate origin remains unknown.

#### References

- Benington F., 1959. Preliminary Identification of Crystalline Phases in a Transparent Stalactite. *Science* 129, 1227.
- Blatchley W. S., 1897. *Indiana Caves and Their Fauna*. Indiana Department of Geology and Natural Resources Annual Report 21, 121—212.
- Davies W. E. and E. C. T. Chao, 1959. Report on the Sediments in Mammoth Cave, Kentucky. U. S. Geological Survey Administrative Report, 117 pages.
- Dietrich R. V. and J. W. Murray, 1958. A Peculiar Type of Cave Gypsum. *Bull. Nat. Spel. Soc.* 20, 25—30.
- Foster W. R. and K. V. Hoover, 1963. Hexahydrate ( $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ ) as an Efflorescence of Some Ohio Dolomites. *Ohio Jour. Sci.* 63, 152—158.
- Hill A. E. and J. H. Wills, 1938. Ternary Systems XXIV. Calcium Sulfate, Sodium Sulfate and Water. *Jour. Am. Chem. Soc.* 60, 1647—1655.
- Huff L. C., 1940. Artificial Helictites and Gypsum Flowers. *Jour. Geol.* 48, 641—659.
- Locke J., 1841. Alabaster in the Mammoth Cave of Kentucky. *Am. Jour. Sci.* 42, 206—207.
- Merrill G. P., 1884. On the Formation of Stalactites and Gypsum Incrustations in Caves. *Proc. U. S. Nat. Museum* 17, No. 985.

- Pohl E. R. and K. M. Born, 1935. Development of Gypsum in Limestone Caves. Proc. Geol. Soc. Am., p. 96.
- Pohl E. R. and W. B. White, 1965. Sulfate Minerals: Their Origin in the Central Kentucky Karst. Am. Mineral. 50, 1461—1485.
- Trombe F., 1952. *Traité de Spéléologie*. Payot, Paris, page 224.
- White W. B. and J. R. Fisher, 1958. A Classification of Cave Gypsum. Bull. Mid-Appalachian Region, Nat. Spel. Soc. 3, 8—10.
- Zernike J., 1955. *Chemical Phase Theory*. N. V. Uitgevers-Maatschappij & E. Kluwer, Antwerp, page 155.



## SEASONAL FLUCTUATIONS IN THE CHEMISTRY OF KARST GROUNDWATER

William B. White

Materials Research Laboratory and  
Department of Geochemistry  
and Mineralogy  
The Pennsylvania State University

John A. Stellmack

Department of Chemical Engineering  
The Pennsylvania State University

Pennsylvania

It has long been recognized that the chemistry of karst groundwater, and therefore, the rates of limestone solution, exhibit a seasonal change. Corbel (1959) advocated a climatic control in which maximum solution took place during the winter when low temperatures permitted a greater acidity (aggressiveness) of the ground water. Moore (1964) took the opposite view, that the principal source of carbon dioxide was the soil zone and its high biological activity. Therefore, the solution should be a maximum in the summer when biological activity was a maximum. Sweeting (1964, with Gerstenhauer, 1960) has presented a series of observations which indicate that caution is necessary in making broad climatic generalizations from the relatively limited data now available.

One must also recognize that several types of recharge contribute to the usual limestone aquifer. The first is a diffuse recharge which arises from rain falling directly on to the limestone or soil cover and enters the aquifer through dolines and crevices. The second is a concentrated recharge that arises from streams often flowing on adjacent clastic rocks, which enter the aquifer through sharply localized swallow holes. Moore's observations apply mainly to the diffuse recharge. Holland, et al. (1964) have shown that the diffuse recharge waters equilibrate with a high carbon dioxide pressure in the soil horizon and are usually supersaturated with respect to the cave atmosphere when they enter the cavern. While the diffuse recharge is responsible for the denudation of the limestone surface, it seems likely that the concentrated recharge must play an equally large role in the subterranean removal of limestone because of the generally large volumes of water involved.

In the present report, we restrict our attention to the concentrated recharge and outline the results of a study of the seasonal variations in the groundwater chemistry of a limestone terrain in the temperate climate of Central Pennsylvania. Brush Valley is a breached anticlinal valley in the Valley and Ridge Province of the Appalachian Mountains. It is underlain by carbonate rocks of Ordovician age. The elevation of the valley floor is 400 meters. It is enclosed on both sides and one end by mountains rising to 700 meters. The mountains are underlain by shales

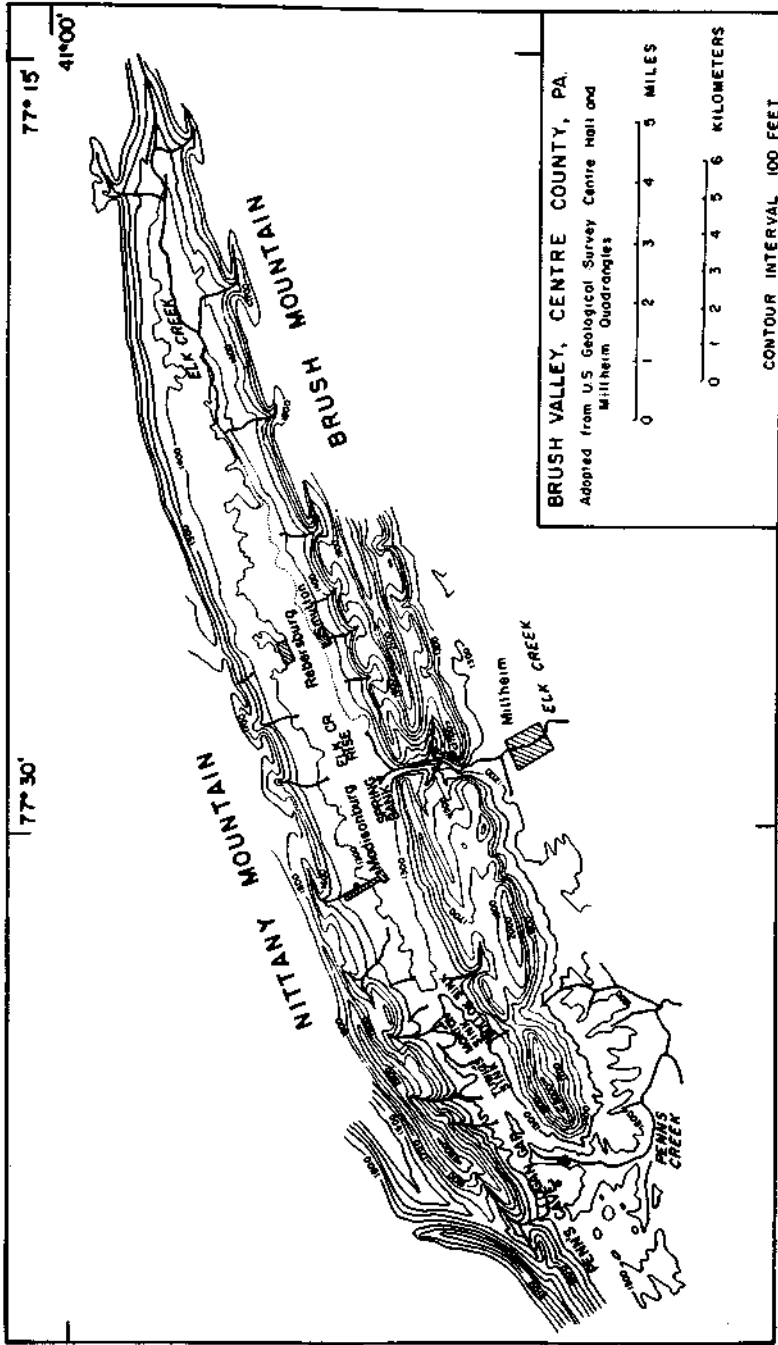


Fig. 1.

and sandstones of Silurian age. The drainage in Brush Valley is entirely underground. Elk Creek flows into the valley from the northeast and sinks into its bed near the limestone contact. The water flows underground an estimated 6.4 km to its resurgence at Elk Creek Rise. The dry surface bed of Elk Creek is well defined and during winter and spring, the creek overflows its subterranean channels and part of its discharge is via the surface route. In the summer the surface stream is entirely dry. A great number of small streams rise on the mountain flanks and most all sink underground at the limestone contact. There is no trace of surface stream southwest of Elk Gap. All discharge from the Valley is from three big resurgences, Elk Creek Rise, Spring Bank and Penn's Cave. The connection of the small sinking streams and the resurgences is unknown. These features are shown on Figure 1.

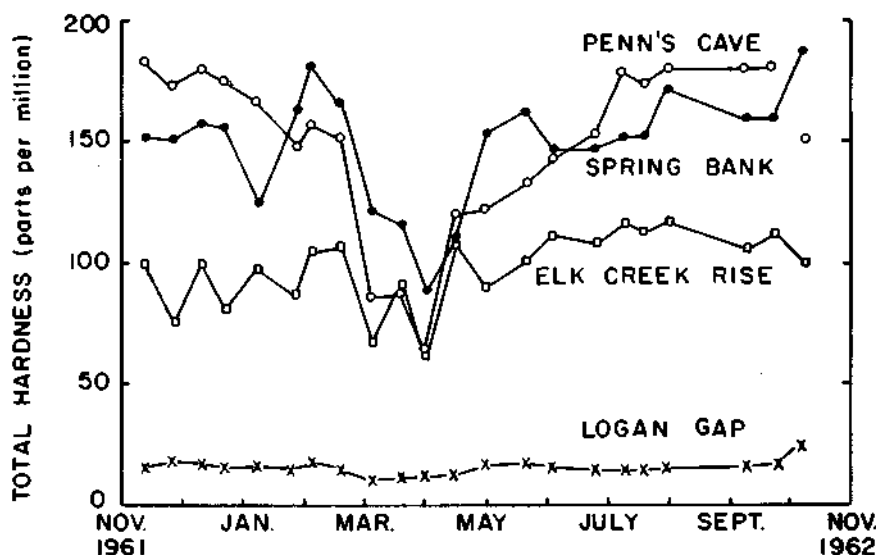


Fig. 2.

Five swallow holes and the three resurgences were visited at approximately two-week intervals between October, 1961, and October, 1962. Temperature, pH, and an estimation of flow rate were measured in the field. pH was measured by glass electrode and pH meter. Water samples were collected in tightly capped bottles and, usually within 24 hours, were titrated for calcium ion and total hardness using ethylenediamine tetracetic acid. Since the chemistry of the swallow hole waters showed very little variation, only one typical example, the stream at Logan Gap, is discussed in this paper.

The measure of total hardness is given in Figure 2. The hardness of the surface stream water is very low and approximately constant indicating that little carbonate material is carried into the aquifer from the surrounding clastic rocks. The three resurgences, all in similar geological

environments, exhibit rather different features. Spring Bank and Penn's Cave, both believed to be discharging only water from the small mountain streams have summer and fall hardness's of 150 to 180 parts per million. Elk Creek Rise, which is believed to be discharging the subterranean course of a large surface stream, has a hardness during the summer months of about 100 parts per million. In spite of the scatter of the other data, all resurgences show a pronounced decrease in their total hardness during March and April. The hardness of Penn's Cave, for example, falls from a summer high of 180 ppm to 60 parts per million during March.

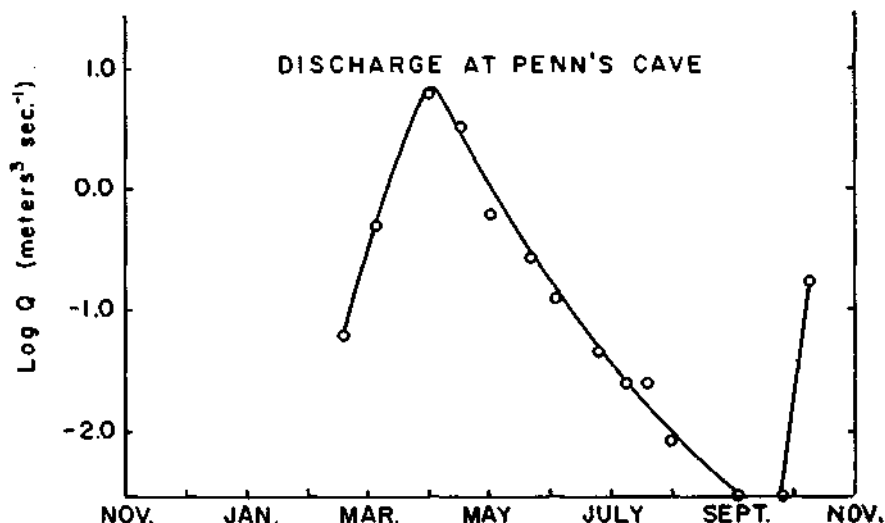


Fig. 3.

Most of the flows were determined by visual estimate. However, Penn's Cave drains into a lake and the spillway of the dam can be used as a rectangular weir. By measuring water depths and using the standard weir formula the discharge of Penn's Cave was calculated and is shown in Figure 3. The discharge varies from a summer low of less than .03 m<sup>3</sup>/sec to a spring high of 6.6 m<sup>3</sup>/sec. The maximum in the discharge curve corresponds exactly with the minimum in the hardness curves and it seems likely that the lowered hardness is simply the result of the water moving through the aquifer too fast for equilibration with the limestone to take place.

Measurements of pH are shown in Figure 4. In general the pH values do not vary very greatly from neutrality. The minimum during January seems to correlate with a minimum in the pH of the surface streams. The January measurement was taken during the first major winter thaw; ice had melted from the streams and mountains, and much organic debris was flushed into the aquifer. The organic debris may be the source of the low pH although a March minimum in pH is not reflected in the pH of the resurgences.



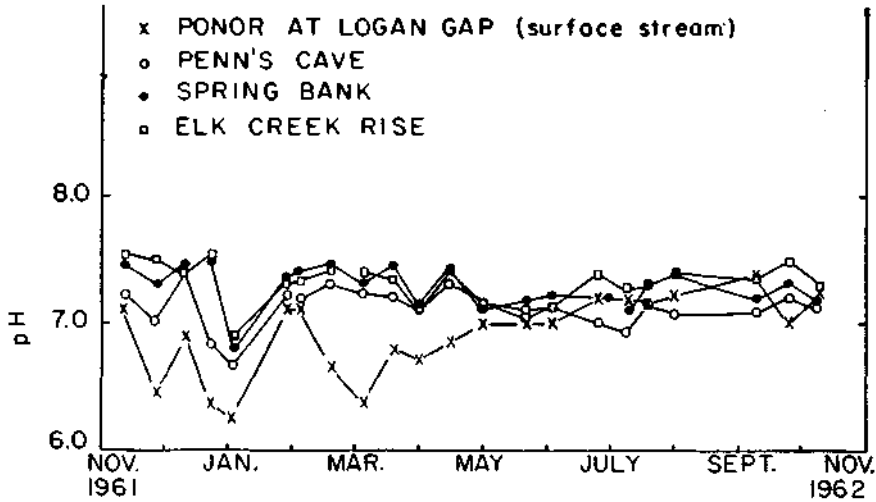


Fig. 4.

Temperature measurements are shown in Figure 5. The temperature of the Logan Gap stream gives a measure of the variation in surface temperature. Spring Bank and Penn's Cave remain quite constant for much of the year but suffer a decrease beginning in January and return to normal in May. This decrease lags about one month behind the surface temperatures. The lag probably represents the time necessary to chill the wall of the underground cavities and then to warm them up again. Elk Creek Rise in contrast, behaves in a very similar manner to the surface stream. It also exhibits a wider fluctuation in temperature, falling to a winter low of 5° C and rising to a summer maximum of 12° C. This observation is consistent with the hardness observations in which it is postu-

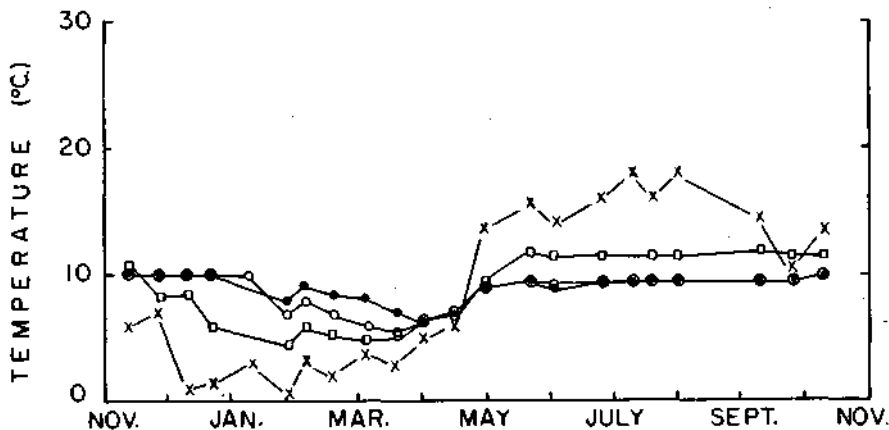


Fig. 5.

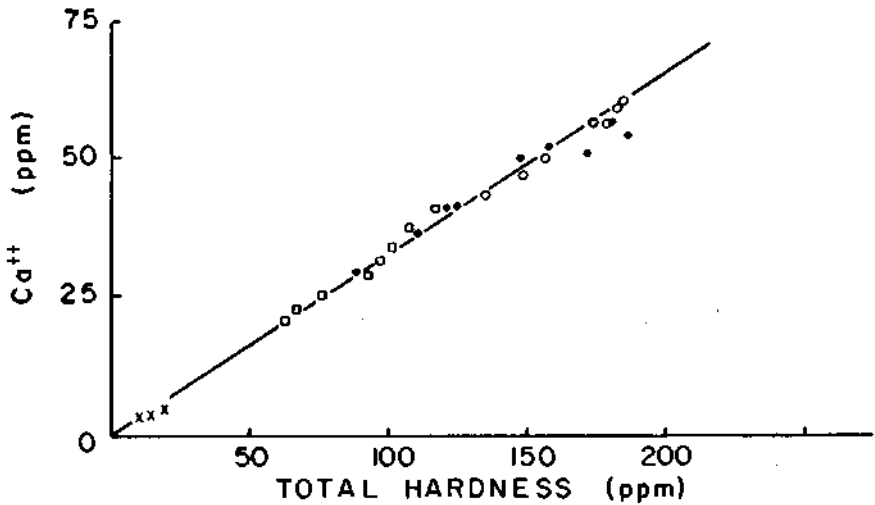


Fig. 6.

lated that the waters of Elk Creek move through the aquifer too fast for temperature equilibration with the wall rock.

We can now proceed to some interpretation of the data. The plot in Figure 6 shows that there is a very direct relationship between the measured calcium ion concentration and the total hardness. The data as used in this paper have not been corrected for the magnesium concentra-

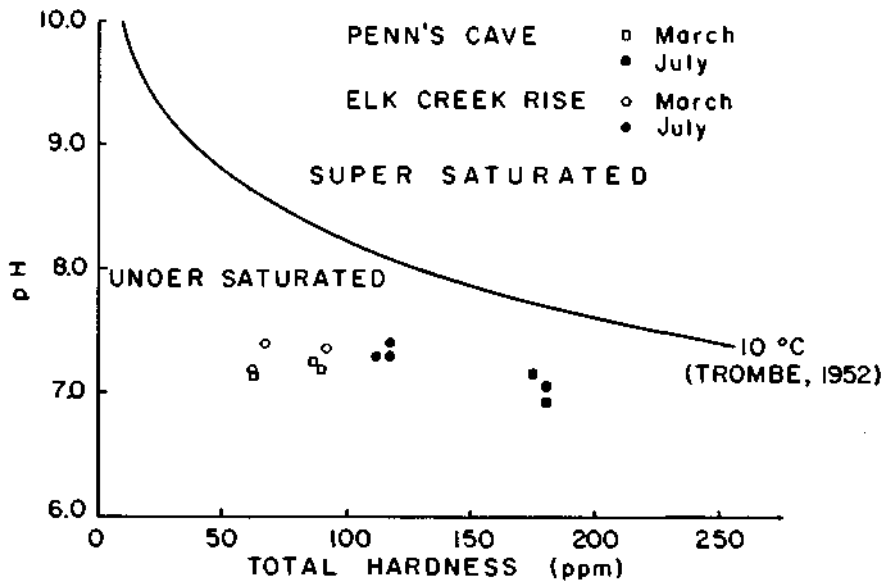


Fig. 7.

tion but if this is done, the total hardness can be exactly accounted for by adding the calcium ion concentration (plus the magnesium ion concentration). By knowing these values one can calculate whether or not the waters are in equilibrium with limestone. In Figure 7, we show Trombe's (1952) curve for saturated waters at 10° C. Plotted on this diagram are the low flow data taken during July and the high flow data taken during March. The waters are undersaturated (aggressive) from all surges during all seasons of the year. However, the waters are further removed from equilibrium during the high flow of the spring than during other times of the year. Thus one can say in a gross way that more limestone is removed during the winter but only because the discharge is perhaps a factor of 100 higher during the winter and spring. The actual concentration of limestone per unit volume is lower during the winter months.

In conclusion, we support the contention of Sweeting that great care must be taken in making climatic conclusions from chemical data. Unlike the case of diffuse recharge, the concentrated recharge cannot be described in terms of equilibrium carbonate chemistry because the waters do not equilibrate with the wall rock during their short residence time in the aquifer.

#### References

- Corbel J., 1959. Erosion en terrain calcaire. *Ann. Géogr.* 68, 97—120.  
Holland H. D., T. V. Kirsipu, J. S. Huebner and U. M. Oxburgh, 1964. On Some Aspects of the Chemical Evolution of Cave Waters. *Jour. Geo.* 72, 36—37.  
Moore G. W. and Bro. G. Nicholas, 1964. *Speleology: The Study of Caves.* D. C. Heath & Co., Boston, page 34.  
Sweeting M. M., and A. Gerstenhauer, 1960. Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit der Kalkkorrosion in verschiedenen Klimaten. *Zeitschr. Geomorph. Suppl.* 2, 66—73.  
Sweeting M. M., 1964. Some Factors in the Absolute Denudation of Limestone Terrains. *Erdkunde* 18, 92—. Bonn.  
Trombe F., 1952. *Traité de Spéléologie.* Payot, Paris, page 233.

Discussion: A. Bögli, C. Ek, G. Warwick, R. Curl, M. M. Sweeting.



SECTION 1

SPÉLÉOLOGIE PHYSIQUE  
PHYSICAL SPELEOLOGY

B)

HYDROLOGIE DU KARST  
KARST HYDROLOGY



## **SUBTERRANEAN CONNECTIONS IN THE HYDROLOGICAL DRAINAGE BASIN OF THE CETINA RIVER**

Ivo Baučić

Zagreb

### **The Orographical and Hydrological Drainage Basins**

The drainage basin of the Cetina occupies a central position in the wide region of the Dinarids. The Cetina drains a considerable part of Dalmatia and reaches the sea at Omiš, about 25 kilometres east of Split.

Dalmatia's highland (called Zagora) contains in fact only part of the drainage basin of the Cetina. High karstic mountains, the Dinara, Svilaja, Mosor and Biokovo, surround an area sloping towards the Cetina valley, and this area is the orographical drainage basin of the river.

A comparison of the amount of water carried by the Cetina R. with the amount of precipitations on its orographical drainage basin shows an obvious great disparity. The 1,520 square kilometres of the orographical drainage basin receive an average of 1,300 millimetres of precipitation a year. Of this quantity about 20 per cent evaporate or sink into the ground, and the remaining 80 per cent feed the Cetina. This means that 1,040 millimetres of precipitation reach the river and produce an average flow of 50 cubic metres per second. However, measurements of the flow for many years have shown that the Cetina carries an average of about 140 cubic metres per second into the sea. This proves that the river receives about 90 cubic metres of water per second from areas beyond its orographical drainage basin.

For a long time it has been supposed and now it has been proved that this addition comes from the region of the large karstic poljes in southwest Bosnia. These are the poljes of Kupres, Glamoč, Duvno and Livno. The hydrological drainage basin including the orographical drainage basins of these poljes in southwest Bosnia thus covers an area of 5,700 square kilometres.

### **The Large Poljes in the Karst of Southwest Bosnia**

All these poljes lie in orographical depressions, which means that their drainage is necessarily underground. Moreover, each of these poljes lies in its own depression, and the flow of water from the higher poljes to the lower ones is also possible only through subterranean channels.

This subterranean flow of water is made possible by the limestone and dolomitic composition of the mountains that surround and separate the poljes. Here Mesozoic limestones predominate over dolomites. All these rocks are densely folded owing to the Alpine orogenesis, and during this folding, as well as later on, the limestones and dolomites became

highly dislocated, faulted and fissured so that they are pervaded by a dense network of fissures of various dimensions and directions.

In essence, the poljes themselves are large accumulations of Neogene marls and similar clastic sediments, which filled the primary depressions up to various heights in the lacustrine period during the Miocene and Pliocene. Thus the lowest of the Kupres polje are 1,130 metres above sea level, of the Glamoč polje 880 metres, of the Duvno polje 860 metres and of the Livno polje 700 metres.

After the Neogene deposits had been disturbed by the end of the Pliocene they were, to a considerable part, covered by Glacial and Alluvial deposits, which gave the bottom of the poljes their present — one could almost say — perfectly level surface.

The depth of the water-bearing deposits in the poljes varies because they cover highly irregular karstic landforms but in general the depth of the Neogene deposits in all parts of the poljes reaches down for hundreds of metres. In the central part of the Livno polje, for example, the depth of the Neogene deposits was found to be 800 metres, i. e., even 100 metres below sea level.

This makes it possible to understand how the Neogene deposits of the poljes barred the subterranean water-courses flowing through the karstic massifs towards the Adriatic Sea, and forced them to emerge at the surface. Owing to these conditions it is a regular occurrence that one side of the poljes shows karstic springs and the other shows swallow-holes. From the springs to the swallow-holes flow surface water-courses. In the Kupres polje these are the Mrtvica and Milač, in the Glamoč polje the Ribnjak and Jaruga, through the Duvno polje flows the Šujica, and through the Livno polje, the largest polje of the Dinaric karst, there are five separate water-courses, the Ričina, Mandak, Plovuča, Tovarnica and the Ševarova Jaruga.

When during the wet winter half of the year, from the resurgences and due to precipitation, such great quantities of water reach the poljes that the swallow-holes are unable to take all the run-off, the poljes become flooded.

#### **The Exploitation of the Great Fall of Karstic Water-Courses, and the Determination of Subterranean Hydrological Connections**

Huge quantities of water flow from the higher to the lower poljes, flood them for a time, and from the swallow-holes at the edge of the poljes flow through karstic mountain massifs along hidden subterranean courses. The power of this great fall of water remains unexploited, while the poljes, being regularly inundated, are of little agricultural value. The exploitation of the power of these water-courses and the melioration of the poljes are the primary prerequisites for the economic prosperity of this region, which today is one of the economically most underdeveloped parts of Yugoslavia. Of the extensive actions that preceded the projects for the exploitation of this water power we shall now deal in more detail only with the determination of the subterranean water connections, which is in fact one of the basic problems of the hydrology of this karstic region.



The subterranean water connections in the hydrological drainage basin of the Cetina have most often been determined by the means of dyes (with uranin and fluorescein). Attempts to determine these connections by throwing little plastic balls, plastic powder and salt into the sinkholes have not yielded favourable results. In June and July 1965, subterranean water connections were determined at three sinks of the Livno polje by means of spores.

So far, dyes have not been used for all the swallets, and the way of determining the connections has shown considerable shortcomings (for example, the dye appeared at some springs where it had not been expected and therefore the water samples needed for analysis were not taken from them; sometimes sinkholes sending water to the same risings were coloured at too short intervals, etc.). Yet despite all these omissions and shortcomings in determining subterranean water connections in the hydrological drainage basin of the Cetina so far, certain very valuable results have been obtained, the significance of which will here be interpreted in outline.

#### **The Relationships between the Subterranean Circulation of Water and the Water-Bearing Neogene Strata**

The annexed drawing shows the subterranean water connections in the hydrological drainage basin of the Cetina determined so far. The bold lines indicate stronger connections between the various sinks and resurgences. Broken lines show the subterranean links of the well of the Bistrica near Livno with the Dragnić swallow-holes in the Glamoč polje and Milač in the Kupres polje. These two sinks were coloured at too short an interval, and it is therefore not certain, where the dye, which appeared at the Bistrica spring came from. It might have come from both.

One of the elementary results of the dyeing was the delimitation of the hydrological drainage basin of the Cetina. It has been discovered, for example, that the course of the Mrtvica in the northern part of the Kupres polje is connected with risings of the Pliva river. This means that the polje of Kupres, although morphologically undivided, drains partly to the Black-Sea drainage basin and partly to the Adriatic Sea.

The water of the Jaruga, flowing into the Skucani swallet, also feeds springs of the Pliva. However, during the greater part of the year this sinkhole does not perform its hydrological function except for the water artificially diverted to a mill in the sinkhole, and therefore this part of the drainage basin as far as the Skucani swallet must also be added to the southern part of the polje, which drains to the Cetina.

The general aspect of the annexed drawing reveals a step-like over-spilling of water from the highest poljes to the Cetina valley and the Adriatic Sea. The water disappears at the edge of the higher polje and regularly appears in a spring at the edge of the next lower polje. There are, however, cases of subterranean connections being discovered from very distant levels. Thus for example, the Milač sink in the south of the

Kupres polje, in addition to its strong hydrological connection with the risings of the Šujica only 2 kilometres away at the level of the Duvno polje, has also been discovered to have subterranean connections with wells at the edge of the Livno polje 20 kilometres away. Similarly, the Šujica swallet in the polje of Duvno, which is well connected with the nearby spring of the Ričina at the level of the Livno polje, sends a considerable part of its water to the Grab and Ruda risings 35 kilometres away at the edge of the Sinj polje. Most of the water from the three big sinks of the Ričina reappears at the edge of the Sinj polje, but part of this water reappears in wells along the lower course of the Cetina and even in the rising of the Jadro and in the submarine spring near Dubci (It is not absolutely certain whether the dye that appeared at the lower levels was not the same that was found in the wells at the edge of the Sinj polje, ran with the surface flow of the Cetina, disappeared in sink-boles in the river bed of the Cetina and reappeared in the mentioned wells along the seashore).

Of particular interest is the subterranean connection of the sinkhole Rimac on the course of the Bistrica at the northeast edge of the Livno polje. This is in fact the only more considerable temporary sink on this side of the polje, and its colouration proved subterranean connections not only with springs in the valley of the Cetina at the adjacent lower level of the Sinj polje but also with the submarine rising at Dubci 50 kilometres away and with a spring at the edge of the Imotski polje.

All these examples clearly prove that the clastic deposits of the poljes, despite their reaching great depths, are not continuously spread and do not form absolute barriers to the subterranean flow of water. The majority of subterranean water-courses are stopped by water-bearing strata, which fill the original depressions below the poljes, and are forced to emerge at the surface, but some of these water-courses have managed to find their way underneath or round the clastic sediments of the poljes. Since the Neogene deposits bar the direction of the subterranean drainage of water by their wide extent, it is to be supposed that in the most frequent cases, subterranean water-courses bypass the Neogene barriers below them. As stressed above, the great depth of the Neogene deposit, points to the conclusion that various subterranean water-courses run under the water-bearing Neogene barriers at levels below those where the springs appear. That means that the lifting of the water is effected through hydrostatic pressure from the upper reaches of the water-course.

### **The Ramification of the Subterranean Water-Courses**

In the hydrological drainage basin of the Cetina it is a regular occurrence that the dye thrown into one sink appears in a number of springs, five to six on the average (the water from the Tovarnica swallet even appears in eleven wells in the Cetina Valley). If we take into account that the observed springs bring to the surface only about 50 per cent of the dye thrown in we may rightly conclude that the ramification of the subterranean water-courses is apparently much greater,

Repeated colouring of certain sinks has shown that the ramification is not always unchanged, i. e., the water of one sink does not always feed the same springs. Most often, the bigger the quantity of water that disappears in one sink, the greater the number of risings in which the water reappears, i. e., the wider the ramification. However, an inverse ratio is not seldom observed, thus, during the greatest flow of water into the sink this water reappears in a smaller number of wells. This may be explained with the possibility that during a great unrush of water the channels to some springs may be saturated (or blocked) by much water coming from other directions (from the surface or from other sinkholes) and thus be unable to effect their hydrological function for some of the sinks with which they are normally connected when the flow of water is smaller. This would mean that the amount of water received by one spring from various sinks is not always the same.

Dyeing has not yet made it possible to determine the spots where the subterranean water-courses ramify, but the different times at which the dye appeared in the risings, and during which the colour lasted and its intensity at each separate well connected with one sink, have allowed the conclusion that ramifications do not take place at one spot, but that the various branches regularly separate at different distances from the sink and, as a rule, in the beginning parts of the subterranean water-course.

#### **The Junction of Subterranean Water-Courses**

Though the number of risings is much greater than that of the sinks, risings receiving water from only one sinkhole are rare. Springs are regularly collectors of numerous subterranean water-courses which join at various distances from the well and feed it with changing quantities of water from various origins. The comparison of the quantity of water at one well with the quantities draining through the sinkholes connected with this well allows the conclusion that besides the discovered subterranean water-courses other still unknown courses reach the well.

#### **The Crossing of Subterranean Water-Courses**

The annexed drawing clearly shows that subterranean water-courses cross one another at many places. This fact is of great significance because it is an undoubted proof of the absence of a continuous water table in karst massifs, and that in karst areas the underground water flows in separated channels. For this statement there are also other proofs in this territory.

Sinks lying in the immediate vicinity of one another, as for instance the Ričina or the Plovuča swallets, generally send their water to various springs, and similarly, springs near one another receive water from completely different sinks.

#### **The Directions of the Subterranean Water Flow**

The annexed map shows that the majority of the subterranean water-courses flow from the northeast to the southwest, i. e., in complete dis-

regard of the structural extension of the Dinaric mountains. This means that with its corrosive action the water has widened a dense network of fissures that are most often transverse to the basic direction of the relief extension, i. e., to the basic tectonic direction.

This direction of the subterranean water-courses is primarily the result of the differences in height, i. e., because in this direction the biggest fall is possible. That this, however, is not the only cause can be best seen from the subterranean water-courses running from the three sinks of the Ričina. These sinks are equally distant from the poljes of Sinj and of Imotski, of which the latter is somewhat less high above sea level and lies in the direction of the basic geological structure of the Dinaric mountains, and moreover, on a strong tectonic line. Yet in spite of all that, only a very small amount of the water runs towards the Imotski polje while the polje of Sinj is connected with numerous and strong subterranean water-courses. This is an obvious proof that for the trend of the subterranean water circulation in this area greater significance belongs to the transverse than to the longitudinal joints and fault planes.

#### **Subterranean Water-Courses as Hydrological Retentions**

Owing to specific conditions of the water circulation through separate karstic channels, the speed of subterranean water-courses is generally smaller than that of surface courses. The relatively great slope of the subterranean water-courses in the hydrological drainage basin of the Cetina allows somewhat greater speeds in comparison with other karst regions. The speed of the subterranean water-courses in this area varies between 0.9 and 8.5 centimetres a second (most often it is between 2 and 8 centimetres). This means that, depending upon the length and speed of the subterranean course, its water, flowing from sinkhole to rising, remains under ground for a few days (most often between 5 and 20 days). This also means that in the subterranean parts of the karstic water-courses the flow of water is slowed down.

All the dyeing done so far has permitted the observation that the dye thrown into a sinkhole at once disappeared under ground and reappeared in the risings continuously or intermittently, sometimes even during a number of days. This is an undoubted proof that under ground not only the speed of the flow is decelerated but also the water is retained for a fairly long time, i. e., it stagnates. During rainy periods the great flow of water fills the subterranean channels that are hydrologically connected with the subterranean water beds, and during the dry periods of the year these natural subterranean accumulations are gradually emptied.

This subterranean water retention is combined with the surface retention during the flooding of the poljes, and one, or the other retentions ensure a more or less equal flow of the springs, particularly of those at the lowest level, i. e., along the left side of the Cetina valley. If there were no subterranean deceleration of the water flow and no retention of water under ground and in the karstic poljes, the Cetina, in accordance

with the regime of precipitation, would have the properties of a torrential water-course, but owing to this deceleration and retention, in spite of considerable fluctuation, the Cetina shows the most constant regime of all the water-courses of the Dinaric karst.

The limited time has permitted to state only certain essential characteristics of the determined subterranean connections in the hydrological drainage basin of the Cetina and to deduce certain general conclusions following from the facts. It is self-evident that a more detailed elaboration, and the comparison of the results of the exact determination of the subterranean water connections with the other hydrological and morphological characteristics of this region will allow one to draw many more conclusions regarding the laws prevailing in the karstic hydrology of the river Cetina.

#### References

1. Cvijić J., 1900. Karsna polja zapadne Bosne i Hercegovine. Glas Srp. kralj. akademije nauka, LIX, Beograd.
2. Gjurašin K., 1943. Prilog hidrologiji krša. Tehnički vjesnik, No 60, 1—2, Zagreb.
3. Grund A., 1903. Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien. Geogr. Abhandl., hgg. von A. Penck, No 7, 3, Leipzig.
4. Herak M., 1957. Geološka osnova nekih hidrogeoloških pojava u dinarskom kršu. II kongres geologa Jugoslavije, Sarajevo.
5. Roglić J., 1940. Geomorphologische Studien über das Duvanjsko polje (Polje von Duvno) in Bosnien. Mitt. d. Geogr. Gesellschaft, 83, Wien.
6. Roglić J., 1939. Morphologie der Poljen von Kupres und Vukovsko. Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde, No 7-8, Berlin.
7. Roglić J., 1954. Polja zapadne Bosne i Hercegovine. III kongres geografa Jugoslavije, Sarajevo.
8. Tehnička dokumentacija investicionog programa daljnijeg hidroenergetskog iskorištavanja sliva Cetine, elaborat poduzeća Hidroelektrane na Cetini Split, 1963, knjiga III, sv. 5, Hidrološki prikaz. Split.
9. Tehnički izvještaji o bojenjima ponora u Livanjskom, Glamočkom, Kupreškom i Duvanjskom polju, elaborati u arhivama Hidroloških odjela Hidrometeoroloških zavoda SR Hrvatske u Zagrebu i SR Bosne i Hercegovine u Sarajevu.

Discussion: I. Banev, N. Čadež, J. Glazek.



## THE INVESTIGATIONS OF THE KARST UNDERGROUND WATER SYSTEMS AND HYDROLOGY

Franc Bidovec

Ljubljana

### Summary

Investigations of subsurface watercourses in karst terrain should be considered as an auxiliary constituent part of a comprehensive hydrologic research. Their specific character requires that systematic and continuous study must include the entire (karst as well as non-karst) catchment area, and should be carried out by a unified hydrologic institution.

From tracing experiments of subsurface stream connections erroneous conclusions are often drawn, because the settling of the tracing matter in large underground water pools has not been taken into consideration. Particular flow conditions of underground streams in karst terrain exclude the possibility of combining tracing experiments with flow measurements by the dilution method. Catchment areas in karst terrain cannot be delimited always by exact basin divides. This circumstance postulates that runoff data for disappearing karst rivers must be improved and brought in full agreement with the actual rates of flow.

A further advancement of the hydrologic research on karst terrain could be attained, if the professional standard of research is raised and the hydrologic service as a whole developed accordingly.

### The Characteristics and Methods of Hydrologic Research

Hydrologic investigations have their specific features, the main characteristic being the necessity of continuous and systematic observations and measurements during a period of several years. In view of the fact that hydrologic situation, being dependent on changes of precipitation and runoff conditions, varies almost daily, characteristic hydrologic data can be collected, and their variations in time found out, only during a period of adequate length. Herein we see the specific nature of hydrologic investigations, when compared with research in other scientific fields. Hydrologic research, dependent strictly on time, can therefore not be intentionally shortened or intensified to satisfy some urgent need, what, on the contrary, might be possible with geologic, speleologic, and many other research in karst terrain.

The runoff conditions at a particular point of the outlet (river) depend on climatic and geomorphologic features of the whole contributing catchment area. Consequently, any hydrologic research must not be limited to a particular point or reach of the outlet, but must needs be extended upon the entire drainage basin, regardless of the kind of runoff, be it a surface or subsurface runoff, and also without regard of the geology of the drainage basin, be it of karst or non-karst characteristics.

Hydrologic investigations, having their specific nature, are to be performed systematically and thoroughly by a single research organization. It is therefore surprising that any uncertainty could exist in connection

with the question, by which organization and by what procedures tracing experiments on subsurface watercourses and studies of their interconnections should be performed. Nowadays subsurface water tracing tests are often taken over by various institutions and researchers, and carried out nonsystematically in separate enterprises, without relation to a profound study of hydrologic problems in space and time. Obviously, that way does not lead to a more systematic research neither does it enlarge adequately our knowledge of karst hydrology nor contribute to a further development of research procedures. Tracing of subsurface water streams in karst terrain should not be considered as a separate and self-contained sphere of research. It is in fact only a constituent and, so to say, auxiliary element of general hydrologic studies of a particular river basin.

By hydrologic investigations of underground water flow we endeavour to establish not only the various directions of flow, but also the corresponding rates of flow under varying hydrologic conditions. It is a common experience that tracing experiments bring to light new problems, which are to be investigated systematically by further tracings, but only after a preceding general and thorough examination of the hydrology of the basin.

#### **The Choice of a Suitable Tracer and the Settling of a Highly Concentrated Solution in Large Subsurface Reservoirs**

In technical literature one can find extensive discussions about different substances used as tracers in tests of subsurface connections of flow. Advantages and deficiencies of numerous substances are pointed out. From such discussions it can be deduced that fluorescein is generally and justly accepted as the most suitable and useful tracing substance, the advantages being its relatively low price, its detectability at very low concentrations, simple procedure in field operations as well as in analysing samples etc. But one must not overlook some deficiencies of fluorescein as tracing substance: its adsorption by clay particles, its susceptibility to daylight, disturbing effects of natural fluorescence etc. Till now one drawback of fluorescein has not been noticed and not allowed for in tracing experiments. It is the tendency of highly concentrated fluorescein solutions to settle down, whenever the solution is injected into large subsurface water reservoirs, where the movement of water might be very slow. Obviously, one must be aware of this deficiency and consider it as a serious matter, because it permits us to explain failures of tracing experiments, when the dye appears abnormally late, or appears in several waves, or does not appear at all.

The tracing of the watercourse Loški Obrh at the Golobina cave may be mentioned as an evident and convincing example for the settling of concentrated fluorescein solution in underground pools. During the tracing experiment, which was on the 28<sup>th</sup> September 1961 carried out by the Institution of hydrometeorology in Ljubljana the highly concentrated fluorescein solution must have settled along the first 2 kilometers of the underground passage, because fluorescein was not detected at the spring of Gornje jezero (Cerknica lake) after the expected lapse of time, but was



thrown out at Gornje jezero in large amount only by two successive high water flows on October 8<sup>th</sup> and 18<sup>th</sup>, i. e. in two thrusts, separated by an interval of ten days (Fig. 1).

From the fact that fluorescein was detected only in the springs of Gornje jezero, but not before the high water flow, and nowhere else, somebody would draw the conclusion that the failure of this test resulted from using an insufficient amount of fluorescein. One can imagine that a larger amount of fluorescein might have even worsen the result of the experiment, because a solution of higher concentration, having higher specific gravity, would have remained settled on the bottom even more surely.

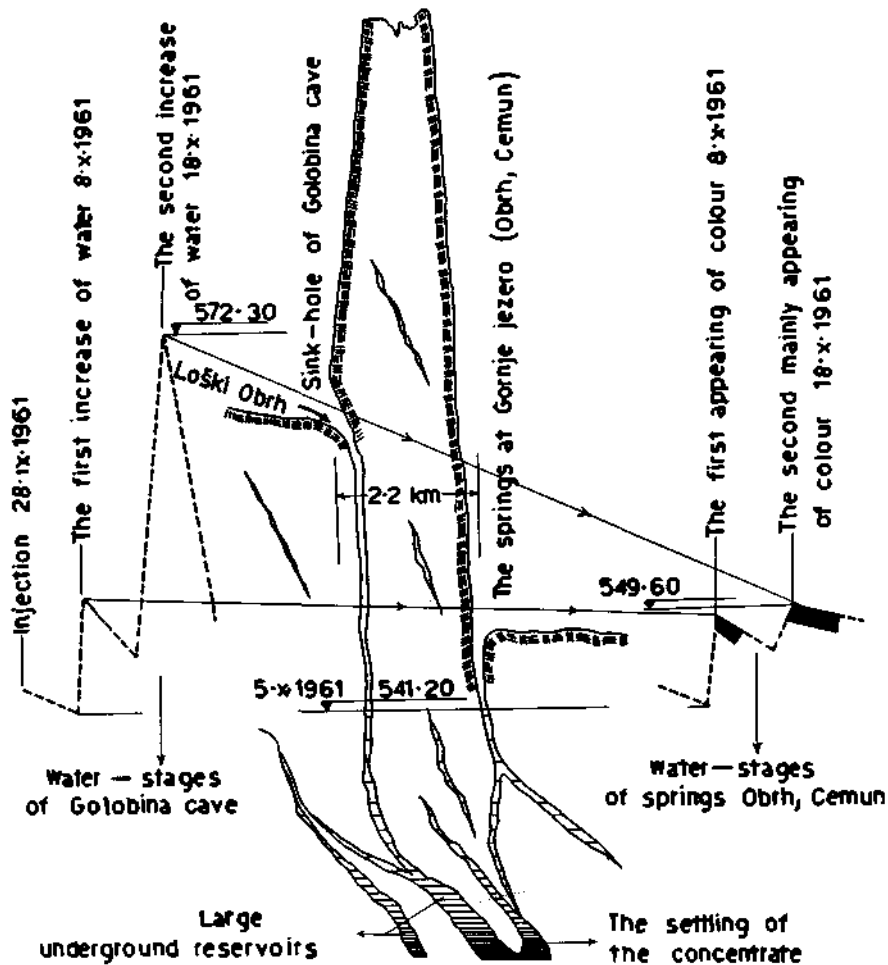


Fig. 1. Schematical plan of water-stages and appearing of colour in the profile from the sink-hole of Golobina cave to the springs at Gornje jezero

In the Golobina cave test the circumstances happened to be favourable and the subsequent high water flow ejected the fluorescein concentration in the springs of Gornje jezero. Somewhere else the circumstances could be less favourable. Large underground water pools could be present somewhere with flow moving very slowly and carrying the tracing substance for a long time and in so small amounts that could hardly be detected. From such experiments, carried out under unfavourable conditions, one could judge incorrectly that there is no subsurface connection of watercourses, because the settling of concentrated solution frustrated the detection of the tracer. Further, the average velocities of underground flow may be underestimated, as a result of the long detention of tracers in underground water reservoirs.

By an experiment in the Hydraulic laboratory in Ljubljana it has been proved that fluorescein concentration, if introduced at the bottom of a deep vessel, does not mix with the stagnant water mass, neither does it mix in laminar flow, but is moved, in the latter case, forward only near the bottom. It remains, therefore, to study new tracing substances and to develop new tracing techniques, in order to avoid all deficiencies associated till now with the use of fluorescein, which is regarded none the less as the most suitable tracing substance.

The use of radioactive hydrogen isotopes, tritium, for tracing experiments has some superiority over fluorescein. First, there can be no settling of the tracer, second, the analysis of samples with low concentration is precise and reliable. The method of subsequent activation of ammonium bromide ( $\text{NH}_4\text{Br}$ ) is promising too (1), but the problem of settling of the concentrate remains here unsolved. The same is true with spores as tracing substance (1). For tracing tests in short subsurface streams under normal flow conditions, the choice of suitable tracers is not such a delicate question as it is with watercourses passing through large underground reservoirs.

#### **Measurement of Discharge by the Dilution Method Simultaneously with Tracing Tests on Underground Flow**

Flow conditions encountered in karst subsurface streams are usually unsuitable for measurement of discharge by the dilution method. In spite of all that, there were some efforts to determine discharge by means of detected concentrations of tracers in samples drawn concurrently with underground tracing tests.

The determination of discharge by the dilution method cannot be regarded as an entirely satisfactory and reproachless measuring technique not even with surface watercourses, although here turbulent flow prevails and samples are drawn at most adequate cross-sections. The discharge measurement in surface watercourses by the dilution or chemical method can be accomplished in two ways:

1. The old, traditional, or normal method, which introduces the concentrated solution at a constant rate during a convenient time.
2. The new method which introduces the concentrated solution suddenly, so to say, in a gulp, therefore also called the "gulp" method, the sudden injection method, or the integration method.

The results obtained by the first method are normally closer to the true values than those obtained by the second method, though not yet reliable enough. By introducing a constant rate of solution and by distributing it over the entire width of the stream, a fairly uniform mixing is attained in the course of time. On the downstream end samples are taken at many points of the cross-section, whereby a better average value of the concentration is ascertained.

The second or integration method, though evidently rather unreliable even for flow measurements in surface streams, is, nevertheless, considered by some hydrologists applicable to subsurface tracing experiments. The first problem to be dealt with is the length of the river reach, where a thorough mixing could take place. Efforts to calculate the required mixing length by means of any of the mathematical formulae (3) which had been set up for that purpose, prove to be without success, because the mixing of the injected solution with the flowing water does not depend as much on the length of the river reach, as it does on the specific flow conditions in certain reaches. The intensity and the quickness of mixing is a function of the flow turbulence and of the secondary cross-currents in the stream. In river reaches, where intensive turbulence prevails, a thorough mixing may be attained already in a relatively short distance; subsequently, however, as the solution moves downstream, the mixing process may be impaired by an unfavourable distribution of velocities in the cross-section.

By the sudden injection method thorough mixing is usually not attained, but in spite of that samples are taken at a single point in the cross-section, the point even not being the same for all samples, and it is incorrectly supposed that these samples represent the average mixture in the entire cross-section. Evidently, only from samples taken at many points of the cross-section a more exact estimation of the discharge would be possible.

With methods using radioisotopes the problem of the factor of geometry (1) does not appear explained sufficiently so far. If discharge measurements by the dilution method, as one can see, present as yet many unsolved problems even with surface watercourses, it is obvious and undisputable that subsurface flow conditions in karst terrain, where pools with stagnant water occur very frequently, do not meet the demands of the discussed measuring technique. For some known cases, where subsurface tracing experiments were applied to the determination of discharge by the dilution method, it can be shown that the obtained results were useless.

In the tracing experiment concerning the underground connection between the Notranjska Reka and the Timavo the dispersion of the tracer was calculated and the procedure designated as a new research method (2). Essentially, it was the integration method, by which the amount of the tracer, passing a certain point, may be calculated by the formula

$$\int_0^{\infty} P(t) \cdot c(t) \cdot dt = Q, \text{ where}$$

P . . . stands for the water discharge,  
c . . . stands for the concentration,  
t . . . stands for the time, and  
Q . . . stands for the amount of the tracer.

With relation to this formula, we would like to remark that for the establishment of true values of the quantities of tracer, passing through a certain cross-section, we must have at our disposal precise data on rates of flow through some selected cross-sections as well as data on mean values of concentrations in the same cross-sections. Some mathematical deductions in that paper, by which joining and bifurcation of underground streams might supposedly be taken into account, appear to be based upon unrealistic assumptions. This is evident from the obtained results themselves.

Rather inconclusive were also the results obtained by the dilution (total count) method in an experiment near Graz (1), though the measured discharges were relatively small, i. e., from 400 to 700 l/min. approximately.

#### **The Determination of Basin Divides and Catchment Areas of Springs in Karst Terrain**

Results, derived from tracing tests on underground watercourses, are also of use to the determination of boundaries that delimit the catchment area or drainage basin of a karst spring or karst stream. Up to our time efforts have been made to delimit catchment areas in karst terrain by closed basin divides. There are, however, many karst springs that derive their waters from different catchment areas. Moreover, the amount of water, derived from particular drainage basins, may vary with hydrologic conditions and, therefore, efforts to determine the size of the contributing area, are without success.

There are again cases of bifurcation, where a swallow-hole is in connection with two or more karst springs, either permanently or at high water stages only.

In view of such circumstances it will be often quite impossible to define the catchment areas of karst springs and streams, although their rates of flow had been established correctly. By future research activity should, therefore, be determined, from which particular swallow-hole karst springs derive their waters and what the derived rate of flow is at various water stages. Similarly, for individual swallow-hole as well as for permeable regions it must be determined, in which directions the runoff takes place and what the rates of flow are at characteristic hydrologic conditions.

All this research is an extensive and laborious task, requiring systematic work.

The foregoing examples as well as many other hydrologic problems, which cannot be discussed here in view of the restricted printing space, already permit us the conclusion that a more comprehensive, expert and systematic research in karst hydrology is an obvious necessity.

In Yugoslavia where karst terrains cover 23% of the entire surface, the necessity of such research is even greater and more urgent than elsewhere, because it is of primary importance for the political economy. One must admit that the hydrologic service in its present state does not seem qualified to take up and to carry out extensive research in the required sense. For a purposeful and efficient work in that sphere of research a competent hydrologic organization should be established.

Under the auspices of the International Hydrologic Decade (IHD) an organization of that kind could be entrusted with such extensive research work.

#### Bibliography

1. Buchtela K., J. Mairhofer, V. Maurin, T. Papadimitropoulos, J. Zötl, 1964. Vergleichende Untersuchungen an neueren Methoden zur Verfolgung unterirdischer Gewässer. Die Wasserwirtschaft, H. 9.
2. Mosetti F., E. Erikson, F. Bidovec, K. Hodešček, L. Ostanek, 1963. Un nuovo contributo alla conoscenza dell'idrologia sotterranea del Timavo. Tecnica Italiana, No. 4. Trieste.
3. Clayton C. G. and D. B. Smith, 1963. A Comparison of Radioisotope Methods for River flow Measurement — Radioisotopes in Hydrology. IAEA, Vienna.

Discussion: F. Bauer, N. Čadež, F. Habe, D. Kuščer.



**ROBERT GRADMANN'S DARSTELLUNG DER KARSTHYDROLOGIE  
DER SCHWÄBISCHEN ALB IM LICHT NEUERER  
UNTERSUCHUNGEN**

Hans Binder

Nürtingen

**Summary**

Robert Gradmann's Theory of the Karst Hydrology of the Suebian Alb Confronted with Recent Researches. — In 1912 R. Gradmann published a general exposition of the karst hydrology of the Suebian Alb, based upon A. Grund's karst water theory. Recent special researches ask for some corrections.

**I. Gradmanns Darstellung der Karsthydrologie der Schwäbischen Alb:** Gradmann (1912) begründete seine Übernahme der Auffassung Grund's mit folgenden Feststellungen für den »tiefen Karst« der Schwäbischen Alb: Alle Karstquellen sind Talquellen. Alle Quellen liegen in einer einzigen, nur wenig gebogenen Fläche, die sich etwa in südostwärtiger Richtung neigt. Das »Übereich« des Karstwasserspiegels stellen die in den Trockentälern oberhalb der perennierenden Quellen liegenden intermittierenden Quellen (Hungerbrunnen) dar. Trockengefallene Höhlen zeugen für einen früher höher stehenden, Flußschwinden und unterirdische Verbindungen zwischen Flußsystemen sprechen für einen zusammenhängenden Karstwasserspiegel. — Es drängt sich natürlich die Frage auf, ob Gradmann's Beobachtungen sich nicht auch anders erklären lassen.

Gestützt auf die perennierenden Quellen und Flußläufe, entwarf Gradmann seine Karte des wahrscheinlichen Karstwasserspiegels im Bereich der mittleren Schwäbischen Alb. Er warnte jedoch selbst vor »einer allzu roh schematischen Vorstellung von dem angenommenen Karstwasser«. Das Kluftnetz dürfe man sich nicht sehr dicht denken, dafür spreche schon die Seltenheit der Karstquellen. Auch seien örtliche Stauungen infolge von Kluftverengungen oder durch Verstopfung einzelner Kanäle und durch undurchlässige Schichten im Karstniveau sicher anzunehmen (1912, S. 72 ff). Der gewöhnliche Ausschlag zwischen den höchsten und tiefsten Wasserständen schein nicht viel mehr als 7 m zu betragen. Größere Ausschläge seien bei Hungerbrunnen ein- bis zweimal pro Jahrhundert wohl möglich.

Ausdrücklich wandte sich Gradmann gegen die Röhrentheorie: »... von einer Selbständigkeit der einzelnen Flußsysteme oder gar der Quellen gegeneinander in Beziehung auf die Höhe kann gar keine Rede sein« (1912, S. 84).

Nun hatte Berz im Versinkungsgebiet der oberen Donau festgestellt, daß dort das Talgrundwasser und das Karstgrundwasser ineinander

übergehen können, daß aber auch scharf voneinander getrennte Teilkörper des Grundwasserkörpers vorkommen können. Außerdem müsse es bevorzugte »Hauptabflußbahnen« geben. Er zog daraus den Schluß, man könne weder die Grundsche Karstwassertheorie noch die Kattzersche Gerinnetheorie ohne weiteres auf die Schwäbische Alb übertragen (1928, S. 77 ff). Berz nimmt also eine Mittlerstellung ein. Sihler schloß sich ihm für das Blautopfgebiet an (1929, S. 240). Gradmann zieht Berz zur Bestätigung eigener Auffassungen heran, übergeht aber die abweichenden Feststellungen.

Daß die Austritte der Karstquellen nicht durch eine im Untergrund durchgehende undurchlässige Schicht, etwa die Mergel des Weißen Juras Gamma, verursacht sein können, wußte Gradmann (1912, S. 83 ff). Der Augenschein und die Kenntnis des Schichtgefälles verboten eine solche Annahme. Stattdessen betrachtete er eine in der Tiefe ruhende, durch den Vorfluter in der Höhe festgelegte Wasserschicht als das Hindernis, das das Wasser von der vertikalen in die horizontale Richtung zwingt. Unerheblich ist für ihn, ob die stauende Schicht, auf die er nicht mehr weiter eingeht, 10, 100 oder 1000 m tiefer liegt (1931, II, S. 279).

**II. Heutiger Wissensstand und Fragestellung:** Unter Berufung auf Weidenbach (1960) faßte Groschopf zusammen (1963, S. 71):

»1. Ein über große Gebiete zusammenhängender Karstwasserspeicher, etwa vergleichbar dem Grundwasser in den Schottern der Talauen oder gar einem unterirdischen See, ist nicht vorhanden.

2. Die Karstquellen werden aus einem mehr oder weniger in sich abgeschlossenen Einzugsgebiet gespeist.

3. In den verschiedenen Einzugsgebieten stellt sich die Oberfläche des Karstwassers in Klüften, Spalten und größeren Hohlräumen generell auf eine einheitliche Höhe ein. Durch die Form der Hohlräume bedingte örtliche Abweichungen werden öfters angetroffen. Dieser »Karstwasserspiegel« hat ein meist sehr geringes Gefälle zum nächsten Vorfluter...«

Noch verwendete auch Groschopf den Begriff des Karstwasserspiegels, allerdings in Anführungszeichen. Bei der Jahrestagung 1963 des Verbands der Deutschen Höhlen- und Karstforscher forderte er dann aber dazu auf, folgende beiden Fragen gründlich zu überprüfen:

1. Wollen wir nicht endlich auf den Begriff des »Karstwasserspiegels« verzichten? 2. Müssen wir nicht die verbreitete Ansicht über die stauenden Schichten korrigieren?

**III. Belege für die heutige Auffassung von der Selbständigkeit der Einzugsgebiete:** Es sind einige Färbungen bekannt, bei denen von benachbarten Quellen jeweils nur eine ansprach (Hürbe, Binder 1960 b, S. 51 ff; Salzung Justingen [mdl. Mitt. Dr. Groschopf]; Asch, Binder 1960 c, Abb. 1, S. 64; Buchmühlenquelle, Weidenbach 1960, Abb. 4, S. 181; Lonequelle, Eissele & Groschopf 1963, S. 85 ff). Besonders eindrucksvoll war die Salzung von 1957 bei Sigmaringen, bei der drei Quellen (verteilt auf eine Strecke von 40 m) ansprachen, zwei weitere, 10–20 m entfernt, aber nicht anliefen (Eissele & Gro-



schoopf 1963, S. 81 ff). Auf der »Erkenbrechtsweiler Halbinsel« konnte sogar die Überkreuzung der Abflußbahnen bei einem gleichzeitigen Färb- und Salzungsversuch im Juli 1960 festgestellt werden (Bauer 1961, S. 42 ff). Sehr wichtig sind auch die Erfahrungen bei Pumpversuchen, die Weidenbach mitteilt (1960, S. 170 ff). Selbst bei anhaltend starker Förderung wurden benachbarte Quellen nicht beeinträchtigt.

Entgegen stehen einige Beobachtungen bei Färbungen, die sich in mehreren Quellen bemerkbar machten. Sie fallen aber alle in Zeiten hoher Karstwasserstände. Der interessanteste dieser Versuche wurde im Februar 1960 von Groschopf bei Machtolsheim durchgeführt. Die Farbe trat im 9,8 km entfernten Blautopf und in der 10,8 km entfernten Quelle der Herrlinger Lauter etwa gleichzeitig aus. Blautopf und Lauterquelle liegen 6,7 km auseinander (Binder 1960 c, Abb. 1, S. 64). Machtolsheim scheint im Grenzbereich der Einzugsgebiete der beiden Quellen zu liegen.

Zur Klärung der Abflußverhältnisse am Nordrand der Schwäbischen Alb wurde im April 1965 eine Färbung im Dutzenbergschacht bei Nellingen vorgenommen. Die Auswertung durch das Labor des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg wurde am 1. Sept. 1965 mitgeteilt. 95,6 % der wieder zutagegetretenen Farbe kam in der am tiefsten liegenden Rohrachquelle (505 m NN) zum Vorschein. 4,1 % flossen zum Rötelbach ab, an vier weiteren Quellaustritten, weitauseinanderliegend, konnten Farbspuren festgestellt werden. Die Färbung erfolgte in einer Regenperiode zur Zeit des jahreszeitlich an sich schon hohen Karstwasserstandes (Fließgeschwindigkeit 200 m/h). Dies scheint den Sachverhalt besonders gut zu zeigen: »Selbständige, aber nicht isolierte Quellsysteme« (Formulierung von A. Bögli in einem Gespräch am 12. 9. 1965).

**IV. Einheitliche Karstwasserstände auch ohne durchgehenden Karstwasserspiegel?** Unter der Voraussetzung, daß auch benachbarte selbständige Einzugsgebiete von ungefähr der gleichen Niederschlagsmenge gespeist werden, habe ich 1960 (a, S. 243) für die Ostalb eine Karte der Linien vermutlich gleicher Höhe des Karstwasserspiegels vorgelegt, die an Gradmanns Karte anschoß. Als Hilfspunkte benützte ich außer den perennierenden Quellen den Heuchlinger Hungerbrunnen (Schwankungsbereich 523—491 m), die Bohrung Nattheim (Schwankungsbereich 520—500 m) und Brunnenbeobachtungen. Für das Gebiet zwischen Lonetal und Donauried stehen jetzt noch eine Reihe von Bohrungen der Staatlichen Landeswasserversorgung zur Verfügung.

Die Auswertung der Ganglinien der Wasserstände für die Jahre 1961 bis 1964 in diesen Grundwassermeßstellen sowie im Bohrloch bei Westerstetten ergibt für alle Kurven einen gleichartigen Verlauf. Die größte Differenz zwischen Hoch- und Tiefstand ist bei der Bohrung Westerstetten mit 8,30 m (für 1957—64 sogar 17,80 m!), die kleinste bei der Meßstelle Kaltenburg mit 0,94 m festzustellen. Die Differenzen nehmen von der Alb zum Donauried und zum Hürbe-Brenz-Tal hin ab. Nur die Meßstelle Oberstotzingen macht eine Ausnahme, die für eine lokale Besonderheit spricht. Die festgestellten Differenzen entsprechen den von Gradmann genannten.

Vergleichen wir nun die 12-Monats-Summen der Niederschläge von Ettlenschieß mit dem Abfluß der Lonequelle, vor allem mit dem Abfluß nach Ausscheidung der Hochwasserspitzen. Zwar ergibt sich keine völlige Übereinstimmung, die Abhängigkeit vom Niederschlag zeigt sich jedoch genügend deutlich.

Mit diesen Beobachtungen sind für ein größeres Gebiet gleichartige Schwankungen des Karstwassers nachgewiesen. Wie weit hier getrennte Karstwasserkörper vorliegen, wissen wir nicht, weil bisher alle Färbversuche scheiterten. Sicher hätte Gradmann in diesen Beobachtungen eine Stütze seiner Auffassung erblickt. Wenn auch nichts dagegen spricht, die Meßstellen mit gleichen Wasserständen oder interpolierte Punkte durch Linien zu verbinden, so darf man diese Verbindung kilometerweit auseinanderliegender Punkte eben doch nicht »Spiegel« nennen, wenn man der Natur nicht Gewalt antun will. Hierin hat Lehmann (1932, S. 66) zweifellos recht. **Statt vom »Karstwasserspiegel« sollte man deshalb nur noch von den »Karstwasserständen« sprechen.**

**V. Entstehung selbständiger Einzugsgebiete:** Gradmann nimmt als Voraussetzung für den Karstwasserspiegel an, es seien die Klüfte und Spalten, »die das Kalkgestein netzförmig durchziehen, im allgemeinen vertikal, sehr eng und oben offen, d. h. nicht luft- und wasserdicht geschlossen« und stünden in weiten Gebieten miteinander in Verbindung. Es wurde schon einmal gesagt, daß er selbst davor warnte, sich das Klufnetz zu dicht vorzustellen.

Nun kommt die Selbständigkeit der relativ wenigen Quellen und ihrer Einzugsgebiete nicht von ungefähr, etwa weil zufällig eine zuvor durchgehende Spalte abgedichtet wurde. Wenn eine der wasserwegsameren Klüfte einmal die Konkurrenz unterlaufen hat, ist sie so klar im Vorteil, daß sie ihr eigenes System entwickeln kann.

**VI. Stauende oder wegsame Schicht?** Gegenüber Kranz, der die tonigmergeligen Schichten des Weißen Juras als »vergleichsweise undurchlässig« bezeichnete (1924, S. 130), betonte Berz, daß auch normal ausgebildete Schichten des Weißen Juras Gamma, wenigstens in stark zerrütteten Gebieten, nicht völlig dicht sind (1928, S. 60 ff). Sein Arbeitsgebiet, das Versinkungsgebiet der Donau, ist ja das Musterbeispiel für die Wasserwegsamkeit aller Mergelschichten des Weißen Juras geworden.

Aufgrund von Beobachtungen am Nordrand der Alb stellte Schwenkel fest (1950, S. 112): »Die Stauung des Wassers durch weniger durchlässige Schichten wie z. B. die Gammamergel des Weißen Juras spielt im allgemeinen eine geringe Rolle. Die Karstquellen selbst sind von solchen stauenden Schichten unabhängig, sie können mitten aus reinem Kalk austreten...« Dies spricht wohl auch für ein junges Alter des Karstes der Schwäbischen Alb. Die Quellaustritte im Tal der Lenninger Lauter, alle in Betakalken, sind Beispiele hierfür. Das auf der Hochalb versickernde Wasser muß auf dem Weg zu den Quellen die Gammamergel durchfließen. Dabei entsprechen die Fließgeschwindigkeiten ganz den in reinen Kalkschichten festgestellten.

Wäre die Verkarstung bis zur Verbindungsebene zwischen Donau und Neckar fortgeschritten, dann würde alles Karstwasser mitsamt der Donau zum Neckar abfließen. Man könne also »mit Sicherheit annehmen, daß das Karstwasser auf einem unverkarsteten ‚Kalkberg‘ fließt«, folgert Schwenkel (1933, S. 36). Bei drei Bohrungen in der Nähe von Ulm stieß Groschopf auf Kalkschichten, die als Wasserstauer anzusehen sind (1963, S. 89; 1965, S. 179).

**»Undurchlässige« Mergel des Weißen Juras können also wasserwegsam sein und Kalke kommen als Wasserstauer in Frage.**

Unbestritten ist die von Gradmann erkannte Bedeutung der Vorfluter. Es widerspricht einfach den vor Augen liegenden Tatsachen, wenn Lehmann behauptet (1932, S. 20): »Die Höhe der Quellen ist unabhängig von einer oberirdischen Erosionsbasis.« — Nach dem Gesagten ist auch verständlich, daß ein Versuch, das Einzugsgebiet des Blautopfs unter Zuhilfenahme der Schichtlagerungskarte festzulegen, scheitern mußte (Rödel 1958, S. 72, hierzu Binder 1960 c, S. 65).

Es schmälert sicher nicht die Verdienste Robert Gradmanns, dessen 100. Geburtstag wir am 18. Juli 1965 begehen konnten, wenn mit dem Vorgetragenen seine Auffassung in einigen Punkten korrigiert wurde. Wo gestern die Grenzen der Erkenntnis lagen, dürfen wir heute arbeiten, so wie unsere Nachfolger die heutigen Ergebnisse verbessern werden.

#### Schrifttum

- Bauer E. W., 1961. Vom Wasser der Falkensteiner Höhle. — Die Natur 69, Schwäbisch Hall.
- Berz K. C., 1928. Die Grundwasserverhältnisse im Versinkungsgebiet der oberen Donau. — Mitt. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamt Nr. 11, Stuttgart.
- Binder H., 1960 a. Die Wasserführung der Lone (mit einigen Bemerkungen über den Hungerbrunnen). — Jh. Karst- u. Höhlenkde 1, Stuttgart.
- Binder H., 1960 b. Färbversuche auf der Markung Hürben. — Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforscher 6.
- Binder H., 1960 c. Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Gebiet des Blautopfs in den 35 Abflußjahren von 1925—1959. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., NF 42, Stuttgart.
- Eissele K. & P. Groschopf, 1963. Zur Karsthydrologie der Schwäbischen Alb. — Jh. Karst- u. Höhlenkde 4, München.
- Gradmann R., 1912. Bodengestaltung und Gewässer. — Beschreibung des Oberamts Münsingen, Stuttgart.
- Gradmann R., Süddeutschland, 2 Bde, 1. Aufl. Stuttgart 1931, 2. unveränderte Aufl. Darmstadt 1959.
- Groschopf P., 1963. Einführung in die Karstprobleme der mittleren Schwäbischen Alb. — Jh. Karst- u. Höhlenkde 4, München.
- Groschopf P., 1963. Die geologischen Voraussetzungen für die Erschließung von Karstwasser im Blautal. — Jh. Karst- u. Höhlenkde 4, München.
- Groschopf P., 1965. Geologie des tieferen Untergrunds von Ulm. — Mitt. Ver. Naturw. u. Math. Ulm, H. 27, Ulm.
- Kranz W., 1924. Hydrologie. — Begl. w. Geogn. Spezialkarte Württemberg, Atlasblatt Heidenhelm, 2. Aufl., Stuttgart.

- Lehmann O., 1932. Die Hydrographie des Karstes, Leipzig u. Wien.
- Pfeiffer D., 1963. Die geschichtliche Entwicklung der Anschauungen über das Karstgrundwasser. — Beih. geol. Jb. 57, Hannover.
- Rödel Chr., 1958. Die Geologie des Blattes Blaubeuren (Nr. 7524) 1 : 25 000 und der Nordhälfte des Blattes Böhringen (Nr. 7523) 1 : 25 000 (Schwäbische Alb). — Arb. Geol.-Paläontol. Institut TH Stuttgart NF 15, Stuttgart.
- Schwenkel H., 1933. Heimatbuch des Bezirks Urach, Urach.
- Schwenkel H., 1950. Die Entstehungsgeschichte der Landschaft. — Heimatbuch des Kreises Nürtingen, Nürtingen.
- Sihler H., 1929. Blautopf und Karsthydrographie. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg 85, Stuttgart.
- Weidenbach F., 1960. Trinkwasserverorgung aus Karstwasser in der östlichen Schwäbischen Alb. — Jh. Karst- u. Höhlenkde. 1, Stuttgart.
- Zötl J., 1961. Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. — Steir. Beitr. Hydrogeologie, Jg. 1960/61, H. 2, Graz.

Herzlichen Dank für Auskünfte und Unterstützung sage ich Herrn Dr. K. E. Bleich (Nürtingen), Herrn Dr. P. Groschopf und Herrn Dr. K. Schädel (Geol. Landesamt Baden-Württemberg), Herrn Oberbaurat W. Kienzle (Wasserwirtschaftsamt Ulm), Herrn Oberbaudirektor Landel (Stuttgart) und Herrn Baudirektor Schmidt (Staatl. Landeswassersorgung, Stuttgart) und Herrn Dr. H. Wild (Wetteramt Stuttgart).

Diskussion: P. Penčev.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА ГОРНОГО КРЫМА

В. Н. Дублянский

Симферополь

С 1958 г. в Горном Крыму проводится комплексное изучение глубинных карстовых полостей: колодцев, шахт и пещер. За 6 лет исследованнй открыто и исследовано свыше 700 полостей общей длиной 29,8 км и суммарной глубиной 16,3 км.

В верхней части зоны аэрации формируются вертикальные колодцы и шахты коррозивно-нивального, эрозионного и провального типа. Обычно они имеют глубину менее 100 м (96,6%). Значительно реже (3,4%) встречаются более крупные шахты, достигающие глубины 110—160 м, 191 м (Н. А. Гвоздецкого) и даже 246 и 261 м (Каскадная, Молодежная). Некоторые шахты вскрывают на глубине 50—150 м от поверхности фрагменты древних горизонтальных систем стока длиной до 500 м (системы Эгиз-Тинах, Кастере).

Все карстовые полости верхней части зоны аэрации (0—250 м) не имеют постоянного обводнения. Однако, изучение их дает представление о современном режиме инфильтрации, конденсации, а также — о палеогидрогеологических особенностях зоны аэрации.

Значительно реже в Крыму встречаются обводненные горизонтальные пещеры, заложенные в нижней части зоны аэрации и в пределах зоны сезонного колебания карстовых вод (пещ. Соколинская — 212 м, Ени-Сала-Ш — 410 м, Скельская — 570 м, Аянская — 550 м, Узунджинская — 1500 м и Красная — 12,515 м).

Геология и гидрогеология карста Горного Крыма посвящена обширная литература. Несмотря на значительные различия в трактовке деталей геологического строения Главной гряды, в вопросе о характере ее обводненности мнения большинства исследователей совпадают. Принято считать, что моноклинально залегающая верхнеюрская карбонатная толща, слагающая верхний структурный этаж Главной гряды, разбита тектоническими трещинами и прокарстована до водоупора (И. Г. Глухов — 1957, М. В. Чурнов — 1961). Атмосферные осадки, проникая на глубину 400—600 м, скапливаются на водоупорной поверхности аргиллитов и песчаников таврической серии, слагающих нижний структурный этаж Главной гряды, и движутся в направлении уклона осей синклиналиных структур водоупора либо в субширотном (Чурнов — 1961), либо в субмеридиональном (Глухов — 1961) направлениях.

Повсеместно в пределах синклиналиных понижений, часто осложненных разломами, существует сплошная обводненность. Сезонные колебания единого уровня карстовых вод составляют 100—150 м. Эти

колебания определяют периодичность деятельности источников, располагающихся выше контакта водовмещающей и водоупорной толщ (Зуброва — 1959).

Обводненные пещеры представляют сезонные (И. Г. Глухов — 1961) или висячие (Д. С. Соколов — 1962) периодические водотоки, связанные с более глубоко расположенными зонами „безнапорных и напорных вод открытого карста“ (И. Г. Глухов — 1961) или с зонами „сезонных колебаний и полного насыщения“ (Д. С. Соколов — 1962) системами тектонических трещин. Все глубинные карстовые полости развиваются в рамках единого карстового цикла (Дэвис — 1930, А. Круббер — 1915) и в связи с этим находятся сейчас в „дряхлой“ или „зрелой“ стадиях развития (Круббер — 1915).

Исследования, проведенные в 1957—1964 г. г. отделом карстологии Института минеральных ресурсов Гостеолокома СССР, дают основания для новой трактовки ряда вопросов гидрогеологии карста Горного Крыма.

Сплошное прокарстование верхнеюрских известняков до водоупора является скорее исключением, чем правилом. Интенсивность глубинного закарстования отдельных карбонатных блоков и поверхностного закарстования плато зависит от ряда факторов (залегание, структурные и текстурные свойства карстующейся толщи, тектоническая трещиноватость, размеры питающих водосборов и пр.). Это обуславливает неравномерность поверхностного и глубинного закарстования.

Водоупорная аргиллитово-песчаниковая толща, также как и уровень Черного моря (И. К. Зайцев — 1940), не являются „базисом карстования“ (пещ. Соколинская, Аянская, Красная и др.). В разбитой на блоки моноклинально залегающей карбонатной толще не существует в настоящее время и не существовало на протяжении плиоцена-антропогена ни повсеместного обводнения, ни единого уровня карстовых вод.

Участки современной обводненности и наиболее интенсивно развитого глубинного закарстования локализуются в трещинных зонах вдоль крупных разрывных нарушений (шахты Гвоздецкого, Круббера, Пастушья, пещ. Скельская, Узунджинская, Карасу-баши и др.), причем наибольшая обводненность отмечается в опущенных блоках. Брекчированные и глинизированные породы зоны нарушений обычно являются подземными барражами, разделяющими блоки с различным гидрогеологическим режимом (пещ. Скельская, Ени-Сала-III, Красная и др.).

Для большинства горных массивов Крыма можно считать доказанным существование изолированных трещинно-карстовых водотоков, область питания которых охватывает не только зону закарстованных бессточных плато (Чуринов — 1961), но и зону склонов, где поверхностные карстопроявления обычно отсутствуют.

Для вертикальной гидродинамической зональности карстовых вод Горного Крыма характерно широкое развитие зоны аэрации и сезонных колебаний карстовых вод в изолированных водотоках и

спорадическое — зоны полного насыщения. Активная циркуляция подземных вод происходит в пределах верхних двух зон, где сосредоточены их основные динамические запасы. Водам зоны полного насыщения свойствен застойный режим.

Изложенное можно иллюстрировать многочисленными примерами. Остановимся только на одном объекте — Красной пещере, исследованной к 1. 1. 1965 г. на 12,5 км (Б. Н. Иванов, В. Н. Дублянский — 1962).

Красная пещера расположена на Долгоруковском массиве, представляющем западное замыкание синклинория Восточного Крыма. Верхний структурный этаж Краснопещерного блока сложен полого залегающими (4—6°) чистыми массивными титонскими известняками и подстилающими их, несколько более круто падающими к северо-западу (20—25°) слоистыми ниже-кимериджскими известняками с тонкими (0,2—1,0 м) прослоями карбонатных песчаников. Инженерная мощность карбонатных отложений блока не превышает 350 м. Нижний структурный этаж сложен аргиллито-песчаниковой толщей таврической ( $T_3 + I_1$ ) серии (установлена по геофизическим данным) и несогласно залегающей на ней толщей лужитанских конгломератов мощностью до 150 м. В Краснопещерном блоке интенсивно развита тектоническая трещиноватость с преобладающими простираниями СВ-50° и СЗ-310°.

Красная пещера представляет собой сложную шестиэтажную систему, целиком заложенную в карбонатной толще. Четыре ее верхних этажа — это реликты древней циркуляции, два нижних — постоянно обводнены. Область питания Красной пещеры четко локализуется на плато, и склонах массива. Участки пещеры, тяготеющие к водосборам инфлюационного питания, имеют эрозионно-карстовый характер с едва намеченной этажностью. Участки инфильтрационного питания имеют карстово-эрозионный характер, с четко выраженной этажностью.

Режимные наблюдения в районе Красной пещеры, а также специальные работы, проведенные автором по изучению атмосферных осадков (Ос), конденсации (К), испарения с грунта (Ис) и стока подземной реки Краснопещерной (С) позволили составить для Краснопещерного блока следующее уравнение водного баланса (в многолетнем разрезе; ‰):

$$100 (Ос) + 7,1 (К) = 49,6 (Ис) + 57,5 (С)$$

В теплый период (IV-X) питание подземной реки и всех источников района осуществляется почти исключительно конденсационными водами. В холодный период (XI-IV), а также после снеготаяния и выпадения ливневых осадков преобладает инфильтрационное и инфлюационное питание.

Формирование химического состава трещинно-карстовых вод Краснопещерского блока происходит за счет смешения вод различного происхождения. Расчетная минерализация конденсационных вод принимается равной 0, атмосферных вод — 45 мг/л, инфлюацион-

ных — 360 мг/л. Конечная минерализация в источниках составляет около 360 мг/л в межень и 275 мг/л — в паводок. Для всех трех исходных типов вод характерен гидрокарбонатный кальциевый тип химического состава в паводок и сульфатно-гидрокарбонатный — натриево-кальциевый в межень. Минерализация и химический состав подземной реки на разных ее участках могут быть рассчитаны по графикам смещения.

Наблюдения над химическим составом атмосферных осадков и карстовых вод Краснопещерного блока позволили вывести градиенты вертикального и горизонтального выщелачивания (таблица 1).

Таблица 1

Градиенты вертикального и горизонтального выщелачивания в Горном Крыму (мг/л 100 м)

Компоненты минерализации	Вертикальный		Горизонтальный	
	конденсационные воды	инфильтрационные воды	межень	паводок
НСО <sub>3</sub>	130	123	1,2	0,16
Са	38	36	0,8	0,08
Сумма солей	175	167	2,6	0,27

При дальнейшей инфильтрации в глубину карбонатной толщи градиенты вертикального выщелачивания быстро снижаются соответственно до 11,3 и 8 мг/л. 100 м.

Таким образом, формирование пустотности выщелачивания наиболее активно происходит в пределах зоны аэрации (А), особенно на глубине 0—200 м (зона А<sub>1</sub>). На глубине 200—400 м и в зоне сезонных колебаний (А<sub>2</sub>) формирование пустотности выщелачивания замедляется. Поэтому абсолютное большинство колодцев и шахт (96,6 %) имеет глубину до 100 м. Общий баланс растворенных веществ в различных зонах для Краснопещерного блока можно представить в виде следующего уравнения (%):

$$100 (A) = 66,7 (A_1) + 33,3 (A_2)$$

Вынос растворенных веществ в межень составляет 12,4 %, в паводок — 87,6 %. Показатель современной активности карстового процесса составляет 0,02 % за тысячелетие, а подземная химическая денудация — 32,5 м год.

Находки костей ископаемых позвоночных различного возраста (их абсолютный возраст определялся колагеновым методом И. Г. Пидопличко) на разных этажах Красной пещеры, а также геоморфологические коррелятивные связи этажей пещеры и террас р. Салгир свидетельствуют о формировании этой сложной пещерной системы в верхнем плиоцене-антропогене.

Аналогичные данные получены для ряда других карбонатных блоков Горного Крыма, в том числе для блоков, вскрытых искусственными выработками.



## Литература

Альбов С. В., Дублянский В. Н., 1964. Химический состав атмосферных осадков и его влияние на развитие карста Ай-Петринского горного массива, Химическая география и гидрогеохимия, в 3 (4), Пермь.

Глухов И. Г., 1957. О водном балансе и гидрохимическом районировании юго-западной части Главной гряды Крымских гор. Вестн. МГУ, № 4.

Глухов И. Г., 1961. Гидрогеологические признаки типов карста Горного Крыма. Новости карстоведения и спелеологии, № 2.

Зайцев И. К., 1940. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолыздат.

Зуброва Е. А., 1959. Особенности гидрогеологии юго-восточной части Горного Крыма. Изв. ВУЗов геол. и разв. № 6.

Иванов Б. Н., Дублянский В. Н., 1962. О Красных пещерах в Крыму. БюллМОИП. отд. геол., т. XXXVII, (I).

Крубер А. А., 1915. Карстовая область Горного Крыма.

Соколов Д. С., 1962. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат.

Чуриннов М. В., 1961. О карсте Горного Крыма. Региональное карстование, изд. АИ СССР, М.

Davis W. M., 1930. Origin of Limestone caverns. Bull. of the Geol. Soc. of Amer., vol. 41.

Дискуссия: П. Пенчев.



## К ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ КАРСТОВЫХ РЕК ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

(в пределах Западной Грузии)

Г. Н. Гигинейшвили  
Институт географии АН Грузинской ССР

Тбилиси

Изучение и количественная оценка степени воздействия карста на сток производилась с учетом господствующих зональных закономерностей стока, характерных для рек Западной Грузии, стекающих с южных склонов Большого Кавказа.

Нарушение высотной зональности стока в горных карстовых областях происходит в результате перераспределения стока между соседними бассейнами, или же, между отдельными участками одного речного бассейна.

Влияние карстовых процессов на речной сток может быть весьма многообразным. Указанные процессы влияют на соотношение источников питания, величину стока, внутригодовое распределение стока, многолетнее колебание и, наконец, на экстремные показатели стока. Однако, на отдельных реках влияние карста может проявиться как на всех выше перечисленных показателях стока, так и на некоторых из них. Например, реки с низкими водосборами, постоянно питающиеся за счет карстовых вод высокогорных известняковых массивов, характеризуются увеличением стока, повышенной естественной зарегулированностью и пониженной изменчивостью годового стока. Карстовые реки подобного типа по показателям стока напоминают реки высокогорья, несмотря на сравнительно низкие средние высоты водосборов (например реки Мчишта и Речхи).

Такими же гидрологическими признаками обладают карстовые реки, получающие дополнительное питание за счет основного стока других рек (р. Мтискалта). Что касается рек теряющих часть своего основного стока, то их гидрологические признаки имеют диаметрально противоположный характер (Р. Окаце). В таких случаях водопоглощающие поноры бывают расположены в самом русле, ниже среднегодового уровня реки.

Если водопоглощающие поноры расположены выше среднегодового уровня реки, то тогда поглощается лишь незарегулированная часть стока. Следовательно, на карстовых реках подобного типа, наблюдается уменьшение как среднего, так и максимального стока, увеличение естественной зарегулированности стока и понижение изменчивости годового стока.

Противоположное явление наблюдается на карстовых реках, которые получают дополнительное эпизодическое питание за счет незарегулированной части стока других рек.

Наряду с вышеописанными типами в исследуемой карстовой области существуют также карстовые реки одновременно теряющие часть основного и часть незарегулированного стока сквозь водопоглощающие поноры, расположенные выше и ниже среднегодового уровня реки (р. Келасури) и карстовые реки дополнительно питающиеся как за счет основного, так и за счет незарегулированного стока других рек (р. Беслети). В таких случаях реки, подверженные влиянию карста, приобретают своеобразные гидрологические признаки, которые во многом зависят от характера водопоглощения в бассейне, или же питания карстовыми водами. Кроме того, среди карстовых рек Западной Грузии встречаются реки с комбинированным подземным водообменом. К ним можно отнести реку Юлшару, (вытекающую из озера Рица), которая по течению несколько раз уходит под землю и вновь появляется на поверхность. В результате, указанная река на отдельных участках течения имеет совершенно различные гидрологические показатели.

Характерной чертой карста, в том числе и карстовой области Западной Грузии, является наличие рек целиком теряющих поверхностный сток — т. н. „слепых рек.“ К рекам подобного типа можно отнести р. Цивцкалу (бассейн р. Джампала), Танисцкали и др. Водопоглощающие поноры на таких реках бывают расположены в самом русле, а ниже по течению, русло обычно остается сухим.

Итак, формирование отдельных типов карстовых рек происходит в зависимости от господствующего вида карстового водообмена в бассейне. Следовательно, определение того или иного типа карстовой реки должно производиться с учетом вида и степени воздействия карста на сток, т. е. генезиса явления.

На основании нашего полевого обследования и анализа материалов стационарных наблюдений над стоком целого ряда карстовых рек Западной Грузии, среди которых можно найти почти все примеры различных видов воздействия карста на сток, можно выделить следующие типы карстовых рек:

1. Карстовые реки, постоянно получающие дополнительное питание с карстовых высокогорных массивов или за счет основного стока соседних рек.

**Гидрологические признаки:** увеличение минимального и среднего стока, повышение естественной зарегулированности стока, понижение изменчивости годового стока.

2. Карстовые реки, эпизодически получающие дополнительное питание за счет незарегулированной части стока соседних рек.

**Гидрологические признаки:** увеличение объема половодья и паводков, а также некоторое увеличение среднего стока, повышение изменчивости годового стока, понижение естественной зарегулированности стока.

3. Карстовые реки, дополнительно питающиеся как за счет основного, так и за счет незарегулированного стока соседних рек.

**Гидрологические признаки:** увеличение минимального и среднего стока, увеличение объема половодья и паводков. Естественная зарегулированность и изменчивость годового стока, в каждом отдельном случае, может быть как повышенной, так и пониженной в зависимости от характера питания карстовыми водами.

4. Карстовые реки, постоянно теряющие часть основного стока.

**Гидрологические признаки:** уменьшение минимального и среднего стока, понижение естественной зарегулированности стока, повышение изменчивости годового стока.

5. Карстовые реки, эпизодически теряющие часть незарегулированного стока.

**Гидрологические признаки:** уменьшение объема половодья и паводков, уменьшение среднего стока, повышение естественной зарегулированности стока, понижение изменчивости годового стока.

6. Карстовые реки, постоянно теряющие часть основного стока, а также эпизодически теряющие часть незарегулированного стока.

**Гидрологические признаки:** уменьшение минимального и среднего стока, уменьшение объема половодья и паводков. Естественная зарегулированность и изменчивость годового стока, в каждом отдельном случае, может быть как повышенной, так и пониженной, в зависимости от характера водопоглощения в бассейне.

7. Карстовые реки, с комбинированным подземным водообменом.

8. Карстовые реки полностью теряющие сток.



# UMBILDUNG DES PERIODISCHEN SEES VON CERKNICA (SLOWENIEN, JUGOSLAWIEN) IN EINEN STÄNDIGEREN SEE

Franc Jenko

Ljubljana

## Summary

### THE CONSTANT FORMATION OF THE LAKE OF CERKNICA (SLOVENIA, YUGOSLAVIA)

There are three possible solutions for the Lake of Cerknica: the drainage, the retention of the intermitting Lake, and the constant formation of the Lake. The drainage has been studied thoroughly, but the realisation is too expensive and uneconomical considering its surface of about 3000 ha. The present situation with the intermitting Lake is known and almost unprofitable. It is necessary, therefore, to investigate still a third possibility, which is the constant formation of the Lake of Cerknica with its economical and other profits.

By means of a special hydraulic method the outlet for a fixed period has been set up. From this outlet and from the change of the contents of the Lake the influx was established. With the sum of the influxes and artificially diminished outlets the fluctuations and other phenomena have been established. With the inexpensive realisation of the joining of the influxes and the opening of the main outlet at a fixed water-level a satisfactory stabilisation of the Lake will be achieved. This change of the Lake of Cerknica will somewhat diminish high waters and increase low waters flowing through Rak and Planina to Vrhnika. This would be favourable for tourism and fishing and of no consequence for the electric works of Verd. Still considerable will be the increase of the low waters flowing over Bistra-Lubija with the downstream profits as far as Djerdap (dilution of the waste waters, electric energy, navigation, irrigation).

## Einleitung

Der Dinarische Karst ist in Slowenien verhältnismäßig niedrig. Das erleichtert zwar den Verkehr aus dem Donaugebiet zur Adria, ist jedoch in wasserenergetischer und wasserwirtschaftlicher Hinsicht ungünstig.

Nach dem heutigen Stand der Forschung kann eine umfangreiche Regelung des Flußgebietes der Ljubljanica nur dann wirtschaftlich sein, wenn nicht nur die wasserenergetische Nutzung der Ljubljanica und Save von Vrhnika bis Zagreb, sondern auch jene der Donau von Belgrad bis Negotin (Wasserkraftwerk Djerdap = Eisernes Tor) und dazu noch die Schifffahrt (vielleicht auch die Bewässerungsprojekte) Zagreb—Belgrad in Betracht gezogen werden.

Eine solche gemeinsame Aktion wurde bisher noch nicht unternommen, doch versucht man in den Karstgebieten die einzelnen wasser-

wirtschaftlichen Zweige im Einklang mit dem Gesamtproblem zu behandeln. So begann man auch in Slowenien eine selbständige Regelung des Sees von Cerknica zu erwägen.

Im Grunde sind drei Lösungen möglich: die Beibehaltung des periodischen Sees in seinem jetzigen Umfang, seine Trockenlegung oder seine Umbildung in einen ständigeren See.

In vorgeschichtlicher und geschichtlicher Zeit war das Wasser und damit der Fischfang hier wichtiger als der Ackerboden. Der Adel und die Klöster ließen die Schlundlöcher verstopfen und benützten den See überwiegend für die Fischerei, während sich die Einheimischen mit dem restlichen Boden begnügen mußten. Erst mit der Abschaffung der Fronarbeit vor mehr als hundert Jahren konnten sich Landwirtschaft und Viehzucht auch im Gebiet des Sees von Cerknica durchsetzen. Man begann die Schlundlöcher des Seebodens zu vertiefen und zu reinigen, womit die Trockenperiode des Sees von ungefähr zweieinhalb auf dreieinhalb Monate und damit auch die Zeit des Wachstums von eineinhalb auf zweieinhalb Monate verlängert wurde. Bei 550 m Seehöhe genügt das für die Landwirtschaft wohl nicht, doch genügte es für die Verschlechterung der Fischerei. Eine völlige Trockenlegung des Sees wäre nicht wirtschaftlich, würden doch die Kosten bei den heutigen Preisen etwa 20 Milliarden Din für rund 2600 ha Bodens betragen. Somit bleibt als einzig zweckmäßig nur die dritte Lösung übrig: die verhältnismäßig billige Umbildung des periodischen Sees in einen ständigeren See, wobei auch die Fischerei und der Fremdenverkehr nicht zu kurz kommen würden.

#### **Hydrologie und Hydraulik des in Aussicht genommenen ständigeren Sees von Cerknica**

Wenn wir die Verhältnisse des geplanten ständigeren Sees von Cerknica überprüfen wollen, ist es natürlich nötig, die Eigenschaften des bestehenden Sees zu kennen und von ihnen auszugehen. Am besten setzt man die künftigen bestentsprechenden künstlichen Maßnahmen voraus und stellt dann die dadurch entstehenden Folgen bzw. Veränderungen hydraulisch fest. Ein Vorentwurf der Umbildung des Sees in einen ständigeren See liegt bereits vor, der Entwurf selbst ist in Vorbereitung. Im Jahre 1967 sollen die nötigen Messungen durchgeführt werden. Im Entwurf wurde graphisch neben die Summenlinie des natürlichen Zuflusses in bestimmten Zeitabschnitten die Summenlinie des natürlichen Abflusses gesetzt. Auf Grund dieser graphischen Darstellung bildete sich die Möglichkeit zweier grundsätzlicher Lösungen der Planung heraus:

1. Eine unvollständige Stabilisierung des Sees mit durchschnittlich jedes zweite Jahr wiederkehrender naturbedingter, bis zu einem Monat dauernder Austrocknung. Die Stabilisierung wird durch Abschließung der Schluckhöhle Velika Karlovica, die eine Abflußmenge von 30—40 m<sup>3</sup>/sec aufweist, erreicht. Die Abschließung erfolgt bis zur Seehöhe 551 m; bei Wasserständen über dieser Höhe wird die Höhle geöffnet.

2. Eine vollständige Stabilisierung des Sees ohne Austrocknung. Sie wird durch Verminderung des Abflusses durch die Abflußbucht sowie die Schlucklöcher des Seebodens von 5 auf 1 m<sup>3</sup>/sec bzw. von 13 auf 1 m<sup>3</sup>/sec,



ferner durch Abschließung des Sees bis zur Kote 552 und über dieser Kote durch Öffnung der Velika Karlovica erreicht.

Durch die Lösung unter 1) würde die Dauer des natürlichen Sees jährlich um zwei Monate verlängert werden, so daß mit den bei Dürre auftretenden Austrocknungen durchschnittlich erst jedes zweite Jahr, und zwar mit einer jeweiligen Dauer von einem Monat zu rechnen wäre. Man will versuchen, den künftigen See in einer zwischen den Koten 549 und 551 liegenden Höhe zu stabilisieren. Allerdings würden, wie bis jetzt, nach oben noch mäßige Hochwasserstöße vorkommen. Die somit selteneren Trockenzeiten des Sees würden für den Fremdenverkehr günstiger, für die Fischerei und die Krebszucht aber noch immer von Nachteil sein, weshalb an weniger durchlässigen Stellen des Poljes Fischeiche anzulegen wären.

Die zweite Lösung hat nur informativen Charakter, weil eine völlige Abdichtung der Schlucklöcher mit unmittelbarem Abfluß zum Moor von Ljubljana zu kostspielig wäre und daher wirtschaftlich nicht durchführbar ist.

Als sachlich erweist sich nur die erste Lösung mit einer Höhengschwankung des Seespiegels zwischen den Koten 549 und 551, mit einer Gesamtfläche von 1400—2200 ha und Wassermengen zwischen 11 und 50 Millionen m<sup>3</sup>. Die Schwinden Mala Karlovica und Velika Karlovica werden ausbetoniert, ein zweckentsprechender neuer, 350 m weiter nördlich zu bauender Abflußkanal zur unterirdischen Velika Karlovica wird durch ein Wehr verschlossen, kann aber bei Hochwasserstößen, die über die Kote 551 m hinausgehen, geöffnet werden und das überschüssige Wasser mit einem Schluckvermögen von 40 m<sup>3</sup>/sec weiterleiten.

Die Befürchtung vor Zunahme des Abflusses des Sees in die künftighin verschlossene Velika Karlovica oder gar in das karstdurchlöchernte Gebirge Javorniki ist nicht begründet. Der Abfluß durch die Velika Karlovica setzt sich schon etwa 700 m vom Ufer des Sees mit 8 m tieferen Wasserständen fort. Die Javorniki sind ein hydrographisches Gebiet mit im Entwurf schon berücksichtigtem Abfluß durch das Polje von Cerknica gegen das Moor von Ljubljana hin. Im Tale des Rakbaches (Rakov Škocjan) ist das etwa 40 m tiefer gelegene Quellgebiet Prunkovec—Kotličič—Kotel häufig schon stark ausgetrocknet, während der See noch hohen Wasserstand aufweist. Man bedenke auch, daß in früheren Zeiten außerordentlich große Überflutungen besonders durch Abschwemmung von Holz aus zahlreichen Sägen und durch Verrammelung der Velika Karlovica verursacht wurden. Alles dies beweist die Sachlichkeit der geplanten Umbildung des Sees von Cerknica in einen ständigeren See.

#### **Wasserwirtschaftliche Folgen der geplanten Umbildung des Sees von Cerknica für die Ljubljana, die Save und die Donau**

Durch die Abschließung der Velika Karlovica wird sich auch der Abfluß in der Richtung Rakov Škocjan und Planina von gegenwärtig 40 m<sup>3</sup>/sec auf ungefähr 4 m<sup>3</sup>/sec vermindern. (Nur bei höchstem, außerordentlichem Wasserstand, bei dem die Velika Karlovica geöffnet werden muß, wird sich der Abfluß sogar bis zu  $40 + 4 = 44$  m<sup>3</sup>/sec verstärken.)

Zur Zeit der Niedrigwasser wird sich der Abfluß im Rakbach von gegenwärtigen 0,2 auf 4 m<sup>3</sup>/sec, jener der Unica am Polje von Planina von 1,5 auf 5,5 m<sup>3</sup>/sec verstärken, was auch für die Fischerei und den Fremdenverkehr von Bedeutung ist. Der jährliche Durchfluß des Poljes von Planina, der gegenwärtig durchschnittlich 21 m<sup>3</sup>/sec beträgt, würde auf 16 m<sup>3</sup>/sec zurückgehen.

In bezug auf die Elektrowirtschaft und die übrige wasserwirtschaftliche Nutzung bis Belgrad und zum Djerdap hin wird die Wasserspeicherung Planina überwiegend im Nachsommer (in der Zeitspanne August — September — Oktober) mit durchschnittlich 60 m<sup>3</sup>/sec Nutzen ziehen, im Winter dagegen (Januar—Februar) mit 30 m<sup>3</sup>/sec zurückbleiben. Damit ist aber die größte mögliche Wasserspeicherung mit Nutzgehalt bis zu 280 Millionen m<sup>3</sup> schon bei den gegenwärtigen Wassermengen zu gering (jährlicher Durchschnitt: 660 Milliarden m<sup>3</sup>). Die erwähnte Verminderung der Hochwasser kann daher nicht schaden, wohl aber kann die Verstärkung der Niedrigwasser von Nutzen sein. Demnach hätte es wenig Sinn, den auch räumlich noch nicht erforschten unmittelbaren Abfluß des Sees von Cerknica gegen das Moor von Ljubljana mit großen Kosten abzudichten und zum Polje von Planina umzulenken, weil auch dieses Wasser, ohne die Wasserspeicherung von Planina zu veredeln, ein unnützlich durchflußwasser bliebe (mit 2 m<sup>3</sup>/sec in der Trockenzeit und bis zu 13 m<sup>3</sup>/sec in der übrigen Zeit).

Durch die Schaffung des ständigeren Sees von Cerknica werden auch die Niedrigwasser der Lubija und der Bistra flußabwärts verbessert, was bis zum Djerdap hinab nutzbringend sein wird. Die gegenwärtigen unregelmäßigen Verluste im Raum See von Cerknica — Moor von Ljubljana, die durchschnittlich durch achteinhalb Monate 13 m<sup>3</sup>/sec und durch dreieinhalb Monate ungefähr 2 m<sup>3</sup>/sec betragen, verwandeln sich durch den zukünftigen ständigeren See in ständige 13 m<sup>3</sup>/sec. Diese Verstärkung der Niedrigwasser der Ljubljana von 4 auf 17 m<sup>3</sup>/sec wird auch in bezug auf die Abwässer von großem Nutzen sein, was sich noch saveabwärts günstig auswirken wird. Den größten Vorteil bietet aber die Verstärkung der zukünftigen Nutzung der Wasserenergie Vrhnika — Zagreb und Belgrad — Djerdap, der Bewässerung der Posavina, der Schifffahrt (Zagreb)—Sisak—Belgrad und der Nutzung der Wasserenergie Vrhnika—Djerdap (allerdings schließen die einen Vorteile andere teilweise aus). Die Bewässerung der Posavina und die Nutzbarmachung der Wasserenergie Zagreb—Belgrad sind ungewiß und ohne Aussicht auf Erfolg, deshalb wird hier die Wasserenergie ohne diese beiden Faktoren und ohne die Schifffahrt in Betracht gezogen. Das Gefälle von Vrhnika bis Zagreb und von Belgrad bis zum Djerdap beträgt ungefähr 178 + 37 = 215 m, was bei zweieinhalbmonatlichem Wasserzuschuß bei Niedrigwasser bis zu 13 m<sup>3</sup>/sec  $0,0022 \times 13 \text{ m}^3 \times 215 \text{ m} \times 75 \text{ Tage} \times 86\,400 \text{ sec} = 40 \text{ Millionen kWh}$  Edelenergie bedeutet, also beim heutigen Preis von mindestens 25 Din/kWh ungefähr eine Milliarde Din jährlich. Für die Sava-schifffahrt würde der auf die gegenwärtigen Verhältnisse bezogene und noch mehr der zukünftige Nutzen von jedem zuschüssigen m<sup>3</sup>/sec während der Dürre ungefähr 40 Millionen Din betragen, also jährlich  $13 \text{ m}^3/\text{sec} \times 40 = 500 \text{ Millionen Din}$ . Der Gesamtnutzen würde sich demnach auf ungefähr 1,5 Milliarde jährlich

belaufen. Die Gesamtkosten der Umbildung des Sees von Cerknica in einen ständigeren See, oder wenigstens einen Teil der Kosten müßten daher im Anfangsstadium die Sava-Schifffahrt und das Wasserkraftwerk Djerdap tragen, später auch die übrigen Interessenten.

### **Bauausführung, Kosten und Wirtschaftlichkeit der Umbildung des Sees von Cerknica in einen ständigeren See**

Auf die Einzelheiten der Bauausführung wird im Entwurf eingegangen. Die hydrotechnische Regelung des künftigen Sees im Sinne der oben besprochenen ersten Lösung setzt die Zementierung der Eingänge der Mala Karlovica und der Velika Karlovica voraus, ferner 350 m weiter nördlich einen neuen Abflußkanal mit Eisenwehr (womit der Zufluß verkürzt, 4 m an Gefälle gewonnen, beträchtliche unterirdische Engstellen ausgeschaltet werden und das Schluckvermögen der Karlovica vergrößert wird). An Stelle der alten Straße Dolenje jezero — Goričica — Otok — Laze, die überflutet wird, ist der Bau einer neuen Straße am Fuß der Javorniki und der damit verbundene Abkauf von Grundstücken unvermeidbar. Alle anderen Veränderungen sind Sache der allmählichen Entwicklung der Fischerei, des Fremdenverkehrs und der Gastwirtschaft.

Die Kosten für die hydrotechnische Regelung können auf annähernd 100 Millionen Din, für den Straßenbau auf 150 Millionen Din, für den Abkauf der Grundstücke auf 150 Millionen Din, somit die Gesamtkosten auf 400 Millionen Din veranschlagt werden. Die im Überschwemmungsgebiet gewonnene Streu bringt gegenwärtig jährlich brutto etwa 20 000 Din/ha ein. Der Fischfang gäbe beim ständigen See ungefähr  $150 \text{ kg} \times 600 \text{ Din} = 90 000 \text{ Din/ha}$ , der Krebsfang  $10 \text{ kg} \times 2 \text{ US Dollars} = 20 000 \text{ Din/ha}$ , was dem jährlichen Gesamtbetrag von 110 000 Din/ha bzw. auf der ganzen Seefläche  $2600 \text{ ha} \times 110 000 \text{ Din} = 286 \text{ Millionen Din}$  jährlich entspräche. Der größte Vorteil ist jedoch vom Fremdenverkehr zu erwarten. Seinen Schwerpunkt hätte er am Berg- und Waldhang der Javorniki, wo es für das Baden, den Wassersport, den Eislauf, den Fischfang, die Jagd, sowie auch für Waldspaziergänge ideale Vorbedingungen gibt. Zahlreich sind auch die Sehenswürdigkeiten dieses Karstgebietes (die Höhle von Postojna, das Tal Rakov Škocjan, die Križna jama, das Schloß Snežnik, die Slivnica 1114 m, die Skigebiete der Hochfläche Bloke, der Javorniki und des Snežnik 1796 m, usw.). Der Bau von Hotels, Bungalows usw. sowie die Bereitstellung von Privatzimmern wird mit dieser Entwicklung Hand in Hand gehen.

Der umgebildete See von Cerknica wird mit der Fläche bis zu 22 km<sup>2</sup> der größte See Sloweniens sein, nahezu siebenmal größer als der Bohinjer See, der 3,3 km<sup>2</sup>, und sechzehnmal größer als der See von Bled, der 1,4 km<sup>2</sup> mißt. Trotz seiner Seichtheit hat er eine schöne grünblaue Farbe. Die Besorgnis, daß Verwesungstoffe Schaden anrichten könnten, ist überflüssig, weil es sich hier um einen zwar seichten, jedoch wellenbewegten See mit frischen Zuflüssen von 2 bis 240 m<sup>3</sup>/sec oder durchschnittlich 16 m<sup>3</sup>/sec handelt. Die Schilfvegetation tritt bis zur Tiefe von 1 m auf; das Schilf wird mit Hilfe besonderer Mähmaschinen vom Boot aus gemäht oder bleibt der Fisch- und Vogelfauna als Lebensraum überlassen.



## L'EXPLOITATION DES EAUX DU KARST EN LIBAN

Sami Karkabi

Beyrouth

Le problème de l'alimentation en eau potable de la ville de Beyrouth devient de plus en plus épineux. D'une part la population augmente et la ville s'étend, d'autre part la création de grands hôtels, stations balnéaires, et usines de toutes sortes accroissent le besoin d'eau.

L'office des Eaux de Beyrouth décide donc de faire les recherches nécessaires dans la rivière souterraine de la grotte de Jiita, source principale du Nahr el Kelb et alimentant à elle seule presque exclusivement Beyrouth, une partie du Metn et du Kesserwan (2 casas de part et d'autre de la vallée du Nahr el Kelb).

Il a fallu cinq étés succesifs pour élever la rivière souterraine et reporter l'axe à l'extérieur.



## EIN BEITRAG ZUR KARSTHYDROLOGISCHEN NOMENKLATUR

Hubert Kessler und Ladislaus Rónaki

Budapest

Durch den Fortschritt der karsthydrologischen und speläologischen Forschungen ist es nötig geworden, daß einige neu aufgekommene Begriffe eindeutig geklärt und in die Fachnomenklatur eingeführt werden. Es können langwierige Diskussionen erspart werden, wenn die Bedeutung der verschiedenen Fachausdrücke einheitlich festgesetzt wird. In diesem Sinne möchten wir — entsprechend den Initiativen des III. Internationalen Speläologischen Kongresses (Wien 1961) einen Vorschlag zur Klärung einiger karsthydrologischer Begriffe machen.

Naturgemäß müssen wir die im ungarischen Karst gewonnenen Erfahrungen benützen, doch glauben wir den ausländischen Verhältnissen auch nahe zu kommen oder wenigstens eine Grundlage zu weiteren Diskussionen geben zu können.

Karstwasser nennen wir das in den Klüften, Kataklasen und Höhlen der verkarstungsfähigen Gesteine zirkulierende oder stagnierende Wasser. Die Zone des verkarsteten Gebirges, die unter dem durch die Vorflut bestimmten Niveau liegt, nennt man Tiefkarst, darüber ist der seichte Karst. Das Karstwasser steht in diesen Zonen unter verschiedenen hydrodynamischen Einflüssen, weshalb wir auch das Karstwasser in verschiedene Zonen einteilen müssen. Bevor wir jedoch darauf näher eingehen, müssen wir zwei weitere Begriffe klären, nämlich den des dynamischen und des statischen Wasservorrates.

Der dynamische Wasservorrat ist die Karstwassermenge, die durch den im Karst einsickernden Niederschlag einen ständigen, doch wegen der wechselnden Witterungsverhältnisse mehr oder weniger schwankenden Nachschub erhält. Dieser Vorrat kann für die Wasserwirtschaft durch künstliche Erschließungen (Bohrungen, Stollen, Schächte) oder auf natürliche Weise (Quellen) genutzt werden. Wenn die Menge genau bekannt ist, dann sind keine Störungen im natürlichen Wasserhaushalt zu befürchten.

Der statische Wasservorrat ist die in den Spalten und Klüften des Tiefkarstes — im allgemeinen — stagnierende Wassermenge, die unter natürlichen Verhältnissen keinen Nachschub bekommt, deren Erschließung also zu Störungen im unterirdischen Wasserhaushalt führen kann. Ihre Größe ist konstant und durch das Porenvolumen, bzw. das Volumen der Spalten und Karstgänge im Tiefkarst bestimmt. Es muß betont werden, daß von einer Stagnierung des Wassers nur im allgemeinen die Rede sein kann, da die obersten Schichten des statischen Vorrats meistens in Bewegung sind. Der statische Vorrat kann mit großer Vorsicht übergangsweise auch für die Wasserwirtschaft genutzt werden, nämlich

in den Jahreszeiten, in denen der Nachschub des dynamischen Vorrats geringer als im Durchschnitt ist. Der Tiefkarst kann also einigermaßen als unterirdischer Speicher betrachtet werden.

Abb. 1. zeigt ganz schematisch die verschiedenen Wasserzonen und Horizonte im Karst.

Der statische Karstwasserhorizont wird durch die Austrittshöhe der großen Karstquellen bedingt. Er ist nur ein theoretischer Begriff und würde sich praktisch nur dann nachweisen lassen, wenn es keinen Nachschub gäbe und die Karstquellen versiegen würden.

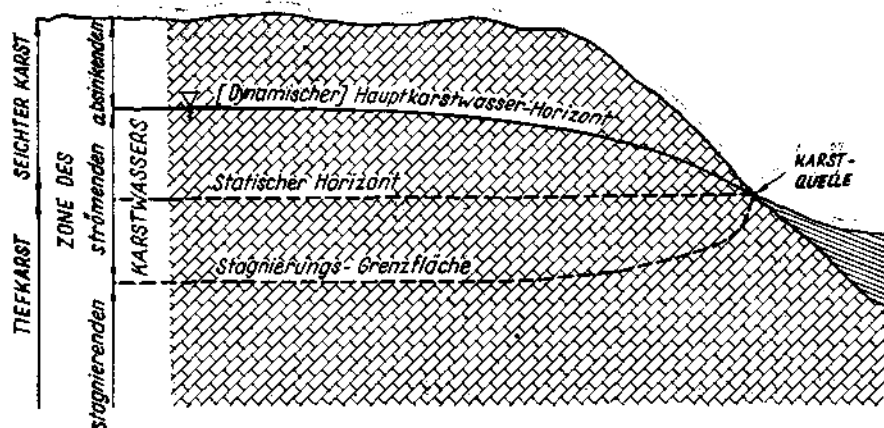


Abb. 1

Über diesem Horizont ist der dynamische Hauptkarstwasserhorizont, der bei den Karstquellen beginnt und — abhängig von der Klüftigkeit des Gesteins — mehr oder weniger steil in Richtung des Gebirges ansteigt. Er ist nicht beständig, sondern schwankt infolge des wechselnden versickernden Niederschlages. Im allgemeinen ist er im Frühjahr, nach der Schneeschmelze, am höchsten und sinkt gegen das Jahresende ab. Die zwischen dem dynamischen und dem statischen Horizont befindliche Wassermenge ist der nutzbare, dynamische Vorrat.

Wenn aus diesem Vorrat durch künstliche Eingriffe mehr als der Nachschub erschlossen wird, dann senkt sich der dynamische Horizont unter Umständen auch unter den statischen Horizont, der unterirdische Wasserhaushalt wird gestört und die Quellen versiegen.

Das unter dem statischen Horizont befindliche Wasser ist — in den oberen Schichten — mehr oder weniger in Bewegung, da die wasserführenden Spalten und Höhlen, die von den Versickerungsstellen und Schwinden zu den Quellen führen, teilweise unter dem statischen Horizont liegen. Es können unter Umständen sehr große Tiefen berührt werden, wenn es die tektonischen Verhältnisse möglich machen. Die unter geothermischer Wirkung erwärmten Karstquellen sind ein guter Beweis dafür. Die Grenzfläche, unter der das Wasser praktisch nicht mehr in Bewegung ist, nennen wir die Stagnierungs-Grenzfläche. Sie ist schwer meßbar, doch als Begriff in verschiedenen Fällen nützlich. Das



Wasser unter dieser Fläche ist bedeutend älter, was mit der C 14 Methode oder mit Deuteriumuntersuchungen feststellbar ist.

Dem Vorhergehenden entsprechend unterscheiden wir drei Zonen des Karstwassers. Die oberste, über dem dynamischen Horizont befindliche Zone ist die Zone des absinkenden Karstwassers. Hier ist die Bewegung des auf der verkarsteten Oberfläche versickernden oder durch Schlinger unterirdisch abfließenden Wassers nahezu senkrecht. Innerhalb dieser Zone können sich in den oberen Stockwerken von Etagenhöhlen in periodisch wasserführenden Höhlenläufen übergangsweise sogenannte »schwebende« Karstwasserhorizonte bilden. Der Ausdruck »Horizont« ist hier nicht ganz zutreffend, da es sich nicht um ausgebreitete Einheiten, sondern nur um einzelne Läufe handelt.

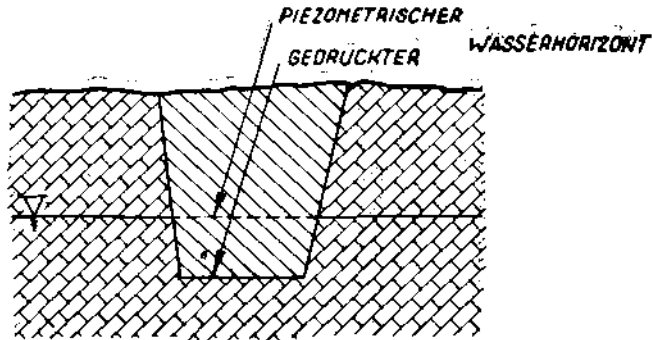


Abb. 2

Die Zone des absinkenden Wassers reicht bis zum dynamischen Horizont. Von hier ist die Bewegung des Wassers, das nun alle Klüfte und Hohlräume ausfüllt, mehr oder weniger waagrecht. Es fließt nun den Karstquellen zu. Es ist die Zone des strömenden Karstwassers, die bis zur Stagnierungs-Grenzfläche reicht. Unterhalb dieser ist die Zone des stagnierenden Wassers, in der eine Bewegung des Wassers nur durch künstliche Eingriffe erreicht werden kann.

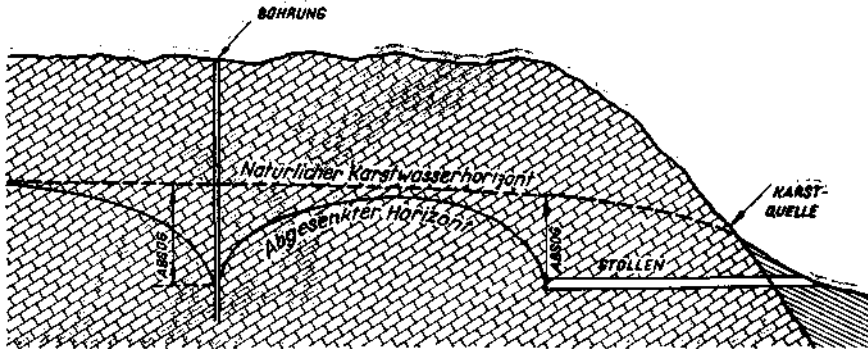


Abb. 3

Es kann auch vorkommen, daß der Karstwasserhorizont durch impermeable Schichten unterbrochen, bzw. »gespannt« wird. In diesem Falle unterscheiden wir einen durch diese Schichten bestimmten gedrückten und einen piezometrischen Horizont. Letzterer ist durch die Höhe bestimmt, in der das angebohrte Wasser im Bohrloch stehen bleiben würde (Abb. 2).

Sobald wir das Karstwasser für die Wasserwirtschaft nutzen oder der Grubenwassergefahr vorbeugen wollen, beeinflussen wir dadurch den natürlichen Wasserhaushalt durch künstliche Eingriffe, was sich auch auf den natürlichen Karstwasserhorizont auswirkt. Den durch künstlichen Eingriff beeinflussten natürlichen Horizont nennen wir den abgesogenen Karstwasserhorizont. Die senkrechte Entfernung zwischen dem tiefsten Punkt des abgesogenen Horizontes und dem in der Senkrechten darüber liegenden Punkt des natürlichen Horizontes ist der Absog (Abb. 3).

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КАРСТА НА МАССИВЕ АРАБИКА (Кавказ, Западная Грузия)

Т. З. Кикнадзе

Академия наук Грузинской ССР

Тбилиси

Известняковая полоса Южного Склона Большого Кавказа в пределах Грузии тянется по побережью Чёрного моря.

Гидрографическая сеть, в основном перпендикулярная оси Большого Кавказа, делит полосу на обособленные большие и малые карстовые массивы, среди которых около 20 крупные (12). Высочайшим и очень интересным в этой полосе является массив Арабика, которым и начинается цепь массивов с северо-западной части Грузии.

Карстовые проявления массива в разное время изучали Э. А. Мартель (16), А. А. Крубер (8), Ш. Я. Кипшани (7) и др. но гидрогеологическому изучению массива и увязке с этим важным фактором карстообразования карстовых форм не уделялось должного внимания. Важность гидрогеологического фактора в развитии карста отмечается многими учёными (2, 3, 4, 9, 10, 11, 14). Она определяется особенностями: геоморфологии карстующегося массива, геологическо-тектонического строения, климатических условий, размещения и состава растительного покрова и др. Это неполный перечень факторов, содействующих и контролирующих влияние гидрогеологического фактора на возникновение и развитие карста на массиве Арабика.

Исследованный нами массив разбит на отдельные блоки глубокими, каньонообразными ущельями рек, причём резкое колебание высот, сильное расчленение высокогорного рельефа с альпийскими, субальпийскими и лесными зонами, влажный морской и горный климат, горизонтальное и вертикальное взаимоотношение карбонатных и вулканогенных отложений, создают благоприятные условия для выражения активности гидрогеологического фактора.

Особенно важным фактором, определяющим пространственное распределение и движение вод на поверхности и вглубь массива, является геологическое и тектоническое строение. Мощные верхнеюрские и меловые карбонатные породы сильно дислоцированы и слагают антиклиналь и синклиналь, крылья которых часто опускаются ниже уровня моря в прибрежной части массива.

В гидрогеологическом отношении для массива Арабика выделяем три основные зоны:

I — Зона развития нерастворимых пород — представлена вулканогенными и песчано-глинистыми отложениями юры. Преобладает порфиритовая свита байоса, которая и является основным водоупором для всего массива. В этой зоне, в местах где обнажается данная свита,



Рис. 1. Пещеры в гребневой части массива Арабика

Фото автора

часть метеорных вод стекает по поверхности и присоединяется к гидрографической сети, а часть поглощается трещинами тектоническими и выветривания, создавая трещинно-пластовые воды. Средний дебит источников этой зоны колеблется от 0,3 до 1 л/сек. Режим этих источников находится в прямой зависимости от количества атмосферных осадков и при уменьшении или же отсутствии последних, дебит их уменьшается или доходит до нуля. Такую же картину наблюдаем и в песчано-глинистых отложениях, но с тем отличием, что здесь атмосферные воды больше проявляют свою механическую активность.

II — Зона развития труднорастворимых пород — представлена сильнодислоцированными и трещиноватыми отложениями третичного периода. В основном представлена мергелистыми породами, которые очень трудно поддаются растворению. В эту же зону мы включили песчаники и конгломераты, глины и глинистые сланцы, которые изобилуют источниками с незначительным дебитом. При хорошем расчленении рельефа они выходят на контакте с первой зоной. Воды этих горизонтов носят трещинно-поровый характер. Неводоносные горизонты этой зоны служат местными водоупорами.

III — Зона развития растворимых пород — представлена карбонатными толщами верхней юры и мела. Воды этой зоны карстовые. Она сильно отличается от предыдущих зон. Карбонатные породы характеризуются сильной трещиноватостью при хорошей растворимости, создавая благоприятные условия для подземной циркуляции вод и тем самым обуславливая развитие карста.

Глубокие, каньонообразные ущелья служат местными базисами эрозии, вскрывая водоносные горизонты. Основной единицей зоны являются толстослойные известняки баррема мощностью до 500 м, в которых преобладает вертикальная циркуляция вод. К барремским известнякам приурочены классические поверхностные и подземные формы карста, карровые поля, колодцы, шахты, воронки, пропасти (Вахушти Багратиони, Крубер, Мартель, Гюзде и др.) (рис. 1).

Часть карстовых вод этого горизонта разгружается на контакте с подстилающими водоупорными породами неокома, создавая горизонт подвешенных вод. Карстовые воды разгружаются в виде источников на разных гипсометрических высотах (от — 10 до 1700 м от ур. м.). Часто они вскрываются речной эрозией и низвергаются красивыми водопадами (водопад Гега), или же в виде выходов подземных рек (Репруа, Чигиришш и др.). Интересным выходом карстовых вод можно считать субмаринные источники в районе Гагра и Гангиади, выступавшие со дна моря в 10—20 м от берега.

В большинстве из родников во время проливных дождей (с продолжительностью 12—16 часов) мы наблюдали быстрое помутнение воды и резкое увеличение дебита. Об этом можно судить и на примере карстового родника „Голубое озеро“, который в 1938 году, после проливных дождей настолько увеличил свой дебит, что съёс переброшенный через него мост. Это говорит о большом эффекте подземного дренажа, малом сопротивлении продвижению воды вглубь массива.



Рис. 2. Ледниковый трог и карры на массиве Арабика

Фото автора

ва и о наличии глубокого карста. Этим и можно объяснить безводие гребневой части массива, где представлен голый карст (рис. 2). По этому поводу И. К. Зайцев отмечал (3) что движение воды и развитие карста внутри пород невозможно без подземных дренирующих систем, которые в конечном итоге так или иначе являются связанными с базисом эрозии с местным или общим.

В карбонатных толщах верхней юры имеет место такая же циркуляция подземных вод, как и в толщах мела, так как они составляют единый комплекс III зоны. Но в отличие от последних, юрские породы характеризуются тонкослойностью и доломитизированностью, отчего и наличие здесь глубоких пропастей не наблюдается. В основном представлены отдельные карры, воронки, колодцы, исключая отдельные разности, где развиты небольшие пещеры и шахты.

В гидрологическом отношении массив Арабика входит в районы: очень многоводных ( $80 \text{ л/сек/км}^2$ ) подземно-дождевого-снегового питания весенним половодьем и летним и зимним минимумами, и многоводных ( $40\text{—}20 \text{ л/сек/км}^2$ ) дождевого-подземного питания с круглогодичным паводочным режимом (1).

К массиву Арабика применим  $\bar{y}$  гидродинамический профиль, из предложенных Г. А. Максимовичем типов гидродинамических профилей (9, 10, 11). Здесь представлены следующие зоны циркуляции: 1. Поверхностной; 2. Вертикальной (нисходящей); 2а — Висячих вод на местном водоупоре; 3а — переходной; 3. Горизонтальной; 4. Сифонной; 5. Глубинной (?). Основываясь на данный профиль даём характерный общий разрез массива Арабика с гидродинамическими зонами (рис. 3).

Для подсчёта химической денудации (карстовой абляции) массива мы воспользовались климатическим методом Ж. Корбель (14) и

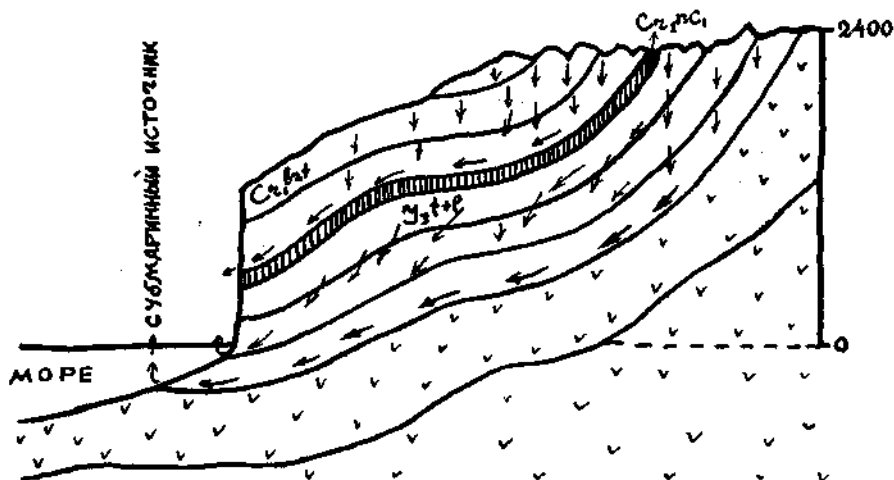


Рис. 3

гидрометрическим методом М. Пулина (устное сообщение). Количество выносимого известняка 1500 мг/л при среднем дебите 10 000 л/сек. Подсчётами получаем, что химическая денудация для массива Арабика составляет 95 м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup>/год или 95 мм/1000 лет.

Питание подземных вод массива Арабика происходит за счёт дождевых и снеговых осадков. Последние содержат в 20 раз больше СО<sub>2</sub> чем дождевая вода (15). Атмосферным осадкам принадлежит огромная роль в развитии карста и нельзя согласиться с мнением, что влияние количества последних на этот процесс не столь велико (13). Снег залеживается в углублениях и шахтах в гребневой части массива и регулирует питание многих карстовых источников в летний период (6). Подобное явление отмечает и Б. Н. Иванов для Горного Крыма (4).

Известняковый массив Арабика район классического карста, изучение которого на широкой геолого-гидрогеологической основе может осветить многие вопросы развития высокогорного карста.

### Литература

1. Владимиров А. А., 1963. Гидрологическое районирование Грузии. Труды ин-та географии им. Вахушти, т. XVIII, Тбилиси.
2. Гвоздецкий Н. А., 1954. Карст. Географиз, Москва.
3. Зайцев И. К., 1940. Вопросы изучения карста СССР. Госиздат геологической литературы, Москва.
4. Иванов Б. Н., 1961. Изучение карста Горного Крыма комплексной карстовой экспедицией АН УССР. Новости карстоведения и спелеологии, № 2, Москва.
5. Кикнадзе Т. З., 1962. Спелеологические исследования на известняковом массиве Арабика. Пещеры Грузии, сб. 2, Тбилиси.
6. Кикнадзе Т. З., 1963. Образования пещерного льда в карстовой пропасти Вахушти Багратиони. Известия АН ГССР, т. XXXI, № 2, Тбилиси.
7. Кипиани Ш. Я., 1959. К геоморфологии карстового ландшафта Арабика-Ахагского хребта. Труды географического общества Грузии, т. V, Тбилиси.
8. Крубер А. А., 1912. Поездка на Арабикю. Естествознание и география. № 1, Москва.
9. Максимович Г. А., 1956. Гидрогеологические зоны карстовых вод и основные типы подземных вод карста. Тезисы докл. на научн. совещании по изучению карста., вып. V, Москва.
10. Максимович Г. А., 1957. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Докл. АН СССР, т. 112, Москва.
11. Максимович Г. А., 1963. Основы карстоведения. Пермь.
12. Маруашвили А. И. 1963. Опыт географической и спелеологической характеристики карстовой полосы Западной Грузии. Пещеры Грузии, сб. № 1, Тбилиси.
13. Соколов Н. И., 1960. Типологическая классификация карста. Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста, сб. № 1, Москва.
14. Corbel J., 1957. Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Lyon.
15. Kauko I. — L. Laitinen, 1935. Die Kohlensäure-Sorption des natürlichen Schnees. Suomen Kemistilehti, 8, XII.
16. Martel E. A., 1909. La Côte d'Azur Russe (Rivière du Caucase).

Дискуссия: Т. Канаел, П. Пенчев.





## GEOELEKTRISCHE SONDIERUNGEN ALS BEITRAG ZUR ERFORSCHUNG DER INTENSITÄT DES VERKARSTUNGSPROZESSES

Zvonimir Krulc

Ljubljana

Die allgemeine Versickerung von Karstwässern in Karbonatgesteinen und besonders die Untergrundwasserbewegung in Form von dünnen Wasserläufen geht in Kluftsystemen vor sich. Die Gesteinsklüftigkeit ist bekanntlich der Grundfaktor, der die Entwicklung der Karstprozesse bestimmt. Der Charakter, die Richtung und das Verhältnis des Gesteinskluftsystems zu den verschiedenen Elementen des geologischen Geländeaufbaues spielen dabei die Hauptrolle. Aus diesem Grunde ist bei ingenieur-geologischen und hydrologischen Untersuchungen im Karst die Kenntnis der Richtung der vorherrschenden Gesteinsklüftigkeit von besonderer Bedeutung. Durch die geologische Aufnahme von Gesteinsklüften gewinnt man wertvolle Aufschlüsse über die Gesteinsklüftigkeit im Ausbißbereich, durch das spezielle geoelektrische Meßverfahren (Kreissondierung, Sternsondierung) erhält man aber auch Auskunft über die Klüftigkeit der Karbonatgesteine in der Teufe. Durch dieses Verfahren wird die elektrische Anisotropie des Untergrundes, d. h. die ungleichartige elektrische Leitfähigkeit in verschiedenen Richtungen, untersucht und festgestellt.

Die Anisotropie ist durch die Verschiedenheit der Streichrichtung von zerklüfteten Zonen im festen Gestein oder der Schichtung in geschichteten Gesteinen (wie z. B. in verschiedenen Schiefnern) bedingt. Der spezifische Widerstand dieser Zonen oder Gesteine ist in der Regel in der Richtung der Klüftigkeit niedriger als senkrecht zu ihr. Nach dem sogenannten *Paradoxon der Anisotropie* wird der scheinbare spezifische Widerstand eines anisotropen Milieus bei der Messung senkrecht zur Klüftigkeit (Schichtung) kleiner sein als in der Klüftigkeitsrichtung (J. V. Jakubovskii — L. L. Ljahov, 1956). In einem anisotropen Untergrunde haben die Diagramme der Kreissondierung meist die Form einer Ellipse ähnlichen Figur, von der die längere Achse in der Richtung des größten Wertes des scheinbaren spezifischen Widerstandes  $\rho_s$  orientiert ist. Das Verhältnis der Länge der großen Ellipsenachse zur kleinen wird als Klüftigkeitskoeffizient bezeichnet. Wenn dieser Koeffizient für ein zur Verkarstung neigendes Gestein  $> 1$  ist, so ist in ihm eine vorherrschende Klüftigkeit vorhanden. Aus der Änderung dieses Klüftigkeitskoeffizienten mit der Änderung des Elektrodenabstandes, d. h. mit der untersuchten Teufe, kann man die Veränderung und die Intensität der Gesteinsklüftigkeit mit der Teufe beurteilen.

Abb. 1 zeigt je ein ausgeprägtes Diagramm der Kreissondierung der Untersuchungsgebiete Gračačko Polje, Gusić Polje und Buško Blato im Dinarischen Karst mit den entsprechenden Anisotropiediagrammen (Kur-

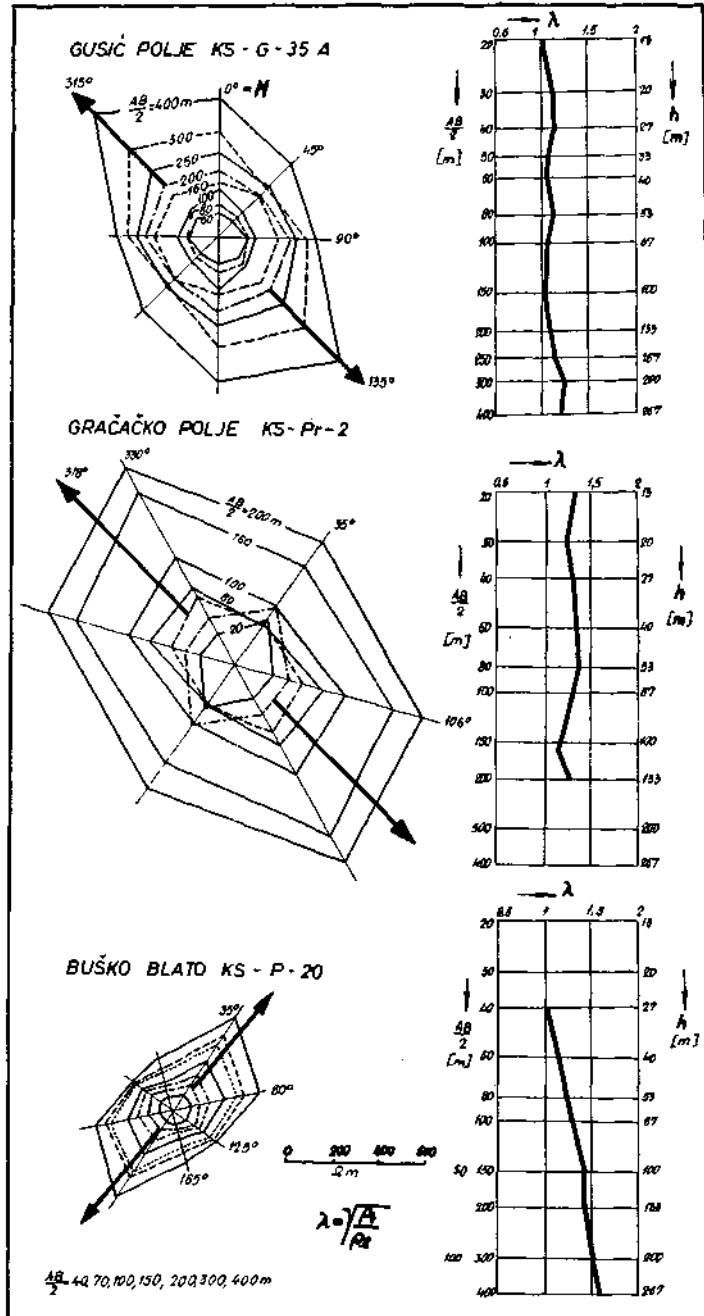


Abb. 1

ven der Veränderung der Anisotropie - Klüftigkeit mit zunehmender Teufe). Die Diagramme der Kreissondierung (auch Polardiagramme des scheinbaren spezifischen Widerstandes genannt) sind im gleichen Maßstab gezeichnet. A. Ogilvi nimmt an, daß die gemessenen Werte des scheinbaren Widerstandes bedingt denjenigen Teufen zugeschrieben werden können, die einem Drittel der Spannweiten AB gleich sind (A. M. Gorelik — M. P. Sacharowa, 1952). Die Diagramme sind durch die Mächtigkeit der niederohmigen Deckschichten beeinflusst, die das Hervortreten des Gesteinswiderstandes gewissermaßen »gedämpft« haben. Dies ist besonders klar im Diagramm KS-P-20 des Buško Blato ersichtlich, wo die Mächtigkeit der Deckschichten (sandiger Ton mit einem spezifischen Widerstand von ungefähr 30 Ohm. m) ungefähr 10 m beträgt. In größeren Teufen zeigen die Diagramme eine klare Elliptizität in einer bestimmten Richtung, die wir als die Richtung vorherrschender Gesteinsklüftigkeit betrachten können. Die Anisotropiediagramme zeigen, wie sich die Anisotropie beziehungsweise hier die Klüftigkeit mit zunehmender Teufe verändert. Besonders interessant ist das Anisotropiediagramm der Kreissondierung KS-P-20 im Buško Blato, weil es die Zunahme der elektrischen Anisotropie mit der Teufe zeigt. Das geoelektrische Profil zeigt bis zu einer Tiefe von ungefähr 110 m einen sehr niedrigen spezifischen Wider-

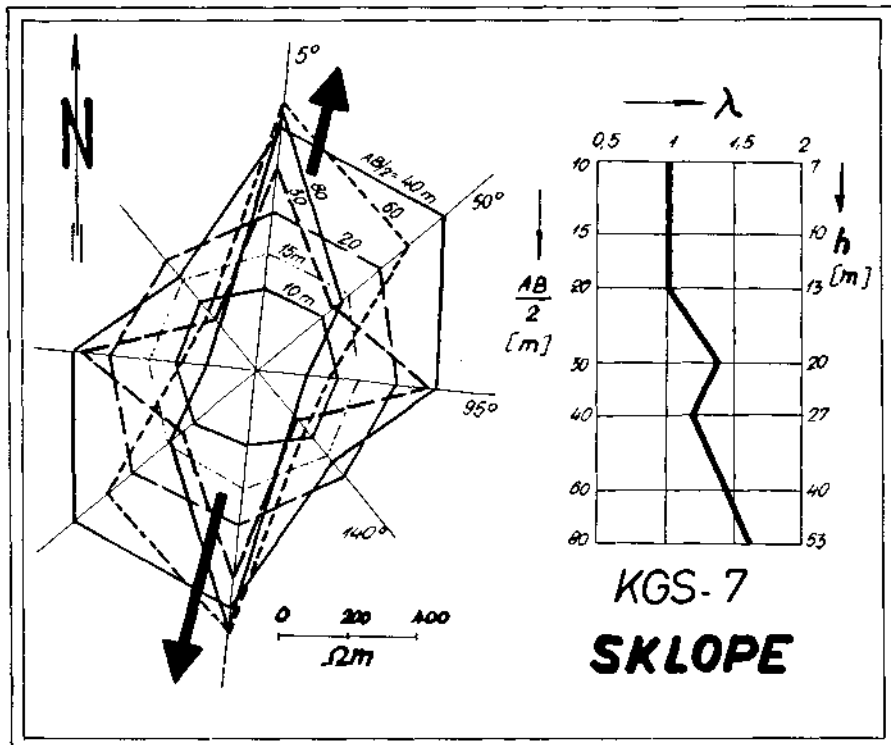


Abb. 2

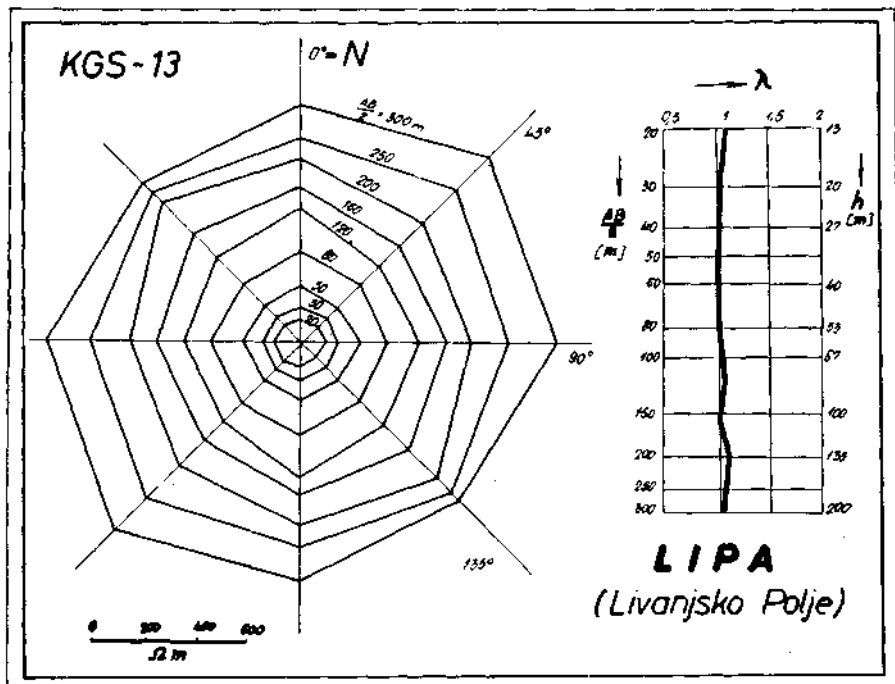


Abb. 3

stand des Gebirges (nur ungefähr 100 Ohm. m), die Aufschlußbohrung hat aber bis zu einer Teufe von 130 m den Kalkstein mit vielen Klüften angefahren. Die Wasserabpressung zeigt einen sehr kleinen Wasserverlust (unter 2 [l/m/min]), weil die Klüfte des Gebirges mit Lehm und »terra rossa« verfüllt sind. Das kompakte Gestein wurde erst in einer Teufe von 150 m festgestellt.

Abb. 2 stellt das Polardiagramm einer Kreis Sondierung dar, das bei größeren Sondierungstiefen (über  $AB/2 = 30$  m) eine seltsame Form zeigt. Bis zu einer Sondierungstiefe von  $AB/2 = 20$  m, die einer Teufe bis ungefähr 13 m zugeschrieben werden könnte, haben die einzelnen Diagramme eine kreisförmige Figur. Das Diagramm für  $AB/2 = 30$  m zeigt eine sternartige Figur, die Diagramme für  $AB/2 = 60$  und 80 haben aber eine fast rhomboidale Form. Dies läßt darauf schließen, daß der Untergrund bis zu einer Teufe von ungefähr 13 m geoelektrisch homogen, in einer Teufe von über 13 m aber geoelektrisch nicht mehr homogen ist. Es wird angenommen, daß die festgestellte geoelektrische Inhomogenität des Untergrundbaues der Klüftigkeit des Karbonatgesteines zugeschrieben werden darf. Die Form von Ellipsen der Klüftigkeit im Meßpunkte KGS-7 weist auf das Streichen der vorherrschenden Gesteinsklüftigkeit ungefähr in der Richtung SW-NE hin. Diese Kreis Sondierung wurde auf der Trasse des vorgesehenen Injektionsschirmes im Bereiche des WKW Sklope in der Lika durchgeführt. Durch Bohrungen auf der Trasse des Injektions-

schirmes wurde festgestellt, daß im Karbonatgebirge Spalten, Klüfte, Kanäle und einige größere Hohlräume (Höhlen) vorhanden sind. Das Untersuchungsgebiet bilden die Promina-Schichten, die aus Brekzien, brekzienartigen Kalksteinen und Kalksteinen bestehen. Stellenweise kommen auch Kreidekalke mit Dolomiteinlagerungen vor. Die meisten Kreissondierungen weisen auf das Streichen der vorherrschenden Gesteinsklüftigkeit in der Richtung NW-SE hin. Die geoelektrischen Untersuchungen zeigen, daß das Karbonatgebirge bis zu einer Teufe von ungefähr 80 m von der Oberfläche zerklüftet (verkarstet) ist (M. Lj. Mladenović, 1962).

Zum Vergleich mit den beschriebenen Polardiagrammen mit ausgeprägten elliptischen oder ähnlichen bisymmetrischen Formen zeigt Abb. 3 ein Polardiagramm der Kreissondierung, das ein System von kreisförmigen Figuren darstellt und auf einen geoelektrisch homogenen Aufbau des Untergrundes schließen läßt. Die Kreissondierung wurde bis zu einer Meßtiefe von  $AB/2 = 300$  m durchgeführt, die bedingt der Teufe von ungefähr 200 m zugeschrieben werden könnte. Das Diagramm der geoelektrischen Vertikalsondierung (Abb. 4, a) weist deutlich auf drei geoelektrische Milieus hin. Das erste bilden die Humus- und die Lehmschichte auf der Oberfläche. Das zweite entspricht einem »Paket«, das aus Kalksteinschutt und zerrüttetem Kalkstein mit Lehm und »terra rossa« in den Klüften besteht, und das dritte entspricht dem kompakten Gebirge. Die Auswertungsergebnisse (b) der besprochenen Sondierungskurve sind auf Abb. 4

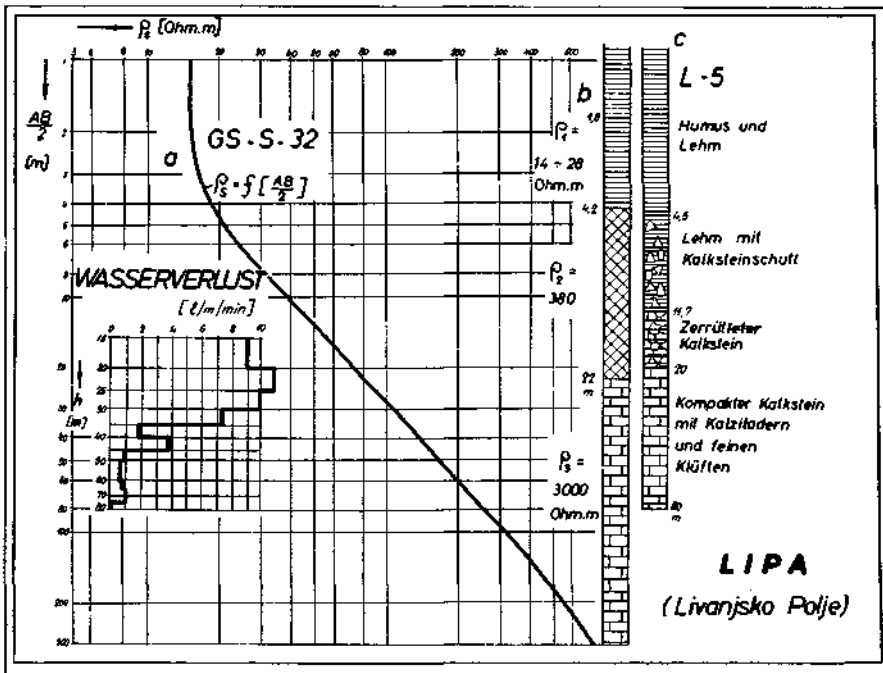


Abb. 4

neben dem geoelektrischen Profil (c) der Bohrung eingezeichnet (das gezeichnete geologische Profil ist ein bißchen vereinfacht). Die Aufschlußbohrung wurde am Meßpunkt der geoelektrischen Untersuchung niedergebracht; im Bohrloch wurden auch Wasserabpressungen durchgeführt. Die VDP-Ergebnisse sind sehr interessant. In den Stufen von 15 bis 30 m wurden verhältnismäßig hohe Wasserverluste (7,8 bis 10,8 [l/m/min]) unter niedrigem Druck (0 bis 4 at, meist unter 2 at) festgestellt. In der Stufe von 30 bis 35 m ist der Wasserverlust schon kleiner (7,4), unter dem normalen Abpressungsdruck (10 at). Von der Stufe von 35 bis 40 m ab ist der Wasserverlust sehr klein, meist unter 1 [l/m/min]. Die Ergebnisse verschiedener Untersuchungsmethoden werden übersichtlich auf einer Abbildung dargestellt, um so eine gute Vergleichsmöglichkeit zu bieten. Eine sehr gute Übereinstimmung der bei der Untersuchung der Gebirgsbeschaffenheit gewonnenen Ergebnisse in der Teufe von 20 m ab ist zwischen der geoelektrischen Sondierung einer- und der geologischen Kernbeschreibung andererseits zu erkennen. Die Wasserabpressung zeigt einen geringen Wasserverlust erst von der Stufe 35 bis 40 m ab. Mit Ausnahme der oberen verkarsteten Zone ist das Kalkgebirge kompakt, worauf auch das Polardiagramm (Abb. 3) der Kreissondierung hinweist.

Zur Beurteilung der geoelektrischen Bestimmung der vorherrschenden Klüftigkeit von Karbonatgesteinen im Dinarischen Karst gibt es heute noch relativ wenige Vergleichsdaten. Die bisherigen Untersuchungen zeigen aber durchwegs eine gute Übereinstimmung mit den geologisch ermittelten Klüftrosen. Abb. 4 zeigt zugleich eine gute Übereinstimmung mit den hydrologischen Ergebnissen.

#### Literaturverzeichnis

- Gorelik A. M., M. P. Sacharowa, 1952. Die Elektroschürfung bei ingenieur-geologischen Untersuchungen. Verlag Technik, Berlin.
- Jakubovskii J. V., L. L. Ljahov, 1956. Elektrorazvedka (Geoelektrische Forschung). Gosgeoltehzdat, Moskva.
- Mladenović M. Lj., 1962. Geoelektrična ispitivanja u području injektione zavjese na desnoj obali rijeke Like (Die geoelektrischen Untersuchungen im Bereiche der Trasse des Injektionsschirmes des WKW Sklope). »Geofizika«, Zagreb (nicht veröffentlicht).

Diskussion: H. Kammholz.

## EINIGE ERGEBNISSE GEOPHYSIKALISCHER UNTERSUCHUNGEN DER UNTERIRDISCHEN WASSERVERBINDUNGSWEGE IM KARST

Zvonimir Krulc

Ljubljana

Vom ingenieur-geologischen und hydrogeologischen Standpunkt aus ist im Karst der Nachweis und die Untersuchung von unterirdischen Wasserläufen besonders wichtig.

Im Dinarischen Karst wurde zu diesem Zweck bisher die elektromagnetische »Turam«-Methode verwendet. Unter günstigen Bedingungen können mit ihr recht gute Resultate erzielt werden, leider ist aber ihr Wirkungsbereich in der Tiefe verhältnismäßig klein. Aus diesem Grund und von der Tatsache ausgehend, daß der Wasserlauf von der Oberfläche ausgeht, wurde für die Bestimmung der unterirdischen Fließrichtung jener Wässer, die in Ponoren verschwinden, die Methode des elektrisch geladenen Körpers (französische Bezeichnung: *Méthode de la »mise à la masse«*) angewandt. Diese geoelektrische Methode wird oft für die Ermittlung der Richtung und Geschwindigkeit der unterirdischen Wasserströmung verwendet, wenn nur ein Bohrloch zur Verfügung steht.

In das Bohrloch, das einen unterirdischen Wasserstrom angefahren hat, beziehungsweise in das Wasser, das durch den Ponor in den Untergrund abfließt, gießt man eine bestimmte Menge eines Elektrolyts von hoher Konzentration ein. Der Elektrolyt wird vom Wasserlauf in der Richtung der Strömung mitgeschwemmt, wodurch sich im Untergrund eine gutleitende Zone bildet. In den Ponor oder das Bohrloch setzt man eine Elektrode des stromzuführenden Kreises und ordnet möglichst weit entfernt die zweite Elektrode an. Um den Ponor (oder das Bohrloch) wird so ein elektrisches Strömungsfeld gebildet, dessen Struktur vom geologischen Aufbau des Untergrundes, vom Einfluß des Elektrolyts im Ponor oder im Bohrloch und von der Bewegung des Elektrolyts im wasserführenden Horizont oder Kluftsystem abhängig ist. Die Ausdehnung der Elektrolytzone vergrößert sich durch ständiges Einfließen des Elektrolyts in der Richtung der Strömung. Dementsprechend ändert sich auch das elektrische Feld rund um den Ponor. Man mißt nun an der Oberfläche in bestimmten Zeitabständen die Verschiebung der Äquipotentiallinien und berechnet daraus die Richtung und die Strömungsgeschwindigkeit des unterirdischen Wasserstromes. Die Geschwindigkeit, mit der sich das Zentrum der Äquipotentiallinien an der Oberfläche verschiebt, ist bekanntlich gleich der halben Strömungsgeschwindigkeit des unterirdischen Wasserlaufes.

Abb. 1 zeigt ein Beispiel, das bei einem Ponor im Gebiete des Gusić Polje gemessen wurde. Zur Korrelation und Kontrolle wurden zuerst die Äquipotentiallinien ohne Elektrolyt gemessen. Sie haben die Form von mehr oder weniger konzentrischen Kreisen, wie dies dem normalen elek-

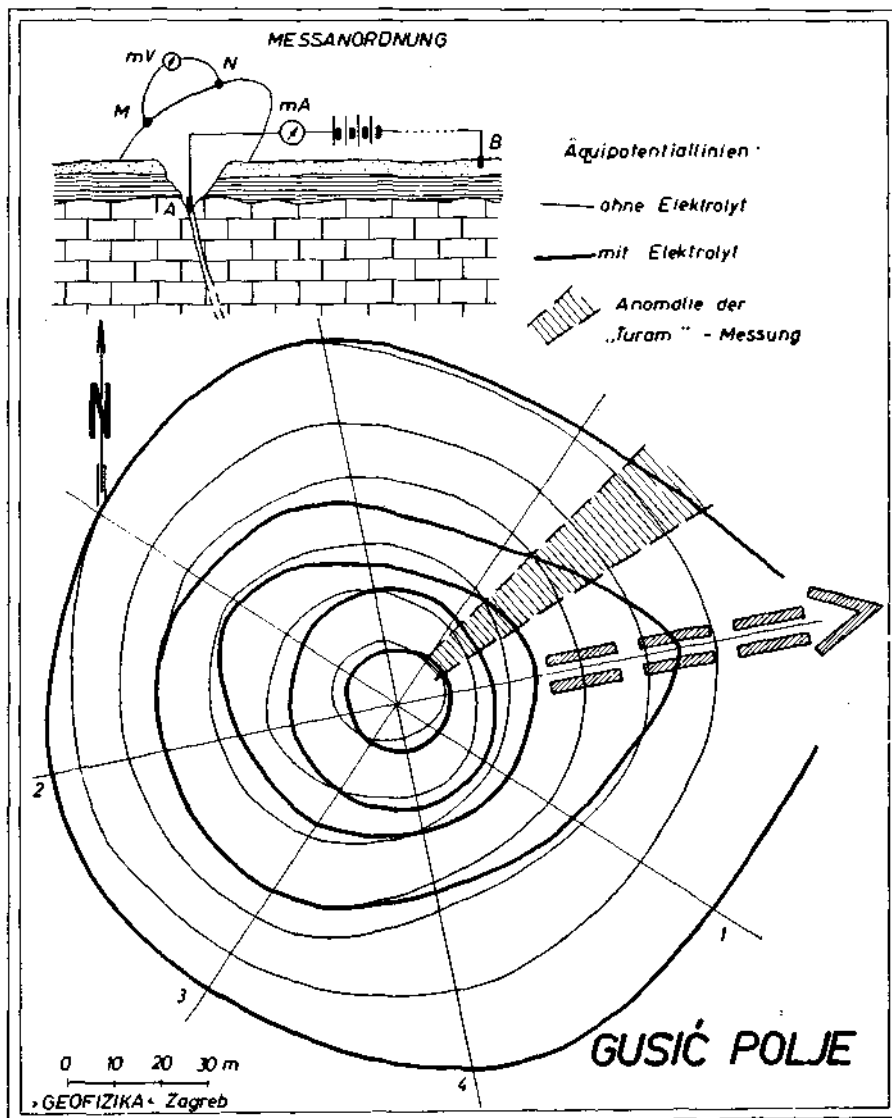


Abb. 1

trischen Feld entspricht. Nachdem der Elektrolyt in den Untergrund eingeschwemmt wurde, verformten sich die aufgenommenen Äquipotentiallinien deutlich in der Richtung ENE, d. h. in der Richtung der Strömung des unterirdischen Wasserlaufs. Durch »Turam«-Messungen wurde eine Anomalie in der NE-Richtung festgestellt, mit einer stärker gegen Norden gerichteten Streichrichtung, als nach der Methode des elektrisch geladenen Körpers gemessen wurde. Beide Richtungen stimmen gut mit



den geoelektrisch ermittelten vorherrschenden Richtungen der Klüftigkeit der Felssohle des Poljes in diesem Teile des Untersuchungsgebietes überein. An der Oberfläche liegt im untersuchten Bereich eine 5...6 m mächtige Kalktuffsandschichte, darunter eine 6...7 m mächtige Ton-schichte, während die Felssohle von Karbonatgesteinen gebildet wird.

Abb. 2 zeigt ein Beispiel der Untersuchungen bei einem Ponor am W-Rand des Gračačko Polje. Auch hier wurden zur Kontrolle zuerst die Äquipotentiallinien ohne Elektrolyt gemessen. Nach dem Einfließen des Elektrolyts wurde zuerst eine Verformung der Äquipotentiallinien in der Richtung S und in der Richtung SE festgestellt. Die letztgenannte Richtung stimmt mit der geoelektrisch ermittelten vorherrschenden Richtung

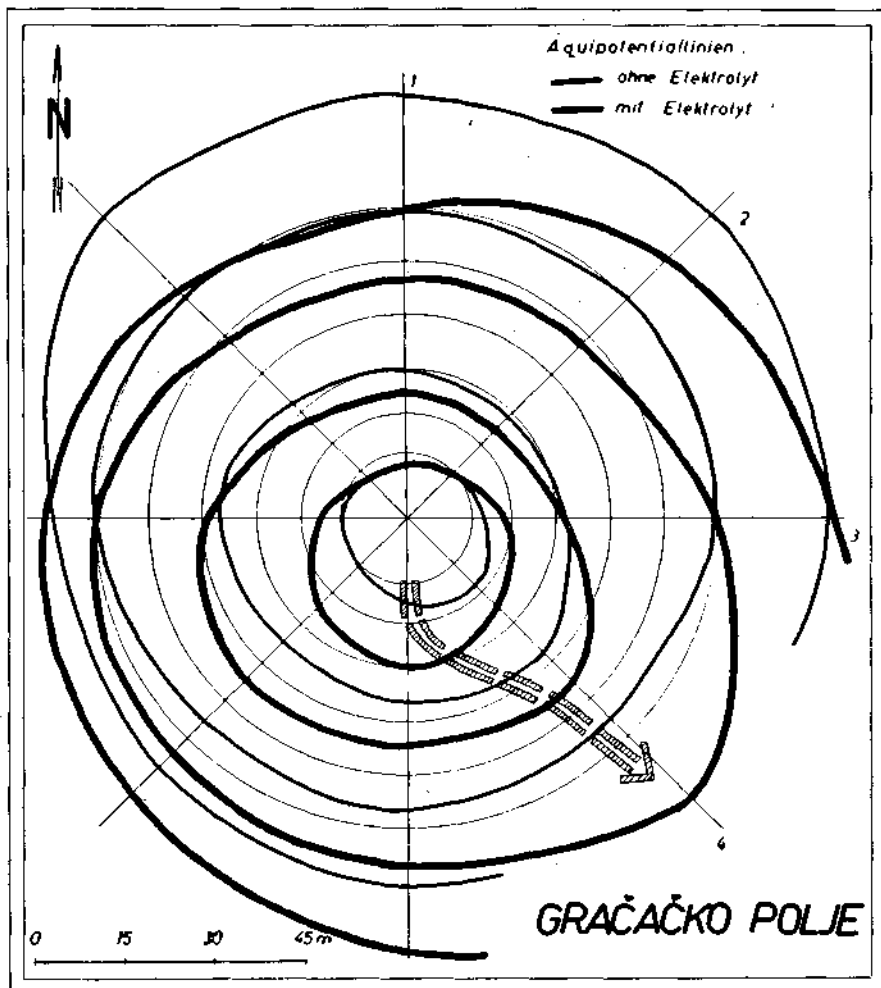


Abb. 2

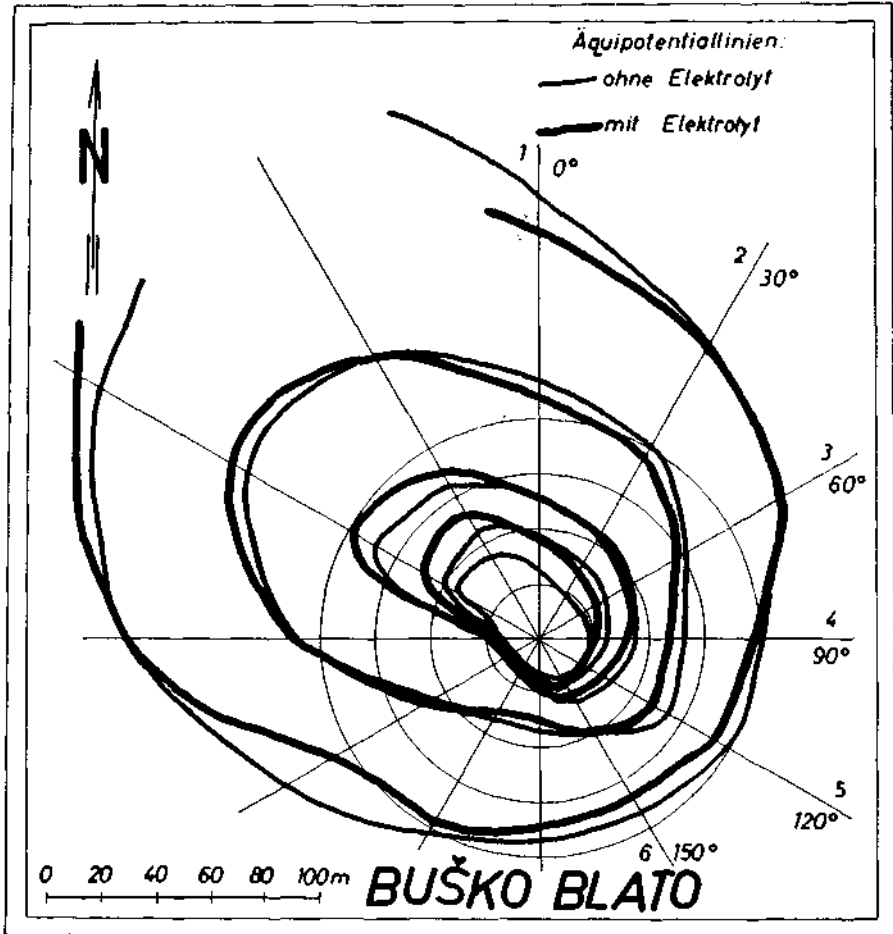


Abb. 3

der Klüftigkeit der triassischen Kalksteine überein. Dieses Gestein bildet die Felssohle in diesem Teile des Untersuchungsgebietes, südlich und östlich vom Ponor kommen aber größere Kalksteinentblösungen vor.

Sehr interessante Ergebnisse der Untersuchung von unterirdischen Wasserläufen durch die Anwendung der Methode des elektrisch geladenen Körpers zeigt Abb. 3. Es handelt sich hier um die Bestimmung der unterirdischen Fließrichtung des Wassers, das in einem Ponor der Ponorengruppe Proždrikoza am W-Rand des Buško Blato verschwindet. Abb. 4 zeigt einen der Ponore dieser Ponorengruppe. Die Äquipotentiallinien zeigen eine deutliche Verformung (Ausbuchtung) gegen NW. Diese Richtung stimmt mit dem Streichen der Kalksteinschichten oberhalb des Ponor überein. Damit hat die hydrogeologische Voraussetzung, daß die versickerten Wässer aus dieser Ponorengruppe unterirdisch dem Streichen

der Schichten — und regional den tektonischen Störungslinien entlang — nach NW und W strömen, ihre volle Bestätigung erfahren. Die unterirdische Wasserströmung wurde bis in eine Entfernung von ungefähr 200 m vom Ponor verfolgt. Die anomale Form (eine annähernd elliptische Ausbuchtung) der Äquipotentiallinien vor Einführung des Elektrolyts in den Ponor wird als eine Folge des hydrogeologischen Aufbaues der durchlässigen Kalksteinmasse hinter dem Ponor betrachtet. In der Streichrichtung der Kalksteine, die hier fast vertikal geschichtet anstehen, ist auch die Klüftstreichung im Gestein zu bemerken (Abb. 5). Andere geoelektrische Untersuchungen, die geologische Kernbeschreibung und auch die Wasserabpressungen zeigen, daß die Klüfte im Kalkstein in diesem Untersuchungsgebiet größtenteils mit Ton und »terra rossa« verfüllt sind. Dadurch wird die elektrische Leitfähigkeit in dieser Richtung auch bei Untersuchung ohne Elektrolyt höher (L. Fabič—S. Kovačević, 1964).

Die Methode des elektrisch geladenen Körpers kann erfolgreich auch für die Bestimmung der Richtung, in der das Wasser unterirdisch einer stärkeren Karstquelle zufließt, angewandt werden. Ein interessantes Beispiel zeigt Abb. 6. Wir sehen hier die Verformung von Äquipotentiallinien, die im Hinterlande der Karstquelle Gurdić in Kotor, und zwar an einem von drei Meßpunkten gemessen wurden. Die Abbildung



Abb. 4. Einer der Ponore der Ponorengruppe Proždrikoza (Buško Blato)



Abb. 3. Zerklüfteter und verkarsteter, nahezu vertikal geschichteter Kalkstein am W-Rand des Buško Blato (Ponorengruppe Proždrikoza)

stellt die Auswertungsergebnisse nach der Methode des elektrisch geladenen Körpers an allen drei Meßpunkten dar. Die festgestellten Ausbuchtungen der Äquipotentiallinien entsprechen den Richtungen der unterirdischen Hauptzuflußkanäle der Quelle Gurdić sowie jenen der periodischen Quellen an der Küste. Am stärksten sind die Anomalien neben der Kontaktzone zwischen den Kreidekalken und undurchlässigen Flyschablagerungen sowie innerhalb der durchlässigen Kalksteine ausgeprägt; beide Anomalien zeigen die Streichrichtung zur Quelle Gurdić. Alle unterirdischen Hauptzuflußkanäle wurden auch durch Färbung festgestellt (M. Lj. Mladenović, 1962).

Die Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen unterirdischer Wasserverbindungswege im Karstgelände stimmen sehr gut mit den Ergebnissen der hydrogeologischen Untersuchungen überein. Weitere Untersuchungen mit Anwendung direkter Aufschlußmethoden sollen die Verwendbarkeit und Nützlichkeit geophysikalischer Messungen zur Feststellung von Wasserverbindungsweegen im Karstuntergrund sowie auch in der Lösung anderer hydrogeologischer Probleme unter Beweis stellen.

Schließlich soll noch eine geophysikalische Methode erwähnt werden, die zur Feststellung von Wasserverbindungsweegen im Karstgelände Verwendung findet. Es handelt sich um die Widerstandsmessungen (Resistivi-

metrie) auf der Erdoberfläche. Zur Illustration sei kurz ein praktisches Beispiel aus der Literatur angeführt. Im Karstgelände in Steiermark (Österreich) sollte die unterirdische Verbindung zwischen einem Bach, der in ein Höhlensystem einfließt, und drei Quellen, die aus diesem System stammen, festgestellt werden (A. Schouppé, 1952). Als Widerstandsmeßgerät (Resistivimeter) diente die Wheatston-Brücke mit einem Milliamperemeter; die Messungen wurden mit dem Gleichstrom durchge-

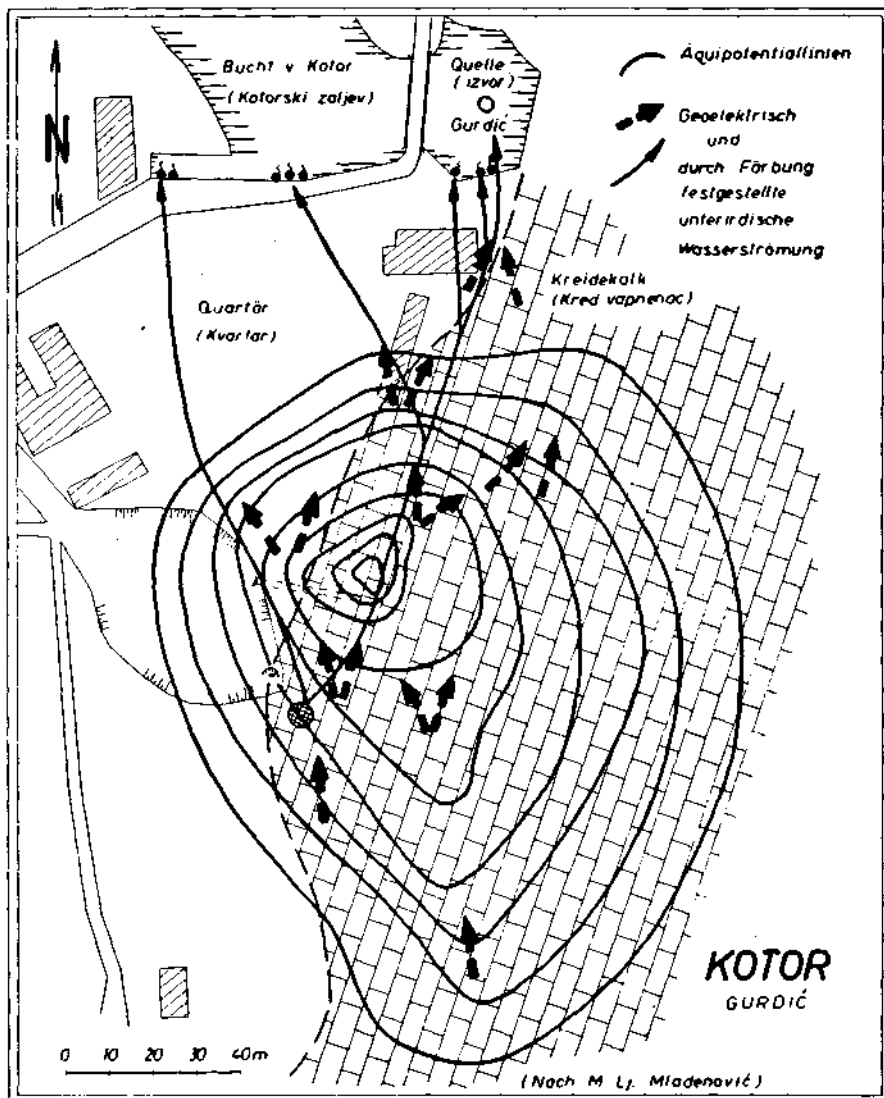


Abb. 6

führt. Gleich nach dem registrierten Absinken des Widerstandes wurde eine zehninminütige Probeentnahme des Wassers für den quantitativen Chlornachweis eingesetzt. Es zeigte sich, daß zur selben Zeit der Chlorgehalt anstieg, d. h. daß das erwartete Salz (des verwendeten Elektrolyts) tatsächlich langsam durchzufließen begann. Zu einem Absinken des elektrischen Widerstandes beziehungsweise zum Salzdurchgang kam es nur bei einer Meßstation, womit eindeutig bewiesen ist, daß lediglich eine Quelle die Fortsetzung des im Höhlensystem verschwundenen Baches darstellt (A. Schouppé, 1952).

#### Literaturverzeichnis

Fabiš L. — S. Kovačević, 1964. Buško Blato, Geoelektrična ispitivanja, 1963, izvještaj (Geoelektrische Untersuchungen, 1963, Bericht). »Geofizika«, Zagreb (nicht veröffentlicht).

Mladenović M. Lj., 1962. Kotor. Izvještaj o geoelektričnim ispitivanjima (Bericht über geoelektrische Untersuchungen). »Geofizika«, Zagreb (nicht veröffentlicht).

Schouppé A., 1952. Elektrische Widerstandsmessungen zur Feststellung der Verbindungswege in Höhlengewässern. Mitteil. d. Nat.-wiss. Vereins f. Steiermark, 81—82, Graz.

Diskussion: R. Vodušek

# INVESTIGATIONS UPON INFLUENCES OF SEA LEVEL FLUCTUATIONS ON UNDERGROUND KARSTIFICATION IN SOME COASTAL REGIONS OF SOUTH GREECE

Gasparis Mistardis

Athens

## Abstract

In the coastal calcareous regions of northwestern Boetia, Kynouria and western Mani (Laconia), facing towards deep sea branches and presenting sea fronts also in Pleistocene there are to be found, at distances till about 500 m. from the shore line, very important submarine resurgences bubbling from depths till about 35–40 m. (in that of »Anavalos« other 40 m. are determined in the hollow under the sea bottom) and presenting fluctuations according chiefly to the abundance or no, of precipitations. These submarine springs-whirls are attesting in favour of important underground karstic networks formed during sea level glacio-eustatic depressions in Riss and Würm.

## Introduction

1. During glacial-pluvial periods of Quaternary precipitations in southern Greece were more abundant than now and naturally, underground Karstification presented then a greater intensity.

In the calcareous coastal regions underground Karstification was also then favoured by the sea level depressions (overdeepening of caverns and other underground karstic forms).

2. On the contrary, during the interglacial periods, owing to the less abundant precipitations intensity in underground Karstification was relaxed.

As in these periods sea level regained more or less its previous position, Karstic overdeepening was also relaxed in the calcareous regions. Some subaerial springs covered by the sea became submarine.

3. As we know but very little upon Ancient Quaternary in southern Greece, it is very difficult to determine, which of its calcareous regions were then presenting an important sea front.

On the other hand during Ancient Quaternary some areas of southern Greece, as for instance northern Peloponnesus, were presenting a considerable uplift, while others, on the contrary, a very sensible vertical movement on the opposite sense.

It is for these reasons that in this paper karstic overdeepening is studied only upon Middle Quaternary (Riss-Würm) and Holocene, for which relatively enough is known upon the paleogeography of southern Greece.

4. Question is here only for three calcareous regions, all facing towards sea branches presenting considerable depths, much greater than amplitudes of Rissian and Würmian sea level depressions.

The northernmost of them, that of southern Phocis- northwestern Boetia is facing toward the Corinthian Gulf, presenting depths till about 900 m.

The southernmost, that of western Mani (Laconia) is presenting a sea front toward the open sea.

As concerns the third region, that of Kynouria, it is facing toward the Argolic Gulf, which is part of a deep enough sea trench.

5. In these three calcareous regions vertical movements during the Middle Quaternary and the Holocene do not seem to be relatively important, chiefly the uplifts.

As sea level depressions in Riss and Würm were of relatively great amplitudes, Karstic overdeepenings were intense. Thus we have many chances to find abundant marks chiefly as submarine springs, and caves overdeepenings.

#### **Overdeepened caves**

6. During sea level depressions in the glacial phases of Riss and Würm Karstic overdeepening was favoured in our calcareous coastal regions, largely facing toward deep sea branches.

Only there, where impermeable strata underlying the calcareous masses were reached, Karstic erosion in depth was stopped. Except this last case Karstic overdeepening could reach the natural Karstic base level, which can be formed as is well known where pressions of Karstic waters and sea waters are equilibrated.

7. As we are now not in a glacial extension phase, but in a glacial retreat phase, sea level is evidently not in depression.

Caves and other underground hollows overdeepened during sea level depressions are evidently now reaching in many places depths till under the actual sea level.

Where communication with the sea is possible by side openings etc., sea water, mixed for the most with karstic waters (brackisch water), is now submerging the deepest parts of these caves.

#### **Western part of Mani (Laconia)**

8. In the western coast of Mani (Laconia) overdeepened caves are frequent.

Thus, in the northern part of these coastal calcareous regions, in the area of Selinitza, about 3/4 of the bottom of the cave No 290, which is lying northward of the village Selinitza, are covered by the sea (1).

Southward, in the village of Trahila, the little cavity pothole No 231, known as Propanti of Hag. Trias, at an alt. of 10 m. is deep of 11 1/2 m (2).

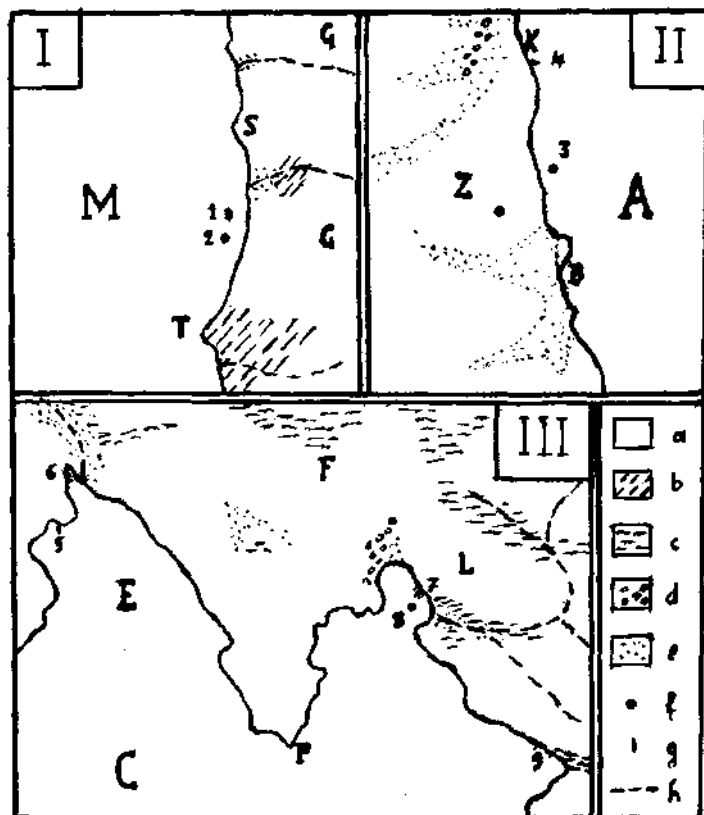
9. In the southern part of the western coast of Mani, in the area of Dryalon, a considerable part of the bottom of the important cave Alatsospilo is submerged by the sea (3).

10. But, it is chiefly in the central part of the western Mani coast, in the area of Dyros, that a greater number of caves were overdeepened. Thus:



a) The bottom of the marine cave No 288 is now at about 2 meters below actual sea level (4).

b) At about the same depth is lying also the bottom of the little cave of Lagra (No 920).



Calcareous coastal regions of Southern Greece

Fig. I. Northwestern part of Laconia (Mani)

- M - Messenian Gulf
- T - Cape Trachila
- S - Selinitza (village)
- G - G Southern part of Mount Taygetos

Fig. II. North-eastern Kynouria

- A - Argolic Gulf
- B - Bay of Astros
- K - Kyveri (village)
- Z - Mount Eva or Zavitsa

Fig. III. South Phocis -- Northwestern Boeotia

- C - Corinthian Gulf
- E - Bay of Itea
- P - Cape Passalos

- F - Mount Kirphis (1560 m.)
- L - Mount Skaltsas or Skartzes (890 m.)

- a - Limestones (Mesozoic) and marbles
- b - Schists etc. semi-metamorphic
- c - Flysch
- d - Neogen
- e - Quaternary
- f - Great submarine springs (whirls)
  - 1 - St. Demetrius 2 - Dragon 3 - Anavalos 8 - of the Bay of Aspra Spitta
- g - Submarine springs near the coast
  - 4 - of St. Georges 5 - Vlychada 6 - Myloi 7 - St. Nicolas 9 - Zaltza or Listri
- h - Torrent

c) In the little cavity No 921 Quaternary horizontal strata are covered by the sea (5).

d) In the important cave of Alepotrypa (No 923) the bottom of the little lakes is to be placed under the actual sea level (6).

e) The great cave of Vlichá or Glyphada is traversed by a river of brackish water. The stalagmites that project from the bottom of the cave, which is now below the sea level, are partly submerged (7).

#### **Northwestern coast of Boetia**

11. In the calcareous coastal region of northwestern Boetia, overdeepened cavities are mentioned on the Zalitsa or Zaltza bay (8) coast (western sea-front of the central part of Mt. Helicon).

#### **Coastal submarine springs**

12. All above mentioned cave overdeepenings, except that of Glyphada (15 m.), are not going in depth but only till few meters below the actual sea level. In the bottom of the cave of Alatsospilo (southern Mani) a pot-hole (9) is to be found which is attesting in favour of a greater overdeepening there.

It is very probable that similar sink-holes attesting in favour of greater overdeepenings will be found also in other caves after their detailed exploration.

13. In favour of an intense karstic overdeepening are attesting also the submarine springs, relatively frequent at little distances from the shore line.

Although they are springing from little depths, they are attesting, owing to the strong enough bubbling of many of them, in favour of a much deeper karstic overdeepening. This is confirmed by the presence of some important submarine springs-whirls at greater distances from the shore line, bubbling from greater depths.

#### **Northwestern Boetian Coast**

14. On the sea front of the western part of Mt. Helicon called Tsiveri (1565 m.), facing toward the bay of Zalitsa (Mychos), in the place Listri, submarine springs near the coast are to be found. The yield of one of them is 0,5 cubic met. per second (10).

15. In the bay of Antikyra (Aspra Spitia) on the sea-front of the calcareous mass of Skaltsas (890 m) near St. Nicolas at distances of 5—10 m. from the shore line, submarine springs (11) bubbling from little depths are to be found.

#### **Coast of southern Phocis**

16. On the northern coast of the Itéa Inner bay, near Myloi etc. many little submarine springs are lying too near the coast at very little depths (12).

17. Northward of Galaxidi the abundant submarine spring of Glyphada or Vlychada (13) is to be found, bubbling from a depth of about 5—6 meters.

#### **Coast of northern Kynouria**

18. On the sea-front of northern Kynouria 5 little submarine springs are to be found at St. Georges (southward of Kyveri). They are springing at little depths and not far (about 5—15 meters) from the shore line (14).

#### **Western coast of Mani (Laconia)**

19. In the central and southern part of this coast numerous submarine springs are found not far from the shore line (15).

#### **Important submarine springs-whirls**

20. Although some of the above mentioned submarine springs are bubbling strongly enough from the bottom of the sea, attesting a much greater karstic overdeepening than the depth in which their mouth is, we cannot calculate the amplitude of this overdeepening.

Only the submarine springs-whirls, lying at considerable distances from the shore line and bubbling from great enough depths, can give us an idea of this amplitude.

#### **Sea-front of northwestern Boetia**

21. In that part of the Corinthian Gulf coastal zone an important submarine spring-whirl is found in the bay of Antikyra, sea-front of Mt. Kirphis (1560 m.) and Skaltsas (890), at a distance of about 500 m. from the shore line, in a place where the bottom of the sea is presenting depths of 35—40 m. (16).

#### **Sea-front of northwestern Mani (Laconia)**

22. In the area of Selinitza, part of the sea-front of Mt. Taygetos (2409 m.) two important submarine springs-whirls are found southward of St. Demetrius, the one about 1/2 kilm. at a distance of about 200 m. from the shore line and the other, called » Dragon « one klm further southward (17).

#### **Sea-front of Kynouria**

23. Two important submarine springs-whirls are mentioned before the Kynourian coast (sea-front of the important Parnon mountainous mass 1937 m.).

The one is found on the southernmost part, in the area of Leonidion, the other on the northernmost part, in the area Kyveri-Astros. This last, called "Anavalos" is the more important. It is bubbling at a distance of about 400 m. from the shore line, in a place where the bottom of the sea is deep 36 m. A diver could descend into the fissure-hollow from which karstic water is springing till about 40 m. in vertical direction (whole determined depth about 75 m) (18).

## Conclusions

24. From what is exposed in this paper it becomes evident that sea level depressions during the glacial periods of Upper Pleistocene (Riss- (Würm) had a very sensible influence in the underground karstic erosion (19) in the three calcareous regions, dealt with in this communication.

Underground karstic erosion had advanced in depth many decades of meters under the actual sea level, as is attested by the important submarine springs-whirls of Antikyra, St. Demetrius, Dragon, Southkynourian, and probably till about 100 m. as is attested by that of Anavalos.

This karstic overdeepening is to be dated chiefly from the Würmian (I and II) sea level depressions, but probably also from more ancient (Rissian).

25. As during the Rissian and Würmian periods of sea level depressions precipitations in southern Greece were abundant (glacial-pluvial periods), intensity in underground karstic erosion was then accelerated. Thus networks of galleries, halls etc. formed then were very important, and are now giving abundant submarine springs-whirls.

## Bibliography

1. Petrochilos J., 1953. Speleological researches in Mani (in Greek). *Bul. Speleological Soc. Greece*, II, 20—21.
2. Petrochilos J., *ibidem* p. 22.
3. Petrochilou A., 1964. The cave Alatsospilo de Dryalos (in Greek). *Bul. Spel. Soc. Greece* VII, 8, 211—216.
4. Petrochilos J., 1953. *Spel. res. Mani*, 14.
5. Petrochilos J., 1958. Speleological researches in the area of Dyros (in Greek). *Bull. Spel. Soc. Greece*, IV, 5—6, 89.
6. Petrochilos J., 1958. *New Spel. res. in Dyros. Ibidem* IV, 8, 141.
7. Aronis G., 1962. Observations on the coastal Karst of Greece. *Mémoires Réunion Ass. Intern. Hydrogéol., Athènes*, Tom. V, 261.
8. Aronis G., *ibidem* 261—262.
9. Petrochilou A., *The cave Alatsospilo...*, 213.
10. Aronis G., *Observations...*, 262.
11. Aronis G., *ibidem*, 259.
12. *Hydrogeologica Map of Greece*, sheet Delphi—Amphissa—Ita, 1963.
13. *Ibidem*.
14. Burdon D. and N. Papakis, 1962. Research into the hydrogeology of the limestones of the Argos—Tripolis region. *Intern. Ass. Hydrogeologists, Athens Meeting, Notes*, 35—43.
15. Petrochilou A., 1963. Le fleuve souterrain de Glyphada en Péloponnèse, No 25. *Comptes Rendus Colloque Intern. de Spéléologie, Athènes*, 64.
16. Oral communication of the hydrogeologist, G. Aronis.
17. Petrochilos J., 1953. *Spel. res. Mani*, 21.
18. Burdon D. and N. Papakis, 1962. *Researches...*, 41; N. Papakis, 1962. *Problèmes hydrogéologiques de la Grèce. Mémoires Réunion Ass. Intern. Hydrogéol. Athènes*, Tom. V, 304.
19. Mistardis G., 1953. Sur le drainage karstique dans les régions calcaires côtières de la Grèce méridionale. *Comptes Rendus 1<sup>er</sup> Congrès Intern. Spél. Tom. II*, 247—250, Paris.

## CONTRIBUTION A LA SOLUTION DE CERTAINS PROBLEMES HYDROGEOLOGIQUES DANS LE BASSIN DE LA NERETVA

Joca Mladenović

Sarajevo

### Introduction

Afin de résoudre certains problèmes de l'économie de l'eau dans la partie montagneuse du bassin versant de la rivière Nérétva, on a effectué, ces dernières années, sur les poliés karstiques de Névésinje, Lukavac, Slata, Gacka, Debar et Fatnica, des recherches géologiques et hydrogéologiques très importantes. Ces recherches comprennent d'importants forages de structures, coloration de nombreux gouffres, des reconnaissances géologiques et tectoniques et des investigations géophysiques.

Le but de ces opérations est de rechercher les facteurs qui ont influé sur la disposition et l'orientation des directions existantes des cours d'eau souterrains, pour permettre d'examiner tous les problèmes relatifs à la sélection des mesures techniques nécessaires pour assurer l'existence de certains bassins de retenue prévus. Un tel bassin de retenue est prévu au polié de Névésinje sur la rivière Zalomka, qui représente, à travers la Buna et la Bunica, l'affluent souterrain de la rivière Nérétva.

### Caractéristiques hydrogéologiques du terrain

Le terrain exploré représente une section du karst dinarique et se trouve dans la région de l'Hercégovine de l'Est.

La formation géologique du terrain est faite en majorité de calcaires et moins de dolomites, du trias, jura, crétacé et de roches tertiaires marneuses de conglomérats. Les calcaires karstifiés et en partie les dolomites forment les massifs montagneux Velež, Crna Gora, Crvanj, Snežnica, Trusina et Bjelašnica. Dans les calcaires sont développées toutes les formes karstiques, les dolines d'eau, gouffres, canaux karstiques, et autres. En ce qui concerne l'hydrogéologie, ces roches représentent expressément des roches perméables avec porosité fissurée-caverneuse.

Les sédiments tertiaires de marnes et de conglomérats sont moins représentés et forment le fond des poliés karstiques comme Mostarsko (Bijelo et Bišće) polje, Nevesinjsko, Gatačko, Dabarsko, Fatničko, Lukavačko et Slato polje.

Dans certains poliés les sédiments tertiaires sont assez profonds. L'épaisseur de ces roches déterminée par les forages et l'investigation géophysique est dans le Mostarsko polje d'environ 1000 m, au polié de Névésinje d'environ 800 m et au polié de Fatnica 220 m. Ce sont en général des roches imperméables ou complexes dans lesquelles alternent les roches faisant fonction de collecteurs et d'isolateurs hydrologiques. Outre les sédiments tertiaires, les complexes de flysch des couches du crétacé su-

périeur se présentant sur le cours supérieur de la rivière Néretva ont la fonction de collecteurs et d'isolateurs hydrologiques.

Par leur structure et leur fonction hydrogéologique, les sédiments tertiaires marneux sont favorables à la naissance des sources karstiques à leur point de contact avec les roches calcaires. Par exemple: Buna, Bunica, Livač, Potoci et autres dans le polié de Mostar, Vrijeka et Sušica dans le polié de Dabar.

Puisque la plupart de terrains est formée de roches perméables, la région explorée ne possède pas de cours d'eau superficiels permanents. La rivière Zalomka est le seul des grands cours d'eau intermittents. Dans la partie supérieure, elle coule à travers des roches de dolomites et de calcaires marneux peu perméables, et dans cette partie son cours est permanent. Près de Kifino Selo, le lit de la rivière est creusé dans les calcaires karstifiés à structure tectonique bouleversée et c'est là que les eaux se perdent. Cette perte ne s'effectue pas par un engouffrement dans le sens classique, mais par un système complexe de fissures. La perte des eaux est très petite et peut être découverte seulement au moment des étiages. Un tel stade de canaux souterrains et l'activité karstique actuelle prouvent que dans cette partie du terrain la karstification est récente.

Afin de pouvoir constater la liaison souterraine, on a effectué la coloration de la zone fissurée. A cette occasion, on a réussi à constater la liaison souterraine avec la source Buna. Cette liaison est possible par drainage direct souterrain sous la partie nord du polié de Névésinje, respectivement sous les sédiments imperméables de faible épaisseur. Ces canaux souterrains sont sans doute en liaison avec les canaux souterrains du gouffre «Ždrelo» qui se trouve sur le bord ouest du polié. La coloration du gouffre Ždrelo a permis de constater la liaison avec la source Buna.

Le cañon Budislav près de Budisavlja représente une assez longue zone de perte dans le lit de la rivière Zalomka. Ici aussi l'eau disparaît à travers d'un système de fissures qui se présentent dans les calcaires karstifiés. On a remarqué qu'à ces endroits il y a même souvent des rejets d'eau faisant fonction d'estavelles.

Le changement de la fonction des estavelles — soit celle de gouffre absorbant soit celle de résurgence — dépend du niveau de la rivière et de la saturation des canaux souterrains.

Pour pouvoir déterminer la liaison souterraine, on a coloré l'estavelle «Zdrebanik» près de Budisavlja. A cette occasion, l'eau colorée est ressortie par la source Buna.

A base des conditions géo-tectoniques générales du terrain, on a supposé que les directions des canaux souterrains étaient orientées vers le NW le long de la zone de calcaires qui s'étend à travers le polié de Névésinje en direction du gouffre Ždrelo.

Les investigations géophysiques ont donné les résultats suivants:

— la zone de calcaire le long du polié s'étend en direction de NW-SE et représente géologiquement et hydrogéologiquement un milieu analogue à celui des calcaires du plateau de Budisavlje;

— les sédiments de conglomérats marneux descendent brusquement du rocher calcaire vers SW ou NE jusqu'à la profondeur de 250—500 m.

Les forages effectués dans la zone de calcaires susmentionnée jusqu'à la profondeur de 182 m ont fait découvrir trois niveaux de canaux souterrains.

Des colorations effectuées lors de ces forages ont démontré la liaison souterraine avec la source Buna. Cette donnée prouve que les canaux souterrains des estavelles «Zdrebanik», des forages «Z» et du gouffre Ždrelo, présentent un système unique.

Le rôle principal dans l'orientation des cours d'eau souterrains en direction NW fut joué par les sédiments de conglomérats marneux qui dans ce cas faisaient fonction d'isolateurs hydrogéologiques. Ceci fut prouvé par les forages d'exploration et les essais de perméabilité, ainsi que par les investigations géophysiques qui ont déterminé la profondeur de ces roches. Ce moment est très important, car on prévoit la construction d'un bassin d'accumulation «Névésinje».

Dans son cours inférieur au-dessous de Pošćenja, la rivière Zalomka traverse aussi des calcaires karstifiés et s'engloutit dans le gouffre «Biogradci». La coloration de ce gouffre a révélé une liaison avec la source Bunica. Dans la région entre les gouffres Biogradci et la source Bunica se présentent des zones rocheuses faisant fonction d'isolateurs plats et alternant avec des roches perméables, dans lesquelles existent des canaux souterrains dans une grande profondeur.

Au sud-est du polié de Névésinje se trouvent Slato et Lukavačko polje. Les fonds de ces poliés sont formés de roches imperméables; sur le bord NE des poliés où celles-ci entrent en contact avec les calcaires karstifiés, elles donnent naissance à plusieurs petites sources. Ces sources se perdent, après des parcours très brefs, sur les bords SW des poliés. Par la coloration des gouffres on a constaté que les eaux de Slato polje gravitent vers les sources de la rivière Zavidolka — affluents de la rivière Zalomka. Les eaux de Lukavačko polje se perdent sous le massif calcaire de Trusina et alimentent les sources Vrijeka, Sušica et Pribituh dans le polié de Dabar.

Dans les poliés de Dabar et de Fatnica, il y a le même mécanisme hydrologique en ce qui concerne l'apparition des sources et la répartition des gouffres.

La coloration des gouffres dans le polié de Dabar a révélé la liaison souterraine avec les sources de la rivière Bregava. Le polié Fatnica représente un cas particulier. Aux niveaux supérieurs, les gouffres qui se trouvent au NW du polié gravitent vers la Bregava, tandis qu'au sud-est du polié ils gravitent vers la Trébišnjica. A l'époque des étiages, tous les gouffres de ce polié alimentent seulement les sources de la rivière Trébišnjica. Ce moment prouve clairement que la karstification dans le sens de communication des canaux souterrains entre les poliés de Dabar et de Fatnica est récente, et que les canaux souterrains gravitants vers la rivière Trébišnjica sont plus anciens et plus profonds.

### Conclusion

A base des faits exposés ci-dessus on a constaté ce qui suit:

— Les terrains étudiés de l'Hercegovine de l'Est appartiennent à la région karstique.

— La structure géologique du terrain forme en majorité des roches calcaires dolomitiques perméables ce qui a influencé la formation du réseau souterrain hydrographique dans cette région.

— Les eaux de la rivière Zalomka qui est le seul cours d'eau périodique superficiel dans cette région, alimentent les sources Buna et Bunica, affluents de la rivière Néretva.

— Les gouffres qui se trouvent au nord du polié de Névésinje (Budisavlja, Kifino Selo et Ždrelo) gravitent vers la Buna, mais ceux à l'extrémité sud du polié gravitent vers la Bunica.

— Les sédiments de conglomérats marneux comme complexe hydrologique des roches à fonction d'isolateurs (conducteurs locaux plats) ont influé sur la répartition des directions des cours d'eau souterrains dans la région du polié de Névésinje.

— Les eaux qui s'engouffrent dans le Slato polje réapparaissent dans les sources de la rivière Zavidolka, affluent de la rivière Zalomka. Ce qui prouve que les intercalations de marnes-conglomérats dans ce terrain sont des roches imperméables du point de vue hydrologique.

— Les eaux du polié de Lukavac drainent vers les sources dans le polié de Dabar où leur apparition est conditionnée par les sédiments eocènes de flysch.

— Les eaux du polié de Dabar coulent par des canaux souterrains vers les sources de la rivière Brégava. Au moment des étiages, elles drainent du polié de Fatnica vers la Trébišnjica, tandis qu'au moment des crues, les eaux bifurquent soit vers la Brégava soit vers la Trébišnjica.



## EXPERIMENTAL CLOSING OF THE GUSHING SPRING »OBOD« IN THE FATNIČKO POLJE

Borislav Petrović

Energoinvest, Sarajevo

In the second stage of solving the problems of water economy on the area of Eastern Herzegovina, there is provided for conducting over the waters of Dabarsko polje into the water area of the Trebišnjica, in such a way as to close the sinks Ponikva and Kuti in the Dabarsko polje and pierce a tunnel in the length of 3,2 km. through the limestone barrier between the Dabarsko and Fatničko polje. Afterwards, the waters would be conducted through the precipices in the Fatničko polje up to the sources of the Trebišnjica.

The Dabarsko polje is in the water area of the river Bregava and Neretva respectively and it is supplied with water from the area of Trusina, the Lukovačko polje, as well as from the westward and southward slopes of the Bjelašnica. The Fatničko polje is supplied with water from the area of the Gatačko polje and the Cerničko polje. The Dabarsko polje is drained into the Bregava through the ponors of Ponikva and Kuti. The Fatničko polje is discharged through the group of precipices Pasmica into the Trebišnjica, and a small deal into the Bregava as well as through the gushing springs before the Velika pećina.

The altitude of the Dabarsko polje around the precipice Kuti is equal to 472 meters, and the altitude of the Fatničko polje before the Velika pećina is 469 meters. Both the poljes are periodically inundated during the seasons of autumn, winter and spring. On the average the floods last about 3 months. In the Dabarsko polje the greatest flood was registered up to the level of 486 meters altitude approximately, and in the Fatničko polje up to the level of 500 m. altitude approximately. Consequently, although the Fatničko polje is lower, floods in the polje reach a higher level since the waters discharged into it have greater quantity and intensity, and its area is smaller.

In the last years there have been performed ample hydrological, geological and hydrogeological investigations at the area Gacko—Fatnica—Bileća, and especially investigations of routes of underground courses by usage of sodium fluorescein. Thus, there have been found out, by coloration of water, the connections between the precipices in the Lukovačko polje and the Vrijeka in the Dabarsko polje, between the precipices Ponikva and Kuti in the Dabarsko polje and the source of the Bregava, between the precipices Jama and Turčinovac in the Gatačko polje and the Obod and Baba in the Fatničko polje, between the precipice Pasmica and the sources of the Trebišnjica, as well as between the gushing springs

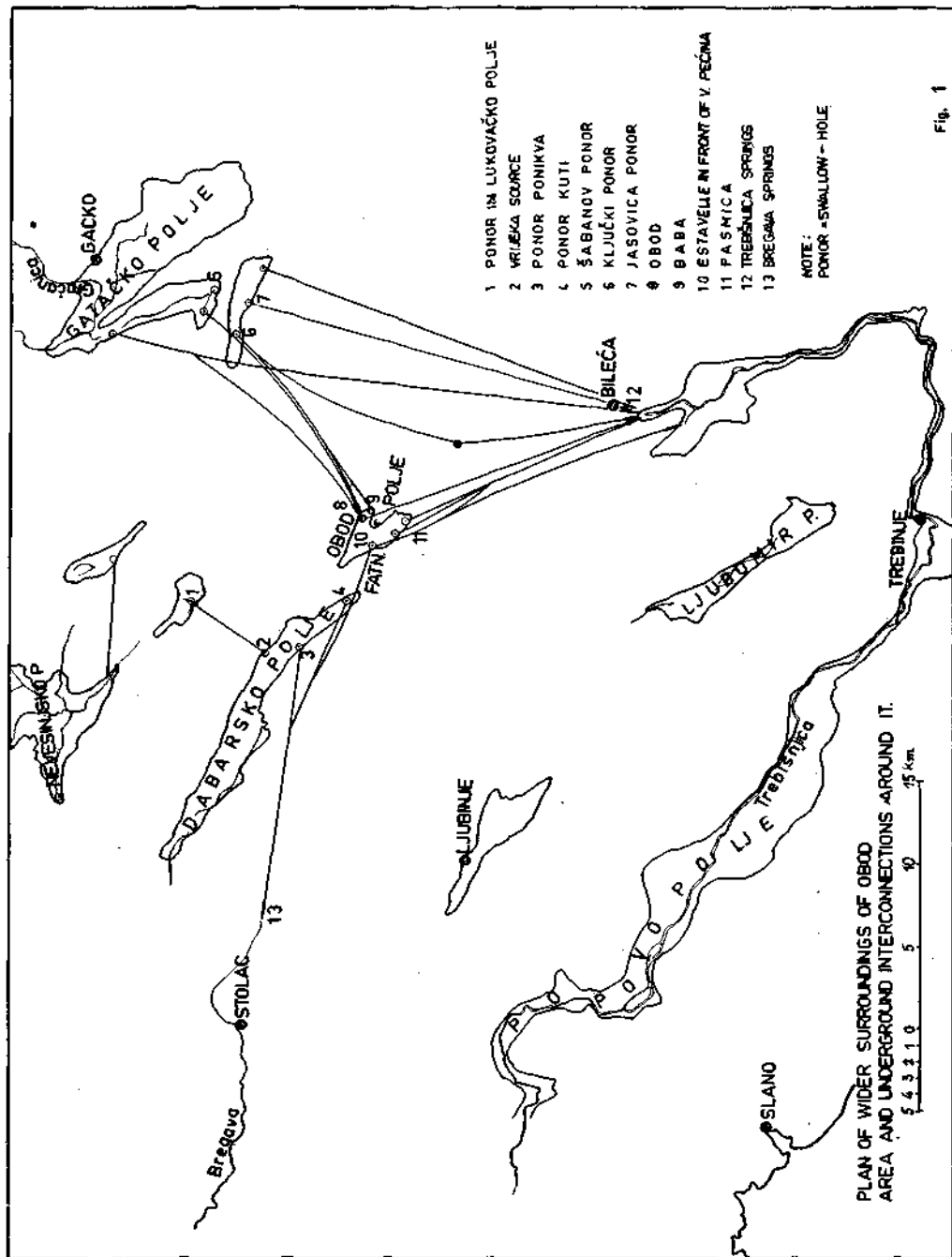


Fig. 1

around the Velika pećina and the sources of the Trebišnjica and the Bregava (Fig. No. 1).

For the purpose of better apprehension of the problems to be dealt with later on, it is to be mentioned that the waters of the Gatačko polje partially flow to the sources of the Ključka river in the Cerničko polje, and partially to the source of the Obod and Baba in the Fatničko polje, and partially they flow directly to the sources of the Trebišnjica. The waters of the Ključka river and the waters of the Cerničko polje respectively mostly flow to the sources of the Trebišnjica, and a small deal to the Obod and the Baba or into the Fatničko polje respectively. And there they sink down and rise from the springs of the river Trebišnjica.

On all the investigated area, the gushing spring Obod is one of the most interesting and of the most important karst objects from the hydrogeological and hydrological point of view. Its part in these relations is not yet sufficiently clarified. It is situated at the north-eastern brink of the Fatničko polje and it is the main supplier of water for the polje. Water is spurted forth only on the occasion of great rainfalls and in the course of melting of snow. The maximum capacity recorded up to now was equal to 60 cubic meters per second approximately.

Besides the Obod the Fatničko polje is supplied with water also from the springs Baba, Mačkovac and Zla stijena, as well as from the gushing springs around the Velika pećina. The run-off is performed through the precipices and the gushing springs at the south and south-western brink the most important of which is the Pasmice.

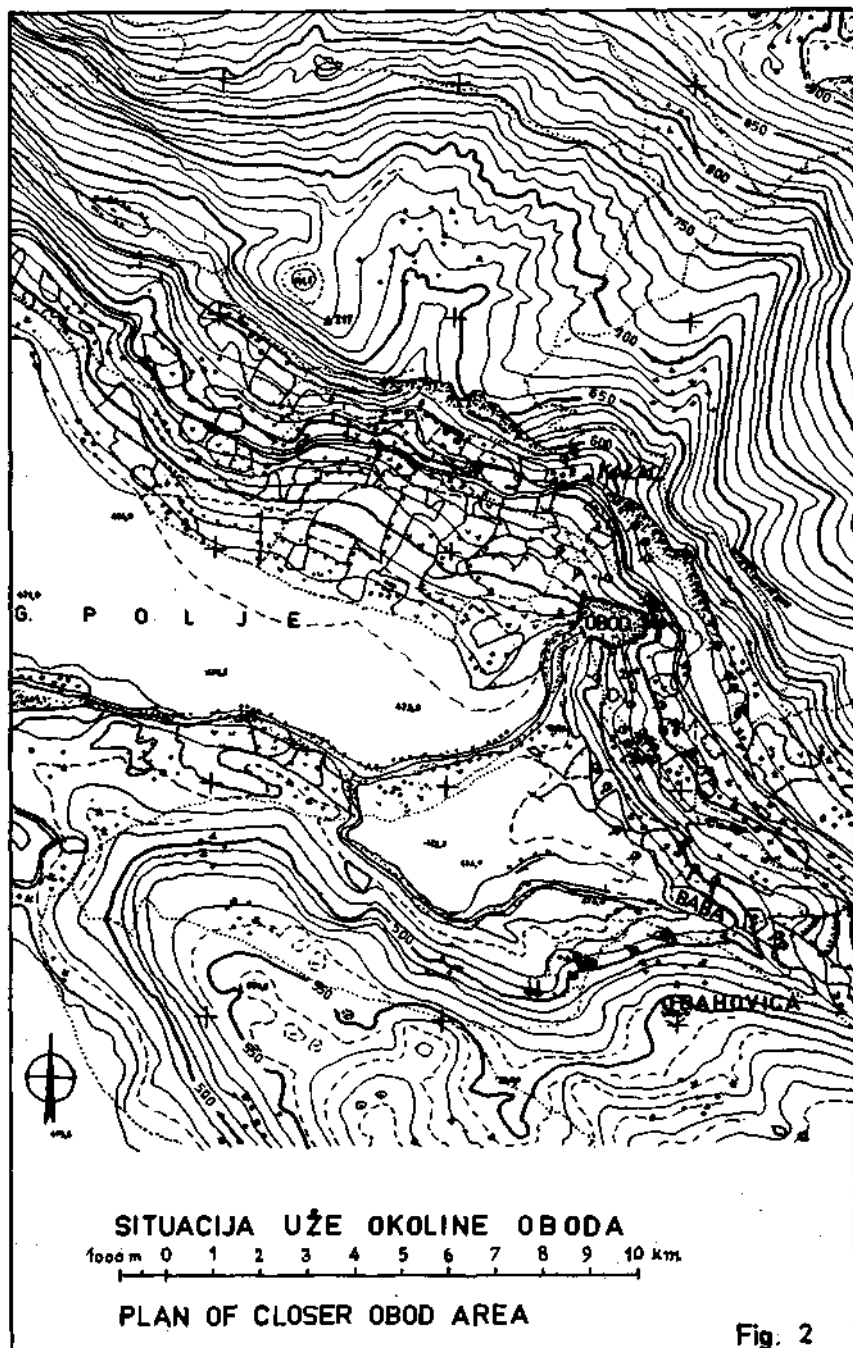
The Obod is located in the limestones of the Upper chalk which are immediately at its opening in the contact with the sediments of the Eocene flysch. Its appearance is tectonically predisposed and conditioned by the existence of reverse fault along the polje brink which may be followed at SE up to this point only. The Obod is located in the direction of two larger cracks, the stretch area of which is almost perpendicular to the direction of the mentioned reverse fault.

From the hydrogeological point of view limestones of upper chinks represent collectors of karstic-cavern porosity, while the sediments of Eocene flysch (mainly marls, clays, sandstones) represent hydrogeological insulators. Intercourse and position of these two groups of rocks condition the appearance of the gushing spring Obod, the underground channels of which are oriented in such a way that they are more or less parallel to the contact of these rocks, and to the north-eastern brink of the Fatničko polje.

During the speleological tests performed in 1957 and in September of 1964, it was found out that the Obod has one supply channel and one discharge channel, as shown in the attached sketch No. 3.

The overflow of the source Obod is on the level of 476,29 m. During floods in the polje, water level in the gulf and in the polje is equalized.

It sometimes happens that the Obod stops to eject water while the floods in the polje are still above the level of overflow. The sinking from the polje occurs. In one of such moments coloration by usage of sodium fluorescein was performed in summer, 1961, which found out the connection with the sources of the Trebišnjica.



The quantities of water sunk into the Obod are small with regard to the quantities spurted forth by it. On the basis of visual observations it has been estimated that the quantity of sinking water in the course of water withdrawal is about 2 m<sup>3</sup>/sec. However, the discharge channel which is oriented towards the Trebišnjica should at any rate conduct greater quantities than those coming from the polje, since in the moment of water withdrawal from the polje it is probable that certain quantities of water flow in through the supply channel.

On the basis of former investigations it was not known which areas are drained by the gushing spring Obod, and from which direction its supply channels come, as well as whether water is also discharged on any other side beside that towards the Trebišnjica.

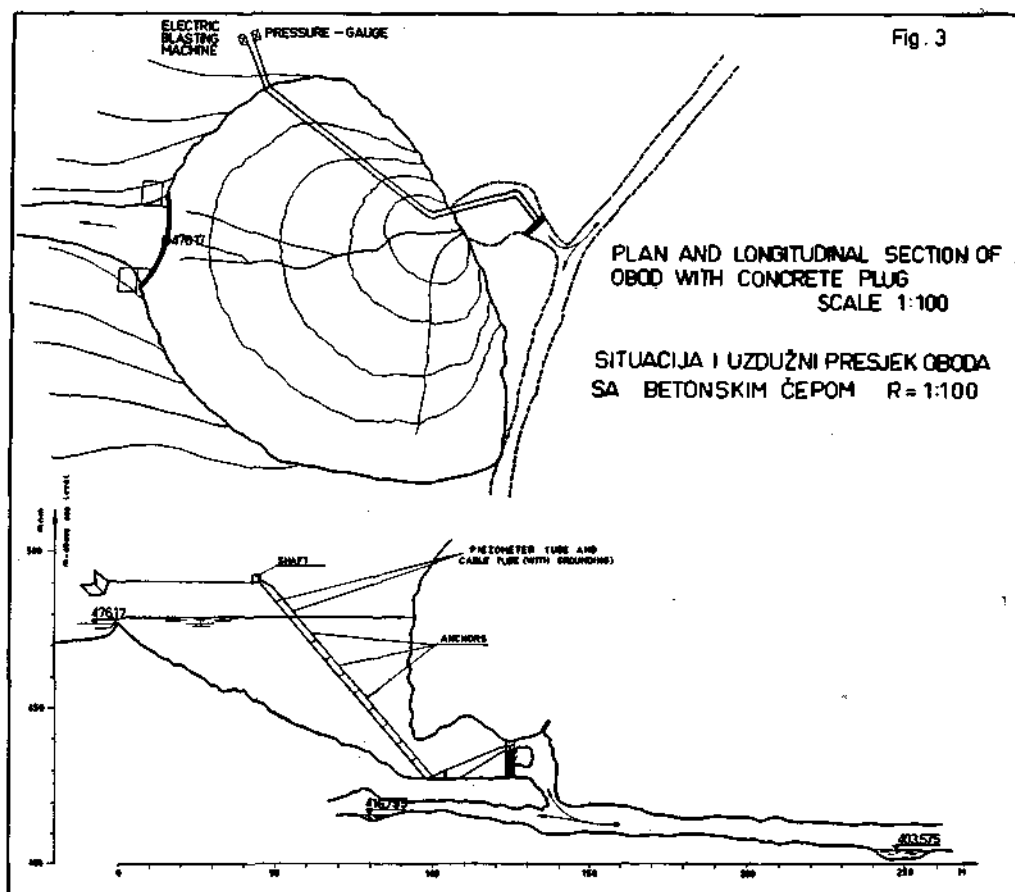
Having all the above mentioned facts concerning the Obod in mind, an idea flashed about closing this gushing spring. It was of special interest to examine a possible convenient influence on the withholding of water in the Cerničko polje and the formation of accumulations within it without isolating local precipices, the possibility of water storage in the surrounding underground, diverting water stream through the underground way to the sources of the Trebišnjica, further, the interdependence of the Obod and Baba, a possible effect on the abundance of the Ljelješnica in the Dabarsko polje, etc. This closing had to be performed before charging the storage area of Miruša, and before sinking the sources of the Trebišnjica, as to observe better and more clearly the phenomena occurred.

The discharge of waters of the Dabarsko polje into the water area of the river Trebišnjica as provided for within the range of solving the problems of water economy, which has been proposed by Energoinvest, would give to the H. E. P. S. Grančarevo and to the H. E. P. S. Dubrovnik new quantities of water and increase the production. Realisation of this conducting over the waters would be easier inasmuch as the floods in the Fatničko polje were short-lasting and of lower intensity.

The inundations could be reduced only by withholding the waters of the Obod and Baba in the underground, or by their diverting through the underground ways passing the poljes. For that reason, closing of the gushing spring Obod became more actualized and it was necessary to realize it.

Regarding that the height difference between the Cerničko polje and the Fatničko polje is equal to 400 meters approximately, the concrete wall should have been calculated to the pressure of even 40 atm. as well. Taking into consideration the possibility of so high a pressure, as well as the possibility of water withholding in the underground even up to the Cernica, there was a danger of imperiling with accumulated waters from the region around the source Obod and further on to the Cernica.

There especially existed the possibility of rolling off of individual parts of the terrain due to the pressure of the waters. Consequently, it was provided for putting explosive into the concrete wall, to enable its opening by undermining in the case of danger. Regarding that the source is inundated from the exterior side as well due to the damming in the Fatničko polje even up to 40 meters, it was found out that it was neces-



sary to protect explosive against humidity and to make it capable of acting even after two years. To enable observation of pressure increase against the concrete wall, it was provided for its reading out by means of a manometer which had to be placed out of reach of the water level in the Fatničko polje.

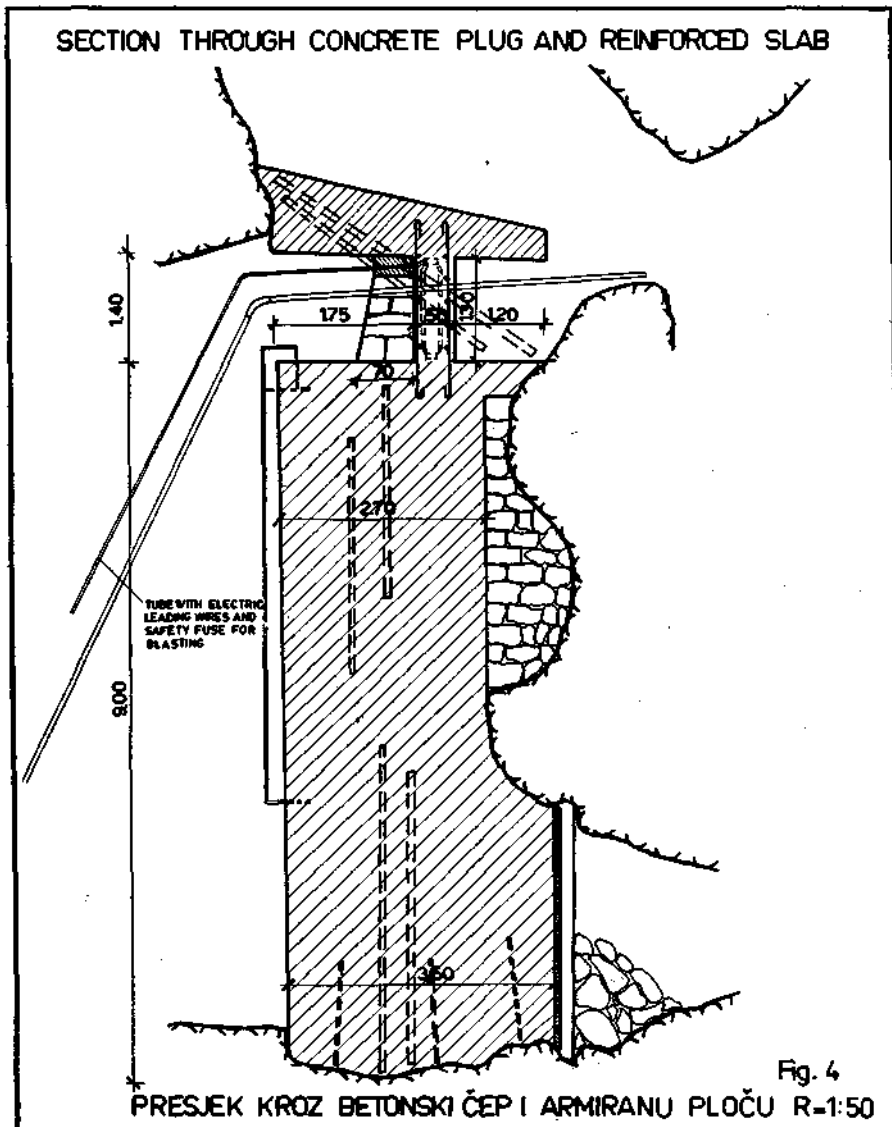
Closing of the Obod came to the point of realisation in the course of September, 1964. Before that, the accessible section of the underground channel had been investigated by the speleological groups.

The manner of closing had been solved on the spot by the experts from Energoinvest, and performance of works was done by the enterprise Jugometal from Ljubinje, under the technical supervision of engineers from Energoinvest.

The closing was performed in the form of a massive concrete wall having the orifice of  $1,6 \text{ m}^2$  (Fig. No. 4), explosive having been put in the orifice. The placement of explosive was performed by a qualified group

from the enterprise Pirotehnika from Sarajevo. Outlets of wires for discharge of mines were drawn up along the polje gradient in a special tube up to the sufficient height and they were protected against thunderbolt. The quantity of incorporated explosive was equal to 10 kg. (Fig. No. 3) approximately.

Immediately after completion of these works heavy rainfalls occurred abruptly and very intensively, unusual for that season of year. Owing to the flowing-in of great quantities of water into the underground



channels the wall came under pressure on the 11<sup>th</sup> of October. The source Baba began to spurt forth water at 6,30 o'clock and the Pribabići at 18 o'clock of the same day. During the night between the 11<sup>th</sup> and 12<sup>th</sup> of October new springs above the Obod appeared. On the day of the 12<sup>th</sup> of October at 2 o'clock water appeared near country houses high up above the springs in the quantity of about 100 lit. per sec. In the course of the day new and new springs appeared higher and higher above the Obod and further and further in the direction towards the Baba and the village Fatnica. The highest springs were observed about 90 to 100 meters high above the Obod overflow, and the most distant ones about 1 km. from the Obod.

At 7 o'clock the pressure recorded by the manometer was already equal to 7 atm., and at 18 o'clock it reached 9,25 atm.

At 14 o'clock water began to overflow over the dam the source was enclosed with.

On the day of the 13<sup>th</sup> of October the situation was not considerably changed. Pressure was constantly increasing, but not to a considerable degree. Waters were increasing inconsiderably as well.

Landslides and landslips were appearing especially around the well above the Obod. The traffic at this section was endangered, and the next day even suspended.

The wall endured excellently and as far as it is known, it did not leak water.

However, in the surroundings of the Obod new springs were appearing further on (Fig. No. 2).

Springing of sources damaged meadows, orchards, gardens and houses in this region. Owing to the penetration of water nine households had to be removed.

Damages appeared also on the road at about 80 meters above the Obod through rolled materials owing to a landslide which caught hold of the road as well.

Owing to the damages and disturbances involved in the traffic, and especially owing to the difficulties arisen in connection with the accommodation of the people jeopardized, it was decided on the 14<sup>th</sup> of October to fire mines, but the first attempt failed.

The maximum pressure at the wall reached 12 atm. approximately, and water in the underground was dammed at 120 meters above the Obod overflow respectively. The following days the pressure indicated by the manometer stagnated at 10 atm. approximately.

This pointed out to the fact that a certain equipoise was achieved in the underground. The quantity of water having flown into the Obod, found its outlets through newly formed springs, through the Baba and Pribabići, as well as through the direct channel towards the springs of the Trebišnjica. By measurements made on the 16<sup>th</sup> of October it was found out that the total quantity of water of newly formed springs was equal to 11 m<sup>3</sup>/sec. In that time, the water level of the Baba was increased to 180 cm. so giving 24 cubic meters according to the flow line.

Owing to the critical situation the attempt of firing explosive was renewed on the 18<sup>th</sup> of October by the geophysical groups by means of



electric set of 220 V voltage. This attempt was successful and water at once spurted forth from the Obod. The head of overflow jet abruptly increased from 14 cm. to 130 cm. Water subsided to 110 cm. up to the 21<sup>st</sup> of October at 7 o'clock. Then, the overflow came under the dam owing to the floods from the fields, since the field was filled with water coming from the springs.

According to the flow line the maximum quantity of water at the overflow was equal to 55 cubic meters per second.

The pressure was not recorded any more by the manometer after undermining, for its supply pipe which was passing through the mined slab was destroyed. However, regarding the fact that the newly formed springs were dried up very soon — from the biggest one up to the smallest one — it was known that the pressure in the underground was decreasing rapidly. The springs above the Babića house ceased to eject water within one hour after undermining. The other springs at lower levels up to the Obod ceased to eject water within the period of 3 to 6 hours. Only two springs remained as permanently existing ones: the spring coming out of the crack in the rock within the Obod gulf on the left side and the spring on the south side coming directly out of the gulf.

After undermining the wall, the water level of the Baba was decreased from 182 to 172 cm. within one hour. As, flowing, it is equal to approximately 3 cu. m./sec., it is relatively of small value. The next day, on the 19<sup>th</sup> of October, the spring came under the dam owing to the floods from the field, so that further observations were made impossible.

With regard to the quantities of rainfall poured especially in the region of Gacko, as well as in the region of the catchment area of the Obod, it was necessary that the quantity of water of approximately 50 cubic meters per second should have been ejected by the Obod, and approximately 20 cubic meters per second by the Baba. However, it was found out by measurements that the quantity of water being ejected through the newly formed springs was equal to 11 m<sup>3</sup>/sec. around the Obod, and the Baba was ejecting about 24 m<sup>3</sup>/sec. The quantity of water at the Pribabići was estimated as being equal to approximately 2 to 3 m<sup>3</sup>/sec., and all in total amounts to 38 cubic meters per second approximately.

It was found out by coloration of water that the Obod and Baba are mostly supplied with water from the same catchment area, i. e. through the same ponors on higher horizons. The appearance of water at the Obod occurring regularly half a day or more earlier than at the Baba, although it is at a higher elevation, points out to the fact that they have not been directly in any interconnection. This is always noticed under normal hydrological conditions in the underground. However, when the Obod was closed and a high pressure formed in the underground, then the Baba was ejecting greater quantities of water for approximately 5 cu. m./sec. more than in normal cases, as seen during the undermining of the wall.

On the basis of the above mentioned it may be concluded that the water from the Obod had been discharged into the polje through other holes, in the quantity of approximately 20 cu. m. per second, as assumed

globularly. The remainder of up to 50 cu. m./sec. approximately, was probably partially diverged by a direct underground way to the sources of the Trebišnjica, and partially withheld in the underground as retention. In the sketch there is given a graphical survey of filling of the Fatničko and Dabarsko polje within the period of the 11<sup>th</sup> up to the 23<sup>rd</sup> of October. The first days there was stored in the Fatničko polje the quantity of 65 cu. m./sec. on the average, on the 16<sup>th</sup> and the 17<sup>th</sup> — 80 cu. m./sec. on the average, and the following days 46 cu. m./sec.

**FLOOD WATER LEVELS IN MALO GATAČKO POLJE  
AND CERNIČKO POLJE**  
VODOSTAJI POPLAVA U MALOM GATAČKOM  
I CERNIČKOM POLJU

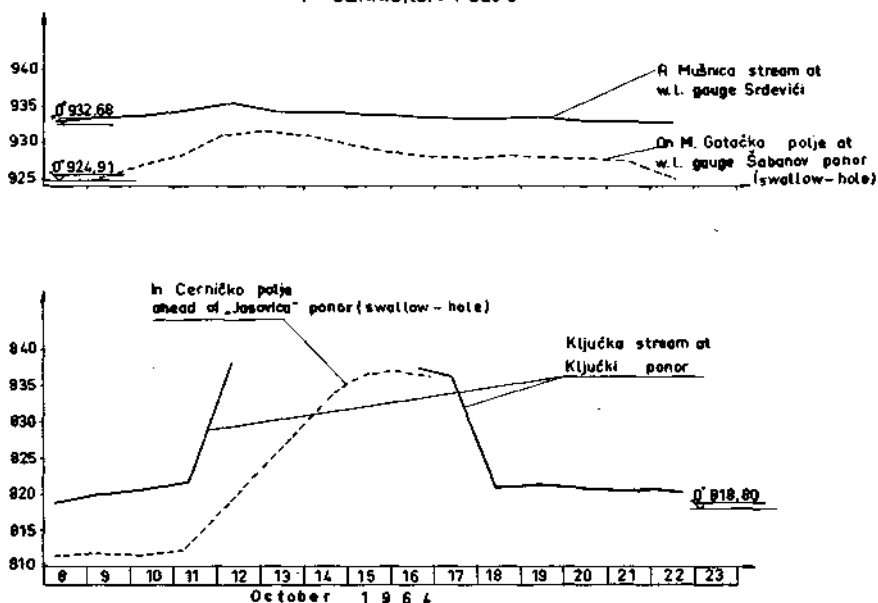


Fig. 5

The storage of water in the Dabarsko polje was of the same quantity. On the following days the increase of the stored waters was considerably lower, so that on the 20<sup>th</sup> the polje began to be emptied.

From the graphical survey of filling (Fig. No. 6) it can be seen that the Dabarsko polje started to be filled one whole day earlier than the Fatničko polje, as well as that the first days the same quantity of water was stored in both poljes. However, according to the hydrogeological conditions, the Fatničko polje should have begun to be filled with water earlier and the quantities of water flowing into it should have been considerably greater than those flowing into the Dabarsko polje. Within the

period from the 19<sup>th</sup> and further on, the Fatničko polje had been filled further on as well, and that was not the case with the Dabarsko polje.

In the main, the reason for this was the retention, and the withholding of waters in the underground respectively, owing to the closing of the Obod, and probably, in a certain amount, owing to the rainfalls that were greater in the region of the Obod catchment area than those in the region of the Dabarsko polje. It is not possible to determine the quantities of water withheld in the underground, but a conclusion may be brought that these quantities were considerable regarding the fact that the Obod had been under full capacity the following days after undermining the wall as well.

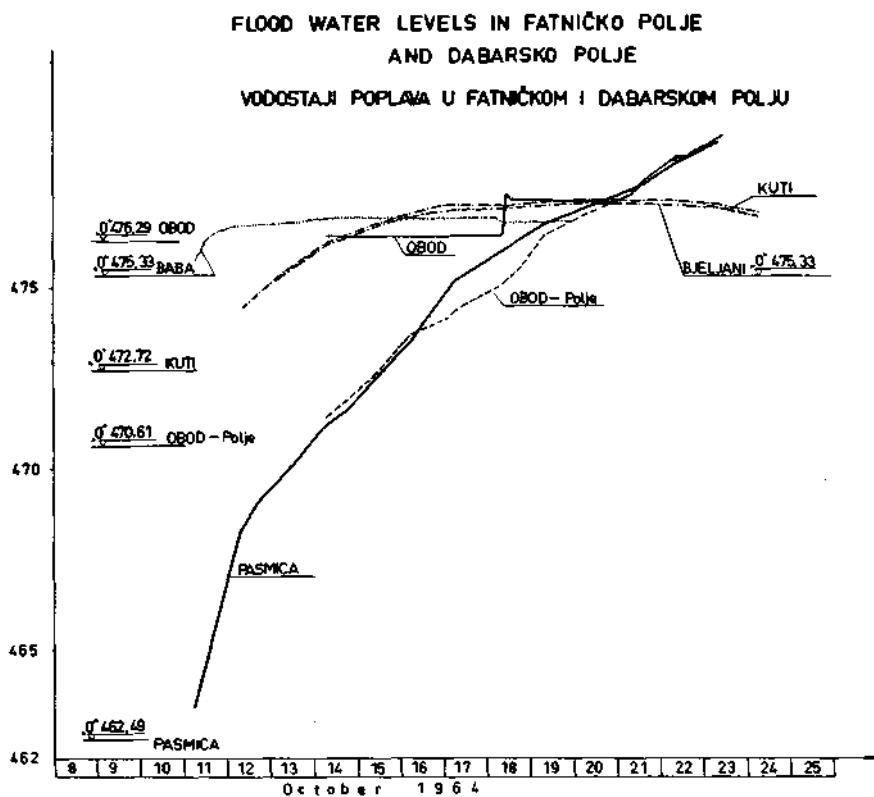


Fig. 6

It has already been stated above that the quantity of 38 cubic meters per second approximately had been flowing into the polje, and the quantity of 67 cu. m./sec. had been storing within the polje area up to the moment of opening the wall.

Certain quantities of water had been drained by the Pasmica and the precipices around it. Let the discharge be the minimum one, i. e. 5 to 15 cu. m./sec. in total. It means that a quantity of 72 up to 82 cu. m./sec.

had been flowing into the polje. The difference in the quantities of water flowing-in over 38 m<sup>3</sup>/sec. up to the moment of opening of the Obod was caused by the catchment area itself of the Fatničko polje and other sources. Discharge from the gushing spring could not be observed and measured in that period owing to the floods, but, in any case, these quantities are certainly much greater than those having come from the immediate catchment area and other springs.

There is the question now why the quantities of water having been stored in the polje after opening the Obod were not greater with relation to those being stored before opening. The most probable reason for it is that the gushing springs along the southwestern brink of the polje grew exhausted owing to the subsidence of rainfalls just in the time of opening of the Obod or ceased to exist like springs, either became sinking springs.

In Fig. No. 5 there is given the range of water level in the Malo Gatačko polje and at the Ključka river respectively within the same period of time. Therefrom it can be seen that closing of the Obod had no effect on the withholding of water in the Cerničko polje, and especially in the Gatačko polje. The water levels at the Šabanov ponor began to subside even on the 14<sup>th</sup> of October, and on the Ključka rijeka on the 16<sup>th</sup> of October. Already during the night between the 17<sup>th</sup> and the 18<sup>th</sup> of October, prior to the undermining of the Obod, there was no more dam above the Ključki ponor.

Nothing more could be said about the effect of closing of the Obod on the increase or decrease of flow at the sources of the Trebišnjica regarding the fact that the flows of the Trebišnjica had been incomparably greater than the quantities of water withheld in the underground around the Obod. Besides, the water flow quantity of the Trebišnjica is dependent upon many other factors the effect of which could not be determined nor observed during this period of observations.

### Conclusion

The idea of closing had the characteristic of an experiment. It was desired to check and determine the quantity of water which could be withheld in the underground, and not to let it spurt forth into the polje, nor diverge by an underground way towards the Trebišnjica. Further, we wanted to find out whether it would have any effect on the withholding of waters in the Cerničko polje, but without closing the precipices in it. Further, we wanted to find out the dependence of the Obod and Baba, as well as of the sources, gushing springs and sinking rivers in this region.

The results of closing show that the waters from the Obod in the quantity of 30 cu. m./sec. approximately could not spurt forth into the Fatničko polje and inundate it. They were partially withheld in the underground as retention, and partially they were diverged under pressure by underground channels towards Trebišnjica.

Owing to the damages occurred in the region of the Obod due to the ejection and formation of new springs for which no means were provided for in this stage, the Obod had to be open again, though it was required for it to be closed even during one hydrological year.

Although the experiment lasted much less than planned, it showed not only the justification of the closing as being experimental, but also the justification of having the Obod and Baba closed for ever. In such a way inundations would be reduced in the Fatničko polje and a more rapid transfer of waters from the region of the Dabarsko polje into the catchment area of the Trebišnjica river made possible.

In such a manner water losses would be reduced from the Fatničko polje towards the Bregava, these losses existing now through the gushing springs around the Velika pećina.

By filling of the lake at Miruše, the sources of the Trebišnjica river would come under damming, and so some retardation of discharge may be expected from the Fatničko polje through the precipice of Pasmica. For that reason it is necessary to achieve the retardation of the flowing-in of waters into the Fatničko polje through the Obod source.

By reducing the inundations in the Fatničko polje and by a more rapid discharge of waters from the Dabarsko polje, water losses from the Dabarsko polje towards the Bregava would be reduced too, as well as damages caused by floods in the Dabarsko polje.

For the purpose of determining the capacity of gulping of the sinks Pasmice and Ponikva, as well as of underground channels towards the Trebišnjica, it would be necessary to make measurements by means of installed hydraulic devices at their channels, or by means of any other method, since the water flows, important for further studies, could not be determined with a sufficient accuracy on the basis of flowing into the polje and increase of inundations.

In Sarajevo we are working now, under laboratory conditions, on finding out the most favourable method of determining the gulping of karstic holes.



## NOTE SUR UNE EXPERIENCE DE POMPAGE EFFECTUÉE DANS UN AVEN D'EXTRAVASEMENT SITUE DANS LA DOLOMIE

(Causse du Larzac — Aveyron)

Henri Salvayre

Perpignan

### Résumé

Compte rendu d'une expérience de pompage effectuée dans un aven d'extravasement, situé dans les calcaires dolomitiques du Bathonien, sur le causse du Larzac (Aveyron — France).

### INTRODUCTION

#### Situation Géographique

Au Sud du Massif Central, les Grands Causses forment une région naturelle individualisée, partagée entre le bassin Méditerranéen et Atlantique.

Le Larzac, le plus méridional de tous les causses est soumis à l'influence du climat Méditerranéen, et aux paroxysmes pluviométriques du Printemps et d'Automne

Ces phénomènes déterminèrent en 1963—1964 d'importantes crues souterraines et inondations superficielles qui se traduisirent:

- 1) Par des crues à forte pointe dans les gorges de la Dourbie et la Vis.
- 2) Par l'inondation des bas fonds dolomitiques de la surface du Larzac, due à deux phénomènes;

— Le ruissellement = Lac d'accumulation.

— L'extravasement = Lac d'extravasement.

Au cours de l'étude des lacs temporaires du Larzac, nous avons pu réaliser (6 et 7 Août 1964), un pompage expérimental dans l'extravasement de Migayrou ou de Prévinquières, situé dans le bassin d'alimentation du Cernon Lèbre.

Cet aven profond de 15 m, s'est rempli d'eau à la suite des crues de Novembre 1963. Il se comporte comme une cheminée d'extravasement au-dessus du réseau souterrain du Cernon. Le 6 Août, il restait encore 11 m d'eau, le niveau statique se trouvait 4 m en dessous du fond de la doline dans laquelle s'ouvre l'aven. La profondeur réelle est sans doute supérieure au 15 m pénétrés.

#### Le Milieu noyé

D'après des relevés effectués au cours de l'exploration spéléologique, le réseau noyé est constitué par une diaclase, envahie d'éboulis à fort diamètre (1 m en moyenne), dolomitiques et entassés sans ordre, laissant entre eux des vides importants. Plus profondément la diaclase se ferme et est obstruée, en partie, par du sable dolomitique. La zone noyée est

située entièrement dans la dolomie. Le jour du pompage la surface affleurante était de 3 m 2 environ, la profondeur d'eau 11 m, le volume approximatif de l'eau dans l'aven de 30 à 35 m<sup>3</sup>.

Le pompage a donc été réalisé dans un milieu hétérogène, sans rapport avec les caractéristiques d'un puits.

### Le Pompage

Nous avons utilisé une pompe Bernard, à moteur à essence, mise en place 2 m au-dessus de l'eau et d'un débit horaire moyen de 25 m<sup>3</sup>. L'eau était rejetée 300 m plus loin, dans une doline à fond argileux en aval et plus bas que le point de pompage.

#### Essai de pompage dans l'aven d'extravasement de Migayrou

Courbe de descente (Robottement / log. temps)

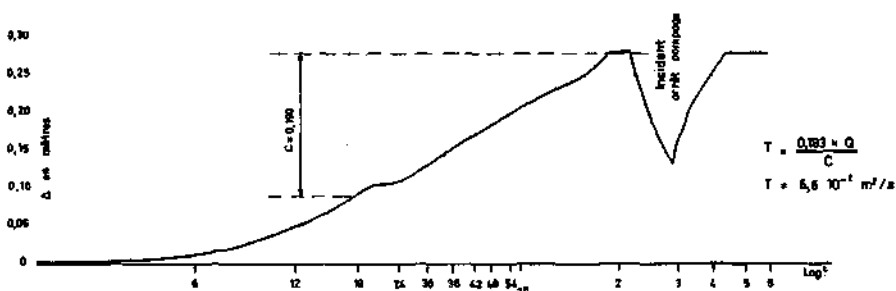


Fig. 1

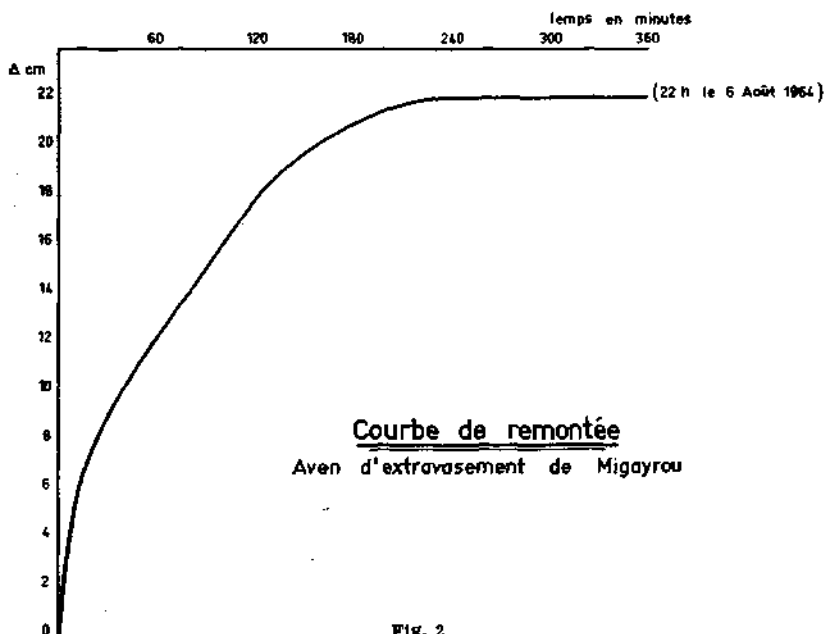
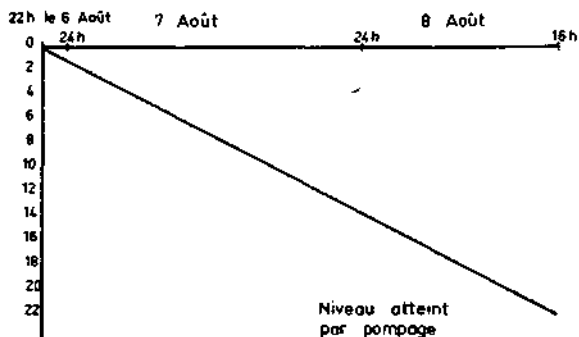


Fig. 2





**Evolution du niveau statique de l'aven après le pompage**  
( Enregistrement continu )

Fig. 3

**Résultats:**

Rabattements en Mètres	Heures	Temps en secondes depuis le début
0	12,20	0
0,01	12,25	300
0,04	12,30	600
0,09	12,37	1020
0,10	12,40	1200
0,11	12,45	1500
0,13	12,50	1800
0,15	12,55	2100
0,17	13	2400
0,20	13,15	3300
0,22	13,30	4200
0,25	13,45	5100
0,27	14	6000
0,28	14,15	6900
0,28	14,30	7800

Incidents de pompage arrêt de 47 minutes remontée du niveau de 15 cm.

Rabattements en Mètres	Heures	Temps en secondes depuis le début
Reprise du pompage:		
0,13	15,17	0
0,17	15,25	480
0,19	15,30	780
0,22	15,45	1680
0,24	16	2500
0,25	16,15	3480
0,26	16,30	4380
0,28	16,45	5280
0,28	17	6180
0,28	17,15	7080
0,28	17,30	7980
0,28	18	8780

### Arrêt de l'Essai de Pompage.

Le rabattement maximum obtenu est de 28 cm, les chiffres soulignent la lenteur avec laquelle ce niveau fut atteint.

La descente apparaît très progressive même au début du pompage.

La courbe de remontée donne des temps identiques; à la descente nous avons noté au cours de l'incident de pompage, 6 cm en 9 minutes, 15 cm en 47 minutes.

Après l'arrêt définitif du pompage, la remontée au niveau statique initial a demandé 3 heures; en réalité ce niveau n'a pas été atteint, car le réseau souterrain était en décrue et 42 heures après, le niveau de l'eau dans l'aven était celui atteint par l'essai de pompage.

### Conclusion

L'essai s'est donc effectué sur un réseau karstique noyé en cours de décrue dans un milieu hétérogène.

On ne peut appliquer à ces résultats la méthode de Theiss ou de Dupuit.\* Mais par contre, ils autorisent quelques réflexions sur le régime hydrologique de l'aven d'extravasement de Migayrou.

1) L'aven n'est pas une citerne: nous l'aurions épuisée par pompage, le niveau statique aurait baissé plus rapidement, et il n'y aurait pas eu de stabilisation et de remontée.

2) L'aven est donc alimenté souterrainement, ce qui confirme l'extravasement.

3) L'aven représente un regard sur un écoulement souterrain dans l'axe de la dépression de la Gruelle.

4) La présence de nombreux points d'eau dans les creux de la dolomie, dans un rayon de 500 m autour de l'aven de Migayrou, nous porte à croire que tout le niveau dolomitique du Bathonien était inondé et qu'il y avait là une importante accumulation d'eau. Le réseau était en crue et atteignait les couches superficielles. On est en droit de supposer que le phénomène visible en surface se poursuit en profondeur dans la dolomie et entretient ainsi une zone karstique noyée au centre même de la dépression de La Gruelle à Caussanuejous.

### Bibliographie sommaire

- Balsan L., 1946. Spéléologie du Département de l'Aveyron.  
Bremond, R. Cheret, C. Parsy, 1960. Mesures Piézométriques et essais de Pompage dans les nappes souterraines.  
Castany G., 1963. Traité pratique des eaux souterraines.  
Paloc H., 1962. Contribution à la connaissance des circulations karstiques dans une région type du Midi Méditerranéen.  
Observations sur le comportement aquifère des dolomies. — A. I. H. Athènes.  
Salvayre H., 1964. Les Lacs temporaires du Larzac et de son avant-cause. — Spelunca — Mémoire n° 4.  
Schneebeli, 1956. Sur l'hydraulique des puits. La Houille Blanche. Mémoires et Travaux 1957.

\*La méthode de Theiss donne  $T = 0,066 \text{ m}^2/\text{sec}$ .

# OBSERVATIONS SUR LES CIRCULATIONS SOUTERRAINES DANS LES CALCAIRES PRIMAIRES DES PYRÉNÉES-ORIENTALES

Henri Salvayre

Perpignan

## Résumé

Compte rendu sommaire des expériences de traçage à la fluoresceïne et des explorations, réalisées dans les calcaires primaires des Pyrénées Orientales.

Depuis 1960, nous poursuivons en collaboration avec le Spéléo-Club de Prades et le Groupe d'Etudes et de Recherches Spéléologiques du C. S. U. de Perpignan, l'étude des écoulements souterrains localisés dans les calcaires d'âge primaire des départements des Pyrénées-Orientales et de l'Aude.

A côté des observations hydrogéologiques et spéléologiques, que nous comptons présenter sous peu, nous avons réuni dans cette note les premiers résultats techniques obtenus à la suite des expériences de traçage à la fluoresceïne, effectuées lors de ces recherches.

## A. Situation géologique

Les formations calcaires des Pyrénées-Orientales constituent deux unités distinctes:

- Au Nord le massif des Corbières d'âge secondaire,
- Au Sud et à l'Ouest, la bordure terminale du paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées-Orientales. C'est cette dernière région qui a retenu notre attention.

Deux niveaux calcaires, d'inégale importance, s'y développent:

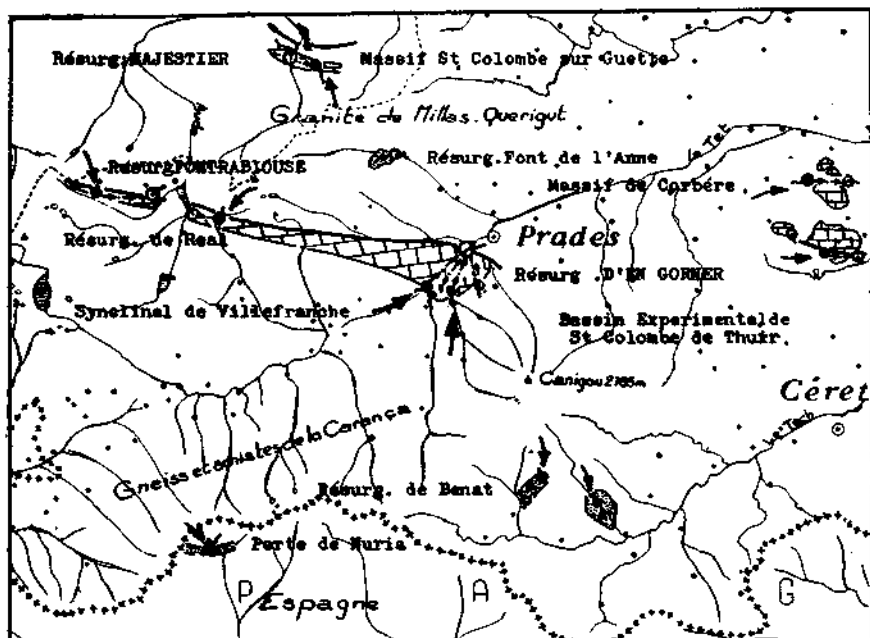
- a) Au sommet de la série des Canaveilles, les calcaires et cipolins rattachés au Cambrien.
- b) Les calcaires du Dévonien, largement représentés dans tout le département et sur ses bordures.

### 1) Calcaires Cambriens:

Ils sont localisés, à la périphérie du massif métamorphique du Canigou (La Fou, Benat, Nuria...), ou sur la bordure du granite de Querigut Millas (Coubazet...). Largement atteints par le métamorphisme, ce sont des cipolins, ou des calcaires entièrement recristallisés. Leur surface d'affleurement est réduite, leur allure massive. Peu diaclasés, ils n'offrent à l'exploration que des réseaux étroits et courts (Rivière de la Font de l'Anne, Aven de la Fou...). Leur structure est monoclinale.

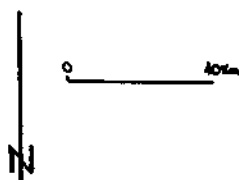
### 2) Calcaires Devoniens:

Leurs surfaces d'affleurement sont beaucoup plus importantes, principalement au nord du Canigou (Massif de Villefranche de Conflent à



*Circulations Souterraines dans les Calcaires primaires des Pyrénées Orientales*

	Calcaire Devonien		Circulation prouvée par coloration
	Calcaire Cambrien		Circulation supposée
	Perte.		Sens des Ecoulements.
	Aven perte.		Rivière.
	Résurgence.		



Merens, Massifs de Corbère les Cabanes, Camelas et Ste Colombe de Thuir). Dans l'Aude nous n'avons prospecté que le petit affleurement de Ste Colombe sur Guette.

Les formations calcaires intéressent tout le Devonien. On rencontre de bas en haut les faciès suivants:

- |                 |   |  |
|-----------------|---|--|
| Dévonien infér. | { | — Calcaires argileux en plaquettes avec alternance de schistes gris.   |
| Dévonien moyen  | { | — Calcaires cristallins à entroques.<br>— Calcaires gris, blancs et à chailles.<br>— Calcaires gris magnésiens dolomitiques.<br>— «Marbre flambé de Villefranche». |
| Dévonien super. | { | — Calcaire en plaquettes grises.<br>— Calcaire griotte et calcaires gris noduleux.   |

Leur structure est le plus souvent synclinale (Synclinal de Merens à Villefranche). La différence de dureté des roches favorise la formation de synclinaux perchés (Camelas, St Colombe de Thuir, Corbère).

### B. Les circulations souterraines

Nous avons prospecté à cette date 11 circulations; 4 dans les calcaires Cambriens, 7 dans le Devonien. Sept d'entre elles sont entièrement reconnues par coloration ou exploration spéléologique.

#### 1) Description.

Nous avons groupé dans le tableau 1, les caractères essentiels de ces réseaux.

#### 2) Colorations.

Onze colorations nous renseignent sur la direction des écoulements souterrains et nous précisent les limites des bassins d'alimentation des résurgences.

Dix d'entre elles ont été effectuées par nos soins, une par l'U. S. P. (Fontrabiouse), plusieurs restent encore à faire.

Les principales résurgences ont été colorées au moins une fois. Le bassin d'alimentation de la résurgence d'En Gorner, la plus importante de toutes, a été déterminée par trois colorations successives.

Les principaux résultats obtenus sont réunis dans le tableau 2.

#### 3) Caractéristiques hydrologiques.

On peut déduire de l'examen de ce tableau les caractéristiques suivantes:

##### a) Alimentation:

Elle se fait essentiellement au profit des pertes des rivières qui traversent les massifs calcaires.

Le régime des résurgences est donc lié au régime des écoulements superficiels.

Ce régime est du type Pluvio Nival Méditerranéen, caractérisé par de hautes eaux de Printemps et d'Automne avec deux creux importants en Hiver et l'Été. C'est celui de la Têt et de l'Aude dans leur parcours de montagne, ce sera celui des résurgences de Fontrabiouse, Réal, En Gorner, St Colombe sur Guette...

Sur la bordure de la plaine du Roussillon, les résurgences de Corbère, Camelas et St Colombe sont soumises aux influences du climat Méditerranéen avec un seul maximum en automne. Il semble probable que la condensation joue un rôle dans l'alimentation de ces dernières résurgences.

1) Tableau descriptif des circulations souterraines

Désignation	Circulation		Alimentation			Réurgence		Réserves	Réseau Super	
	Temporaire	Pérenne	Pénétrable	Perte Impénétrable	Surface Collectrice	Pénétrable	Sous Alluvions		Dizaine m.	Centaine m.
<b>Devonien</b>										
En Gornier . . . . .		X		X	X	X	X	Oui		X
Fonttrabieuse . . . . .		X	X			X	X	Non		X
Réal . . . . .		X		X		X	X	?		
Adoux de Corbère . . . . .	X			X	X	X	X	Non	X	
St Colombe de Thuir . . . . .	X			X	X	X	X	?		
Camelas . . . . .	X			X	X	X	X	Non	X	
St Colombe/Guette . . . . .				X		X	X	Non		
<b>Cambrien</b>										
Font de l'Anne . . . . .		X		X	X	X	X	Oui	X	
La Fou . . . . .		X		X		X	X		X	
Benat . . . . .		X		X		X	X		X	
Nuria . . . . .		X	X			X	X		X	

Il paraît en effet difficile d'expliquer autrement la pérennité des «sources» périphériques du petit synclinal perché de Camelas. Le bassin expérimental de St Colombe de Thuir permettra de préciser les données climatologiques de cette région et la part prise par la condensation dans l'alimentation du karst.

#### b) Vitesses d'écoulement:

Les vitesses d'écoulement s'étalent de 166 m à l'heure à 6 m à l'heure. Trois données comparables reflètent assez correctement le rapport pente-vitesse dans le bassin d'alimentation de la résurgence d'En Gorner.

Pente	Vitesse	Conditions hydrologiques
2,4 ‰	27 m/h	
2,8 ‰	30 m/h	Basses eaux
3 ‰	32 m/h	

Les 166 m/h de Fontrabieuse, s'accordent bien aux types d'écoulements rapides de montagne.

Par contre, les 6 m/h enregistrés lors de la coloration de la résurgence de St Colombe de Thuir semblent être la conséquence d'une crue souterraine faisant barrage aux écoulements venus par les pertes.

#### c) Formes des Écoulements:

La plupart de ces écoulements reconnus par exploration se sont montrés libres, sans retenues.

Les écoulements souterrains sous-jacents à la Têt dans le Massif de Villefranche font exception. On peut observer: en amont, rive gauche, des écoulements rapides en conduits noyés; en aval, rive droite et gauche, une zone karstique noyée donnant un écoulement de type phréatique.

Les écoulements apparaissent déterminés par les facteurs suivants:

##### 1) Niveau de base local.

C'est le cas de la Têt à Villefranche de Conflent. Elle traverse en cise épigénique la partie orientale du synclinal de Villefranche et détermine la direction des écoulements souterrains et la position de la résurgence d'En Gorner.

##### 2) Niveau de base local et structure géologique.

Ce double facteur détermine la position de la résurgence du Majestier (St Colombe sur Guette, Aude).

##### 3) Structure Synclinale.

Son influence est prépondérante dans la direction des écoulements des résurgences de Fontrabieuse, Réal, Corbère, Camelas, St Colombe.

##### 4) Structure Monoclinale.

Elle détermine le sens des écoulements dans les massifs calcaires Cambriens.

## 2) Tableau des colorations

Auteur	Date	Origine Coloration						Résurgence						C. hydro	Contrôle				
		Nom	X	Y	Z	Nom	X	Y	Z	ΔZ	D	P %	TP			QE	QS	Vh	K/kg
G.E.R.S. (H. Sal- vayre)	11/11/61	Puits d'En Gornet XXIII-49 Prades	47,6	15,3	442	d'En Gornet	48,45	17,1	380	63 m	2550	2,4	96	30 l/s	1000 l/s	27 m	1 kg	Etiage Fluoacateur	
G.E.R.S.	12/9/64	Perte du Cady XXIII-49 Prades	40,85	14,05	472	Id	Id	Id	92 m	3050	3,0	93	3 l/s	500 l/s	32 m	3 kg	Etiage	Direct	
G.E.R.S.	4/4/62	Aven du Ca- nal Prades - XXIII-49	49,2	17,1	480	Lit de la Têt rive gauche	49,3	17,05	385	35 m								Artificielle, détourne- ment du Canal.	Direct
G.E.R.S.	7/2/65	Ruisseau sou- ter. de Filla Prades - XXIII-49	48,6	14,3	460	Résurgence d'En Gornet	49,45	17,1	380	80 m	2800	2,8	92	8 l/s	500 l/s	30 m	2 kg	Etiage	Direct
U.S.P. (Poit)	19/6/59	Perte affluent du Galbe - XXIII-49 M. Louis	22 x	21,5	1840	Résurgence de Fontraibouse	25,9	21,1	1490	350	4000	8,7	24 h	20 l/s	400 l/s	168	2 kg	Etiage	Direct



G.E.R.S.	19/4/62	33,05	19,8	1780	Resurgence de Réal - Mont-Louis XXII-49	29,0	20,6	1520	260	2250	11,5	?	300 l/s	60 l/s	?	2 kg	Crue	Fluocapteur
G.E.R.S.	24/11/63	30,1	31,8	710	Majesuet nat St Paul XXIII-49	36,6	32,6	620	90	1700	5,3	85	25 l/s	60 l/s	30	2 kg	Etiage	Direct
G.E.R.S.	6/1/63	75,2	22,3	153	Adoux de Corbère XXIV-49	74,8	22,4	135	17	1100	1,5	30	60 l/s	80 l/s	36	1 kg	Etiage	Direct
G.E.R.S.	8/1/64	77,0	17,8	260	Perte de la Coume D'Abell Cèret XXIV-49	79,1	18,0	170	90	2100	4,3	335	30 l/s	30 l/s	6 m	2 kg	Crue puis décroce	Direct Contrôle au Fluocapteur le 4e jour
G.E.R.S.	32/1/63 30/9/61	42,7	25,5	950	Rivière du Bouquet - St Paul XXIII-49	43,5	23,5	880	60	850	7,0	14	10 l/s	200 l/s	60	2 kg	Crue Etiage	Direct Direct
		—	—	—	Font de l'Anne	id	id	id	id	id	id	24	10 l/s	50 l/s	36	1 kg		

### Conclusion

Les écoulements souterrains reconnus dans les calcaires primaires des Pyrénées-Orientales et de l'Aude, présentent les particularités suivantes:

— Ils sont alimentés essentiellement par les pertes situées au niveau des rivières qui traversent le massif.

— L'écoulement souterrain est rapide guidé par la forme structurale du massif ou par le niveau de base local.

— Les réserves sont faibles.

Leur pérennité est fonction des conditions climatiques.

Les principaux écoulements reconnus sont accompagnés par des réseaux supérieurs importants.

Nous tenons à remercier tout particulièrement:

Messieurs J. R. A u g e et J. P. F o l l a c c i, Géologue, pour l'aide précieuse qu'ils nous ont apportée.

### Bibliographie sommaire

C a v e t P., 1957. Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées-Orientales. Thèse Toulouse.

D e l o n c a E., 1946. La Têt et ses affluents. Société Agricole Scientifique et Littéraire Perpignan.

S a l v a y r e H., 1960. Hydrologie du Conflent (Pyrénées-Orientales). Ann. Spéleo. t-XV. 3.

## LE RESEAU HYDROLOGIQUE MARTEL-CIGALERE

Pierre d'Ursel et Bernard Magos

Bruxelles, Rueil-Malmaison

Le réseau souterrain Martel-Cigalère est situé en Ariège, aux confins Franco-Espagnols.

Coordonnées Lambert:

Cigalère X = 483,120; Y = 59,600; Z = 1700.

Gouffre Martel X = 481,480; Y = 58,820; Z = 2165.

Géologie: Le réseau est installé dans une bande de calcaire blanc marmorisé, surmontée par une formation de schiste bleu ordovicien, reposant sur des schistes pseudocarbures datés de l'ordovicien inférieur. Signalons en outre la présence fréquente de Pyrite dans les formations schisteuses encaissantes.

Description du Réseau: Le torrent d'Albe, dont une partie des eaux sont aujourd'hui canalisées pour alimenter une centrale hydro-électrique, se perd sous terre à 2168 mètres d'altitude pour réapparaître à 30 m. au-dessous du porche de la grotte de la Cigalère (1.700 m. d'altitude).

### A. Le gouffre Martel

Par une succession de puits, de 12 à 50 m. de profondeur, on atteint le siphon Casteret. (Terminus du gouffre en 1934.)

Une galerie secondaire permet de dépasser ce terminus et d'accéder à un réseau enchevêtré de couloirs. Là nous retrouvons le torrent, véritable générateur du complexe Hydrogéologique Martel-Cigalère. Les pertes du torrent d'Albe ne constituent en réalité qu'un des nombreux affluents.

Ce réseau peut se diviser en deux sections:

1) La branche Cigalère, ainsi dénommée parce que se dirigeant vers la grotte sous-jacente de la Cigalère. Cette branche se termine par un siphon stagnant.

2) La voie royale, branche qui remonte vers le Port de la Hourquette et qui descend vers les affluents de la Cigalère (affluents situés au-delà de la 10<sup>e</sup> cascade). L'exploration de cette section est en cours.

### B. La grotte de la Cigalère

La grotte de la Cigalère, qui se développe sur près de 10 Km., comprend un cours principal et des affluents.

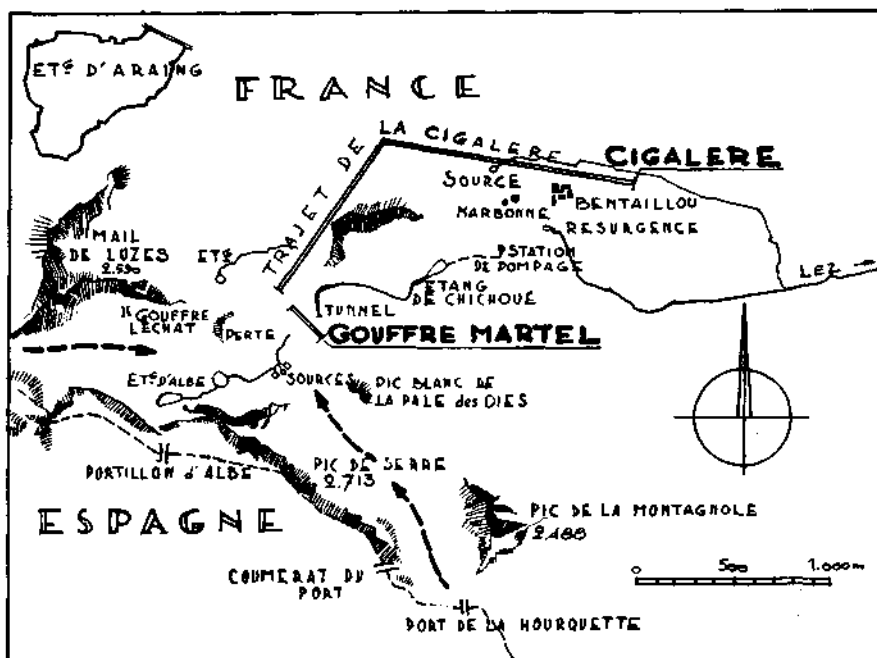


Fig. 1

A. Le cours principal se divise en

1) Le réseau sec

Le réseau sec part de l'entrée de la grotte et se termine au «trou souffleur». Il est caractérisé par une abondance extraordinaire de Gypse recouvrant sol, plafond et parois en croûte de plusieurs centimètres d'épaisseur. Sous cette croûte on découvre des remplissages de limonite couvrant la roche encaissante. Cette accumulation de gypse est à mettre en rapport avec le remplissage des galeries constitué par une alluvion de galets pris dans une poudre résultant de l'érosion des formations schisteuses encaissantes (dont l'étude est en cours) et contenant une quantité importante de sulfure.

Dans les galeries dépourvues de ce remplissage il n'y a pas de gypse, mais simplement des hélicites de calcite.

Dans la salle des 1001 nuits, de même que dans la section gypseuse du couloir de l'ours, nous avons trouvé des stalagmites de gypse creuse (c'est-à-dire possédant un canal central). C'est à notre connaissance la première fois que l'on signale le fait.

De même certaines aiguilles de gypse qui couvrent les parois possèdent un canal central évidé de forme prismatique.

Un étage supérieur non décoré relie le couloir de l'ours au 1<sup>o</sup> siphon. Cet étage est orné de gypse à partir de la salle blanche jusqu'à la salle du cairn (trou souffleur).

## 2) Les cascades

Cette section débute au «trou souffleur» et s'achève au siphon terminal. On y dénombre 26 cascades variant de 2 m. à 25 m. de hauteur. Le torrent souterrain coule sur des schistes pseudocarbures ordoviciens. Les plus hautes cascades (8°, 9°, 17°, 26°) constituent des barrières de schiste que le torrent n'est pas parvenu à désagréger.

Un étage supérieur fossile quasi-continu relie le «trou souffleur» à la 12° cascade. Cet étage fossile est orné de cristaux de gypse jusqu'au niveau de la 9° cascade. A partir de cette cascade l'ornementation est constituée par des excroissances de calcite. Il est vrai que dans cette dernière section le schiste est plus rare.

### B. Les affluents.

Ils sont au nombre de onze. Tous ces affluents, sauf un (le couloir de l'ours), se trouvent sur la rive droite du torrent principal. Six de ces affluents sont encore actifs. Leurs eaux doivent provenir des nouvelles parties (Voie Royale) du Gouffre Martel et des pertes d'un lac collecteur (étang de Chichoué).

Les affluents fossiles sont remarquablement concrétionnés, tels le 7° ciel et le réseau de la salle de minuit (situé entre la 12° et la 15° cascade).

L'étude et le relevé topographique des affluents est en cours. Nous espérons établir la jonction Martel-Cigalère par l'un de ces couloirs.

### Températures:

Pour une température extérieure de 17° centigrades nous avons relevé

#### a) Gouffre Martel

Réseau Amont (arrivée des eaux des pertes du torrent d'Albe)

Temp. air 12°                      Temp. eau 8°

Nouveau réseau (arrivée des eaux du massif calcaire du Port de la Hourquette)

Temp. air 3° 5                      Temp. eau 3°

#### b) Grotte de la Cigalère

Temp. moyenne de l'air 6°                      Temp. moyenne de l'eau 5°

### Cristallisations:

La caractéristique du complexe Martel-Cigalère est l'abondance extraordinaire du gypse.

L'étude de la genèse du gypse et du développement concomitant de la limonite est en cours au Laboratoire Souterrain du C. N. R. S. à Moulis (France).

L'étude cristallographique du gypse provenant de la grotte de la Cigalère est en cours à l'Institut de Cristallographie de l'Université de Liège (Belgique).

#### Faune:

Nous n'avons remarqué aucun troglobie. Pas de chauves-souris, mais d'importants dépôts de guano, assez ancien puisque mélangé de gypse, ont été trouvés dans divers affluents.

Signalons que les corneilles des rochers nichent dans le couloir d'accès de la grotte. Ces oiseaux appelés cigales dans la région ont donné leur nom à la grotte.

#### Exploration

- 1880 La grotte de la Cigalère est mentionnée par Lucante dans son ouvrage sur les cavernes de France et de l'étranger.
- 1910 Des chasseurs de corneilles atteignent la grande salle.
- 1932—1938 Casteret parcourt le réseau sec, puis accompagné de Max Cosyns, remonte le torrent de la Cigalère jusqu'à la 9<sup>o</sup> cascade. C'est le début de la collaboration Franco-Belge pour l'exploration de ce réseau souterrain.
- 1933—1935 Casteret découvre, puis explore en compagnie de sa femme, le Gouffre Martel jusqu'à une profondeur estimée à 303 mètres.
- 1953—1955 Le Groupe Spéléologique de Provence, le Spéléo-Club de Belgique et la 2<sup>o</sup> troupe scout de Aix-en-Provence achèvent la remontée du torrent principal (3.132 m. de long pour 200 m. de dénivellation) de la Cigalère et explorent de nombreux affluents.
- 1956 et 1959 Visite et photographie de certains affluents par B. Magos et P. d'Ursel sous l'Egide du Groupe Spéléologique de Belgique.
- 1961 Avec l'aide de la Société Spéléologique de l'Ariège, B. Magos et l'abbé Sainte-Croix découvrent les nouvelles parties du Gouffre Martel.
- 1962 Réalisation de deux films documentaires: Fleurs de Cigalère, sur les cristaux du 7<sup>o</sup> ciel, et un film d'exploration tourné dans le Gouffre Martel.
- 1963 Une équipe Anglaise visite le Gouffre Martel et la grotte de la Cigalère sans rien trouver de neuf.
- 1964 Le Groupe Spéléologique de Belgique reprend l'exploration systématique et la topographie des affluents de la Cigalère. Depuis 1961 le Laboratoire souterrain du C. N. R. S. à Moulis a bien voulu se charger de la garde de la Grotte de la Cigalère et délivre les autorisations de visite.

#### Bibliographie

- Casteret N., 1936. Au fond des Gouffres, Perrin.  
Casteret N., 1949. Ce que j'ai vu sous terre, Arthaud.  
Casteret N., 1955. Sous Terre, Marabout.  
Casteret N., 1958. Au Pays des eaux folles, Perrin.

- Cosyns M., 1947. Alpinisme souterrain, C. A. B.  
d'Ursel P., 1960. Au coeur des Montagnes, Renaissance du Livre.  
d'Ursel P., 1962. L'ivresse des profondeurs, Durendal.  
d'Ursel P. et B. Magos, 1964. Contribution à l'étude du réseau hydrologique Martel-Cigalère, Spélunca Mémoires N° 4.  
Griotel Y., 1959. Pyrénées souterraines, Flammarion.  
Lucante A., 1880. Essai géographique sur les cavernes de France et de l'étranger, France, région sud.  
Magos B., 1954. Cigalère.  
Van den Abeele J.-P., 1958. A la découverte des mondes souterrains, Soleil Levant.  
X., 1961. Les Ebouissements de la Cigalère, Réalités, N° 181.

Discussion: M. Hotterbeex, B. Magos.





SECTION 1

SPÉLÉOLOGIE PHYSIQUE  
PHYSICAL SPELEOLOGY

C)

SPÉLÉOLOGIE RÉGIONALE  
REGIONAL SPELEOLOGY



## DINAMICA DELL'EVOLUZIONE CARSICA

Giovanni Abrami

Istituto di Geografia Fisica, Università CAI

Venezia-Mestre, Italia

### Premessa

Gli studi sul carsismo e sulla idrologia sotterranea hanno assunto una mole ormai imponente, per la presenza di veramente complessi problemi che tutt'ora sono dibattuti. E' inutile perciò voler ricordare tutte le scuole di speleologia che si sono cimentate spesso in vaste e generose ricerche; comunque voglio ricordare per limiti di tempo e spazio almeno il nome degli Autori dai quali, oltre che dalla esperienza diretta, ho più direttamente attinto nella compilazione di questo lavoro. Esso vuole infatti cercare di comporre uno schema evolutivo sulla dinamica del fenomeno carsico, che se interessa una situazione ideale e teorica, potrà aiutare ad interpretare negli svariati casi reali, l'interpretazione degli aspetti essenziali dell'evoluzione del carsismo. Un ricordo riverente va così ai Maestri che posero le basi per lo studio del carsismo stesso e che formularono le prime ipotesi le quali presentano tuttora molti aspetti interessantissimi, quali quelle dello Cvijić sulle tre zone idrografiche dei massicci carsici e sulla evoluzione di alcune tipiche forme superficiali. E poi il Grund con classica ipotesi dell'acqua di fondo, ed il Martel che fu uno dei fondatori della scuola francese che ebbe a dare sempre un notevolissimo contributo alla speleologia. Ricordo ancora i classici lavori del De Gasperi, del Toniolo, del Boegan, del Gortani e del Segre, grandi esempi di un paziente e preziosissimo lavoro. Infine ricordo il Lehmann per le sue importanti ipotesi sul fenomeno carsico ed ancora il Bourgin ed il Trombe ed i recenti interessanti lavori della scuola americana della quale sono particolarmente rappresentativi il Gardner ed il Woodward.

### Alcune considerazioni generali

La circolazione idrica nelle rocce carsificabili, è un caso particolare che riguarda l'invasione della crosta terrestre da parte delle acque. Diremo che questa condizione, se è dovuta potenzialmente al sollevamento delle regioni montuose rispetto al livello del mare, è influenzata spesso dall'incisione delle valli da parte dei corsi superficiali o più in generale da un dislivello che viene a sussistere fra una circolazione superficiale ed un'altra.

Non è difficile così, ove condizioni tettoniche e strutturali sono favorevoli, che tale dislivello ad un certo punto venga superato mediante l'ausilio di una circolazione sotterranea. L'energia perduta dall'acqua nel

passaggio dal livello superiore al livello inferiore sarà in questo caso trasformata in un lavoro attraverso un'azione fisica di erosione e chimica di corrosione combinate in tutti i rapporti possibili a seconda dei vari tipi di roccia. Praticamente è difficile calcolare nei vari casi tale rapporto, anche se si può, in relazione alla natura della roccia, prevedere qual'è l'influenza predominante.

Molti autori tendono comunque a fare una classificazione delle rocce e quindi dell'idrografia che le interessa, in base alla presunta incidenza dell'azione chimica e così, a seconda dei casi, parlano di fenomeni carsici, paracarsici o pseudocarsici.

Noi preferiremo però dare sempre al termine **carsismo** un senso più lato, intendendo quel complesso di fenomeni, in qualsiasi regione montuosa, che sono in relazione con l'instaurarsi di una attiva circolazione sotterranea.

Precisamente dal punto di vista organizzativo, parleremo di **complesso carsico** intendendo tutti i fenomeni carsici sia superficiali che profondi, che interessano tutta una determinata area di una regione con caratteristico strutturali-litologiche uniformi e con perimetro idrografico definito. Parleremo di **sistema carsico** intendendo invece tutti quei fenomeni legati allo sviluppo di una ben differenziata condotta sotterranea che interessa una limitata area di assorbimento ed uno scarico definito.

#### **Le fasi dell'evoluzione della circolazione sotterranea**

Possiamo ritenere che la prima conseguenza dell'invasione dell'acqua nelle rocce permeabili, sia in ogni caso la formazione di una falda freatica. In questa situazione l'acqua non modifica che ben poco la struttura degli spazi liberi, anche se può rimanere in discussione l'entità e soprattutto l'importanza di un attacco chimico della roccia specie ove avviene più attivamente il ricambio idrico. In questa situazione, se riteniamo sufficientemente stabile la falda stessa, la circolazione attiva superficiale permane contribuendo sia pure con delle perdite a mantenere il livello della falda stessa che potrà a sua volta agire come una specie di cuscinetto idrico.

In seguito però all'approfondimento dei principali corsi superficiali e con la formazione di relativi solchi vallivi, le masse rocciose vengono direttamente a trovarsi esposte da più lati.

In queste condizioni la falda acquifera diverrà libera e quindi le sue perdite aumenteranno notevolmente e con ciò essa tenderà ad abbassarsi.

E'opportuno ora ricordare l'importanza dei concetti di **livello di base locale**, considerato come il livello più basso in cui avviene lo scorrimento delle masse idriche in superficie per una ristretta zona considerata, di **livello di base regionale** che può essere dato da un lago o da un peneplano e che interessa quindi una zona assai vasta, ed infine di **livello di base universale**, dato dalla superficie del mare considerata costante in un tempo sufficientemente lungo.

Vi sono naturalmente dei rapporti evolutivi fra i tre livelli. Particolarmente diremo che si instaurerà uno stretto rapporto anche fra il livello delle perdite della falda ed il livello di base locale.

E' questa situazione che creerà tutte le premesse per l'instaurarsi di una attiva circolazione sotterranea; chiameremo questo stato **fase precarsica di un massiccio roccioso**.

Da questo momento infatti possiamo ritenere che l'assorbimento dalla superficie venga progressivamente ad aumentare per reintegrare l'aumento delle perdite di falda; non solo, ma verrà anche ad aversi una selezione fra le varie condizioni di scarico della falda stessa con la prevalenza di uno o più punti favoriti. Si potrà così avere un particolare incremento della circolazione sotterranea e con ciò verrà favorita la formazione di una condotta che dal punto di scarico tenderà a svilupparsi verso l'interno del massiccio.

Parlando ora di **livello di base carsico**, noi intenderemo, in una qualsiasi sezione di un massiccio roccioso, il livello in cui avviene la più profonda ed organizzata circolazione attiva delle correnti idriche.

Noi ci interesseremo perciò di vedere come probabilmente venga a stabilirsi detta organizzazione. Il discorso parte come s'è visto dal concetto dello sviluppo di una condotta sotterranea da un punto di sbocco, verso l'interno del massiccio carsificabile. Diremo così che un linea probabile di tale sviluppo iniziale è quella che più si avvicina alla retta ideale che unisce il punto di sbocco con un punto comunque all'interno del massiccio ove riteniamo possa avere il maggior incremento la circolazione stessa. Questo stadio lo chiameremo **fase giovanile del sistema carsico**.

Nel determinare lo scostamento da questa condizione ideale, interverranno le varie condizioni strutturali del massiccio e la situazione dello specchio freatico, ma essa è giustificata pensando che viene a rappresentare la strada sotterranea più diretta nel superamento del dislivello fra i due punti considerati e cioè quella che più facilmente potrà essere scelta dalle correnti idriche.

La prima condotta così stabilita caratterizza però una serie di fatti. Essa infatti suddivide il massiccio roccioso in due zone, una superiore o di **percolamento** interessata da una circolazione prevalentemente verticale ed a carattere lamellare (percolazione), fra le diaclasi e le altre fessure e che porta l'acqua dalla superficie verso i vari punti della condotta differenziata o verso la zona sottostante. Questa zona è rappresentata dalla falda freatica di cui la condotta non rappresenta in effetti che il relativo livello dello specchio. Con ciò si vengono a ripetere, questa volta in profondità, quei rapporti fra circolazione e falda freatica che già s'erano visti per la superficie.

Tutta una serie di fenomeni interesserà ora specie le zone di percolamento e la stessa condotta sotterranea in evoluzione.

L'acqua assorbita ormai sempre più attivamente specie attraverso le fessure collegate più direttamente con la condotta, inizierà un processo di ampliamento con intensità decrescente dal basso verso l'alto e verranno a formarsi così i camini di percolamento (vedi: **A b r a m i 1963**). A sua volta avrà inizio la formazione di una morfologia carsica superficiale, ed in particolare di doline, specie in corrispondenza dei punti di assorbimento più attivi.

I rapporti fra evoluzione della circolazione e della morfologia sotterranea e delle forme carsiche superficiali sono in tal modo strettissimi. Ritornando ora allo sviluppo della condotta sotterranea, potremo dire che esso è legato soprattutto a due fattori: al regime idrico in generale e a quello della falda freatica in particolare, ed all'evoluzione del livello di base esterno.

Ed infatti, se per la fase giovanile potremo aver osservato una condizione della condotta con circolazione prevalente in pressione, come spesso si ha modo di notare in realtà (la condotta allora possiamo ritenerla sviluppata nell'ambito interno dell'area freatica), interviene ben presto a modificare tale situazione l'azione modificatrice delle masse fluide e la variabilità dei fattori climatici.

In pratica, da uno stato a pressione, si potrà passare ad uno scorrimento prevalentemente a pelo libero, favorito dall'allargamento e sviluppo sempre maggiore della condotta.

Chiameremo questo stadio dell'evoluzione fase matura del sistema carsico. Conseguenza immediata di ciò, sarà una diminuzione sensibile dell'alimentazione della zona freatica sottostante per il fatto che l'acqua tenderà sempre più ad essere assorbita dalla circolazione veloce. La falda freatica cioè tenderà via via ad abbassarsi. A sua volta tale fatto porterà ad aumentare le perdite attraverso le fessure della condotta venendo a mancare il sostegno del cuscinetto di fondo. Verrà in pratica a favorirsi lo sviluppo di nuove condotte: precisamente a monte potranno più facilmente formarsi condotte verticali attraverso cui l'acqua tenderà a superare il più forte dislivello con la falda sottostante; a valle verrà favorita la formazione di condotte con una pendenza sempre minore (in realtà si osserva spesso la formazione di successivi profili lungo una stessa condotta, a livelli sempre più bassi con presenza frequente di meandri). Queste condotte tenderanno attraverso questo processo a portare la circolazione e quindi il livello di base carsico ad una situazione sempre più prossima al livello di base esterno.

Di fatto diremo che nel primo caso, cioè a monte, la condotta tende ad una situazione di verticabilità, mentre il tratto più a valle tende ad una situazione di orizzontabilità.

La fig. 1 vuole riassumere i concetti proposti; il grafico rappresenta uno stato iniziale (fase giovanile) indicato dalla linea che unisce il punto dello scarico con un punto interno chiamato di apporto. Sono poi rappresentati uno stadio intermedio, ricostruendo una curva in base alle profondità massime raggiunte da una condotta ideale in quella situazione, ed uno stato limite rappresentato dai due lati del triangolo retto riportato (asintoti); questi rappresentano cioè il limite della curva che interessa la condotta, curva poi che possiamo sempre far risalire al tipo delle equilatero. Nella situazione rappresentata parleremo ancora di un **sistema carsico in equilibrio** per il quale è nullo il lavoro fatto dalle masse idriche sulla roccia, nel superamento del dislivello indicato: l'acqua cioè cade a vuoto ed esce all'esterno per il tratto orizzontale ad una velocità minima.

Osservando ora le condotte che via via vengono abbandonate dalle correnti idriche, vedremo una serie di fenomeni dovuti ad una circo-

lazione e percolamento residui. Parleremo con ciò di una **fase senile** della condotta.

Spesso si osserva però, che nel processo che tende a portare naturalmente le condotte verso uno stato limite e quindi il fenomeno carsico ad uno stato di equilibrio, si viene a sovrapporre un secondo fatto, che riguarda più in generale il fenomeno dell'abbassamento dei livelli di base.

Tale processo porta cioè anche ad un abbassamento del livello di scarico e quindi all'abbandono degli sbocchi primitivi ed allo sviluppo di nuovi scarichi a livelli più prossimi a quello di base locale.

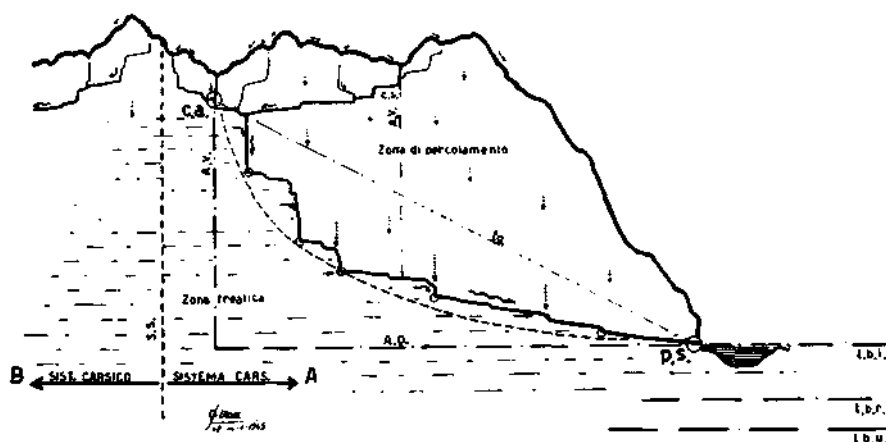


Fig. 1. Schema rappresentativo della evoluzione di un sistema carsico A: A-O asintoto orizzontale; A-V asintoto verticale; c.a., centro di apporto; f.g., fase giovanile; l.b.l., livello di base locale; l.b.r., livello di base regionale; l.b.u., livello di base universale; p.s., punto di scarico; s.s. spartiacque sotterraneo; la curva tratteggiata indica la situazione della fase matura attiva

Dovremo con ciò tracciare un nuovo asintoto per le condotte orizzontali dello stesso sistema carsico. Allo stesso tempo si avrà tutta una serie di fatti che porterà ad una nuova situazione l'idrografia sotterranea; parleremo così di una fase di ringiovanimento del sistema carsico stesso.

In pratica la dinamica del fenomeno carsico diventa più complessa e non sempre ben definibile, non solo per l'aggiunta di numerosi fattori e situazioni naturali che condizionano in maniera diversa i fenomeni, ma anche perché i vari processi si sommano o si sovrappongono in maniera non uniforme dalla zona del punto di scarico fino all'interno ed alla zona superficiale di assorbimento. L'esame della realtà dovrà quindi tener particolarmente conto dei fattori locali.

Ponendo l'osservazione ora sui fenomeni che interessano un intero complesso carsico noi ci accorgeremo spesso di essere alla presenza di più sistemi, in relazione a diversi punti di scarico. Fra questi nascerà allora una specie di competizione secondo la quale i sistemi con scarico più favorito e perciò più attivo, tenderanno a prevalere. Questo fatto

porta spesso, specie nelle rocce altamente carsificabili e più permeabili, alla prevalenza assoluta di un sistema la cui condotta di scarico assume l'imponente aspetto di un vero fiume sotterraneo.

### Classificazione dei sistemi carsici

L'esplorazione dei sistemi carsici può permettere alle volte una raccolta sufficiente di dati relativi ai fenomeni sviluppati, per cui è possibile la costruzione, sia pure approssimativa, della curva che segna il livello di base carsico. A ciò si potrà aggiungere l'esame della distribuzione delle forme carsiche superficiali.

Sulla base della situazione delle condotte attive, si potrà fare perciò una prima significativa comparazione fra i diversi sistemi carsici. Dal punto di vista pratico proporremo ora una classificazione la quale tenga presente di tale possibilità.

Chiameremo così **alto carsismo**, quello nel quale il dislivello fra la superficie assorbente ed il punto attivo di scarico è maggiore di 350 m.

Parleremo di **medio e basso carsismo**, quando lo stesso dislivello è compreso fra i 200 e 350 m. od è rispettivamente inferiore ai 200 m.

La scelta di detti dislivelli può apparire puramente arbitraria, di fatto però essa è scaturita da un esame di alcune tipiche situazioni naturali e dalla frequenza più significativa fra i rapporti che vengono a stabilirsi fra i segmenti che rappresentano il limite dei vari stati di equilibrio.

Per un alto carsismo sarà facile prevedere una storia evolutiva complessa e lunga, con la possibilità della facile prevalenza di un singolo sistema più favorito e quindi con scarico notevole e con la probabile formazione di profonde voragini specie verso l'interno del massiccio.

Per il basso carsismo si parlerà invece relativamente di una suddivisione dello scarico fra più sistemi che potranno presentare lunghe condotte orizzontali direttamente collegate con la superficie dai camini di percolamento. Inoltre in questo caso oltre ad una più eterogenea distribuzione superficiale delle forme carsiche dipendente dal diverso sviluppo dei vari sistemi sotterranei, si troveranno facilmente casi in cui attraverso le doline a pozzo si metteranno in luce tratti delle stesse condotte sotterranee attive.

Il medio carsismo presenterà ovviamente situazioni intermedie.

Su questa base comunque si potranno fare numerosi altri rilievi utili a completare la visione della situazione dei sistemi carsici.

Per concludere diremo che saranno gli studi sull'idrologia applicata che potranno trarre i migliori vantaggi dalla conoscenza della dinamica della evoluzione della circolazione sotterranea nei rilievi montuosi carsici, conoscenza legata però soprattutto ad indagini opportunamente indirizzate.

### Riassunto

Vengono presi in esame dei concetti generali sul fenomeno carsico e si sottolineano le caratteristiche fondamentali della circolazione nei terreni permeabili. Da queste si parte per cercare di definire una



dinamica con cui si evolve il fenomeno carsico e che interessa quindi tutti i momenti della evoluzione della idrologia sotterranea e della morfologia superficiale e profonda.

Ciò nell'ambito di un meccanismo che tende a portare i sistemi carsici verso una situazione di equilibrio. In relazione a questa interpretazione, viene proposta una classificazione dei sistemi stessi per poter fare una comparazione significativa.

### Bibliografia

- Abrami G., 1963. Il fenomeno carsico ai piedi dell'Altipiano dei Sette Comuni. *Rass. Spel. Ital. A.* 15, Como.
- Abrami G. e F. Maglich, 1963. La »Busa del Castel Sototera« sul Montello. *Natura V.* 54, Milano.
- Abrami G. e F. Massari. — *Morfologia carsica nel conglomerato del Montello.* (In corso di stampa.)
- Anelli F., 1957/58. Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici. *Le Grotte d'Italia*, 3/2, Castellana.
- Anelli F., 1963 Fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici. *Giornale di Geologia*, 31, Bologna.
- Boegan E., 1938. Il Timavo: studio sull'idrologia carsica sub-aerea e sotterranea. *Mem. Ist. Ital. di Spel.* 5/2, Trieste.
- Bourgin A., 1945. La question du niveau de base. *Revue de Géogr. Alp.* 33, Grenoble.
- Cabaille A., 1962. Le système karstique et l'évolution des grottes. *Spelunca*, 3 (Atti IV° Congr. Nat. Spel.), Belfort-Malvaux.
- Chiesa P., 1963. Aspetti applicativi della speleologia: le acque sotterranee. *Rass. Spel. Ital. (Atti VII° Congr. Spel. Lombardo)* A. 15, Como.
- Cvijić J., 1893. Das Karstphänomen. *Penck's Geogr. Abhandl.*, Wien.
- Cvijić J., 1909. Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpffläche. *Petermanns Geogr. Mitteilungen.*
- Cvijić J., 1918. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Rec. des travaux de l'Inst. de Géogr. Alp.*, Grenoble.
- D'Ambrosi C., 1959—60. Sull'origine delle doline carsiche nel quadro genetico del carsismo in generale. *Le Grotte d'Italia*, 3/5.
- De Gasperi B., 1916. Grotte e voragini del Friuli. *Mem. Geografiche di G. Dainelli*, 30, Firenze.
- De Marchi G., 1944. *Idraulica: basi scientifiche ed applicazioni tecniche*, Milano.
- Ferruglio E., 1922—23. L'Altopiano carsico del M. Ciaorlécc nel Friuli. *Mondo Sotterraneo*. A. 18/19, Udine.
- Gadner J. H., 1935. Origin of limestone Caverns. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 46.
- Gortani M., 1934. Per lo studio idrologico e morfologico delle regioni carsiche italiane. *Atti I° Congr. Naz. Spel. di Trieste*, 5/12, Milano.
- Gortani M., 1937. Per lo studio delle aree carsiche e semicarsiche italiane. *Atti XII Congr. Geogr. Ital.* 5/1, Udine.
- Grund A., 1903. *Die Karsthydrographie.* *Penck's Geogr. Abh.* 5/7, Leipzig.
- Kyrle G., 1923. *Grundriss der Theoretischen Speläologie.* *Speläologische Monographien*, Wien.
- Lehmann H., 1960. *Internationale Beiträge zur Karstmorphologie.* *Zeitsch. für Geomorph.*, Berlin.
- Lehmann H., 1932. *Die Hydrographie des Karstes.* *Enzyklopädie der Erdkunde*, Wien.
- Marinelli O., 1905. Importanza morfologica attribuita alle rocce cavernose. *Mondo Sotterraneo*, A. 1/50, Udine.

- Martel E. A., 1921. *Nouveau Traité des eaux souterraines*, Paris.
- Marussi A., 1941. Il Paleotimavo e l'antica idrografia sub-aerea del Carso triestino, *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.* 5/38, Trieste.
- Maucci W., 1951—52. L'ipotesi dell'erosione inversa come contributo allo studio della speleogenesi. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.* 5/46, Trieste.
- Maucci W., 1958. Considerazioni sistematiche sul problema della idrografia carsica epigea. *Atti II° Congr. Naz. Spel.*, Bari—Lecce—Taranto.
- Nangeroni G., 1957. Il carsismo e l'idrologia carsica in Italia. *Atti XVII° Congr. Geogr. Ital.*, Bari.
- Pasa A., 1959. L'Azione pedogenetica profonda come fattore decisivo della determinazione del carsismo. *Scritti geo-ped. in onore di P. Principi*, Firenze.
- Roglić J., 1957. Quelques problèmes fondamentaux du Karst. *L'Information géographique* 5/1.
- Rovereto G., 1944. *Trattato di geologia morfologica*, Milano.
- Segre A. G., 1948. I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio. *Ist. di Geogr. Univ.*, Roma.
- Trombe F., 1952. *Traité de Spéléologie*, Paris.
- Woodward H. P., 1961. A stream piracy theory of cave formation. *Bull. of the Nat. Spel. Soc.* 5/23 (Trad. di G. Voghera su *Atti e Mem. della Comm. Grotte E. Boegan*, Trieste 1963).

Discussione: G. Guerrini, G. Perna, V. Panoš.

## LA GROTTA DELLA VALLE DELLE VACCHE IN PARCO NAZIONALE D'ABRUZZO

A. Assorgia — L. Bentini — P. Biondi

Gruppo Speleologico »Vampiro«

Faenza

### Abstract

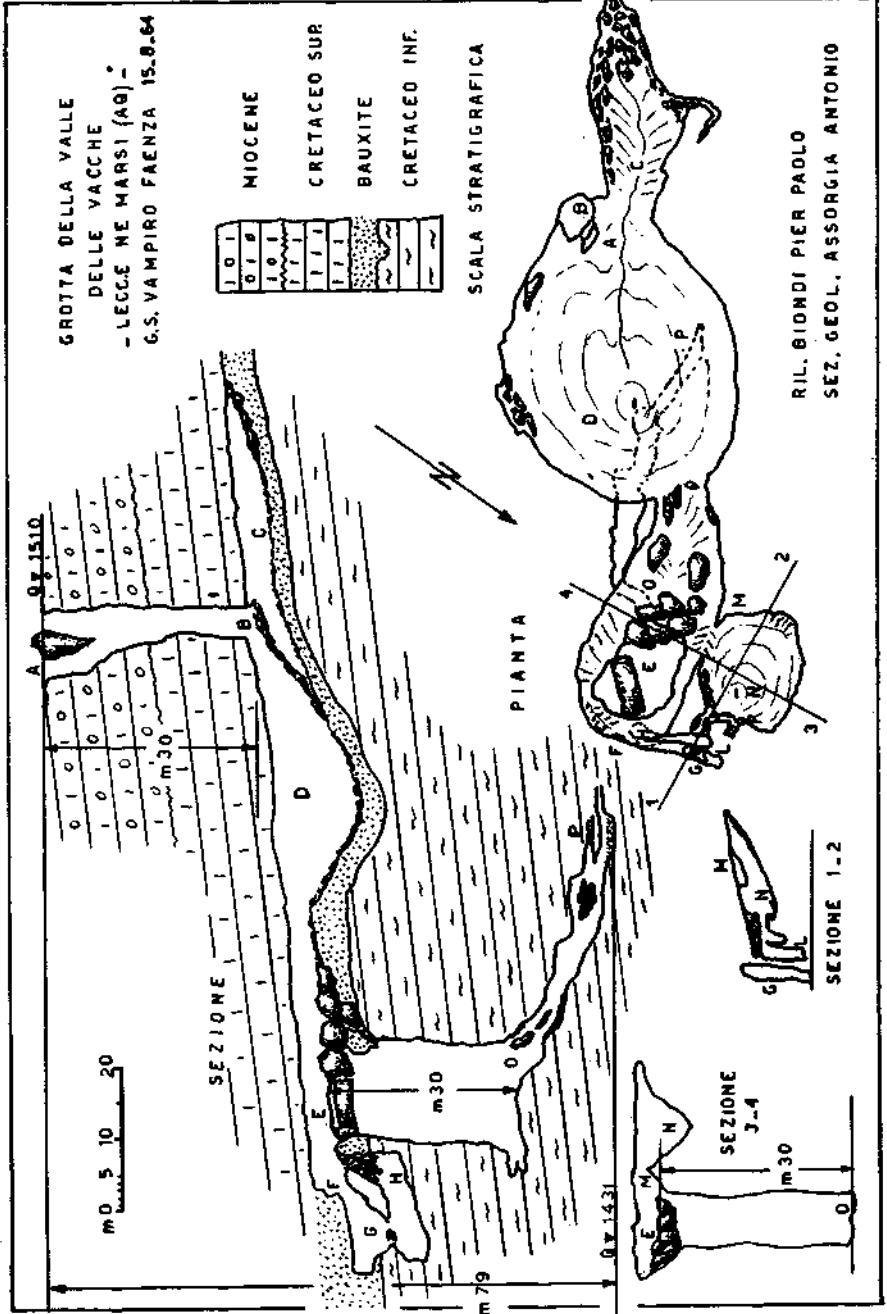
The report furnishes a geological account of the karstic district of the Valle delle Vacche (National Park of Abruzzo) and a morphological description and accounts of the speleological genesis of the Grotto of the same name situated there.

La cavità più interessante fra quelle esplorate dal nostro Gruppo nel Parco Nazionale d'Abruzzo è indubbiamente la Grotta della Valle delle Vacche; tale nome le proviene dalla località in cui si apre, facente parte di un altipiano carsico allungato, delimitato ad oriente dal M. Turchio (m 1898) e ad occidente dalla catena montuosa che, con direzione generale NO-SE, comprende M. Prato Maiuri (m 1899), M. Fontecchia (m 1932) e Monna della Rapanella (m 1880).

In questa zona i terreni più antichi affioranti sono riferibili al Cretaceo inferiore. I termini litologici sono tutti calcarei e precisamente possiamo distinguere dal basso di questa formazione: calcari a pasta fine biancastri, con strati aventi spessore di 1 m circa; calcari oolitici o pseudo oolitici di calcare nocciola o biancastro, intercalato ai complessi precedenti: calcari detritici (calcirudisti e calcareniti) in banchi spessi 1 m circa, a frattura scheggiata, biancastri.

Lo spessore del Creta inferiore affiorante è di circa 300 m, ma la base non appare. I calcari di questa formazione, i cui fossili tipici sono Orbitoline, Requenie e Nerinee e le cui caratteristiche sono il grande spessore degli strati (1 m circa), la grande diaclasatura e la purezza (circa 92% in  $\text{CaCO}_3$ ), formano le ossature di tutte le più alte cime esistenti nella zona.

Sopra il complesso dei calcari a Requenie v'è un orizzonte bauxitico; alla bauxite si associano però ossidi di ferro, silice, titanio, vanadio etc. Dallo studio strutturale delle cave di bauxite qui situate (ad es. in località Mandrilli) si può dedurre che essa ha riempito cavità preesistenti. Sull'ambiente di deposizione, quasi tutti gli Autori sono concordi nel riportarlo a quello continentale; la formazione delle bauxiti sarebbe cioè legata al sollevamento della zona di retrocogliera avvenuto alla fine del Creta inferiore (Albiano-Cenomaniano). Gli affioramenti di bauxite non sono presenti in tutta la zona, ma soltanto a W di una linea che, con direzione N-S, passa a metà costa dell'ala occidentale dell'anticlinale del M. Turchio e prosegue verso il M. Marcolano; il motivo si deve ricercare probabilmente nella presenza di una linea tettonica premiocenica con direzione N-S, che ha provocato il sollevamento di



una parte della zona, determinando l'erosione di tutte le formazioni sovrastanti il Creta inferiore e quindi delle bauxiti. Attualmente tali bauxiti formano un orizzonte unico con andamento a sacca o a lente, struttura quest'ultima ben visibile nell'allegata sezione della Grotta della Valle delle Vacche.

Sopra il livello bauxitico si hanno i calcari del Cretaceo superiore le cui caratteristiche sono le seguenti: netta stratificazione con banchi di 20 cm circa ed esile spessore di tutta la formazione, che è di circa m 20. Detta formazione consta di calcari detritici nocciola o grigio-verdastri a cemento calcareo o argilloso. Sopra si trovano in discordanza i termini trasgressivi del Miocene, con tre formazioni: alla base calcari detritici-organogeni, poi marne ad Orbuline ed infine, al tetto della serie miocenica, la formazione argilloso-arenacea.

Passiamo ora ad un'analisi della cavità oggetto della presente relazione; essa si apre a q. 1510 in un fitto bosco di faggi, alla sommità di un dosso nelle vicinanze del quale sono due doline cieche di modeste dimensioni. Le coordinate U. T. M. sono le seguenti: 33TUG93073640 (F. 152-I-SO, GIOIA VECCHIO).

Si tratta di un inghiottitoio la cui sezione all'imboccatura è quasi rettangolare (m 8 × 4), divisa in due parti da un diaframma calcareo largo circa 1 m. Evidenti sono in superficie le diaclasi nei calcari miocenici che hanno determinato la formazione della cavità, profonda complessivamente 79 m. Il primo pozzo, di 30 m, ha avuto origine da una di tali diaclasi e adduce ad un vasto cavernone riccamente concrezionato. Un imponente cono detritico alla base del pozzo forma una specie di diaframma che separa dal cavernone una saletta più piccola, dal pavimento in ripida salita. Questa misura m 29 in lunghezza, l'asse mediano è in direzione SO-NE ed è larga in media m 10. Il soffitto, da cui pendono moltissime stalattiti, è costituito dal letto di un banco calcareo sub-orizzontale, che immerge ad E con pendenza di 7—8°; vi si notano alcune litoclasti che corrono all'incirca parallelamente all'asse mediano della sala.

Lo stesso banco calcareo funge da soffitto anche per la sala maggiore, al cui fondo si perviene scendendo tra i massi ed il pietrisco del cono detritico, la cui pendenza è di 27°. Il cavernone ha la foggia di una conca sub-circolare, è cioè una specie di dolina interna, le cui dimensioni sono m 40 in lunghezza (direzione SSW-NNE) e m 31 in larghezza; il punto più profondo di tale conca dista m 11 dal soffitto. Le pareti sono costituite da bauxite, la cui colorazione giallastra crea un notevole contrasto col candore delle concrezioni. Su dette pareti si notano livelli raggiunti dall'acqua, che toccano un'altezza massima di m 3. Nel fondo della conca si forma infatti un laghetto dall'autunno alla primavera avanzata.

Risalendo il fianco NE della dolina interna si perviene ad una breve e bassa saletta che adduce alla sommità di un secondo pozzo ellittico i cui assi misurano m 13 e m 10. Un enorme blocco di roccia, incastrato tra le pareti, permette di scavalcare il pozzo e di raggiungere così una serie di piccoli vani dalle caratteristiche morfologiche assai complesse, attraverso le quali si perviene ad una saletta sub-circolare dal diametro di

m 15 (punto N), le cui caratteristiche sono identiche a quelle della grande dolina. Si presenta infatti sotto forma di conca le cui pareti sono costituite da bauxite, che qui però è di un colore rosso molto intenso a causa del minor dilavamento verificatosi. Vi si può accedere anche, con più facilità, scavalcando un ripidissimo cumulo di bauxite (punto M) che diaframma la sala stessa dal lato Nord del secondo pozzo.

La profondità di quest'ultimo è di m 30; il primo tratto è scavato nella bauxite e si verificano perciò spesso pericolosi franamenti, ma subentrano poi i calcari e le pareti diventano compatte e levigatissime. Anche alla base di questo pozzo si ha un grande cono detritico ripidissimo, addossato alla parete S. Di qui inizia un cunicolo che si svolge con una pendenza media di 18° dapprima in direzione S, e che poi piega in direzione W mantenendo quasi costantemente tale direzione per m 25, finchè si perde in alcune fessure impraticabili. Il tratto maggiore di detto cunicolo si sviluppa al di sotto della dolina interna ad una profondità media di m 30, terminando in corrispondenza del suo lato W. All'infuori dell'ultima parte, dove le dimensioni sono assai ridotte, la sua sezione consiste in una fessura non molto ampia, ma abbastanza sviluppata in altezza, rivelando la sua origine diaclasica.

La Grotta della Valle delle Vacche, il cui sviluppo totale è di m 170, si può dividere strutturalmente in due parti: il primo salto di m 30, che ci porta dalla superficie, q. 1510 (punto A) a q. 1480 (punto B), attraversando successivamente calcari miocenici e del Creta superiore; il secondo salto, profondo anch'esso 30 m, che ci conduce in verticale a q. 1440 ed il cunicolo successivo, praticabile fino a q. 1431, i quali attraversano l'orizzonte bauxitico e la formazione del Creta inferiore.

Lo studio della grotta è importante per due motivi fondamentali: ci dà uno spaccato naturale delle formazioni del Miocene e del Creta superiore, dell'orizzonte bauxitico e del Creta inferiore, e fornisce l'unica possibilità, in tutta la zona, di vedere le relazioni che intercorrono tra i calcari di letto e di tetto delle bauxiti. Alla base del primo salto (punto B) si può infatti notare il tetto delle formazioni calcaree o l'orizzonte bauxitico. Dal punto B si discende nella dolina interna, la quale evidentemente altro non è che una lente di bauxite che è stata dilavata dalle acque sotterranee. Detta bauxite si presenta con colore giallastro per perdita dell'ossido ferrico che ha arrossato i calcari sottostanti ed ha inoltre acquistato una grande plasticità per l'impregnazione di acque di percolazione.

Il secondo salto (punto E) ci permette di esaminare il rapporto tra i calcari di letto e le bauxiti; l'orizzonte bauxitico infatti è interrotto da tale salto ed a circa 4 m dalla sommità si ha il passaggio Creta inferiore-bauxiti, non ben visibili a causa delle incrostazioni di  $\text{CaCO}_3$ .

Per una più chiara ed evidente visione di quanto esposto rimaniamo all'allegato spaccato geologico della cavità.

# REPARTITION DES CAVITES DU JURA SUISSE FRANÇAIS PAR GROUPES MORPHOLOGIQUES

Maurice Audétat  
Société Suisse de Spéléologie

Lausanne

## Introduction

Le Jura Suisse français est de toute la Suisse, la région qui a été la plus prospectée par les spéléologues. Les cavités sont nombreuses et réparties sur l'ensemble des chaînes. Elles ont été méthodiquement étudiées depuis plusieurs années.

Plusieurs notes ont été publiées sur la description, la répartition et les possibilités d'investigations souterraines dans le Jura.

Actuellement, il semble possible de dégager quelques remarques sur la morphologie de ces cavités et de répartir celles-ci en divers groupes se rapportant aux analogies des formes et de leurs situations.

Nous limiterons cette note aux cavités du Jura vaudois et plus particulièrement aux gouffres qui sont les plus nombreux et les plus caractéristiques.

## Situation géographique et géologique

Le Jura vaudois comprend la chaîne principale, la plus voisine du bassin du lac Léman et quelques chaînes parallèles. L'ossature de ces chaînes est constituée par des anticlinaux de calcaire Jurassique appartenant principalement au Malm. Des calcaires Crétacés (Néocomien) s'étendent au pied du Jura et on observe quelques lambeaux dans les vallées et combes jurassiennes.

## Les cavités du Haut-Jura

Au point de vue prospection et exploration, le Jura doit être divisé en deux zones distinctes:

1. Le Haut-Jura
2. Les Vallées

A diverses reprises, nous avons tenté d'établir une classification des formes observées dans les cavités du Jura. De nouvelles investigations et l'examen des résultats accumulés dans le fichier des grottes suisses permettent actuellement de définir divers groupes de cavités particulières aux zones énoncées ci-dessus.

Le Haut-Jura est le domaine des gouffres, les grottes y sont insignifiantes, cavités cutanées (Ciry) ou galeries restreintes à la base de puits verticaux.

Dans les vallées par contre, on ne rencontre que des grottes, résurgences actives temporaires ou fossiles, les gouffres n'étant que des accidents tectoniques très localisés et assez rares.

Sur le territoire constituant le Jura Vaudois, soit environ 750 kilomètres carrés sont catalogués 378 cavités, soit 295 gouffres et 83 grottes.\*

Nous avons laissé de côté un certain nombre de cavités, soit en raison de leurs petites dimensions, soit parce qu'elles présentent des formes modifiées ou dégradées par des causes accidentelles. En définitive, nous avons retenu pour cet essai de groupement morphologique 268 cavités, soit 216 gouffres et puits et 52 grottes.

## Première zone

### Le Haut-Jura

Les cavités du Haut-Jura sont réparties en huit catégories que nous énonçons ci-dessous et dont nous décrirons ensuite les caractéristiques. Il est évident que certaines cavités peuvent présenter des caractères similaires à deux ou plusieurs catégories. L'examen du catalogue des cavités de la région montre que le cas peu est fréquent. Ces catégories sont les suivantes:

1. Puits verticaux simples
2. Diaclases
3. Effondrements
4. Puits situés sur des intersections de diaclases
5. Puits parallèles
6. Dolines avec puits
7. Cas particuliers
8. Grands gouffres

#### Catégorie 1. Puits verticaux simples

Ces puits sont répartis un peu dans toutes les parties du Haut-Jura. Ils sont ouverts directement dans des bancs de calcaire, les couches étant généralement horizontales ou peu inclinées.

Les orifices sont ovalisés ou cylindriques et ouverts sur des fissures peu visibles en surface. Dans quelques cas, des effondrements ou des érosions localisées ont rendu irrégulières les formes des orifices. La section et la forme des puits est assez constante et reste semblable à la forme des orifices. Les parois sont souvent entamées par des cannelures de ruissellement et des encorbellements correspondant aux joints de stratifications. La partie inférieure de ces cavités est souvent élargie et greffée parfois sur de courtes galeries entre strates ou petites diaclases.

La plupart de ces cavités sont ouvertes dans le Kiméridgien. Cet étage qui affleure un peu partout dans le Jura suisse présente beaucoup

\* Chiffre valable au 31 décembre 1964.



de lapiés favorables au creusement karstique. Ce type de cavités se rencontre en nombre plus limité dans le Portlandien et le Séquanien.

Nous avons examiné 62 cavités de ce type, la profondeur de ces cavités se répartit comme suit:

- 27 cavités de moins de 10 m.
- 18 cavités entre —11 m et —20 m.
- 4 cavités entre —21 m et —30 m.
- 13 cavités dépassant —31 m.

### **Catégorie 2. Diaclases simples**

Ces cavités se rencontrent partout où les diaclases sont nombreuses et particulièrement proches de la surface. Une grande partie d'entre elles se situent dans les lapiés. Les orifices de ces cavités sont toujours étroits et allongés, très souvent multiples. Dans les diaclases à plusieurs orifices, des courants d'air s'établissent et contribuent à maintenir une température basse permettant le maintien toute l'année de neige et de glace. La gélifraction est active sur les parois qui sont délitées. Ces diaclases ont tendance à se rétrécir à la base, les éboulis qui s'accumulent avec des détritux divers provoquent leurs obstructions.

Les diaclases sont verticales ou légèrement obliques. Dans certains cas, elles se greffent en profondeur sur des diaclases parallèles, dans une disposition analogue aux puits parallèles cités plus loin. Il y a d'ailleurs une relation assez étroite entre ces deux formes.

La situation de ces cavités est analogue à la catégorie précédente, le plus grand nombre dans le Kiméridgien et une proportion semblable dans le Portlandien et le Séquanien.

74 cavités ont été notées dans cette catégorie, les profondeurs sont les suivantes:

- 14 cavités de moins de 10 m.
- 40 cavités entre —11 m. et —20 m.
- 7 cavités entre —21 m. et —30 m.
- 13 cavités dépassant 30 m.

### **Catégorie 3. Effondrements**

Dans la plupart des karsts, les véritables effondrements sont peu fréquents. C'est le cas du Jura vaudois et nous en avons dénombré 5 dont la profondeur oscille entre —10 m. et —30 m. Les effondrements reconnus dans le Jura vaudois s'ouvrent dans des marno-calcaires (Argovien) ou dans des lambeaux de Crétacé qui subsistent dans quelques synclinaux. Les orifices sont circulaires avec parois verticales peu profondes.

### **Catégorie 4. Cavités situées sur des intersections de diaclases**

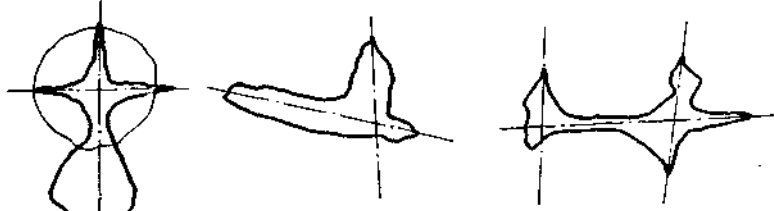
Ces cavités sont très fréquentes dans le Jura vaudois. Elles sont aussi les plus modifiées et évoluées, et celles qui présentent le plus de variantes en profondeur (galeries, boyaux ouverts en tous sens, salles irré-

Formes karstiques du Jura Vaudois

Cat. 2. Baume 6 des Soupiatz



Cat. 4. Intersections de diaclases      Orifices divers



Cat. 6  
Doline avec puits

Cat. 5  
Puits parallèles

Coupe du Gouffre 2  
du Chemin des  
Croix-Rouges

M. Audérot. P. Coy

Coupe du  
Gouffre du Gripon  
P. Martin

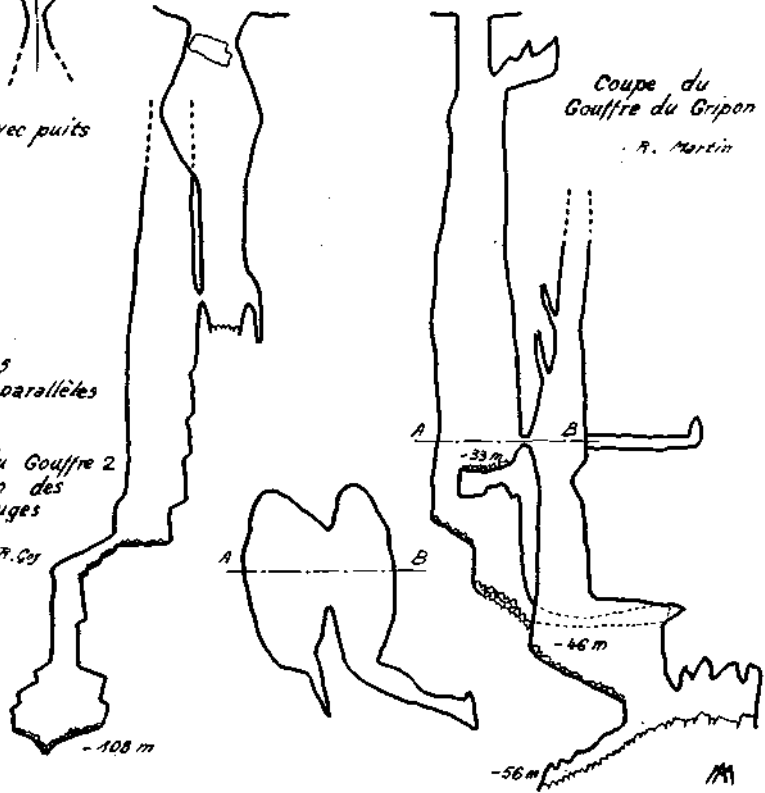


Fig. 1

gulières). Les orifices sont irrégulièrement découpés et la forme varie en fonction du nombre de diaclases et des angles qu'elles forment entre elles. En profondeur, la forme générale reste sensiblement la même. Dans plusieurs cas, une diaclase plus importante que les autres permet à la cavité de se continuer soit en profondeur, soit en constituant une galerie (section étroite et élevée).

La plupart de ces cavités se situent dans le Kiméridgien, puis dans le Portlandien et le Séquanien.

Parmi les cavités les plus typiques, nous en avons retenu 28 dont les profondeurs s'échelonnent comme suit:

- 1 cavité de moins de 10 m.
- 4 cavités de —11 m. à —20 m.
- 11 cavités de —21 m. à —30 m.
- 12 cavités dépassant —31 m., l'une d'elles atteignant —100 m.

#### **Catégorie 5. Puits parallèles**

Plusieurs cavités du Haut-Jura sont caractérisées par la présence de puits parallèles cylindriques ou ovalisés. La forme de ces cavités est parfois si caractéristique que nous n'hésitons pas à en faire un groupe à part dans les cavités du Jura vaudois.

Ce groupe présente une relation étroite avec le groupe 4; seule la disposition des diaclases est différente. Ces cavités se forment lorsque plusieurs diaclases secondaires recoupent transversalement une diaclase plus importante. Il se forme alors des puits parallèles très rapprochés qui finissent par se rejoindre et à communiquer entre eux. En général, les cavités de cette nature n'ont qu'un seul débouché à la surface. Les puits parallèles communiquent entre eux souvent par le bas et se présentent comme des cheminées remontantes. Parfois, la mince cloison qui les sépare cède et on peut ainsi accéder de l'un à l'autre par le milieu, quelquefois par la partie supérieure. Presque tous sont situés dans le Kiméridgien.

L'ordre de profondeur est le suivant:

- 2 cavités entre —11 et —20 m.
- 3 cavités entre —21 et —30 m.
- 5 cavités dépassant —31 m, la plus profonde atteignant —108 m.

#### **Catégorie 6. Dolines avec puits**

Les dolines sont très abondantes dans tout le Jura. Elles sont de formes diverses et de grandeur très variable. Seules quelques-unes sont ouvertes à la base et recèlent des cavités pénétrables.

Ces cavités sont constituées par des puits verticaux ou par des diaclases. Plusieurs glaciers s'ouvrent ainsi au fond de dolines encaissées et ombragées qui protègent l'orifice du soleil, créant ainsi un climat favorable pour l'accumulation de la glace.

20 cavités se classent dans l'ordre suivant:

- 4 cavités de moins de 10 m.
- 5 cavités entre —11 et —20 m.

5 cavités entre —21 et —30 m.

6 cavités dépassant —31 m.

C'est aussi dans le Kiméridgien que se rencontrent la plupart de ces cavités.

#### Catégorie 7. Cas particuliers

Pour clore cette classification de formes, signalons quelques cas particuliers:

Tout d'abord, mentionnons une série de cavités groupées dans la même région (Chaîne du Chasseron au Creux-du-Van). Ces cavités, au nombre de 9, présentent les caractéristiques suivantes:\*

1. Orifices simples ou multiples situés sur une diaclase.

2. Axe de la cavité perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal.

3. Partie supérieure des cavités constituée par une verticale.

4. Partie médiane élargie en suivant le plan de stratification et constituant une salle de forme ovale, allongée et inclinée suivant le pendage.

5. Boyaux prolongeant la cavité dans le sens de la diaclase directrice.

Mentionnons encore quelques cavités isolées ouvertes entre des strates redressées à la verticale, ou des tronçons de cavités recoupées par des cluses.

#### Catégorie 8. Grands gouffres

On rencontre dans la Jura vaudois un certain nombre de gouffres plus importants ouverts dans les assises du Jurassique Supérieur. Les conditions géologiques du Jura suisse sont en général peu favorables au creusement de cavités profondes, pas plus d'ailleurs qu'au développement de grands réseaux. Les nombreux plissements et la fréquence des décrochements sont des obstacles à l'extension de grandes cavités. En outre, les calcaires du Jura alternent avec des marno-calcaires qui s'opposent souvent au creusement karstique. Seules les parties supérieures des crêtes du Haut-Jura, où le faite des anticlinaux s'étale en couches presque horizontales, présentent quelques zones propices au développement de grandes cavités.

La morphologie des grandes cavités est particulière à chaque cas, et ces cavités ne peuvent donc être classées dans les groupes cités précédemment.

Nous citons ci-dessous les huit cavités de la région qui atteignent ou dépassent la profondeur de — 100 m:

La Glacière Tissot — 100 m.

Baume de l'Abîme — 100 m.

Gouffre 2 du Chemin des Croix-Rouges — 108 m.

Gouffre 6 de la Petite-Chaux — 115 m.

Gouffre-glacière du Crêt des Danses — 120 m.

Gouffre «Antoine» — 243 m.

Le gouffre de la Cascade — 250 m.

Le gouffre du Petit-Pré — 426 m.

---

\* Ces cavités ont fait l'objet d'une note dans les «Actes du Deuxième Congrès Suisse de Spéléologie» (Voir bibliographie).

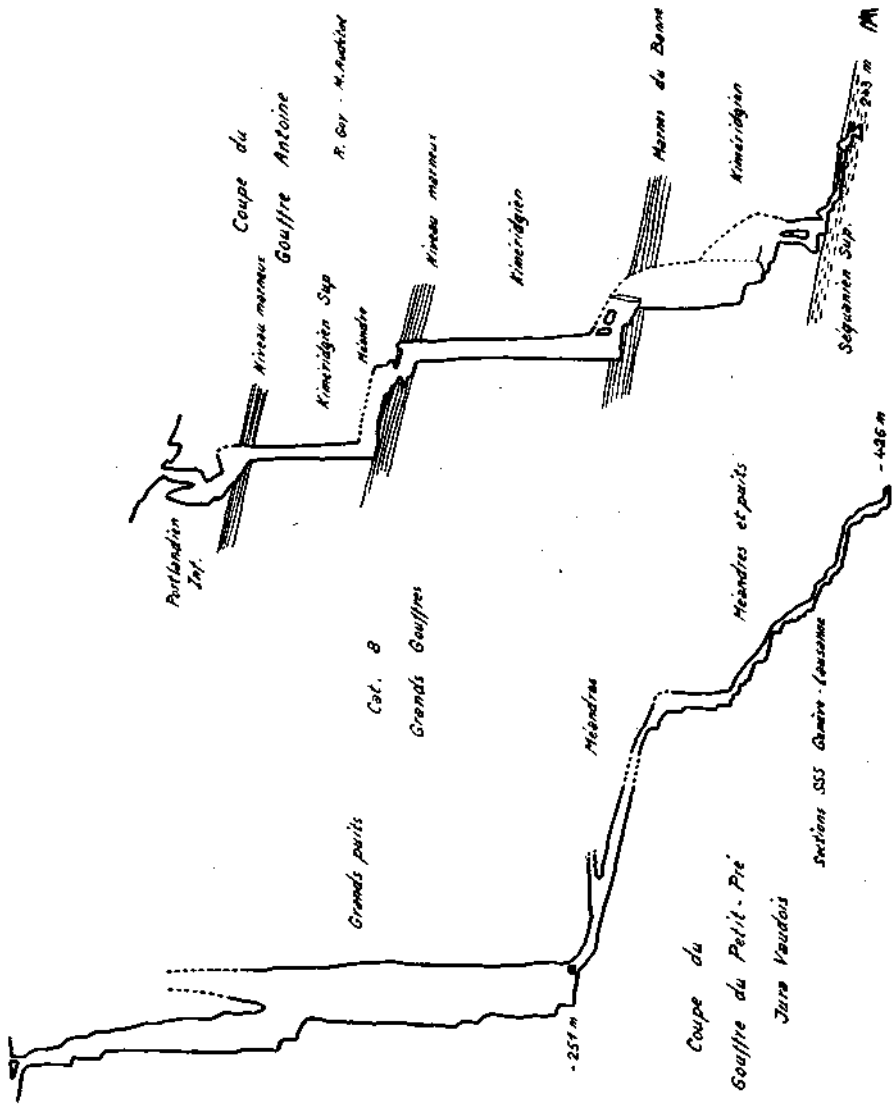


FIG. 2

Les orifices de toutes ces cavités sont situés soit dans le Portlandien ou le Kiméridgien.

Parmi ces gouffres, quatre peuvent se rattacher dans l'ensemble à la catégorie 4 (intersections de diaclases), avec en profondeur superposition de diaclases se recoupant sur plusieurs plans.

Deux autres gouffres sont un complexe des catégories 4 et 5, (intersection de diaclases et puits parallèles).

Deux des plus grands gouffres méritent une mention à part en raison de leur structure particulière, ce sont: Le gouffre «Antoine» et le gouffre du Petit-Pré.

**Le gouffre «Antoine»** s'ouvre dans un lapiaz situé dans le Portlandien, c'est une fissure élargie qui se greffe sur une succession de puits verticaux importants. Ce gouffre semble épouser tous les détails de la stratigraphie du Jurassique qu'il traverse. Dans la zone de contact Portlandien-Kiméridgien ainsi qu'aux intercalations marneuses correspondent des zones de fissures et méandres. Tandis que le Kiméridgien est traversé par trois puits réguliers de 44 m, 79 m et 41 m. Au contact des marno-calcaires du Séquanien, des galeries étroites et argileuses succèdent aux puits et deviennent impénétrables à — 243 m.

**Le gouffre du Petit-Pré.** Ce gouffre constitue une surprise de l'exploration du Jura Suisse. Une petite diaclase désobstruée dans un lapiaz sénile et colmaté débouche au haut d'un puits vertical descendant à — 134 m. Après un palier avec éboulis, le gouffre reprend sa forme verticale et un énorme puits aboutit à — 251 m. La cavité se continue par un long méandre étroit et sinueux, coupé de puits qui devient impénétrable à — 426 m, profondeur atteinte pour la première fois dans le Jura. Aucun détail de la stratigraphie n'est visible dans la première partie du gouffre. Faute de détermination nous devons nous borner à une supposition et il semble que tout le Séquanien ait été traversé ainsi qu'une partie de l'Argovien fait exceptionnel dans le Jura. La situation et la structure de ce gouffre pose plusieurs problèmes encore mal définis et dont l'étude est en cours.

## Deuxième zone

### Vallées et cluses

La limite entre le Haut-Jura et la zone des vallées est nettement marquée par les flancs des anticlinaux. Les grottes et les résurgences existant dans cette partie du Jura vaudois ont l'aspect classique de la plupart des régions calcaires. Les cavités rencontrées peuvent se classer comme suit:

1. Cavités fossiles,
2. Résurgences,
3. Réseaux.

Citons les formes observées dans ces trois groupes:

### Cavités fossiles

Niches et abris sous-roche (baumes de falaises).  
Grottes cutanées (Ciry).

Grottes d'origine tectonique (diaclasses, galeries ouvertes au dépens de joints de stratifications, complexe des deux formes).

### Résurgences et réseaux

La plus grande partie des résurgences sont impénétrables ou sourdent sous des éboulis; elles sont souvent défendues par des siphons souterrains étroits et peu accessibles aux plongeurs.

Quelques résurgences sont accompagnées de galeries pénétrables (anciennes résurgences et trop-pleins). En raison de la structure tourmentée du Jura, ces galeries sont peu développées.

Les résurgences du pied du Jura sont toutes impénétrables à part une exception, La Venoge accessible par un effondrement, mais défendue aussi par un siphon inexploré.

Les grands réseaux souterrains sont rares dans le Jura Suisse, deux seulement sont situés dans le Jura Vaudois. Ils s'agit de réseaux actifs à la limite des zones vadoses et phréatiques.

### Conclusion

En groupant ces diverses formes de cavités du Jura vaudois, nous avons voulu préciser l'état des recherches dans cette région et les possibilités d'investigations dans les gouffres. En observant les formes des cavités, la disposition des diaclasses et la situation géologique, le spéléologue pourra juger de l'opportunité d'entreprendre certaines désobstructions. Cette note montre aussi le rôle capital des diaclasses dans la formation des cavités du Jura vaudois, tandis que les failles pourtant nombreuses ne semblent jouer aucun rôle dans la genèse des cavités.

L'expérience de désobstructions telles que celle qui a permis la découverte du gouffre du Petit-Pré peut encore réserver des surprises considérables et que bien des points sont encore à éclaircir dans l'étude des grandes cavités du Jura.

### Bibliographie

Aubert D., 1943. Monographie géologique de la Vallée de Joux. Matériaux pour la carte Géol. de la Suisse.

Aubert D., 1962. La géologie du Jura vue du Marchairuz. Actes du 2<sup>ème</sup> Congrès Suisse de Spéléologie.

Falconnier A., 1931. Etude géologique de la région du Marchairuz. Matériaux pour la carte Géol. de la Suisse.

Meylan R., 1929. La Vallée de Joux, Etude géographique. Bull. de la Soc. neuchâteloise sc. nat.

Paillard E.L., 1943. Sainte-Croix, Etude de géographie. Bull. de la Soc. neuchâteloise de géographie.

Ciry R., 1959. Une catégorie spéciale de cavités souterraines, les grottes cutanées. Annales de Spéléologie.

Desor E., 1871. Essai d'une classification des cavernes du Jura. Bull. de la Soc. sc. nat. Neuchâtel.

Audétat M., 1958. Répartition géographique, nature et importance des cavités de la Suisse française. Actes du 2<sup>ème</sup> Congrès International de Spéléologie Bari—Lecce—Salerno.

Audétat M. et Guignard J.P., 1958. La spéléologie dans le Jura suisse, la Vallée de Joux et ses environs. Actes du 2<sup>ème</sup> Congrès International de Spéléologie, Bari—Lecce—Salerno.

Audétat M., 1960. L'exploration souterraine dans le Jura. Développement, possibilités et limites actuelles. «Cavernes» 3.

Audétat M., 1962. Aperçu spéléologique de la région Mont-Tendre-Marchairuz. Actes du 1<sup>er</sup> Congrès Suisse de Spéléologie.

Audétat M., 1963. Essai de classification des cavernes de Suisse. Bull. de la SSS «Stalactite».

Audétat M., 1963. Ressemblance morphologique de quelques cavités de la chaîne du Chasseron au Creux-du-Van. Actes du 2<sup>ème</sup> Congrès Suisse de Spéléologie.

Discussion: F. Skřivánek.



## LE MAGGIORI ESPLORAZIONI COMPIUTE DAL GSP NEGLI ULTIMI QUATTRO ANNI

Carlo Balbiano d'Aramengo

GSP-CAI Uget

Torino

### Extrait

On décrit les phases de l'exploration des grottes suivantes: Bifurto, Gaché, Spluga della Preta, Su Anzu, explorées par le GSP, et qui sont actuellement entre les plus longues et les plus profondes d'Italie.

Pour chaque grotte suit une notice qui en illustre les caractéristiques principales du point de vue morphologique, hydrologique et de la faune locale.

In questi ultimi anni il GSP solo, o con la collaborazione di altri gruppi speleologici italiani, ha portato a termine l'esplorazione di alcune grotte notevoli soprattutto per profondità o per estensione; il resoconto di tale attività non è stato ufficialmente pubblicato, e pertanto giudico opportuno in questa riunione darne un breve cenno.

Nell'agosto 1962 il GSP svolse una campagna di studio nel mezzogiorno d'Italia, più precisamente nella zona del Matese e del M. Cervati. Lo scopo principale era di tentare se era possibile proseguire l'esplorazione dell'abisso di Bifurto sito a Cerchiara di Calabria, già esplorato l'anno precedente sino alla quota di —440 m. Con la collaborazione del G. S. Bolognese, della S. A. G. di Trieste e di un elemento del G. S. A. M. di Cuneo, la cavità fu esplorata e rilevata completamente dal 6 al 17 agosto. Essa ha una profondità di 683 metri e uno sviluppo orizzontale, in pianta, di 520.

Si apre nei calcari compatti del cretaceo, in un vasto altopiano che presenta molti fenomeni carsici esterni, ma poche grotte.

La fauna del Bifurto è molto ricca, come si apprende da osservazioni biologiche compiute da Di Maio, forse perché l'acqua trasporta molti detriti organici fino alle massime profondità. È stata notata la presenza di Carabidi, isopodi, aracnidi Opilionidi, e di molti ditteri Limonudi a poca profondità; di idrometre e di un Reduvide nell'acqua delle vaschette. A maggiori profondità è stato notato un Carabide, una Friganea, un Foride, tre Stafilanidi, e numerosi crostacei, miriapodi, collemboli. Si sono notate delle piantine germinanti nelle parti più profonde della grotta.

Nello stesso anno 1962 il GSP esplorò l'abisso Gaché fino alla profondità di 558 metri, termine che ben difficilmente potrà venire superato.

Il Gaché si apre a quota 2525 sulle Alpi Marittime, presso il confine italo-francese, in una zona estremamente ricca di cavità. Scoperto nel 1954, era stato esplorato da una spedizione francese fino a —378. Il GSP organizzò una spedizione nel 1961 e un'altra nel 1962, a cui partecipò

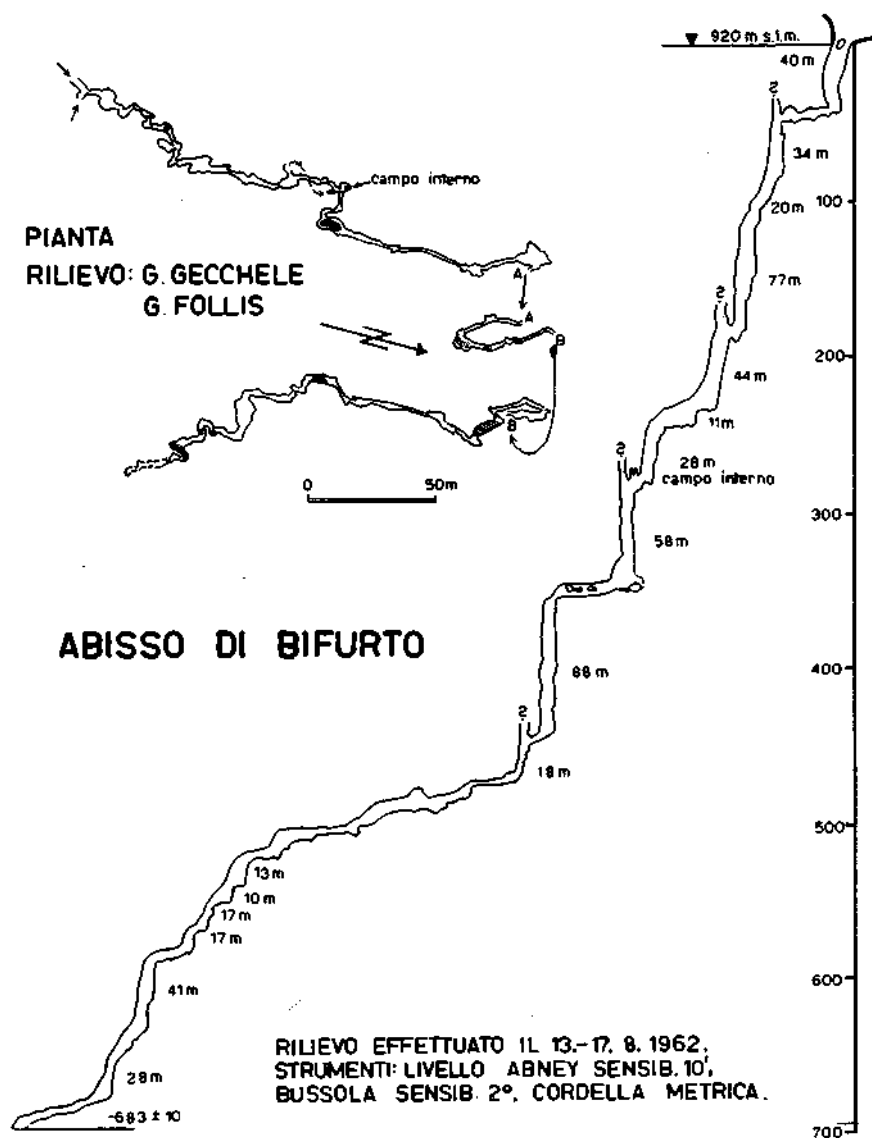


Fig. 1

anche Giancarlo Pasini del G. S. Bolognese; la grotta fu esplorata e rilevata fin dove delle strettoie impraticabili precludevano ogni possibilità di prosecuzione.

La grotta si apre nei calcari marnosi del cretaceo; a una trentina di metri di profondità si incontrano i calcari bianchi e puri del giura, che permettono un facile drenaggio per i residui insolubili dei calcari cretacei. Nelle parti più esterne la grotta è piuttosto ampia, e manifesta

i caratteri di una grotta giovanile, originatasi più per fratture che non per fenomeni connessi con la circolazione idrica. A maggior profondità si osservano ancora grandi fenomeni tettonici, e solo nell'ultima galleria si osserva un riempimento, peraltro recente, e dovuto ai detriti traspor-

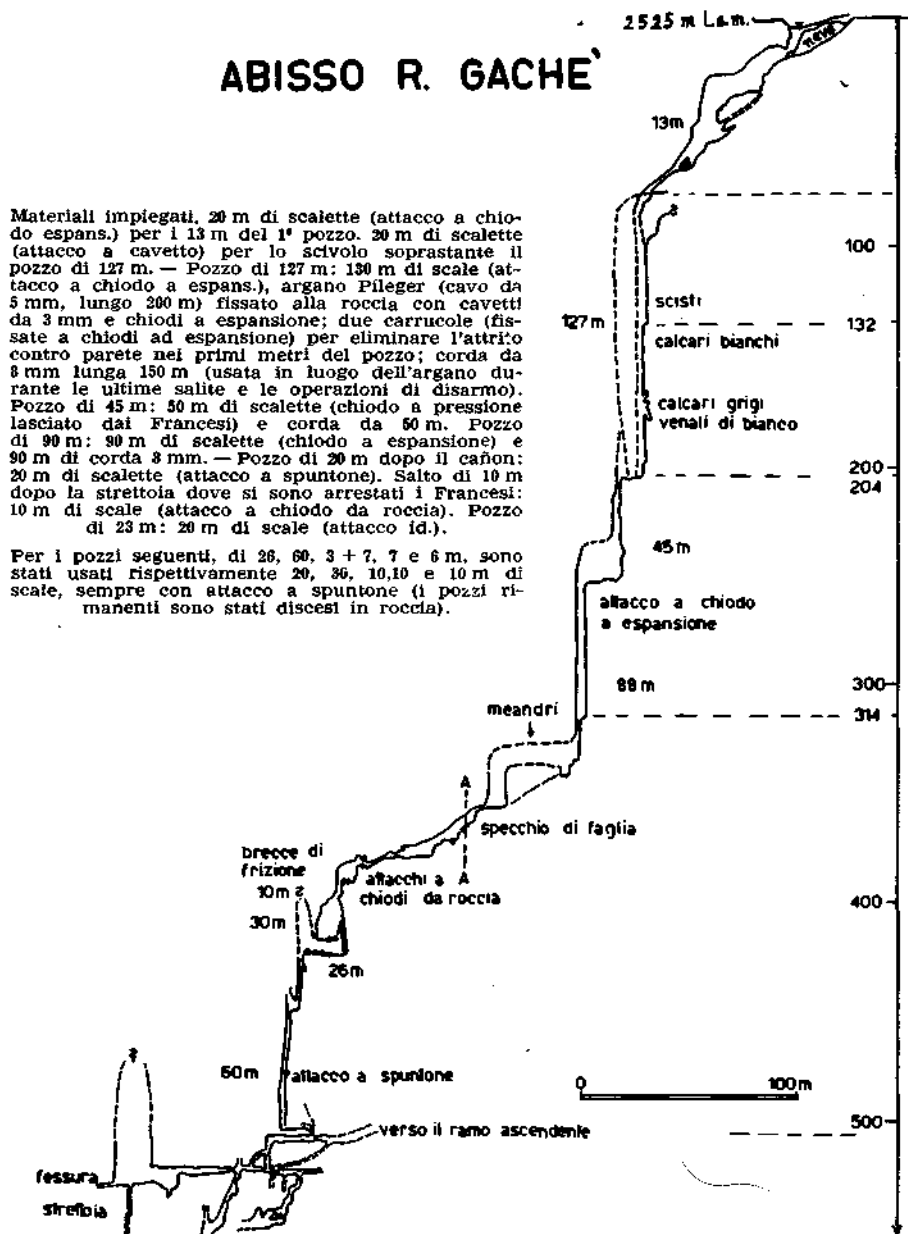
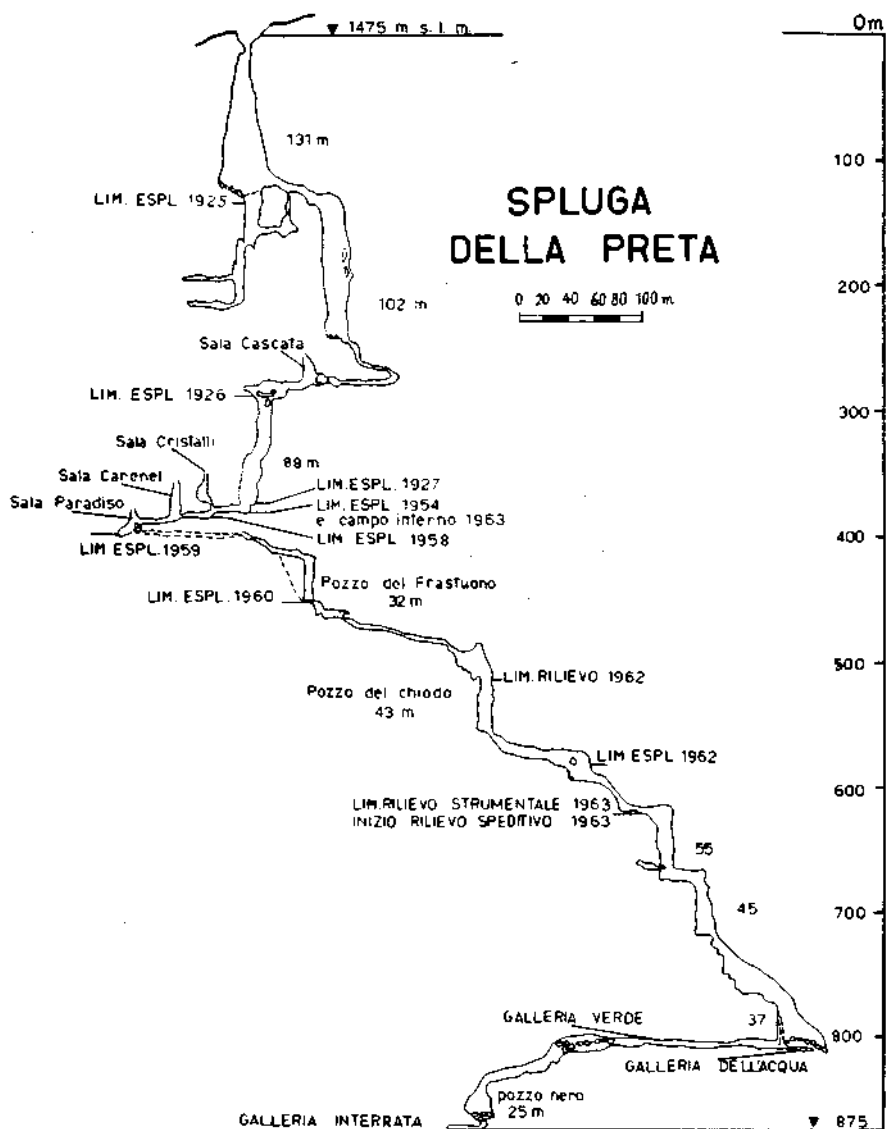


Fig. 2. Relazione tecnica



Rilevatori: da quota 0 a -516: G. Leoncavallo de G. S. «Città di Faenza» coadiuvato da L. Lenzi e V. Bertolani del G. S. E-Modena; da -516 a -619: G. Leoncavallo coadiuvato da G. Badini del G. S. B. Bologna; da -619 a -875: rilievo speditivo di G. Ribaldone del G. S. P. Torino

Fig. 3

tati dalla piena; mancano quasi completamente le concrezioni. La grotta termina con una serie di pozzi paralleli, approssimativamente di uguale profondità; ciò fa pensare di essere vicini al livello di base carsico; la risorgenza si trova però 200 metri più in basso, a 2500 metri di distanza.

Finora non è stato trovato nessun animale di nessun genere in questa grotta, eccetto qualche individuo di specie appartenenti alla fauna esterna e qui trasportato dalla violenza delle acque circolanti.

L'anno seguente, 1963, il G. S. P. compì 10 anni di vita esplorando completamente la Spluga della Preta che è oggi, coi suoi 875 metri di profondità, la grotta più profonda d'Italia, e, a quanto ci risulta, la terza del mondo. L'impresa fu organizzata e compiuta dai Gruppi Speleologici Bolognese del CAI-S. C. B. Enal, città di Faenza, e Piemontese CAI-Uget con la collaborazione di due elementi del G. S. Emiliano di Modena.

La Spluga della Preta si apre a 1475 metri d'altitudine su un vasto altopiano dei monti Lessini, in provincia di Verona. Il primo uomo che si avventurò in tale grotta fu Luigi Battisti del gruppo SUCAI Verona che nel 1925 discese il primo pozzo di 131 metri. L'anno seguente Gianni Cabianca e lo stesso De Battisti discesero anche il secondo pozzo di 102 metri; e ancora un anno dopo, con una terza spedizione, i due discesero fino a quota —380, asserendo di aver toccato il fondo dell'abisso. Per 27 anni non ci furono altre spedizioni finché nel 1954 una squadra triestina, guidata dal prof. Maucci, pur esplorando pochi metri di nuova cavità, poté riportare la notizia che la grotta continuava. Varie spedizioni si succedettero quindi fino al 1960; l'ultima di queste, ad opera del G. E. S. Falchi di Verona, riuscì a superare la terribile fessura di 86 metri, e si arrestò a circa 450 metri di profondità, per mancanza di materiali. Nel 1962 poi il G. E. S. Falchi organizzò una «Superspedizione», a cui aderirono 81 membri di 6 gruppi speleologici; l'abisso fu esplorato fino a 578 metri di profondità.

La nostra spedizione del 1963 fu organizzata usando il minimo indispensabile di materiali, in modo da compiere tutte le operazioni con la massima velocità, seguendo una tecnica già sperimentata con successo al Gaché. Una settimana prima dell'esplorazione sono stati trasportati i materiali a 300 metri di profondità, in modo che l'esplorazione vera e propria ha potuto toccare il fondo e risalire dopo una permanenza in grotta di 8 giorni, effettuando il rilievo e ricuperando i materiali.

Nella prima parte della grotta si incontrano tre pozzi molto profondi, dopodiché molti pozzi più corti si alternano a tratti di galleria con andamento per lo più suborizzontale; tali gallerie manifestano una morfologia quasi sempre a cañon. La grotta si apre in terreno del cretaceo inferiore; scendendo nel primo pozzo, di 131 metri, presto si incontra il giurassico superiore e quindi il giurassico medio; alla sala della cascata (—280) si incontrano i calcari grigi del Lias, talvolta intercalati da interstrati marnosi più erodibili, che determinano nelle gallerie delle sezioni a «T» o a «T rovesciato». A 800 metri di profondità il torrente sparisce in un sifone; è però possibile seguire ancora per un lungo tratto una galleria fossile che s'interra a —875 metri di profondità, probabilmente per l'incontro colle dolomie del trias; il punto di tale incontro non è però stato visto con esattezza.

Dal punto di vista biologico, in questa grotta è stata fatta l'interessante scoperta di un coleottero appartenente a una nuova specie e un nuovo genere; si tratta di un trechino-troglobio cieco catturato a 510 metri di profondità da Di Maio, e che dal prof. G. M. Ghidini è stato

denominato *Italaphaenops dimaioides*; l'insetto è lungo 14,5 mm., è di color rosso brillante, ha antenne e zampe allungate ma non gracili, testa di dimensioni eccezionali e un'insolita spina ai due omeri; il nuovo genere non può per ora avere una sicura collocazione sistematica, nell'ambito dei Trechini, poichè l'esemplare catturato è una femmina, e, com'è noto, i caratteri sistematici determinanti sono portati dal maschio.

L'ultima delle grandi grotte esplorate dal G. S. P. è quella di Su Anzu in comune di Dorgali (Sardegna). Il nome deriva dal fatto che nei pressi della grotta esiste una sorgente termale, già nota ai Romani; »Su Anzu«, infatti, significa «Il Bagno»; comunque tale sorgente non sembra aver alcuna relazione con la Grotta.

Una prima esplorazione parziale era stata da noi condotta nell'inverno 1963-64; l'anno seguente abbiamo terminato l'esplorazione, per quanto non si possa escludere del tutto l'esistenza di nuove prosecuzioni; il rilievo è stato compiuto solo in piccola parte, ma questa grotta rappresenta la meta della nostra prossima spedizione. Si tratta di una cavità orizzontale, ricchissima di concrezioni, così che potrebbe un giorno diventare un'importante meta turistica.

Due sono gli ingressi: il primo si identifica colla risorgenza; il secondo, detto di «Ispinigoli», è fossile, e mediante due pozzi permette il raggiungimento del ramo attivo a una distanza di quasi 2 chilometri dalla risorgenza. Risalendo il torrente, a poca distanza da questo punto ci si trova di fronte a un bivio: un ramo di minore portata può essere seguito per 900 metri, finché una colata stalattitica non impedisce il passaggio. Il ramo principale può essere seguito per circa 2 chilometri fino a un sifone; un ramo fossile, che si stacca nei pressi, dà adito a gallerie e sale ricche di meravigliose concrezioni; si incontrano quindi cinque torrenti, che presumibilmente si uniscono assieme nell'interno del sifone. Pensiamo che lo sviluppo completo della cavità si avvicini ai 6 chilometri. La grotta è scavata in una lente di calcare cretaceo attraverso la quale si sono insinuate delle lave basaltiche di età quaternaria; il fondo del torrente è quasi ovunque costituito da detrito misto di calcare e roccia vulcanica.

Nella prima parte della grotta, presso l'ingresso di Ispinigoli, la fauna è copiosa anche per l'abbondanza di detriti vegetali; si tratta però di fauna proveniente dall'esterno o tutt'al più troglodila. Nelle parti più interne della grotta sono stati catturati grossi aracnidi, miriapodi, crostacei e insetti (collemboli e coleotteri). I coleotteri sono tutti *Batiscini* della stessa specie, e cioè la già nota *Ovobathisciola Majori* Reitter.

Negli anni 1965-66 il GSP ha continuato lo studio della grotta di Su Anzu completando l'esplorazione e il rilievo topografico; la cavità è risultata lunga 8355 metri ed è la più lunga d'Italia.

**EVOLUTION DURANT LE NEOGENE DU KARST  
DES GORGES DU GARDON (FRANCE)**

André Bonnet

St. Germain-en-Laye

(Le manuscrit n'a pas été présenté)

Le Gardon, rivière allogène affluent de rive droite du Rhône, a creusé une gorge épigénique à partir d'une surface d'aplanissement d'âge miocène (surface localement à 180 m tranchant indifféremment l'Urgonien et les autres niveaux calcaires du Crétacé inférieur). Ce creusement est commandé par le Rhône qui par l'intermédiaire de son affluent dirige ainsi l'évolution de ce karst à travers toute l'histoire du Néogène.





## THE POLJAKOVA PEĆINA IN LIKA

Srećko Božičević

Institut of Geological Researches

Zagreb

(The manuscript has not been submitted)

Building of the hydroenergetic system of the Senj Hydroelectric Power Plant in Lika called from its very beginning for various hydrogeological and engineering-geological prospections, comprising also detailed speleological exploration.

Erection of the dam site near the Kruščica village, aimed at building the large storage pool, was found to be a very complex civil-engineering undertaking. The appearance of the Poljak Cave within the lumpy and breccia-like, unstratified limestones, lime-breccias, and breccias (Promina- and Jelar layers) of Eocene age, which had not been expected to be strongly karstified in the underground, undoubtedly suggested the need for detailed study of both the surface karst features and the underground system of caverns.

So far the Poljak Cave has not been explored, nor has it been described in literature.

The total length of the Poljak Cave channel amounts to 220 m (measured along the longitudinal profile). The largest underground hollow place has a volume of about 20.000 cu. m.

According to H. Trimmel's classification the cave is a speleological object of intermediate size.

Traces of broken stalagmitic columns give evidence of rather strong cavings- in the cave system caused by earthquake.

The occurrence of the underground karst phenomenon in the area of the »Sklope« Dam site in Lika, erected for the future storage pool Kruščica, requires a special approach to the problem from civil-engineering aspect. The discovered and explored hollow of the Poljak Cave, and other cave systems in the nearest vicinity, unmistakably warn that very detailed research work should be done before carrying out civil-engineering projects for hydroenergetic pools in the Karst region.

The authors' paper is a contribution to a more general understanding and conducting of detailed engineering-geological exploration in the Dinaric Karst region.



## PHENOMENES KARSTIQUES ET PSEUDOKARSTIQUES DU SAHARA

G. Conrad, Centre de Recherches sur les Zones Arides, C. N. R. S.  
B. Gèze, Laboratoire de Géologie de l'Institut National Agronomique  
H. Paloc, Service d'Hydrogéologie du B. R. G. M.

Paris

Le développement des phénomènes karstiques exige d'abord la présence de calcaire assez pur, compact et fissuré, ensuite d'eau suffisamment abondante et de réaction acide. Les phénomènes pseudo-karstiques n'exigent plus que le facteur «eau», sous réserve que la roche (gréseuse, granitique ou volcanique) conserve des caractères de compacité et de fissuration analogues à ceux du calcaire.

Nous avons recherché, dans des régions variées du Sahara (Mauritanie, Sahara algérien septentrional, Hoggar, Tibesti, Tchad), ce que devenaient les phénomènes karstiques et pseudo-karstiques avec la réduction de ce facteur «eau», jusqu'à son absence quasi-totale en milieu désertique.<sup>1</sup>

### I. Les formes de surface

1°) **Les lapiaz.** Il y a peu de lapiaz au Sahara. Les plus typiques que nous connaissions se trouvent en Mauritanie sur les calcaires dolomitiques de l'Infracambrien, avec des diaclases béantes profondes de plusieurs mètres. Le plus souvent on n'a affaire qu'à des micro-lapiaz et formes en cupules, à des traces de corrosion superficielle émoussées par l'action abrasive du vent de sable, à des fissures remplies par un sédiment brun-rouge sablo-argileux, analogue à la *terra rossa*.

2°) **Les dépressions fermées.** Connues dans le Sahara sous le nom de «daïas», les dépressions fermées de l'ordre métrique à kilométrique ne sont pas rares sur les surfaces calcaires de tous âges où le rôle de l'eau est certain, mais aussi sur des surfaces non calcaires où elles sont dues à l'ablation éolienne après désagrégation superficielle des roches sous l'influence des variations thermiques.

En Mauritanie, les daïas sur les calcaires infracambriens collectent encore des ruissellements temporaires. En outre, il se creuse parfois de grands entonnoirs dans des formations gréseuses recouvrant des calcaires caverneux (dans le Sud du bassin de Taoudéni, le «cratère d'Irma», large de 75 m et profond de 55 m, s'est brusquement formé en 1950).

Les daïas du Sahara nord-occidental, qui sont creusées sur les plateaux de calcaires un peu gréseux des «hamadas» mio-pliocènes, ont

<sup>1</sup> Une étude intéressante sur ce sujet a déjà été publiée par Ph. Renault dans les Actes du Premier Congrès international de Spéléologie, Paris, 1953, t. 2, 275—289.

été particulièrement étudiées.<sup>2</sup> On peut distinguer un type déprimé (profondeur de 3 à 5 m au centre, diamètre de 200 à 1000 m) dont les bords se relèvent assez brusquement et qui est alimenté par un réseau d'oueds rayonnants; un deuxième type peu déprimé (prof. de 1 m, diam. de 50 à 150 m) qui est le plus fréquent et dont l'alimentation se réduit à un ou deux petits oueds; enfin un troisième type non déprimé et de dimensions faibles (prof. de quelques cm, diam. de 15 à 20 m) se distinguant seulement par la présence de végétation et un changement de nature du sol vers le centre. L'étude pédologique du comblement de ces diverses daïas a montré des différences sensibles s'expliquant par des âges géologiques variés et, généralement, un fléchissement, un effondrement ou une « fonte » de la dalle calcaire hamadienne au-dessous d'elles.

Dans les hamadas du Sahara algérien oriental (Mزاب), il semble que, depuis le Pliocène, se soient succédé plusieurs cycles de creusement de vallées et de daïas. Par endroits, les anciens talwegs sont décomposés en un chapelet de dépressions, tandis qu'ailleurs c'est un ravin qui traverse une daïa de part en part.

3<sup>o</sup>) **Les vallées sèches.** Toutes les vallées franchement sahariennes sont normalement sèches, bien qu'elles puissent renfermer des sous-écoulements permanents, surtout dans les zones montagneuses où les précipitations sont un peu moins rares (Hoggar, Tibesti), mais parfois jusque dans les zones de hamadas (Mزاب notamment). On ne peut les considérer que très exceptionnellement comme des formes karstiques.

Plus que dans les calcaires, les canyons et reculées de falaises sont fréquents et spectaculaires dans les grès. Leur origine s'explique toujours par la présence de zones fracturées, en particulier à la tête des vallées où il n'est pas rare de retrouver encore des sources, débouchés de ces drains pseudo-karstiques.

Les masses gréseuses diaclasées sont d'ailleurs très souvent découpées en cheminées, tours, champignons, réseaux de « rues » profondes, etc., absolument comparables aux reliefs ruiniformes des dolomies de Montpellier-le-Vieux par exemple. L'action de l'eau paraît avoir été primordiale dans la genèse de ces paysages pseudokarstiques, mais elle n'a été possible que grâce à la fracturation très développée dans ces formations (grès infra-cambriens de Mauritanie, cambro-ordoviciens et dévoniens des Tassilis internes et externes autour du Hoggar et du Tibesti, etc.).

4<sup>o</sup>) **Les taffoni.** On désigne sous ce nom des cavités grossièrement arrondies et de dimensions décimétriques à métriques, ouvertes habituellement dans les parois verticales des roches siliceuses (grès assez compacts, surtout granites, rhyolites et trachytes). Elles ressemblent un peu aux formes de corrosion du calcaire, mais leur genèse semble très différente.

Un minimum d'humidité temporaire paraît nécessaire, aussi les trouve-t-on surtout abondants dans les zones montagneuses (Hoggar, Tibesti). Les solutions qui imprègnent alors l'intérieur de la roche s'éva-

<sup>2</sup> G. Conrad. — Bull. Soc. géol. Fr., 7<sup>e</sup> série, t. 1, 1959.

porent rapidement en formant une sorte de carapace durcie dans les quelques centimètres de sa périphérie. Les variations thermiques provoquent l'éclatement localisé de cette carapace. Par ces ouvertures, des fragments granuleux altérés et désagrégés de la roche se vident à l'extérieur, laissant à leur place des trous béants. Le phénomène peut se reproduire et l'on observe souvent plusieurs générations de ces taffoni emboîtés les uns dans les autres.

Le rôle de l'eau est donc limité à un processus d'altération sans ruissellement mais le vent de sable peut ajouter son influence en remaniant les taffoni préexistants jusqu'à les transformer en variétés d'abris-sous-roches.

## II. Les formes de profondeur

1<sup>o</sup>) **Les abris-sous-roches.** A côté de ceux, de quelques mètres au plus, dont il vient d'être question, on trouve fréquemment, surtout dans les grès, des abris de grande taille. Le creusement se réalise toujours aux dépens d'une fissure préexistante qui a été suivie autrefois par des eaux d'infiltration, sans que celles-ci aient été nécessairement très abondantes. Un exemple suffira à illustrer ce type de cavités:

L'Ehi Atroun est, entre Largeau et Zouar, au SE du Tibesti, une butte-témoin de grès dévonien haute d'environ 100 m. Dans son flanc SE s'ouvre un porche large d'environ 50 m, haut de 30 m et sensiblement aussi profond. Il se prolonge par une étroite diaclase, pénétrable sur 5 m, mais qui se poursuit plus loin dans le rocher. Les traces de suintement s'y reconnaissent encore clairement, bien que tout soit sec aujourd'hui.

2<sup>o</sup>) **Les avens, grottes et émergences.** Le nombre des cavités connues dans les calcaires sahariens est extrêmement réduit, peut-être parce qu'on ne les a guère prospectés, mais aussi parce que les périodes humides ayant permis leur creusement semblent avoir été assez brèves et que les résidus sableux colmatent très vite la plupart des ouvertures.

Un aven, ainsi entièrement obstrué, a été déblayé sur la hamada de la Daoura (N. MENCHIKOFF, Rev. Géogr. phys. et Géol. dynamique, 1931). A peu près circulaire et large de 8 m à son orifice, il forme une cheminée presque verticale dont le diamètre se réduit progressivement à 20 cm et augmente de nouveau jusqu'à son fond, 10 m sous la surface, où de la matière charbonneuse témoigne des anciens engouffrements.

En ce qui concerne les grottes des calcaires, plusieurs ont été signalées en Mauritanie, mais une seule décrite (P. L. DEKEYSER et A. VILLIERS, Bull. Dir. Mines A. O. F., n° 15, 1952). Il s'agit de la Grotte du Lapin, située à 9 km au SE d'Atar. Longue de 70 m, avec des sections de 1 à 3 m, elle se développe à 8 m seulement au dessous de la surface et paraît avoir été liée à une doline proche de son extrémité. Un écoulement pourrait encore s'y manifester exceptionnellement en période pluvieuse.

Dans le Sahara algérien nord-occidental, près de Béni-Abbès, la Grotte d'Antinéa, d'une vingtaine de mètres, semble due à l'ouverture relativement récente d'un aven ancien, par recul de la falaise dominant le cours actuel de l'oued Saoura.

Dans le Sahara algérien nord-oriental (Mزاب et environs) on connaît également des grottes résultant d'une évolution en bordure de la hamada, sous une dalle dure formant corniche. Les plus célèbres sont les grottes de Bou Noura, qui constituent un réseau complexe, avec un puits d'une dizaine de mètres aboutissant à une galerie d'environ 100 m, coupée par de petites salles de la hauteur d'un homme.

Les émergences actives et pénétrables sont beaucoup plus rares. Nous citerons seulement dans le Sahara algérien nord-occidental celle de Mazzer qui s'ouvre à la base de la falaise calcaire hamadienne, en rive gauche de la Saoura. La partie pénétrable mesure 15 m de long, avec une largeur maximale de 7 m. Le débit est de 1 litre/seconde. L'étude géomorphologique de la région permet de dire que le creusement de la cavité remonte au Quaternaire moyen ou récent, mais il est remarquable de constater qu'elle est toujours fonctionnelle.

C'est encore dans les grès que nous observerons les réseaux souterrains les plus intéressants. En Mauritanie, la plupart des cavités connues se trouvent aux environs d'Aïoun-el-Atrouas et se localisent dans un même niveau de grès tendres d'âge infracambrien, au dessous de grès durs et fissurés dans lesquels peuvent s'infiltrer les eaux superficielles. Les longueurs ne dépassent guère 50 m, mais les sections atteignent parfois 8 à 10 m.

Dans ce même pays, il existe au N du bassin de Taoudéni des émergences impénétrables sortant de grès, mais au dessous de calcaires fissurés: la liaison est donc étroite entre phénomènes karstiques et pseudo-karstiques. Mentionnons enfin, vers le Sud, la source de Moudjéria, la plus importante de tout le territoire mauritanien (5 m<sup>3</sup>/heure) qui draine sans doute une trentaine de km<sup>2</sup> dans les grès et qui sort à la faveur d'une faille.

Dans le Sahara algérien central, un exemple intéressant est celui de la grotte-exsurgence de l'Adrar Adafar, cavité large de 40 m, haute de 8 m et profonde d'une dizaine de mètres, creusée au toit de grès infracambriens ici imperméables, dans le poudingue de base des grès cambro-ordoviciens qui forment une belle falaise au dessus d'elle. Un lac permanent devait autrefois se déverser à l'extérieur sur un talus où les blocs rocheux sont ornés de gravures rupestres prouvant l'ancienne occupation par l'homme de ce lieu privilégié.

Dans le territoire du Tchad, il existe des cavités un peu semblables, avec points d'eau localisés au pied des grès cambro-ordoviciens ou dévoniens, ainsi qu'à la base des coulées volcaniques du Tibesti, mais il est intéressant de signaler en outre une catégorie de grottes extrêmement spéciales, situées un peu en dehors du Sahara proprement dit, dans les pitons rhyolitiques du Hadjer-el-Hamis, sur les bords du Lac Tchad.

La base de ces rochers isolés dans la plaine présente une structure en coupole, avec des fentes de disjonction horizontales vers le milieu des pitons. Au contraire, le sommet montre un remarquable débit prismatique vertical. De nombreuses cavités, de quelques mètres à près de 10 m de hauteur, de largeur et de profondeur, se localisent dans la zone de passage de la structure en coupole à la structure prismée. Tout est sec actuellement, mais il semble bien que quelques unes au moins de ces

grottes aient fonctionné en tant que petites émergences restituant les eaux infiltrées depuis la surface à travers les discontinuités verticales séparant les prismes.

### III. Conclusions générales

Les quelques exemples de phénomènes karstiques et pseudo-karstiques que nous venons de citer prouvent d'abord à l'évidence que le travail des eaux a pu être relativement intense dans le Sahara pendant certaines périodes géologiques et particulièrement pendant les périodes «pluviales» du Quaternaire africain (plus ou moins synchrones des périodes glaciaires de l'Europe).

Le dessèchement actuel les a cependant «fossilisées» dans la majorité des cas et les rares points d'eau encore existants doivent être considérés comme des témoins précieux mais fragiles de ces anciennes évolutions souterraines. On peut dire qu'il n'y a absolument pas de «karstification» actuelle.

Enfin, il convient de souligner une fois de plus que les roches siliceuses sédimentaires ou éruptives peuvent avoir joué ou jouer encore un rôle hydrogéologique très semblable à celui des calcaires, les phénomènes dits «pseudo-karstiques» ne différant donc pas radicalement des phénomènes karstiques typiques: érosion mécanique et effondrements peuvent se produire dans toutes ces roches, si elles sont fissurées en grand; quant à la dissolution chimique, on ne peut l'exclure puisque la silice est elle-même soluble en climat tropical, lors des phases suffisamment humides.

Discussion: R. Ciry, D. Gavrilović, L. Tell.





## ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО КАРСТА И СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УРАЛА

А. Г. Чикишев

Институт Географии АН СССР

Москва

Уральская горная старна, протянувшаяся сравнительно узкой полосой от холодных берегов Карского моря на севере до жарких полупустынь на юге, представляет собой сложную полициклически развивающуюся складчатую область. Во многих тектонических зонах этой горной системы развиты карстовые явления, что позволяет рассматривать Урал в качестве наиболее крупной единицы районирования карста — карстовой страны.

Особенностью Урала является исключительная выдержанность основных тектонических структур и разделяющих их крупных глубинных разломов, которые протягиваются в меридиональном направлении иногда на многие сотни и тысячи километров. При этом строение структурных элементов и литологический состав одновозрастных свит не претерпевает существенных изменений, что свидетельствует об однородности осадконакопления и формирования структур на всей территории уральской геосинклинальной системы. Всего в пределах Урала выделяется семь структурно-тектонических зон, последовательно сменяющих друг друга с запада на восток — это Предуральский краевой прогиб, зона краевых антиклинорий, зона сланцевых синклинорий, Центрально-Уральский антиклинорий, зона зеленокаменных синклинорий, Восточно-Уральский антиклинорий и Восточно-Уральский синклинорий. В ядрах антиклинорий на поверхность выходят сильно метаморфизованные и дислоцированные породы рифейского и нижнепалеозойского возраста, представленные кристаллическими сланцами, кварцитами и гранитами. Синклинории, разделяющие антиклинорийные зоны, выполнены осадочными породами, среди которых важную роль играют карбонатные и сульфатные отложения, что обуславливает широкое развитие здесь карста. Помимо меридионально вытянутых тектонических структур, отделенных друг от друга сериями глубинных разломов, выделяются также крупные поперечные (широтные) поднятия, которые секут меридиональные структурные элементы, нарушая их единство. Поперечные поднятия формируются в местах наложения варисских структур на более древние — байкальские (Херасков, Перфильев, 1963).

Основные черты рельефа Урала определяются особенностями тектонического строения территории. На Урале четко прослеживается приуроченность горных хребтов и увалов к антиклинорийным зонам, а понижений между ними к синклинорийным. Лишь в некоторых ме-

стах, где в синклинальных областях залегают устойчивые к разрушению породы, а в антиклинальных неустойчивые, рельеф становится обращенным. Инверсия рельефа однако не характерна для Урала и имеет локальное распространение, причем наблюдается лишь в структурах второго порядка. В целом Урал отличается небольшой высотой поверхности и мягкими очертаниями форм сильно выровненного рельефа. Наибольшей высоты Уральские горы достигают в своей северной части, где располагается самая высокая вершина Урала — гора Народная, достигающая высоты 1894 м.

Как справедливо отмечено Н. А. Гвоздецким (1954), тектонические (колебательные) движения земной коры следует рассматривать не как фактор, нарушающий эволюцию карста, а как основной фон, на котором происходит развитие карстовых процессов. В этой связи следует сказать, что темп и направленность неотектонических движений разных частей и структурных зон Урала были различны. В целом Заполярный, Приполярный и Южный Урал за неоген-четвертичное время поднялись на 500—700 м, Полярный и Северный на 300—500 м, а Средний только на 200—250 м. Наибольшее воздымание испытали антиклинорные зоны, которые и в настоящее время поднимаются со скоростью 4—5 мм в год.

Морфоструктурные особенности Урала, широкое распространение карбонатных и частично сульфатных пород, интенсивность и направленность неотектонических движений обусловили основные закономерности распределения и развития глубинного карста Урала, представленного пещерами, шахтами, подземными полостями и кавернами.

Проведенные в последнее время геологические, географические и специальные карстоведческие исследования, сопровождающиеся буровыми и геофизическими работами, позволили очертить зоны глубинного карста Урала, изучить его морфологию и фазы развития, выявить связь глубинного карста с тектоническим строением и литологией, исследовать режим и химизм карстовых вод. Этими работами было доказано, что глубинный карст развит преимущественно на Западном склоне Урала и в Предуралье (Предуральский краевой прогиб), где он приурочен к средне- и верхнепалеозойским известнякам, а также гипсам и ангидридам перми. На Восточном склоне Урала (зеленокаменный синклинорий) и в Зауралье (Восточно-Уральский синклинорий) глубинный карст выражен сравнительно слабо. Здесь он наблюдается в сильно метаморфизованных известняках палеозоя, которые простираются довольно узкими меридионально вытянутыми полосами среди эффузивных и терригенных пород. Таким образом, карстовые явления на Урале наблюдаются преимущественно в синклинорных зонах, в пределах антиклинориев, а также крупных поперечных поднятий они практически отсутствуют (Рыжиков, 1954; Лушников, 1956; Максимович, 1958; Максимович и Горбунова, 1958; Чикишев, 1964).

Различия в интенсивности карстопроявления наблюдаются не только по мере движения с запада на восток, но и с севера на юг. Наибольшим развитием глубинный карст характеризуется на Среднем

Урале, где крупные карстовые полости прослеживаются до глубины 1000—1200 м. К югу и особенно к северу от Среднего Урала глубинный карст выражен слабее.

Средн форм глубинного карста лучше всего изучены пещеры, нередко представляющие собой сложные системы подземных галлерей. Они приурочены главным образом к долинам рек, где встречаются в известняковых скалах, причудливо нависающих над руслом рек. Пещеры особенно многочисленны на широтных участках долин, секущих меридионально простирающиеся тектонические структуры, а также в зонах разрывных дислокаций. На дне некоторых пещер встречаются аллювиальные отложения. Это свидетельствует о том, что в период их формирования уровень воды в реке находился на уровне входов пещер и лишь позже, в результате нового врезания реки, он понизился. Связь карстовых пещер с уровнями речных террас и одновременность их формирования отмечается многими исследователями (Максимович, 1957; Чикишев, 1958 и др.). Установлено, что пещеры, приуроченные к уровню первой надпойменной террасы, образовались, повидимому, в верхнечетвертичное время, ко второй — в среднечетвертичное, к третьей — в нижнечетвертичное, а к четвертой — в плиоцене.

Подавляющее большинство пещер характеризуется небольшими размерами (Чикишев, 1959; Максимович, 1963). Они обычно имеют вид узких и низких коридоров, постепенно сужающихся в глубь и переходящих в щели, рассекающие толщу карстующихся пород. Длина пещер, как правило, не превышает 30—50 м. Лишь некоторые, наиболее крупные пещеры, достигают длины 800—1500 м. Особое положение занимает Дивья пещера, расположенная на правом берегу р. Колвы к северу от Красновишерска. Это самая крупная пещера Урала. Суммарная длина всех ее проходов и гротов, по нашим данным, достигает 3240 м. Пещера образовалась в известняках нижнепермского возраста. Гроты и проходы ее вытянуты в двух основных направлениях, совпадающих с двумя взаимно-перпендикулярными системами тектонических трещин. Одно из этих направлений почти строго северное, а второе — западное. Наиболее крупные гроты Дивьей пещеры — гроты Ветлан, Девы, Гвоздецкого достигают 50 м длины, 15 м ширины и 12 м высоты. Пещера богато украшена натечными образованиями — сталактитами, сталагмитами, сталагматами, коралитами, драпировками, имеющими причудливые, нередко неповторимые формы. Большой интерес представляет Капова пещера (длина около 1,5 км), расположенная в среднем течении р. Белой (Южный Урал). В ней были найдены рисунки (лошадь, мамонт, носорог, медведь), относящиеся к верхнему палеолиту (20 тыс. лет назад). При изучении Медвежьей пещеры, находящейся на окраине г. Кизела, было найдено большое количество костей животных. Среди них оказались кости карликовых пещерных медведей, которые жили на Урале более 15 тыс. лет назад (Бадер, 1959).

Глубоких карстовых шахт на Урале неизвестно. Самая крупная из них, расположенная на правом склоне долины р. Кургазак, впадающей в р. Ай (Южный Урал), достигает глубины всего 47 м.

Подземные карстовые полости, выявленные буровыми скважинами на разных глубинах, имеют разнообразную форму (круглая, овальная, продолговатая и т. д.). Особенно широко развиты они в Кизеловском районе, где одна из скважин, пробуренная до глубины 970 м, пересекла около 50 карстовых полостей (Забарнинский, 1934). В районе Верхне-Чусовских городков сильно закарстованные доломиты верхнего карбона отмечены на глубине 1200 м. Нахождение крупных карстовых полостей на больших глубинах одни исследователи (Гвоздецкий, 1954) связывают с погружением различных участков Урала в послепалеозойское время, а другие — с деятельностью напорных вод, поднимающихся по системе глубинных трещин с глубины в несколько сот метров (Апродов, 1952). Размеры подземных карстовых полостей изменяются от долей сантиметра до нескольких метров. Наиболее крупные полости имеют в поперечнике до 6—8 м. Гигантские карстовые полости были найдены на р. Чусовой в районе Журавлинской антиклинали на глубинах 58—90 и 112 до 147 м. Более глубокая карстовая полость приурочена к крупному сбросу с амплитудой до 150 м, проходящему в наиболее тектонически нарушенной осевой части Журавлинской антиклинали. Большая часть подземных полостей выполнена песчано-глинистым материалом, содержащим щебень карбонатных пород. Некоторые из них заполнены водой или полове.

Наличие на Урале разновозрастных карстовых образований свидетельствует о нескольких эпохах интенсивного развития карстовых процессов. Главные фазы оживления карстовых процессов следовали, очевидно, за эпохами орогенических и крупных эпейрогенических поднятий и были обусловлены пониженным базисом эрозии. Наиболее древние формы глубинного карста, такие как гигантские полости на р. Чусовой в районе Журавлинской антиклинали, образовались, очевидно, еще в верхнекаменноугольное и пермское время (Милихичер, 1962). В мезо-кайнозое на Урале выделяют триасовую, юрско-меловую и неоген-четвертичную эпохи интенсивного развития карста (Снгов, 1947).

Формирование карстовых полостей в связи с просачиванием поверхностных вод в глубь карстующихся массивов и циркуляцией их по подземным каналам наблюдается и в настоящее время. О степени обводненности известняков можно судить по притоку карстовых вод в горные выработки. Так, например, приток карстовых вод в капитальные шахты Кизеловского каменноугольного бассейна в отдельных случаях может превышать 2500 м<sup>3</sup>/час (Печеркин, 1962). Естественно, такая сильная обводненность известняков определяет значительное выщелачивание пород и способствует вымыванию песчано-глинистого материала, коагулирующего древние карстовые полости. В Верхне-Чусовском районе формирование карстовых полостей в настоящее время связано с напорными минеральными водами, образующими многочисленные источники, каждый из которых лишь за один год выщелачивает до 1000 м<sup>3</sup> сульфатных пород (Апродов, 1952).

В пределах Уральской горной страны, которая в таксономическом отношении рассматривается в качестве карстовой страны, по особенностям геологического строения территории с учетом рельефа, климатических условий, интенсивности и характера карстового процесса, а также возраста и морфологии образований глубинного карста нами выделяется восемь карстовых областей, 12 карстовых провинций и 21 карстовый район (рис. 1, приложение).

Изучение глубинного карста Урала, являющегося одним из крупных и густонаселенных экономических районов Советского Союза, имеют важное научное и прикладное значение, поскольку без учета карста в районах распределения легкорастворимых карбонатных и сульфатных пород не может быть сколько-нибудь успешно осуществлено ни одно хозяйственное мероприятие, так как влияние карста сказывается в самых разнообразных сферах человеческой деятельности.

### Л и т е р а т у р а

Апродов В. А., 1952. Особенности карстообразования в Пермской области. — Географический сборник, 1.

Бадер О. Н., 1959. Пещеры со скоплением пещерных медведей на Северном Урале. — Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, вып. 22.

Гвоздецкнй Н. А., 1954. Карст. Вопросы общего и регионального карстования. Изд. 2, М.

Забаринский П., 1934. Карсты на глубине 958—971 в Кизеловском каменноугольном районе. — Разведка недр, 18.

Лушников Е. А., 1956. Районирование карста Башкирии. — Учен. зап. Пермск. ун-та, 10/2, Пермь.

Максимович Г. А., 1957. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. — Труды Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, вып. 13.

Максимович Г. А., 1958. Районирование карста Урала и Приуралья. — Докл. Пермск. отдела геогр. о-ва Союза ССР, 1/1.

Максимович Г. А., 1963. Основы карстования. 1, Пермь.

Максимович Г. А. и К. А. Горбунова, 1958. Карст Пермской области, Пермь.

Милхнкер Ш. Г., 1962. Исследование карста в районе среднего течения р. Чусовой в связи с гидротехническим строительством. — В кн.: „Специальные вопросы карстования“. М.

Печеркин И. А., 1962. Притоки карстовых вод в горные выработки Кизеловского каменноугольного бассейна. — В кн.: „Специальные вопросы карстования“. М.

Рыжиков Д. В., 1954. Природа Карста и основные закономерности его развития (на примерах Урала). — Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 21.

Сигов А. П., 1947. Геоморфология Урала и основные эпохи карстообразования. — В кн.: „Тезисы докладов Пермской карстовой конференции“, Пермь.

Херасков Н. П., А. С. Перфильев, 1963. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — В кн.: „Проблемы региональной тектоники Евразии“, М.

Чикишев А. Г., 1958. Карст в бассейне реки Чусовой на западном склоне Среднего Урала. — В кн.: „Региональное карстование“. М.

Чикишев А. Г., 1959. Карстовые пещеры СССР. — В кн.: „Спелеология и карстование“. М.

Чикишев А. Г., 1964. Карст Среднего Урала и его народнохозяйственное значение“. М.

Дискуссия: Г. П. Вологодский.

## NEUE FORSCHUNGEN IN DER DEMÄNOVA-HÜHLE

Anton Droppa

Geographisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften,  
Speleologische Abteilung

Liptovský Mikuláš

### Résumé

Par nouvelles recherches géomorphologiques et hydrogéologiques aux confins septentrionaux des Basses Tatras (Carpathes Occidentales Tchécoslovaques) l'étendue des cavités des grottes de Demänova atteint la longueur de 20,4 km. Elles ont un caractère de couloirs horizontaux d'origine fluviale et sont formées dans 9 niveaux d'évolution superposés. Leur profil en long présente une analogie frappante avec les profils des cours d'eau épigés. L'auteur conclut qu'il existe une corrélation entre l'étagement de certaines grottes et l'évolution cyclique des rivières.

Die Nordseite der Niederen Tatra in den Westkarpaten wird vom Liptauer Karst gebildet, welcher eines der größten Karstgebiete der Tschechoslowakei (400 km<sup>2</sup>) ist. Das bedeutendste Terrain des Liptauer Karstes ist das Demänova-Tal, welches sich südlich der an der Bahnstrecke Praha-Košice gelegenen Kreisstadt Liptovský Mikuláš erstreckt. Das Demänova-Tal wurde durch das Flüßchen Demänovka und dessen Zufluß Zadná Voda geformt. Beide entspringen im Granitkern der Niederen Tatra an den Nordhängen des Chopok (2023 m), des Dereše (2003 m) und der Pol'ana (1890 m), von wo sie sich durch Gletschermoränen den Weg nach Norden bahnen. Beide Wasserläufe verschwinden beim Betreten des Kalkgebietes in mehreren Schlundlöchern (Ponoren) unter der Erde, während an der Oberfläche ein Trockenbett als Fortsetzung zurückbleibt. Unterirdisch durchfließen sie die tiefsten Hohlräume der Demänova-Höhlen, wo sie sich auch vereinigen. Nach 4 km langem unterirdischen Lauf treten sie gemeinsam wieder an die Oberfläche in Form einer Sprudelquelle, deren Kapazität zwischen 2500—3000 l/Sek schwankt. Von da an fließt die Demänovka durch ein typisches Cañon-Tal bis in den Talkessel Liptovská kotlina. Dort bildet sie ausgedehnte Schotterterrassen (R und W), die ihren Lauf bis zur Mündung in die Waag westlich von Liptovský Mikuláš begleiten.

Die Mannigfaltigkeit der Oberflächenformen des Demänova-Tales wird durch die Vielfalt der geologischen Zusammensetzung hervorgerufen. Der obere Teil des Tales ist im kristallinen Granitkern eingetieft, während der untere Teil in die sedimentäre Hülle eingeschnitten ist. Der Granit hat nur wenig gestörte, kegelförmige Oberflächenformen, die mit Hochgebirgswiesen bewachsen sind. Nur die nördlichen Hänge des Dumbier (2043), des Chopok (2023) und des Dereše (2003) sind infolge der umformenden Tätigkeit der Gletscher felsig und fallen jäh zu trogförmigen Karen ab. Die sedimentäre Hülle bildet wiederum ein

buntes Gemenge verschiedenartiger Gesteine (Konglomerate, Sandsteine, Quarzite, Schiefer, Kalke, Dolomite, Mergel usw.) mit verschiedener Härte und Durchlässigkeit der exogenen Faktoren. Darum haben sich hier schroffe Oberflächenformen in der Form von Türmen, Bastionen, Ruinen u. ä. mit steilen Böschungen herausgebildet. Die Kalke mit den Dolomiten der Mitteltrias sind von Süden aus der karpatischen Geosynklinale in zwei subtrischen Decken herangetragen worden, von welchen die untere das Demänova-Tal aufbaut. Tektonische Sprünge, Spalten und Fugen in den Schichten, sowie auch die leichte Löslichkeit des Kalksteins haben den Prozeß ihrer Verkarstung beschleunigt. Der Karst des Demänova-Tales gehört dem Typus des Mittelgebirgskarstes mit wenig entwickelten Oberflächenformen an. Von den Oberflächenbildungen dieses Karstgebietes sind nur einige Schwemmdolinen auf den fluvioglazialen Terrassen Lúčky, einige Schlundlöcher und Karstquellen im Talgrund mit der mächtigen Sprudelquelle der Demänovka und ihrem Karst-Cañon erwähnenswert. Der unterirdische Karst dagegen hat sich in vollem Maße entwickelt. Hier stoßen wir auf Felslöcher, Schlote, unterirdische Kanäle, Säle, hohe Dome und ein ausgedehntes Netz von Höhlengängen mit unterirdischen Flußläufen und Seen und insbesondere auf bunten Tropfsteinschmuck unterschiedlicher Formen und Farben.

Der Hauptkern des Demänova-Höhlensystems befindet sich auf der rechten Seite des Demänova-Tales und erstreckt sich vom Lúčky-Plateau bis zur Mündung des Schwarzen Tales, also in einer geraden Entfernung von 5 km. Einige Teile dieser Höhlen sind seit jeher bekannt. Die Eingänge in die Demänova-Höhlen erwähnt schon eine lateinische Urkunde des Graner Kapitels vom Jahre 1299. Die älteste Beschreibung dieser Höhlen findet man in den Büchern M. Bels aus den Jahren 1723 und 1735. Die intensive Erforschung umfaßt jedoch erst die Zeitspanne der letzten 15 Jahre. Sie datiert seit 1949, als die Slowakische speleologische Gesellschaft gegründet wurde. Ihre erste Aufgabe war die Anfertigung eines Lageplanes der bis zu dieser Zeit bekannten Höhlen samt ihrer Oberflächensituation. Außer der Landesvermessung wurde auch der allgemeine Charakter der Höhlen in den Höhlenplan eingezeichnet, um die günstigsten Wege für die weitere Erforschung feststellen zu können. Durch diese neue Arbeitsmethode wurden weitere Höhlengänge entdeckt und auch die praktische Verbindung zwischen einzelnen Höhlenräumen wurde damit erzielt. So wurden bis Ende 1964 Höhlengänge in der Länge von 20,4 km vermessen (bei einem Höhenunterschied von 129 m), womit sich die Demänova-Höhlen unter die größten Höhlensysteme Europas einreihen.

Gleichzeitig mit der Entdeckung der neuen Höhlengänge wurde auch ihre Entwicklungsgeschichte studiert. Durch die Lösetätigkeit des Regenwassers wurden die engen, fugenartigen Sickerspalten in ovale, embryonale Kanälchen umgestaltet. Diese ermöglichten das Einfließen des Oberflächenwassers der Demänovka samt ihrem Granitgeschiebe, das sie aus ihrem Quellgebiet herantrug. Das Wasser der Demänovka arbeitete dann unterirdisch vorwiegend mechanisch, bis es die ursprünglichen Kanälchen zu breiten und großen Gängen ovaler Form umgestaltete. Die Entwicklung der Höhlengänge wurde durch die Höhe der Erosionsbasis, die für



die Demänovka der Fluß Waag ist, beeinflusst. In demselben Maße, in dem sich die Waag nach und nach ihr Bett auswusch, vertiefte auch das Flußchen Demänovka sein Tal. Es verließ nach und nach die alten Schlundlöcher und damit auch die unterirdischen trogähnlichen Mulden und schuf sich neue, tiefergelegene. Dadurch, daß sich die Demänovka beständig in den Kalksteingrund eingeschnitten hat, sind im Höhlensystem von Demänova bis zu 9 untereinander liegende Gruppen von Höhlengängen — sogenannte Höhlenniveaus — geschaffen worden.

Als Höhlenniveaus können nur jene Höhlenstockwerke bezeichnet werden, die in einem bestimmten Entwicklungsabschnitt an den Wasserspiegel unterirdischer Karstflußläufe gebunden waren. Der unterirdische Flußlauf durchströmte das Höhlenniveau in seiner ganzen Länge mit einem verhältnismäßig schwachen und ausgeglichenen Gefälle. Die Höhlenniveaus bildeten sich in einer Zeit tektonischer Ruhe, als die seitliche Erosion über die vertikale vorherrschte. An der Oberfläche häuften die oberirdischen Flußläufe zu dieser Zeit ihre Ablagerungen in Terrassen an. Das Demänova-Tal weist zwei Terrassen auf: die Talterrasse und eine zweite Terrasse in 10 m Höhe, während sich die Terrassen im Tale des Flußes Waag in den Höhen von 0, 10, 18, 30, 40, 83, 100, 124 und 140 m über dem Flußbett befinden. In den Demänovahöhlen selbst haben sich die Höhlenniveaus in der Höhe von 0, 3, 10, 40, 55, 75, 90, 130 und 147 m über dem Flusse Demänovka gebildet. Dieselben Lagen der Höhlenniveaus haben sich auch im benachbarten Johannis-Tal entwickelt. Dazu kómen noch folgende charakterische Eigenschaften der Höhlengänge: 1. die Existenz des Höhlenganges in einem genau bestimmten Niveau; 2. die relative Regelmäßigkeit der Längsschnitte; 3. die gleichlaufende Richtung der Gänge mit den Flußbetten der Oberfläche; 4. der Flußcharakter gewisser Höhlensedimente. Deshalb können wir die Höhlenniveaus mit aller Bestimmtheit mit den Flußterrassen der Oberfläche in Zusammenhang bringen.

Zur Korrelation der Flußterrassen mit den Höhlenniveaus im Demänova-Tal wandten wir die Methode längsseitiger und Querprofile auf Grund der Feststellung der Unterlage der einzelnen Terrassen an. Im Demänovatal hat sich am besten eine Terrasse erhalten, deren Basis in der relativen Höhe von 8—11 m über dem Flußspiegel gelegen ist. Diese Terrasse ist zum Unterschied von höheren Terrassen auch im gebirgigen Teil der Flußlandschaft erhalten geblieben. Dem Grade der Verwitterung und ihren Lagerungsverhältnissen nach wird sie den mittleren Terrassen T-III des Liptauer Kessels (RiB 1) zugeschrieben. Mittels Sonden haben wir festgestellt, daß sich beim Übergang aus dem Gebirge in den Liptauer-Kessel ein Absinken von 7 m ergibt. Wenn wir die Abfallskurve der Felsunterlage dieser Terrasse bis zu den Höhlenniveaus verlängern, sehen wir, daß sie an den Felsboden des Ganges im tiefsten Stockwerk der Friedenshöhle, das das III. Höhlenniveau in der Entwicklung der Demänova-Höhlen bildet, anschließt.

Das tiefergelegene Höhlenniveau I mit dem aktiven Lauf der Demänovka ist genetisch identisch mit der T-I Terrasse der Demänovka (W-1). Die höheren Höhlenniveaus III-IX entsprechen den Terrassen T-III bis T-IX des Liptauer Kessels.

Warum sich im Karstgebiet des Demänova-Tales die Entwicklungsniveaus in größeren relativen Höhen als bei den Flußterrassen im Liptauer-Kessel vorfinden, kann lediglich mit der rascheren tektonischen Hebung des Gebirges der Niederen Tatra als jener des Liptauer-Kessels entlang des Bruches an ihrem nördlichen Fuß erklärt werden. Die Entwicklung der Höhlenniveaus wurde außer durch klimatische Veränderungen (größerer Wasserreichtum der oberirdischen Flußläufe) zweifellos auch durch tektonische Hebungen der Niederen Tatra im Pleistozän beeinflusst.

#### Literatur

Droppa A., 1957. Die Höhlen Demänovské jaskyne. Herausgeber: Slowakische Akademie der Wissenschaften, Bratislava.

Droppa A., 1964. Die Erforschung der Waag-Terrassen im mittleren Teile des Kessels Liptovská kotlina. Geographische Zeitschrift des Geographischen Instituts der SAV, 16, 313—325, Bratislava.

Diskussion: W. Krieg.

## **RECHERCHES SPELEOLOGIQUES DANS LES «PICOS DE EUROPA»**

P. Dubois, J. C. Candie

Montpellier

(Le manuscrit n'a pas été présenté)

Les Picos de Europa sont un massif de calcaires carbonifères situé en Espagne, près de l'Océan Atlantique à la limite des Asturies et des Cantabres. Ils culminent à 2.596 m d'altitude.

Le massif est partagé en trois parties par de profondes vallées. Ce sont les Picos Orientaux, Centraux et Occidentaux.

Cet ensemble a subi plusieurs cycles de karstification et de remplissages.

Il recèle un grand nombre de cavités et de réseaux souterrains dont l'étude est à peine entreprise.

La présente communication résume les travaux du spéléo Club Alpin Languedocien dans ce massif durant les deux dernières années.



## EL KARST DE LA DEPRESION CERRADA DE MATIENZO (SANTANDER — ESPAÑA)

Juan Carlos Fernández Gutiérrez

Seminario Sautuola del Museo de Prehistoria

Santander

### Résumé

Les caractéristiques particulières lithologiques, stratigraphiques et tectoniques de la région de Matienzo ont donné lieu à la naissance de deux poljés et aussi à celle d'une vallée aveugle, lesquels se sont unis à suite d'une transformation complexe, constituant la région étudiée par nous. Cette évolution en profondeur des mégaformes qui ont créé la dépression fermée de Matienzo a été arrêtée par l'apparition de couches argilo-sablonneuses du Wealdense (épaisseur: 500 mètres), qui forment le substratum imperméable; il en résulte un ensemble de cavernes en phases plus ou moins avancées. A présent les restes de tout ce réseau hydrographique se trouvent dans la limite supérieure du Wealdense, et ses eaux traversent un ensemble d'immenses cavernes, pas encore parfaitement connues.

On a réalisé deux colorations avec fluorescéine, l'une à fin de connaître l'écoulement du grand collecteur qui reçoit tous les eaux du poljé d'Ozana, c'est-à-dire la cavité souterraine de Risco (longueur connue: 4200 mètres), et l'autre pour connaître l'écoulement de tout le réseau hydrographique de la région de Matienzo. Cette eau se perd dans un seul endroit (caverne du Carcavuezo), pour réapparaître à une distance de 3 km en ligne droite dans la vallée de Secadura, faisant son cours au long d'une vaste faille.

### I. Enclave geográfico

La depresión cerrada de Matienzo se encuentra enclavada en el ayuntamiento del Valle de Ruesga, provincia de Santander (España), entre los 43° 17' y los 43° 20' N., y entre los 0° 2' Este y los 0° 10' E.

El área estudiada presenta la forma grosera de una »Y«, cuyo brazo izquierdo tiene cerca de 5 kilómetros, estando delimitados sus bordes por un conjunto de montañas que no sobrepasan los 850 metros, encontrándose el fondo del valle a una altura media de 180 metros sobre el nivel del mar.

### II. Estratigrafía

#### a) Wealdense

El nivel más bajo de la depresión cerrada de Matienzo, está ocupado por un complejo de arcillas y areniscas de facies Wealdense, de potencia superior a los 500 metros, cuya parte superior solo es visible, y que con sus características litológicas, constituye el substrato impermeable para las aguas.

#### b) Aptense

Sobre el Wealdense, se encuentra depositado el Aptense, cuya aparición está condicionada a la existencia de los primeros bancos de orbitolas que marcan el comienzo de la sedimentación Aptense, constituida

principalmente por calizas recifales regularmente estratificadas en capas de potencia máxima de 10 metros, presentando en algunos puntos un cambio de litofacies pasando de caliza en masa a caliza margosa y a margas.

#### c) Albense-Cenomanense

Sobre el Aptense, se encuentra depositado el Albense-Cenomanense, en forma de calizas compactas recifales, que pueden pasar lateralmente a calizas margosas bien estratificadas. Entre estas calizas se encuentran embutidos gran cantidad de lentejones de areniscas, lo que hace de esto una de las características más destacadas del Albense-Cenomanense.

Este conjunto de calizas, se eleva hasta el Albense inferior, para lo que se entiende por complejo infraurgoniano (Aptense Albense inferior) y que está representado por la totalidad de los montes Colina, Muela y Mullir, y hasta el Cenomanense medio para el supraurgoniano, que constiyuye la parte superior de los restantes montes que cierran la depresión de Matienzo.

#### d) Cuaternario

Gran parte del fondo del valle de Matienzo, está ocupado por dos tipos de depósitos morfológicamente diferenciables, unos aluvionares-coluvionares, que constituyen gran parte de las tierras dedicadas al cultivo, y otros coluvionares, depositados al pié de las laderas escarpadas y cuya interpretación es perfectamente admisible en un clima como el actual, por la acción repetida del hielo-deshielo.

Existen así mismo otros dos tipos de depósitos cuaternarios que solo nos limitaremos a mencionar, pero que por sus características, bien merecen que se les dedique un estudio independiente. Estos son: a) El relleno de las cuevas, caracterizado por una gran abundancia y variedad de fauna de la que solo destacaremos, por su posición tan meridional el *Ursus spelaeus* (Cuevas de la Codisera, Cuatribus Enaso, Cofresnedo... etc), y b) El relleno del lapiaz, principalmente constituido por pódsoles férricos (Puerto de Alisas) conteniendo gruesas pisolitos de óxido de hierro.

### III. Tectónica

Los plegamientos ocurridos en la zona de Matienzo, en la orogénesis Pirenaica o Alpina, fueron muy poco acusados, dependiendo su estilo de la dureza y rigidez de la caliza depositada, desde el Aptense al Cenomanense, y que ha determinado un sin número de fracturas y fallas, casi siempre verticales, de distensión más que de comprensión y de direcciones conjugadas NW- SE; NE- SW que han cuarteado y dividido el terreno en bloques de todos los tamaños, desde los de pequeñas dimensiones hasta los de caracter semirregional.

Este plegamiento determinó un anticlinal, cuyo eje coincide con el valle ciego y uvala de Ozana. Su flanco Norte es muy amplio y está perfectamente definido, mientras que el Sur es más breve y presenta algunas discontinuidades. En el mismo croquis de mapa geológico que

damos, se puede observar que su terminación periclinal Este, es una media cúpula perfectamente definida, mientras que su extremo oeste presenta un cierre por fallas.

#### IV. Morfología e hidrogeología

La morfogénesis de la depresión cerrada de Matienzo, creemos fué debida, según los datos recogidos de las cuevas, en el estudio analítico llevado a cabo, a la conjugación de un valle ciego que parece reconocerse con lo que es hoy día el ramal de la Vega, con una uvala y un poljé que situamos en lo que son hoy día las zonas de la Secada y Ozana.

Si desarrollamos esta teoría y analizamos cada una de las megaformas generadoras de la depresión de Matienzo, nos encontramos con los siguientes hechos:

1º) El nacimiento del valle ciego y de la uvala de Ozana, fué debido al aprovechamiento de la mínima resistencia que ofrecía el eje del anticlinal, según un principio de inversión del relieve.

2º) La existencia del conjunto de fallas de direcciones conjugadas, que ya aludimos en el apartado de tectónica, sirvieron para que se emplazasen sobre ellas una serie de fenómenos de disolución que motivaron la excavación de lo que fué el poljé de la Secada.

En apoyo de la existencia de la uvala de Ozana y del poljé de la Secada, tenemos que en cada uno han sido encontrados sistemas de desagüe y de alimentación propios, con un movimiento de aguas que como luego veremos, no siempre estuvo dirigido hacia el norte como lo es hoy día. Si nos referimos en concreto al que fué poljé de la Secada, tenemos una prueba de por sí explícita, que nos indica sin lugar a dudas, que lo que es hoy día uno de los ramales de la depresión de Matienzo, son los restos de un poljé hoy decapitado hacia el valle ciego, ya que sino, nó se podría explicar satisfactoriamente porqué las aguas del río de Matienzo, a través de su curso epigeo no salvaron un umbral, hoy de 15 metros de altura, y en cambio tuvieron que excavar la cueva del Agua, horadando así más de 1000 metros de caliza; este problema no solo está planteado para el karst actual, sino que también lo ha estado para las sucesivas etapas que atravesaron las megaformas generadoras de la depresión, ello está puesto de manifiesto por todo el cordal de cuevas que funcionaron como absorbentes, por encima de la cueva del Agua y en la misma ladera del monte Enaso, mientras que por la otra ladera del mismo monte, casi todas las cuevas existentes son exurgentes.

Sobre el relieve precárstico, pocos son los datos que hemos podido reunir, no obstante de ellos se deduce, que este estaba constituido por un curso de agua subsecuente, en la cota aproximada de los 530 m. para la zona de Fuente de las Varas, emplazado en medio de un relieve maduro de crestas no muy salientes, con un grado de cárstificación bastante elevado, de cuyos restos visibles hoy día, destacaremos la inmensa dolina de Yusa ( $520 \times 420 \times 120$  metros respectivamente) y los campos de lapiaz, simas y dolinas que la rodean. Las cimas más altas de estas crestas no muy salientes, eran los montes Muela, Mulir, Piluca y Trillos. La excavación de este curso de agua subsecuente estuvo favo-

recida por un desplazamiento de las aguas de rocas difícilmente erosionables, situadas al sur del área estudiada, a rocas más fácilmente erosionables localizadas al norte del área que estamos tratando.

El nacimiento de los diferentes accidentes cársticos que motivaron la depresión cerrada de Matienzo, tuvo lugar después de la desaparición del curso antes aludido, causada con seguridad por una captura llevada a cabo por el Río Asón, primeramente solo en las aguas superficiales y luego más tarde a medida que se hundía el nivel de base cárstico, también en las aguas subterráneas, que comenzaron la excavación del poljé, uvala y valle ciego, generadores primordiales del área que estamos tratando. Esta acción se extendió hasta la cota de los 540 metros, cota de la Cueva de la Codisera (desarrollo conocido: 1.800 metros), de cuyo estudio dedujimos que tras una larga etapa de estabilización y equilibrio, se produjo un rapidísimo hundimiento de la red fluvial, epigea e hipogea, provocado por una nueva fase erosiva de la red cárstica, al final de la cual y debido también a un nivel margoso que fué puesto al descubierto, cambió el desagüe de toda la zona, de hacia el sur (valle del Asón) hacia el norte como lo es hoy día, naciendo así todo el cordal de cuevas situadas al pie del escarpe más alto del monte Enaso, en su vertiente del ramal de la Vega.

Esta evolución en profundidad del nivel de base, que hemos venido siguiendo, fué detenido por la aparición de capas arcillosas-arenosas del Wealdense, substrato impermeable y límite de la penetración de las aguas. Durante todo este hundimiento del nivel de base fueron quedando colgados muchos fenómenos cársticos en una fase más o menos avanzada de su evolución.

A medida que las megaformas generadoras de la depresión cerrada de Matienzo, fueron evolucionando hacia el estado de madurez con que las encontramos hoy día, se emplazó sobre ellas una hidrografía superficial y subterránea, de tipo centrípeto en enrejado, aprovechando algunas veces, alguna de las grandes fallas que atraviesan la región.

Toda esta hidrografía superficial se encuentra hoy día organizada sobre el límite superior del Wealdense en un conjunto de aparatos cársticos que tras unirse para desaguar por un único punto (Cueva del Carcavuezo), van a parar a 3 kilómetros a vuelo de pájaro, al valle de Secadura, siguiendo durante gran parte de este recorrido una gran falla. Esto fué comprobado merced a una coloración de aguas efectuada a base de fluoresceína, que tardó en recorrer dicho trayecto salvando un desnivel de 50 metros, 9 horas, lo cual nos ilustra grandemente acerca de su recorrido subterráneo. De todos estos aparatos cársticos el más interesante y el más complejo es el de la Sima Cueva del Risco, de 4200 metros de desarrollo conocido, que actuando como un inmenso colector, recoge todas las aguas del poljé de Ozana a través del campo de dolinas de thalweg que allí se desarrollan y a través de varias cavernas como son el sistema de las cuevas Loca I y II, esta última con un desarrollo de 1.900 metros conocidos, y de las cuevas Jivero I, II y III. Todo este aparato de la Sima-Cueva del Risco, merced a una coloración de aguas que en él fué efectuado, se vió que desagaba por tres puntos



diferentes, uno de los cuales actúa como rebosadero del »trop plein« (Cueva de Tiva, de desarrollo conocido 700 metros).

El abombamiento sufrido por el área de Matienzo, hizo que esta zona quedase unos 60 metros más alto respecto al fondo de los valles situados marginalmente, por lo que la alimentación hídrica que recibe, es exclusivamente pluvial, que se filtra a través de los extensos campos de lapiaz, dolinas y simas de todas las variedades y tipos, que hace que la zona pueda ser considerada como un área cárstica pura, en la que se dan por todo lo dicho, condiciones excepcionales para el desarrollo del karst. cuyo estudio a penas si está iniciado.

Los diferentes accidentes cársticos encontrados en la zona, los podemos clasificar siguiendo a Llopis, en lo que él dió en llamar karst de Montaña, o si se quiere afinando un poco más, en karst en Cuesta, en donde »se forman varios aparatos cársticos, uno en cada capa caliza, .. pero derivados todos de una misma carstificación« que en nuestro caso ha sido derivada de la evolución en profundidad de la depresión.

#### Bibliografía utilizada o consultada

Almela, Revilla y Ríos, 1957. Faunas cretácicas confusas de la Provincia de Santander. Problema paleontológico o estratigráfico? Notas y Comunicaciones N° 45 Instituto Geol. y Min. de España.

Instituto Geográfico y Catastral. Hojas 59 y 60.

Llopis Lladó N., 1950. Sobre algunos principios fundamentales de morfología e hidrología cárstica. *Est. Geogr.* 11, 1941.

Rat P., 1957. Les Pays crétacés basco-cantabriques. Thèse Fac. Sc. Dijon. Publications de l'Université, t. XVIII.

Rat P. et B. Lorient, 1959. Expédition dans les Monts Cantabriques. Sous le plancher.



## HÖHLEN OHNE NATÜRLICHE EINGÄNGE

Max H. Fink

Wien

In den Ostalpen sind zahlreiche Höhlen bekannt, die keine natürliche größere Verbindung zur Erdoberfläche aufweisen. Alle diese Höhlen wurden erst durch künstliche Einflüsse bekannt und der Erforschung zugänglich gemacht. Es werden nur jene Hohlräume behandelt, die in ihrer Gesamtausdehnung einen »Massendefekt« im Gesteinskörper darstellen (vgl. Abb. 3), auf den die Definition »Höhle« zutrifft. Alle Höhlen, deren »Eingänge«, bzw. bergauswärts führende Gangstrecken von Hangschutt, Moränenmaterial oder anderen Lockersedimenten verhüllt werden, scheiden aus dieser Betrachtung aus. Nach der Art der Aufschließung kann man unterscheiden:

- a) durch Steinbrüche angefahrene Höhlen
- b) durch Straßen- oder Eisenbahntrassen angefahrene Höhlen
- c) durch Stollenbauten angefahrene Höhlen
- d) durch Bohrungen angefahrene Höhlen.

Steinbrüche, Trassenführungen und Stollenbauten führen im allgemeinen einen Massendefekt des Gesteinskörpers in vorwiegend horizontaler Richtung herbei; die Aufschließung der Höhlen erfolgt somit mehr oder minder horizontal vom Gehänge aus. Bohrungen hingegen, die in Flachlandgebieten zumeist die einzige Methode der Tiefenprospektion sind, ermöglichen die Auffindung von Höhlen aus der Vertikalen.

### Aufschließung von Höhlen durch Steinbrüche

A. Kieslinger, der profunde Kenner der ostalpinen Steinbrüche, stellte bereits fest, daß jene Fälle ungemein häufig sind, »... in denen durch den Steinbruchbetrieb Höhlenschläuche oder größere Hohlräume angefahren und durch den weiteren Betrieb auch zerstört werden«. Von den 57 Höhlen ohne natürliche Eingänge, die mir bisher in Österreich bekannt sind, wurden 40 Höhlen, das sind rd. 70 %, durch Steinbrüche aufgeschlossen.

Die Mehrzahl dieser Höhlen befindet sich am Alpenostrand, südlich von Wien, und zwar nur aus dem Grund, weil hier an den Randzonen des Wiener Beckens zahlreiche Steinbrüche auf tortone Kalke und Kalksandsteine vorhanden sind.

Erwähnenswert ist das Ballungsgebiet um Mannersdorf am NW-Abfall des Leithagebirges, wo in nur zwei Steinbrüchen bis jetzt 13 Höhlen ohne natürliche Eingänge festgestellt werden konnten. Es handelt sich größtenteils um tektonische Höhlen, die an Klüfte und Verwerfungen angelegt sind, die parallel zu den Hauptbruchsystemen des

Wiener Beckens verlaufen. Zu den größten Höhlen dieses Gebietes zählen der »Nasse Schacht« mit 75 m Gesamtlänge und einer Tiefe von —36 m, die »Hauserlucke« mit 60 m, die »Seeigelkluft« mit 45 m und die »Perlsinterkluft« mit 35 m Gesamtlänge.

Südlich davon, im Ruster Hügelzug zwischen der Eisenstädter Senke und dem Neusiedler See, befindet sich der Steinbruch von St. Margarethen, in dem große, weit klaffende Spaltenhöhlen teils durch den Steinbruchbetrieb, teils durch Bahn- und Straßeneinschnitte angefahren wurden (Abb. 1).

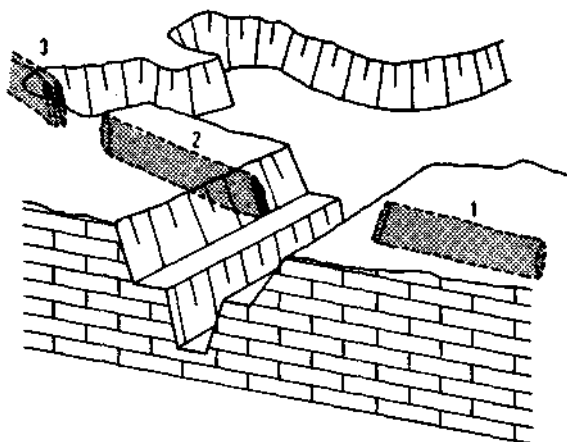


Abb. 1:  
BLOCKDIAGRAMM (schematisch)  
der befahrbaren Klufthöhlen  
im Steinbruchgelände von  
St. Margarethen, Burgenland

1: FLEDERMAUSKLUFT

2: BIERKELLERKLUFT

3: ENOKLUFT und KLUFT IV

Auch an der westlichen Umrandung des südlichen Wiener Beckens wurden eine Reihe von Höhlen durch Steinbrüche geöffnet und zum Teil durch den fortschreitenden Abbau wieder zerstört. Die fast 100 m lange »Fuchsenlucke« und die benachbarte »Schmetterlingsspalte« sind — neben anderen — jedoch erhalten geblieben. Rund 20 km südlich befindet sich unweit von Bad Fischau die im Jahre 1855 im Zuge des Steinbruchbetriebes angefahrne »Eisensteinhöhle«. Die stellenweise großräumige Klufthöhle, die überaus reich versintert ist, weist eine Gesamtlänge von über 200 m auf und zieht sich 70 m weit in die Tiefe.

Steinbrüche auf Jurakalke öffneten sowohl in den Leiser Bergen, nördlich von Wien, als auch in den Hainburger Bergen im Osten der Bundeshauptstadt zahlreiche Höhlen, von denen hier lediglich die »Steinbachhöhle« bei Oberleis und die 80 m lange »Güntherhöhle« bei Hundsheim angeführt werden sollen.

Aus dem nördlichen Abschnitt der »Buckligen Welt«, südlich Wiener Neustadt, wurden in den letzten Jahren eine Reihe von bemerkenswerten Höhlen bekannt, die ebenfalls durch Steinbrüche angefahren wurden. Große wissenschaftliche Bedeutung erlangte die »Excentriqueshöhle« bei Erlach, die für Österreich einmalige Excentriques und andere Sinterformen beinhaltet. Mit der benachbarten »Erlacher Tropfsteinhöhle« sowie der »Reintal-Tropfsteinkluft«, die gleichfalls künstlich geöffnet wurden, zählt sie außerdem zu den größten Höhlen dieses Gebietes.

Im Inneren der Kalkalpen sind aus siedlungsgeographischen Gründen Steinbrüche selten und wenn, dann hauptsächlich im Umland der größeren Städte vorhanden.

In den Brüchen auf devonischen Schöckelkalk in der Nähe von Graz wurden wiederholt Höhlen angefahren. Die »Steinbruchhöhle« bei Weiz, die 1937 geöffnet wurde, weist eine Gesamtlänge von 170 m auf und birgt bedeutende Tropfsteinbildungen. Auch bei Peggau wurden im Zuge des Abbaues Höhleneingänge freigelegt.

Ebenso sind im Gebiet des Untersberges bei Salzburg eine Reihe von Höhlen angefahren worden, von denen einige dem Steinbruchbetrieb zum Opfer fielen.

Im Marmorsteinbruch Olsa bei Friesach (Kärnten) wurde eine mit Tropfsteinen und Rasen von schönen und interessanten Kalzitkristallen ausgekleidete »Kristallhöhle« aufgesprengt und leider auch zerstört.

### **Aufschließung von Höhlen durch die Anlage von Straßen- und Eisenbahntrassen**

Die oberirdische Trassenführung von Straßen und Eisenbahnlinien verursachte hauptsächlich in einem stark reliefierten Gelände mitunter starke Eingriffe in den Gebirgskörper, die jedoch — von speziellen Fällen abgesehen — stets auf die randlichen Partien der Erhebungen beschränkt sind. Dabei können in Karstgebieten auch natürliche Hohlräume angeschnitten werden.

Aus den Ostalpen seien folgende Beispiele genannt: Die über 50 m lange »Ameiskogelhöhle« bei Gösing erhielt ihren Eingang erst durch den Bau der die Kalkvoralpen querenden Bahnlinie St. Pölten — Gußwerk (Mariazellerbahn). Die größten Höhlen des Burgenlandes, die »Fledermauskluft« und die »Bierkellerkluft« bei St. Margarethen, die ursprünglich eine einzige, zusammenhängende Klufthöhle waren, wurde durch einen tiefen Bahneinschnitt angefahren und künstlich geteilt (Abb. 1). Die gewaltige Kluft setzt sich auch gegen Süden fort und wird schließlich durch einen weiteren künstlichen Einschnitt, durch den die Straße St. Margarethen — Rust verläuft, abermals angeschnitten und auch hier befahrbar gemacht. Weitere große Spalten wurden während der Anlage des Bahneinschnittes abgemauert und sind heute unzugänglich.

Bei Wimpassing in Niederösterreich wurde der »Kristallkeller« beim Straßenbau angeschnitten und zerstört. Der Bau der Dobratsch-Alpenstraße bei Villach (Kärnten) führte sogar zur Aufschließung einer rund 20 m tiefen Schachthöhle (»Verschlossener Schacht«).

Vermutlich wurde auch die »Steiner-Lehmhöhle« in den Karawanken (Kärnten), die »Mertlbachhöhle« im Tennengau (Salzburg) sowie die »Pascherhöhle« bei Laubenbachmühle (Niederösterreich) von der jeweils unmittelbar vorbeiführenden Straße aufgeschlossen.

### **Aufschließung von Höhlen durch Stollenbauten**

Stollenbauten, hauptsächlich Bergwerksstollen und Tunnels, sind im allgemeinen tief in das Gebirgsmassiv eindringende Aufschlüsse, die in

Karstgebieten vielfach große und kompliziert gebaute Höhlen, bzw. Höhlensysteme anführen.

Die für die Ostalpen bedeutendsten Höhlen ohne natürliche Verbindung zur Oberfläche sind die »Höhlen der Unterschäftleralpe« im Hochobir (Kärnten), die an verschiedenen Stellen durch Bergbaustollen aufgeschlossen sind. Die ausgedehnten und großräumigen, zusammen mehrere Kilometer messenden Höhlen, die labyrinthartig in verschiedenen Etagen angeordnet sind, liegen in einer Seehöhe von rund 1150 m und sind nur durch das Stollensystem des Bleibergwerkes zugänglich. Auf der Oberfläche ist kein direkter Hinweis auf das Vorhandensein oder die Position unterirdischer Naturräume gegeben. Die Primärgenese dieser Höhlen geht auf die günstigen tektonischen Voraussetzungen in diesem Gebiet zurück.

Im Bergbau Oberzeiring in der Steiermark, sowie im ausgedehnten Stollensystem des aufgelassenen Silberbergwerkes im Schwarzenberg bei Tümitz (Niederösterreich) wurden ebenfalls Höhlen angefahren, wobei teilweise die Naturräume im Zuge des Stollenvortriebes eine künstliche Erweiterung erfuhren.

Luftschutzstollen, die während des Zweiten Weltkrieges angelegt wurden, haben mehrfach zur Aufschließung von Höhlenräumen geführt. Hier sind die Höhlen des Stollensystems bei Peggau und die Naturräume im Grazer Schloßberg (Steiermark), sowie die wasserführende »Luftschutzhöhle« bei Bad Fischau (Niederösterreich) zu erwähnen.

G. Horninger berichtete beim III. Internationalen Kongreß für Speläologie in Wien über Karsthohlräume, die bei alpinen Kraftwerksbauten antreffen wurden.

Erwähnung verdient ferner der »Gösingschacht«, der beim Bau des über 2,3 km langen Gösing-Tunnels der Mariazeller Bahn angefahren und abgemauert wurde.

### Aufschließung von Höhlen durch Bohrungen

Bohrungen werden hauptsächlich in Flachgebieten abgeteuft, sei es als Strukturbohrungen, um den geologischen Untergrund der Forschung zugänglich zu machen, sei es zur Erschließung von Lagerstätten.

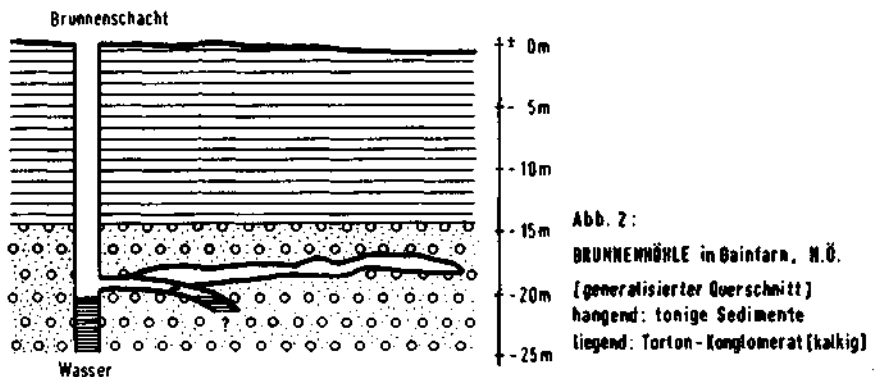


Abb. 2:  
BRUNNENHÖHLE in Sainfarn, N.Ö.  
(generalisierter Querschnitt)  
hängend: tonige Sedimente  
liegend: Torton-Konglomerat (kalkig)

Als bescheidenes Beispiel kann die verzweigte »Brunnenhöhle« in Gainfarn (Niederösterreich) angeführt werden, die im Bereich des Grundwasserspiegels liegt und durch einen über 20 m tiefen Brunnen-schacht zugänglich ist (Abb. 2).

Tiefbohrungen auf Erdöl im tertiären Senkungsfeld des Wiener Beckens haben bereits an verschiedenen Stellen den in die Tiefe abgesunkenen, von mächtigen Tertiär-Sedimenten bedeckten kalkalpinen Untergrund erreicht, doch konnten bisher keine Karsthohlräume entdeckt werden. Immerhin liegt hier das Vorhandensein eines präortonen »be-grabenen« Karstes im Bereich der Möglichkeit.

J. Krasón berichtet aus den Nordwest-Sudeten, daß bei Bohrungen Karsthöhlen in Tiefen von einigen hundert Metern angetroffen wurden. Dies stimmt auch mit den Ergebnissen von Tiefbohrungen in Belgien und West-Deutschland überein, wo in großer Tiefe Höhlen angefahren wurden, in denen Wasser zirkulieren.

Der größte Teil der bisher bekannt gewordenen Höhlen ohne natürliche Eingänge gehört zu den Karsthöhlen. Dagegen treten in den tortonen Kalken und Kalksandsteinen am Alpenostrand — sicher beein-flußt durch die starke Bruchtektonik der Tertiärbecken — vorwiegend tektonische Höhlen auf. Höhlen ohne natürliche Eingänge können sehr verschiedene Größe und Ausdehnung erreichen; die Gesamtlänge kann von wenigen Metern bis zu mehreren Kilometern betragen. Bezüglich ihrer Physiognomie und des anorganischen Höhleninhaltes unterscheiden sie sich in keiner Weise von jenen Höhlen, die natürliche Tagöffnungen aufweisen. Die Primäranlage erfolgte — analog zu diesen — an strati-graphischen und tektonischen Flächen, wie Schichtfugen, Klüften und Verwerfungen. Man kann daher in den Höhlen ohne natürliche Eingänge die gleichen genetisch bedingten Grundformen der Raumgestaltung an-treffen, die für alpidische Höhlen allgemeine Gültigkeit haben. Man kann daraus ableiten, daß für die Genese der meisten Karsthöhlen das Vor-handensein größerer Öffnungen zur Oberfläche nicht notwendig er-scheint, sondern daß hierzu, wie A. Bögli 1961 und 1963 dargelegt hat, ein Netz von wasser- bzw. luftführenden Gesteinsfugen ausreicht, um die Bildung korrosiver Hohlräume entweder auf Grund der Diffusion des Luft-CO<sub>2</sub> in das Wasser, oder durch Mischungskorrosion zu ermöglichen.

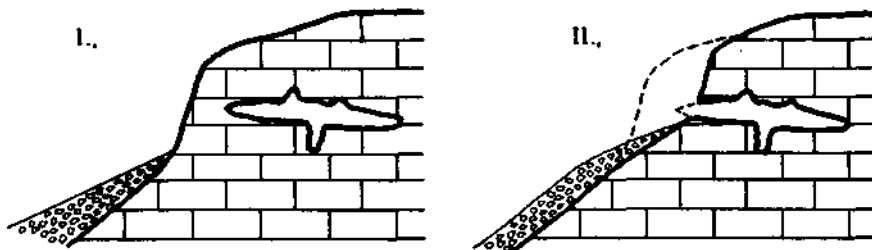


Abb.3. Entwicklung des Einganges durch Mangrückverwitterung [schematisch]

Die große Anzahl von Höhlen ohne natürliche Eingänge führt deutlich vor Augen, daß Karsthöhlen im alpinen Raum nicht unbedingt mit geomorphologischen Bezugsflächen, wie tertiären Landoberflächen oder Quartärterrassen, in Beziehung gebracht werden können. Man gelangt ferner zu der wichtigen Vorstellung, daß derzeit nur ein verhältnismäßig kleiner Teil der tatsächlich existierenden Höhlen bekannt ist. Nach unseren derzeitigen Erfahrungen sind auch viele der natürlichen Höhleneingänge Zufallsprodukte, die in den meisten Fällen durch exogene, subaerische Vorgänge geschaffen wurden. Vorgänge der Talentwicklung, hauptsächlich fluviatile Lateralerosion, sowie die Rückverwitterung von Felswänden und Steilhängen (Abb. 3) sind ohne Zweifel an der Öffnung, aber auch an der Abtragung von Höhlen maßgeblich beteiligt. In diesem Zusammenhang muß auf die Problematik der Auswertung von Höhlenverbreitungskarten hingewiesen werden.

Die angeführten Beispiele aus den Ostalpen, die keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit erheben, und die davon abgeleiteten Schlußfolgerungen sollen die Anregung zu vergleichenden Untersuchungen in anderen Karstgebieten geben.

#### Literatur

- Bögli A., 1963. Korrosive Bildungsbedingungen von Höhlenräumen. III. Internat. Kongreß f. Speläologie, Akten, Bd. II, S. 29 ff, Wien.
- Bögli A., 1963. Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. Die Höhle, 14. Jg., H. 3, Wien.
- Horninger G., 1965. Bei alpinen Kraftwerksbauten angetroffene Karst- und karstähnliche Erscheinungen. III. Internat. Kongreß f. Spel., Akten, Bd. V, Wien.
- Kieslinger A., 1957. Höhlen und Steinbrüche. Die Höhle, 8. Jg., H. 4, S. 89-99, Wien.
- Krasón J., 1961. The Deep Caves in the NW Sudeten Mountains. III. Internat. Kongr. f. Spel., Akten, Bd. A, S. 57, Wien.
- Riedl H. u. a., 1960. Die befahrbaren Klüfte im Steinbruch von St. Margarethen (Burgenland). Wiss. Arb. aus dem Burgenland, H. 25, Eisenstadt.
- Trimmel H., 1959. Beobachtungen aus den Tropfsteinhöhlen bei der Unterschäftleralpe im Hochobir (Kärnten). Die Höhle, 10. Jg., H. 2, Wien.

Diskussion: Radomski



## VERSUCH EINER TYPISIERUNG VON KARSTGEBIETEN IN NIEDERÖSTERREICH

Max H. Fink

Wien

Niederösterreich hat Anteil an den Landschaftsformen vom Hochgebirge bis zur pannonischen Tiefebene. Gleich vielfältig sind auch seine Karstgebiete, die hier kurz charakterisiert werden sollen.

### A. Hochalpin er Karsttypus

Substrat: Kalke und Dolomite.

Dieser Karsttypus kommt in Niederösterreich nur vereinzelt vor, und zwar beschränkt auf zentrale, hochgelegene (über rund 1700 m) Teile von Kalkhochalpenmassiven. Diese zentralen Bereiche der Gebirge im Süden des Landes tragen die Reste flacher bis flachwelliger Altlandschaften, die heute infolge der Verkarstung fluviatil funktionslos sind. Der Hochkarst befindet sich über der heutigen Waldgrenze und gehört in Niederösterreich hauptsächlich dem Bereich der Almmatten und der Krummholzregion an. Die Ausbildung als Kahlkarst (nackter Karst) ist in Niederösterreich sehr selten (z. B. Gipfelpartie des Schneeberges, 2076 m). Das Wesen des hochalpinen Karstes wird von der absolut vorherrschenden unterirdischen Entwässerung geprägt. Es handelt sich bei diesem Typus um Bereiche intensivster Verkarstung, wobei im behandelten Raum die vorherrschenden Karstformen *D o l i n e n* und *K a r r e n* sind. Infolge der Höhenlage und der extremen Exposition gehört dieser Karsttypus in den Einflußbereich der *N i v a t i o n*.

Gebiete mit hochalpinem Karst: Hochkar, Dürrenstein, Ötscher, Göller, Gippel, Schneealpe, Raxalpe und Schneeberg.

### B. Subhochalpin er Karsttypus

Substrat: Kalke und Dolomite.

Dieser bisher nicht eigens hervorgehobene Typus ist in Niederösterreich den oben beschriebenen hochalpinen Karstgebieten *r a n d l i c h* angelagert. Die geringere Höhenlage, aber auch die anders geartete Physiognomie des Formenschatzes berechtigen zur Ausgliederung dieses Karsttypus, der somit als *Ü b e r g a n g s t y p u s* zwischen hochalpinem und voralpinem Karst in Erscheinung tritt. Die bisher gepflogene dualistische Unterscheidung in hochalpin und voralpin vermochte in allen jenen Gebieten, die nun zu den subhochalpinen gezählt werden, nicht zu befriedigen.

Träger dieses Typus sind flächig ausgedehnte Altlandschaftsreste mit verhältnismäßig großer Reliefenergie, die durch besonders große Karstmulden oder *P o i j e n*, bzw. durch Verkarstung funktionslos gewordene

Talungen noch betont wird. Bei einer Höhenlage von rund 1400 bis 1600 m liegt der subhochalpine Karst hauptsächlich unter der heutigen Waldgrenze. Der Formenschatz wird von Karstmulden, Großdolinen und subkutanen Karren bestimmt. Die unterirdische Entwässerung ist vorherrschend.

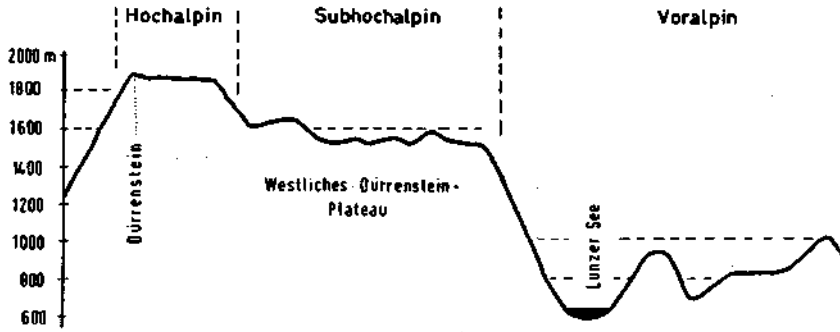


Abb. 1  
VERTIKALE GLIEDERUNG DER ALPINEN KARSTTYPEN AM BEISPIEL DES DÜRRENSTEINGEBIETES BEI LUNZ

Der Karsttypus ist am Westlichen und Östlichen Dürrensteinplateau, auf der Hinteralpe (Schneealpe), am Kuhschneeberg, am Gahnsplateau (Schneeberg) und auf der Gemeindealpe (Ötscher) vertreten.

### C. Voralpiner Karsttypus

Substrat: Kalke und Dolomite, wechsellagernd mit nichtverkarstungsfähigen Schichten.

Der Voralpine Karst ist auf den tiefer gelegenen Teilen der Kalkalpen sowie in der »Buckligen Welt« (südlich von Wr. Neustadt) vertreten. Er ist auf Fluren entwickelt, die im allgemeinen tiefer als 1300 m liegen und die sowohl als geschlossene Reste von flachwelligen Altlandschaften, als auch in Form von Bergrücken, oder auch als Einzelberge auftreten. Abgesehen von den Altlandschaften in größerer Ausdehnung (Plateaus), ist das heute aktive Talnetz vorhanden und damit die oberirdische Entwässerung dominierend. Hier ist auch die große Abhängigkeit des Landschaftsreliefs vom geologischen Bau festzustellen. Verkarstungsfähige Schichten wechseln vielfach mit nichtverkarstungsfähigen Schichten ab. Dieses Phänomen hat das häufige Auftreten von Ponoren an der Schichtgrenze zur Folge, so daß man die Ponore mit ihren Zuflußgräben als »Leitformen« des Voralpinen Karstes ansehen kann.

Der Voralpine Karst befindet sich unter der heutigen Waldgrenze. Sein Formenschatz umfaßt Poljen, Karstmulden und Dolinen; i. a. sind die Formen kleiner als in den beiden höheren Karsttypen. Karren sind bereits selten und fast ausschließlich subkutaner Genese.

Typische Gebiete sind: Schöfftaler Wald, Gfälleralpe-Polzberg, Klauswald, Brandmauer-Hennesteck-Schwarzenberg, Schlagerboden,

Reisalpe, Unterberg, Hohe Wand, Südlicher Wienerwald, Raum Kirchberg am Wechsel und andere.

#### **D. Gipskarst**

Substrat: Gips der Werfener Schichten.

Dieser Typus ist gesteinsgebunden und daher nicht an eine bestimmte Höhenzone geknüpft. Es handelt sich um eng begrenzte Karstareale mit ausgeprägtem Formenschatz. Die Gipslinsen sind zumeist zur Gänze von nichtverkarstungsfähigen Werfener Schichten (skythische Stufe der Trias) umgeben. Dolinen und Erdfälle, aber auch Gipshöhlen und karrenbesetzte Gipsklammen konnten festgestellt werden.

Gipskarst wurde bekannt bei Trübenbach (Ötscher-Nordhang) mit größeren Gipshöhlen (wasserführend), am Gr. Koller (Erlaufboden) mit der an der Schichtgrenze angelegten ausgedehnten Kohlerhöhle, bei Annaberg-Reith (Dolinenfeld), westlich Annaberg (Dolinen, Karstmulde mit Gerinne und Ponor), Annaberg-Bergbauer (Dolinenengelände mit Gipsklamm, Karren), bei Türnitz-Dickenau, bei Lehenrotte, zwischen Alland und Heiligenkreuz (Dolinenfeld) sowie beim Gipsabbau Pfennigbach unweit Puchberg am Schneeberg (Karren und andere Korrosionsformen).

#### **E. Grünkarstgebiete des pannonischen Trockenraumes**

##### **1. Karst der tertiären Kalke**

Substrat: Tertiäre Kalke (tortoner Leithakalk), bzw. kalkig entwickelte Tertiärsandsteine (detritärer Leithakalk).

Der gesteinsgebundene Karsttypus tritt an den Randzonen des südlichen Wiener Beckens auf. Er ist einerseits am Alpenostrand, andererseits an den Abhängen des Leithagebirges sowie am Ruster Hügelzug vorhanden. Es handelt sich um einen seichten Karst ohne gehäuftes Auftreten von ausgeprägten ober- und unterirdischen Karsterscheinungen. Im allgemeinen ist keine geschlossene Walddecke vorhanden, auf der nur dünnen Bodenkrume ist vielfach eine dürftige Karstheide entwickelt. Humussäuren wirken untergeordnet. Von besonderer Bedeutung ist der Einfluß des pannonischen Klimabereiches mit seiner ausgeprägten Trockenheit. Die Bruchtektonik der Tertiärbecken zeigt starke Auswirkungen auf die Genese der Höhlen. Die Dolinen sind Kleinformen und gehören dem seicht-ovalen Typ an.

##### **2. Karst der mesozoischen Bereiche der niederösterreichischen Waschbergzone (außeralpin) und der Hainburger Berge (alpin)**

Substrat: hauptsächlich Jurakalke (Ernstbrunner Kalk — Waschbergzone; Ballensteiner Kalk — Hainburger Berge).

Insselförmiges Auftreten von Kalkklippen inmitten der ausgedehnten Tertiärgebiete des Inneralpinen und Außeralpinen Wiener Beckens. Es handelt sich um einen seichten Grünkarst, der dem Pannonischen Klimabereich angehört. Dieser Karsttypus mit wenig ausgeprägten oberirdi-

schen Karsterscheinungen und kleineren Höhlen ist stellenweise als fossiler Karst ausgebildet.

Hauptverbreitungsgebiete sind die Leiser Berge, die Klippen von Staatz und Falkenstein nördlich der Donau sowie die Hainburger Berge zwischen Leithagebirge und Kleinen Karpaten.

#### **F. Karstgebiete des Bömischen Massivs (Kremszwickel-Typus)**

Substrat: Paläozoische kristalline Kalke (Marmore), die in Form von schmalen, jedoch viele Kilometer langen Bändern im Gneis und Quarzphyllit des Bömischen Massivs eingelagert sind.

Isoliertes Auftreten des Karstes innerhalb nichtverkarstungsfähiger Gesteine. Zahlreiche kleinere Höhlen. Typisches Vorkommen im Oberen Kremstal und im Weiental.

## KARST PHENOMENA IN THE EASTERN PART OF THE POLISH TATRA MTS. (SOUTH POLAND)

Jerzy Głazek

Laboratory of Dynamic Geology of the Warsaw University

Warszawa

### Abstract

Postglacial karst phenomena in the eastern part of the Polish Tatra Mts. exhibit a zonal distribution in their vertical section. The lapies dominate above 1500 m a. s. l., whereas funnels below this altitude there. As relics of Neogene and Pleistocene karst phenomena in the Tatra Mts. caves and mogotes are present.

**Introduction.** There was only little information (scattered in papers on various problems) on karst phenomena in the eastern part of the Polish Tatra Mts. The author's papers, previously published (4,5) include a complete bibliography on this subject.

The carbonate rocks in the described area occur at altitudes from 900 to 1950 m a. s. l. The present climate and vegetation of this area is very similar to those at similar altitudes of the Alps. The timber line occurs here at 1500 m a. s. l.

The investigated area exhibits an alpine style of tectonics. Structural units stretch E—W, overthrust northward, therefore the carbonate rocks are dipping northward and generally form narrow belts of the same strike. In these belts the karst phenomena are developed in limestones of the Middle Triassic, Upper Jurassic and Lower Cretaceous, in dolomites of the Middle Triassic, and in detrial carbonate rocks of Middle Eocene. Structural belts of carbonate rocks are cut by N—S valleys (Fig. 1), the floors of which are commonly covered by morainic material. Morphology of the area was strongly remodelled during the Würm time. The morainic cover of Würm within beds of streams is actually under erosion, and sometimes completely scoured.

**Caves.** About a dozen caves are known in the area. The biggest and most interesting are: Kasprowa Niżnia Cave (2 km long, water cave) and Magury Cave in western part of the area. In most caves horizontal conduits are situated on different relative altitudes. The highest situated caves (over 100 m above actual bottoms of the valleys, e.g. Magury Cave) were dry during the Upper Pleistocene, because mammals (*Ursus spelaeus*) inhabited them. The Pleistocene caves are situated on lower relative levels than those of the Magury Cave. The youngest caves, of the last glacial and postglacial time (7), are situated at the level of recent stream beds e. g. Kasprowa Niżnia Cave.

**Karst hydrography.** In the larger valleys of the area there occur karst underground flows that have sometimes caused the narrowing

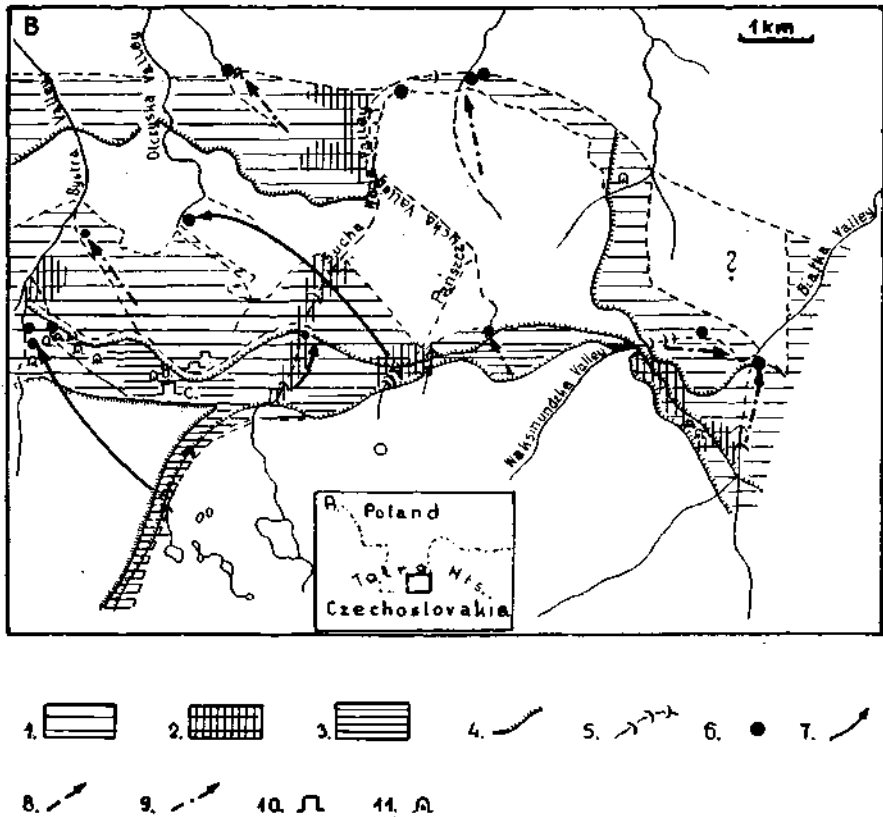


Fig. 1. Sketch map of karst phenomena in the eastern part of the Polish Tatra Mts. A. General situation of investigated area, B. Sketch map of the karst phenomena: 1. Zones of karstification, 2. areas of well developed karst morphology of lower zone, 3. areas of well developed karst morphology of upper zone, 4. main overthrusts, 5. main zones of swallow-holes, 6. major karst springs, 7. trends of circulation of deep karst waters, 8. trends of circulation of shallow karst waters, 9. supposed trends of circulation of shallow karst waters, 10. supposed mogots, 11. caves; a) Kasprowa Niżnia Cave, b) Magury Cave, c) Kopa Magury mogote

of the stream beds beneath the zone of swallow-holes (ponors), and thus a better preservation of morainic morphology below this zone (4).

Shallow, short underground flows, across the structural belts of carbonate rocks are present in valleys. On the other hand some long, deep flows occur in the areas, where water, within these belts, runs between valleys under the ridges separating them. For instance shallow underground flows are present in the Sucha Woda Valley and in the Białka Valley. The most interesting karst underground flows are the deep ones running from the upper part of the Sucha Woda Valley, toward the Bystra Valley under the mountain ridge. Similarly another flow runs from the Pańszczyca Valley under two mountain ridges and big Sucha Woda Valley toward the Olczyska Valley. There is no connection between the latter deep flow and the shallow flow in the Sucha

Woda Valley, thus the latter must be regarded as a suspended local level of karst water. These deep flows and the shallow one of the Sucha Valley were investigated with coloration of water by mgr T. Dąbrowski and the writer. As a coloring matter the fluorescein sodium salt was used. The velocity of deep flows was 70—80 m/h. The velocity of the shallow flows is over 100 m/h, usually over 200 m/h (3), but the velocity decreases when water flows only partially in karst conduits and partially filters through the bottom gravels of the valley bed. Such a situation was observed in the Sucha Woda Valley during the coloration of shallow underground flow, because the measured velocity was 80 m/h.

**Karst geomorphology.** The lapies are abundant on the exposed surfaces of limestones at the altitudes above 1500 m a. s. l., i. e. above the timber line where the surface run-off of rain water on the steep slopes dominates. At these altitudes also rare funnels (dolines), avens and dry karst gullies are present. Sometimes the karst springs occur at the foot of such slopes.

The funnels are frequent in the bottoms of valleys and at the foot of slopes that are covered by the glacial material of the Würm glaciation. These funnels measure up to 30—40 m in diameter and to 15 m in depth (the photos were given earlier — 5, Pl. IV, figs 1—2). Their steep slopes have no vegetation cover, but the sliding of morainic material and sometimes of trees into the hole may be observed (4, fig. 5). The bottoms of the funnels are usually higher than the level of water in neighbouring streams, but sometimes in places with swallow-holes they occur at the same level or a little below it. Such a relation may be used as an indicator of underground flows even in periods of higher level of water after rains or thaws. The funnels join sometimes in small uvalas. These funnels and uvalas are being formed by karstification of carbonate rocks underlying the moraines. These forms are accompanied by swallow-holes in the beds of streams. The development of these forms has been favoured by low inclination of slopes, and by forest which caused domination of infiltration of surface water.

The domed tops of some limestone ranges may be sporadically observed in the eastern part of Polish Tatra Mts., which are rising over a gradational surface, of the Lower Pliocene age. In the Kopa Magury mogote (5, Pl. VIII, fig. 2) there are well developed cave systems of the Magury Cave of the preglacial age corresponding to this surface. Similar karst forms are present also in other parts of the Tatra Mts. (5) and in the Alps (1). Limited development of these karst domes in the Tatra Mts. was induced by the very complicated tectonics.

**The age of karst phenomena.** The most common karst phenomena in the eastern part of Polish Tatra Mts., i. e. lapies, funnels and uvalas reproduced in moraines as well as the underground flows of waters of recent streams are younger than the glacial morphology of Würm that has been deformed by these karst features. They have been developed in the postglacial time, but they may have had older foundations at the last glaciation time. Of the same age are the lowermost caves of the valley-bottom levels (7).

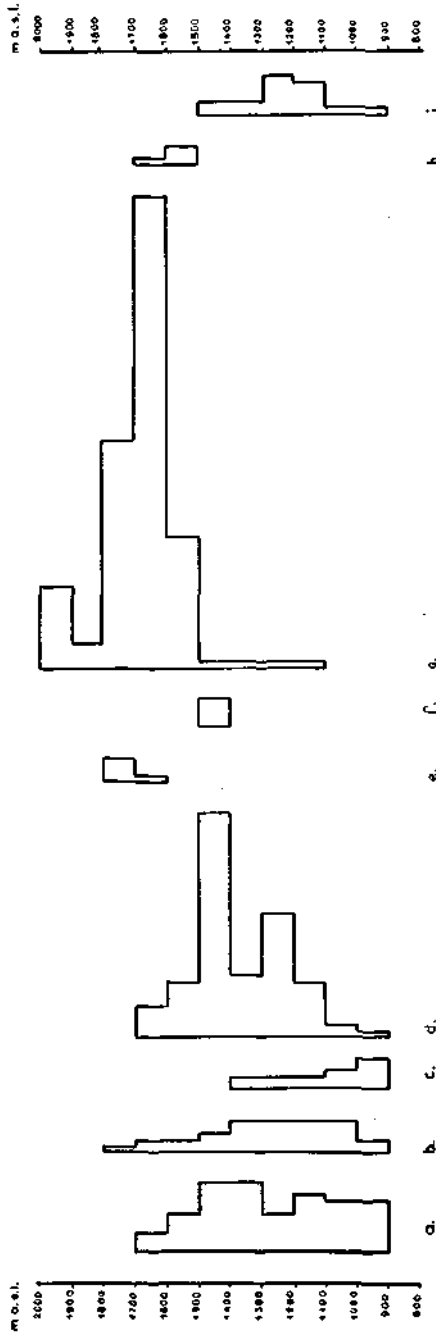


Fig. 2. Vertical distribution of karst phenomena: a) swallow-holes, b) dry gullies, c) karst springs, d) funnels reproduced in moraines, e) uncovered funnels, f) uvalas reproduced in moraines, g) lapies, h) limestone domes (mogotes), i) caves; 1. a rectangle presenting one karst feature or the surface of 40 m<sup>2</sup> covered by lapies



The caves and mogotes situated over 100 m above valley floors that correspond to the gradational surface of the Lower Pliocene age, are most likely the relics of tropical karst morphology. The climate of Southern Poland was subtropical or even tropical during the long periods of the Pliocene and Miocene. Thus these forms are recognized as the relics of the Pliocene and Miocene tropical karst.

An intermediate, Pleistocene age is ascribed to some caves elevated 20, 40 and 60 m above the bottoms of valleys (7) and possibly to the naked funnels and avens in the nonglaciated upper parts of slopes.

**Distribution of karst phenomena.** Horizontal distribution of karst phenomena was controlled by the geological structure.

The most interesting is the vertical distribution of karst phenomena, mainly of younger ones (Fig. 2). Above 1500 m a. s. l. the lapies associated with naked funnels, swallow-holes and dry karst gullies dominate. Reproduced funnels, underground flows of recent surface streams and caves dominate below this altitude. These two zones of the high-mountain karst correspond to those distinguished in the Alps (2,6), but the limit of these zones occurs a little lower in the Tatra Mts. (1500 m a. s. l.) than in the Alps (1700 m). It was caused by a comparatively colder climate in the Tatra Mts. on the same altitudes. Similarly the timber line in the Alps is higher than that in the Tatra Mts. A particular attribute of lower zone of karst in eastern part of Polish Tatra Mts. is the domination of karst features reproduced in moraines composed of granitoids waste.

#### References

1. Büdel J., 1951. *Erdkunde*, 5, 168—170, Bonn.
2. Corbel J., 1957. *Rev. Géographie*, 32, 43—56, 135—158, Lyon.
3. Dąbrowski T., 1967. *Acta Geol. Polonica*, 17, Warszawa (in press).
4. Głazek J., 1964. *Kwart. Geologiczny*, 8, 161—170, Warszawa.
5. Głazek J., Z. Wójcik, 1963. *Acta Geol. Polonica*, 13, 91—124, Warszawa.
6. Rathjens C., 1954. *Erdkunde* 8, 120, Bonn.
7. Wójcik Z., 1960. *Acta Geol. Polonica*, 401—454, Warszawa.

Discussion: D. Gavrilović, V. Panoš, S. Buser



## SOME OBSERVATIONS ON KARST PHENOMENA IN NORTH VIETNAM

Jerzy Głazek

Laboratory of Dynamic Geology of the Warsaw University

Warszawa

### Abstract

The typical tropical karst morphology of North Vietnam has developed since the Lower Jurassic time. The tropical karst degradation is not uniform on the whole surface of limestone massifs, but stronger in their outer parts. The velocity of karst degradation is very low, because the carbonate rocks are more resistant than others in the tropical conditions. Above 1400 m a. s. l. here the mountainous type of karst morphology occurs. The tropical karst has a great influence on the formation of mineral deposits.

### Introduction

Karst phenomena are important but poorly recognized features of the morphology of North Vietnam. There is only scarce information on karst of this country scattered in more general papers (2, 3, 6, 7).

North Vietnam exhibits a humid tropical climate with a strong monsoonal character, but the high mountains of this country have the climate resembling that of Southern Europe.

Within the Precambrian, and Lower Paleozoic (mainly metamorphosed) and Triassic rocks, some layers of carbonate rocks occur. A limestone complex, over 1000 m thick was deposited in the Upper Paleozoic. Since Upper Norian this country was under the continental regime. In this time clastic sediments in the limited continental basin were deposited. Generally, since the Lower Jurassic, North Vietnam has been eroded as a result of the uplift movements. Some peneplains and karst morphology have developed under such conditions.

**Observations on karst phenomena.** In North Vietnam there occur different types of karst morphology (Fig. 1). Among them most frequent are: the tropical kegel karst, typically developed e.g. in Cao-bang region and Bac-son region (Fig. 2). These regions are built of a limestone complex of the Upper Paleozoic age, elevated up to ca. 1000 m a. s. l. The limestone massifs are surrounded by extensive marginal poljes with isolated mogotes and hums. Within these massifs the zone of close mogotes occurs, and in the center the mogotes are not individualized, and poljes occur at different altitudes. The interior of such limestone massifs has no surface outflows. More than 3 levels of dry caves that were frequently inhabited by animals and Man (since Paleolithic time) occur in the mogotes. Around the limestone massifs, on the other slope of marginal poljes, there are gentle hills built up of schist,

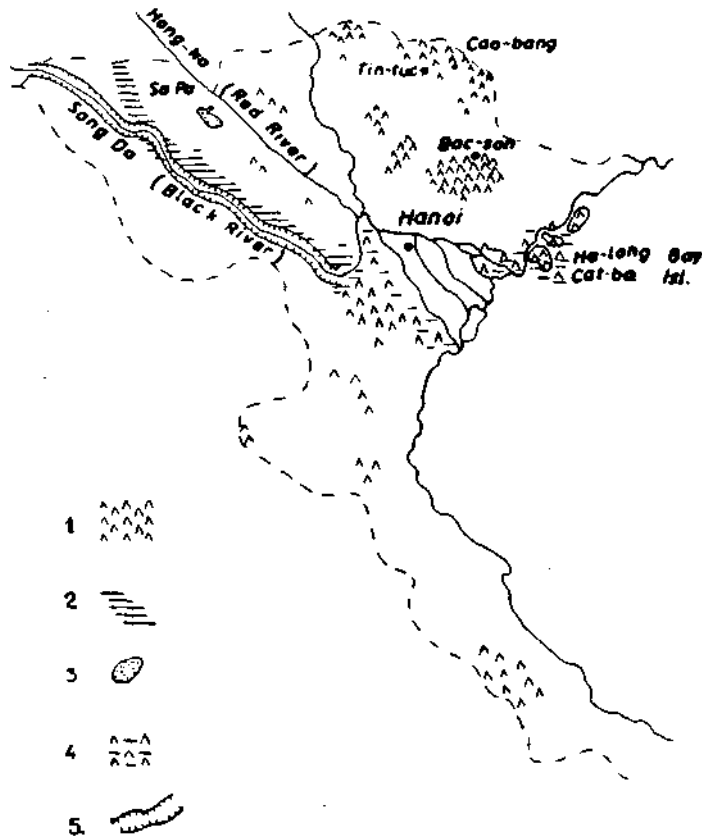


Fig. 1. Sketch map of karst regions in North Vietnam: 1. Mogote (kegel karst) landscape, 2. karst plateau of Black River (Song Da), 3. mountain karst, 4. submerged kegel karst under sea or deltaic sediments, 5. canyon of Black River.

sandstones and volcanic rocks. These hills are situated at lower altitudes than limestone massifs. The geological structure causes differences of slope steepness, especially in poorly developed mogotes (Fig. 3). On the margins of the well developed mogotes, the "balcony" may be observed which demonstrates a result of action of horizontal water corrosion within the level of polje bottom (Fig. 4).

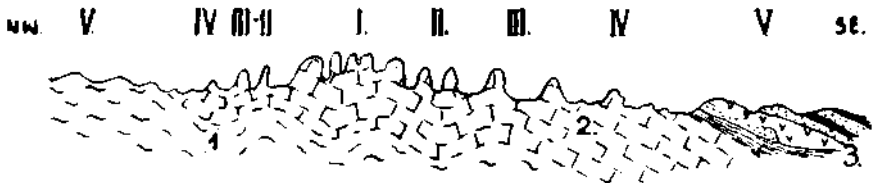


Fig. 2. Schematic section of Bac-sou karst massif: 1. Older Paleozoic rocks, 2. Uper Paleozoic limestones, 3. Mesozoic detrital and volcanic rocks; I. The center of the massif with non-matured mogotes, II. Zone of the massif with closed mogotes, III. Zone of isolated mogotes, IV. Zone of marginal poljes, V. Zone of non-karstic relief.

The mogote tops are elevated 100 to 600 m over the polje levels. The poljes are covered with Quaternary deposits, but sometimes in basins between karst massifs older sediments are present. Sometimes on slopes of the karst dome (as traces of older bottoms of the poljes) shelves with gravels, muds and clays occur.



Fig. 3. Dependence of slope steepness caused by geological structure on the non-matured mogotes.

The most interesting is the karst morphology of Ha-long Bay, which was demonstrated in photos (6, 7). This region had the same karst history as that of Cao-bang or Bac-son till the Pliocene, for traces of the Pliocene shore-line were discovered in Tonkin Bay at the depth of ca. 60 m b. s. l. (5). The inundation of this area could be explained as postglacial rising of the sea level and partly as isostatic submergence of the Red River delta jointly with the neighbouring areas. The Cat-ba Island is the center of karst massif, not divided into isolated mogotes (Fig. 5). The little surrounding islands and limestone domes within the Red River delta are the isolated mogotes around this center. The flat sea bottom, occurring at 10—20 m b. s. l. was the bottom of poljes till the Quaternary. Actually the mogotes are being destroyed by the sea abrasion. Around the islands there are abrasional surfaces at the sea level that mark primary extension of the mogotes (Fig. 6).

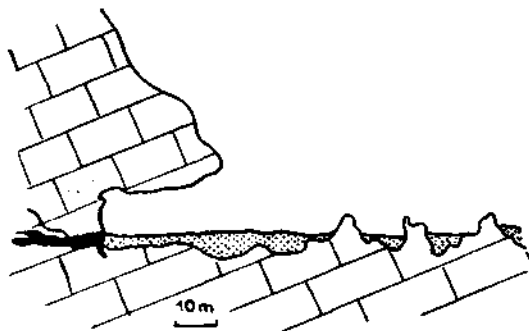


Fig. 4. Corrosional "balcony" at the base of mogote.

An especially interesting karst region is that at 1400—1600 m a. s. l. in the vicinity of Sa Pa. There are no mogotes, but numerous lapies, funnels, underground flows and little karst hums are found to occur. Probably at these altitudes there were no sufficient climatic conditions for the development of tropical karst. Probably it was the upper zone of karst in tropical country mountains, similar to "Hochflächenkarst" recognized in China by D. Balázs (1, 2).

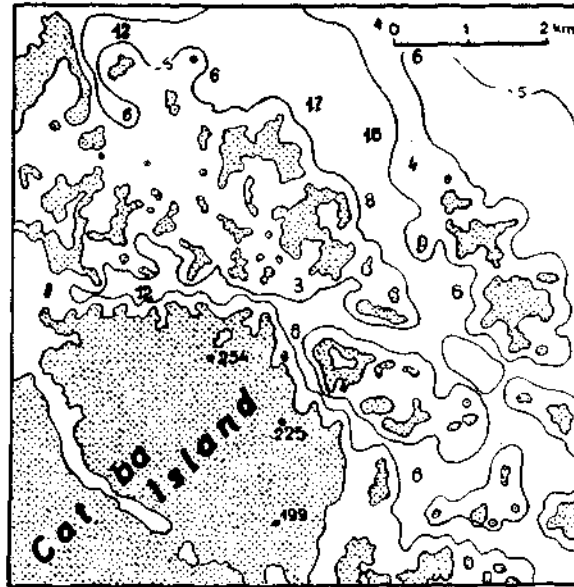


Fig. 5. Fragment of the Ha-long Bay demonstrating the center of inundated karst massif (Cat-ba Island) surrounded by mogotes (little islands). The land is marked by dots. The isobate of 5 m b.s.l. and bathymetric data marked the submerged morphology of the karst region.

**Mineral deposits connected with karst.** The territory of North Vietnam is an excellent area for the study of the role of tropical karst processes in the formation of mineral deposits. Over the karst surface of Permian limestones there were deposited irregular masses of bauxite that was covered by Triassic shales. Over the karstified surface of the Paleozoic limestones there are also concentrated iron ores, manganese ores, calamines, phosphates; their origin is connected with the Mesozoic karstification. Finally, in the region of Tin-tuc there are placer deposits of kassiterite, wolframite and gold in sediment laid down in the area

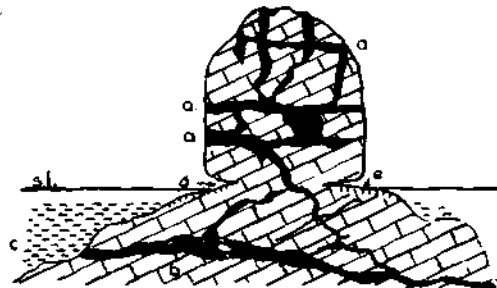


Fig. 6. Schematic section through an abrading mogote in Ha-long Bay: a) older dry caves, b) younger caves corresponding with submerged bottom of poljes, c) recent mud deposits between abraded mogotes, d) abrasional undercut at mogote walls, e) abrasional surface incrustated by oysters.

of marginal poljes. It is also possible that these minerals were concentrated in karst channels, through which the waters run off from this mineral — deposits bearing polje.

**Remarks on the karst development.** The observed karst phenomena were developed during a very long period of time. The oldest fossil karst took place at the boundary of the Permian and Triassic, but the younger one has probably been developed since the Upper Triassic or Lower Jurassic till Recent. During this whole time a tropical or subtropical climate prevailed in this country. Thus the karst forms observed here are the true tropical phenomena.

Observations of various areas built up of various rocks indicate that under the tropical climate the carbonate rocks are more resistant than the other rocks composed mainly of silicates. These latter are leached in an alkaline environment very quickly, whereas the carbonate rocks are being slowly dissolved only by rain waters. It confirms J. Corbel's (4) opinion that the karst relief of tropical areas develops very slowly.

The morphology of the above described big karst massifs (Cao-bang, Bac-son, Ha-long Bay) also shows that the karstification is not uniform on the whole surface of the carbonate rock massifs, but weakens gradually from the outside to the interior. Therefore during the same time the external parts of the massifs were changed into isolated mogotes, whereas the internal parts of these massifs were only cut by poljes that join between one another only partially. Therefore the Author cannot agree with J. Corbel's (4) opinion that the tropical karst massifs are uniformly degraded on their whole surface. The Author's investigations show that the horizontal corrosion passing from the outside has a greater importance than a surface gradation of the karst massifs. Moreover the horizontal corrosion is present not only in the marginal poljes, but also in the outer parts of the carbonate massifs.

In North Vietnam the typical tropical karst is developed up to ca. 1400 m a. s. l. only, but over this height there is mountainous karst without mogotes.

#### References

1. Balázs D., 1961. Die Höhle, 12, 14—21, Wien.
2. Balázs D., 1962. Karszt- és Barlangkutató, 2, 3—82, Budapest.
3. Blondel F., 1929. Bull. Serv. Géol. Indochine, 18, 4, Hanoi.
4. Corbel J., 1959. Ann. Géographie, 68, 97—120, Paris.
5. Niino H., K. O. Emery, 1961. Bull. Geol. Soc. America, 72, 731—762, Baltimore.
6. Šilar J., 1962. Českoslov. Kras, 13, 147—162, Praha.
7. Wissmann H., 1954. Erdkunde, 8, 122—130, Bonn.





## FACTORS CONTROLLING KARST DEVELOPMENT AND CAVE TYPES

Ryszard Gradziński, Andrzej Radomski

Geological Department, Jagellonian University

Kraków

R. Gradziński (1962) has recently classified the factors which are decisive for the developmental direction of karst morphology into the following three groups: 1) the character of limestone subject to karst processes (rock lithology in general sense, the occurrence of joints, fissures, etc), 2) the spatial situation of the limestone complex (thickness, underlying and overlying rock, tectonic structures, topographical features, the situation of the base level of erosion), 3) climatic conditions. Undoubtedly all these factors always exert an influence upon the general course of karst processes, their rapidity, range etc. However, morphologic types of karst forms which arise as a result of these processes depend, as a rule, on only one of the factors mentioned, which has then a dominant importance (e. g. climate in Kegelkarst).

In recent years many investigators have stressed the importance of climate in the origin and development of morphologic forms of karst landscape (A. Bögli 1960; H. Lehmann 1954, 1956; J. Corbel 1957; C. Rathjens 1954; H. Wissmann 1954). These authors have dealt in their work mainly with surface karst forms, whereas subterranean forms — caves — are treated only peripherically.

The present authors wish to limit their consideration to problems connected with the development and morphology of the caves. The problem of some surface forms will be dealt with here only secondarily.

Some of the calcareous karst region of Cuba will be presented here, as well as the characteristic morphologic types of caves and their dependence of the above mentioned factors controlling karst development.

The climate of Cuba has not changed essentially since the emergence of the island in its present form, i. e., since the Middle Miocene. This allows to follow here the influence of the two other changeable factors upon the development of karst processes.

The Cuban caves may be grouped in three principal types:

- 1) throughflow caves
- 2) caves connected with the groundwater table level
- 3) "gouffres"

### Throughflow caves

Throughflow caves are best developed in the Sierra de los Organos range. The Sierra de los Organos Mts are built of Viñales Limestone, as a rule dipping to the NW at an angle up to 40°. The Viñales Limestone

of Upper Jurassic — Neocomian age (F. S. Simons and J. A. Straczek, 1958; H. Lehmann and all. 1956) is compact, slightly bituminous, thick bedded. Its thickness attains about 650 m. Sierra de los Organos are a typical region of Kegelkarst morphology (H. Lehmann 1954, H. Lehmann and all. 1956). The tops of the mogotes attain a height of 450 m, above the flat bottoms of poljes and valleys.

The caves in this area are developed almost horizontally. Galleries are developing along fissures or along bedding planes. Clastic cave deposits are composed — as a rule — of allochthonous pebbly material of the Cayetano Formation, consisting mainly of pebbles of sandstones and mudstones, sometimes also of crystalline rocks. The caves are developed on several planes which mark the successive stages of the sinking level of the »Vorfluter« (according to H. Lehmann's terminology). The present active level of the caves lies at about 4—10 m. below the polje surface. In higher situated caves there are numerous cavern breakdowns which usually disguise the original, horizontal course of the passages. Some of the levels are connected with each other in the breakdown zones or exceptionally — through narrow passages, mainly developed along dipping bedding planes or on larger fissures.

Plans of the cave system of Sierra de los Organos show distinctly a definite direction of water flow with a main passage connected with tributary passages.

The origin of these caves is connected with the development of the river system of the Sierra de los Organos and in neighbouring areas, the so called Pizarras built of sandstone-shaly Cayetano Formation. Waters flowing down this region disappear into limestone, and the drainage of the whole area occurs through superficial and subterranean streams within the limestone massive. The caves have a character of through-flow, vadose cave and often pierce through the mogote ridges, as for exemple Caverna Grande de Santo Tomas (A. Núñez Jiménez 1955, 1959), Cueva del Amistad, Cueva Fuentes (R. Gradziński, A. Radomski 1963). The situation and development of the above mentioned cave level was connected in each case with the situation of the base level of erosion which existed beyond the karst region.

#### **Caves connected with the groundwater table level**

These caves are best developed in the region of elevated wave-cut terraces situated at altitudes ranging from ten to a hundred meters. They developed in organogenic, detrital, soft, porous and thick-bedded Günes Limestone of the Lower Miocene age. The thickness of the limestone complex attains about 40 m.

The caves of this region are developed horizontally, and relatively shallow under the ground surface. A characteristic feature of their galleries and chambers is usually a flat roof and bottom and a small height (several metres) as compared with their width. The caves form a complicated maze consisting of many spacious chambers and passages connected with each other. The caves have generally no openings in the gallery level leading to the surface, but they can be reached through

wells (cenotes) formed by roof collapse of some chambers. The lower horizons of caves are now situated on groundwater table level and therefore are accessible in few places only through vertical pitches. In the area discussed, there is a distinct level of groundwater dependent on the level of the neighbouring sea. No traces of water flow concentration in any particular direction were found in the caves, as is the case in vadose caves. Nor are there any traces of erosion and bottom corrosion which usually appear distinctly in the latter.

The limestone was dissolved mainly horizontally, in all directions. Therefore, in many places, the amount of removed limestone in a given level is much greater than the amount of limestone left. Vast chambers are divided merely by thin walls or only by pillars, or even by cave formation and draperies. All this leads to the conclusion that the caves developed in phreatic condition in the vicinity of the karst water-table. It may be supposed that a higher solubility of some limestone beds was favorable to their development.

### **Gouffres**

The caves of "gouffre" type are developed mainly in the Sierra Maestra Mts. The morphology of this area is characterized by deep valleys, sometimes resembling canyons. In the limestone region there occur numerous karst dolines and uvalas (F. S. Simon and J. A. Straczek 1958, A. Núñez Jiménez 1959). Karst phenomena are developed in the Charco Redondo Limestone complex of Middle Eocene age. The limestone are thick and thin-bedded, compact, pure, injected by magmatic rock intrusions. Their thickness attains 150 m. The Charco Redondo complex is folded and cut by faults.

Jivara Cave, which the authors have examined, is a lower part of the underground flow of the La Papelera stream. The outflow of this system lies at a distance of 4 km. from the swallow hole. The difference of altitude between the swallow hole and the springs is about 380 m. Cueva Jivara consists of vertical shafts, on which the stream falls in cascades, interrupted by horizontal sections. The height of the cascades varies from a few meters to 45 m.

The cave has the character of a vadose water flow and is of the type of French gouffres. Its development is connected with the deep valley of the Rio Guanaba river which cuts the limestone complex. Jivara Cave is young with contemporary permanent stream. It possesses no older levels and developed after the main features of surface morphology were already formed.

### **Lapiéz**

Contrarywise to the variety of caves types, small surface forms show a striking resemblance to each other in all Cuban karst region. Whatever the lithological type of limestone may be, there arises on its surface a specific kind of lapiéz called in Cuba »diente de perro«. The rock surface is covered with irregular cavities, with a round, bowl like bottom; they are divided by narrow, high and rugged ridges which has been

expressed in the local name "diente de perro" (dog's tooth). The cavities have usually a depth of several to about twenty cm. and the wall edges are often overhanging. This should prove — according to A. Bögli's suggestion (1960) — the participation of organic acids, produced by plants, in the development of such forms.

"Diente de perro" occurs on horizontal surfaces as well as on slopes; here it is sometimes connected with distinct clints. "Diente de perro" does not occur on overhanging surfaces and is poorly developed on vertical walls.

At the bottom of cavities accumulation of plant detritus and humus may be often observed.

The comparison of "diente de perro" with clints occurring in other climatic zones shows that it constitutes a separate morphologic type which does not occur beyond the zone of subtropical or tropical climate.

### Conclusions

It results from the example mentioned above that the formation of a definite type of cave depends above all on a group of factors defined as "the spatial situation of the limestone complex".

This is so because the most decisive factor in cave development is the system of water circulation. The ways of subterranean flows are strictly dependent on the position of the recharge area, as related to the points of discharge, on the groundwater-table, on the development of the surface river system, etc. Lithological properties of the limestone play much smaller part, which may be proved by the fact that various cave types develop in limestone having the same lithological character (e. g. the caves in Sierra de los Organos and in Sierra Maestra).

The type of cave does not depend on the climate. The caves of the Cuban karst area resemble caves lying in other climatic zones, but having the same or similar spatial situation. Mountain caves of Sierra Maestra have the same morphologic type as many caves of the Alps, The Pyrenées or the Tatra Mts.; throughflow caves of the Sierra de los Organos remind of the Demenowska valley caves in the Lower Tatra Mts. etc.

But it is characteristic that small morphologic forms on the rock surface — the "diente de perro" — have the same character in different karst regions of Cuba whatever the lithological character of limestone and its spatial situation may be.

Small surface forms develop owing to the corrosive action of rain water which, as a rule, moistens the whole rock surface. The development processes of small forms — to which the "diente de perro" belongs — depend strictly on the quantity, the temperature and the chemical character of this water, and it should be remembered that the character of the vegetation strongly affects its chemism. All those factors are the results of the kind of climate prevailing in a given region. Among others A. Bögli (1960) has pointed to the strict dependence of clints on the climate.

This may lead to a general conclusion that among the three factors which control karst processes the spatial situation of the limestone com-

plex exerts the strongest influence on the development of caves. On the other hand, the development of such forms as the "diente de perro" depends mainly on the climate. The controlling rôle of climate on the formation of mogotes — large superficial karst forms, is a well known fact.

#### References

- Bögli A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. Z. f. Geomorph., Supplementband 2.
- Corbel J., 1957. Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Mém. et Documents, 12, Inst. des Études Rhodan. de l'Univ. de Lyon.
- Gradziński R., 1962. Origin and development of subterranean karst in the southern part of the Cracow Upland. Roczn. Pol. Tow. Geol., 32, Kraków.
- Gradziński R., A. Radomski, 1963. Types of Cuban Caves and their Dependence on Factors Controlling Karst Development. Bull. Ac. Sci. Polon., Sér. sci., géol. et géogr., 11, 2.
- Lehmann H., 1954. Der tropische Karst auf den Großen Antillen. Erdkunde 8.
- Lehmann H., K. Krömmelbein, W. Lötschert, 1956. Karst-morphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. Erdkunde 10.
- Núñez Jiménez A., 1955. Curso de Speleología general, las Villas.
- Núñez Jiménez A., 1959. Geografía de Cuba. Habana.
- Rathjens C., 1954. Karsterscheinungen in der klimatisch morphologischen Vertikalgliederung des Gebirges. Erdkunde 8.
- Simons F. S., J. A. Straczek, 1958. Geology of the manganese deposits of Cuba. U. S. Geol. Surv. Bull., 105.

Discussion: D. Gavrilović, G. T. Warwick.



## ТИПЫ ЛЕДЯНЫХ ПЕЩЕР СССР

Н. А. Гвоздецкий  
Московский университет

Москва

### Резюме

В докладе выделено 7 типов карстовых пещер-ледников и шахт-ледников СССР, которые различны по условиям образования пещерного холода, накопления снега и льда.

### Abstract

7 types of karst cave-ice-houses and chasm-ice-houses are picked out in this lecture. These types are different in conditions of the origin of cave-cold and of the accumulation of snow and ice.

В СССР „ледяные пещеры“ (точнее, пещеры-ледники) имеют широкое распространение. Они есть в Крыму — пещера Большой Бузлук на Караби-яйле, карстовые колодцы и шахты со снегом и льдом Айпетринской яйлы, Чатыр-Дага, Караби-яйлы и др., всего 42 ледяных шахт, колодцев и пещер; в горной области Большого Кавказа, к которой относится пещера Сакинули в районе Шаорской котловины Западной Грузии, карстовые колодцы и пропасти в высокогорье массива Арабика в Абхазии и массива Фишт в Краснодарском крае; в горах Малого Кавказа. На Русской равнине ледяными являются Кулорская (Шаньгинская) пещера в Архангельской области, Холодная, или Ледяная пещера Ичалковского бора на р. Пьяне в Горьковской области, знаменитая Кунгурская на востоке Русской равнины в Приуралье и др. В Приуралье и на Урале много ледяных пещер, особенно в Пермской области, где их более шестнадцать, также в Башкирии. В Восточной Сибири известны ледяные пещеры: Балаганская в Приангарье, Нижнеудинская, Бирюсинские, Абогыдже („жилище черта“) на р. Мае и др. Ледяные пещеры есть в горах Южной Сибири — в отрогах Саян и Кузнецкого Алатау: Вторая Караулинская — на левобережье Енисея выше Красноярска (в устье р. Караульной, Малая Торгашинская в карстовом районе правобережья Енисея к ЮВ от Красноярска, Кубинская в долине Бирюсы, пещера возле поселка Ефремкино в Ширинском районе Хакасии, Назаровская шахта на южном склоне Солгонского кряжа и др. Найдены ледяные пещеры и в горах Средней Азии, в Гиссарском и Зеравшанском хребтах (литература приведена в обзоре Гвоздецкого, 1963; дополнительно: Абдужабаров, 1963, Максимович, 1963, Максимович и Горбунова, 1958).

Среди многочисленных карстовых полостей-ледников СССР можно выделить ряд типов, различных по условиям возникновения пещерного холода, накопления снега и льда.

К первому типу можно отнести многочисленные в горах Крыма и Кавказа карстовые колодцы и пропасти со снегом и льдом. Лед образуется из попадающего в холодное время через устьевое отверстие снега. Это известная Трехглазка на Айпетринской яйле Горного Крыма (Дублянский, 1963), карстовые колодцы Чатыр-Дага и Караби-яйлы (Крубер, 1915, Леончева, 1956, Дублянский, 1963, Иванов и Бачинский, 1963), карстовые колодцы массива Арабика на Кавказе, описанные с поверхности еще Э. А. Марте-лем (Martel, 1909) и А. А. Крубером (1912, 1915), а недавно исследованные грузинскими спелеологами.

Скопляющийся на глубине карстовых колодцев и пропастей снег является активным агентом их дальнейшего развития и моделировки (Крубер, 1912, 1915, Дублянский, 1963, Иванов и Бачинский, 1963).

В Горном Крыму известны крупные скопления фирнового снега и льда в карстовых шахтах на глубине 150 м от поверхности. Изучение температурных условий и режима влажности в карстовых шахтах Горного Крыма показало, что в холодный период в них возникает устойчивая восходящая тяга воздуха, вследствие которой на поверхность выносятся большое количество влаги, которая конденсируется на снежных карнизах близ входа в шахты. Днем эти карнизы подтаивают и капельно-жидкая влага, агрессивная по отношению к известняку, поступает обратно в карстовую полость. Этот „малый“ круговорот влаги способствует дальнейшему развитию полости шахты (Дублянский, 1963).

В карстовых колодцах и пропастях массива Арабика помимо снега и подземных ледников, образующихся за счет наметенного в устьевые отверстия снега, встречаются и ледяные образования иного типа. Например, в наиболее глубокой пропасти — Вахушти Багратиони в верхнем, снежном зале встречины ледяные сталактиты, сталагмиты и сублимационные кристаллы сезонного характера (Кикнадзе, 1963 а, б). Однако в целом устьевая часть этой пропасти, заполненная снегом и имеющая постоянно сохраняющийся подземный ледник (Маруашвили, Тинтилозов и Чангашвили, 1961; Кикнадзе, 1963, б), представляет собой типичный пример карстовой полости-ледника первого типа. Глубинная часть пропасти, в силу морфологических особенностей (Тинтилозов, 1964, стр. 109), исключающих возможность проникновения атмосферных осадков в твердой фазе, лишена снега и ледяных образований. Пропасть Марте-ля на массиве Арабика начинается шахтой со снежным пиком на дне. Снег в течение круглого года сохраняют карстовые колодцы Восточной Орта-балаганской долины и ее восточного продолжения. Во многих из них есть ледяные натеки и иногда ледяные капельники — сталактиты, колонны, многие хранят на дне подземные ледники. Снежные и ледяные колодцы распространены и в других участках Арабики (Маруашвили, Тинтилозов и Чангашвили, 1961).

Карстовые колодцы со снегом встречаются и в отдельных районах Русской равнины, например, в гипсах пермского возраста у р. Аургазы



в Башкирской АССР, где в одном из колодцев типа глубокой воронки в июле, при температуре наружного воздуха 23°, был обнаружен снежник мощностью до 3 м (Сагитова, 1965).

Ко второму типу карстовых полостей-ледников относятся холодные пещеры мешкообразной формы («Sackhöhle»). Лед в них может возникать за счет замерзания воды, поступающей из трещин в потолке и стенах. Примером может служить пещера Большой Бузлук на Караби-яйле в Крыму, описанная А. А. Крүбером (1915) и известная докладчику по личным наблюдениям.

Третий тип — это сквозные, или продувные, холодные пещеры («Windröhre») с меняющимся в теплое и холодное полугодия направлением тяги воздуха. Достигающая суммарной длины более 5 км (Максимович, 1963, стр. 275) Кунгурская пещера выработана в пермских гипсах и ангидритах, разделенных слоями известняков и доломитов. Передние залы пещеры (гроты Бриллиантовый, Полярный и др.) исобилуют гидрогенным льдом и изумительно красивыми атмосферными, сублимационными (Максимович, 1963, Шумский, 1959) ледяными кристаллами. Необходимое условие образования крупных кристаллов льда — постоянство среды на протяжении нескольких месяцев (более полугода) при непрерывной медленной циркуляции холодного воздуха, насыщенного водяными парами (Альтберг, 1934). Ток холодного воздуха в Кунгурской пещере осуществляется почти круглогодично в разных направлениях зимой и летом: зимой, в продолжении до 188 дней, — снаружи в пещеру и летом, до 172 дней, — в обратном направлении. Это и определяет отрицательную температуру насыщенного водяными парами воздуха передних залов пещеры и его медленную постоянную циркуляцию. Ледяные кристаллы по своему строению относятся к гексагональной системе. В отличие от снежинок, они простираются в трехмерном пространстве. Наиболее часто встречаются шестигранные чаши со спиралеобразным завитком внутри, шестигранного же строения. Завитки бывают либо одиночными, либо, еще чаще, — двойными (Альтберг, 1934).

Встречаются пещеры-ледники промежуточных типов, составляющие комбинацию названных выше. Например, пещера Нуридина на Зеравшанском хребте в горах Средней Азии (Абдужабаров, 1963) является сквозной, но лед в ней образуется из снега, попадающего в пещеру через верхнее отверстие. Таким образом, этот тип, четвертый — горизонтальных пещер-ледников с окном в потолке, представляет комбинацию первого и третьего типов. Иногда трудно бывает провести четкую грань между типами первым и вторым: во многих уходящих с поверхности вглубь полостях лед образуется одновременно обоими путями, свойственными и первому и второму типам, и даже в приведенных примерах это отнюдь не исключено.

Сквозные, или продувные («Windröhre») пещеры Восточной Сибири должны быть отнесены к особому — пятому типу, поскольку ледяные образования пещер Восточной Сибири следует рассматривать как особую форму проявления вечной мерзлоты. Примеры пещер этого типа — Балаганская в Приангарье и Нижнеудинская. По

изобилию и красоте ледяных образований — гидрогенных льдов и в особенности сублимационных кристаллов Балаганская пещера, по мнению докладчика, который лично исследовал Балаганскую пещеру (Гвоздецкнй, 1960), а до и после этого был также в Кунгурской и имел возможность сопоставить свои наблюдения, не уступает Кунгурской. Как и в Кунгурской пещере, там чаще всего встречаются гранёные пирамидальные спирали-бокалы с двойными завитками (рис. 1). Основания пирамид ледяных кристаллов в поперечнике достигают 4 см (Гвоздецкнй, 1950).

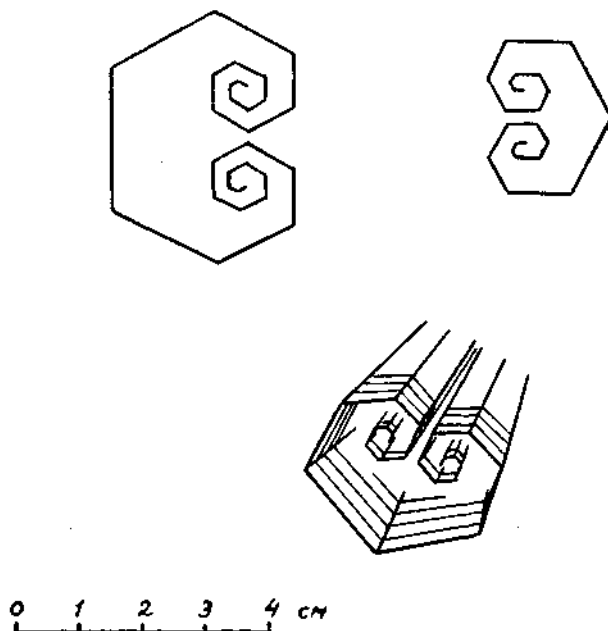


Рис. 1. Основания пирамидок ледяных кристаллов Балаганской пещеры. По зарисовке в полевом дневнике автора доклада

К особым типам — шестому и седьмому — относятся мешкообразные и колодеобразные полости в области вечной мерзлоты.

Ледяные кристаллы, образующиеся путем сублимации в некоторых пещерах-ледниках СССР, представляют исключительно большой интерес во многих отношениях — физическом, кристаллографическом, ледоведческом, спелеометеорологическом и, наконец, эстетическом. Помимо Кунгурской и Балаганской пещер они изучались еще в Сюжеевской пещере на Волге (Ступищнн, 1959, Vostick, 1961) и некоторых других пещерах и пропастях СССР.

## Литература

- Абаджабаров М. А., 1963. Ледяная пещера Нуриданна. Природа, 4.
- Альтберг В. Я., 1934. О редких и своеобразных кристаллических формах льда. Природа, 12.
- Гвоздецкий Н. А., 1950. Ледяные образования Балаганской пещеры в Приангарье. Природа, 9.
- Гвоздецкий Н. А., 1960. Балаганская пещера в Приангарье. Землеведение, нов. серия, 3.
- Гвоздецкий Н. А., 1963. Ледяные пещеры СССР. Dritter Internationaler Kongress für Speläologie, Bd. II, Sekt. 1, Wien.
- Дублянский В. Н., 1963. О роли снега в закарстовывании и питании карстовых вод. Изв. АН СССР, сер. геогр., 2.
- Нванов Б. Н., Г. А. Бачинский, 1963. О происхождении и геологическом возрасте некоторых карстовых шахт Горного Крыма. Тр. Комплексной карстовой экспедиции АН УССР, Киев.
- Кикнадзе Т. З., 1963, а. Спелеологические исследования на известняковом массиве Арабика. Пещеры Грузии, 2, спелеол. сборн., Тбилиси.
- Кикнадзе Т. З., 1963, б. Образования пещерного льда в карстовой пропасти Вахушти Багратиони. Сообщ. АН Груз. ССР, 31/2.
- Крубер А. А., 1912. Поездка на Арабику. Естествознан. и геогр., 1.
- Крубер А. А., 1915. Карстовая область Горного Крыма. Москва.
- Леончева Н. В., 1956. Карст Чатыр-Дага. Вопросы карста на юге европейской части СССР. Изд-во АН УССР (отпеч. в Ялте).
- Максимович Г. А., 1963. Основы карстологии, 1. Пермь.
- Максимович Г. А. и К. А. Горбунова, 1958. Карст Пермской области. Пермь.
- Маруашвили А. Н., З. К. Тинтилозов и Т. З. Чангашвили, 1961. Результаты спелеологических исследований 1960 г. на известняковом массиве Арабика. Сообщ. АН Груз. ССР, 26/3.
- Сагнтова А. У., 1965. Ландшафтные особенности района гипсового карста бассейна р. Аургазы. Вестник Моск. ун-та, сер. у, геогр., 2.
- Ступишин А. В., 1959. Пещерные льды Среднего Поволжья и природа их образования. Спелеология и карстология, изд. МОИП, Москва.
- Тинтилозов З. К., 1961. В пещерах и пропастях. Тбилиси (на грузинском языке).
- Шумский П. А., 1959. Пещерные льды. Основы геокриологии, 1, Москва.
- Vostick N. H., 1961. Реферат статьи А. В. Ступишина „Пещерные льды Среднего Поволжья и природа их образования“. Cave Notes, 3/6.
- Martel E. A., 1909. La Côte d'Azur Russe (Riviera du Caucase). Paris

Дискуссия: Г. П. Вологодский, Аранка, В. Попов.



## GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE MOUNTAINOUS KARST IN WEST SLOVENIA

Peter Habič

Institute for Karst Research, Slov. Acad. Sci. Arts

Postojna

Recognition about typical evolution of karst in different climates called the attention to the possibility of combination of various morphogenetic types of karst in the regions where climate in geological past changed (H. Lehmann, 1954). In this way also the formation of Dinaric Karst was influenced by climatic modifications from younger Tertiary onwards, which took place from wet warm over dry subtropical to moist and drought Mediterranean climate; in the period of Pleistocene mountain cold predominated, glacial and subglacial climate, but also in Holocene there followed cooler and more dry, and warmer and more wet periods. Without doubt all these changes left characteristic traits in evolution of karstic area, which we tried to establish with the help of morphological analyses. With the same method we tried to find out singular morphogenetical phases in the evolution of the entire relief in the extreme north-west part of Dinaric Karst.

Mountainous karstic region between Soča and Pivka river basins includes about 700 sq. km. of surface and it is rather a closed physical geographical unity on the crossing between alpine and littoral part of Slovenia (Fig. 1). This region, which belongs to central highest Dinaric ridge, is named also the High Karst in contradistinction to much lower Karst of Trieste. Towards the north of the High Karst lies the promontory of the Julian Alps dissected with deep river valleys where only in single shreds of carbonic rocks karstic phenomena are developed (R. Savnik, J. Gantar, 1959). Towards the south part of the High Karst Flysch from Eocene prevails where the broad Valley of Vipava is formed. And so the remaining impermeable neighbourhood is relatively considerably surmounted by all these plateaus of Karst, from Banjšice on the west over Trnovski gozd (Wood of Trnovo) and Nanos to Hrušica on the east. The High Karst is surrounded from all parts with abrupt and uncomposed slopes. Difference in above sea-level altitude comes already in the distance of some kilometers to 1.400 m. In spite of great difference in altitude the ridge of the High Karst, which is orientated in Dinaric direction, is little dissected.

All the region between Idrija and Vipava rivers and between Soča river and Basin of Pivka is constructed from Triassic dolomites and Cretaceous and Jurassic limestones, which are disproportionally overthrust to Eocene Flysch. This overthrust made numerous faults in calcareous dolomitic mass. But also younger tectonic removals left good

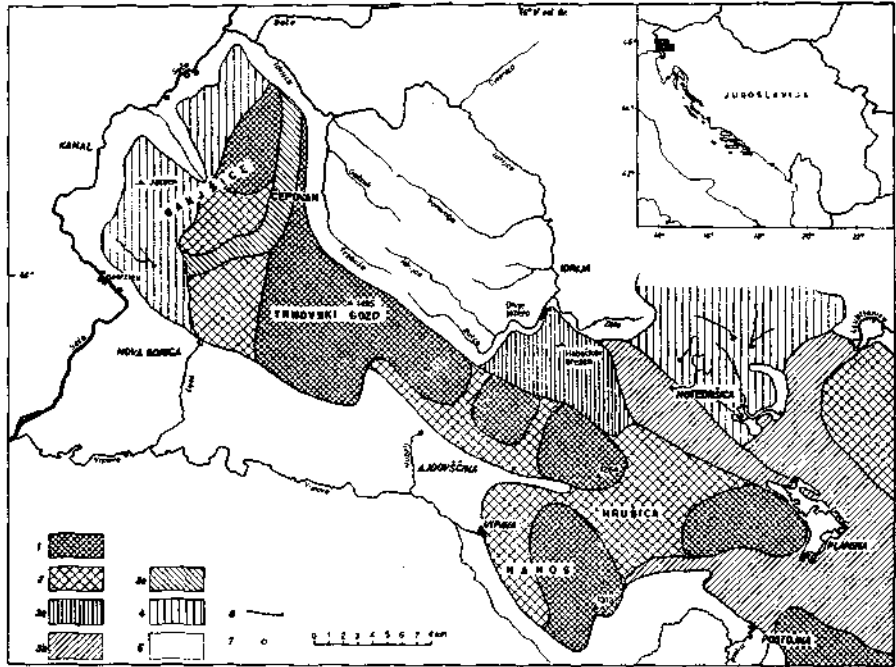


Fig. 1. Geomorphological karst units in West Slovenia: 1. the highest Middle Pliocene karstic mountain ridges, 2. border karst plain from Upper Pliocene, 3. Lower Quaternary plains (a), valleys (b), and dry valleys (c), 4. Quaternary fluviokarstic relief, 5. fluvial relief.

visible traces in structure of the High Karst (F. Kossmat, A. Winkler, S. Buser, R. Gospodarič).

Morphological units do not accord completely with structure units. In relief the structure got the greatest importance at the contact of permeable and impermeable rocks but also in disposition of singular shapes of relief on the karst surface. In Flysch and Triassic shales and sandstones erosion lowered the surface faster and was generally more efficace than corrosion at karstic areas. When calcareous regions were eliminated by degrees from general fluvial transformation, differences between karst and impervious regions increased. And so the following karstic evolution depended chiefly on different climatic conditions in particular periods; karstification in deepness and origin with evolution of underground took a course in harmony with erosion of impermeable strata, which have still now dike in karstic waters.

At the foot of steep calcareous slopes great karstic springs are disposed. The greater deal of the High Karst drains to the south into springs of Vipava river under Nanos Mt., into spring Hubelj under Otliška planota (plateau of Otlica), into spring Lijak under Voglarska planota (Plateau of Volgarji), and into spring Mrzlek at the foot of Banjška planota (Plateau of Banjščice). Only the smaller part of the east High Karst drains underground into the river basin of Ljubljana and

into the river basin of Idrijca. Except Hubelj, all above mentioned exurgences occur in the bottom of river valleys, sometimes in close vicinity of the river bed like Mrzlek at Soča or Divje jezero (Wild Lake) near Idrijca river, sometimes a little apart from the principal river, like Lijak. Not only the typical disposition of springs but also all other hydrogeological characteristics indicate a very deep karstification which advanced better than fluvial erosion in impermeable vicinity. Only Hubelj remained in upper level in calcareous slope, even above Flysch dike, which is here only a little lowered by erosion. Water runs from numerous fissures in almost vertical calcareous wall, difference of altitude between the lowest spring in drought (400 l. per s.) and the highest at high waters (up to 45 m<sup>3</sup> per s.) amounts almost to 50 m. It was possible to advance into the interior some hundred meters only through the highest water channels, but there channels were filled with water. Except at Hubelj there was nowhere possible to advance from border inwards the High Karst. Speleological researches had some more success on plateaus, where more than 600 caves and abysses have already been explored, among them the deepest abysses of Slovenia. On Banjška planota (Plateau of Banjščice) there is a 365 m. deep abyss, named Jazben, formed like former swallow-hole (ponor) of waters from Flysch vicinity (F. Hribar, P. Habič 1959). Also the second deepest abyss in this region, 336 m. deep Habečkov brezen (Habečkov Abyss), is a former swallow-hole, in which all the waters from neighbouring dolomite area flowed together (F. Habe, F. Hribar, P. Štefančič, 1955). There are also some other very deep abysses, but most of them are smaller, deep between 20 and 100 meters, filled at the bottom with ice and snow or filled up with collapsed rocks. Horizontal caves are very rare and they are either very old and near the surface and much changed with breakdowns, or they are young, narrow and difficult to pass, usually formed in Eocene breccias or deep in calcareous mass.

Still more colourful than the hitherto approachable underground is the karst surface. Stack-shaped summits are characteristic for the central highest part and we can range them in singular level with altitudes about 800 m. and 1400 m. above sea-level. Levels of stack-shaped summits surprisingly accord also in different structural unities, about which older explorers thought they are unequally dislocated with younger tectonic removals (A. Winkler, 1957). Dissection of relief in higher regions call the attention to particular morphogenetic processes, which succeeded in parcelling out the former surface into the relief of stack-shaped summits and closed dry valleys ("dol"). Dispositions of these forms do not accord with normal fluvial transformation, but to a large extent refer to the structure.

At detailed morphological analysis of the highest karst relief, we paid attention to some analogies with characteristic forms of wet tropical karst. According to the model and disposition of stack-shaped summits we can conclude that karst evolution of the central part of the High Karst began in close connection with climatic conditions in warm and, comparatively speaking, moisten middle Pliocene era. Similar age of the highest part of the High Karst was determined also by A. Winkler



Fig. 2. The last part of the Trnovski gozd (Wood of Trnovo) with characteristic higher ridge (on the left), with border karst plain, with isolated "hum", and with structural step at the contact with Flysch of the lower Vipava Valley.

(1957, 485) in comparison with levels and younger sediments at south-eastern border of Alps.

In the next phase of morphological evolution, flattenings predominated in border-parts of the High Karst and so enormous plateaus sprang up in altitude about 800 and 900 m. On flat surface there are preserved only rare isolated summits, typical hums, which are characteristic also for similar karstic regions in the remaining Dinaric Karst (Fig. 2). Remains of fluvial gravel on already mentioned border plateaus of the High Karst prove very well that this area originated under influence and in level of surface running waters, which could periodically transport sand and gravel from impermeable border and so took part in the formation of characteristic border plains, which are described by J. Roglič (1957), H. Lehmann (1956), and others.

Then followed a new phase in the development of the relief. On the borders of plateaus of the High Karst intensive deepening of valleys predominated in impermeable areas. Intermediate calcareous regions were by degrees completely eliminated from transversal and border fluvial transformation. The last allochthonous river, having till nowadays crossed the karst area, was directed away. There remained the 12 km. long and 400 to 600 m. deep dry valley of Čepovan (Čepovanski dol, Fig. 3) which is without doubt the most characteristic dry valley of Dinaric Karst (A. Melik, 1961).

On the south part of the High Karst fast removal of Flysch made possible the evolution of structural grades and parallel with evolution



of these slopes at their foot plenty of mechanical rock particles accumulated. Rubble, sometimes breccia, covered also the rare entrances into hollows of the High Karst that were excavated by abundant karstic waters. After stream piracy of Čepovan river fluvial transformation continued still in Flysch deep valley of Grgar, where subterranean karstic drainage soon replaced former surface streams. On the outflow part a great blind valley was formed, which is already eliminated from hydrographic function. The water from isolated Flysch shreds is sinking in smaller ponors in the bottom of Grgar Valley. The biggest among them is the ponor named Slatna with several entrances and about 200 m. long and 30 m. deep cave. Similar origin have all the other karstic depressions of the west border of the High Karst, at Vrh, Bate, and Ravne, where permeable and impermeable strata converge. We can find somewhere also in Eocene Flysch intermediate pieces of permeable calcareous breccias and conglomerates, which are liable to karstification. These caves (Fig. 4) are developed and alluvial sediments and mouldness from Flysch marls and sandstones are washed down in them from surface. In Pleistocene cold period surface outflow predominated on the Flysch and so shallow valleys and clefts were formed, which are now for the most part already dry and karstified. In this relief there are well preserved traces of older fluvial and younger karstic formations; so we have to do with a special type of fluviokarstic relief, as supposed by J. Roglić (1960).

Karstification in West Slovenia did not begin at once in entire actual karst area. Karst in the highest regions is oldest, and it was exposed to the greatest climatic changes, from wet warm to real glacial mountainous



Fig. 3. The dry valley of Čepovan is cut very deep in the karst surface of higher plateaus.



Fig. 4. The Bazinova jama (Cave of Bazin), situated in Flysch of Eocene on the Plateau of Banjšćice.

climate. Long period and different transformation conditions formed actual karstic area, which is difficult to dissect to characteristic climatic conditional forms. We can underline only the most typical forms of relief and compare them with those in younger and lower morphological units of the High Karst.

The highest step-formed relief is dissected into stack-shaped summits and into larger, gently sloping dolines (kontas). Several blowing holes at the border of these great dolines — kontas — show us considerable karstic cavernosity that accords also with disposition and character of deep karstic depressions. They are most frequent in the central highest part of Trnovski gozd (Wood of Trnovo), but also at Nanos Mt. there are some similar depressions. In the bottom of some "kontas" there are entrances into ice-caves and abysses, like Velika Ledena jama (The Great Ice Cave) in Paradana (I. Michler, 1952), and Veliki and Mali Trški ledenik (The Great and the Small Glacier of Trg) in Nanos Mt. (P. Habič, 1963). Beside caves in the bottom of great karstic depressions in this part of the High Karst also deep abysses are very frequent,

some among them surpass direct deepness of 200 m. Also these abysses are often filled with ice and snow.

Among the greatest karstic depressions in the highest part of the High Karst belong depressions with diameter between 0.5 and 1 km. and with deepness from 100 to 300 m. They are disposed at greater fault-lines and very often on the limit between limestone and dolomite. In their deepening, accumulation and melting of ice had without doubt very great importance, because all these depressions began sometimes on the limit between glacial and periglacial zone in cold periods of Pleistocene. Accumulation of ice is testified by moraine material that is still preserved in the bottoms and on the borders of mentioned depressions. Characteristic for these depressions is also temperature and vegetation inversion (A. Melik 1957, and F. Hribar 1960) which is accelerated beside depression form in great altitude of 1250 m. a. s. l. also by karstic cavernosity with comparatively low summer temperatures (the highest from 2 to 3 degrees C).

In some lower border plateaus karstic transformation began a little later. At first karstification advanced under fluvial sediments, by degrees sands, gravels, and also clays were eliminated and processes, that are characteristic for bare karst predominated. In drought and warm periods, when calcareous surface was still covered with sediments and clays, shallow and broad uvalas arose. After removal of sediments, especially in cold and wet periods of Pleistocene, local deepening of karst relief predominated. In uvalas and on the flat surface dolines began to rise, which are younger than uvalas and they are not following evolutive form, originated of junction with dolines, according to J. Cvijić (1960).

In periglacial zone fine formation of surface was important under the influence of frost and corrosion of bare rock. By formation of limestone pavement in this phase of karstic transformation also differentiation in relief is important, first of all owing to petrographic differences among limestones and especially among dolomites. Development of structural forms in relief was accelerated by karstification in cold periods.

Postglacial corrosial transformation of karstic area covered with vegetation did not completely succeed in wiping out traces of würm highmountainous karst. Essential traits of former surface are preserved either in great, with periglacial material filled karstic depressions, where only smaller alluvial dolines are formed now, or in differently preserved limestone pavements where we can study all the evolution of their destruction.

Consequently, karst relief in Slovenia is the result of different transformation processes which made their influence felt from time in the middle Pliocene to geological present. First traits in relief were still formed under influence of geomorphological factors from the neighbouring fluvial regions. By degrees in entire region climatically conditioned karstic processes predominated and left singular traces in different geomorphological units on the different petrographic bases. Similar evolution occurred in the whole Dinaric land, which in relief differentiates

characteristicly from the region under examination chiefly due to different influences from border and partly owing to differences in climatic circumstances.

#### Literature

Buser S., 1965. Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Geografski vestnik 37, Ljubljana.

Cvijić J., 1960. La géographie des terrains calcaires. Monographies, 341. Académie Serbe des sciences et des arts, Beograd.

Gospodarič R., 1965. Geološke razmere med Mrzlekom in Lijakom. Hidrologija krasa med Idrijo in Vipavo II. Manuscript, Arhiv Inštituta za raziskovanje krasa SAZU, Postojna.

Habe F., F. Hribar, P. Štefančič, 1955. Habečkov brezen. Acta carsologica 1, Ljubljana.

Habič P., 1963. O podzemeljskih ledenikih na Nanosu. Naše jame 5, Ljubljana.

Hribar F., P. Habič, 1959. Jazben, kat. št. 1024. Naše jame 1/2, Ljubljana.

Hribar F., 1960. Temperatur- und Vegetationsumkehrungen im Trnovski gozd. 6<sup>e</sup> Congrès International de Météorologie Alpine, Bled.

Kossmat F., 1916. Die geomorphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Zeitschr. der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 9.

Lehmann H., 1954. Das Karstphänomen in verschiedenen Klimazonen. Erdkunde 2, Bonn.

Lehmann H., 1956. Der Einfluß des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. Report of the Comm. on Karst Phenomena, IGU, Rio de Janeiro.

Melik A., 1961. Fluvialni elementi v krasu. Geografski zbornik 6, Ljubljana.

Melik A., 1957. Nova geografska dognanja na Trnovskem gozdu. Geografski zbornik 5, Ljubljana.

Michler I., 1952. Velika ledena jama v Paradani. Proteus 14/9, Ljubljana.

Roglić J., 1957. Zaravni na vapencima. Geografski glasnik 19, Zagreb.

Roglić J., 1960. Das Verhältnis der Flußerosion zum Karstprozeß. Zeitschrift für Geomorphologie 4/2, Berlin.

Savnik R., J. Gantar, 1959. Kraško podzemlje na Idrijskem. Acta carsologica 2, Ljubljana.

Winkler A. H., 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung, Wien.

## A VERTICAL SHAFT BENEATH CHERTY LIMESTONE CAPROCK AT DUTTON'S CAVE, IOWA

James Hedges

Iowa City

### Abstract

Dutton's Cave, developed in the Edgewood Limestone formation where it crops out in the face of the Niagara escarpment in Fayette county, northeastern Iowa, includes a vertical shaft morphologically similar to those in the Central Kentucky Karst region described by Pohl (1955).

It is proposed that the cherty (up to 50%) Kankakee limestone overlying the Edgewood is permeable mainly along joints and, consequently, is analogous in function to the Cypress sandstone, which overlies the Mississippian limestones of the Central Kentucky Karst region.

Where small valleys whose floors are above the water table intersect joints traversing the Kankakee, relatively large volumes of water are introduced into the Edgewood formation and vertical shafts are developed in the zone between the base of the Kankakee and the water table.

### Geography of the Dutton's Cave area

Dutton's Cave, in which this vertical shaft occurs, opens in a re-entrant of the Niagara escarpment two miles northeast of the town of West Union in Fayette county, northeastern Iowa; in a sheer cliff at the head of a precipitous rock gorge along the valley of a small, unnamed stream which flows into Turkey river two miles north of the cave. The valley continues upstream above and beyond Dutton's Cave to its head about half a mile distant as a broad, open glade dotted with sinkholes but lacking any definite stream channel.

The regional topographic aspect is one of a plateau entering the mature stage of the erosional cycle. Local relief is about 400 feet, of which about 325 feet is cut in essentially flat-lying Ordovician Maquoketa shales and in the Silurian Edgewood, Kankakee, and Hopkinton limestones above. A mantle of ground-moraine material of Nebraskan and Kansan ages, and of Peorian (early Wisconsin) loess, adds 50 to 75 feet to the altitude of the bedrock uplands. The three limestones are each about 15 feet in exposed thickness. The Edgewood is a heavy-bedded, pure limestone. As much as 50 per cent. of the overlying, thin-bedded Kankakee crystalline limestone is bedded chert. The, uppermost, Hopkinton is a massive limestone, also crystalline.

Valleys have been aggraded by outwash and upland contours have been smoothed by the mantling drift deposits. At least one pair of strath terraces of interglacial age, and probably two pairs, are present in Turkey River valley, but they are not known in as great detail as are analogous base-level planes in Maquoketa River valley, located to the south on the backslope of the Niagara cuesta (Hedges and Dar-

land, 1963). Dutton's Cave, a "shallow-phreatic cavern" (Swinnerton, 1932), is genetically related to one of these straths.

Average temperatures at Dutton's Cave range from 17° F in January to 73° F in July, with an annual average of 47° F; about 33 inches of precipitation are received annually. Run-off water collected in the broad valley above Dutton's Cave is quickly pirated underground by the many sinkholes and is discharged through the cave into the gorge below. There is no perennial stream in the cave, although many pools remain even in the driest weather.

### Origin and development of Dutton's Cave

So far as it is presently accessible, Dutton's Cave consist of a single, winding passage without tributaries, although these undoubtedly occur further upstream than it has been possible to explore in recent years. Near the entrance, the passage is about six feet in height and 15 feet in width. After some 20 feet, its dimensions are abruptly reduced to those of a crawlway ranging from one to eight feet in height and from two to ten feet in width. There are few speleothems to be seen.

At the entrance, the cave has migrated upward about five feet as a result of collapse of the ceiling.

This same collapse resulted in the formation of an entrance to a high, narrow chamber at the right-hand side of the entrance room. "Steeple Cavern" is a cylindrical room about 30 feet high and six feet wide. It is slightly elongated along a prominent bisecting joint. The walls of this chamber are grooved by shallow, vertical flutings and, at the top, meet in a gothic-like arch. Access to this vertical shaft is gained by climbing obliquely upward through a narrow opening at the junction of the wall and the ceiling of the cave onto a heavily corroded ledge about five feet higher than the original cave ceiling.

In the left-hand rear corner of the entrance room is a pit about five feet deep between the cave wall and debris from the ceiling collapse which descends to a low, mud-floored passage leading beneath the plateau to the west. This crawlway exhibits phreatic speleogens exclusively. Despite its present utilization by run-off water from the fields above, it is not a "storm-water cavern" (Malott, 1938).

The branchwork ground-plan of Dutton's Cave, its location just beneath a small valley graded into a probable strath of interglacial age, and its exclusively phreatic speleogens (excepting the associated vertical shaft, "Steeple Cavern", which, as will be shown later, is genetically unrelated to Dutton's Cave), indicates that it is a shallow-phreatic cavern, i.e., that it was developed by ground-water solution slightly below the water-table at a time of water-table stability during a previous interglacial stage.

### Vertical Shafts

**Vertical Shafts of the Central Kentucky Karst Region.** Typical vertical shafts, popularly called "domepits", of the Central Kentucky Karst region are high, relatively narrow, naturally cylindrical subterranean

openings evenly bisected by joint planes. Their regular, vertical walls are grooved from top to bottom by vertical flutings and are locally indented by preferential solution along bedding planes. Most are found at the margin of the Mammoth Cave plateau, where the impermeable Cypress sandstone capping the cavernous Mississippian limestones has been eroded by the heads of encroaching valleys; they are usually found beneath sinkholes in these valley-heads, or, if not, then at or near the edge of the truncated caprock, where the accumulated water has been pirated by joints from the valley-heads to the regional water-table many feet below; they extend up near or to, but not to any extent into, the insoluble sandstone caprock; they may extend the entire distance from the sandstone to the modern (or to the level of a previous) water-table, but may also be terminated by an insoluble layer, an accumulation of insoluble debris, or a perched water-table; they cease developing and are filled with detritus when they are exposed by erosion of the overlying sandstone, or soon thereafter (Pohl, 1955; Merrill, 1960; Reams, 1965).

Other theories to explain the origin of vertical shafts have been proposed. Some of these are purely speculative, others were developed to explain special cases which differ in certain important respects from typical vertical shafts. Inasmuch as the vertical shaft at Dutton's Cave agrees with the theory of Pohl (1955) in every respect and fails of complete agreement with other theories both speculative and special, these other theories need no discussion here.

**The Vertical Shaft at Dutton's Cave.** A number of similarities between the vertical shaft at Dutton's Cave and those of the Central Kentucky Karst region are immediately obvious from the preceding discussion. That at Dutton's Cave, also, is a high, relatively narrow, naturally cylindrical chamber evenly bisected by a joint plane. Its regular, vertical walls are grooved by vertical flutings. Most importantly, it occurs at the margin of the Niagara plateau beneath a sinkhole in the floor of an encroaching valley. It rises up to, but only one or two feet into, the base of the insoluble bedded cherts of the Kankakee limestone and it descends to the elevation of a former level of the water table (down almost to the level of the original ceiling of Dutton's Cave).

There are no features present which might suggest that the vertical shaft at Dutton's Cave has developed by any process other than that by which were developed the vertical shafts of the Central Kentucky Karst region. Consequently, it has no genetic relationship with the cave which accidentally intersected it subsequent to the development of both. The vertical shaft was developed by water moving vertically in the vadose zone; the cave was developed by water moving laterally in the phreatic zone.

**Other Vertical Shafts beneath Chert Caprocks.** Merrill (1960, p. 107) states that chert lenses may cause local constrictions in vertical shafts in the Central Kentucky Karst region, giving rise to "hourglass" profiles in single shafts and to vertically superposed pairs of shafts.

Barr (1961, p. 69) found vertical shafts developed beneath a caprock of Fort Payne chert in Rippey Ridge Cave, Tennessee. Reams (1965) observes that foibe (vertical shafts) in Missouri are developed below chert layers.

**Other Vertical Shafts in the Niagara Plateau.** If the foregoing analysis is correct, it should be possible to predict the occurrence of other vertical shafts in the Niagara plateau.

The Dutton's Cave Area. Some, if not all, of the other sinkholes in the valley floor probably feed similar vertical shafts, but none of these necessarily intersects Dutton's Cave and, even if some should, excavation of sinkholes in hopes of discovering additional passages would be difficult inasmuch as no openings large enough for human entry would be encountered until at least 15 feet of cherty Kankakee limestone had been quarried out to expose the top of the vertical shaft in the Edgewood limestone below.

The Fayette Area. There are a few sinkholes in the Niagara plateau in the vicinity of the town of Fayette in Fayette county, some of which may be found to overlie vertical shafts, although excavation of the sinkholes would be difficult for reasons already given.

The Clayton-Dubuque-Jackson Counties Area. Innumerable sinkholes pock the summit of the Niagara cuesta from the town of Strawberry Point in Clayton county east and south to Bellevue in Jackson county, thence into Carroll and Jo Daviess counties, Illinois. One might expect that these sinkholes, also, would overlie vertical shafts, but none of those so far investigated do so. The typical cave of this region is one termed by Howard (1963, pp. 63-64) "roofed cutters" — joints widened by solution but not usually open to the surface, which may be sufficiently hollowed-out to permit human entry for as much as 100 feet vertically and two or three hundred feet laterally. Many of these caves are developed partly or wholly within the Kankakee formation itself, which in this region has had its limestone constituent altered to dolomite but which is otherwise similar to the Kankakee exposed in the Dutton's Cave area. The reason for this pronounced change in the morphology of subterranean openings where stratigraphy, structure, relief, climate, glacial history, and other factors remain essentially constant is not immediately apparent.

### Conclusions

Vertical shafts analogous to those in the Central Kentucky Karst region have been developed in the Niagara plateau in Fayette county, Iowa. Physiographic conditions, excepting glaciation, in the two regions are also analogous and, judging from the morphology of their vertical shafts, functionally identical.

A major problem in the distribution of vertical shafts in the Niagara plateau is their absence south and east of Strawberry Point. Conditions there are, so far as known, nearly identical with those to the north and west, where one vertical shaft is known and others probably exist.



### Acknowledgements

The author wishes to thank R. A. Watson (Washington University) for criticising the manuscript, and members and friends of the Iowa Grotto of the National Speleological Society for assisting with the field work.

### Literature cited

- Barr, T. C., Jr., 1961. Caves of Tennessee. *Tenn. Div. Geol., Bull.* 64.  
Hedges, J., G. W. Darland, Jr., 1963. The Scotch Grove Strath in Maquoketa River Valley, Iowa. *Iowa Acad. Sci., Proc.*, 70.  
Howard, A. D., 1963. The Development of Karst Features. *Nat. Speleol. Soc., Bull.*, 25.  
Malott, C. A., 1938. Invasion Theory of Cavern Development (abs.). *Geol. Soc. America, Proc.* for 1937.  
Merrill, G. K., 1960. Additional Notes on Vertical Shafts in Limestone Caves. *Nat. Speleol. Soc., Bull.*, 22.  
Pohl, E. R., 1955. Vertical Shafts in Limestone Caves. *Nat. Speleol. Soc., Occ. Paper* 1.  
Reams, M. W., 1965. Laboratory and Field Evidence for a Vadose Origin of Foibe (Domepits). *Internat. Jour. Speleol.*, 1.  
Swinerton, A. C., 1932. Origin of Limestone Caverns. *Geol. Soc. America, Bull.*, 43.

Discussion: V. Panoš, J. A. Stellmack, M. Siffre, R. L. Curl



# LA CUEVA DEL REGUERILLO Y EL CARST DEL CERRO DE LA DEHESA DE LA OLIVA

Angel Hernanz

Comis. Hidrolog. Continental y Científica, Madrid, España

España

## 1. Situación

El cerro de la Dehesa de la Oliva está situado al borde del río Lozoya y en su margen derecha, muy cerca de su confluencia con el Jarama, en la zona noreste de la provincia de Madrid.

En este cerro, a pesar de su pequeña extensión superficial, se han desarrollado numerosos fenómenos cársticos, de los que el más importante es la Cueva del Reguerillo. En el presente trabajo se hace un conciso estudio de dichos fenómenos cársticos, que nos ha permitido llegar a una teoría sobre la evolución morfogenética de esta zona cárstica, que será expuesta brevemente como conclusión a nuestro estudio.

## 2. Geología

### 2.1. Estratigrafía

Los terrenos próximos a la zona objeto de nuestro estudio, descritos en un corte de dirección N-S en las cercanías de Torrelaguna, son los siguientes:

a) Paleozoico: Pizarras y cuarcitas silúricas. Sobre ellas paleosuelo, testigo de una superficie de erosión post-herciniana.

b) Cretáceo: En él se pueden distinguir tres niveles: calizas — Turonense — Senonense, margas y calizas — Cenomanense — Turonense, arenas arcósicas — Albense.

Nos interesan especialmente las calizas superiores, en que se asienta nuestro carst. Existen dos niveles calizos, separados por otro margoso. Su potencia es variable y disminuye de E. a W. siendo de 30 m. en el borde oriental del cerro y de unos 20 m. en el occidental. Son calizas detríticas que están intensamente recristalizadas y son muy poco fosilíferas.

c) Paleógeno: Ligeramente discordante con el cretáceo, con arcillas, yesos y conglomerados con cantos calizos.

d) Neógeno subhorizontal: Consta de una potente serie de margas, que lateralmente pasan a ser brechas poco consolidadas con enormes cantos de calizas, que fosilizan un paleo-relieve sobre el neógeno. Sobre ellas y culminando la serie aparecen unos depósitos de arenas y arcillas con cantos de cuarcita en general poco rodados, atribuidos generalmente al plioceno, y que en España reciben el nombre genérico de «rañas».

e) **Cuaternario**: Aparte de los sedimentos de las cavernas, sólo existe un fragmento de terraza subaérea sobre el cauce del Lozoya, que está a la misma altura que otra terraza hipogea (Cueva de la Escarihuela) y una hombrera de erosión sobre el Paleozoico.

## **2.2. Tectónica**

La Cordillera Central española consta de una serie de bloques formados durante los movimientos alpinos terciarios, entre los que hay una fosa tectónica, el valle del Lozoya.

El cerro de la Dehesa de la Oliva se encuentra en el borde meridional, justamente en el contacto de la zona dislocada con la depresión castellana meridional, rellena de materiales arrancados a la cordillera en épocas post-orogénicas. En esencia consta de un paquete monoclinial de calizas y margas que forman una perfecta «cuesta». El buzamiento es de unos 20° hacia el S-35° E. No hay fallas ni fracturas importantes, sino solamente dos sistemas de diaclasas. El principal consta de las longitudinales, de dirección N-62° E, y las transversales N-45° W, que se presentan a veces muy concentradas, con intervalos de hasta 0,5 m. Hay otro sistema secundario, en aspa, con direcciones N-S y N-70° W.

## **2.3. Geomorfología**

Las distintas etapas en la evolución general de la zona las exponemos en la conclusión para poder incluir en ellas la evolución de las formas cársticas.

# **3. Las formas cársticas**

## **3.1. La Cueva del Reguerillo**

El escaso espacio de que disponemos sólo nos permite destacar los siguientes rasgos generales de la gran cavidad, de unos 2.700 m. de desarrollo.

La morfología dominante es la de erosión, principalmente en el 2º y 3º piso. El primer piso está más evolucionado y es interesante destacar la merofosilización por aluviones que llegó a tapar la entrada de la cueva, así como la de la Cueva Alta.

Hay diversos procesos litogénicos, clásticos y sobre todo sedimentarios, que no podemos exponer con detalle.

## **3.2. Otras cavidades**

Hay otras numerosas cavidades en el cerro, de pequeña extensión, pero que presentan gran interés para comprender la evolución general de nuestro carst.

# **4. El carst del cerro de la Dehesa de la Oliva**

## **4.1. Síntesis. Esquema General**

El estudio detenido de las formas cársticas, especialmente de la Cueva del Reguerillo, y de la geomorfología regional, nos ha permitido elaborar una teoría de la evolución general de esta zona, encuadrando las fases de carstificación en el proceso evolutivo general, cuyo resumen exponemos a continuación:

I. Fases sálica y estírica de los plegamientos alpinos. Los primeros sedimentos del neógeno fosilizan un paleo-relieve sobre el paleógeno.

II. Penillanura pontiense.

III. Rejuvenecimiento rodánico. Primera fase de carstificación. Primer piso de la Cueva del Reguerillo y Cueva Alta (parcialmente). Al final merofosilización mixta. Sumidero con retroversión de la Sima de la Solana.

IV. Penillanura parcial pliocénica. Interrupción de la carstificación.

V. El río Lozoya excava su cauce sobreimpuesto. Circula subterráneamente por el primer piso de la Cueva del Reguerillo, rejuveneciéndole.

VI. Formación de cavidades surgentes en el nivel calizo superior. (Cueva de la Escarihuela y otras.) Abandono de parte del primer piso del Reguerillo. El agua circula por el segundo piso y resurge por el primero. Deposita los sedimentos de A y B y erosiona las formas litogénicas anteriores. Al final queda el primer piso como trop-plein del segundo. Depósitos lacustres.

VII. Epiciclo local. Hombreira de erosión, terrazas epigea e hipogea (Escarihuela). Circulación por el segundo piso del Reguerillo. Fenómenos periglaciares en el primero.

VIII. Profundización de la red cárstica y del cauce subaéreo del Lozoya. Circulación por parte del segundo piso hacia el tercero por el Laberinto y galerías intermedias.

IX. Disminuye la circulación subterránea, con interrupciones. Procesos clásticos y litogénicos en el segundo piso. Fases lacustres, una con depósito de llimos y la más reciente con formación de concreciones sobre las paredes y estalagmitas anteriores.

X. La Cueva del Reguerillo queda colgada. El río Lozoya acaba de excavar la garganta del Pontón de la Oliva, formando algunas cuevas. Una de ellas queda fosilizada por aluviones alóctonos. Llegamos a la época actual, en que la construcción de la presa del Pontón de la Oliva reactiva la carstificación y origina pérdidas locales.



## СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СССР

В. В. Илюхин - В. Н. Дублянский

Центральная секция спелеологии, Москва

Свыше 40 % территории Советского Союза сложено карбонатными, сульфатными и галогенными породами, в которых часто встречаются различные подземные карстовые образования — колодцы, шахты, пещеры. Значение таких карстовых полостей в народном хозяйстве проявляется в самых разнообразных формах и имеет в одних случаях положительный, в других — отрицательный характер. Это определило интерес к исследованию глубинного карста как специалистов геологов и географов, так и любителей-спелеологов.

В исследовании карста СССР обычно выделяют два главных периода: дореволюционный и советский (1, 6).

В дореволюционном периоде главное внимание уделялось накоплению фактических материалов о распространении карстовых явлений в России и изучению генезиса карстовых форм. В связи с этим, в XVIII-XIX и начале XX столетия были получены первые разрозненные данные о легкодоступных пещерах страны (Кунгурская и Капова — на Урале, Балаганская — на Ангаре, Провал — на Кавказе, Вертеба — в Подолии, Б. Бузлук — в Крыму и др.). Обычно описания пещер не сопровождалась их съёмкой и производились попутно с физико-географическими, минералогическими, археологическими либо био-спелеологическими наблюдениями.

В методическом отношении русская дореволюционная спелеология — это спелеология одиночек, не имеющих ни спортивной подготовки, ни снаряжения для исследования глубинных карстовых полостей. Это не помешало, однако, крупному русскому карстоведу А. А. Крүберу выступить с обобщениями по систематике и генезису карстовых форм (4), которые до сих пор широко используются советскими карстооведами.

Советский период характеризуется комплексным подходом к изучению карста на основе детальных геологических исследований, выполняемых в связи с решением практических задач. В довоенные годы (1917—1940) были исследованы многие интересные пещеры страны (Карлюкская, Кан-и-гут в Средней Азии, Кунгурская — на Урале, Абрскила — на Кавказе и др.).

К исследованию труднодоступных пещер Кавказа впервые привлекаются альпинисты. К этому же времени, которое можно считать моментом зарождения советской спелеологии, относится появление термина „пещерный туризм“. Новые материалы о поверхностных и глубинных карстовых полостях легли в основу монографии И. К.

Зайцева (3), где излагаются соображения об их происхождении и взаимосвязях.

В послевоенные годы исследование карста развернулось по всей стране. В частности, начали работу первые научно-исследовательские стационары в Кунгурской и Воронцовской (Кавказ) пещерах. Были опубликованы многочисленные обобщения о географии, геологии и условиях развития карста (1, 5, 7). Однако, роль спелеологического направления в исследованиях карста была ещё весьма незначительной, а участие спортсменов-любителей в работах спелеологов — минимальным. Это привело к значительному отставанию в исследовании карстовых полостей СССР (6). В сводке А. Г. Чикишева „Карстовые пещеры СССР“ (8) упомянуто около 500 пещер, хотя общее число известных, но не изученных карстовых полостей, в особенности труднодоступных и вертикальных, несомненно, много большее. Почти все, из хорошо известных и легкодоступных пещер, перечисленных в этой сводке, также не были исследованы полностью.

К началу 1958 г. крупнейшими в СССР пещерами считались Кунгурская на Урале и Воронцовская на Кавказе, длиной около 5 км каждая. Сведения о колодцах и шахтах глубиной 20—60 м имелись, главным образом, для Горного Крыма (4) и Кавказа (2).

Качественно новый этап развития советской спелеологии начался с 1958 г., когда возникли и стали бурно развиваться спелеологические секции в Крыму, в Москве, на Урале, на Кавказе, в Сибири и Средней Азии. В отличие от зарубежной, советская спелеология не имела традиций и установившихся организационных форм.

Организаторами первых спелеологических секций были наиболее опытные туристы и альпинисты, перенёсшие под землю многие тактические приёмы работы в горных районах СССР. Через два-три года возникла новая форма предполовой подготовки спелеологов — школы, в которых молодые спортсмены получали не только обще- и специально-спортивную, но и элементарную научную подготовку. Главной формой летней, полевой подготовки были слёты и сборы спелеологов. Как правило, они проходили под научно-методическим руководством Комплексной карстовой экспедиции АН УССР (1959—1962 г. г.) и других научных организаций.

С 1965 г. решено всю подготовку спелеологов проводить в спелеолагерях, близких по структуре к альпинистским.

Руководство 40 спелеосекциями, действующими в настоящее время в СССР (24 — в Российской, 14 — в Украинской, по 2 — в Грузинской, Узбекской и Казахской Республиках), осуществляет Центральная секция спелеологии при ВЦСПС. Главные направления её работы — это координирование деятельности спелеологов страны и контроль ее, проведение различных спелеомероприятий, организация слётов, сборов и методических семинаров, пропаганда и популяризация спелеологии, организация общественного контроля над охраной пещер и выяснение возможностей их использования как экскурсионных объектов; обмен опытом с зарубежными спелеологами.

Высшим органом спелеологической организации СССР является Пленум секций, созываемый два раза в год. В промежутках между



Пленумами работу ведёт бюро Центральной секции в составе 9 человек, возглавляющих постоянные комиссии: маршрутно-квалификационную, по подготовке кадров, по агитации и пропаганде.

Все спелеологические органы СССР работают на общественных началах.

Главная особенность молодой советской спелеологии — тесная связь с научными кругами. Спелеологи-любители участвуют в работе Межведомственной комиссии по изучению карста, привлекаются к полевым работам научно-исследовательских институтов Академии Наук СССР, Грузинской и Украинской Республик и Государственного Геологического Комитета СССР. Спелеологи часто включаются в состав научных экспедиций для организации и обеспечения подземных работ. Ведущие учёные-карстоведы также принимают активное участие во всех начинаниях спелеологов, а профессора И. В. Попов, Г. А. Максимович, О. И. Исламов — являются членами Центральной секции спелеологии.

При участии учёных и по их заданиям в 1958—1964 годах спелеологическими секциями проведено более 100 экспедиций по исследованию пещер.

Под руководством Комплексной карстовой экспедиции АН УССР и Госгеолкома СССР проведены 1 Всесоюзный съезд спелеологов в 1962 г. и Всесоюзный сбор — в 1963 г. Экспедиция стала методическим центром спелеологических работ на юге Европейской части страны.

Экспедициями московских спелеологов под руководством учёных Коми филиала АН СССР изучен район будущего Печорского моря; под руководством Института археологии АИ СССР — исследована известная Капова пещера с уникальными наскальными рисунками палеолитического человека.

Совместные работы секций спелеологии и сотрудников Красноярского геологического управления дали ценные материалы о глубинном закарстовании зоны затопления Красноярской ГЭС.

Спелеологи многих секций в зависимости от особенностей своей карстовой области и сложившихся связей с научными работниками специализируются в тех или иных научных направлениях, из которых главными являются геологическое (Крым, Подолия, Кавказ, Красноярск), гидрогеологическое (Крым, Подолия, Урал, Кавказ), микроклиматическое (Подолия, Крым, Урал), палеозоологическое (Крым, Подолия, Урал), археологическое (Крым, Полярный Урал, Кавказ, Дальний Восток), биологическое (Крым, Кавказ, Средняя Азия, Дальний Восток).

Кроме того, наметилась специализация секций и по типам исследуемых полостей (вертикальные, горизонтально-наклонные, частично-обводнённые и полностью обводнённые). Для преодоления нежелательных последствий такой узкой научной и спортивной технико-тактической специализации широко практикуются выезды в различных по геолого-структурным условиям районы страны.

Любители-спелеологи принимают активное участие в краеведческой работе и в охране пещер. Ими выработаны рекомендации по охране ряда Крымских пещер, Борнуковской пещеры в Горьковской

**РЕЗУЛЬТАТЫ СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ СССР  
(1938—1966 г. г.)**

Карстовая страна (провинция, область)	Характер и возраст карстующихся отложений	Количество исследованных			Суммарная		Крупнейшие карстовые пещеры (длина, м) и шахты (глубина и длина горизонтальных продолжений, м), в пределах провинции (области)
		пещер	колоде- цев и шахт	всего	длин, м	глуби- на, м	
Карстовая страна Русской платформы 1. Западно-Подольская область	гипсы, миоцен	26	—	26	93.000	—	пещеры Озерная (26.360), Оп- тинистическая (18.885), Кри- стальная (18.785), Малыши (14.120), Вертеба (7820), Ве- тровая (1735)
Карстовая страна палеозой- ской складчатости Сибирь 2. Самская и Минусинская карстовые области	известняки, нижний кембрий	107	13	120	13.000	990	шахты Кубинская (274/2000), Баджейская (около 180/2000), Торгашинская (около 180/ 1000)
3. Алтайская карстовая область	известняки, сатур, девон	135	8	143	2.600	280	пещеры Каракольская (500), Тулатинская (300)
Уральская карстовая страна 4. Провинция Предураль- ского краевого прогиба	известняки, девон, карбон, типсы, пермь	47	1	48	9.500	40	пещеры Аньва (около 3000), Сказ (1620), Капова (около 1500), Максимовича (1306), Сухая Атя (1150)
Карстовая провинция мезозойской складчатости 5. Сихоте-Алиньская карстовая область	известняки, нижний и верх- ний палеозой	2	3	5	1.000	120	пещера Географического об- щества (около 700), Ледяная (около 300), шахта Антура (75)

Карстовая страна кайнозой-  
ской складчатости Тетиса

6. Карстовая область Преа- памирского краевого про- гиба	известняки, вер- хняя юра, нижний мелозой	35	3	38	2.700	190	пещеры Карлукская (около 2000), Амир-Гемир (около 400)
7. Карстовая область Большого Кавказа	известняки, верх- няя юра, нижний мел	97	54	151	13.860	1.650	пещеры Воронцовская (око- ло 5000), Шакуранская (1000), шахты Анаколийская (160/ 1500), Вахушти Багратио- ни (156/150), Назаровская (360/1000), Величественная (260/865)
8. Карстовая область Советских Карпат	известняки, верх- няя юра	14	1	15	560	46	шахта Дружба (46/240), пе- щеры Молочный Камень (92), Гребень (71)
9. Карстовая область Горного Крыма	известняки, верх- няя юра	145	560	705	29.760	16.340	пещеры Красная (12.515), Узунджа (1500), Скельская (750), Ени-Сала-III (410), Алт- ская (550), Висячая (401), шахты Молодежная (261), Каскадная (246/110), Н. А. Гвоздецкого (191), Безонная (163/694), Монастырь-Чокрак (151/207), Аверкиева (145/405)
Различные карстовые районы и участки СССР		20	—	20	2.000	—	
Всего по СССР		628	643	1271	167.980	19.656	

области, Анакопийской шахты на Кавказе. Красноярские спелеологи оборудуют своими силами для посещения шахты Кубинскую и Баджейскую. Во время экспедиций спелеологи несут службу общественных пещерных патрулей.

В 1964 г. советские спелеологи-любители участвовали в Международной Родопской спелеоэкспедиции (Болгария) и в международном спелеологическом симпозиуме в Брно (Чехословакия).

Развитие спелеологических исследований, проводимых любителями на общественных началах привело к резким изменениям представлений о масштабах глубинного закарстования СССР. За 1958—1964 г. г. по сведениям, имеющимся в Центральной секции спелеологии, спелеологами общественниками и научными организациями, с которыми они сотрудничают, открыто и исследовано около 1300 неизвестных ранее пещер, колодцев и шахт. В таблице 1 приведены новые данные о результатах спелеологических исследований СССР по карстовым областям. За основу при районировании принята схема районирования карста СССР, предложенная Г. А. Максимовичем (9). Некоторые из приводимых данных уже нашли отражение в последних сводках Н. А. Гвоздецкого (2) и Г. А. Максимовича (5), а также в ряде публикаций участников спелеологических работ.

Молодая советская спелеология находится на правильном пути. Материалы спелеологических исследований уже сейчас широко применяются в самых различных областях народного хозяйства и в научно-исследовательских учреждениях разного профиля. В дальнейшем, в связи с повышением спортивной и научной квалификации спелеологов-любителей и усилением их связей с производственными и научными организациями, значение спелеологического направления в познании особенностей геологии и географии карста СССР будет возрастать.

Краткий обзор истории советской спелеологии показывает, что логическим итогом каждого нового этапа исследований карста было появление крупных обобщающих работ: в 1915 г. — А. А. Крубера (4), в 1940 г. — И. К. Зайцева (3), в 1954 г. — Н. А. Гвоздецкого (2), в 1962—1963 г. г. — Д. С. Соколова, Г. А. Максимовича (7, 5). Очевидно, к таким же обобщениям о генезисе и особенностях карстовых пещер и шахт СССР приведут спелеологические исследования 1958—1964 г. г., представляющие собою новый этап познания карста страны.

#### Литература

1. Гвоздецкий Н. А., 1954. Карст. Географгиз, М.
2. Гвоздецкий Н. А., 1964. Крупнейшие карстовые пещеры СССР. Изв. Всес. географич. об-ва СССР. 96, 3.
3. Зайцев И. К., 1940. Вопросы изучения карста СССР. Л-М.
4. Крубер А. А., 1915. Карстовая область Горного Крыма. М.
5. Максимович Г. А., 1963. Основы карстоведения, 1, Пермь.
6. Попов И. В., 1962. Обзор состояния изучения карста в СССР и за границей. Сб. „Общие вопросы карстоведения“. Изд. АН СССР, М.

7. Соколов Д. С., 1962. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, М.

8. Чикишев А. Г., 1959. Карстовые пещеры СССР. Сб. „Спелеология и карстование“, М.

9. Максимович Г. А., 1959. Розсиэени а районисаце красу СССР. Часопис про минералогии а геологии, 4, 4.

Дискуссия: Н. А. Гвоздецкий.



## АБХАЗСКИЙ ТИП ВЫСОКОГОРНО-КАРСТОВОГО ЛАНДШАФТА И АНАЛИЗ КАРСТООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ ЭТОГО ТИПА

К. В. Кавришвили

Институт Географии имени Вакушты Академии Наук Грузинской ССР

Тбилиси

Карстовые ландшафты нигде в Грузии столь ярко и широко не представлены, как в Абхазии. Здесь они составляют непрерывные ряды от низкогорного и среднегорного типов к высокогорному, напоминая ландшафты не только Динарских Альп и менее величественные известняковые хребты Прованса, но и более отдаленные ландшафты Пиренейских гор и, в частности, Кантабрийские ландшафты. В этом отношении горный узел Пикос-де-Европа является ближайшим аналогом высокогорного узла Арабики и вершин Бэйбского хребта (Дзыпра, Акутра и Ахыбох).

В пределах Абхазии можно выделить шесть типов карстового ландшафта:

1. Колхидский тип низкогорно-долинного ландшафта, со скульптурированными речной эрозией отдельными низкими горами, покрытыми сохранившимися колхидскими лиановыми лесами, сформированными в условиях субтропического влажного и теплого климата. Характерно наличие мощных вокаюзов и подземных рек, выбивающихся вдоль подошвы эрозионного низкогорья.

2. Колхидский тип карстового ландшафта, с наличием антиклинальных невысоких плато, покрытых широколиственными лесами, и синклинальных котловин (полей), расположенных у их подножий и представленных субтропическими сельскохозяйственными угодьями.

3. Средне-Европейский тип карстового ландшафта, с груборасчлененным (антецедентными глубокими долинами) средневысотным рельефом на отдельные тектономорфные и куэстовые хребты.

Характерна предельная избороченность склонов крупными карстовыми формами — воронками, сухими полями, наряду с полным отсутствием поверхностного постоянного стока. В условиях влажного и умеренно теплого горного климата, сформировались большие массивы высокобонитетных буковых и буково-грабовых лесов.

4. Средне-Европейский тип карстового ландшафта тектономорфных и куэстовых хребтов с крутосклонным рельефом, изрытым воронками, шахтами и колодцами. Характерны высокобонитетные пихтово-буковые и пихтово-еловые леса, сформированные в условиях влажного горного климата, с продолжительной холодной зимой и мощным снежным покровом.

5. Абхазский тип высокогорно-карстового ландшафта, с платообразными безводными гребнями хребтов, усеянными многочисленными

ными воронками, со своей стороны изъеденными глубокими карстовыми шахтами и колодцами. Характерна субальпийская известняковая растительность, развитая по краям карстовых воронок и обширных карровых полей, на фоне обедненных колхидскими элементами субальпийских лугов.

6. Абхазский тип карстового ландшафта высокогорных узлов, с симметрично расположенными вершинами по отношению к широким циркам, выстилающим пьедмонт и спускающихся гигантскими ступенями ко дну плейстоценовых трогов. Характерны радиально расположенные короткие трог, с высокими, подчас, оголенными известняковыми экскарпами и альпийские лужайки на дне цирков вюрмских ледников.

Установленный факт совпадения максимума годовой суммы осадков с высокогорно-карстовой ландшафтной зоной Абхазии объясняет наличие здесь глубинного карста, большую интенсивность и сам характер расчленности рельефа, а также флористическую насыщенность и богатство эндемичной растительностью.

Исключительно благоприятно расположены передовые хребты Абхазского Кавказиони для встречи воздушных масс с резко различными физическими свойствами.

Наибольшее влияние на конденсационные процессы зимой, да и на состояние погоды, оказывают циклоны, поступающие с Черного моря. Пути циклонов подчиняются двум основным направлениям — южному и юго-восточному. В тылу этих циклонов происходит адвекция переохлажденного воздуха, поступающего с Главного хребта Кавказиони, где происходит формирование сезонного (зимнего антициклона) барического центра. Сползая со склонов Главного хребта, эта волна переохлажденного воздуха попадает в глубокие продольные речные долины, по которым она движется свободно как по жолобу, обуславливая преобладающее направление ветров.

Циклоны зимой приходят несравненно чаще, чем в другие сезоны, и следуют один за другим сериями. Вслед за серией циклонов распространяется антициклональная ситуация на гребнях высокогорных хребтов, обуславливая резкое падение температур и радиационное выхалаживание поверхности.

Встреча воздушных масс, с резко различными физическими свойствами вызывает энергичное развитие циклонической деятельности зимой, с характерными для нее явлениями природы — осадками и облачностью.

Итак, высокогорно-карстовая ландшафтная зона в Абхазии, расположенная на стыке теплого влажного — морского воздуха и переохлажденного — континентального, получает очень большое количество годовых осадков, с явно выраженным максимумом в зимние месяцы. Указанный факт может показаться парадоксальным, если вспомним, что верхние склоны и гребни высокогорных известняковых хребтов являются безводными и лишены постоянного поверхностного стока.

Весь теплый период на указанных хребтах характеризуется хотя и минимальным количеством осадков, тем не менее сумма летних



осадков все же остается достаточно значительной. Объяснить этот факт циркуляционными процессами не удалось, так как никакого определенного режима в направлении летних ветров установить мы не смогли. Здесь сочетаются ветры почти всех направлений — все еще не ослабленный перенос с юга, юго-востока и юго-запада, обусловленный усиливающимся действием азорского барического центра, а также восточный, северный и северо-западный, определяемый макроформами Внутреннего Кавказионна.

Но стоит внимательно проанализировать суточный ход осадков всего летнего сезона, как вся закономерность выявится с достаточной очевидностью. Окажется, что сумма осадков летнего сезона складывается всего из пяти, четырех, а подчас, даже из трех кратковременных, но высоких ливневых пиков, имеющих характер грозовых ливней. Эти пики отчетливо выделяются на фоне сухого летнего сезона, что наводит на мысль видеть в этом ходе осадков отголоски средиземноморского ритма. Учитывая значительное расстояние от Средиземноморского моря, можно конечно, несколько критически отнестись к этому высказыванию. Но надо полагать, что если такое влияние и существует, то оно должно выразиться не в столь типичных и ярких формах. Указанное сходство в ритме осадков здесь выступает в смысле разности сезонных различий — резко выраженного зимнего максимума осадков и относительно засушливого лета, с весьма кратковременными, но интенсивными ливнями.

Но и летом, когда господствует общий засушливый фон, относительная влажность воздуха остается все еще высокой, так как теперь выступает максимальное количество дней с туманом.

Итак, если говорить о типе климата, то зону высокогорно-карстового ландшафта можно отнести к постоянно-влажному типу, хотя в ходе годовых осадков мы уловили ритм средиземноморский.

Высокое атмосферное увлажнение ландшафта абхазского типа обуславливает развитие мезофильной луговой субальпийской растительности, высокотравья (в некоторых участках) и даже зарослей мезофильных кустарников. Не говоря о довольно широком распространении зарослей азалии понтийской (*Rhododendron ponticum* L.) можно отметить развитие густых зарослей колхидской лещины и жёстера имеретинского (*Rhamnus imeretina* Koehne).

Развитию восходящих движений воздуха способствуют меридиональные долины, доставляющие в горы насыщенный влагой теплый воздух с моря, а для конвергенции морских, богатых влагой масс. — расположение высокогорных водоразделов, кольцом опоясывающих водораздельные бассейны. Поэтому, не удивительно произрастание не только зарослей азалии понтийской и жёстера имеретинского, спускающихся так низко по тальвегу холодных рек, но и нахождение кавказского рододендрона, этого типичнейшего кальцефоба (*Rhododendron caucasicum* Pall.).

Заросли кавказского рододендрона были обнаружены в истоках р. Хишты, у подошвы г. Дзышра, где на каменниках и осыпях довольно густые заросли занимают южные и юго-западные склоны. Заросли эти по цветению и плодоношению оставляют куда большее

впечатление, чем тощще заросли кавказского рододендрона в ущелье р. Решовой, на северо-восточном склоне того же Бзибского хребта. Еще более незначительными выглядели заросли кавказского рододендрона на крайне западном участке указанного хребта, в окрестностях горы Абац.

Этими фактами и ограничиваются наши находки кавказского рододендрона на гребне известнякового Бзибского хребта, если, конечно, к ним прибавить также произрастание единичных экземпляров этого кустарника, вкрапленных в общий фон субальпийского дуга, где этот реликтовый кустарник не выделяется из-за весьма малых размеров по высоте и развитию кустарника. К указанным находкам можно добавить островки рододендрона на хребте Берчиаль где он ютится в нишах плейстоценовых каров, в глубоких трогах, — в расщелинах между известняковыми глыбами и у входов глубоких карстовых пещер, где снег держится все лето, а талые воды питают низкие заросли этого кустарника. Однако это количество местонахождений является еще недостаточным для сколько-либо удовлетворительного установления ареала рододендрона на известняковых хребтах Абхазии, как это делают некоторые геоботаники. Роль и значение того или иного вида в сложении растительного покрова какой-либо территории, как это справедливо утверждает известный советский геоботаник И. К. Шишкин, определяется прежде всего широтой его географического распространения, а не единичными находками.

Появление кавказского рододендрона на известняках может быть объяснено не только адаптационными способностями этого влаголюбимого кустарника к наиболее благоприятным локальным микроландшафтным условиям, но и миграцией его из сопредельных высокогорных известняковых хребтов. Там, этот вид рододендрона покрывает все склоны и почти всю гребневую часть хребтов сплошным, густым покровом.

Кавказский рододендрон, безусловно, является пришлым элементом из близ расположенных известняковых хребтов Кавказии. Тогда, как на Главном, Абхазском, Кодорском хребтах и Анбге он создает густые непроходимые заросли, конкурирующими почти со всеми субальпийскими кустарниками, на гребнях высокогорно-карстовых хребтов, кавказский рододендрон или вовсе отсутствует на больших пространствах, или создает незаметные для ландшафтного фона кустарниковые заросли. Надо предполагать, что миграция растительности с более древних-известняковых хребтов происходила в течение всей истории формирования растительности.

Таким образом, вместе с автохтонной флорой, имеющей в некоторой степени замкнутый ареал распространения (известняковая эндемичная растительность), постепенно проникала и пришедшая растительность из близ расположенных высокогорных известняковых хребтов.

Бзибский хребет и Берчиаль, после сармата приобретшие высокогорный характер, пережили богатую событиями историю формирования природы. Здесь можно видеть и исходную растительность, приобретающую затем, по мере воздымания хребтов, высокогорный ха-

рактир. Среди последних, видимо, можно отнести и луговую растительность в основном состоящую из *Woronowia speciosa et Carex pontica*, создающих ныне основные зональные группировки на известняковых хребтах. В недалеком геологическом прошлом, можно предполагать на Бзибском хребте существование сосновых лесов, ныне совершенно исчезнувших.

Итак, по мере приспособления к новым условиям, не все компоненты исходной растительности представлены в современном растительном покрове.

Основные черты растительного покрова на высокогорно-карстовых хребтах Абхазии должны были сложиться до плейстоценового времени. Оледенение здесь не могло полностью разрушить уже сложившийся уклад органической природы и лишь способствовало обогащению новыми бореальными, хотя и бедными по видовому составу, элементами.

Широкое распространение известняковой растительности (с автохтонной флорой) позволяет судить об очень медленном воздымании известняковых хребтов на территории Абхазии. В противном случае исходная флора, т.е. невысокогорная, не смогла бы так хорошо преобразоваться в высокогорную, выработать биологические связи с новыми формами.

Аллохтонная растительность с трудом адаптировалась на известняках. В пример можно привести, хотя бы, кавказский рододендрон, единичные экземпляры которого как бы вкраплены в общий фон субальпийской известняковой луговой растительности. Несомннотность зарослей кавказского рододендрона на открытых местообитаниях и на платообразных гребнях еще раз подтверждает неуместность этого типичнейшего кальцефоба, несмотря на весьма значительное количество атмосферных осадков и высокое атмосферное увлажнение.

Если говорить о типе ландшафта высокогорных известняковых хребтов Абхазии, то он не случайно получил в нашей работе название „абхазского“. Благодаря тому, что глубинный карст и расчленение известняковой поверхности в Абхазии достигают исключительного размаха, не имеющего себе равного на всей территории Советского Союза, а также из-за большой оригинальности растительного покрова, изобилующего известняковой флорой, имеющей в некоторой степени замкнутый ареал распространения (известняковая эндемичная растительность), тип этого ландшафта заслуживает особого выделения и присвоения названия той территории, где он представлен наиболее широко и ярко.

Дискуссия: Н. А. Гвоздецкий.



## THE HYDROSYSTEM OF THE KARSTIC RIVER LJUBLJANICA

† Lojze Kerin

(The manuscript has not been submitted)

Ljubljana

The regulation of the hydrosystem of the karstic river Ljubljana has an extreme importance for the production of electric energy and for the amelioration of the Save fluvial régime.

Central items at the regulation of this hydrosystem are the regulation and the exploitation of the waters from the Planinsko polje and the Cerknjsko polje.

The water balance of the Planinsko polje is known from the water-metrical station of Hasberg.

The water balance of the lake Cerknjsko jezero that also represents a basic of economy of the hydrosystem, must still be closely examined by researches.

The basic unknown points are:

1. The inflow to the Cerknjsko jezero.
2. The outlet from the Cerknjsko polje by the way of the water-metrical station Hasberg, which represents 5.3 millions kWh/m<sup>3</sup>/sec or for 8.0—10.7 m<sup>3</sup>/sec 42.5—57.0 GWh annually.
3. The outlet from Cerknjsko polje directly towards Barje that represents 18.0 millions kWh/m<sup>3</sup>/sec or for 4—10 m<sup>3</sup>/sec 72.0—180.0 GWh annually.

To declare the real value it would be necessary to state the water quantities, what will be possible by the help of the object 1, the part of which is evident from the paper.



## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРСТА ГРУЗИИ И УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ В НИХ ПЕЩЕР

Ш. Я. Кипиани

Институт Географии имени Вахушти Академии Наук Грузинской ССР

Тбилиси

Карстовая область южного склона Кавказиони (Большого Кавказа) в пределах Грузии протягивается от северо-западной границы республики к юго-востоку, — до восточных пределов Рачинского хребта; область захватывает также межгорную котловину Эрцо, верховья р. Терека (Труссо), перевал Гудамакари и на крайнем востоке окрестности г. Ахмета и г. Кварели.

Карстовый рельеф в Грузии охватывает большой диапазон высот, распространяясь от уровня Черного моря до 2700 м абсолютной высоты, что обуславливает высотно-зональное распространение карста. В силу этого отдельные типы карстового рельефа соответствуют карстовым ландшафтными зонам.

Районирование карстовой территории быть может произведено по принципу, например, геологическому (литолого-тектоническому), по выявлению роли отдельных физико-географических компонентов и, наконец, по комплексу признаков — ландшафтному. Помимо научного подхода, районирование карстовых территорий может преследовать также практические цели, скажем, инженерно-геологические и т. д. В указанных двух направлениях были созданы многие исследования в Западной и Центральной Европе. К ним относятся прежде всего выдающиеся работы И. Цвинича (1893 и 1957 гг.), Ф. Катцера (1909 г.), А. Савицкого (1909 г.), Г. Шабо (1925 г.), П. Косака (1952 г.), Ж. Корбеля, О. Лемана, И. Куйского (1950 г.), Р. Кеттнера (1954 г.) и др.

Много ценного было сделано русскими (в досоветский период) и советскими учеными в деле исследования и районирования карстовых областей и районов Советского Союза. Здесь первым делом необходимо отметить значение монументальных работ А. А. Крубера (1900 и 1915 гг.), исследования М. А. Зубашенко (1939 и 1947 гг.), И. К. Зайцева (1940), весьма плодотворные, проливающие свет на многие вопросы регионального карстования работы Н. А. Гвоздецкого (1947—1963 гг.), З. А. Макеева (1948 г.), Г. А. Максимова (1953—1963 г.), К. А. Горбуновой (1958 г.), Д. В. Рыжкова (1954 г.), Н. И. Соколова (1960 г.), Н. В. Родионова (1963 г.) и др.

В существующих схемах геоморфологического районирования Кавказа и, в частности, Грузии рядом ученых правильно выделялась область, с преобладанием карстовых явлений и процессов на фоне

южного склона Кавкасиони (Большого Кавказа). Авторами этих классификационных схем являются: А. А. Рейнга́рд (1917 и 1941 гг.), И. С. Шу́кин (1926 г.), В. И. Кавришвили (1935 г.), Б. Ф. Добры́нин (1937, 1940, 1941 гг.), С. С. Ку́знецов (1938 г.), А. Н. Джава́кишвили (1947 г.) и др. Но статьи М. А. Зубашенко (1939 г.), Н. А. Гвоздецкого (1946—1963 гг.), Л. Н. Маруашвили (1963 г.) и других геоморфологов, специально были посвящены вопросам районирования карстового рельефа Кавказа или, в частности, Грузии. Н. А. Гвоздецкий, при районировании учитывает литологические и тектонические условия субстрата, а также физико-географическую обстановку карстовых современных ландшафтов. При этом, на южном склоне Кавкасиони (Большого Кавказа) указанный ученый выделяет ряд карстовых областей и районов. На географо-спелеологическом основании Л. Н. Маруашвили устанавливает (1963 г.) карстовые типы в Западной Грузии.

В ботанико-географическом направлении Н. М. Альбовым были созданы уникальные работы (1890—1900 гг.). Правда, И. М. Альбов не касался вопросов районирования карстовой области Западной Грузии, но этим выдающимся ученым были раскрыты основные закономерности распространения известняковой растительности, им же были установлены и описаны почти все известные ныне виды известняковых флор.

Опыты ботанико-географического районирования карстовой области Грузии принадлежат геоботаникам Грузии А. А. Колаковскому (1958, 1961 гг.), Е. В. Сохадзе (1964 г.) и др.

Заслуживают внимания районирования карстовой области Западной Грузии, произведенных по комплексу физико-географических признаков — по ландшафтному принципу. В указанном направлении необходимо отметить заслуги грузинских географов: В. И. Кавришвили (1939, 1955 гг.), К. В. Кавришвили (1953, 1956, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964 гг.), Ш. В. Лашхия (1958 г.), К. Г. Мгеладзе (1958 г.) и Д. Б. Уклеба (1960, 1961 гг.). В этих работах даются не только детальные ландшафтные характеристики отдельных карстовых районов Западной Грузии, а также сопоставления карстовых ландшафтов с ландшафтами с не известняковым субстратом и, самое главное, в некоторых из них произведена систематизация карстовых ландшафтов Абхазии.

Итак, указанными схемами в основном исчерпывается геоморфологическое, ландшафтное и др. районирование карстовой территории южного склона Кавкасиони. К ним можно добавить наши скромные исследования по геоморфологическому анализу отдельных карстовых районов Грузии, а также опыты систематизации и характеристики карстовых геоморфологических типов (1937—1964 гг.).

Определяющую роль в образовании и развитии карстового рельефа на южном склоне Кавкасиони сыграли, в основном, четыре условия:

1. Зональное расположение геологических формаций и, в том числе, зональное распространение карбонатных пород юрского, мелового и третичного возрастов, а также их большая мощность.



2. Приуроченность карбонатных пород к медленно, средне и быстро воздымающим тектоническим структурам и условия их залегания.

3. Большое количество и режим атмосферных осадков (значительная сумма осадков во всех сезонах), а также благоприятные термические условия, с чем связаны исключительная интенсивность деструктивных и, в частности, карстовых процессов.

4. Возрастание глубины поверхности грунтовых вод по мере нарастания абсолютных и относительных высот, что обуславливает глубокое врезание дна долин и, следовательно, углубление базиса эрозии с высотой.

В связи с указанным, в низкогорной, среднегорной и высокогорной зонах, развитие карстовых явлений происходит с неодинаковой интенсивностью. По сравнению с низкогорной, в высокогорной и среднегорной зонах подземная циркуляция карстовых агрессивных вод происходит на значительно больших глубинах, что со своей стороны отражается на морфографических чертах карстовых феноменов.

В отличие от низкогорной и среднегорной зон, высокогорная зона обладает еще и гляциальными чертами ландшафта, унаследованных от плейстоценового оледенения. Поэтому, сложное сплетение экзарационных форм с карстовыми придают высокогорной зоне совершенно отличительные черты.

Некоторые исследователи выделяют карстовые типы только по литологическим признакам. Если стать на указанную позицию, то в Грузии пришлось бы выделить только два типа — известняковый и кластокарстовый.

На самом деле, карст видоизменяется на южном склоне Кавказии в связи с ландшафтной высотной зональностью. Это изменение настолько очевидно и существенно, что только один — известняковый карст необходимо подразделять на три типа: высокогорно-гляциальный, среднегорный и низкогорный.

Надо учитывать также изменение природных условий на южном склоне Кавказии от северо-запада к юго-востоку, что отражается не только на масштабности распространения, а также на интенсивности проявления карста. Поэтому, одни и те же типы карста и соответствующие им зоны претерпевают в указанном направлении некоторые изменения, что вызывает необходимость выделения на фоне зон и районов.

В предлагаемом читателю геоморфологическом районировании карстовой территории Грузии автором учтены все выше указанные условия карстообразования, а также весь комплекс морфографо-морфометрических признаков. Автор стремился выделить как основные типы карстового рельефа, так и соответствующие им территориальные единицы, как например зоны, с районами.

## СИСТЕМАТИКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ КАРСТА ГРУЗИИ И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ИМ ЗОНЫ С РАЙОНАМИ

Типы	Зоны и районы
<p>I. Высокогорно-гляциальный карст, в интенсивно поднимающихся известняковых хребтах и массивах консолидированных на складчато-глыбовом субстрате, в зоне распространения верхнеюрских и нижне меловых известняков, с проявлением глубокого карста средиземноморского типа.</p>	<p>I. Высокогорно-гляциальная зона карста с районами</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Арабика-Ахагского массива,</li> <li>2. Гребня Бзибского хребта,</li> <li>3. Ачбах-Дакорозского хребта,</li> <li>4. Окрестностей Трусо-Гудамакари.</li> </ol>
<p>II. Среднегорный карст, на интенсивно поднимающихся известняковых плато, консолидированных на сложно-складчатом субстрате, в зоне распространения верхнеюрских, нижне и средне меловых доломитизированных известняков, с глубокими каньонобразными долинами, с проявлением карста глубокого и покрытого Средне-Европейского типа.</p>	<p>II. Среднегорная зона карста с районами</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Арабика-Ахагского массива,</li> <li>2. Бзибского хребта,</li> <li>3. Гумишха-Хицмского хребта,</li> <li>4. Кодорского хребта,</li> <li>5. Южной части Мегрельского хребта,</li> <li>6. Платообразной возвышенности Асхи,</li> <li>7. Лечхуми,</li> <li>8. Рачи,</li> <li>9. Окрестностей с.с. Жинвани и Микелаани.</li> </ol>
<p>III. Низкогорный карст, в медленно поднимающихся известняковых возвышенностях и холмах, консолидированных на полого складчатом субстрате, в зоне распространения известняков турон-датского и палеогенового возраста, мелкого, частично среднего, а также покрытого типа.</p>	<p>III. Низкогорная зона карста с районами</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Окрестностей курорта Ахали Афони,</li> <li>2. Брахиантиклинальных хребтов Бирц-Абианда-Чаама и синклинальных котловин Шрома-Ахалшени (окрестности г. Сухуми),</li> <li>3. Брахиантиклинальных платообразных хребтов Апанча-Ахупач и синклинальных котловин Цебельда-Амткели,</li> <li>4. Брахиантиклинальных гряд Эки-Урта-Абедати (Центральная Мегрелия),</li> <li>5. Низины Нижней Имеретии,</li> <li>6. Карстового плато Верхней Имеретии,</li> <li>7. Окрестностей Ахмета,</li> <li>8. Окрестностей с.с. Кварели-Шакриани.</li> </ol>

Типы	Зоны и районы
<p>IV. Низкогорный кластокарст предгорных низин, в медленно поднимающихся участках, развитый в известняковых конгломератах неогенового и плейстоценового возраста, мелкого, частичноглубинного, а также покрытого типа.</p>	<p>IV. Низкогорная зона кластокарста с районами</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Окрестностей с. Отхари, со средним развитием кластокарста,</li> <li>2. Плато Дуришви, с широким распространением поверхностных и подземных форм карста.</li> <li>3. Водораздела рек Гализга-Мокви (окрестности с. Джала), с широким развитием подземных форм, и</li> <li>4. Низины Центральной Мегрели, с широким распространением подземных форм.</li> </ol>

Существующая различная географо-геологическая обстановка и неодинаковая мощность гидродинамических зон в указанных типах карста, определили собой глубоко различные условия происхождения и развития карстовых феноменов.

В высокогорно-гляциальном и среднегорном типах карста развиты: глубокие, асимметричные и поглощающие долины, а также, в основном, вертикальные пещеры.

В последних двух типах (низкогорного карста) развиты: мощные воякюзы, неглубокие и симметричные долины и, в основном, горизонтальные пещеры.

Дискуссия: Н. А. Гвоздецкий, В. Попов.



## LE CAVITÀ DI ATTRAVERSAMENTO DELL'APPENNINO CENTRO MERIDIONALE

Lamberto Laureti

Istituto di Geografia dell'Università Cattolica

Milano

### Résumé

#### PERCÉES HYDROGÉOLOGIQUES DANS L'ITALIE CENTRO-MERIDIONALE

Parmi les phénomènes karstiques, très fréquents dans la chaîne de l'Apennin du Centro-Sud de l'Italie, une place particulière est représentée par les percées hydrogéologiques («Flußhöhlen»), dont la présence est presque toujours liée à celle de bassins fermés et à une particulière modalité de la circulation hydrique souterraine, et aussi bien à certaines structures géotectoniques des montagnes appenniniques.

Après la description des principaux types de percées hydrogéologiques, on en résume les aspects morphogénétiques les plus communs. A propos de ces derniers on rappelle les hypothèses déjà avancées par autres auteurs et on en suggère des nouvelles, sans oublier, au regard, l'importance, pour ces phénomènes, des facteurs climatiques.

### I.

Sono abbastanza numerosi i tentativi finora effettuati per contenere nei limiti di una classificazione i diversi tipi di cavità sotterranee. Tuttavia, la natura dei vuoti è tale che spesso è difficile inserirli in un ordine tassonomico, variabile, in genere, a seconda dei criteri adottati. E' il caso delle cosiddette «cavità di attraversamento», termine coniato dal Segre e che ha avuto una meritata fortuna. Esso, secondo le parole dello stesso A., starebbe ad indicare quelle cavità «scavate dall'emissario dei bacini chiusi per autosotterramento attraverso uno sbarramento calcareo ponendo in comunicazione il bacino con una vicina valle esterna ad esso».

Se ci si dovesse basare rigorosamente sulla precedente definizione, le vere cavità di attraversamento sarebbero, almeno nell'Italia Centro Meridionale, piuttosto scarse, come riconosce lo stesso Segre. Di conseguenza, il senso della definizione, a nostro avviso, andrebbe completato, facendo rientrare questo tipo di cavità tra quelle che il Maucchi classifica come «dirette», vale a dire «scavate dall'azione diretta di un corso d'acqua, azione procedente nella stessa direzione delle acque». Tale corso d'acqua, aggiungeremo noi, può essere tanto subaereo che sotterraneo.

Quindi, tra le cavità di attraversamento (dirette) potremo includere, in pratica, sia gli inghiottitoi (senza risorgenza diretta) che le risorgenze (senza inghiottitoio diretto).

Seguendo ancora il Maucchi, non è raro l'incrociarsi di cavità dirette ed inverse con conseguente formazione di cavità «miste». Da un punto di vista morfologico, lo stesso Maucchi considera prevalentemente orizzontale l'andamento delle cavità dirette (e verticale quello

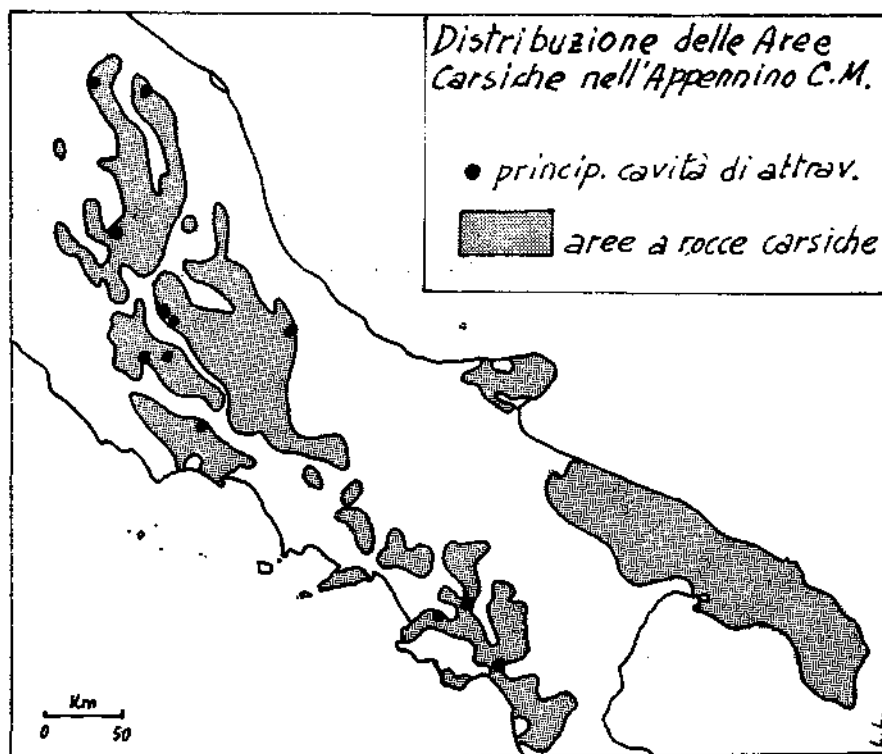


Fig. 1.

delle inverse), mentre, da parte sua, il Segre distingue in senso più generale cavità a sviluppo longitudinale (termine che ci sembra più appropriato di orizzontale) e verticale. Ne consegue che una cavità di attraversamento può definirsi, il più delle volte, come »mista«, tanto in senso morfologico che genetico.

Nella nostra trattazione, in ogni modo, ci riferiremo alle cavità di attraversamento come a quelle già definite dal Segre, anche se mancanti a volte di inghiottitoio o risorgenza (idrologicamente attive o fossili, comunque).

## II.

Se si vogliono restringere i principali tipi di cavità sotteranee solamente a quelle ad andamento longitudinale e verticale, non è possibile dire con precisione quale dei due tipi prevalga in tutto l'Appennino Centro Meridionale. Le esplorazioni speleologiche in questa parte d'Italia sono infatti ben lontane dall'essere concluse. Intere plaghe sono praticamente ancora poco conosciute.

Tuttavia, lo stato attuale delle conoscenze nelle regioni in esame consente di affermare che, rispetto alle altre regioni italiane, prevalgono qui, in proporzione, le cavità ad andamento longitudinale, mentre quelle

ad andamento verticale non sembrano così numerose come altrove o, comunque, i singoli pozzi non presentano, salvo rare eccezioni, sviluppi notevoli. Buona parte di ciò dipende, come si vedrà, dalla struttura tettonica e specialmente dai caratteri del rilievo la cui natura favorisce un notevole frazionamento delle superfici del livello di base con la tendenza al formarsi di frequenti dislivelli dello stesso e conseguente maggiore attività delle acque sotterranee.<sup>1</sup>

### III.

Per avere un'idea circa l'entità ed caratteri della presenza delle cavità di attraversamento nell'Appennino Centro Meridionale è sufficiente uno sguardo alla cartina di fig. 1 che ne riporta la distribuzione geografica. Da un primo sommario esame della cartina è possibile trarre alcune iniziali deduzioni:

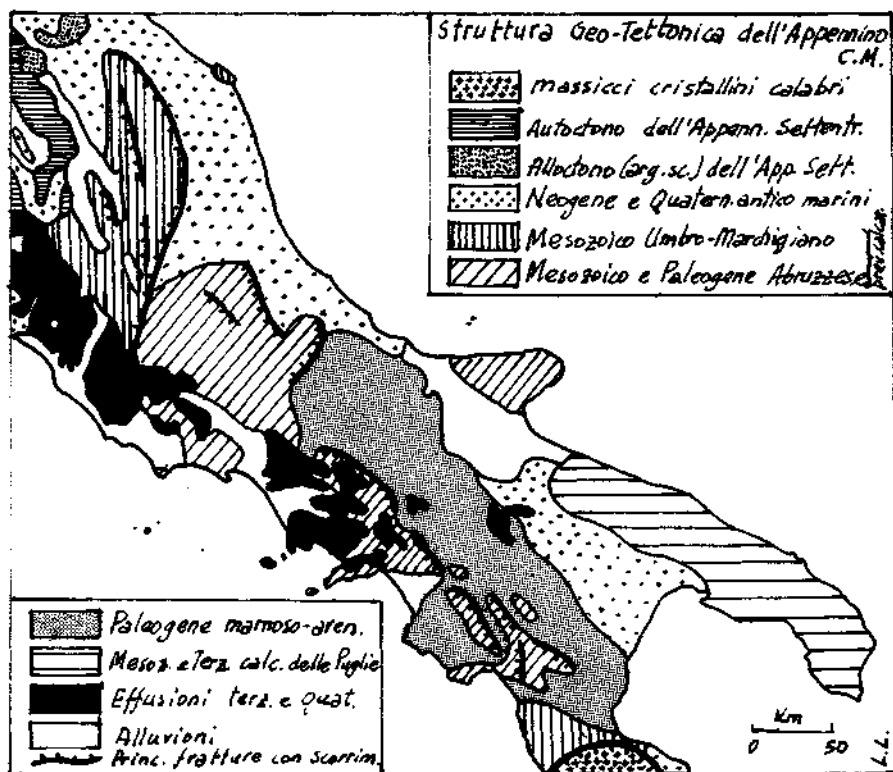


Fig. 2.

<sup>1</sup> Uno studio sulla distribuzione del fenomeno carsico nell'Italia Centro Meridionale è nelle intenzioni di chi scrive. Una sufficiente base di partenza dovrebbe essere costituita da quanto finora pubblicato nei vari catasti regionali.

A prescindere da quella che è la distribuzione delle rocce calcaree o comunque carsificabili in tutto l'Appennino Centro Meridionale, come risulta anche da un sommario esame della fig. 2 relativa alla struttura geotettonica dello stesso Appennino, è possibile distinguere fundamentalmente tre zone in cui le cavità di attraversamento si addensano maggiormente. Esse sono rappresentate da:

- a) Alto Appennino Umbro-Marchigiano (M. Nerone, S. Vicino),
- b) Appennino Laziale-Abruzzese (dai Monti Lepini ai Monti Carseolani),
- c) Appennino Campano (Cilento).

Per contro, altre regioni calcaree ne sembrano particolarmente prive.<sup>2</sup> Comunque, ad eccezione del settore umbro-marchigiano, è da rilevare che la presenza delle cavità di attraversamento è ricollegabile generalmente ai bacini tributari del versante tirrenico.

E' necessario, infine, precisare come nelle zone in cui mancano vere cavità di attraversamento, sono presenti tutte le altre fenomenologie carsiche tanto ipogee che epigee, sviluppate più o meno a seconda delle condizioni locali. A questo riguardo, giova ricordare la distinzione operata dal Segre relativa alle facies del carsismo nei calcari dell'Appennino Centrale che, in linea generale, può estendersi anche alle formazioni dell'Appennino Meridionale anch'esse di facies prevalentemente abruzzese ed umbro-marchigiana (quest'ultima nella Catena Costiera calabra).

Particolarmente favorevole all'istaurazione di una morfologia caratterizzata da cavità di attraversamento è la facies definita «abruzzese» (calcari creta-miocenici) dal Segre per il quale essa è contraddistinta da «carso estensivo a grandi bacini chiusi sugli altopiani calcarei; disposti longitudinalmente lungo le depressioni tettoniche occupate dalle arenarie e limitate da barriere calcaree; lapiez e campi dolinati molto diffusi; grandi doline di sprofondamento; importanti grotte di attraversamento; voragini profonde, di frequenza variabile secondo i gruppi montuosi; carso spoglio prevalente».

#### IV.

La presenza e la distribuzione delle cavità di attraversamento nell'Appennino Centro Meridionale sembrano fin d'ora essere funzione di determinati fattori: quali le condizioni tettoniche, i caratteri litologici delle formazioni sedimentarie e la situazione climatica. Nei riguardi di quest'ultima può essere significativo il constatare la coincidenza tra regioni notevolmente carsificate e ricche di cavità di attraversamento ed aree in cui le precipitazioni annue superano il valore medio di 1500 mm (fig. 3).

Più difficile ci sembra invece attribuire una certa influenza all'azione della copertura vulcanica o di altre formazioni clastiche che spesso si accompagnano alle formazioni calcaree appenniniche. Certamente non priva di interesse è l'ipotesi in proposito formulata dal Demangeot.

<sup>2</sup> Nel presente studio viene fatta astrazione delle fenomenologie carsiche collegate alle formazioni calcaree dell'Antiappennino Adriatico (Gargano, Murge, ecc.), la cui evoluzione ed i cui caratteri sono notevolmente divergenti da quanto si osserva nell'Appennino.



Giustamente, egli ritiene che lo sviluppo del carsismo nell'Italia Centrale sia più accentuato sul versante tirrenico rispetto a quello adriatico, soprattutto per cause climatiche (maggiore piovosità dal lato tirrenico) e tettoniche (più recente sollevamento dei massicci adriatici). Quest'ultima causa era stata fatta presente anche dallo stesso Segre quando imputava la giovanilità di certo carso abruzzese alla debole profondità del livello di base carsico.

Tuttavia il Demangeot sembra voglia attribuire maggiore importanza al fatto che certi massicci calcarei profondamente carsificati sono situati in vicinanza dei vulcani campano-laziali: l'attraversamento delle formazioni piroclastiche renderebbe cioè più aggressive le acque superficiali, grazie anche alla possibilità di parte della silice di entrare in soluzione.

Pur non ritenendo dimostrata l'ipotesi suddetta (anche per via delle conoscenze ancora scarse che si hanno sulla diffusione del carsismo in certe regioni dell'Italia Centrale), personalmente non saremmo propensi ad ignorare un'influenza da parte delle coperture clastiche sull'attività delle acque sotterranee facilitata «dall'azione meccanica esplicata dalle sabbie da esse trascinate in sospensione» (Pasquini).

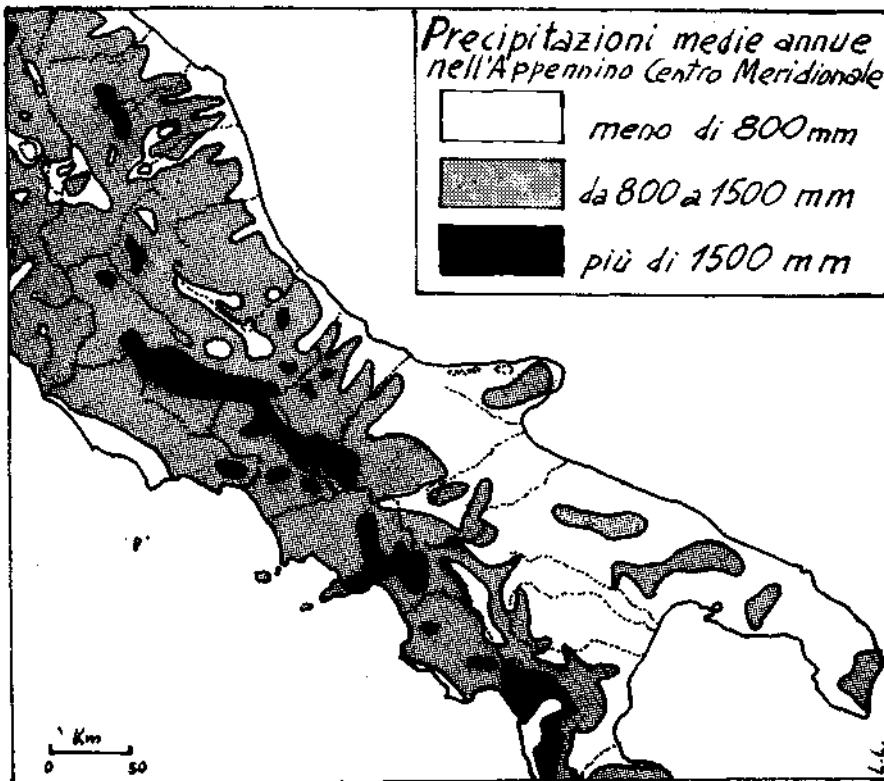


Fig. 3.

## V.

Delle numerose cavità di attraversamento presenti in tutto l'Appennino Centro Meridionale ne è stato passato in rassegna un certo numero. Di alcune di esse sono allegati profili e planimetrie a titolo comparativo (fig. 4).

Complessivamente, per i tre diversi settori citati in precedenza, sono state esaminate le seguenti cavità (tra parentesi il n° d'ordine corrispondente ai rilievi di fig. 4):

- a) settore umbro-marchigiano
  - Grotta delle Tassare (M. Nerone) (1)
  - Grotta del Mezzogiorno
  - Grotta del Chiocchio (2)
  
- b) settore laziale-abruzzese
  - Inghiottitoio di Val di Varri (3)
  - Inghiottitoio di Luppa (4)
  - Grotta dell'Ovido o di Pietrasecca (5)
  - Inghiottitoio dell'Imele
  - Ovido di Petrella
  - Grotta del Cavallone
  - Risorgenza di Stiffe (6)
  - Grotta dell'Inferniglio
  - Grotta dell'Arco (Bellegra) (7)
  - Il Pertuso (Roiate)
  - Grotta di Pastena (8)
  - Inghiottitoio di Campo di Caccia (Gorga)
  
- c) settore meridionale (campano-calabro)
  - Grotta di Pertosa (9)
  - Grotta di Castelcivita
  - Inghiottitoio del Bussento (10)
  - Risorgenza di Morigerati (Bussento)
  - Sistema Bacuta-Orsivacca (Bussento) (11)
  - Grava dei Gatti (12)
  - Abisso di Bifurto
  - Grava del Fumo (13)
  - Gravattonne

Quasi tutte le cavità su elencate si trovano attualmente in stato di attività. Di alcune è possibile seguire l'intero percorso dall'inghiottitoio alla risorgenza (Pertuso di Roiate, Grotta del Mezzogiorno). Di molti inghiottitoi si conosce con esattezza la risorgenza, più o meno percorribile per qualche tratto (Pietrasecca, Val di Varri, Bussento, ecc.). Viceversa, molte risorgenze non appaiono collegate a singoli inghiottitoi bensì rappresentano i collettori terminali di complessi sistemi di drenaggio (Inferniglio, Stiffe, ecc.).

Da un punto di vista morfologico, come molti Autori hanno già rilevato, l'andamento delle cavità in esame presenta caratteri prevalente-

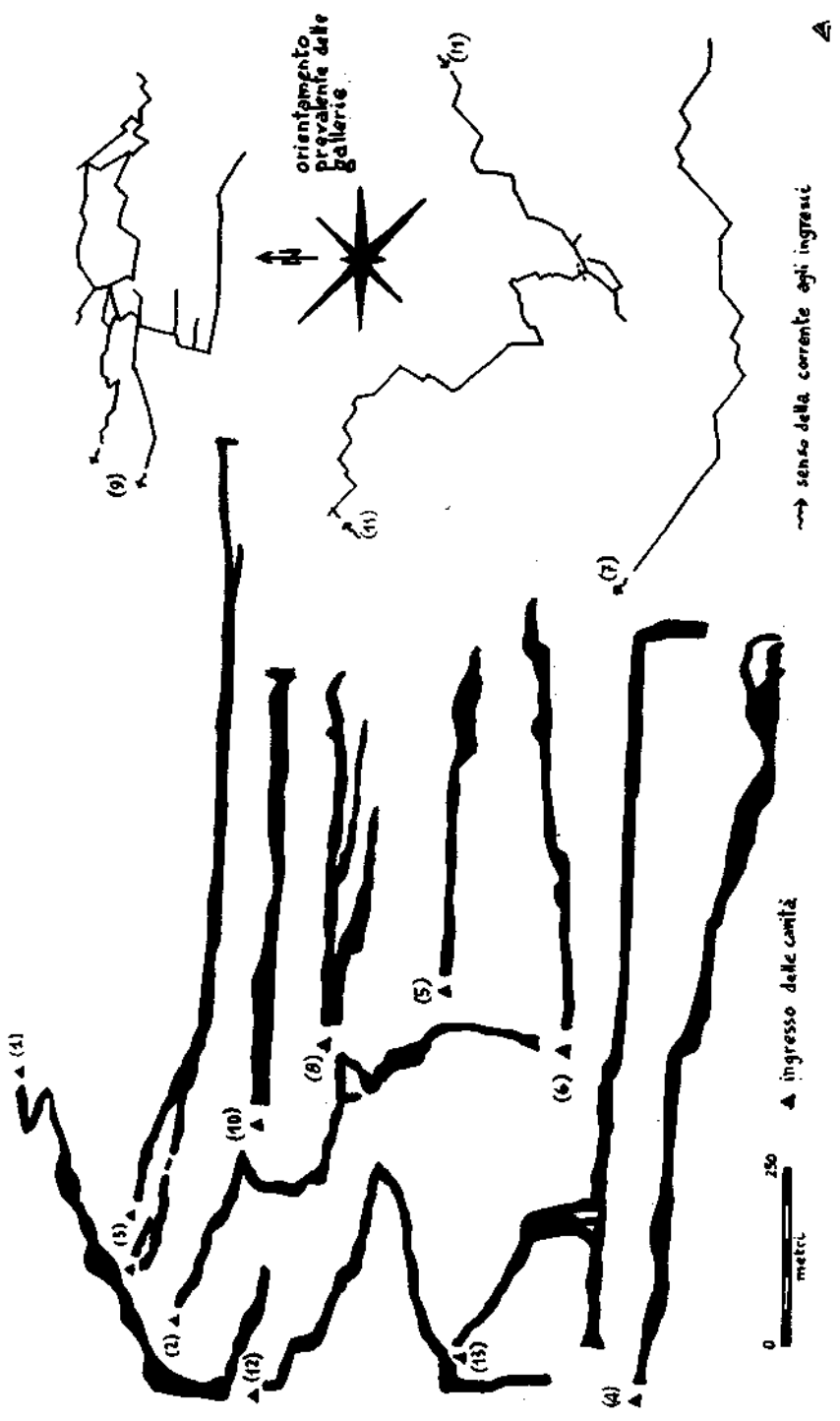


FIG. 4.

mente orizzontali, anche se non mancano a volte dislivelli di una certa entità (Grotta del Chiocchio, Grava dei Gatti, Tassare) che le avvicinano di più a delle cavità miste (gallerie e pozzi).

A questo punto vale la pena di rilevare che non sempre si verifica la condizione postulata dal M a u c c i secondo cui «le cavità carsiche naturali presentano un andamento regolare, verticale o suborizzontale, con esclusione di inclinazioni intermedie e con prevalenza dei pozzi vicino alla superficie, prevalenza delle gallerie a quote più vicine all'acqua di fondo». Osservando il profilo di molte cavità è infatti possibile riscontrare proprio la presenza di pozzi nel tratto terminale (Luppa, Pietrasecca, ecc.) mentre non di rado l'andamento di certe gallerie assume caratteri «intermedi», specialmente nelle cavità di interstrato.

Per quanto riguarda i profili trasversali, essi appaiono sovente interrotti da «gradini» i quali denunciano la presenza di brusche variazioni nel processo evolutivo delle singole cavità. Tali allargamenti e strozzature dei profili sono spesso accompagnate da fenomeni di sovraerosione specialmente a spese dei depositi chimoclastici. Questo fatto dimostra come l'attività di dissoluzione delle acque sotterranee abbia subito delle pause (e con essa la formazione delle stesse cavità), come del resto si è verificato anche in altre cavità del sistema alpino. Un'ultima considerazione, a proposito dell'andamento delle cavità, ci porta a rilevare l'influenza della tettonica sul tracciato delle medesime, il quale segue di preferenza direttrici appenniniche, trasversali e meridiane (più raramente parallele).

Anche i termini geologici in cui le cavità si aprono possono influire sul tracciato: nella facies umbro-marchigiana sono abbastanza frequenti fenomeni di retroversione delle gallerie (Tassare, Grava dei Gatti, Chiocchio, Sistema Bacuta-Orsivacca, ecc.) le quali ultime si associano in tal caso a pozzi di tipo mauciano che abbondano, invece, isolatamente o collegati tra loro nei calcari della facies abruzzese, specie nei rilievi antiappenninici.

## VI.

Nel quadro delle fenomenologie carsiche sotterranee dell'Appennino Centro Meridionale, le grotte di attraversamento occupano certamente, dopo quanto si è esposto, una posizione di rilievo.

L'esame delle loro caratteristiche consente di procedere anche ad un loro inquadramento sotto il profilo genetico nell'ambito del carso appenninico, e del fenomeno carsico in generale.

Vari Autori hanno prospettato, a questo proposito, differenti ipotesi circa l'origine dei fenomeni carsici nell'Appennino.

In linea più generale il M a u c c i sembra voglia ricollegare le fenomenologie appenniniche a quelle da lui dettagliatamente studiate nel Carso triestino. Significativa a questo riguardo è l'interpretazione genetica da lui fornita sull'origine della Grotta delle Tassare, i caratteri della quale sembrano in effetti accordarsi con gli enunciati delle teorie mauciane (erosione inversa, retroversione delle gallerie, ecc.) che presuppongono come fattori speleogenetici nella formazione di cavità in genere, la preparazione tettonica e la corrosione, responsabile la prima

dell'origine della complessa rete di litoclasti sulle quali normalmente si imposta l'andamento di una cavità. Sempre della formazione del reticolo di diaclasti (dal *Maucci* distinte dalle leptoclasti) sarebbe responsabile anche il fattore della corrosione. Tale affermazione non ci trova consenzienti soprattutto perché si ha l'impressione che in questo caso il *Maucci* ci attribuisca conseguenze meccaniche ad agenti di carattere chimico (come sono appunto le acque carbonatate le quali tutt'al più, in determinate condizioni idrologiche possono esercitare anche un'azione meccanica ma solo su litoclasti già esistenti e frutto di una determinata e specifica preparazione tettonico-strutturale).

E' invece accettabile ed applicabile ai casi dell'Appennino Centro Meridionale l'enunciato del *Maucci* secondo cui «soltanto gli inghiottitoi diretti si originano in superficie e proseguono il loro ampliamento verso il sottosuolo, tutti gli altri tipi di cavità trovano la loro origine in profondità e la loro apertura all'esterno è soltanto secondaria e a volte accidentale», dove tuttavia ampie riserve andrebbero fatte per l'ultima affermazione.

Più specificatamente, a proposito della genesi e dell'evoluzione delle cavità di attraversamento dell'Appennino Centrale, il *Segre*, che è certo uno dei più profondi conoscitori del carso appenninico, illustra quelle che dovrebbero essere le varie fasi evolutive di un simile tipo di cavità la cui origine viene di norma attribuita a cause tettoniche, eustatiche o climatiche. Il processo inizierebbe in seguito ad autosotterramento di un corso d'acqua subaereo con conseguente approfondimento ed ampliamento per eversione del primitivo condotto (canyon) sotterraneo («fase giovanile di durata relativamente breve»). Seguirebbero altre fasi caratterizzate ora da parziali riempimenti ora da ulteriori incisioni dei condotti sotterranei per concludersi con l'abbandono definitivo di questi da parte delle acque con conseguente riempimento (stalagmitizzazioni, depositi vari) e demolizione parziale o totale del sotterraneo.

Al complesso delle fasi evolutive di una cavità, il *Segre* dà il nome di «ciclo», certamente ammettendo che tali fasi possano ripetersi più o meno con le stesse modalità qualora si ristabilissero per varie cause le condizioni che provocarono l'inizio dello stesso processo evolutivo.

Altri, come il *Woodward*, escludono che nel caso delle cavità carsiche si possa parlare di un ciclo. In effetti, la ripetizione delle stesse fasi evolutive per una cavità ormai demolita è da... escludersi. Tuttavia, si è già visto come nelle cavità di attraversamento dell'Appennino Centro Meridionale esistono chiaramente casi di interruzione e ripresa (con caratteri giovanili) delle fasi evolutive di una stessa cavità. Personalmente, in base alle numerose osservazioni eseguito nelle diverse cavità di attraversamento dell'Appennino Centro Meridionale, si ritiene di poter affermare con buona sicurezza che le attuali cavità hanno attraversato almeno tre fasi:

- a) fase di attività (formazione di nuove o modellamento di preesistenti cavità)
- b) fase di riempimento e di concrezionamento (sosta dell'attività erosiva)
- c) nuova fase di attività (attuale)

Più recentemente, lo stesso Segre ha ribadito l'influenza sull'origine e lo sviluppo delle cavità e del carso appenninico delle fasi tettoniche tardo alpine e delle vicende plio-pleistoceniche. In particolare egli afferma, secondo il riassunto di una comunicazione presentata al III Congresso Internazionale di Speleologia, che «è ormai possibile riconoscere nelle nostre regioni i resti di un carso prehelveziano, di un carso pliocenico e di un carso postwurmiano I già ben sviluppato».

## VII.

I problemi relativi all'origine ed allo sviluppo delle cavità di attraversamento non possono non richiamare le numerose discussioni sorte circa l'origine, la funzione ed il comportamento delle acque sotterranee. Senza entrare in merito, vorremmo accennare brevemente al rapporto tra cavità sotterranee e livello idrico. Pur non volendo disconoscere la fondatezza e la validità delle varie ipotesi prospettate, saremmo piuttosto propensi a credere all'esistenza, più che di un unico livello di base (la famosa acqua di fondo del Grund), a quella di diversi livelli di base, anche sovrapposti e quindi collegati a sistemi sotterranei tra loro indipendenti. Di conseguenza, non ci sembra sostenibile l'ipotesi di coloro che vorrebbero vedere nello sviluppo di talune cavità un ritmo ed un processo analoghi a quelli che in un corso d'acqua subaereo conducono alla formazione di un profilo di equilibrio. Infatti, l'esame dei profili longitudinali delle cavità sopra considerate, sembra escluderlo inequivocabilmente, anche se non manchino esempi contrari (in tal caso, però, bisogna fare i conti con il regime delle acque sotterranee).

Suscettibile di interessanti prospettive ci sembra invece l'ipotesi che attribuisce la genesi e l'evoluzione delle cavità sotterranee alla particolare influenza delle condizioni climatiche. E' noto, infatti, che le capacità di dissoluzione delle acque carsiche dipendono da diversi fattori, tra i quali la natura della roccia, il suo grado di purezza e l'intensità del suo reticolo litoclastico. Ugualmente, il potere solvente dell'acqua viene esaltato dalle basse temperature (come nel caso del tipico carso nivale). Da parte sua anche l'aria del suolo, per via della presenza della vegetazione e di altri organismi, appare particolarmente aggressiva, esercitando quindi un indiscutibile ruolo nei processi dissolutivi delle formazioni litoidi.

Purtroppo mancano, nei riguardi dell'Appennino, particolari osservazioni e ricerche sul comportamento dei suddetti agenti esogeni (aria e acqua a livello del suolo) e sul grado di carsificabilità delle formazioni rocciose. Di conseguenza, se è possibile ipotizzare, in base all'osservazione di altri elementi, una maggiore o minore intensità dell'erosione di tipo carsico in determinati periodi geologici non ci sembra per ora consentito di affermare altrettanto in dipendenza delle variazioni stagionali nel corso dell'anno.

Al contrario, appare lecito pensare ad una maggiore attività delle acque di dissoluzione in corrispondenza di fasi tardo- e anaglaciali come pure in concomitanza di periodi piovosi interglaciali (clima caldo e umido, favorevole anch'esso allo sviluppo di un carso di tipo tropicale). Come

si vede, entriamo in tal modo nel campo dei complessi rapporti tra carsismo e glacialismo che non è compito nostro, per ora, affrontare in questa sede.

### VIII.

Potremo pertanto concludere, riallacciandoci a quanto esposto in precedenza, che, considerato lo stato attuale delle conoscenze del fenomeno carsico (e in particolare delle cavità di attraversamento) nell'Appennino Centro Meridionale, oltre ai normali fattori genetici (intrinseci) delle diverse fenomenologie carsiche, l'origine e lo sviluppo della circolazione idrica sotterranea e la conseguente costruzione delle cavità ipogee siano da attribuire (con le cautele del caso), secondo quanto hanno prospettato i diversi Autori citati e secondo le osservazioni da noi riferite, fondamentalmente a fattori tettonici (sollevamenti postmiocenici ed oscillazioni quaternarie) e ad influenze climatiche (alternarsi di fasi erosive e di deposito in corrispondenza di paleoclimi umidi e secchi).

Nulla impedisce tuttavia che, una volta completata l'esplorazione speleologica di tutto l'Appennino Centro Meridionale, sia possibile formulare qualche altra ipotesi che chiarisca ancora i numerosi problemi tuttora rimasti insoluti.

### Bibliografia

Accordi B., 1963. Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionali. Mem. Soc. Geol. It., IV, Roma.

Alberti A., 1962. Il massiccio calcareo dell'Alburno. Atti e Mem. della Comm. Grotte «E. Boegan», vol. II, pp. 17—26, figg. 6, Trieste.

Anelli F., E. Boegan, M. De Angelis, 1930. La Grotta di Castelcivita nel Salernitano. Le Grotte d'It., IV, p. 215 e segg., Postumia.

Anelli F., 1959. Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici. Le Grotte d'Italia, III, II, pp. 5—36, Castellana Grotte, Bari.

Angelucci A., M. Chimenti, G. Pasquini, 1959. Nota preliminare su alcune ricerche geologiche e geomorfologiche nella grotta di attraversamento di Pietrasecca (M. Carseolani) e nel suo bacino di alimentazione. Boll. Soc. Geol. Ital., LXXVIII, 3, Roma.

Antonelli C., C. Giovagnotti, G. Lemmi, C. Lippi Boncambi, 1962. Le grotte dell'Umbria. L'Universo, XLII, 2, Firenze.

Badini G., G. Gecchele, 1963. Le più profonde voragini d'Italia. Atti IX Congr. Naz. di Speleol., Trieste, II, pp. 183—195, tav. I. Mem. VII della Rass. Spel. Ital., Como, 1965.

Befani G., 1963. L'abisso Consolini nei Monti Lepini. Atti V Conv. Speleol. It. Centro Merid., Terracina, pp. 66—75, figg. 3, Roma, 1966.

Befani G., 1964. L'inghiottitoio di Pozzo Comune a Carpineto Romano. Atti VI Conv. Speleol. It. Centro Merid., Firenze, pp. 184—190, Firenze, 1965.

Beneo E., 1949. Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare. Boll. Soc. Geol. It., LXVIII, Roma.

Bentini L., A. Bentivoglio, A. Veggiani, 1964. Il complesso carsico Inghiottoio del Rio Stella-Grotta Sorgente del Rio Basino. Atti VI Conv. Speleol. It. Centro Merid., Firenze, pp. 94—109, figg. 8, Firenze, 1965.

Bertarelli L. V., E. Boegan, 1928. Duemila Grotte (con introduz. sul fenomeno carsico in generale di C. Colamonicò), T. C. I., Milano.

Biot P., 1954. Problèmes de morphologie karstique. Ann. de Géogr., 63, pp. 161—192, Paris.

Bögli A., 1956. Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. Report of the Comm. on Karst Phen., I. G. U., pp. 7—17, New York.

Bögli A., 1960. Les phases de dissolution calcaire et leur importance pour les problèmes karstiques. *Rass. Spel. Ital.*, Vol. 4, Como.

Bögli A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. *Zeitschr. für Geom.*, Suppl. 2, pp. 4—21, figg. 23, Berlin.

Bourgin A., 1945. Hydrographie karstique, La question du niveau de base. *Rév. Géogr. Alp.*, Grenoble.

Camponeschi B., 1963. L'Abisso della Vettica nei Monti Ausoni. *Atti V Conv. Speleol. It. Centro Merid.*, Terracina, pp. 19—35, figg. 2, Roma, 1966.

Castaldi F., 1958. Connaissance du phénomène karstique dans la prov. salernitaine. *Actes II Congrès Int. Spél.*, Bari—Salerno, Append. (Excursion), pp. 51—68, Bari.

Castellani V., 1963. Relazione sull'esplorazione della risorgenza di Stiffe. *Rass. Spel. Ital.*, XV, 1/2, pp. 36—49, figg. 6, Como.

Chevalier P., 1944. Distinctions morphologiques entre deux types d'érosion souterraine. *Rév. de Géogr. Alpine*, XXXII, 3, Grenoble.

Chiesa P., 1961. Aspetti applicativi della Speleologia. Le acque sotterranee carsiche. *Atti VII Congr. Spel. Lombardo*, Como in *Rass. Spel. Ital.*, XV, 3, pp. 101—104, figg. 1, Como, 1963.

Cigna A., A. Focarile, C. Sommaruga, 1955. Le grotte del Cavallone, del Bove e Nera (Mafella, Abruzzi). *Atti VII Congr. Naz. Spel.*, Sardegna, pp. 245—251, figg. 2, Mem. III della *Rass. Spel. It.*, Como, 1956.

Circolo Spel. Romano, 1963. Bacini chiusi e fenomeni carsici dei Monti Carsolani: l'inghiottitoio di Luppia. *Notiz. C. S. R.*, IX, 10, pp. 2—23, figg. 21, tav. 1, Roma (presumibilmente ad opera o con la supervisione di A. G. Segre).

Circolo Spel. Romano, 1963. Primo elenco catastale delle grotte degli Abruzzi e Molise. *Notiz. C. S. R.*, IX, 10, pp. 29—36, Roma.

Clo' L., G. Plicchi, 1963. Contributo primo allo studio sulla idrologia sotterranea nei gessi della Croara, Bologna. *Rass. Spel. It.*, XV, 1/2, pp. 30—35, figg. 2, Como.

Conci C., 1954. Le maggiori e più profonde grotte italiane. *Atti VI Congr. Naz. Spel.*, Trieste, pp. 19.

Corbel J., 1959. Erosion en terrain calcaire. *Ann. de Géogr.*, fasc. 366, Paris.

Corbel J., 1961. Vitesse d'érosion et formation des grottes. *Actes III Congr. Int. Spél.*, Wien.

Cumin G., 1928. I territori a fenomeni carsici dell'Italia. *Le Grotte d'Italia*, 1, Postumia.

Cvijić J., 1918. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Trav. Inst. de Géogr. Alp.*, VI, 4, pp. 375—426, Grenoble.

Cvijić J., 1925. Circulation des eaux et érosion karstique. Zagreb.

Cvijić J., 1960. La Géographie des terrains calcaires. *Monogr. Acad. Serbe des Sc. et des Arts*, t. CCCXLI, n. 26, pp. 212, figg. 22, Beograd.

D'Ambrosi C., 1960. Sull'origine delle doline carsiche nel quadro genetico del carsismo in generale. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, LI, pp. 99—125, figg. 4, Trieste, 1961.

Davis W. M., 1930. The origin of limestone caverns. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, 41, pp. 475—628, Washington.

De Dominicis A., 1963. Relazione geologica della risorgenza di Stiffe. *Rass. Spel. Ital.*, XV, 1/2, pp. 50—52, Como.

De Gasperi G. B., 1916. Grotte e voragini del Friuli. *Mem. Geogr. di G. Dainelli*, 10, Firenze.

De Lorenzo G., 1937. *Geologia dell'Italia Meridionale*. Ed. Politecnica, Napoli.

Demangeot J., 1963. Karst et volcanisme en Italie Centrale. *Rév. de Géogr. Alp.*, 2, pp. 361—367, Grenoble.

De Martonne E., 1926. *Traité de Géographie Physique*. II, Paris.



De Matteis G., 1961. Le «forme semplici» come strumento di analisi nello studio della speleogenesi. «Grotte», Boll. Gr. Spel. Piem., C. A. I. — U. G. E. T., 13, pp. 21—27, Torino.

De Matteis G., 1963. Morfologia della zona di percolazione in un sistema carsico delle Alpi Liguri. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, II, pp. 115—127, figg. 8. Mem. VII della Rass. Spel. Ital., Como, 1965.

De Matteis G., 1963. L'erosione regressiva nella formazione dei pozzi e delle gallerie carsiche. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, II, pp. 153—163, figg. 8. Mem. VII della Rass. Spel. It., Como, 1965.

Deriu M., G. C. Negretti. 1961. Osservazioni geopetrografiche sui calcari cretacei e miocenici dell'anticlinale di Pietrasecca. Monti Carseolani. Boll. Soc. Geol. It., LXXX, 1, pp. 24, fig. 1, tavv. 6, Roma.

Eraso A., 1963. Anotaciones sobre la fisico-química de las cavidades (Complejo Bussento). Rass. Spel. It., XV, 1/2, pp. 58—70, figg. 4, tavv. 4, Como.

Fabiani R., 1957. Trattato di Geologia. I. G. T., Roma.

Fabiani R., A. G. Segre, 1951. Schema strutturale della Regione Italiana. Contr. di Sc. Geol., II, C. N. R., Roma.

Fénélon P., 1954. Le relief karstique. Norois, 1, pp. 51—77, Paris.

Finocchiaro C., 1962. L'antico reticolo idrografico sull'Altipiano dell'Alburno. Atti e Mem. della Comm. Grotte «E. Boegan», II, pp. 27—40, figg. 6, tavv. 7, Trieste.

Frattini M., 1954. L'esplorazione della Grotta Sorgente del Rio Basino (Romagna). Atti VI Congr. Naz. Spel., Trieste in Le Grotte d'It., Serie 3, vol. I, pp. 80—83, fig. 1, Castellana Grotte, 1956.

Gèze B., 1947. L'origine des eaux souterraines. Ann. de Spél., II, 1, pp. 3—10, Paris.

Gèze B., 1953. La genèse des gouffres. Actes I Congr. Int. Spel., Paris, t. II, 1, pp. 13.

Gèze B., 1958. Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques. Actes II Congrès Int. Spél., Bari—Lecce—Salerno, tomo I, pp. 3—22, figg. 8, Ist. Ital. di Spel., Castellana Grotte, 1962.

Gortani M., 1937. Per lo studio delle aree carsiche italiane. Atti XIII Congr. Geogr. Ital., Udine, I, pp. 122—124, Udine, 1938.

Grund A., 1914. Der geographische Zyklus im Karst. Zeitschr. Geogr. Ges. f. Erdkunde, 52, pp. 621—640, Berlin.

Ingle Smith D., D. G. Mead, 1962. The Solution of Limestone with special reference to Mendip. Proc., Univ. of Bristol Spel. Soc., 9, 3, pp. 188—211, figg. 8.

Kyrle G., 1923. Grundriss der theoretischen Speläologie. Spel. Monogr., I, Wien.

Kyrle G., 1946. Le grotte dell'Isola di Capri. L'Universo, 26—27, Firenze, 1946—47.

Laureti L., 1960. Nuovi contributi alla conoscenza del corso sotterraneo del F. Bussento (Cilento). Boll. Soc. Geogr. It., LXIX, 11—12, pp. 15, figg. 5, Roma.

Laureti L., 1963. Carsismo e vulcanismo nell'Italia Centrale. Riv. Geogr. Ital., LXX, 2, Firenze.

Laureti L., 1964. Il carsismo ed i suoi rapporti con la Speleologia. Atti VI Conv. Spel. Italia Centro Merid., Firenze, pp. 62—65, Firenze, 1965.

Laureti L., 1964. Problemi e metodi nello studio dei fenomeni carsici superficiali. Atti VI Conv. Spel. It. Centro Merid., Firenze, pp. 142—145, Firenze, 1965.

Laureti L., 1965. Su alcune morfologie carsiche sotterranee nelle Alpi Apuane. Natura, LVI, 1, pp. 81—85, figg. 3, Milano.

Laureti L., 1966. A proposito di una recente teoria speleogenetica. Riv. Geogr. It., LXXIII, 1, Firenze (in corso di stampa).

Lehmann H., 1956. Der Einfluß des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. Report of the Comm. on Karst Phen., pp. 3—7, New York.

Lehmann H., 1960. La terminologie classique du karst sous l'aspect critique de la morphologie climatique moderne. *Révue de Géogr. de Lyon*, XXXV, 1, Lyon.

Lehmann O., 1932. Die Hydrographie des Karstes. *Enzycl. der Erdkunde*, Deuticke, Leipzig und Wien.

Lemmi G., 1963. Il catasto speleologico dell'Umbria: note informative. *Rass. Spel. Ital.*, XV, 4, Como.

Lemmi G., 1964. Agglomeramenti del catasto speleologico umbro. *Atti VI Conv. Spel. It. Centro Merid.*, Firenze, pp. 19—22, Firenze, 1965.

Lippi Boncambi C., 1948. I Monti Sibillini. *Pubbl. C. N. R., Centro St. Geogr. Fis.*, Bologna.

Lippi Boncambi C., 1954. Le risorgenti alimentate dal bacino carsico di Colfiorito (Umbria). *Atti VI Congr. Naz. Spel., Trieste in Le Grotte d'It.*, s. 3, vol. I, pp. 181—186, fig. 1, Castellana Grotte, 1956.

Lippi Boncambi C., C. Antonelli, 1954. Karstisme et eaux souterraines dans les groupes calcaires de l'Apennin Umbro—Marchigiano. *Actes Ass. Gén. Assoc. Int. Hydrol.*, II, pp. 425—430, Roma.

Lippi Boncambi C., 1963. Indagini idrologiche sull'Altipiano di Castelluccio di Norcia. *Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste*, tomo II, pp. 143—147, figg. 5. *Mem. VII della Rass. Spel. It.*, Como, 1965.

Llopis Llado N., 1952. Sobre algunos principios fundamentales de morfología y hidrología carstica. *Speleon*, III, 1—2, Oviedo.

Louis H., 1956. Das Problem des Karstniveaus. *Report of the Commission on Karst Phen.*, pp. 24—30, New York.

Malesani E., 1954. Karstisme et hydrographie souterraine du versant méridional du Gran Sasso d'Italia. *Actes Ass. Gén. Assoc. Int. Hydrol.*, tomo II, pp. 430—437, figg. 2, Roma.

Mancini F., 1962. Le variazioni climatiche in Italia dalla fine del Riss all'Olocene. *Boll. Soc. Geol. It.*, LXXXI, I, 1962, p. 36, Roma.

Maniscalco A., 1963. Elenco Catastale delle Grotte del Lazio. *Atti V Conv. Spel. It. Centro Merid.*, Terracina, pp. 103—112, Roma, 1966.

Martel E. A., 1926. *Nouveau Traité des Eaux Souterraines*, Paris.

Martinez J. A., 1958. Evolución morfológica de las cavernas. *Mem. de la As. Reg. de Espel.*, Corranza, Vizcaya, Bilbao, 1959.

Marussi A., 1941. Ipotesi sullo sviluppo del carsismo. *Giorn. di Geol.*, s. II, XV, pp. 5—76, figg. 2, Bologna.

Maucci W., 1951. L'ipotesi dell' «erosione inversa» come contributo allo studio della speleogenesi. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, XLVI, p. 60, figg. 26, Trieste.

Maucci W., La grotta termale di Acquasanta (Ascoli Piceno). *Atti VI Congr. Naz. Spel., Trieste in Le Grotte d'It.*, s. 3, Vol. 1, pp. 110—111, figg. 2, Castellana Grotte, 1956.

Maucci W., 1954. La Grotta delle Tassare sul Monte Nerone (Appennino Marchigiano). *Atti VI Congr. Naz. Spel., Trieste in Le Grotte d'Italia*, s. 3, vol. I, pp. 112—120, figg. 2, Castellana Grotte, 1956.

Maucci W., 1955. Il fenomeno della retroversione nella morfogenesi degli inghiottitoi. *Atti VII Congr. Naz. Spel.*, Sardegna, Como, 1956.

Maucci W., 1958. Considerazioni sistematiche sul problema dell'idrografia carsica ipogea. *Actes II Congr. Int. Spel.*, Bari—Lecce—Salerno, tomo I, pp. 23—43, *Ist. It. Spel.*, Castellana Grotte, 1962.

Ministero L.L. P.P., Servizio Idrografico 1963. Carta della precipitazione media annua in Italia per il trentennio 1921—50. Roma.

Montoriol Pous J., 1950. La evolución karstica. Nacimiento, vida y muerte de las cavidades subterráneas. *Gr. Ci. y Ar. del C. M. B.*, Barcelona.

Montoriol Pous J., 1951. Los procesos clásticos hipogeos. *Rass. Spel. It.*, III, 4, Como.

Mosetti F., 1963. Moderni mezzi di indagine geofisica ed idrologica in studi sulle acque carsiche sotterranee. *Atti IX Congr. Naz. Spel.*, Trieste, tomo II, pp. 105—114, figg. 3. *Mem. VII della Rass. Spel. It.*, Como, 1965.

Nangeroni G., 1957. Il carsismo, le grotte, le acque sotterranee. *L'Italia Fisica*, T. C. I., pp. 284—303, Milano.

Nangeroni G., 1957. Il carsismo e l'idrologia carsica in Italia. Atti XVII Congr. Geogr. Ital., Bari.

Nangeroni G., 1958. Dei criteri per la classificazione delle cavità naturali sotterranee. Riv. Geogr. Ital., LXV, 4, Firenze.

Ortolani M., A. Moretti, 1948. Il fenomeno carsico sul Gran Sasso d'Italia. La Ric. Scient., XVIII, pp. 1320—1323, Roma.

Parpagliolo L., 1927. La Grotta di Pertosa. Le Vie d'Italia, 11, pp. 1300 e segg., T. C. I., Milano.

Pasquini G., 1963. La grotta di Luppa nei Monti Carseolani. Rass. Spel. It., XV, 1—2, pp. 5—8, tav. 1, Como.

Pasquini G., 1963. Lo stato delle conoscenze carsiche in alcuni massicci dell'Italia centrale. Atti V Conv. Spel. It. Centro Merid., Terracina, pp. 57—85, Roma, 1966.

Pasquini G., 1963. Osservazioni morfologiche sull'inghiottitoio di Val di Varrò (Monti Carseolani) e sul suo bacino di alimentazione. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, tomo II, pp. 165—171, tav. 1. Mem. VII della Rass. Spel. It., Como, 1965.

Pasquini G., 1964. Il concetto di livello di base in regione carsica. Atti VI Conv. Spel. It. Centro Merid., Firenze, pp. 29—36, Firenze, 1965.

Passeri L., G. Lemmi, 1962. Concetto di carsismo ed ipotesi seneo-genetiche riferite ad alcune grotte umbre. L'Appennino, 5. C. A. I., Roma.

Passeri L., 1964. Intorno alla Grotta del Chiochio (103/U, PG). Rass. Spel. It., XVI, 1/2, pp. 100—114, figg. 5, Como.

Petrochilos J., 1958. Sur les relations de la morphologie des grottes et le climat. Atti VIII Congr. Naz. di Spel., Como, tomo I, pp. 105—107. Mem. IV della Rass. Spel. It., Como, 1958.

Piemontese T., 1963. La Grava dei Gatti. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, tomo II, pp. 95—100, figg. 1. Mem. VII della Rass. Spel. It., Como, 1965.

Piemontese T., 1965. La Grava del Confine e sua relazione col reticolato idrografico del Paleocauso. Atti e Mem. Comm. Grotte «E. Boegan», V, pp. 176—183, fig. 1, Trieste.

Ribaldone G., 1961. Osservazioni morfologiche compiute durante un'esplorazione alla Grotta della Tassara (Marche) Atti VII Congr. Spel. Lomb., Como in Rass. Spel. It., XV, 3, pp. 101—104, fig. 1, Como, 1963.

Roglié J., 1956. Karstprozeß und fluviale Erosion. Report of the Comm. on Karst Phen., pp. 18—20, New York.

Rovereto G., 1923. Le Forme della Terra. Trattato di Geologia Morfologica. Hoepli, Milano.

Sawicki L., 1909. Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. Geogr. Zeit., 15, pp. 185—204, Berlin.

Scaglioni A., 1963. La Grotta del Farneto (Bologna). morfologia e genesi. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, tomo II, pp. 87—93, fig. 1. Mem. VII della Rass. Spel. It., Como, 1965.

Schoeller H., 1962. Les eaux souterraines. Masson, Paris.

Scotoni L., 1964. I ponti naturali nell'alto bacino dell' Aniene. Boll. Soc. Geogr. It., LXXIII, 11—12, p. 31, figg. 5, Roma.

Segre A. G., 1948. I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio. Pubbl. Ist. Geogr. Un. di Roma, s. A, n. 7, p. 239, figg. 33, tavv. 8, 1 carta, Roma.

Segre A. G., 1961. Evoluzione del modellamento carsico in relazione a cicli paleoclimatici ed orogenici nell'Appennino e in Sardegna. Actes III Congr. Int. Spél., Wien.

Swinerton A. C., 1932. Origin of limestone caverns. Bull. Geol. Soc. of Amer., 43, pp. 663—694, Washington.

Trigila R., 1964. Contributo alla conoscenza del carsismo dei Monti Lepini Orientali: il carsismo dell'Altipiano di Gorga. Atti VI Conv. Spel. It. Centro Merid., Firenze, pp. 110—119, figg. 3, Firenze, 1965.

Trimmel H., 1958. Schichtengebundene Höhlen. Le grotte in rapporto alla stratificazione. Rass. Spel. Ital., IV, 2, pp. 15—19, Como.

Trombe F., 1952. Traité de Spéléologie. Payot, Paris.

Verdeil P., 1958. Note préliminaire sur une classification climatique des karsts. Actes II Congr. Int. Spél., Bari—Lecce—Salerno, tomo I, pp. 49—61, fig. 1, Ist. It. Spel., Castellana Grotte, 1962.

Vianello M., 1962. Alcune cavità dell' Alburno. Atti e Mem. Comm. Grotte «E. Boegan», II, pp. 51—66, figg. 8, Trieste.

Vianello M., 1964. La Grava del Fumo. Atti VI Conv. Spel. It. Centro Merid., Firenze, pp. 37—44, fig. 1, Firenze, 1965.

Vianello M., 1965. Il fenomeno carsico dell' Altipiano dell'Alburno e la sua evoluzione. Atti e Mem. Comm. Grotte «E. Boegan», V, pp. 111—139, figg. 10, Trieste.

Warwick G. T., 1953. The origin of Limestone Caves. British Caving, Cullingford, London.

Woodward H. P., 1961. Una teoria sulla formazione delle cavità per cattura dei corsi d'acqua. Atti e Mem. Comm. Grotte «E. Boegan», III, pp. 57—48, figg. 5, Trieste, 1963 (traduz. dall'inglese).

**RECHERCHES SUR LA KARSTIFICATION SOUTERRAINE  
DE L'ATTIQUE PENINSULAIRE  
(POUR LA PLUPART SEMI-ARIDE)**

Gasparis Mistardis  
Société Spéléologique de Grèce

Athènes

**Résumé**

Par l'étude de son histoire géologique depuis la fin de l'Oligocène, de l'évolution de son relief, et de sa paléoclimatologie est tracé en grandes lignes une esquisse des diverses phases du développement du karst souterrain en Attique péninsulaire. Sont aussi abordées certaines questions spéciales qui le concernent, ainsi: pourquoi dans le nord-est du pays qui jouit d'un climat semi-humide le karst souterrain est moins développé que dans le reste de l'Attique péninsulaire qui est semi-aride? Pourquoi les gouffres prédominent, tandis que des réseaux de galeries et salles sont rares? Pourquoi dans une petite masse montagneuse comme l'Hymette (alt. 1028 m., longueur 15 klm.) le karst souterrain présente une extrême différenciation? etc.

**INTRODUCTION**

1. Les parties en relief de l'Attique sont pour la plupart calcaires. Dans la partie péninsulaire les calcaires sont pour la plupart métamorphosés en marbres.

Les parties calcaires de l'Attique péninsulaire présentent une karstification très accusée.

2. Dans les formes karstiques souterraines, ce sont les gouffres qui prédominent; gouffres de diaclases pour la plupart, mais aussi d'effondrement (cylindriques pour la plupart) et d'absorption. Des réseaux très importants de galeries et salles ne sont pas connus. Les petites grottes sont au contraire très nombreuses.

En Attique péninsulaire, nous sommes en présence d'une karstification souterraine en sens surtout vertical et non horizontal.

3. Les causes doivent être cherchées dans:

a) L'abondance de diaclases profondes verticales ou à peu près verticales; b) Le manque de masses calcaires continues assez étendues; c) La mise en fort relief des masses calcaires; d) Les conditions climatiques.

4. C'est aux influences tectoniques, morphologiques (évolution du relief etc.) et climatiques (alternances des climats, humides et secs etc.) sur le développement du Karst en Attique péninsulaire que se rapporte cette communication.

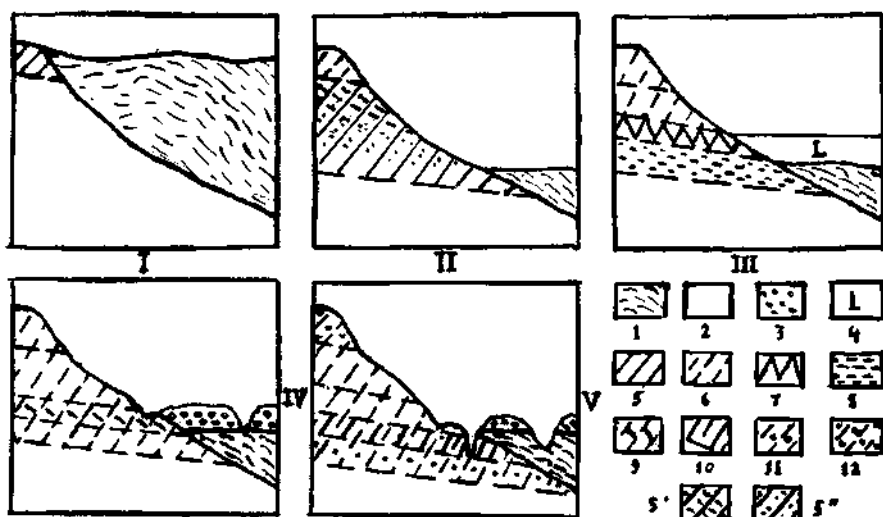


Fig. 1. Schéma (théorique) d'évolution probable de la karstification souterraine en Attique péninsulaire

- I — Miocène inférieur                      III — Miocène supérieur  
 II — Miocène moyen                        IV — Pliocène  
 V — Quaternaire

- 1 — Couches schisteuses  
 2 — Marbres  
 3 — Néogène  
 4 — Lacs  
 5 — Zone en karstification souterraine  
 6 — Karst mort  
 7 — Zone de karstification intense  
 8 — Zone de fossilisation des cavités  
 9 — Karst redevenu mort  
 10 — Zone de defossilisation des cavités  
 11 — Sureusement aux périodes d'abaissements du niveau de la mer  
 12 — Rajeunissement aux périodes glaciaires  
 5' — 5'' Parties devenues peu à peu karst mort

## PREMIÈRES PHASES DU KARST ATTIQUE

### Gouffres importants de diaclases

5. On n'est pas d'accord sur la date des plissements et dislocations les plus anciens qui avaient affecté fortement l'Attique péninsulaire.

En tout cas, en dehors des plus anciennes, les phases orogéniques Pyrénéenne (Eocène Sup.-Oligocène), Saviqne (Miocène Inférieur) et Paléostyrienne (Miocène Moyen) doivent avoir aussi affecté assez sensiblement notre aire.

6. Ce fut probablement aussi à ces périodes des plissements et dislocations, que les couches des marbres qui prédominent ici ont été fortement brisées en plusieurs endroits.

De l'ouverture des joints, des failles et surtout des diaclases résultèrent des gouffres très nombreux.

Le travail de l'érosion dans ceux-ci est très réduit.

7. C'est surtout au Mt. Hymette que nous rencontrons de nombreux grands gouffres de diaclases, profonds jusqu'à plus de 100 m.

Dans la voûte anticlinale de la partie centrale de cette montagne, le brisement des couches du marbre est frappant en plusieurs endroits.

Des fissures profondes jusqu'à plus de 100 m, élargies très sensiblement ensuite, avaient donné naissance à plusieurs gouffres, surtout entre le Haut Kakorréma et le Haut Tigani (niveau supérieur vers 750 m).

Les uns sont peu profonds (Nos 2 et 7, 15 m), d'autres assez profonds (No 4/525, 45 m, No 5, 60 m) et un (No 3) atteint 138 m (J. Petrochilos, 1950). Les diaclases sont surtout de direction NNE-SSO. Elles ont été élargies jusqu'à 10 m sur de longueurs ne dépassant pas souvent 25 m.

Un gouffre de diaclase important est aussi celui d'Astéri No 157 (alt. 460 m) profond de 72 m (P. Broussalis, 1946), ainsi que celui du Prophète Élie (alt. 580 m) profond de 45 m (J. Petrochilos, 1955).

8. En Hymette méridional, le gouffre de Mavrovouni ou Xérovouni No 27 (alt. environ 600 m) est profond de 115 m (J. Santorinaios, 1946); en Hymette septentrional, le gouffre No 492 (alt. 550 m) seulement de 25 m.

#### **L'ancienne surface d'érosion (Miocène) Gouffres d'absorption etc.**

9. Ce fut probablement dès la partie la plus ancienne du Miocène que notre aire, à la suite d'un lent exhaussement, se trouva assez au-dessus du niveau de la mer.

A la suite de l'attaque de l'érosion se forma peu à peu une surface très sensiblement accidentée, étant donné qu'en Attique péninsulaire nous sommes en présence d'une alternance d'affleurements des marbres, qui prédominent, et des schistes cristallins-phyllades.

Un lambeau de cette ancienne surface d'érosion, datant probablement de la partie inférieure du Miocène, est conservé dans la partie supérieure du Mt. Hymette.

10. Là où les couches imperméables furent emportées, les parties calcaires émergentes commencèrent à se karstifier, tant superficiellement que souterrainement.

C'est donc déjà dès le Miocène Inférieur que commença la karstification intense de la partie supérieure de l'Hymette.

Des gouffres d'absorption se développèrent alors. Celui de Spithari (No 299) à une alt. de 960 m est profond de 65 m. D'autres plus petits (No 445 et 541) ont été signalés près d'Evzona (J. Petrochilos, 1955).

11. Probablement peu après cette époque commença la karstification d'autres parties de l'Attique, moins élevées: partie supérieure de l'Hymette méridional, où se trouve la petite grotte de Mavrovouni (alt. environ 700 m, prof. 7 m); partie supérieure de Kératovouni, où se trouvent la grotte importante No 57 (alt. 550 m) et quelques petites (No 149 et 150) etc.

Mais dans la masse montagneuse plus élevée du Pentélique, dont les parties en marbre étaient encore probablement recouvertes par des schistes, la karstification doit être plus récente.

## ÉVOLUTION DU KARST JUSQU'A LA FIN DU PLIOCÈNE

### Marche de la karstification en profondeur

12. Au fur et à mesure que notre aire se soulevait, et cela continua probablement jusque vers le milieu du Miocène, la karstification souterraine devait s'avancer en profondeur.

Evidemment là où les conditions étaient favorables, comme aux croisements des diaclases, se développèrent, en plusieurs endroits, des cavités importantes.

C'est probablement surtout durant le Miocène Moyen que furent formées des grottes, assez importantes, dans les masses de marbre de la plus grande partie de l'Attique péninsulaire.

13. Ainsi, en Hymette septentrional les grottes plus ou moins horizontales No 491 (alt. 560 m, longueur 90 m), No 490 (alt. environ 560 m, longueur 45 m) et la grotte du Lion (alt. 540 m, longueur 35 m), toutes à peu près au même niveau, datent probablement de cette époque.

Il en est de même de la petite grotte de Halidou et de la grotte importante (J. Petrochilos, 1955; J. Zervoudakis, 1962) de Koutouki (alt. entrée aven 510 m, salles 475 m) sur la pente orientale de l'Hymette central. En Hymette méridional la grotte Davéli (alt. 420 m) et quelques autres, pour la plupart dans le calcaire dolomitique, datent probablement aussi de la même période.

C'est probablement aussi de cette époque que date le commencement de la karstification souterraine dans quelques parties du Mt. Pentélique, débarassées des couches des schistes, de même que dans la zone côtière occidentale et méridionale de l'Attique péninsulaire.

### Karsts morts

14. Avec le progrès du déblaiement des couches tendres (schisteuses etc.) par l'érosion, fortement aidée d'une part par l'exhaussement de cet aire, d'autre part par les effondrements qui donnèrent naissance aux bassins de l'Attique, des masses calcaires de dimensions diverses, mises en relief très fort, s'isolèrent (Mt. Hymette etc.).

Dans ces masses isolées la karstification souterraine se ralentit fortement et le karst ici devint à peu près mort.

Dès le Miocène Moyen la partie la plus élevée du Mt. Hymette doit avoir passé à cette phase.

Plus tard, ce fut aussi le tour de sa partie moyenne (alt. 400—700 m), ainsi que des parties supérieures de Kératouvouni-Paneion, de Mérenda etc.

15. Il est naturel que les karsts morts de ces parties doivent avoir passé ensuite à la phase de dégradation, pour la plupart médiocre, étant donnée la nature de la roche (marbre).

Dans la partie supérieure de l'Hymette central la dégradation est fortement avancée; la grotte de Spithari (No 299), sauf sa partie supérieure (25 m), est comblée par des blocs (J. Petrochilos, 1955) détachés de la voûte ou des parois.

Dans la zone moyenne de l'Hymette (alt. 400—700 m) et dans la partie supérieure de Kératouvouni etc. la dégradation est pour la plupart



plus récente. Là ne sont pas rares les effondrements des voûtes (grotte de Xérovouni, de Thrakia en Hymette), ou la destruction d'une partie des grottes (No 149, 150 à Kératovouni etc.).

### **Ralentissement de la karstification souterraine en profondeur**

16. C'est probablement vers le milieu du Miocène ou peu après que le surcreusement superficiel par l'érosion normale doit avoir atteint son maximum en profondeur dans l'Attique péninsulaire.

Ensuite commence une phase de remplissage dans les bassins de notre aire par des sédiments fluviatiles et lacustres, dont l'épaisseur avait atteint plus de 200 m.

Durant cette période le niveau de base d'érosion pour les parties en relief, qui était surtout celui des lacs, montait de plus en plus.

Durant cette longue période de remblaiement l'érosion karstique souterraine doit avoir cessé d'avancer en profondeur.

### **La karstification au Miocène Supérieur et au Pliocène**

17. Durant les périodes à climat humide du Vindobonien (Helvétien-Tortonien-Sarmatien), l'érosion karstique souterraine devait travailler à élargir les grottes et autres cavités dans les masses calcaires, dans diverses parties inférieures au niveau des lacs.

C'est au Miocène Supérieur probablement que les grottes et autres cavités se trouvant à des altitudes inférieures à 250 ou 300 m prirent pour la plupart, en grandes lignes, leurs formes.

Au Pliocène la karstification souterraine continua de progresser dans les zones de faibles altitudes. Mais dans les parties plus élevées pas de progrès sensible, sauf probablement au M. Pentélique.

## **INFLUENCES DES PÉRIODES FROIDES-PLUVIALES DU QUATERNAIRE**

### **Caractères généraux du climat en Attique**

18. En Grèce centrale ce sont surtout les traces de la glaciation Würmienne (I et II) qui sont bien conservées sur ses hautes montagnes (G. Mistardis, 1952). Celles des glaciations plus anciennes et des périodes interglaciaires sont difficiles à débrouiller. Des difficultés plus grandes encore se présentent en Grèce méridionale (G. Mistardis, 1937).

En Attique, les formations Quaternaires accusent pour la plupart une alternance des climats à précipitations torrentielles et des climats assez secs (G. Mistardis, 1961).

Cependant dans le nord-est montagneux, certaines formations témoignent en faveur des climats relativement froids.

19. Il est naturel que durant les périodes froides — pluviales du Quaternaire la karstification doit avoir présenté un certain progrès en Attique, mais à degrés différents dans ses diverses parties.

### **Influences dans les diverses parties de l'Attique**

20. Dans les masses calcaires isolées fortement élevées (Mt. Hymette, Kératovouni-Paneion etc.), les précipitations torrentielles ne pouvaient favoriser très sensiblement la karstification souterraine que dans les parties à dolines et à lapiés avec fissures importantes.

Beaucoup plus sensible était l'influence des neiges, assez abondantes alors pendant l'hiver, surtout sur les parties supérieures des monts Pentélique et Hymette. Un certain rajeunissement des formes karstiques est ici évident, de même qu'une plus active formation de concrétions récentes.

21. Dans les régions calcaires peu élevées, l'influence des pluies torrentielles devait être plus sensible, d'où un rajeunissement plus accusé dans plusieurs cavités souterraines, qui entraîna assez souvent l'effondrement de leur voûte.

C'est probablement au Quaternaire que s'effondrèrent les voûtes des grottes de Chaos en Lauréotique, de Vouliagmeni sur la côte occidentale, de Sykia dans l'extrême sud de l'Hymette (Krévati), etc.

La karstification souterraine est très accusée aussi dans les calcaires etc. Néogènes, mais dans cette communication nous n'abordons pas des questions concernant les grottes dans les formations Néogènes.

22. Assez sensible devait être aussi le progrès de la karstification souterraine dans la zone moyenne du Mt. Pentélique qui aux périodes glaciaires recevait en hiver des neiges assez abondantes.

### **Influences des abaissements du niveau de la mer**

23. Étant donné que des dépôts marins Quaternaires ne sont pas connus en Attique, que cet aire était probablement en affaissement lent et que nous ne savons à quelles distances des côtes actuelles se trouvait la mer aux différentes périodes du Quaternaire, la question d'approfondissements karstiques aux périodes (glaciaires) d'abaissement du niveau de la mer n'est pas abordée dans cette communication, mais dans une autre se rapportant à d'autres régions calcaires de la Grèce méridionale.

### **CONCLUSIONS**

24. En Attique péninsulaire, sauf dans le nord-est (Mt. Pentélique), la karstification souterraine doit avoir commencé dès le Miocène Inférieur dans les parties qui sont maintenant les plus élevées.

Mais dans ces parties, le karst devint probablement, dès le Miocène Moyen, plus ou moins mort et ensuite passa à la phase de destruction.

25. Dans les zones d'altitude inférieure à 400 m, la karstification souterraine commença probablement vers le milieu du Miocène et se développa surtout au Miocène Supérieur et au Pliocène.

Ce fut au Miocène Supérieur — Pliocène que le karst se développa, surtout dans le nord-est où les parties en marbre commencèrent à se débarasser des couches schisteuses plus tard que dans le reste du pays.

26. Durant les périodes froides — pluvieuses du Quaternaire la karstification souterraine présente une intensité sensible, surtout dans les

parties élevées (influence des neiges, alors très abondantes en hiver) et dans les zones de faible altitude (influence des pluies).

Il y eut probablement aussi, en certains endroits, des approfondissements jusqu'au-dessous du niveau actuel de la mer, durant les périodes (glaciaires) des abaissements du niveau de la mer.

27. L'étude de l'histoire géologique de l'Attique péninsulaire, de l'évolution de son relief, et de sa paléoclimatologie nous aide à obtenir une explication assez satisfaisante pour plusieurs questions concernant son karst. Ainsi: pourquoi dans le nord-est, qui jouit d'un climat semi-humide, le karst est moins développé que dans le reste du pays, qui est semi-aride? pourquoi les formes souterraines prédominantes sont les gouffres, tandis que des réseaux de galeries et salles sont rares? pourquoi dans une petite masse montagneuse, comme est l'Hymette, le karst est extrêmement différencié? etc.

#### Bibliographie

Broussalis P., 1946. Le gouffre d'Astéri (en grec), Bull. Club Alp. Hell. Vouno.

Mistardis G., 1937. Traces de glaciation dans la partie montagneuse du nord du Péloponnèse. Zeitschr. Gletscherkunde, 25, Berlin.

Mistardis G., 1952. Recherches glaciologiques dans les parties supérieures des Mts Oeta et Oxya, Zeitschr. Gletscherkunde-Glazialgeologie, 2, Innsbruck.

Mistardis G., 1961. Quaternary horizons of red beds in Attica and neighbouring regions. Bull. Geolog. Soc. Greece 4.

Petrochilos J., 1950. Recherches spéléologiques à la montagne Hymette (en grec et en français), Athènes.

Petrochilos J., 1955. Contribution à l'étude du Quaternaire d'Attique d'après recherches dans Haut Hymette (en grec — résumé en français), Bull. Soc. Spéol. Grèce, 3.

Santorinaios J., 1946. Recherches Spéléologiques. Bull. Club Alp. Hell. Vouno.

Zervoudakis J., 1962. La grotte Koutouki (en grec — rés. français) Bull. Soc. Spél. Grèce, 6.



## PROBLEMS OF THE CONICAL KARST IN CUBA

Vladimír Panoš and Otakar Štelcl

Department of Karst Research, Institute of Geography  
Czechoslovak Academy of Sciences

Brno

Based upon the preliminary results of the geomorphological and hydrological research, of the detailed geomorphological mapping (scale 1:50,000) and of the comparative studies carried out in Cuba during 1964--1965, the authors of the submitted paper review briefly their observations completing, perfecting or altering some views concerning the Cuba conical karst development.

The authors want to take this opportunity to thank the President of the Cuban Academy of Sciences and eminent karst specialist Dr. Antonio Nuñez Jiménez for his unselfish sharing of his rich experiences, for his personal cooperation during the field work and for the generous technical and material support which created favourable conditions for the successful outcome of the research.

Owing to the modern geomorphological concept, i.e. the climageomorphological one, the view has been admitted nearly generally in the karstmorphology, that a certain type of climate produces a specific type of karst in various dissoluble rocks. Thus the permanently or seasonally humid tropical climate is said to cause the origin of the tropical karst, the varieties of which are the conical, cupola, cockpit and tower karst types.

The typical features of the conical karst are conceived to be steep-sloping and round-topped hills standing out in large even-bottomed lowlands, extended over the central or marginal portions of carbonate massifs. These remarkable features are termed »karst cones« alias »mogotes". The Spanish term "el mogote" which translated into English means "the stack" was introduced in the karst climamorphological literature with the aid of the papers on Cuban and Antillean karst published mainly by H. Lehmann (1953, 1954, 1960 a. o.). The tower karst is distinguished by similar but slimmer and higher elevations usually displaying sharp corroded tops. The cupola karst on the contrary consists of rather low, loaflike elevations displaying sometimes steep and at other times gentle and convex slopes that pass into surrounding depressions of various dimensions and of irregular funnel or wheel shapes. This sub-type is probably rather akin to the cockpit karst surface in the less advanced stage of development.

Although there have been published several papers dealing minutely with individual varieties of this remarkable karst surface, most competent authors fail to mention the factors which cause the afore mention-

ed differentiation but are, unfortunately, contented with an application of only general climamorphological propositions.

Consequently, some of them consider the various sub-types as conditioned by lithology or by regional climatic conditions; others without denying the ideas of climamorphology, conceive the varieties as being certain development stages of the tropical karst landscape, reverting, in fact, indirectly to the older concept of cyclic karst development.

As already observed during the investigation of the fossil karst on the eastern flank of the Bohemian Massif in Czechoslovakia (V. P a n o š, 1964), the various characteristics of individual karst varieties are determined, besides by many other factors, by different kinds of the karst process, i.e. by the vertically acting chemical effects of the rainfall water, on the one hand, and, on the other, by the horizontally (laterally) proceeding corrosion and erosion caused by running water. Of course, these individual kinds of karst process start to work in the relief under certain geomorphological conditions the most important of which are represented by the character of the constructional landscape forms and by the character of the sedimentary and weathering coatings.

According to observations made in Cuba, the chemical effect of the rainfall water is rather differentiated. Whereas the exposed soluble beds are cemented in their upper zone and display a rather resistant calcareous weathering crust, the beds covered by the sufficiently permeable deposits are disintegrated very intensely due to the high volume of CO that occurs in the soil cover after the rainfall. Consequently, the altitudinal differences between the exposed and covered portions of the soluble landscape increase very quickly and cause development of the peculiar forms of the tropical karst landscape. On the contrary, where certain circumstances allow the superficial movement of water over the soluble layers, even if to a certain degree, there appear horizontal (mechanical and chemical) effects of the water running over the insufficiently permeable (usually allogeneous) deposits coating certain concave portions of the relief. It causes the undermining of the surrounding exposed rock slopes. The slopes retreat slowly and, consequently, the even-bottomed lowlands extend lobularly into the high relief dividing it successively into isolated, steep-sloping hills. This process, termed by H. L o u i s (1956) "karst pediplanation" has been frequently considered as the only factor creating the conical karst with its outstanding features. Naturally, it is supposed, that both of mentioned kinds of the karst process have to pass in continuous, sufficiently thick dissoluble layers. Some promoters of the karst climamorphology suppose that the intense undermining of the carbonate slopes causes the successive increasing of the dip. Consequently, it means, for example, that the karst cones may be transformed into karst towers. On the contrary, the ceasing lateral of the lateral running water activity is said to cause the successive slope flattening. It may be deduced, that a part of authors admit at least indirectly also a possibility of the tower and cone karst reduction into another karst type during the long development.

According to the classical karst morphological proposition, the conical karst and its varieties can originate only in the tropics, because there

the aggressiveness of the rainfall water and the running one is extremely intensified by the influence of wild vegetation and of other specific agents (e. g. H. Lehmann - K. Krömmelbein - W. Lötschert, 1956, a. o.). On the contrary, the evident chemical analyses (J. Corbel, 1959, proved, precisely in the tropics, the lowest rates of limestone dissolution all over the world. This serious contradiction may probably be explained by the existence of the resistant crust on the exposed limestone surfaces and by the increasing aggressiveness of the water in the permeable deposits coating the limestone beds.

The investigation of various extensive karst regions in Cuba, carried out during the same campaign and with the aid of the same research methods using no various criteria allowed to the authors of the submitted paper to gather a great amount of uniform comparable material. Consequently, it has been possible to take up a critical standpoint towards some climamorphological propositions, towards the genesis of various isolated carbonate elevations as well as to determine the different genetic types of them, to distinguish reliably the individual factors causing the tropical karst differentiation and, finally, to confirm the validity of conclusions made in Central European fossil karst few years ago.



Fig. 1. The cupola karst developed under the fossil alluvial cone of the river Río Hanábana nearby Aguada de Pasajeros (southeastern portion of the Red Plain)

Photo by V. Panoš



Fig. 2. The synclinal lowland (the Polje of Limonar) with marginal karst cones. In foreground the face of the Miocene limestone cuesta resting upon the exposed serpentinite core of the Madruga Anticline. View from the Loma del Jacán Hill (309 m) towards NNE (the Alturas de Madruga-Limonar Highlands)

Photo by V. Panoš

Though one of the main climamorphological propositions asserts, that the humid tropical climatic produces the conical karst or its varieties, there in Cuba appear not only those karst types but several other too. These "non-conical" karst types, i. e. the warped plain karst, the swamp karst, the uplifted or tilted plateau karst, the doline or cenote karst, the mountain karst, the uplifted marine terrace karst, the shore karst a. o., as generally determined by A. N. Jiménez - V. Panoš - O. Štelcl, (1965) occupy, on the contrary, much larger areas than the conical karst or its varieties, although Cuba belongs to the uniform climatic zone, i. e. to the seasonally humid tropics. Moreover, the isolated limestone elevations classified by some previous authors as typical karst cones (mogotes) do not belong in every case among the features of the karst origin in fact. Hence, the conical karst is neither a specific, single karst type but nor the most common in Cuba and this is probably the case in other tropical countries of the world too. This proves that the arbitrary confusion of the terms "tropical karst" and "conical karst" is not correct. However, it is not only the question of terminology but also the question



of general validity of the mentioned climamorphological proposition. The differentiation of the karst development in the same tropical region naturally cannot be a consequence of climate influence but of other factors, some of which could be identified rather reliably. Besides, it was proved, that the cupola karst (i. e. the typical karst surface of corrosional origin) if it is an initial surface in a respective region, really may, under convenient conditions, alter into conical karst (i. e. into karst surface of the erosional-corrosional origin).

Anyway, the Cuban landscape is predisposed, very well indeed, to the development of isolated elevations built of any kind of rocks. The prevalence of isolated limestone hills in this landscape is due to the fact, that most of the surface is built of carbonates. The basic constructional forms of the Cuban relief are linked in general with two main generations of structures. The older one is represented by intricately folded units consisting of sedimentary, volcanic and intrusive formations of pre-Mesozoic, Mesozoic and Lower Paleogene age. These structures having been usually inharmoniously folded and in details imbricated later were faulted, domed and warped. Some of them were previously covered with Upper Paleogene, Neogene and Quarternary marine sediments representing the younger generation of the Cuban structural units. They have not yet been folded but warped, domed and faulted only due to the post-



Fig. 3. The conical karst upon the synclinal ridge of thin-bedded Paleogene Limestone between the villages Jaruco and Tapaste (the Escaleras de Jaruco Highlands)

Photo by V. Panos

humous crustal movements that took place in the old structures. These young beds, hemming broadly the old structures, join them into a single island. However, the present Island of Cuba represents but a poor relic of the much larger Upper Neogene dry land preserved above the sea level around old domed structures only. The more distant portions of this dry land were flooded by the shallow sea at the beginning and toward the close of the Pleistocene due to renewed warping and glaci-eustatic sea level increase. Besides, some portions disappeared in depths of thousands of metres in the Carribean Sea or the Gulf of Mexico due to immense radial movements along the revived deep faults.

The domed structures were exposed very soon and stripped of their younger coats, disintegrated and reduced considerably by erosion. As the rocks differ very much and are consequently very unequally resistant to weathering, dissolution and denudation, the resulting relief is very strong indeed. The carbonates appearing in both the old and young structures are the most resistant rocks. On the contrary, various schists, slates, marlites and serpentized intrusive masses are the least resistant ones. This statement throws doubt on the climamorphological proposition, according to which the tropical humid climate wipes out the lithological differences of any rock types.

Owing to the mentioned predisposition the characteristics of the Cuban basic constructional forms are reflected perfectly in the disposition of the destructional forms. On the young structures there extend mostly large warped coastal and interior plains and hilly, lands, whereas highlands and mountains are linked with uplifted, broken, warped and tilted blocks of old structures, sometimes exposed, othertimes still displaying relics of younger coat and finally with exposed plutons. Generally, the Cuban landscape should be classified as a typical structural relief developed due to the perfect differential erosion. As far as it is built of carbonates, the pertaining destructional forms may be either of karst origin or of differential erosion origin, modified to a certain degree by karst processes.

Upon individual constructional forms there developed particular characteristic types of isolated limestone hills, which may be classified into three essential groups and into several subordinate groups. Only the forms pertaining to the first essential group may be pronouncedly considered real forms of karst origin, whereas the forms pertaining to the other two essential groups are more or less forms developed due to differential erosion. It is to be stressed once more, that the karst process did not create but only modify them. Naturally, it would not be logical to give to them the attribute "karst" although they are subjected to intense karstification.

### **1. Isolated Elevations Developed in Continuous Carbonates**

These forms are linked with the horizontally or subhorizontally bedded, continuous, sufficiently extensive, rather homogeneous and thick limestone layers, building the warped coastal and interior plains, the domes, the anticlines and syncline flanks as well as the uplifted, broken,

warped or tilted plateaus and mesas. The isolated hills occurring there may be a result of both kinds of karst process mentioned before, but there are also some examples of corrosional-erosional transformation of forms of corrosional origin. However, it is to be stressed, that those isolated elevations occupy only small areas all over the mentioned constructional forms, i. e. those, which are controlled by certain conditions, some of which are of geological, and others of physiographical character.

a) Isolated Elevations in the Warped Limestone Plains:

Representing in fact the individual development stages of the pertaining plain relief, especially on some undulations or *cuestas*, the isolated limestone elevations were observed in few places in the Southern Karst Plain (Llanura Cársica Meridional) which is a large warped coastal plain extending mainly over the Middle Miocene and Upper Miocene-Lower Pliocene as well as Upper Pliocene—Lower Pleistocene (?) limestone layers (A. N. Jiménez - V. Panoš - O. Štelcl, 1965), and occupying the Provinces of La Habana, Matanzas and some portions of that of Las Villas. The observed forms may be considered as elements of the cupola karst surface or as transitional cupola-conical karst features.

The covered cupola karst surface of corrosional origin appears e. g. in an abandoned stone-pit at the road Aguada de Pasajeros to Playa



Fig. 4. The cupola karst developed due to dissection of an ancient uplifted surface of leveling the Paleogene limestone beds dipping towards the South (to the right). The Sierra del Guaso, Highlands, northwards of the Guantánamo Bay (air-photo)

Photo by V. Panoš

Larga below the red deposits pertaining to the fossil alluvial cone of the Hanábana River. The concave stratification of the sedimentary coat proves the subsurface development of the irregular depressions separating the loaf-like rock bodies occurring after sedimentation.

Partly stripped and slightly transformed by local intermittent streams seems to be the cupola karst surface on the parallel, low and even-crested undulations at the road Jaguey Grande — Agramente. It represents isolated round-topped rock bodies and castle-coppies standing on partition ridges around the shallow uvala-like depressions. Moreover, numerous spherical limestone blocks are disseminated over the surface, the unusual shapes of which seem to be predisposed structurally (stripped patch reefs?).

Here and there in Cuba plains there appear also isolated limestone elevations of "karst pediplanation" origin. They are scattered e. g. near the farm "Ciro Redondo" southwards of Jovellanos, around a sinkhole depression with the intermittent lake called "Sumidero", appearing in one of the broad lowlands (the wide and shallow, evenbottomed blind valley) which penetrates lobularly into the low, evencrested ridge. The nearly flat-topped elevations stand out above the lowland bottom which is coated with fossil fluvial deposits. The tops of the hills correspond to the lowest edge cut into the arched western slope of the mentioned ridge. Consequently, the hills represent the relics of the former lowland bottom, dissected by the fossil water course which disappeared in the sinkhole. Though the hills are typical karst features of erosional-corrosional origin, they may also be classified as outliers, i. e. as the detached portions of the higher relief standing out amidst the lowlands of the sub-maturely dissected warped coastal or interior plain.

#### b) Isolated Elevations in the Alluvial Plains:

A different type of isolated limestone hills in the Cuban plains is represented by the conical round-topped or pointed elevations suddenly emerging from the surrounding flat surface. These are built of older or different rock than the plain itself. Numerous hills of those characteristics appear e. g. in the alluvial plain of the Ságua la Grande River between the towns Cifuentes and Ságua la Grande or in the longitudinal lowland south of the Sierra de Morena Highlands. The general disposition and the monoclinical structure of some hills prove that those features represent the superior portions of the burried isolated hogbacks and outliers pertaining to the core and flanks of the dissected and reduced Cubanacán Dome, the western part of which was downwarped and became the substratum of the Pliocene-Pleistocene alluvial plain. Consequently, these isolated limestone hills may be hardly considered karst cones but rather fossil forms of differential erosion at present time playing part of the mendips.

#### c) Isolated Elevations in Flooded Limestone Plains:

The flat hilly limestone surface represented by hundreds of islets (cayos) appears in the shallow sea around the main island of the Cuban Archipelago. Being sometimes considered Quarternary tabular or patch reefs or isolated portions of barrier reefs, numerous of those islets re-

present, in fact, the even-crested elevations of the flooded cupola karst surface displaying dolines, caves, valley pattern and submarine springs. Constituted of Neogene limestone beds the flooded karst surface displays here and there even consolidated remnants of the fossil sedimentary and weathering coats, but at present it is mostly mantled with the subrecent and recent coral mass, with the crusts consisting of laminated calcareous-loamy shallow sea sediments or with coral detritus and sand. The disposition of the islets proves that they are linked with flat undulations and domes, the slightly dissected surface of which rises above the sea level in form of flat or hilly islets transformed partly by waves and hemmed with fringing reefs or beachrock.

As examples may be mentioned flat islets of the Archipelago of Sabana-Camagüey near the northern coast of the Island of Cuba, where some of those are overtopped even by the low conical hills, as it is the case in Cayo Coco (Alto del Aji Hill), Cayo Romano (Silla de Cayo Romano Hill), Cayos de Guajaba, Cayo de Sabinal, Cayo Salinas, Cayo Lucas a. o. (A. N. J i m é n e z , 1964). Similar characteristics are displayed by the conical islets in front of the southern Cuban coast in the Gulf of Guacanayabo and the Gulf of Ana Maria (e. g. Cayos Mordazo, C. de



Fig. 5. The La Mina Mogote (315 m) northeastwards of the Spa San Vicente, one of the northern stripped limestone ridges of the Sierra de los Organos Mts.

Photo by V. Panoš

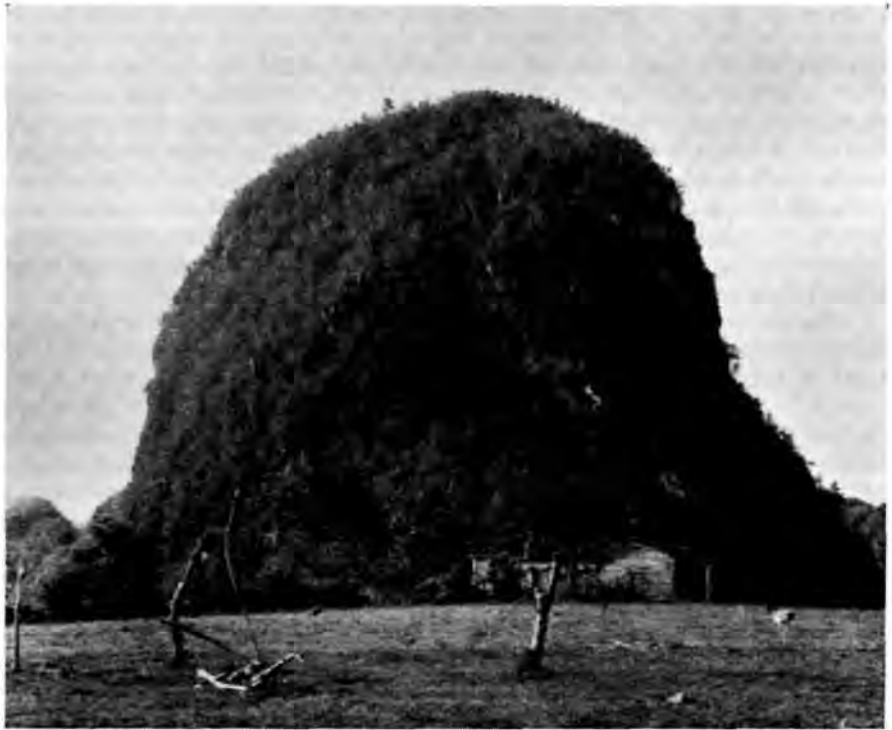


Fig. 6. The cupola-like front of the limestone ridge Dos Hermanos in the Valle de Viñales (Sierra de los Organos)

Photo by V. Panoš

Media Luna, C. San Juan a. o.) or in the Gulf of Batabanó near the Island of Pines.

d) Isolated Elevations on Flanks of Dissected Domed Units:

Four individual subtypes of the isolated limestone elevations may be included in this sub-group:

The first of them is represented by forms developed from the slightly dissected structural level, linked with the subhorizontally bedded limestone coat of the dipping axial part of the domed structures. Such forms built of altered Cretaceous limestone of the low Rodas Dome and transformed considerably by running water appear between the town of Real Campiña and the sugar beet mill of Central Covadenga. The flat limestone surface controlled by the subhorizontal bedding is divided by numerous small rocky valleys into broad loaf-like elevations strewn with perfectly even-bottomed shallow depressions and overtopped by numerous rounded and pointed castle-coppies. This surface displays no sediments.

The second type is represented by the forms developed on the structural surface controlled by the dipping bedding planes of the gentle cuesta back slopes. Very nice examples are linked with the southern and nor-



thern flanks of the partial synclinal depressions, separating the eastern parts of the Madruga-Limonar and Havana-Matanzas Anticlines. There occur numerous flat-topped or rounded steep-sloping hills standing on the slightly downdipping platforms limited by the windgaps and dry valleys of the fossil extended consequent and resequent streams. The lowest portion of the syncline is occupied by the large polje-like (subsequent) lowland, the even bottom of which displays scarce weathering and sedimentary mantles and numerous sinkholes. The entire relief belongs to the Middle Miocene limestone layers which rest on the Paleogene and Cretaceous sediments above the serpentized masses. Similar rows of mesa-like hills with slightly down-dipping flat tops controlled by warped bedding planes of Miocene limestone, coating the northern flank of the Madruga-Limonar Anticline, are scattered near the town of Madruga on the cuesta back slope dipping slowly down to the Syncline of Ceiba Mocha. Numerous mesa-like or round-topped isolated hills appear also upon the synclinally ridge of the Escaleras de Jaruco Highlands between the villages Jaruco and Tapaste. The synclinal ridge built of thinly bedded Paleogene limestone is dissected by the complicated pattern of the even-bottommed subsequent and resequent fossil valleys, transformed



Fig. 7. The extended subsequent marginal lowland of Valle Viñales with projecting limestone ridges Dos Hermanos and Mogotes del Valle (Sierra de los Organos)

Photo by V. Panos

mostly into isolated or joined and graded polje-like lowlands with deep sinkholes. The steep-sloping elevations of the transitional cupola-conical karst in this region may, as was the mentioned case, be characterized as outliers, originated by karst pediplanation and controlled by the down-warped or dipping bedding planes.

The third type of isolated hills is linked with the uplifted old levelled surface cutting the upturned or dipping hogbacks and cuesta layers near the axial region of reduced and levelled domes and anticlines. If the dip is rather slight and the limestone strata are thick enough, the resulting levelled surface may occupy a rather extensive area displaying upland characteristics. The forms originating from its rejuvenation caused by erosional-corrosional effects of running water are controlled by both the bedding planes and the slightly outstanding bedding fronts. The vertically and laterally proceeding karst processes support the dividing of the surface into numerous rows of asymmetrical (monoclinal) hills separated by funnel-like or even-bottomed longitudinal and transversal depressions. Consequently, these isolated limestone hills may be classified also as outliers. This is the case of the low karst cones appearing at heights of 650—750 ms a. S. in the watershed region of the Sierra del Guaso Highlands. The respective surface (i. e. the karst cone top-level) represents a fragment of the oldest level of Cuba termed by S. Massip-E. S. Ysa Igúe (1942) "peniplano de Yunque Baracoa" of the presumed Upper Miocene age. It extended across the reduced and broken, extremely complicated and asymmetrically domed structure of Baracoa (The Oriente Province). Forming the northern border of the Guantánamo Basin the Sierra del Guaso Highlands are dissected by numerous polje-like lowlands and deep karst canyons, the rivers of which (Guaso R., Cuzce R.) flow partly subterraneously through immense caves (A. N. Jiménez, 1964).

The last type pertaining to this sub-group consists of isolated elevations linked with the isolated top portions of the sharp-edged cuestas dissected by obsequent streams. There are numerous examples in the Cuban relief, some of which appear also along the northern margin of the mentioned synclinal ridge of Escaleras de Jaruco Highlands or on the southern uplifted margin of the Ceiba Mocha Syncline (Loma del Grillo) by Madruga, forming either pointed castle-coppies or isolated asymmetrical hills.

d) Isolated Elevations on the Uplifted and Tilted Plateaus:

They develop in the same way as the forms on the back slopes of cuestas on the flanks of domed structures.

Best examples appear on the northern side of the Sierra Maestra Mts., in the Oriente Province. The Sierra Maestra Mts., the highest mountains in Cuba (the Pico Turquino Mt., 1960 ms a. S.) are represented essentially by the asymmetrical range originated as late as in the Pleistocene due to the immense uplift and tilting of the large volcanic and granodioritic block coated with thick Eocene limestone layers. The extremely steep and graded southern marginal scarp, conditioned by fault splinters, descends to the bottom of the famous submarine Oriente Through to a depth of 6525 ms below sea level, whereas the northern mountain slope is much more gentle and passes slowly into the syncli-



nally downward warped substratum of the alluvial plain of the Cauto River. In effect, this slope is represented by the tilted, broken and dissected plateau of the mentioned Eocene limestone displaying the pre-Pleistocene relief transformed during the Quarternary after immense tilting. Two systems of parallel faults of N—S and E—W directions determine the chequered disposition of the landscape forms, represented mainly by several *cuestas* facing steeply towards the S, i. e. towards the highest ridge of the mountains. The *cuestas* are dissected by numerous deep windgaps and karst canyons (the young extended consequent streams) and graded valley *poljes* (the subsequent valley pattern fossilized due to the karst process and the young uplift), displaying numerous extremely deep sinkholes (e. g. the La Gibara Cave in the *polje* "Las Cruces" is 345 m deep — see A. N. Jiménez, 1964). The strong karst relief displays numerous steep-sloping mesa-like or round-topped isolated hills (sometimes more than 300 ms high), which may be classified as outliers. As the deep dissection of the limestone layers reached somewhere the noncarbonatic substratum, the pertaining isolated hills having no limestone surroundings may be classified also as *buttes*. The most picturesque conical karst topography appears in the upper basins of the rivers of Río Cautillo and Río Contra maestre (southwards of the town of Baire), the left tributaries of the Cauto River.



Fig. 8. The subsequent lowland with isolated limestone hills separating the limestone ridges of the Sierra de los Organos Mts. and the slate highlands of Alturas de Pizarras del Sur (surroundings of Sumidero)

Photo by V. Panoš

## 2. Isolated Elevations Linked with Limestone Interrupted by Folding

This large group of isolated limestone elevations linked with the stripped layers interrupted, faulted, warped and replaced by the intense folding of the heterogeneous structures and concentrated mainly in the Westcuban Cordillera de Guaniguanice Mts. has caused the most serious confusion in the Cuban conical karst classification.

The present system of the Cordillera de Guaniguanice Mts. consists of two different parts, the western and the eastern ones. In the W there extend the typical grate mountains of Sierra de los Organos hemmed by belted non-carbonatic (slate) highlands of Alturas de Pizarras del Norte and Alturas de Pizarras del Sur. The eastern part is occupied by the chain mountains of Sierra del Rosario accompanied in the N by the serpentinite, volcanic and sedimentary highlands and rolling country. The entire Cordillera de Guaniguanice Mts. is limited in the S by the distinct fault scarp dipping steeply to the broad coastal plain of Llanura costera meridional de Pinar del Río (South Coastal Plain of Pinar del Río). The mountains are linked with the large, oblong, arched, complexly folded and faulted anticlinorium built of pre-Mesozoic, Mesozoic and Lower Paleogene rocks of various types. The Jurassic clayey shales, sandstones, quartzites, limestones (here and there altered) and dolomites prevail in the western part, whereas Upper Cretaceous sandstones, limestones, andesites, basalts and tuffs dominate in the eastern part. Numerous large or small outcrops of the gabbroidic and ultrabasic masses as well as of very much altered schists occur in the entire region. The structure is broken by a number of parallel longitudinal faults, the dips of which become steeper towards the N and E. Besides them there occur several transversal and diagonal faults. By the Laramian folding the strata were inharmoniously folded and minutely imbricated along the longitudinal thrust- and overthrust faults. Then the structure was eroded, reduced and levelled. Later the mature levelled surface was unequally uplifted, warped, broken and dissected.

Because of the presence of the variably resistant rocks the present relief of the Sierra de los Organos Mts. consists of narrow, parallel, long or short steep-sloping limestone ridges (sierras) separated each from the other by more or less closed or open, even-bottomed or slightly rolling lowlands and by deep and narrow transversal defiles. On both flanks of the limestone belt of the Sierra de los Organos Mts. there appear the almost uninterrupted longitudinal depressions (lowlands) separating the non-carbonatic highlands. The bottoms of these interior and marginal lowlands are coated by rather thin allogene fluvial deposits but mostly by the autochthonous products of weathering of the noncarbonatic rocks, above which suddenly emerge numerous ridges and roundtopped limestone hills. In addition, in the weathering products, especially in the marginal lowland portions, occur numerous low or high picturesque lapiez- like features. On the contrary, high above the lowland bottoms the crests of individual sierras display their own relief. It is intricately dissected, consisting of usually asymmetrical (monoclinal) cupola-shaped hills, or dry and graded valleys, disturbed (fossilized) by numerous dolines,

sinkholes and steeply sloping or hanging deep and even-bottomed depressions displaying features of pronounced little poljes (termed "hoyos" — pits). This crest relief has nothing to do with the surrounding landscape in the lowlands.

H. L e h m a n n (1953, 1954, 1956, 1960) based on the geological and geomorphological observation of a rather small region in surroundings of Valle de Viñales (the central part of the Sierra de los Organos Mts.) classified the respective region as conical karst displaying numerous karst cones, interior and marginal poljes, large marginal karst plains a. s. o., which are said to have been created by lateral corrosion caused by the allogene water courses coming from the surrounding non-carbonate highlands of Alturas de Pizarras del Sur and passing across the presumed karst region partly superficially (in the lowlands) and partly subterraneously (through immense transversal caves in the sierras and isolated hills). Consequently, this interpretation suggests an advanced dissection of a large uninterrupted (continued) and homogeneous limestone area by the karst processes.



Fig. 9. The monoclinial limestone hill of Pan de Azúcar and the structural stepped surface of the Sierra de Chichones Mts. controlled by dipping bedding planes of limestone resting upon the shales (western part of the Sierra de los Organos Mts.)

Photo by V. Panos



**Fig. 10. The limestone monadnock projecting above the even-crested ridge built of slates and serpentinites (Sierra de San Andres, one of the northeasternmost ridges of the Sierra de los Organos Mts. nearby Consolation del Norte)**

Photo by V. Panoš

Unfortunately, it does not perfectly agree with real conditions in general, though it seems to be correct according to the first impression.

As a matter of fact, the Sierra de los Organos Mts. are not a continuous limestone area. The most important rocks of their complicated structure are not only the Upper Portlandian limestone (the Viñales Formation) building the steep-sloping features, but even the Upper Oxfordian shale and limestone series (the Jagua Formation) as well as the Upper Doggerian-Lower Oxfordian clayey shale (the San Cayetano Formation) building the rolling surfaces, gentle slopes and most of the lower portions of the respective relief besides the surrounding highlands of Alturas de Pizarras. The shales of both last mentioned formations as well as the slaty interstratifications of the further series of Artemisa Formation (of Upper Cretaceous age) are very badly consolidated and thus already primarily much less resistant than the limestone. Moreover, they are intensely weathered and decomposed to a considerable depth. Also the serpentinites occurring here and there are disintegrated by weathering. Consequently, the hard and resistant, rather homogeneous and massive limestone of the lower zone of the Viñales Formation repre-

senting the tough layers of individual imbrication packets and thrust sheets and dipping generally to the N are everywhere stripped out of the non-carbonate rocks even in smallest details.

The steep dipping, completely stripped Viñales limestone layers create narrow and steep sierras, the less dipping beds of them delivered from the overlying non-carbonate rocks only create various monoclinal cuesta- or hogback-like ridges. The lower parts of pertaining steep faces built of the Artemisa, Jagua or San Cayetano Formation layers are much more gentle than the upper ones built of the thick beds of the Viñales limestone. Several steeply dipping Viñales limestone layers are still nearly completely coated with the rocks of other formations forming large-crested and gentle-sloping ridges displaying only isolated limestone hills overtopping the crests. Moreover, the bottoms of the marginal and interior lowlands are mostly built not of Viñales limestone but of Artemisa, Jagua and San Cayetano Formation beds or of serpentinite masses.

Thus, some of the isolated Viñales limestone hills standing out amidst the lowlands do not represent the projecting outcrops of the continuous limestone rock bottoms but also the stripped limestone layers



Fig. 11. The karst towers linked with thin-bedded Viñales limestone standing out in the shale bottom of the interior lowland westwards of the village Puente de Cabezas (western part of the Sierra de los Organos Mts.)

Photo by V. Panoš



pertaining to the partial imbricated packets or thrust sheets or even the stripped solitary blocks (clippes) coming from the Viñales beds torn and dragged along the thrust and overthrust faults. Here and there appear such blocks still mantled with the slate mass in situ. Nor represent all the small or high lapiéz-like features karstified outcrops of continuous limestone bottoms of the lowland but isolated and corroded limestone intercalations of the weathered and eroded Artemisa, Jagua and San Cayetano shale series. Due to the detailed folding there appear, on the contrary, protuberances, lenses and packets of shale inside the limestone ridges. After having been weathered and eroded (subterraneously) the emptied spaces appear now like concave karst forms. Probably, some "hoyos" may be of this origin too, modified later by the karst processes. It should be added, that even in the famous even-bottomed Valley of Viñales displaying numerous isolated mogotes and considered by H. Lehmann-K. Krömmelbein-W. Lötschert (1956) as a typical marginal karst plain resting on the continuous limestone layers of the Viñales Formation, no continuous limestone rock bottom could be proved. As a matter of fact, this is built of the shale-limestone beds of the Artemisa, Jagua and San Cayetano Formations.

It is quite evident, that the majority of the Sierra de los Organos Mts. landscape forms were created by the differential erosion supported by the mentioned intricately imbricated and successively domed structure, which is typical for the presence of very heterogeneous limestone and shale sequences. Consequently, the ridges and isolated limestone hills have to be classified as catoctins (linear monadnocks built of projecting resistant beds), as unakas (groups of monadnocks) pertaining to the old complex mountains (see the terminology applied by A. K. Lobeck, 1939 a. o.) and finally, as clippes (olistolites) linked with isolated limestone blocks stuck in the slates. As also the marginal and interior lowlands are in general linked with the noncarbonate beds and consequently are no forms of karst origin but subsequent (longitudinal) lowlands predisposed by the structural disposition of less resistant shale layers or shale-limestone series and appearing in the maturely dissected, folded and domed heterogeneous structures anywhere (therefore the term "valles intramonatnos" applied by S. Massip-E. S. Ysalgué [1942] is quite correct), the question arises, if the pertaining isolated limestone convex features may be termed "karst cones" and the entire relief classified as "conical karst". Apparently, it would not be logical.

On the contrary, it would be an absurdity to deny absolutely the influence of the karst process in the development of this landscape.

First of all, the strong conical and cupola karst relief upon the sierra crests originated due to the corrosion controlled by the dipping bedding planes and fronts (as it is also the case of the rejuvenated upland of the previously mentioned Sierra del Guaso Highlands) and represents the fossilized remnants of an ancient surface, which was divided into isolated portions as the surrounding non-carbonate subsequent lowlands reached the present dimensions. These levelled surface remnants extend in some partly stripped sierras even across the surrounding Artemisa, Jagua and San Cayetano strata. Though the non-carbonate surfaces are consi-

derably reduced, there still can be traced individual development phases (levels), one of which was suffered from longitudinal warping and transversal faulting. Also the karst pediplanation manifests itself frequently in this landscape, but only by the local retreat of slopes and the widening of lowlands. It proceeds but in narrow marginal portions of the stripped limestone beds as may be determined by measurements of various angles of the superior (convex) and inferior (steep, vertical, hanging) slope planes or directly by boring at the mogote foot-lines. It is evident, that the karst pediplanation did not create either the concave forms or the convex ones, but only modified them. Moreover, the karst process created the picturesque and immense lapiéz forms built of some altered limestone horizons, especially in the westernmost parts of the mountains. Some of them may be considered, owing to their vertical dimensions, even as karst towers.

Similar forms occur also in the northern part of Isla de Pinos, where they are built of marble and gneiss sequences of probably Paleozoic age. Similar morphology display also the western part of the Sierra del Rosario Mts. as far as the respective forms are built of the massive



Fig. 12. The Sierra de Maniabón Mts., remnants of the limestone beds resting synclinally upon the volcanic rock ridges standing out in the rolling surface built of intrusive masses between the towns of Gibara and Holguín (The Oriente Province)

Air-photo by V. Panoš

Jurassic and Cretaceous limestone beds, mentioned in the Sierra de los Organs Mts. Such is the case e. g. of the Sierra de la Güira (westwards of the town of San Diego de los Baños) and of the group of Pan de Guajaibén Mt (728 ms), which is the highest point of the entire Cordillera de Guaniguanico Mts.

On the contrary, the other Sierra del Rosario Mts. portions display, because of the heterogenous structure of the Upper Cretaceous layers (limestone interbedded in slate), quite different characteristics. There occur several remnants of an ancient uplifted surface of levelling dissected by large polje-like basins filled with lateritic (bauxitic?) allogene deposits. The basins are surrounded or overtopped by gently sloping conical hills, which may be considered as true karst cones (or karst inselbergs — according to the term applied by W. Klauer, 1948 for similar features in the Dinaric karst poljes). Other regions of the Sierra del Rosario Mts. are wildly dissected into a complicated pattern of the fossilized valleys displaying numerous funnel-like deep dolines and pronouncedly sharp and narrow local watersheds. Due to the mentioned heterogeneous structure (limestone alternating with slate) suffosion takes an important part in the doline development, forming the landscape of a peculiar cockpit karst type.

### **3. Elevations Built of Limestone Layers Interrupted by Exogene Agents**

These features appear in various constructional forms of Cuba. In the eastern part of the island could be distinguished three individual types of those features:

The most attractive forms of the first type occur in the Maniabón Mts. near the towns of Holguín and Gibara. The Maniabón Mts. consist of a large domed structure built of the folded Upper Cretaceous volcanic and sedimentary series overlain by limestone beds and of the serpentinized ultrabasic masses. These rocks form numerous parallel synclines and anticlines in the northern portions of the Oriente and Camagüey Provinces. The entire structural unit is reduced very much and only several solitary ridges and hills stand out in the low rolling surface. The superior ridge and hill portions are built of synclinally or monoclinally dipping limestone beds displaying nearly flat or slightly rounded tops and steep slopes, whereas the inferior portions are built of volcanic rocks displaying much more gentle slopes, which pass slowly into the surrounding flat relief, extending over the reduced ultrabasic rocks. These convex forms disposed in slightly arched or horse-shoe-shaped lines probably represent examples of the advanced relief inversion. The most typical hill is that of the Cerro Colorado (213 ms) mentioned by A. N. Jiménez (1964) or the short solitary ridge of Silla de Gibara (275 ma).

The second type of solitary hills of this group is represented by small steep-sloping and round- or flat-topped hills, built of Paleogene limestone and standing out in the levelled upland of the serpentinized batholith of the Sierra de Nipe Mts. (according to personal information of A. N.



Jiménez), being only poor remnants of the former limestone coat. Similar characteristics are displayed by steep sloping hills and ridges along the northern margin of the syncline of Ceiba Mocha separating the Havana-Matanzas and Madruga-Limonar Anticlines. On the slopes of the hill Loma El Palenque (327 ms) there appear relics of an ancient levelled surface (at the level of 260—285 ms) considered by C. Ducloz (1963) as Upper Miocene.

Finally, the third type is represented by few rather pronounced solitary hills appearing in the surroundings of the bays Bahía de Gibara (e. g. La Mesquita de Colón Hill) and Bahía de Baracoa (e. g. Loma de Santa Teresa Hill) in the Oriente Province, mentioned also by S. Masrip-E. S. Ysaigué (1942). Constituted of poorly consolidated conglomerates of fluvial origin, mantled with a thin bed of calcareous-loamy beachrock, these hills originated due to dissection of the submerged and later uplifted alluvial plain. There will certainly be no doubt as to whether the described solitary hills of this group should be classified as karst cones or as limestone buttes.

### Conclusion

From the results of the investigations of the Cuban karst, which has to be considered as karst pertaining to the seasonally humid tropics follows, that the main factors which cause its differentiation of the development are the following:

- the relation of the carbonate layers to certain basic constructional forms,
- the geological and hypsometrical position of the carbonate massifs in comparison with those of the surrounding noncarbonate complexes,
- their extent and the position above the main level of erosion,
- the kind and speed of the crustal movements taking place during the individual stages of development,
- the structural and lithological properties of the carbonates and of the surrounding non-carbonate rocks,
- the presence and properties of allogene and/or autochthonous sedimentary covers and resistant caprocks,
- the eventual sea floods, a. o.

These factors are of basic importance for the regulation of the climatic factor activity, which exerts influence upon the intensity rather than upon the tendency of the landscape destruction (V. Pános, 1965). It seems to be evident, that the seasonally humid tropical climate manifests itself by the mechanical decomposition and by weathering of the non-carbonate rocks during the dry season and by the immense erosion of the waste during the rainfall period. The carbonates, on the contrary, are modelled during the rainfall period mainly, i. e. only part of the year and, moreover, the chemical effects of the rainfall water are reduced by resistant calcareous caprocks and coatings (external dripstone). Consequently, the carbonates appear to be much more resistant rocks in the seasonally humid tropics than the others. Hence, the amount and the annual distribution of precipitations and the temperature appear to be

the most effective agents among individual components of the climate (O. Štelcl et cons., 1965).

Finally, it has to be suggested, that the Upper Pliocene and Glacial climate in Cuba was much drier than the present. This becomes evident from the characteristics of the Upper Pliocene-Pleistocene landscape forms, mainly of the presence of extended pediments occupying several levels, from the distinct influence of the structural changes upon the relief features caused by hard weathering crusts of various composition and from the presence of hardened eolic sediments of various generations.

The progressive ideas of the karst climamorphology cannot be denied, but it is quite clear, that the importance of the climate in the development of specific karst features has been overestimated and misrepresented in some classical climamorphological papers while, on the other hand, the respective problem has been oversimplified. Detailed regional karst climamorphological studies carried out directly in field and with application of exact methods of the auxiliary branches are of highest importance to the perfect determination of the true relation between the structure and the climate.

#### References

- Butterlin J., 1956. La constitution géologique et la structure des Antilles, Paris.
- Corbel J., 1959. Erosion en terrain calcaire. Vitesse d'érosion et morphologie. Ann. de Géographie 68, Paris.
- Corbel J., 1959. Vitesse de l'érosion. Zeitschr. f. Geomorphologie, N. F. 3, Göttingen.
- Furrázola Bermúdez G., C. M. Chudolij, M. S. Michajlovskaja, J. S. Miroljubov, I. P. Novojatskij, A. N. Jiménez, J. B. Solsona, 1964. Geología de Cuba. La Habana.
- Jiménez A. N., 1959. Geografía de Cuba. La Habana.
- Jiménez A. N., V. Panoš, O. Štelcl, 1965. Investigaciones carsológicas en Cuba, La Habana.
- Klaer W., 1957. Karstkegel, Karstinselberg und Poljeboden am Beispiel des Jezeropoljes. Petermanns Geogr. Mitteilungen, 101, Gotha.
- Krömmelbein K., 1963. Beiträge zur geologischen Kenntnis der Sierra de los Organos (Cuba). Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft.
- Lehmann H., 1953. Karst-Entwicklung in den Tropen. Die Umschau in Wissenschaft und Technik, 18, Frankfurt a. M.
- Lehmann H., 1954. Der tropische Kegelkarst auf den Großen Antillen. Erdkunde, 8, Bonn.
- Lehmann H., 1960. Las areas carsicas del Caribe. Rev. Soc. Geogr. de Cuba, 30, La Habana.
- Lehmann H., Krömmelbein K., Lötschert W., 1956. Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. Erdkunde, 30, Bonn.
- Lobeck A. K., 1939. Geomorphology. An Introduction to the Study of Landscapes. New York-London.
- Louis H., 1956. Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung auf Grund von Beobachtungen im Taurus. Erdkunde 10, Bonn.
- Massip S., Ysalgué S. E., 1942. Introduction a la Geografía de Cuba. La Habana.

Panoš V., 1964. Development of karst canyon sides in mild humid climate (according to field observations made in Moravian karst), Journal of the Czechoslovak Geogr. Society, Supplement for the XXth Intern. Geogr. Congress in London 1964, Praha.

Panoš V., 1964. Der Urkarst im Ostflügel der Böhmischen Masse. Zeitschr. f. Geomorphologie, N. F. 8, Göttingen.

Panoš V., 1965. Genetic Features of a Specific Type of the Karst in the Central European Climate Morphogenetic Area. Problems of the Speleological Research, Praha.

Štelcl O., J. Raušer, V. Viček, 1965. Principal Characteristics of Karst Water in the Central European Area according to the Results from the Moravian Karst. Problems of the Speleological Research, Praha.

Discussion: M. Sweeting, I. Gams, F. Bauer, A. Radomski, D. Gavrilović.



## **LA GROTTA DU MONT CORCHIA DANS LES ALPES APUANES**

**Giorgio Pasquini**

**Roma**

(Le manuscrit n'a pas été présenté)

L'auteur présente une courte histoire des explorations de la grotte «Antro del Corchia»; il décrit particulièrement les explorations les plus récentes auxquelles il a participé lui-même. Il continue en présentant un tableau sur la géologie du Mont Corchia, bloc de calcaires métamorphiques situé à proximité de la côte, et sur sa morphologie superficielle avec l'intention de déterminer les rapports entre celle-ci et la morphologie de la grotte. Ensuite il donne une description motivée du complexe karstique en proposant une théorie sur la genèse de celui-là et son développement.



## МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ПЕЩЕРЫ „ЛЕДЕНИКА“

Владимир Попов

София

Пещера Леденика находится в северо-западной — Стрешерской части Вратчанских гор. Ее вход находится в наиболее низкой части Леденикского увала (длина которого 2500 и ширина 1200 м), на залесенном подножии вершины Шаровити връх и имеет высоту над уровнем моря 830 м. Зимой и весной для дна Леденикского увала характерны инверсионные туманы.

Геологическое строение и морфология. Данные о геологии и морфологии пещеры Леденика приводятся в работах Н. К. Skorpilové (1895 г), Ж. Радева (1915 г), М. Иорданова (1959, 1963 г), Н. Попова (1962 г), В. Цанкова (1962 г), Вл. Попова (1963 г).

Пещера образована в мальмских (титонских) известняках, слагающих северо-восточное крыло Згориградской антиклинали, длина которой 30 км и ширина 7 км (Иорданов, 1962). Антиклиналь обнажается в окрестностях с. Згориград (Врачанский округ), ядро ее сложено карбоном и пермью, над которыми дискордантно лежат триасовые отложения — бунтзандштайновые песчаники и конгломераты и мушелкановые (аниз, ладни, рот), известняковые песчаники, известняки и доломиты. В северо-восточном крыле антиклинали над ладинскими доломитами лежат юрские (титонские) известняки, а на них залегает мощная серия меловых известняков, представленная ургонскими известняками второго горизонта апта и третьего — орбитолинового горизонта апта.

В районе Леденикского увала аптские известняки наблюдаются непосредственно севернее пещеры Леденика, а триасовые отложения юра и лиес — Догерские пески обнажаются в юго-западной части увала.

Титон, в котором образована пещера, представлен серыми и темносерыми известняками погружающимися к север-северо-востоку под углом до 36°, имеющими плотную структуру. Содержание карбоната кальция в них высоко — от 89,25% до 92,01%.

Титонские известняки рассечены тремя системами трещин, направленных с северо-запада на юго-восток 311—324°, с северо-востока на юго-запад 40—50° и с севера на юг 2—12°. Проникающие в глубину по этим трещинам карстовые воды создали основные залы и коридоры пещеры.

На плане и профилях пещеры, разработанных Географическим институтом при БАН, очерчиваются следующие части: Зал Преддверие, низкий коридор Плызняка, Малый зал, высокий туннель Кома,

Концертный/Большой зал и связанный с ним зал Хладилника, Малая пропасть, Занавеси, Белый зал и синтровая терраса Седьмое небо. Действительная длина пещеры по главной оси 263 м, а площадь 2850 кв. м.

Преддверие, Малый зал а иногда и Концертный зал привлекают внимание наличием пещерного льда, с чем связано и имя пещеры. Обычно с конца ноября или начала декабря до середины месяца апреля температура воздуха в этих залах понижается ниже 0°, например, в Преддверии она падает до  $-16,1^{\circ}$  (январь 1963 г). При таких температурных условиях стены и потолок пещеры охлаждаются ниже 0°. Капающая с потолка вода превращается в красивые ледяные образования — сталактиты, длиной до 4 м, занавеси, маленькие сталагмиты и колонны. На полу Преддверия образуется ледяная кора, толщиной 50—60 см.

Ледяные образования пещеры Леденика обнаруживают два вида льда — прозрачный и молочный. Молочный лед образуется при более низких температурах воздуха, когда происходит быстрое замерзание воды. Воздух, содержащийся в воде в виде пузырьков и каналов оказывается заключенным внутри льда и придает льду молочный цвет. Прозрачный лед формируется при сравнительно более высоких температурах и при медленном замерзании, когда содержащийся в воде воздух имеет возможность выйти наружу.

Капающая с потолков вода содержит кальцит. При замерзании воды карбонат кальция остается сильно дистиллированным и совсем не темнеет. Он располагается отдельными полосами во льду, придавая ему беловатый цвет, разнообразия красоте ледяных сталагмитов.

Деградация ледяных образований происходит через таяние и сублимацию.

Концертный зал — наибольшая пустота пещеры Леденика. Он имеет размеры 60 на 45 м, а высота между наиболее низкой точкой дна озера и наиболее высокой потолка составляет 22,70 м. Толщина титонских известняков над этими залами достигает едва 14 м. Юго-западная часть Концертного зала занята большим конусом выноса, состоящим главным образом из глинистых наносов, перекрытых толстой синтровой корой.

На высокой части конуса сформированы многочисленные сталактонны, часть из которых в основании имеет диаметр 2—10 м. Большая часть больших сталактитов, спускающихся с потолка, имеет мечообразную форму. В Малой пропасти, направленной с севера на юг и имеющей глубину около 9 м, близко до дна существует кашеобразная белая масса, известная в спелеологии под названием „лунного молокв“.

В наиболее низкой части Большой пропасти аккумулярован песок. Исследованиями В. А л е к с и е в а (1964 г) установлено, что этот песок представляет собой вулканическое стекло (более 95%) с очень мелкими зернами тяжелых и легких минералов, таких как пироксен, анфибол, циркон, апатит, биотит, кварц, сандин и др. Под микроскопом видно, что вулканическое стекло бесцветно и состоит из ребристых кусочков, содержащих газовые пузырьки.



Химический состав указывает на щелочной характер вулканического стекла.

Кроме пещеры Леденика вулканическое стекло встречается и в некоторых Карлуковских пещерах, в пещере у с. Градешница (Тетевенский округ).

Гранулометрический состав вулканического стекла в этих местах следующий:

фракция местонахождение	1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.10	0.10—0.05	0.05—0.01
Леденика	0.45	0.26	14.37	6.21	78.71
Проходина-Карлуково	—	0.09	12.99	10.31	76.61
Градешницка пещера	—	—	8.52	5.38	86.10

Сравнительно более грубозернистую структуру имеют частнцы вулканического стекла пещеры Леденика, а наиболее мелкозернистую — пещеры Градешница. Этот факт показывает, что перенос вулканического стекла совершался с запада на восток. Вероятно оно содержалось в вулканическом пепле, аккумулярованном на поверхности и позднее перенесенном карстовыми водами в вышеуказанные пещеры.

Вулканическое стекло пещеры Леденика имеет вид песка и заполняет старое пещерное расширение с созданными в нем сталагмитами и синтровой корой, что показывает, что аккумуляция песка имеет более поздний возраст чем пещерное расширение.

Генезис. Пещера Леденика сформирована в наиболее низкой части Ледениковского увала. Начало образования этого увала относится к раннему плиоцену, когда был сформирован на старой денудационной поверхности, остатки которой сохранились на высоте 960—1030 м.

Четвертичный период развития увала прослеживается на наиболее низкой части склона Шаровити врых, где ясно вырисовываются три склоновых ступени, остатки расположенных одна над другой воронок.

Эта особенность склона хорошо прослеживается на продольном профиле пещеры. Наиболее высокая ступень развита на высоте 365—875 м. Под нею на глубине 38—40 м располагаются залы: Занавеси, Белый зал, Седьмое небо, Окрашенные в красный цвет натечные образования. Наличие понор на дне Белого зала позволяет сделать предположение, что это наиболее старые части пещеры, образованные вероятно под уровнем древнечетвертичной воронки, оформлявшего наиболее низкую часть тогдашнего увала.

Второй этап развития пещеры связан с образованием наиболее широкой склоновой террасы на высоте 845—880 м, расположенной над Концертным залом. Вероятно в этот период, когда создаются наибольшие пустоты, воды были наиболее обильны, а время образования наиболее продолжительно.

Третий этап вероятно относится к позднечетвертичному периоду и связан с образованием наиболее низко расположенной воронки, дно

которой имеет высоту над уровнем моря 830 м. Там располагается вход пещеры, представляющий остаток понора воронки. По этому понору, а также по ряду других, расположенных выше входа, поступала, сосредотачивающаяся в воронке вода, образовавшая зал Преддверие. Молодость Преддверия подтверждается отсутствием натечных образований, а самостоятельность его развития существованием понора „Вычата дупка“, который и сейчас поглощает дождевую воду и воду от таяния пещерного льда.

Дискуссия: A. Šercelj.

## THE KARST PHENOMENA IN THE POLAND SUDETS

Marian Pulina

Institute of Geography of the Wrocław University

Wrocław

(The manuscript has not been submitted)

The marble and limestones in Poland's Sudets do not include large surfaces — about 30 km<sup>2</sup>, they appear in small layers alternatively with non-karst crystalline rocks. In spite of their small extension they are very interesting for the geomorphologist. Evidences of karst processes have been found and documented in them. These processes took place on the surface of mountains in the Tertiary and Quaternary period.

The greatest complexes of limestone as the basic material as the constituent of the Sudets are in form of "mogots". These hills reach 300 metres of absolute altitude, and whose interior is divided into karst-floors.

These caves are not large ones. They reach only some hundred metres. The deposits which can be found in the caves are: Tertiary kaolin, travertines, clay similar to "terra rossa", and quaternary fluvioglacial sand. Their age is determined with the excavated fauna and this makes it possible to determine the age of different floors of caves, the development of limestone surface and the stage of the development of karst in the Sudets.

The results of researching the karst district in the Sudets are of great advantage for the determination of the karstification period — the beginning of it — and for the knowledge of the morphological development of the Sudets.



## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕДЯНЫХ ПЕЩЕР ГРУЗИИ

К. Ш. Раквашвили

Спелеологическая комиссия АН Грузинской ССР

Тбилиси

В Грузии известны ледяные пещеры различного типа и происхождения.

Первые сведения о них встречаются у великого грузинского географа XVIII века Вахушти Багратиони в его „Описании Царства Грузинского“ (3), где упоминаются ледяные пещеры Хорхеби и Схвава. В 1879 году Н. Анхачев (11) описывает Саба-Цминдские ледяные ямы близ с. Цхинвали; те же ямы описаны И. П. Кавтарадзе (7). Далее, некоторые ледяные пещеры Грузии изучены А. Н. Маруашвили (14, 15, 16), Г. З. Чангашвили (16, 20), Т. З. Кикнадзе (8, 9), П. Пирпилашвили (17, 18), З. К. Гинтлазовым (16, 19) и другими.

Все встречающиеся в Грузии ледяные пещеры можно подразделить на 3 типа: а) „Ледяные ямы“ в различных географических районах и породах разного происхождения, б) Ледяные и „холодные“ пещеры базальтовых покровов Южной Грузии и в) Ледяные пещеры-пропасти высокогорных карстовых массивов известняковой полосы Западной Грузии.

### „Ледяные ямы“ в различных районах и породах

Поскольку задачей спелеологии является изучение не только больших пропастей, шахт и колодцев, но и полостей земной коры гораздо меньших размеров (5), большой интерес представляют небольшие ледниковые ямы, распространенные в разных географических районах Грузии.

Наиболее характерными для этого типа являются Саба-Цминдские ледниковые ямы близ г. Цхинвали. Н. Анхачев (11) отмечает в одной из них ледяные кристаллы; по рассказам местных жителей большее количество льда появляется в жаркие месяцы года и тогда его вывозят для своих нужд. Позже эти пещеры (их до 7) описал И. П. Кавтарадзе (7); Саба-Цминдская ложбина загромождена крупными и более мелкими глыбами туфа, образующими осыпь, которая с крутого склона спускается до горизонтальной террасы. В пустотах между отдельными глыбами образуются небольшие (1—2 м<sup>3</sup>) пещерки. Зимой в пустотах осыпи накапливается лед. В теплые месяцы в этих пещерах лед растаивает раньше, чем в расположенных выше по откосу глубинах осыпи. Подтаявшие кусочки льда сверху проскальзывают по щелям между туфовыми глыбами вниз и в пещерах, под уменьшенным давлением, лед снова появляется в виде прозрач-

ных пластинок. В жаркие месяцы глыбы, расположенные выше по откосу, нагреваются сильнее и лед под ними сильнее будет подтаивать. Однако, необходимо длительное наблюдение над этим, очень интересным механизмом образования и сохранения льда в пещерах описанным способом.

У с. Хизабаври (Южная Грузия) издавна известны ледяные ямы „Самкинваро“, откуда крестьяне летом вывозили лед для лечебных целей. Их здесь несколько десятков. П. Пирпилашвили (17) дал описание ледниковых ям; объем их очень маленький (1—2 м<sup>3</sup>). К маю почти все ямы заполнены льдом; часто образуются ледяные сталактиты. По рассказам местных жителей, если зимой снегу много, а летом нет частых дождей, то лед в этих пещерах сохраняется до сентября, в противном случае—до июля.

### **Ледяные и „холодные“ пещеры базальтовых покровов Южной Грузии**

В прошлом столетии некоторые авторы считали, что пещеры в изверженных породах составляют большую редкость (10).

В Южной Грузии, в бортах ущелья р. Кцна и ее притоков, в мощных покровах эффузивных пород (в основном базальтов и доллеритов) обнаруживаются многочисленные лавовые пещеры (5). В одной из них, Хорхеби, издавна известен лед (3). Пещера расположена в бассейне левого притока р. Кцна р. Кденсис-цкали. Это—шахта в трещиноватом базальте, глубиной не менее 12 м. Пологие уступы в шахте покрыты крепким прозрачным льдом. Стены шахты покрыты ледяной коркой с инкрустациями.

Эта пещера мешкообразной формы, замкнутым концом ниже устья и образование льда объясняется скоплением и застыванием в пустотах базальта зимнего холодного воздуха (местность находится на значительной абсолютной высоте — 1500 м) (14); грунтовые и поверхностные воды, попадающие в шахту летом, замерзают.

Движение воздуха в пещерах с двумя или несколькими входными отверстиями (или „окнами“), расположенными на разных гипсометрических точках, обуславливается разницей температур на этих точках. В углублениях таких ветровых (12) пещер, имеющих сложную форму, застаивает холодный воздух. Такие пещеры встречаются в ущелье р. Чочнани (правый приток р. Кцна), в покровах эффузивных пород.

### **Ледяные пещеры-пропасти высокогорных карстовых массивов известняковой полосы Западной Грузии**

На высокогорных карстовых массивах известняковой полосы Западной Грузии, где представлены многочисленные и разнообразные карстовые формы от обширных карровых полей до глубоких пропастей, известно множество колодцев и пещер, в которых снег попадает зимой и сохраняется в течении всего года. Кроме большой абсолютной высоты (2000—2700 м) накоплению и сохранению снега

способствуют широкие устьевые отверстия расположенные на горизонтальных и пологих участках высокогорных голых долин, трогов и гребней хребтов.

Входная часть пропасти Вахушти (массив Арабика) — колодец, заполненный снегом. Проникнуть вглубь пещеры можно по сильно наклонному снежному конусу, который постепенно переходит в подземный ледник и спускается в неизведанный колодец, заполняя его целиком. Спустившись в первый зал и обходя снежно-ледяной конус, вырубив на нем ступеньки, продолжение пути к глубинам пропасти осуществляется через узкой боковой щели.

В первой декаде сентября 1960 года в верхнем зале пропасти не было ледяных образований, температура достигала 4—5°, снизу вверх довольно сильно дул холодный воздух (8). В середине июля 1961 года пришлось провести снегоочистительные работы, чтоб попасть в первый зал. В зале оказались ледяные образования; температура была —0,5°.

Заставлению холодного воздуха в пропасти и нарушению циркуляции воздуха (1, 2, 6, 12) способствует заполнение входного отверстия снегом (что зависит от зимних атмосферных осадков и времени года). Атмогенный (сублимационные кристаллы) и гидрогенный (сталактиты, сталагмиты, столбы, кора обледенения) лед (13) верхнего зала носит сезонный характер-появляется весной и исчезает к концу августа (9); происхождение же подземного ледника, который висит в узком зале на глубине 50 метров, выяснится после его кристаллографического изучения; некоторые авторы его считают глетчерным-концом снежно-ледяного конуса (19), некоторые-гидрогенным (8) — происшедшего от повторного замерзания талых вод.

Грандиозная шахта пропасти Мартеля также заполнена снегом. К осени верхняя часть этого снежного обеланска растаивает и принимает конусообразную форму (от контакта с теплыми стенами шахты), что дает возможность проникнуть в глубину до 60—80 м.

Многочисленность снежных и ледяных колодцев на массиве Арабика, некоторые авторы объясняют влиянием четвертичного оледенения (8).

К этому же типу (4) относятся ледяные шахты и воронки на известняковом массиве Хвамди. Наиболее интересная из них-Бога- по описанию А. И. Маруашвили (15) находится на высоте 1710 м над уровнем моря; в пещере имеются замерзшие лужи, ледяные сталактиты, сталагмиты, покровный лед, сублимационные кристаллы на стенах. По рассказам местных жителей периоды таяния льда в пещере-леднике Бога точно совпадают с фазами действия периодического вокаюза Вердзис-тава у Твишской Кддекарн.

На массиве Аски интересная пещера „Сациви“, на дне которой вечно лежит снег.

Вахушти (3) при описании горной Рачи упоминает в ущелье Схванскеви „большую яму“, обширную и глубокую; в ней течет ручей, который летом замерзает, а при вывозе льда, лед пополняется непрерывно.

Схваская пещера (абс. высота 1310 м) начинается большой открытой шахтой, у западной стены которой имеется отверстие-вход в ледник. На дне и стенах пещеры имеются ледяные сталактиты, сталагмиты и столбы. Большой ледяной „стог“ опускается в трещину и теряется в глубине.

Интересны наблюдения П. Пирпилашвили (18): при наружной температуре в январе  $-6^{\circ}$ , в первой шахте температура была  $-3^{\circ}$ , в южной части ледника (напротив входного отверстия)  $-3^{\circ}$ , а в северной части  $0^{\circ}$ . 15 августа при наружной температуре  $28^{\circ}$  в первой шахте была  $20^{\circ}$ , в леднике напротив входа  $-2^{\circ}$ , в северной части  $3^{\circ}$ ; лед был только в леднике; снизу, с трещины сильно дул холодный воздух. Попадающий в пещеру летом теплый воздух, охлаждается и образуются ледяные кристаллы.

В районе Шаорской котловины (Западная Грузия) много карстовых воронок. В протекающем в пещере Сакинуле ручье имеются обломки льда (20).

Дальнейшее изучение уточнит типы ледяных пещер и ледяных образований встречающихся на территории Грузии.

#### Литература

1. Альтберг В. Я., 1930. Кунгурская ледяная пещера. Природа 10.
2. Альтберг В. Я., 1930. Наблюдения в Кунгурской ледяной пещере, ч. I. Известия Гос. гидрологического ин-та 26—27.
3. Вахушти, 1941. Описание Царства Грузинского. Под ред. Т. Ломаури и Н. Бердзенишвили.
4. Гвоздецкий Н. А., 1965. Типы ледяных пещер СССР. Докл. на IV Межд. конгр. спелеологов.
5. Джавришвили К. В., 1963. Пещеры каньона р. Кциа. Пещеры Грузии, 2.
6. Дгорра А. Dobšinská ľadová jaskyňa. Geografický časopis, 9/2.
7. Кавтарадзе И. П., 1930. Саба-Цминдские ледниковые ямы близ Цхинвали. Закавказский краеведческий сборник, серия А. Естествознание.
8. Кикнадзе Т. З., 1963. Образования пещерного льда в карстовой пропасти Вахушти Багратиони. Сообщения АН Грузинской ССР, 31/2.
9. Кикнадзе Т. З., 1963. Спелеологические исследования на известняковом массиве Арабика. Пещеры Грузии, 2.
10. Ансторов Ю., 1885. Пещеры-ледники. Материалы для геологии России, 12.
11. Анхачев Н., 1879. Поездка к Саба-Цминдским ледниковым ямам близ Цхинвали. Известия Кавказского общества любителей естествознания и Альпийского клуба, 1.
12. Максимович Г. А., 1963. Основы карстоведения, 1, Пермь.
13. Максимович Г. А., 1945. Классификация льдов пещер. Известия АН СССР, 9, серия географ. и геофизическая.
14. Маруашвили А. И., 1949. Естественные пещеры Южной Грузии. Природа, 3.
15. Маруашвили А. И., 1959. Геоморфологическая характеристика Лечхуми. Труды Ин-та географии им. Вахушти, 12.
16. Маруашвили А. И., З. К. Тинтилозов, Т. З. Чангашвили, 1961. Результаты спелеологических исследований 1960 года на известняковом массиве Арабика. Сообщения АН Грузинской ССР, 26/5.



17. Пирпилашвили П., 1960. Естественный ледник села Хизабаври. Сообщения АН Грузинской ССР, 25/6.

18. Пирпилашвили П., 1962. Естественный ледник села Схвава. Сообщения АН Грузинской ССР, 29/6.

19. Тинтиаозов З. К., 1965. Пещерные отложения в Западной Грузии. Пещеры Грузии, 3.

20. Чангашвили Г. З., 1959. Геоморфологический очерк южной части Нижней Рачи. Труды Ин-та географии им. Вахушти, 12.

Дискуссия: J. Nicod, В. Попов.



# I FENOMENI CARSIICI DELLA VAL TOGGIA ED I DISSESTI SUBITI DALLA DIGA DEL BACINO IDROELETTRICO DE KASTEL

(Alta Valle Formazza — Alpi Lepontine — Italia)

Pietro Silvestri

Società Speleologica Italiana

## Introduzione

L'alto bacino del fiume Toce s'incunea, oltre Domodossola, a N—E del Passo del Sempione, circoscritto, nella catena delle Alpi Lepontine, dal bacino del Rodano a W ed dal bacino del Ticino a E.

La linea spartiacque coincide con il confine politico che separa il territorio italiano dal territorio della Confederazione Elvetica.

Da Domodossola (m 277 s. m.) una buona strada automobilistica risale per intero la valle superiore del Toce (denominata, all'inizio, Valle Antigorio e, da Foppiano in poi, Valle Formazza) attraversando ampi pianori e risalendo imponenti gradini glaciali.<sup>1</sup>

Superati gli ultimi abitati permanenti del comune di Formazza, formato da numerose e sparse frazioni, la strada, valicata alla sommità (m 1677 s. m.) la cascata del Toce (salto di m 143),<sup>2</sup> diventa accidentata, senza rivestimento anti-polvere, e termina, dopo 12 Km (Km 57 da Domodossola), al Passo di San Giacomo (m 2315 s. m.) al confine con la Svizzera. Superato il Passo, in territorio svizzero, prosegue soltanto una mulattiera che in mezzo a verdi pascoli porta »All'Acqua«, ultimo centro abitato della Val Bedretto (Canton Ticino).

Da decenni nella valle tutto il sistema idrico naturale è stato ridimensionato secondo le esigenze della produzione elettrica tanto che »il bacino del Toce... — costituì il primo e — il più caratteristico esempio italiano di utilizzazione quasi integrale e coordinata di un intero bacino«. <sup>3</sup> Vennero collegate valli con gallerie, condotte in superficie, ecc., ma soprattutto l'erezione delle dighe nell'alta Valle originò cinque grandi bacini artificiali:

Bacino del Vannino (m 2177), orientato N—S, cui convergono le acque dei laghi Sruer (m 2327) e Busin inf. (m 2388) pure digati, tutti sviluppati su preesistenti laghi naturali;

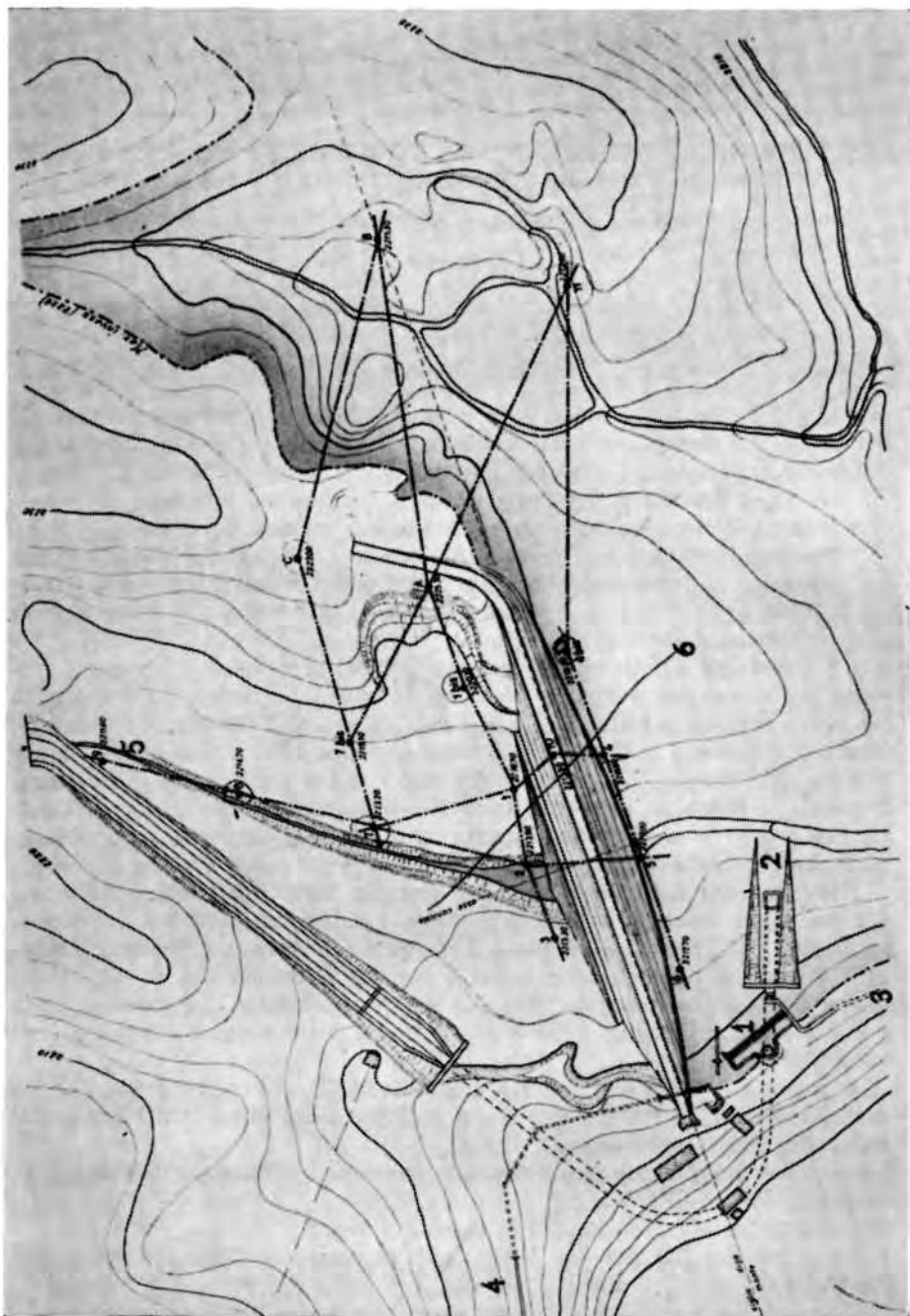
Bacino del Sabbione (m 2460), alla fronte del Ghiacciaio dell'Hohsand, orientato W—N—E;

Bacino di Morasco (m 1814), orientato W—E;

Bacino del Toggia (m 2191), sul preesistente Fischsee, orientato E—S—W;

Bacino del Kastel (m 2224), sul preesistente Kastelsee, orientato S—N.

A metà circa del Km 9 sulla strada che collega la cascata del Toce al Passo di San Giacomo si stacca, sulla destra, una breve e mal ridotta



diramazione che porta alla diga del Kastel e, superatala — in sponda sinistra idrografica —, raggiunge la costruzione dove si trovano i comandi delle opere di presa e l'alloggio del Guardiano (questo prima dell'erezione della vicina diga del Toggia).

La fascia decorrente dal Lago Kastel al Passo di San Giacomo presenta il più importante concentrazione di fenomeni carsici non solo dell'Ossola, ma dell'intera provincia di Novara.

### Il Lago Kastel

Il Kastelsee<sup>4</sup> — denominazione della forma dialettale tedesca comune nella parlata a tutta l'antica colonia formazzina — era il più grande lago naturale della valle; si sviluppava per mille metri in lunghezza e per 700 in larghezza<sup>5</sup> con il livello normale a quota m 2215.

Agli albori della colonizzazione idroelettrica era chiaro che attirasse l'attenzione; le sue condizioni di giacitura e la capacità volumetrica rendevano le acque sfruttabili pur non consentendo l'erezione di un grande sbarramento per incrementarne maggiormente la capacità.<sup>6</sup>

Nella parte N—W, dove l'emissario divalla verso il vicino Fischsee, in origine fu costruito uno sbarramento a terrapieno che consentisse di aumentare l'invaso. Il 16 novembre 1923, alle quattro del mattino, la diga in terra battuta cedeva; »travolto il modesto argine... invase l'alveo del torrente Roni« (a m 2150)<sup>7</sup>... »si rovesciò sul sottostante villaggio di Rialé« (m 1740).<sup>8</sup> Si trova inoltre scritto: »... il bel piano di Riale non è più verde come una volta... l'acqua ruinò a valle trascinando la terra dura di cui era composta la diga stessa: Riale venne invaso, e i prati furono sommersi dalla ghiaia«.<sup>9</sup> Nel piccolo villaggio, che pure era ancora abitato — zona dei pascoli intermedi, occupata in primavera ed in autunno, — fortunatamente non vi furono vittime umane, perirono soltanto capi di bestiame; l'onda di piena proseguendo seminò lungo la valle distruzione e terrore.

La »diga di cartapesta« — come la chiamarono i valligiani — venne ricostruita. I lavori iniziatisi nel 1925 furono portati a termine nel 1928.

Il nuovo sbarramento ha il corpo centrale in muratura di pietrame e malta di cemento con taglioni in calcestruzzo sistemati a monte (tav. I); il paramento a monte, poi, è costruito in muratura di pietrame e malta di cemento con un solettone in calcestruzzo armato. Il piano di coronamento si trova a quota m 2226 e si eleva: sul punto più depresso dalle fondazioni di m 17 e sul piano generale di m 13; in totale comporta un volume d'opera di mc 32.200.

Il livello dell'invaso naturale, a quota m 2214,60, passa — ad opera compiuta — alla quota di massimo invaso di m 2224, con la possibilità di toccare in piena m 2224,60. Di conseguenza la capacità, che nel preesi-

Tav. I. Planimetria della diga del Lago Kastel. Il tratteggio ombreggiato (.....) segna la linea di massimo invaso del bacino artificiale. Tutte le perforazioni di carotaggio sono indicate con numerazione progressiva (1-11) e lettere dell'alfabeto inoltre i numeri grandi indicano:

1) sfioratio — 2) paratoie e comandi — 3) condotta sotterranea alimentazione centrale idroelettrica — 4) condotta esterna a sifone afferente le acque della Val Rossa — 5) emissario naturale — 6) linea di contatto tra gessi e calcari corrispondente alla linea di frattura in superficie del corpo della diga

stente lago naturale era di mc 5.150.000 ca., passa a mc 9.550.000 ca., comportando un invaso utile, ai fini idroelettrici, di mc 9.350.000; la superficie naturale di ha 37 passa a ha 55, dopo l'invaso (Foto 1).

Sucessivamente anche la depressione valliva, in parte acquitrinosa, ospitante il Fischsee, denominata Valtoggia, nel 1929 vede iniziare i lavori per la costruzione di una diga a gravità che sarà ultimata nel 1932 con una capacità di invaso di mc 15.000.000.<sup>10</sup>

Verso il termine dell'inverno 1956 nel corpo della diga del Kastel, settore Est, vengono segnalati nel cunicolo d'ispezione allarmanti spostamenti nelle strutture murarie sia sul piano verticale che su quello orizzontale; in superficie si avverte appena una insignificante screpolatura. Infatti i periodici controlli effettuati tra il caposaldo esterno ed i capisaldi sul coronamento diga sempre avevano dato valori di trascurabile entità per gli spostamenti altimetrici, riassunti nella tabella seguente.

Tab. 1

Capisaldi (1)	Abbassamenti in cm negli anni			
	1929 (2)	1955 (3)	1962 (4)	
1	0	0	0	
2	0	— 1,00	— 1,00	
3	0	— 1,05	— 3,00	
4	0	— 2,00	— 3,00	

N. B.

(1) I capisaldi sono disposti sul coronamento diga con progressione da sinistra a destra, idrografica.

(2) Anno in cui la diga entra in esercizio; i controlli furono eseguiti ogni anno.

(3) Anno precedente i cedimenti segnalati nel corpo interno della diga.

(4) Ultimo rilevamento.

Fortunatamente il bacino è quasi completamente prosciugato, essendo a fine inverno; l'acqua non giunge neppure a lambire la diga, occupando soltanto la depressione centrale del bacino lacustre naturale.

Non si ebbero, perciò, sollecitazioni concomitanti dovute alla spinta idraulica, il cedimento — in questa ultima fase — rimase un episodio a se stante che però consigliò, fattesi precarie le strutture di sbarramento, di sospendere l'invaso artificiale del bacino con le acque del disgelo primaverile.

Erano trascorsi appena 33 anni dal primo rovinoso cedimento!

Questi ricorrenti cedimenti impongono due interrogativi: sono le strutture della diga non calcolate o mal realizzate che cedono oppure siamo in presenza di una causa esterna non prevista che agisce casualmente a cicli indeterminabili.

Ancor oggi quando il terreno presenta scarsa resistenza alle dighe in muratura, che hanno quale prerogativa la concentrazione delle tensioni

in alcune zone del piano di posa, si preferiscono le cosiddette dighe «in materiale sciolto» del tipo a scogliera, a secco, in terra.

Sono proprio le dighe a gravità massicce, garantite dall'esperienza di molti secoli e dalla loro notevole massa, che offrono ampi margini di sicurezza anche in casi ed in situazioni eccezionali, quali potrebbero essere le azioni sismiche.

Tutte le dighe a gravità alleggerita, a volta, a cupola, ad elementi compositi . . . , che l'epoca moderna realizza in materia di dighe in muratura, offrono il vantaggio di elevatissimi risparmi di materiali sulle precedenti, poichè sfruttano le capacità resistenti del materiale impiegato, ma risolvono con soluzioni singole singoli casi solo là dove il terreno portante offre tutte le garanzie.

La diga del Kastel, rientrando nella prima categoria, strutturalmente non può essere criticata; in America si hanno esempi di dighe a scogliera con altezze di ritenuta di ca. 100 metri,<sup>11</sup> essa presenta tutte le garanzie di sicurezza, considerando anche il suo limitato sviluppo.

E' naturale voler cercare un legame tra i due cedimenti o domandarsi se il cedimento del 1956, in presenza del massimo invaso, avrebbe avuto conseguenze catastrofiche; ma la fulmineità del primo e la constatazione del secondo dissesto, con la diga fuori carico, non porgono elementi di confronto. Tuttavia, quasi sicuramente, le cause che hanno determinato il secondo cedimento sono predicabili anche del primo: nel 1923 il terrapieno cedette e fu asportato sia perchè le acque si trovavano al livello di massimo invaso, tenendo tutta la struttura della diga sotto carico, sia



Foto 1. Il bacino digato del Lago Kastel nel settembre del 1954, quasi al livello di massimo invaso; in primo piano lo sfioratore (cfr. tav. I, no 1)

(P. Silvestri)

perchè il tipo di costruzione, una volta incrinato, si prestava ad un facile sgretolamento. Nel 1956 le strutture esterne del corpo della diga permangono pressochè normali, date le diverse caratteristiche dell'opera; al contrario, nel corpo interno, i dissesti del cunicolo di controllo manifestano nel settore Est un forte cedimento. Forse maggiori dissesti si sarebbero potuti verificare anche nel corpo esterno se le strutture fossero state sotto carico, come di norma sono all'inizio dell'inverno, ma questo rimane pura supposizione.

Pertanto — come abbiamo affermato — non vanno messe sotto processo le strutture nè del primo nè del secondo sbarramento bensì il terreno portante. Infatti i due episodi, slegati nel tempo, rispecchiano un processo evolutivo di assestamento tuttora in atto nel terreno su cui sono state realizzate le opere di ritenuta; processo che, come vedremo, interessa non solo la diga, ma tutto l'esteso settore limitrofo e che, purtroppo, non era mai stato preso in considerazione.

### Alta Valtoggia

Non è possibile, nel corso del presente lavoro, prendere in esame dettagliatamente le complesse manifestazioni del carsismo di superficie e di profondità che tormentano l'estremo lembo della Val Toggia.

Accenneremo in sintesi alla configurazione generale perchè siamo ancora lontani dall'aver esaurito le ricerche programmate che, non va dimenticato, possono essere condotte soltanto in due, al massimo tre, mesi dell'anno quando la neve scompare quasi completamente.

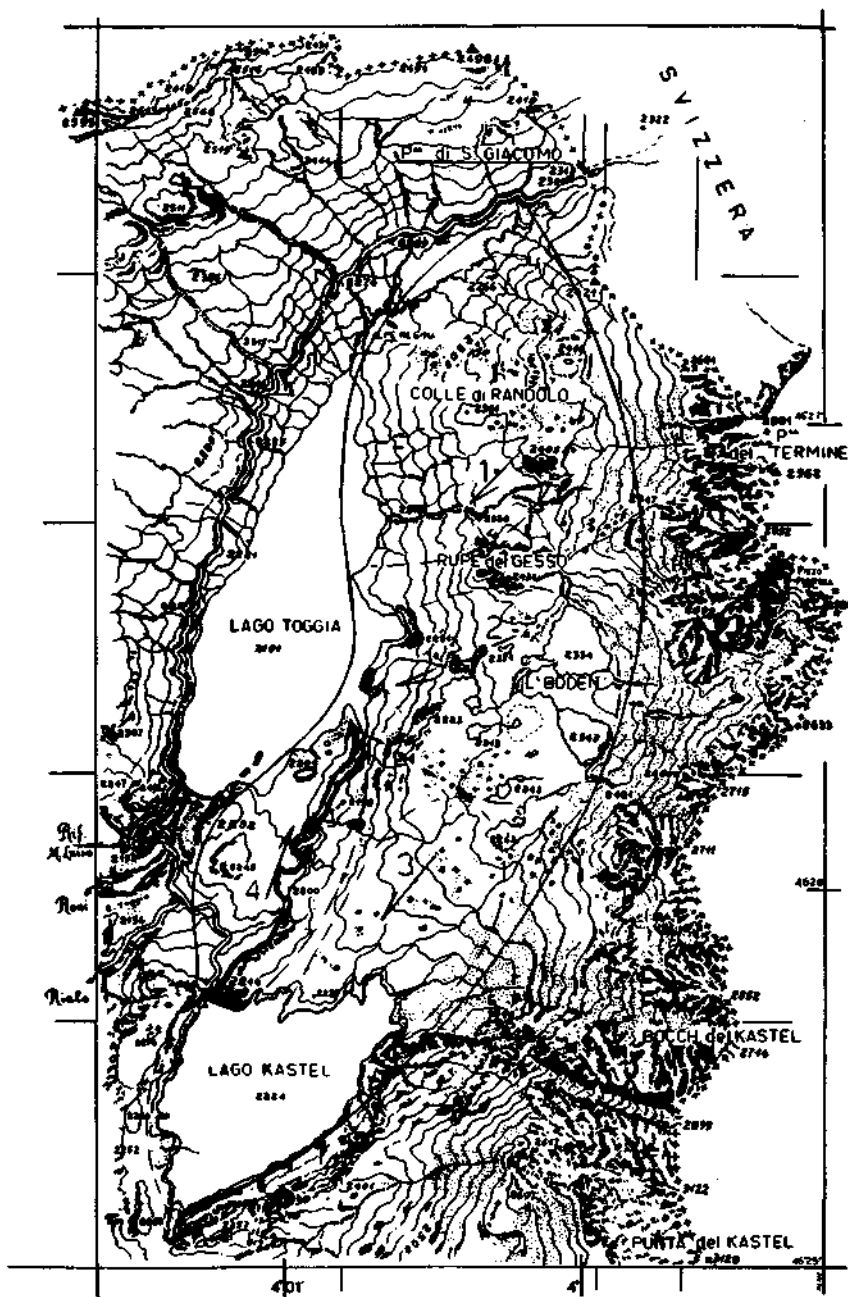
La fascia interessata si estende ad arco da N—E (Passo di San Giacomo) a S—W (Lago Kastel) con convessità ad Est, delimitata dagli scoscesi contrafforti della cresta di confine (Punta del Termine, m 2962; Pizzo Fiorina, m 2925;<sup>12</sup> Punta del Kastel, m 3128) mentre ad Ovest la circonda il solco della Valtoggia (tav. II).

E' contenuta entro le isoipse delle quote 2200—2450 per uno sviluppo medio, in larghezza, di mille metri e di 4 mila metri ca. in lunghezza.

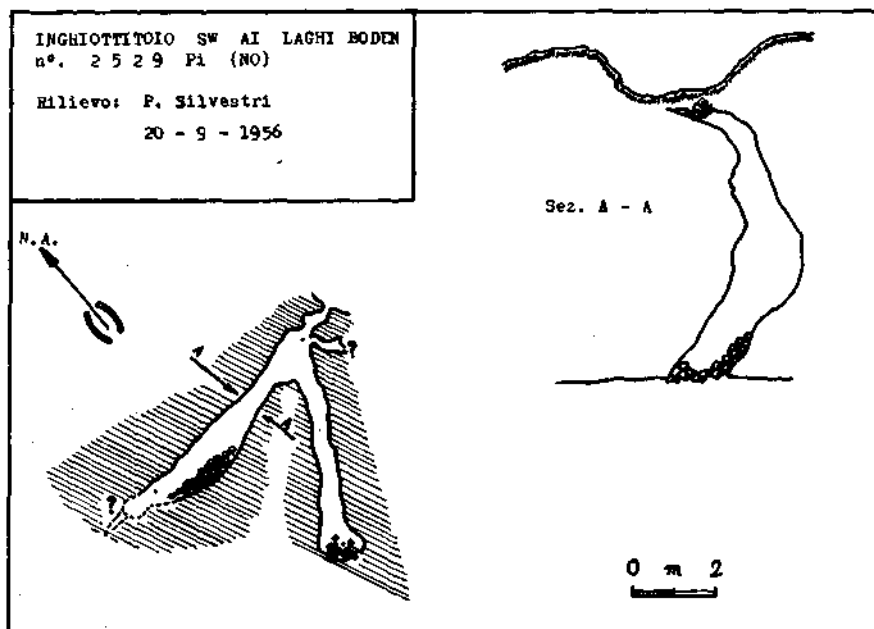
La singolarità e l'abbondanza del rilevante concentrazione di fenomeni carsici in una fascia così ben circoscritta, all'opposto, hanno, per il passato, debolmente, e solo saltuariamente, attratto l'attenzione dei ricercatori e, in specie, degli alpinisti che pure in questa zona intensificano la loro attività verso la fine dell'800. Le descrizioni più importanti, oltre l'opera precedente di Studer, Dübi, Gardiner e Pilkington, si hanno nei lavori di Cust (1878) e del Coolidge (1888) del quale nel 1892 uscì, nella famosa raccolta delle «Climbers' Guide», il nuovo studio «The Lepontine Alps». In seguito il Gerla rivedendo tutto il materiale precedentemente raccolto compila una pregevole monografia,<sup>13</sup> che ancora rimane l'unico studio generale specializzato per il settore italiano delle Alpi Lepontine Occidentali.

Tuttavia la prima segnalazione scritta riguardante soltanto «escavazioni nel gesso, perfettamente imbutiformi» è del Piolti<sup>14</sup> nel 1888 mentre descrive fenomeni analoghi del Moncenisio. Successivamente O. Marinelli, dopo aver percorso la zona — il Piolti aveva semplicemente citato una comunicazione ricevuta oralmente dallo Spezia<sup>15</sup> —





Tav. II. Particolare della carta topografica (1/25.000) dell'I.G.M., foglio 5, II N.E., Passo di San Giacomo. La linea continua dellimita Parea carsica, quelle tratteggiate i bacini d'impiuvio



Tav. III.

rende note le sue osservazioni nel 1906<sup>16</sup> e le richiama nuovamente in un altro lavoro di carattere generale sulle regioni gessose nel 1917.<sup>17</sup>

Nel 1913 il rilievo geologico<sup>18</sup> mette in risalto numerosi affioramenti di rocce carsogene mentre nel 1931 l'edizione della tavoletta dell'Istituto Geografico Militare<sup>19</sup> segnala qua e là alcune doline tra le più vistose.

Nel 1926 il Landini<sup>20</sup> accenna ad «una striscia di gessi micacei studiata dal Marinelli»,<sup>17</sup> in tutto il suo considerevole lavoro, così come in quello apparso nel 1928,<sup>21</sup> non accenna minimamente il fenomeno carsico. Anche la Monti,<sup>22</sup> che in precedenza era stata al Kastel, annota soltanto che il «fondo è calcescistico».

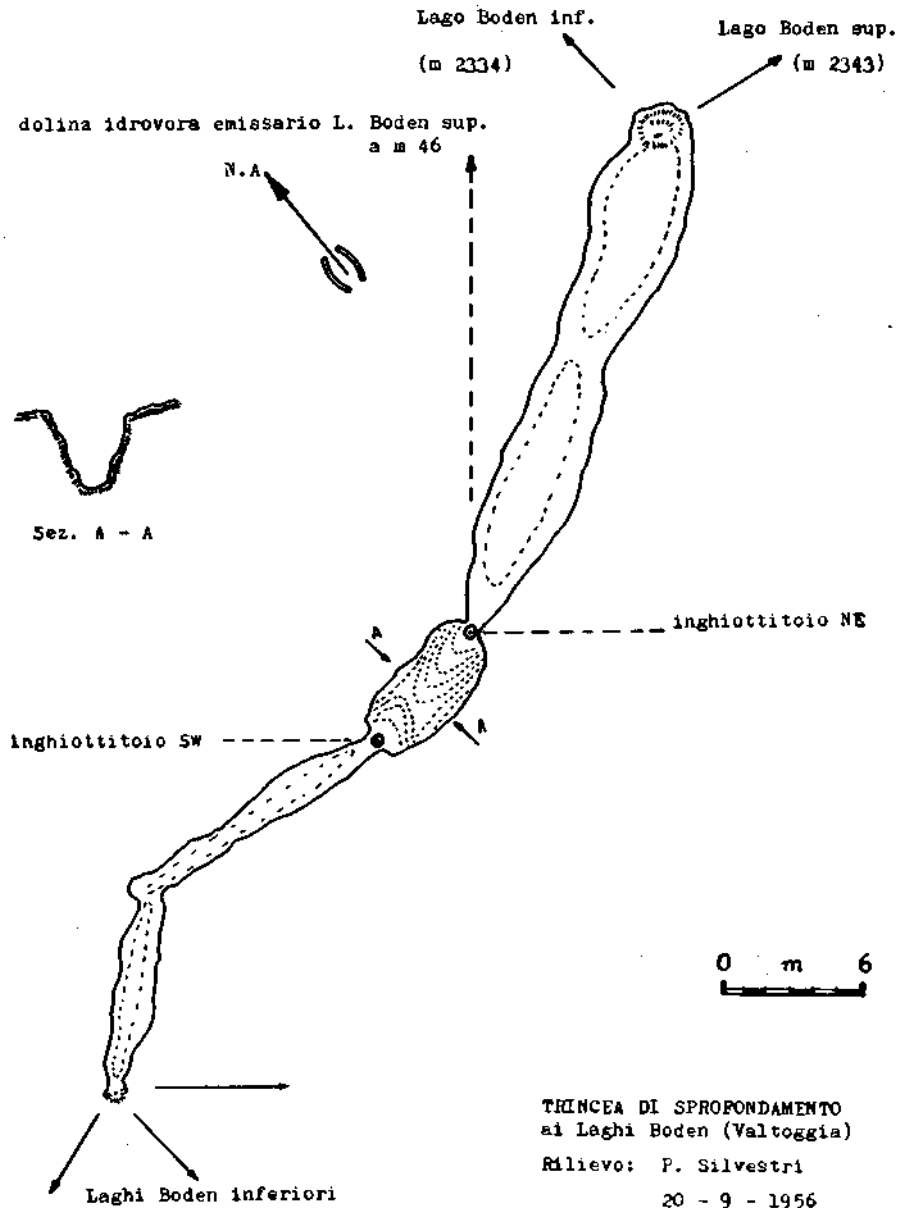
Nelle due campagne delle estati 1952—53 il Capello tenta uno studio generale e redige la prima organica descrizione dei fenomeni carsici;<sup>23</sup> un anno dopo in base a tale lavoro iniziammo le nostre ricerche,<sup>24</sup> tuttora in corso. Il Capello descrive abbastanza con precisione le doline della fascia raggruppandole entro due aree:

la prima con epicentro il Colle del Randolo (m 2361), prevalentemente gessoso;

la seconda, compresa tra la Rupe del Gesso (m 2431) e la sponda Nord (punto quotato m 2227) del Lago Kastel, con gessi, calcari, dolomie.

Una terza area, anche se non la determina sulla carta che allega allo studio (fig. 14, pag. 101, op. cit., 1955), è situata nel falsopiano a pascolo che si estende tra il Lago Toggia ed il Kastel, lungo la sponda sinistra idr. del torrente che li collega.

Egli esamina con meticolosità tutta la zona descrivendo numerose doline e riassumendo in uno specchio i dati riguardanti 23 »laghi e pozze carsiche« (pag. 109). Tenta anche, approssimativamente, di stabilire il sistema idrologico ipogeo dell'altopiano che ospita i Laghi Boden,



Tav. IV.

mettendo in relazione le voragini di perdita, le risorgenze ed i piccoli laghi sottostanti sulle rive del bacino digato del Toggia, generalmente sommersi a massimo invaso.

L'ipotesi avanzata (fig. 19, pag. 108, op. cit., 1955) è basata unicamente su osservazioni di superficie che, per la complessità della rete idrografica, va soltanto considerata come ipotesi di lavoro. Attualmente sono in programma ricerche colorimetriche e la determinazione della batimetria dei bacini lacustri per poter stabilire una relazione con la sottostante valle che ospita l'invaso del Bacino del Toggia della quale si possiede già il rilievo topografico (1/1000) antecedente i lavori d'invaso e l'esatta ubicazione del Fischsee (= Lago dei Pesci).

Possiamo intanto citare la notizia del rinvenimento, nel 1954, di due cavità<sup>25</sup> in una trincea di sprofondamento (tav. III) le cui entrate si sono aperte per smottamento della cotica erbosa. La trincea si imposta su un'ampia diaclasi che si sviluppa sulla normale NE—SW dell'allineamento dei due laghi Boden più elevati (Lago Boden Superiore, m 2343; Lago Boden Inferiore, m 2334) accanto alla voragine di perdita che smaltisce, quasi completamente, le acque dell'emissario del Boden superiore (tav. IV).

Da ultimo, logicamente, il Capello tace dell'altra area di doline, quarta, che si sviluppa immediatamente a monte e a valle della diga del Kastel in quanto, al tempo dei suoi sopralluoghi — estate —, tutta la zona a monte era coperta dalle acque dell'invaso artificiale e, quelle a valle potevano, parzialmente, sfuggire.

### Morfologia ed idrologia

Tutto il territorio presenta un forte modellamento glaciale,<sup>26</sup> crionivale,<sup>27</sup> carsico.

Le vegetazione insediatasi è quella tipica alpina dell'orizzonte seminivale montano. Nella pietraia morenica — pianalto dei Laghi Boden (Rupe del Gesso—Lago Kastel) — sviluppatissimo il rhododendron accanto al salix nano e strisciante; tutt'attorno il pascolo, magro, presenta un vistoso assortimento di fanerogame dai fiori vivaci mentre nelle zone molto umide, con corsi o pozze d'acqua si incontrano isole di torba (elementi costitutivi a sphagnum) e ampie colonie di eriophorum (Eriophorum Scheuchzeri).

A partire dalla diga, accanto a forme senescenti, esiste uno sviluppato carsismo giovanile di superficie e di profondità del quale, ancora, non se ne è potuto appurare tutta la complessità.

E' in fase di completamento (per ora limitato alla zona circostante la diga) il rilevamento topografico (1/1000) delle doline; alcune già da due anni sono controllate nella loro progressiva evoluzione.

Grosso modo il fenomeno carsico può essere così suddiviso:

#### A. doline

1. idrovore, con un corso d'acqua perenne che vi si immette; zona dei Laghi Boden;

2. asciutte, a) generalmente ospitanti, anche in estate, depositi di neve; diametri e profondità rilevanti, senza cotica erbosa di rivestimento;

b) con cotica erbosa, contorni dolci e ben modellati, poco profonde, ma anche con diametro rilevante;

3. con acqua, a) con affluente o emissario, o entrambi, piccoli laghi; b) chiuse, di grandi o piccole dimensioni; in periodo di forte siccità e scarso innevamento possono anche completamente prosciugarsi; alcune al termine dell'estate si prosciugano e sono quelle, in genere, con rivestimento erboso;

4. sommerse, vengono a giorno lungo le coste del Lago Kastel con l'abbassamento di livello dell'invaso; irregolari, a pozzo, di piccole dimensioni — per recentissima formazione — (nella zona a tappeto erboso o anche nella fascia di deposito alluvionale ad elementi finissimi; caotiche negli affioramenti rocciosi).

B. **sistemi di doline**, nella forma composta di *ùvala* si nota la formazione di altre piccole doline.

C. **trincee o solchi di sprofondamento**, frequenti, non sempre individuabili, qualche volta di incerta origine.

Tutte si sviluppano in materiale morenico, di frana o alluvionale; si possono quindi dire doline ereditate o di corrosione subdetritica o doline indirette.<sup>28</sup>

Gli affioramenti gessosi che si trovano frequenti, ma limitati, lungo la direttrice N—S tra il Colle di Randolo e l'emissario del Kastel separati dallo sperone della Rupe del Gesso, che lo è solo di nome, presentano numerose doline. Il profilo è, generalmente, imbutiforme perfetto, le pareti



Foto 2. (19 agosto 1964) Il Lago Kastel al livello del bacino naturale; ai piedi della diga (a sinistra) due grandi doline in primo piano

(P. Silvestri)



Foto 3. (18 agosto 1965) Il settore centrale del Lago Kastel dalla sponda destra idr.; in primo piano una perfetta dolina

(P. Silvestri)

sono spoglie di vegetazione, mancano di acqua stagnante o corrente mentre, al contrario, molte sono ostruite quasi interamente dalla neve che si conserva per tutta la breve estate.

Le modificazioni che la rete idrica interna, sviluppandosi progressivamente subisce, si manifestano anche in superficie.

Importanti doline sono venute a giorno lungo tutta la linea a monte della diga dopo che le acque, per l'inattività dell'invaso, occupano esclusivamente la conca del preesistente bacino naturale. Il loro massimo concentramento numerico è localizzato a Est, sul prolungamento della linea della diga, e comprende anche i fenomeni più vistosi (foto 2 e 3). Inghiottitoi di sprofondamento si sono aperti recentemente; sono periodicamente controllati nella stagione estiva poichè tuttora in crescita (foto 4).

Un fattore che gioca un ruolo di capitale importanza nell'evoluzione epigea ed ipogea di questo elevato comprensorio carsico è la condizione ambiente: clima — precipitazioni dalle marcate caratteristiche alpine. Clima rigido con forti escursioni termiche nei mesi più caldi; forte innnevamento annuale; coltre nevosa quasi permanente e, abitualmente, permanente nelle doline (pianalto dei Laghi Boden—Passo S. Giacomo), nei canali e in particolari vallecole.

Poichè non è possibile, per ora ed in questa sede, analizzare adeguatamente tale fattore presentiamo solo alcuni dati. Il grafico (tav. V) raccoglie i valori mensili delle precipitazioni, pioggia-neve, tradotti in millimetri e le medie delle temperature in °C di due anni: 1960—61.

Più dettagliatamente la situazione meteorologica la si può esaminare nei dati del quinquennio 1959—1964 (tab. 2). La sintesi, pur contemplando l'arco di dodici mesi, è predisposta secondo una suddivisione stagionale, come facciamo per i dati delle osservazioni glaciologiche,<sup>30</sup> che va da settembre a tutto agosto.

I dati elaborati provengono dalla stazione meteorologica E. N. E. L. installata presso la diga del Lago Toggia a m 2193 s.l.m. ubicata sulla corda dell'arco che delimita a Est il territorio di studio.

Le rocce della zona in esame sono tutte ascrivibili alla serie del Trias medio.

In seguito ai dissesti verificatisi nel corpo della diga si effettuò una campagna di sondaggi geognostici nell'estate 1956 con lo scopo di determinare la natura e la giacitura delle rocce, in modo da avere degli elementi di conferma sull'origine dei movimenti che causarono il cedimento della diga del Lago Kastel. Movimenti che già erano stati riconosciuti quali fenomeni carsici, causati dall'erosione e corrosione subita dalle rocce portanti, solvibili per effetto di acque di infiltrazione.<sup>29</sup>

Sono state eseguite 17 trivellazioni (tav. I e tab. 3) ubicate immediatamente a monte (n°. 4) e a valle (n°. 9) della diga e, successivamente, in base ai dati ottenuti, estese sulla destra idrografica (n°. 3) dell'opera; una trivellazione fu effettuata nel corpo stesso della diga.

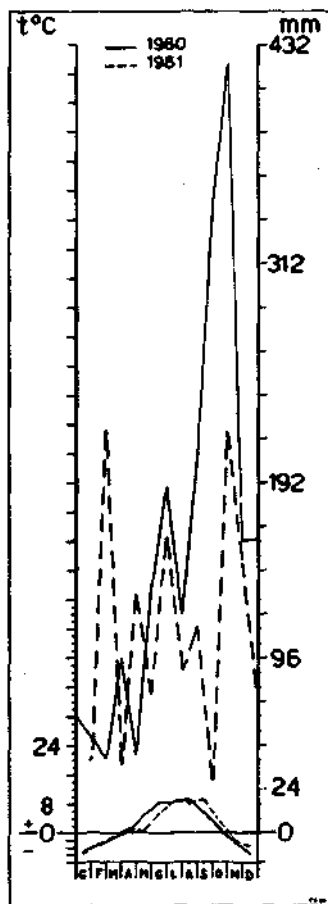


Foto 4. (22 agosto 1963) Sprofondamento, fotografato a pochi mesi dal suo apparire (assi di m3  $\times$  1,30 ca. e profondità mx di m 0,70), poco a monte della diga del L. Kastel, quasi sull'asse di cedimento. Notare la compatta copertura vegetale del suolo formato dai detriti sedimentati negli anni di attività dello sbarramento

(P. Silvestri)

Tab. 2. — La situazione meteorologica del quinquennio 1959-64, da settembre a tutto agosto, nell'alta Val Toggia








Anni da sett. ad agosto		Bacino del Toggia (Alta Valle Formazza)										Stazione E. N. E. L. m 2193 s. l. m.			
		Innevamento suolo					Precipitazioni					Temperature			
		permanente		h neve al suolo		acqua		media °C	mx media mensile	mn media mensile	mese	mese	mese	mese	
dal	al	Np gior.	media cm	mx cm	g/m	neve	piogg.								totale
1959-60	1	20/10	18/6	243	?	458	11/3	803	573	1376	2,1	9,3	8	-5,0	1
1960-61	9	1/10	24/6	267	231	479	13/2	1482	476	1958	0,9	8,6	7	-5,6	12
1961-62	12	29/10	25/6	239	130	355	19/4	811	329	1140	1,0	9,1	9	-6,6	3
1962-63	2	6/10	27/6	234	227	495	12/4	816	398	1212	1,5	10,6	7	-7,9	12
1963-64	9	1/11	12/6	225	125	300	25/4	897	360	1257	2,4	11,3	7	-6,0	12



Tav. V. Temperature e precipitazioni della stazione meteorologica alla diga del Lago Toggia (m 2193 s. l. m.)



Tab. 3

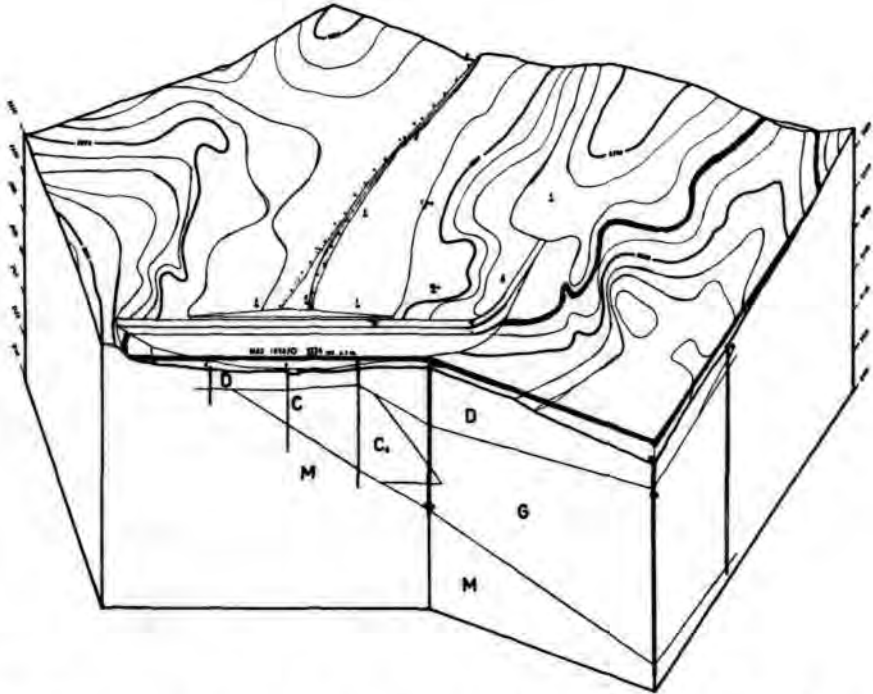
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	valle	2216,70	32,50				
1 bis	valle	2220,10	74,40	48,10 52,00		3,90	52,00/T
2	valle	2213,90	35,60				
3	valle	2215,30	32,60				
4	monte	2218,60	59,00				
4 bis	monte	2219,30	74,15	68,00 70,00		2,00	55,10/T +12,90
5	monte	2217,00	40,15				
6	monte	2217,70	17,20				
7	valle	2213,20	38,00	11,70 17,00		5,30	19,50/T -2,85
7 bis	valle	2217,70	55,10				
8	valle	2214,70	41,80	30,50 33,40		3,10	22,35/T +6,15
9	valle	2211,80	48,10	10,50 11,67		1,37	8,25/T 11,50/T +1,25
10	diga	2213,50	62,90				
11	monte	2212,00	104,00	14,40 16,00		1,60	19,50/P -3,50
A	valle	2225,30	92,04				
B	monte	2215,30	113,12				
C	valle	2227,00	103,58	98,70 99,05		0,35	22,50/T 99,20/P +76,20 -0,15

Progressione dei fori di sondaggio e cavità incontrate:

- I — numero d'ordine dei carotaggi eseguiti;
- II — ubicazione dei fori in rapporto alla diga;
- III — quota in metri s. l. m. da dove parte la perforazione;
- IV — massima profondità raggiunta;
- V — livelli entro cui è compresa la cavità e sezione della cavità;
- VI — altezza in metri della cavità;
- VII — perdita d'acqua totale (= T) o parziale (= P) riscontrata durante la perforazione, è segnata la profondità;
- VIII — perdita d'acqua incontrata sopra (+) o sotto (—) la cavità, indicazione della profondità.

Le formazioni che interessano la zona del Lago Kastel sono (tav. VI):

1. morene würmiane, post-würmiane e recenti cui si sovrapposero detriti di falda;
2. calcari e dolomie con inserzioni di calcescisti e filladi;
3. gessi micacei in parte anfibolici, con anidrite;
4. micascisti, costituenti l'assise maggiore fondamentale, che offrono — unici — le maggiori caratteristiche di stabilità e solidità.



Tav. VI. Blocco stereogramma sviluppato sulle trivellazioni a monte della diga del Lago Kastel; da sinistra fori: 6 - 5 - 4 - bis - 11 - B. (Scala 1 : 3.000), tavola leggermente ridotta

Terreno geologico in sezione:

- C - calcari cristallini micaceo dolomitici profondamente alterati
- C<sub>1</sub> - residui detritici di rocce complesse calcareo gessose ridotti allo stato sabbioso
- D - copertura detritico-morenica
- G - gessi micacei
- M - micascisti talvolta calcariferi

Nella generica categoria »micascisti« sono comprese:

- a) quarziti gneissiche a biotite, passanti a micascisti;
- b) gneiss minuti scistososi-occhiadini;
- c) calcescisti biotitici, a volte anfibolici (giuresi);
- d) scisti micaceo-filladici.

I gessi, che abbondantemente affiorano in massa a NE della diga fino al Passo di San Giacomo, sono di aspetto cristallino-saccaroide e frequentemente si incontrano cavità causate dalle acque di infiltrazione o scorrimento.

Le cavità hanno dimensioni variabili da pochi millimetri a qualche metro. A volte sono tanto diffuse nella massa da conferirle l'aspetto tipico delle rocce cariolate. Altre volte sono intasate da materiale di dilavamento delle rocce adiacenti, principalmente di natura argillosa o calcarea. Su 17 perforazioni, sette hanno incontrato cavità comprese tra le profondità di m 10,50 e m 98,70 (41,1% di cavità occulte).

Durante tutte le ricerche non sono emersi elementi validi ad indicare un principio di stratificazione.

Le rocce calcareo-dolomitiche, limitate nell'alta Valtoggia, compongono in gran parte il terreno su cui è fondata la diga e presentano un alto stato di alterazione. Difficilmente, infatti, fu possibile estrarre dalla trivellazione campioni intatti; molte volte in loco si incontrò soltanto una sabbia detritica incoerente (rosso-giallastra). L'azione delle acque di alta montagna accentua la soluzione del carbonato e da origine ad una intensa cariolatura, inoltre si riscontrano fenomeni di limonizzazione e cementazione delle parti detritiche.

Più ancora che nei gessi manca ogni elemento per determinare una qualsiasi traccia di stratificazione.

I depositi morenici della zona della diga sono formati da detriti di piccole dimensioni con prevalenza della parte limo-argillosa.

Dal momento che le caratteristiche litologiche dei micascisti (formazioni raggruppate nella quarta classe: a/b/c/d) offrono buon affidamento, dal punto di vista statico ed idraulico, i sondaggi in ogni punto furono portati fino al loro orizzonte che va da 70 a 100 metri ca. di profondità (fori: B, C, 11) a partire da sinistra a destra idr. della diga.

La copertura morenica omogenea e continua di tutta la superficie ha una potenza media di m 10 ca. e raggiunge (fori 10 e 4 bis) anche 20 metri.

Gli elementi fondamentali emersi dopo le perforazioni fanno concludere che:

1. il principale cedimento della diga si verifica lungo la linea di separazione tra i gessi ed i calcari;

2. costantemente le formazioni calcaree a contatto con i gessi presentano il massimo grado di degradazione.

Pertanto la parte centrale della fondazione della diga venne meno per la formazione di ampie caverne che, crollate, hanno provocato il dislocamento della massa incoerente dei detriti di residui calcarei adiacenti.

In superficie (particolarmente a monte della diga) stiamo controllando inghiottitoi di sprofondamento recenti e recentissimi.

Per inciso si fa notare anche l'azione distruttiva esercitata dalle acque di infiltrazione sui calcestruzzi, costituenti la fondazione ed i tagli della diga che presentano una profonda degradazione.

Le acque dopo essere passate dai depositi gessosi hanno assunto un forte grado di aggressività diventando più o meno selenitose.

Quindi i dissesti della diga sono dovuti al cedimento delle fondazioni causato:

1. dal dislocamento delle masse incoerenti dei residui calcarei dovuto alla dissoluzione dei gessi; cedimenti marcati e numerosi si incontrano ad Est della diga, là dove maggiori sono le formazioni gessose;

2. cedimento del plateone di fondazione della diga e del doppio taglione in calcestruzzo a monte della diga per il degrado del cemento ad opera delle acque aggressive.

Per il futuro non solo è da escludere la possibilità di riadattamento della diga, ma è da prevedere, per la costante dissoluzione dei gessi, la mutazione della rete idrica ipogea.

## Summary

### THE KARST PHENOMENA OF THE TOGGIA VALLEY AND THE DISTURBANCE SUFFERED BY THE DAM OF "KASTEL HYDROELECTRIC BASIN"

(upper "Formazza" Valley — Lepontine Alps — Italy)

The farthest North-East strip of the upper Formazza Valley (Lepontine Alps, Ossola, Italy) show a complex belt of Karst phenomena that can be seen in a succession of stepped plateaux comprised between m 2100 and m 2450 above sea-level, at the foot of the watershed-ridge which divides Italy from Switzerland. The Toggia Valley exhibits the most important and copious Karst phenomena in the province of Novara.

In the first part the author examines the distribution of the dolinas with their morphology and the complicate epigeal-hypogeal water circulation of the system that connects the two largest lakes (Lake Toggia, Lake Kastel) with more than twenty other smaller lakes. A mention, too, is made of some little cavities which have never pointed out before.

In the second part the author presents the results of geognostical drillings made by a highly specialized company up and down the dam which has turned the former Lake Kastel into a hydroelectric dam.

These researches were made in the summer of 1956 in consequence of disturbance perceived, in spring, in the dam owing to latent Karst phenomena below. Seventeen drillings were made, reaching the maximum depth of m 113.20.

In the gypsum horizon seven cryptocavities (41.1%) were found and it was ascertained that the sinking-line of the dam corresponds with the contact zone of chalky-calcareous formations.

After the inactivity of the dam, when the water returned to the level of the former natural basin (height of m 2214 from the height of m 2224 at the time of maximum flooding) one could see other important dolinas scattered on a line which runs parallel to the dam on the upstream side; they are mostly in the eastern part.

In addition to the described phenomena, the author gives the weather situation of the basin that is another important fact to be related to the height.

## Note

1. Fa eccezione il gradino delle «Casse», ciclopico sbarramento di materiale di frana; cfr. G. B. Castiglioni, 1955, Un'antica frana in Valle Formazza, Riv. Geografica Italiana, a. LXII, fasc. 3, pp. 227—31, Firenze.
2. Stoppani A., 1908, Il Bel Paese, pp. 188—190, Milano.
3. Landini P., 1926, Appunti geografici sulla Val Formazza (Alpi Lepontine), Boll. Storico Novarese, a. XX, fasc. 11, pp. 166, Novara.
4. Stoppani, op. cit., pag. 193—99.
5. Daverio Arialdo, 1932, Guida del Bacino dell'Hohsand, pp. 29—34.
6. Giov. d'Arminio Monforte, 1955, L'industria elettrica italiana e le sue recenti realizzazioni nel campo idroelettrico, riv. «Scienza e Lavoro», a. X, quaderno 3, Brescia.
7. Silvestri P., 1962, Diga del Lago Kastel (alta Val Formazza), Rassegna Speleologica Italiana, a. XIV, fasc. 3, pp. 322; fu una prima breve nota.
8. Bazzetta e Brusoni, 1888 e 1892, Guida dell'Ossola; nell'edizione 1892 a pag. 189 cfr. illustrazione.
9. Monti Rina, 1903, Le condizioni fisico-biologiche dei laghi Ossolani e Valdostani, pp. 14, Pavia.
10. Landini P., 1926, op. cit., pag. 185 nota, ricorda un accordo tra Soc. Elettrica e Direzione Generale delle Belle Arti che sanciva il limite

massimo di invaso a mc. 12.000.000 e questo per non depauperare la sottostante Cascata del Toce.

7. Il torrente Roni è il collettore delle acque della Val Rossa, a NW del Kastelsee, cui affluiscono quelle del Fischsee in parte alimentate da quelle del Lago Kastel.

8. De Censi Ugo, 1961, Val Formazza, pag. 73, Milano.

9. Daverio Arialdo, op. cit., pag. 35.

10. I dati riguardanti i bacini e le dighe ci sono stati gentilmente concessi dagli Uffici E. N. E. L. di Domodossola; cfr. anche: Compendio Statistico della Provincia di Novara, 1965, ed. Camera Commercio Industria e Agricoltura di Novara.

11. Enciclopedia delle scienze e delle tecniche, Galileo, 1965, vol. 3, voce: diga, ed. SADEA, Firenze.

12. Piolti Giuseppe, 1889, Il piano del Moncenisio, Boll. CAI, vol. XXII, n. 55, Torino; usa nella sua descrizione il toponimo Markorn.

13. Gerla R., 1901, Il bacino dell'Hohsand ed i monti che circondano la Frua, Boll. CAI, vol. XXXIV, n. 67, Torino, pp. 133-351.

14. Piolti, op. cit., pag. 118.

15. Spezia Giorgio, numerose sono le sue ricerche nell'Ossola; non ci risulta abbia però cenni in merito nei suoi scritti, neppure nella trattazione su: «L'origine del gesso micaceo e anfibolico di Val Cherasca nell'Ossola», 1887, Atti Regia Acc. Sc., Sc., vol. XXIII, Torino.

16. Marinelli Olinto, 1906, Fenomeni carsici nei gessi e nei calcari della Valtoglia, Riv. «Mondo sotterraneo», a. 3, n. 1-2, pp. 1-5.

17. Marinelli Olinto, 1917, Fenomeni carsici nelle regioni gessose d'Italia, Mem. geogr. Dainelli, 3, Firenze, p. 264-411 (cit. da Dematteis, Lanza, 1961, Speleologia del Piemonte, p. I, Bibliografia analitica, Como, p. 76).

18. Istituto Geografico Militare, 1913, Carta Geologica d'Italia, 1/100.000, tav. Val Formazza, F. 5 (rilievo Stella), Firenze.

19. I. G. M., 1931, Carta Topografica d'Italia, 1/25.000, tav. Passo di San Giacomo, F. 5, II N. E., Firenze.

20. Landini P., 1926, Appunti geografici sulla Val Formazza, Boll. Storico Novarese, a. XX, fasc. 2, Novara pp. 174.

21. Landini P., 1928, Cenni di limnologia ossolana (Bacino del Toce: Alpi Pennine e Lepontine), Boll. Storico Novarese, a. XXII, fasc. 2, Novara, pp. 187-217.

22. Monti Rina, op. cit.

23. Capello C. F., 1955, Il fenomeno carsico in Piemonte — Le zone limitrofe al sistema alpino, Bologna, pp. 99-110.

24. Silvestri P., 1959, Note preliminari sul fenomeno carsico nell'Ossola, Rassegna Speleologica It., a. XI, fasc. 4, Como, pp. 220-23.

25. No. 2528 Pi — (NO), Inghiottitoio N-E ai Laghi Boden, I. G. M., Passo di San Giacomo, 5 II N. E., 4° 00' 17"; 46° 26' 23", quota 2335; esplorazione parziale per pericolo di franamenti, in qualche ricognizione è parso udire scorrimento di acque in profondità.

No. 2529 Pi — (NO), Inghiottitoio S-W ai Laghi Boden, cartografia come prec., sviluppo m 10 ca., dislivello — m 6,50 ca. fondo ostruito da materiali di frana. Dati pubblicati in:

Dematteis-Ribaldone, 1964, Secondo elenco catastale delle Grotte del Piemonte e della Valle d'Aosta, R. S. I., a. XVI, fasc. 1-2, p. 95. Altra piccola cavità è stata localizzata a NW del Colle di Randolo, poco sotto una conca lacustre a quota m 2360 ca. registrata al numero catastale: 2530 Pi — (NO), Grotta della Marmotta.

26. Sacco F., 1930, Il Glacialismo nelle Valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola, Roma.

27. A. A. vari, 1955, Studi sui fenomeni crionivali (periglaciale partim) nelle Alpi Italiane, Parma, pp. 91; vi si trovano pochi cenni riguardanti la nostra zona anche se molto estesi si riscontrano i fenomeni descritti.

28. Nangeroni G., 1961, Atti convegno Nazionale di Speleologia, Torino, pag. 19.

29. Dati desunti dalla relazione redatta dall'Ing. G. Rodio & C. S. p. A., Milano, dicembre 1956, depositata presso gli Uffici EDISON di Domodossola.
30. Silvestri P., 1962, Relazione della campagna glaciologica dell'anno 1962 nell'alta Valle dell'Ossola, Boll. Comitato Glaciologico Ital., n. 12, II serie, p. I, Torino.

Discussione: P. Pasquini.

## **DIE KARSTENTWICKLUNG DES PLEŠIVEC-PLATEAUS IM SÜDSLOWAKISCHEN KARST**

(Tschechoslowakei)

František Skřivánek

Institut für Naturschutz

Prag

### **Résumé**

#### **Le développement karstique du plateau de Plešivec dans le Karst Slovaque du Sud (Tchécoslovaquie)**

Les plus vieilles traces du processus de formation karstique sur le plateau de Plešivec sont conservées en forme de restes de mogotes. À l'âge pannonien il se produisit un exhaussement qui provoqua la formation de profonds avens et vallées (presque 900 m de profondeur). Depuis le pliocène et pendant le quaternaire entier il y eut un abaissement du terrain. Dans le développement du Karst se manifesta une tendance inverse. Les vallées furent remplies de cailloutis jusqu'à l'altitude de 500 m et les systèmes de cavités se formèrent en direction verticale. Là on peut voir la succession en sens invers des niveaux et étages superposés dans un état intact.

Der Südslowakische Karst, das größte Karstgebiet der Tschechoslowakei, das im Südostteil der Republik liegt, ist auch vom europäischen Gesichtspunkt aus von höchstem Interesse. Er gehört unter die wenigen Gebiete, in denen die Verkarstung vom Neogen bis in die Gegenwart verfolgt werden kann.

Auf Grund von Untersuchungen der Karsterscheinungen des Plešivec-Plateaus (Plešivecká planina) und deren Vergleich mit anderen Abschnitten des Südslowakischen Karstes kann die geomorphologische Entwicklung dieses Gebietes erklärt werden. In der Zeitspanne Oberoligozän-Pannon fand im Südslowakischen Karst eine tropische Verwitterung statt, auf die im Bereiche des Plešivec-P. Reste von lateritischen Verwitterungsprodukten und Mogoten zurückgehen. Während des Pannons erfolgten epeirogenetische Hebungen, die eine Bildung von großen Dolinen-Senken und Plateau-Höhlen im Niveau der Plateau-Oberfläche zur Folge hatten. Während einer weiteren Hebungsphase entstanden tiefe schlotförmige Schächte und die Verkarstung erreichte eine Tiefe bis 400 m unter der Sohle der gegenwärtigen Täler und Becken. Im obersten Oligozän erfolgte eine Senkung, die zur allmählichen Aufschotterung in den tiefen Taleinschnitten führte. In der Karstentwicklung zeigte sich eine retrograde Tendenz und die Bildung der Höhlensysteme erfolgte in der Richtung nach oben, der fortschreitenden Aufschotterung entsprechend. Die Senkung des Südslowakischen Karstes klang noch während des Quartärs allmählich ab. Die Höhlenräume wurden nach und nach ausgefüllt. Die Aufschüttungen drückten die unterirdischen Wasserläufe gegen die Decken, was eine mehrfache Bildung von Deckenrinnen zur Folge hatte.

Das Plešivec-Plateau stellt das am besten ausgebildete Karstplateau des Südslowakischen Karstes dar. Es umfaßt eine Fläche von etwa 60 km<sup>2</sup>, die ein flaches Relief in rund 600—650 m Seehöhe bildet. Nur an einigen Stellen wird dieses Niveau von einzelnen Kegelbergen überragt, die bis 750 m Seehöhe erreichen. Das Plateau wird an allen Seiten von bis 400 m hohen Steilhängen begrenzt. Im Westen fällt es in das Štítník-, im Osten in das Slaná-Tal. Der Südausläufer liegt über dem Zusammenfluß beider Fließchen. Im Norden ist das Plateau durch einen morphologisch ausgeprägten Sattel vom Slowakischen Erzgebirge getrennt.

Die Plateau-Oberfläche ist wasserfrei und das gesamte Gebiet weist eine autochthone Karsthydrographie auf. Am Fuße der Randhänge an der Grenze der Kalke mit den Talauen von Slaná und Štítník, durchschnittlich in etwa 250 m Seehöhe, befinden sich starke Karstquellen: die Brzotín-Q. — 35 l/sec, max. 400 l/sec, die Vidová-Q. — 10 l/sec, max. 650 l/sec, die Zúgo-Q. bei Kunová Teplica — 35 l/sec und die sogenannte Tovární-Q. nördlich von Plešivec — 20 l/sec.

Das Plešivec-Plateau ist außerordentlich reich an verschiedensten Karsterscheinungen. Die heutigen Dolinen, ausgedehnte Senken, vereinzelte Kegelberge sowie Abgründe und Höhlen sind auf eine langdauernde Verkarstung zurückzuführen, die sich hier nicht nur während des ganzen Quartärs, sondern bereits seit der Entstehung von Subsidenzbecken im Tertiär unterbrochen geltend machte. Auf Grund von Untersuchungen sämtlicher hier auftretenden Formen des Makro- und Mikroreliefs vermittelt diese Abhandlung eine Übersicht der Entwicklung des Plešivec-Plateaus, die sich auch auf die Ergebnisse von eingehenden Untersuchungen in anderen Teilen des Südslowakischen Karstes stützt, mit denen unser Gebiet eine Einheit bildet.

### Relikte des Kegelkarstes

Aus der tektonischen Entwicklung ist zu schließen, daß das Kalkmesozoikum während der letzten Phase des karpatischen Orogens in kurze, W-O-streichende Falten geformt wurde. Diese Strukturen wurden zweifellos kurz vor der Entstehung der Subsidenzbecken (Rimava-Becken) und während dieser in eine einheitliche Oberfläche nivelliert, die nur von schmalen Kernen der Brachyantiklinorien aus undurchlässigen untertriadischen Gesteinen etwas überragt wurden. In diese Periode fällt offenbar die Entfaltung der tropischen Verkarstung, die durch mächtige lateritische Verwitterungsprodukte in sekundärer Lagerung bzw. in Karstaschen belegt werden kann. Diese sind in den Aufschlüssen des Steinbruchs von Gombasek sehr gut zu verfolgen. Verschiedene Typen von lateritischen Roterden, Terra rossa, Bauxiten und sogar von kaolinitischen Verwitterungsprodukten, die später noch mehrmals vermengt und umgewandelt worden sind, liegen heute in Spalten, Korrosionsschloten und reich gegliederten geologischen Orgeln. Der Gehalt an Schwermineralien, die z. T. dem Kalkresidium fremd sind, deutet darauf hin, daß die Karstoberfläche zuweilen von ortsfremden Ablagerungen bedeckt war, die gegenwärtig völlig abgetragen sind. Einen festen Beleg dieser Verkarstungsphase stellen Anhöhen dar, die die einheitliche Oberfläche der



Karstplateaus überragen. Am besten sind sie auf dem Plešivec-Plateau ausgebildet, wo sich vor allem der Velký und Malý Ostrý (771 m und 741 m) auffallend erheben. Diese Formen bilden Kegel mit kuppelförmiger Spitze, die das Plateau um mehr als 150 m überragen. Unter einer dünnen Bodendecke treten hier gerundete und perforierte Korrosionsformen auf. Die freigelegten Abschnitte sind geglättet und machen sich im ganzen als Karrengroßformen geltend. Man kann stärker verkarstete horizontale Zonen beobachten, in denen fossile Verwitterungstone konzentriert sind, die tiefer mit Karbonaten verkittet sind. Diese Bildungen erinnern an Abrasionsniveaus. Die beschriebenen Formen können als Relikte eines fossilen tropischen Kegelkarstes (Mogote) bezeichnet werden. Weniger typisch ist der Hügel Bukový vrch (846 m) und ebenso einige weitere Anhöhen, die heute nur flache Erhebungen darstellen. Es sei betont, daß diese durch die spätere Verkarstung (Bildung von Schächten und Dolinen) nicht mehr angegriffen wurden. Für die Entstehung dieser späteren Karsterscheinungen war offenbar ein flaches Gelände maßgebend, das eine Ausbildung von Karstvorgängen mit einer ausgesprochen autochthonen Hydrographie ermöglichte. Diese Bedingung war im Falle von Mogoten und ähnlichen Formen nicht erfüllt. Steile Hänge, kleinflächige Einzugsgebiete und eine vollkommene Versickerung des Niederschlagswassers durch dichte Netze kleiner Hohlräume erlaubten keine Konzentrierung des Wassers in den stärker anfälligen Zonen und demgemäß auch keine Entstehung von größeren unterirdischen oder Oberflächenformen. Es sei auch die Tatsache hervorgehoben, daß sich diese Formen als Relikte erhalten haben. Dies bedeutet, daß in ihrem Falle keine derartige Konfiguration von tektonischen Störungen vorliegt, die bereits zur Zeit der höchsten Entfaltung der tropischen Verkarstung eine Vernichtung dieser Formen zur Folge gehabt hätte.

Es liegen keine direkten Beweise vor, die eine Einstufung der Phase (bzw. der Phasen) von Kegelverkarstung erlauben würden. Es können jedoch einige erwiesene Tatsachen herangezogen werden, die wenigstens eine rahmenmäßige Datierung möglich machen. Die ältesten in der Nachbarschaft des Südslowakischen Karstes auftretenden Oligozänsedimente fehlen innerhalb des Karstes vollkommen. Das kann bedeuten, daß sie entweder abgetragen wurden oder daß das Gebiet der gegenwärtigen Plateaus Festland war. Die Turňa-Mulde und das Slaná-Tal innerhalb des Karstes sowie das anliegende Rožňava-Becken wurde erst mit der sog. Poltár-Formation ausgefüllt. Es handelt sich hier um fluviolakustrische Bildungen des Oberpliozäns. Im Geröllmaterial sind neben den widerstandsfähigsten Gesteinen auch kurz transportierte Triasdolomite vertreten. Die Abgrenzung der Sedimentationsräume der Poltár-Formation durch Verwerfungslinien deutet darauf hin, daß zu dieser Zeit bereits die morphologische Einheit des Südslowakischen Karstes gut ausgebildet war. Das Plešivec-Plateau war daher schon damals von den übrigen Teilen des Karstes durch einen breiten Sedimentationsraum abgetrennt, der größtenteils mit dem gegenwärtigen Slaná-Tal identisch war. Auch im Falle des Štítník-Tales ist eine entsprechende Situation anzunehmen. Seit dieser Zeit datiert eine intensive Senkung der Becken, deren Ausfüllung das Niveau der anliegenden

Karstplateaus nie wieder erreichte. Daraus ist zu schließen, daß das für die Kegelkarstentwicklung günstige Relief altersmäßig weit vor die Bildung der Poltár-Formation zu stellen ist. Im Liegenden der Poltár-Schotter sind noch andere Schotter mit tonigen Zwischenschichten anzutreffen (Serie von Košice). Ihre Altersstellung ist bisher nicht sicher nachgewiesen worden, es wird jedoch angenommen, daß diesbezüglich der Zeitraum zwischen dem Sarmat und dem Pannon in Betracht kommt. Älter als die Ausfüllungen der Turňa-Mulde, der Slaná-Furche sowie des Rožňava-Beckens sind die untermiozänen (Burdigal) Abtragungsrelikte von Sandsteinen und Konglomeraten, ferner die oberoligozänen sandigen Mergel von Drienovec sowie die bunten Oligozänbildungen des Rimava-Beckens. Vor allem im Falle des Rimava-Beckens liegt die Fazies einer stark aufgegliederten Felsküste vor, die in der Brandungszone abgesetzt wurde.

Paläogeographisch erfolgte die Entfaltung des Kegelkarstes in einer Küstenzone unter tropischem bis subtropischem Klima zwischen zwei Verebnungsphasen. Die untere Grenze fällt mit dem Einsetzen der Sedimentation im Rimava-Becken (Oberoligozän) zusammen, die obere Grenze wird durch die selektive Erosion der untertriadischen Antiklinorien durch Flüsse sowie durch die Beckensenkung bestimmt. Demgemäß fällt die betreffende Periode in die Zeitspanne Rupel-Torton.

### Große Dolinensenken und Plateauhöhlen

Eine ausgedehnte, an ein Polje erinnernde Dolinensenke habe ich zum erstenmal auf dem Silica-Plateau nachgewiesen (Tisztabikk-Wiesen mit einer Fläche von 2,5 km<sup>2</sup> — F. Skřivánek 1958). Eine entsprechende Form auf dem Koniar-Plateau wurde von J. Kemény (1961) als Polje bezeichnet. Es handelt sich um becken- bis wannenförmige Senken, die mit ungleichmäßigen Hängen von 25—50 m Höhe begrenzt sind. Ihre Sohle ist im ganzen flach, obwohl sie im Detail durch viele jüngere Dolinen aufgegliedert ist. Diese Form entspricht gegenwärtig weder formenmäßig und genetisch noch durch ihre Funktion einem echten Polje, sie stellt jedoch auch keine auf ein Zusammenfließen von Dolinenreihen zurückgehende Uvala dar. Sämtliche Dolinen im Bereiche der Sohle sind sekundär und viel später entstanden. Auf dem Plešivec-Plateau sind solche Großformen nicht so scharf ausgeprägt wie auf dem Silica- oder Koniar-Plateau. Trotzdem können im zentralen Plateau-Abschnitt zwei derartige Senken beobachtet werden. Eine von ihnen nimmt die Flur Gemerské lúky sowie den im SO anliegenden Plateauteil ein (östlich und südöstlich vom Hügel Malý Ostrý — 3 km<sup>2</sup>), die andere liegt im südlichen Ausläufer des Plešivec-Plateaus (etwa 2 km<sup>2</sup>). Beide Senken sind — im Gegensatz zu jenen auf dem Silica- und Koniar-Plateau — nicht vollständig geschlossen, so daß sie auf den ersten Blick weniger in Erscheinung treten. Beide öffnen sich durch jüngere Dolinensenken gegen den Plateaurand.

Auf der Oberfläche der Karstplateaus sind ferner Abtragungsreste von senilen Höhlen zu finden. Auf dem Zadiel-Turňa-Plateau ist es die Hačava-Höhle (F. Skřivánek & V. Stárka 1956 und J. Seneš

1957), auf dem Silica-Plateau die Krápníková-Höhle (F. Skřivánek 1958) und eine Reihe von anderen. Diesem Typ gehören auf dem Plešivec-Plateau die Höhlen Maštainá jaskyňa und Laštovičia diera (B. Kučera 1962) sowie die Höhle bei Csik-lyuk (M. Erdős & V. Lysenko 1965) an. Einen senilen Plateauhöhlenrest stellt auch die Čertova jama dar.

Die Entstehung von Dolinensenken und Plateauhöhlen, die — abgesehen von den Randpartien des Südslowakischen Karstes — überall auf den Plateaus in einem Denudationsniveau ausgebildet sind, fällt in den Zeitraum einer allgemeinen Tieferlegung der Erosionsbasis. Im Unterpannon lag hier noch ein flaches Relief vor, das sowohl das unteroligozäne als auch das Kalkgelände zusammenhängend einnahm. Die Kalkplateaus wurden offenbar von Lockersedimenten bedeckt und auf ihrer Oberfläche flossen Wasserläufe in breiten Tälern (aus dieser Zeit stammen vermutlich die karstfremden Akzessorien in den Karstaschen). Die einheitliche Oberfläche wurde nur durch einzelne Mogote überragt. Diese Phase wurde durch eine epeirogenetische (postorogenetische) Hebung und zugleich Neigung des Slowakischen Erzgebirges abgeschlossen (nach M. Lukniš 1962). Schwach angedeutete Inversionstäler und Furchen wurden vertieft. Die Hebung muß zwei Etappen gehabt haben. Während der älteren konnten die Längsprofile von Flüssen ausgeglichen werden, die den Südslowakischen Karst entwässerten, und es erfolgte eine tiefe Verkarstung, deren Rest die senilen großen Dolinensenken und die Plateauhöhlen darstellen. Die jüngere Etappe wurde noch vor der Bildung der Poitár-Formation abgeschlossen, und zwar in der Turňa-Mulde an einer Erosionsbasis, die um 400 m tiefer als in der Gegenwart gelegen war (nach Tiefbohrungen). Dasselbe gilt auch für das Slaná-Tal (Tiefbohrungen bei Slavec).

#### **Tiefe Schächte und unter der tertiären und quartären Ausfüllung des Slaná-Tales begrabene Höhlen**

Die tiefsten Schächte des Plešivec-Plateaus sind die Diviačia priepasť (—118 m) und die Zvonica (—100,5 m). Die Divačia priepasť, von M. Erdős und V. Lysenko im Jahre 1964 entdeckt und später (1965) beschrieben, stellt einen stufenförmigen Spaltenschacht dar, in dem Einsturzdome und Korrosionsschlote abwechseln. In 118 m Tiefe ist der Schacht verstopft, doch setzt er sich vermutlich weiter fort. Von etwas abweichendem Gepräge ist der Schacht Zvonica, in dem in 100 m Tiefe ein ausgedehnter Spaltendom ausgebildet ist. Auch hier wurde der Felsboden nicht erreicht und der Schacht setzt sich unter dem Verstoß weiter fort. Einen weiteren Karstschlot namens Zombor (—54 m) beschrieb B. Kučera (1962). Zum selben Typ gehören die Schächte Malá und Velká Peňažnica sowie der Schacht Salanka. Er wurde bisher im wissenschaftlichen Schrifttum nicht erwähnt.

Sämtliche tiefe Schächte des Plešivec-Plateaus weisen einige gemeinsame Merkmale auf. Am wichtigsten ist die Feststellung, daß ihr Gepräge den senilen Karsthohlräumen entspricht. Dies findet seinen Ausdruck vor allem in den Tropfsteinbildungen und in Spuren von

mehrfacher Ummodellierung durch Korrosion und Einstürze. So weisen z. B. die Tropfsteinbildungen in den Schächten Zvonica, Zombor und Diviačia priepasť mehrere Generationen auf. Die älteste, die stets rekrystallisiert ist, wurde mehrmals korrodiert und dann wieder versintert. Nach der Morphologie kann man auf einen Wechsel von Phasen schließen, die durch Auffüllung, Korrosion, Einstürze und Ausräumung gekennzeichnet waren. Im allgemeinen führten jedoch diese Vorgänge nicht zur Verbreiterung des Hohlraumes, sondern eher zu dessen Verengung durch Ausfüllung. Den Schächten kommt in der gegenwärtigen Phase keine Funktion der vertikalen Entwässerung zu, was offenbar auch für die früheren Phasen gelten darf. Keiner der Schächte liegt in einer aktiven Doline und weist zumeist auch keinen hydrographischen Zusammenhang mit den benachbarten Dolinen auf. Demgemäß ist hier auch kein genetischer Zusammenhang festzustellen und es ist anzunehmen, daß die Schächte zur Bildungszeit der gegenwärtig aktiven Dolinen bereits senil waren.

Es kann angenommen werden, daß während der jüngeren Phase der pliozänen epirogenetischen Hebung die senilen Dolinensenken und Plateauhöhlen in die höchste Karstzone gelangten und senil wurden. Die Erosionsbasis wurde im Niveau des Felsuntergrundes der Schotterformation fixiert, d. h. 400 m unter der heutigen Aue des Slaná-Flusses. Eine genaue stratigraphische Einordnung wird erst nach der Datierung der Basisschotter der Poltár-Formation erfolgen können. Eine intensive Verkarstung in dieser Tiefe wurde durch die Strukturbohrung von Gombasek nachgewiesen (J. Petránek 1958), und zwar in der Tiefe von 408 bis 410 m (Andeutungen bei 445—449 m und 460 m). Für diese und alle übrigen Niveaus der horizontalen Verkarstung unter der Slaná-Talsole müssen Wege einer vertikalen Entwässerung von großen Karstplateaus existiert haben. Auf Grund von Untersuchungen der Schächte des Plešivec-Plateaus, ferner der Schächte Velká Bikfa, Malá Zomboj, Vetrná Diera und Barazdaláš, bin ich der Ansicht, daß eben diese senilen Schächte diese Funktion ausgeübt haben.

In einem späteren Zeitabschnitt erfolgte eine tiefe epirogenetische Senkung, die eine mächtige Aufschotterung im Slaná-Tal sowie in der Rožňava- und Turňa-Mulde zur Folge hatte. Mit den Poltár-Schottern wurden die Becken offenbar bis zum Ende des Pliozäns aufgefüllt. Dadurch wurde die Verkarstung sehr stark beeinflusst. Eine Inversion des Karstprozesses kam zustande. Die jüngeren Höhlensysteme folgten der anwachsenden Schotterakkumulation und bildeten sich demgemäß in einer höhenmäßig umgekehrten Folge. Ihre Relikte wurden gleichfalls in der Tiefbohrung von Gombasek nachgewiesen, und zwar in den Tiefen von 387 m, 324 m, 302—304 m, 294 m, 285 m, 222 m und 205 m. Obwohl zu Beginn des Pleistozäns in der Umgebung des Südslowakischen Karstes eine Hebung stattfand (im Erzgebirge bis 100 m tiefe Taleinschnitte in der Poltár-Formation), setzten sich im eigentlichen Karstgebiet weitere Senkungen fort. Die lakustrische Sedimentation ging in die fluviatile über. Eine einwandfreie Unterscheidung der Quartärschotter von den Poltár-Schottern ist jedoch schwierig, da zumeist dasselbe Material vor-

liegt, das im Quartär lediglich mehrmals umgelagert wurde. Es ist anzunehmen, daß die Quartärschotter im Slaná-Tal eine Mächtigkeit von 50 m erreichen.

### **Höhlensysteme, die an unterirdische Wasserläufe im Niveau der Talakkumulationen gebunden sind**

Wie sich aus dem vorhergehenden Text ergibt, bildete sich während des Endtertiärs im Südslowakischen Karst ein ausgeprägtes Talniveau, das bis in das Slowakische Erzgebirge hineingriff. Zu dieser Zeit verloren die tiefen Schächte bereits ihre hydrographische Funktion. Bei der maximalen Aufschüttung wurden auch die vertikalen Entwässerungsbahnen ausgefüllt. Während der folgenden Phase kam es zu einer neuen Bildung von Entwässerungswegen im Bereiche der Karstplateaus, denen weitere Schachtgenerationen entsprechen, die mit aktiven Höhlensystemen direkt verbunden sind (z. B. die Silická Ládnica und die Bezodná Ládnica auf dem Silica-Plateau); hier sind auch die Ponore zu erwähnen (in der Umgebung der Gemeinden Silica, Brezová, Dlhá Ves u. a.). Neben den ausgefüllten Schächten bildeten sich Dolinen und im Talniveau aktive Höhlen mit Wasserläufen. Das gesamte Quartär ist durch den Wechsel von Aufschüttung und Erosion in den Tälern gekennzeichnet. Es ist jedoch eine allgemeine Aufschüttungstendenz in den Tälern und Becken zu beobachten. Demgemäß herrschte in den Höhlen eine Erosion nach oben vor, was eine Bildung von vollentwickelten Deckenrinnen zur Folge hatte. Am besten sind bisher die Phasen der Deckenrinnenbildung in den Höhlen Domica (Z. Roth 1937) und Ardovská jaskyňa (B. Kučera 1964) erklärt worden. Obwohl diese Höhlen durch geologische Strukturen stark beeinflußt wurden, können sie entwicklungsmäßig doch mit anderen Höhlensystemen im selben Niveau, z. B. mit der Gombasek-Höhle (Silica-Plateau, Länge 2 km) und der Brzotín-Höhle (Plešivec-Plateau, Länge  $\frac{1}{2}$  km) verglichen werden. Die Brzotín-Höhle entspricht dem jüngsten Quartärniveau. Sie ist größtenteils mit Wasser gefüllt (Tiefe bis 6 m), so daß nur die höchste Erosionsphase verfolgbar ist, die durch eine zwar flache, jedoch zerfurchte Decke gekennzeichnet ist. Der hochgestaute Wasserspiegel in der Brzotín-Höhle ist auf die mächtige Aufschotterung im betreffenden Abschnitt des Slaná-Tales zurückzuführen. Es gibt hier auch mächtige Ablagerungen von tonigen Hochflutlehm, auf welche die intensive Erosion im Deckenabschnitt zurückgeht. Die geringe Transportfähigkeit des unterirdischen Wasserlaufes findet hier im Fehlen jeglicher größeren Bestandteile in den Anschwemmungen ihren Ausdruck.

Demselben Niveau wie die Brzotín-Höhle gehörten auch die unlängst durch den Gombaseker Steinbruch vernichteten Höhlen Velká jaskyňa und Ludmila an.

Vergleichen wir die bisher bekannten Höhlen des Plešivec-Plateaus mit anderen Flußhöhlen des Südslowakischen Karstes, so sehen wir, daß entsprechend den Verhältnissen in anderen Höhlen (Domica, Ardovská jaskyňa, Gombasek usw.) keine höheren Höhlenetagen vorhanden sind. Die Hohlräume sind in einem Niveau ausgebildet und die einzelnen Ent-

wicklungsphasen treten nur in einer geringen vertikalen Spanne (etwa 15 m) in Erscheinung. Dieser entsprechen im Falle der Domica 4 Akkumulations- und 3 Erosionsphasen, was auch für die Ardovo-Höhle gilt. Die Gombasek-Höhle weist 3 Niveaus von Deckenrinnen auf, während in der Brzotín-Höhle nur 2 Niveaus festgestellt werden konnten, was auf eine hohe Sediment- und Wasserfüllung zurückgeht (das unterste Niveau kann nicht beobachtet werden). In der Höhle Velká jaskyňa liegen 2 Deckenrinnenniveaus sowie ein niederes Niveau der Tiefenerosion vor.

### Schluß

Auf Grund der Untersuchungen des Plešivec-Plateaus und ihres Vergleiches mit Ergebnissen aus anderen Gebieten des Südslowakischen Karstes ergeben sich folgende Schlüsse über die Entwicklung des gesamten Karstgebietes:

Die tropische Verkarstung, auf welche die lateritischen Verwitterungsreste sowie die Kegelkarstreliekt zurückgehen, fällt in das Oberoligozän. Während des Burdigals und des Helvets erfolgt eine regionale Verebnung. Eine tropische Verwitterung ist auch während des Torton und Sarmats zu beobachten. Das Pannon ist durch ein flaches Relief gekennzeichnet; die Karstplateaus liegen sehr niedrig und ihre Oberfläche ist zum Unterschied von den vorhergehenden Zeitabschnitten von Tonsedimenten bedeckt. Die Wasserläufe fließen in flachen Tälern, die voneinander durch flache Anhöhen — Antiklinorien undurchlässiger Gesteine — getrennt sind, nur vereinzelt Mogote überragen diese Flächen. Tektonische Bewegungen, die durch inverse Erosion von undurchlässigen Antiklinorien begleitet wurden, führten zur Aufgliederung des Gebietes in einzelne Karstplateaus. Die ältere Phase der nachfolgenden epirogenetischen Hebung kulminierte in einer Nivellierung der Längsprofile der Wasserläufe. In diesen Zeitabschnitt fällt die Hauptentwicklung großer Dolinensenken, an welche die Bildung von Plateauhöhlen gebunden war. Die jüngere epirogenetische Phase bildete tiefe Becken und Täler, deren Sohle bis 900 m unter der Oberfläche der Karstplateaus lag. Zu dieser Zeit entstanden tiefe schlotförmige Schächte, die in Höhlensysteme einmündeten, welche 46 bis 460 m unter der gegenwärtigen Slaná-Aue angebohrt wurden (dies entspricht der Tiefe von 900 m unter der Plateauoberfläche). Die Erosionsbasis wurde an der Unterkante der Schotter der Poltár-Formation fixiert. Das Endpliozän war durch eine Senkung des gesamten Gebietes gekennzeichnet, die eine Verschotterung der Täler und Becken zur Folge hatte. Dieser Akkumulation entsprach eine Verstopfung der Karstwasserbahnen, die allmählich unter den Wasserspiegel der Seen gelangten, die bis in das Slowakische Erzgebirge hineinreichten. In der Karstentwicklung machte sich eine retrograde Tendenz geltend und die Systeme bildeten sich entsprechend der Aufschüttung in der Richtung nach oben. Diese Hohlräume wurden bei Gombasek angebohrt. Die mächtige Sedimentation im plio-pleistozänen Grenzabschnitt fand in der Ausfüllung der Schächte ihren Ausdruck. Diese verloren ihre Funktion der Entwässerungsbahnen der Karstoberfläche. Die allmähliche Senkung des Südslowakischen Karstes er-

folgte trotz der Hebung der undurchlässigen Nachbargebiete noch im Quartär. Die lakustrische Sedimentation ging in die fluviatile über. In den Höhlen erfolgte weiter eine Aufschüttung, die zeitweise durch Ausräumungsvorgänge unterbrochen wurde; sie war mit geringer Tiefenerosion und Einstürzen verbunden. Die Verkarstungstendenz blieb jedoch weiterhin retrograd. Durch die Ablagerungen wurden die Wasserläufe gegen die Höhlendecken gedrückt, an denen typische Deckenrinnen entstanden, die in den meisten Höhlen des Plešivec-Plateaus und an anderen Stellen zu beobachten sind. Zu Beginn dieser Periode entstanden neben den senilen ausgefüllten Schächten, die mit alten Höhlen unter der Poltár-Formation verbunden sind, neue Wege der vertikalen Wasserzirkulation. Demgemäß gibt es heute außer den Schächten jüngere Dolinen, Ponore und eingestürzte Schächte, die unvermittelt an aktive unterirdische Wasserläufe anknüpfen (z. B. die Silická Ladnica). Während des Quartärs fand eine teilweise Ausräumung der Schächte statt, die mit Korrosions-, Einsturz- sowie Auffüllungsphasen abwechselte, je nach den vorherrschenden klimatischen Bedingungen. In keiner dieser Phasen kam es jedoch zur Vollentfaltung des Karstprozesses. Gegenwärtig sind einige Schächte oben ausgeräumt, was einerseits auf Korrosionsvorgänge in der Tiefe (ähnlich wie im Falle der Karsttaschen), andererseits auf eine sekundäre Anknüpfung an die aktuellen Höhlensysteme zurückzuführen ist. Aus der geomorphologischen Entwicklung geht jedoch hervor, daß die tiefen Schächte mit den gegenwärtigen Höhlensystemen nicht direkt zusammenhängen. Darauf deutet auch die Tatsache hin, daß sie nur in ihrem oberen Drittel frei sind (bei Barzdaľás höchstens bis zur Hälfte — 205 m, so daß bis zum Niveau der heutigen Karstwasserläufe bei Gombasek noch etwa 200 m fehlen; bei der Zvonica [Tiefe 100 m] fehlen bis zum Niveau der Brzotín-Höhle noch 200—250 m). Die Anknüpfung, wenn vorhanden, erfolgt lediglich durch enge, meist z. T. ausgefüllte Korrosionshöhlen, die Nebenzweige einiger Höhlensysteme darstellen.

Die geomorphologische Entwicklung des Plešivec-Plateaus und dessen Verkarstung (sowie jene des gesamten Südslowakischen Karstes) erfolgte im Vergleich mit anderen Karstgebieten der Zentralkarpaten bzw. der Böhmisches Masse seit dem Spätpliozän und während des gesamten Quartärs unter einer epirogenetischen Senkung. Dadurch kam es zur Inversion der Verkarstung, die eine retrograde Tendenz hatte, welche auf die intensive Verschüttung der anliegenden Täler und Becken zurückging. Während des Quartärs entstanden Höhlensysteme nur in einem Niveau, das einer Höhenspanne von etwa 15 m entspricht. Mehrere Generationen von Deckenrinnenbildung wechseln hier mit Ausräumungsphasen mit geringer Tiefenerosion in einer und derselben Höhlenetage ab. Verglichen mit anderen Karstgebieten der Tschechoslowakei liegt hier ein Sonderfall vor. So bildete sich z. B. der Karst des Demänová-Tales während des Quartärs in neun Etagen in einem Höhlenabschnitt von etwa 200 m, während der geomorphologisch wenig produktive Böhmisches Karst in derselben Zeit wenigstens 4 Karstniveaus in einer Höhenspanne von über 100 m aufweist.

Eine etwas abweichende geomorphologische Entwicklung kann bei den Höhlensystemen beobachtet werden, die an die Strukturen der Antiklinorien im Zentrum des Südslowakischen Karstes gebunden sind (z. B. die Májko-Höhle, die Milada-Höhle u. a.).

#### Bibliographie

- Cechovič V., 1952. Geológia Jihoslovenskej uholnej panvy, Geologické práce GÜDS, 33, 1—53, Bratislava.
- Droppa A., 1955... Geologické pomery priepasti Zvonivej diery a jej okolia, Slovenský kras, 2, 18—24, Liptovský Mikuláš.
- Erdős M. - V. Lysenko, 1966. Výzkum propastí jižní části Plešivecké planiny v Jihoslovenském krasu, Českoslov. kras, 17, 00—00, Praha.
- Kemény A., 1961. Geomorfologické pomery planiny Koniar, Geografický časopis SAV, 13, 104—135, Bratislava.
- Kučera B., 1962. Jeskyně a propastí ve střední části Plešivecké planiny, Českoslov. kras, 14, 101—112, Praha.
- Kučera B., 1965. Krasová morfologie a vývoj Ardovskej jeskyně v Jihoslovenském krasu, Českoslov. kras, 16, 41—56, Praha.
- Lukniš M., 1962. Geomorfologický prehľad, in: Vysvětlivky k prehľadnej geologickej mape CSSR 1 : 200.000 — list Rimavská Sobota, pag. 81—88, Bratislava.
- Lukniš M. - E. Mazúr 1956. Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska, Geografický časopis SAV, 8, 87—96, Bratislava.
- Petránek J., 1957. Složení triasových vápenců od Gombaseku v Jihoslovenském krasu, Sborník ÚUG, 24, 353—399, Praha.
- Roth Z., 1939. Několik geomorfologických poznámek o Jihoslovenském krasu a Silické Lednici, Rozpravy Čes. Akademie, II tř, 49 (No. 8), 1—24, Praha.
- Roth Z., 1937. Vývoj jeskyně Domica, ddto, 11 (No 2—3), 129—163, Bratislava.
- Razložník V., 1955. Priepasti Plešiveckej planiny, Geografický časopis SAV, 7, 178—185, Bratislava.
- Razložník V., 1955. Vyvieracky Plešiveckej planiny, Krásy Slovenska, 32, 468—473, Bratislava.
- Seněš J., 1957. Výsledky speleologického a geomorfologického výskumu Hačavskej jaskyne vo Slovenskom krase, Geografický časopis SAV, 9, 27—39, Bratislava.
- Skřivánek F., 1958. Výzkum propastí severní části Silické planiny v Jihoslovenském krasu, Českoslov. kras, 11, 115—129, Praha.
- Skřivánek F., 1956. Jeskyně v Gombaseckém lomu v Jihoslovenském krasu, Časopis Národního muzea, 125, 205—207, Praha.
- Skřivánek F. - V. Stárka, Dokončení výskumu známých propastí Plešivské planiny, Krásy Slovenska, 40, 31—34, Bratislava.



## AN ALPINE KARST IN THE UNITED STATES

John A. Stellmack

Department of Chemical Engineering  
The Pennsylvania State University

University Park, Penn., U. S. A.

The Teton Mountain Range, at about  $43^{\circ} 45' N$  and  $110^{\circ} 45' W$ , is a north-south range of mountains located in the northwestern section of the state of Wyoming. The main portion of this range, about 30 miles (48 km) long, is known as the Grand Teton National Park and its boundaries encompass all the major peaks located in these mountains. These peaks range from around 12,000 ft (3650 m) to the highest, called the Grand Teton, at about 13,766 ft (4200 m). The southern end of the range lies in the Teton National Forest while the western slopes of the range form part of the Targhee National Forest. Just north of these mountains is the famous Yellowstone National Park, an area of considerable thermal activity.

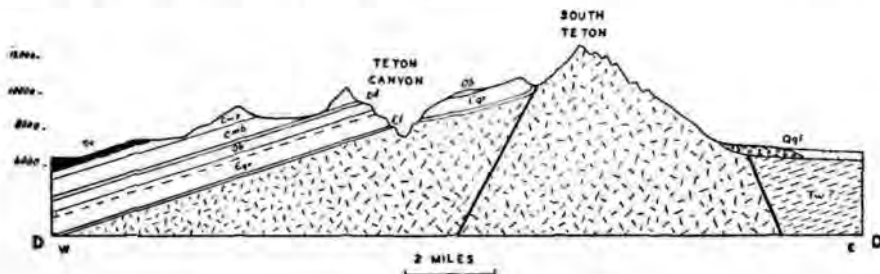
The main portion of the Teton Mountain Range is approximately 40 miles (65 km) long, almost due north-south, and about 15 miles (24 km) wide, east-west. The range is crossed by only one paved highway and this is located at its extreme southern end. Although some dirt roads penetrate into the canyons which cut into the eastern and western flanks of these mountains, these are few in number and generally go only a short distance. Essentially all areas in these mountains must be reached either on foot or by horse. Travel by motorized vehicle is generally forbidden or impassable.

The nearest town to these mountains is Jackson, Wyoming, which is located about 15 miles (24 km) to the southeast of the range. This town has only a few hundred permanent residents but its population swells to several thousand during the summer tourist months. Another town, Driggs, Idaho, lies just west of the mountains and, with essentially no tourist trade, has an even smaller population.

Structurally, the range is a western tilting, up-thrust block fault with pre-Cambrian crystalline peaks on its eastern flanks and sloping Paleozoic sediments on the west. Many minor faults within the range itself tend to complicate the overall history of these mountains and the structure change from north to south is considerable. The sediments in certain areas are acutely folded, faulted, and sometimes overthrust. Because of the remoteness of this area from larger centers of population and the difficulties in covering its surface features, a minimum of published work is to be found in the literature. The best papers known to this author are those by Horberg (1938) and Edmund (1951). More detailed studies have been made within the confines of the Teton National Park

itself but since the boundaries of this Park only touch the eastern edge of the sediments on the western slopes of the mountains in area under consideration, this information is not too useful, speleologically.

Both sides of this mountain range are deeply incised by canyons, most of which follow an east-west direction and are generally dip controlled. Side canyons and the upper reaches of the main canyons often are oriented north-south and may be controlled by exposed fault escarpments or exposed, less resistant sediments. Essentially all of these canyons show some evidence of glacial action although in some cases subsequent erosion has reformed the topography.



### TETON PASS AREA STRUCTURE SECTION

Fig. 1. Cross section of the Teton Mountain Range slightly north of the Darby Canyon area. South Darby Canyon lies in essentially the same orientation as that indicated for Teton Canyon on this figure but at a higher elevation. Symbols: Tv — Tertiary volcanics; Cwp — Wells and Phosphoria formations; Cmb — Madison-Brazer limestone; Dd — Darby formation; Ob — Bighorn dolomite; Cgr — Gros Ventre formation; Cf — Flathead quartzite. (After Horberg, 1938)

Figure 1 shows a cross section of the mountain range just north of the area discussed in this paper. The main Teton Canyon, which is the next valley north of Darby Canyon on the western slope, follows an east-west course for most of its distance. The cross section was made somewhat south of this where the canyon has tended to a southerly course. Main Darby Canyon follows a comparable course and South Darby Canyon lies in a situation comparable to that shown for Teton Canyon in Figure 1, but at a higher elevation. South Darby Canyon is probably floored by the Bighorn dolomite with walls composed of, most probably, the Madison-Brazer limestones or the Darby formation (dolomite). However, the Darby formation is often covered by talus of the base of these canyon walls and is sometimes not visible.

The author was first drawn to South Darby Canyon by the presence of two known caves in the area — Wind Cave and Fossil Mountain Ice Cave. (Fossil Mountain stands at the head of South Darby Canyon. The "ice cave" is actually a glacier.) It was then that the other karst features, some of which are described in this paper, became evident and attracted the author's attention. Although the ice cave has been described pre-

viously in the National Speleological Society's literature, to the author's knowledge, little has been published concerning the general karst features of this area and their genesis. Hopefully, this paper will generate more activity in this interesting area.

Although both Wind Cave and Fossil Mountain Ice Cave open on the same wall of the canyon, are separated by only a couple of thousand ft (approximately 600 m), and are formed in the same limestone, they differ radically in their nature. Fossil Mountain Ice Cave is a natural glaciere while Wind Cave contains no ice at all during the summer months. Wind Cave has a permanent stream issuing from its entrance while the Ice Cave entrance is dry. Considerable air emerges from Wind Cave but the air in the Ice Cave is generally still. The walls of Wind Cave show extreme frost action but the walls of the Ice Cave, even shortly inside the entrance, are generally normal, unchanged limestone-solution features. The entrance to the Ice Cave is very small compared to that of Wind Cave which is approximately 15 ft wide (4.5 m) at the base and 90 ft (27.5 m) high. Although the entrance to Wind Cave may,



Fig. 2. Aerial photograph of the South Darby Canyon area. Top of the photograph is north. The sun is from the south. This photograph was taken very early in October and some snow cover is evident. The left arrow indicates the entrance to the large ice cave (glaciere) in the canyon wall. The right arrow indicates the direction of view shown in Figure 3



Fig. 3. View looking almost due west across South Darby Canyon. The white areas among the trees are exposed, karsted bedrock. This photograph was taken in August. The arrow indicates the entrance to the large ice cave (glaciere) in the canyon wall

at one time, have been comparable in size to that of the Ice Cave, its is supposed that the stream coming from its entrance has altered its shape by down-cutting. Entrance size, air movement or its absence, and flowing water undoubtedly control the observeable differences in the two caves.

Many other cave entrances occur on the same canyon wall along with the two caves described above. Approximately twenty are easily observable from the canyon floor. Although some cannot be reached without considerable effort, the major portion of these other entrances have been explored by this author. Two of these unnamed caves reach 200 to 300 ft (60 to 90 m) in length, but most are much shorter and insignificant. All are generally dry and show frost action to their full length. Wind Cave is also small with approximately two to three hundred feet of passage while Fossil Mountain Cave may have as much as 1600 ft (490 m) of passage. On Figure 2, the entrance to Fossil Mountain Ice Cave is indicated. The entrance to Wind Cave is near centerleft edge of the photograph on the same escarpment face. Figure 3 is a view across South Darby Canyon and shows a full view of this escarpment with the Ice Cave entrance indicated. The entrance to Wind Cave is, unfortunately, off the photograph to the right.

Since South Darby Canyon was undoubtedly glaciated during Pleistocene times, it is assumed that all of these caves were longer prior to glaciation. Glacial activity is no longer evident on the canyon walls but the valley was very likely widened considerable by the glacier.

Except for one small stream segment, South Darby Canyon carries no surface drainage during the summer months. Even this stream, which issues from a small seep in glacial debris halfway up the valley, sinks into the ground within a few hundred feet from its emergence. The water issuing from the entrance of Wind Cave also sinks after a short distance. However, a very large resurgence does exist in the main Darby Canyon near the lower end of South Darby Canyon. It is assumed that this emergence represents the entire drainage for the side canyon although no water-tracing work yet has been done. Spring thaws, of course, generate a more complete surface drainage system but these water courses have completely dried up by mid-July. The large resurgence in main Darby Canyon, however, still runs full in late August.

Between the high ridge, shown at the top of Figure 3, and the edge of the escarpment containing the cave entrances lies a flat to gently



Fig. 4. Typical karst found on the floor of South Darby Canyon. The larger crevices running from upper right to lower left indicate joints



Fig. 5. Another common type of karst found on the floor of South Darby Canyon. This type of solution is not obviously joint controlled. The larger rocks resting on the surface are unattached and also show solution effects. These rocks are generally of a different type of limestone (or dolomite) and probably were deposited by rock falls or snow slides

sloping area with numerous sink holes. Essentially all drainage from the higher elevations enters these sinks (possibly to emerge at the main large resurgence in Darby Canyon proper). Except for the one stream issuing from Wind Cave, no water has been observed to pass over the cliff edge or emerge from the cliff face or at its base. During spring thaws, resurgences may possibly appear at the bottom of the talus slope but, to date, none have actually been seen. However, it is known that a large volume of water does pass through Fossil Mountain Ice Cave in the spring and early summer as an internal waterfall. The actual source and emergence of this water and other sinking streams above the cliff or their resurgences in the valley floor have not, as yet, been studied. Several of the smaller, un-named caves in the cliff face have high (up to 55 ft or 16.8 m) domes which could also be waterfalls during the spring thaws but no observations have been made at the proper time.

The expansive white areas on the valley floor illustrated in Figure 3 are exposed bedrock, possibly the Bighorn dolomite. As shown, the valley slopes to the right at approximately the same dip as the bed rock and large areas of bedding planes are exposed. The overall slope of the valley floor is increased some-what in a step-wise fashion as one moves from one bed to the next higher bed while moving up-valley. Moraines are scattered throughout the valley floor and lateral moraines on either side are often covered by the talus from the valley walls. Most vegetation,



unless located on moraines or talus, is confined to joints in the bedrock. The upper end of this valley lies at approximately 9500 ft (2900 m) while the lower portion is at an elevation of about 8000 ft (2400 m) somewhat off Figure 3 to the right. There is then a rather steep drop of approximately 500 ft (150 m) to the floor of the main Darby Canyon at which point lies the large, permanent resurgence. This resurgence forms the headwaters and main source of Darby Creek during the summer months

Figures 4, 5, and 6 show several types of karst exposed in the upper portion of South Darby Canyon. Much of this solution, in the major aspects, is controlled by joints while the finer details of the karst probably reflect the change in composition of the exposed beds of the formation as it changes from layer to layer. Since the last glaciation undoubtedly scoured the floor of this valley, it is assumed that all present karst features have formed since that time, i. e., post-Pleistocene.

Since the area is remote, local precipitation data is difficult to gather and none have been located at this writing. However, some personal, qualitative observations have been made. Winter snow cover is still present, often to a considerable depth, until at least mid-or late June. By July this has been removed and surface drainage is completely dry by August. Summer precipitation is limited to isolated showers and thunderstorms, often containing hail and wet snow. By late August and early September, storms become more prolonged, often lasting several days to a week and snowfall remains on the ground for several days



Fig. 6. Pavement karst showing strong joint control. Although this photograph was not taken in South Darby Canyon itself, the location was nearby and the exposed beds are of similar strata

afterwards. By October, snow cover probably begins to remain permanently and increases in depth until the following spring. From these observations, it is postulated that most of the precipitation in this area falls during the colder months in the form of snow and this type of precipitation is the source of major solutional activity. It would appear likely that most karst features are formed in the spring under a blanket of wet snow. Unfortunately no proof is offered for this postulate at this time and it will have to remain a postulate until further information is gathered.

There exists other known alpine karst areas in the United States, such as those in the mountain areas of Montana and Colorado, but little work has been done on the surface karst features of these areas to date. It is hoped that this paper will not only serve to introduce one such area (South Darby Canyon) to people far removed from the United States, but will also foster more activity in this field among my own countrymen. The Teton Mountains themselves still hold considerable potential for further work, as the situation at Darby and South Darby Canyons could possibly be duplicated in other places on the western flanks of these mountains. Also, as indicated above, many questions still remain to be answered in South Darby Canyon itself.

#### References

Horberg, L., 1938. The Structural Geology and Physiography of the Teton Pass Area, Wyoming. The Augustana Library Publications 16, Rock Island, Illinois.

Edmund, R. W., 1951. Structural Geology and Physiography of the Northern End of the Teton Range, Wyoming. The Augustana Library Publications 23, Rock Island, Illinois.

U. S. Geological Survey, 1948. Topographic Map of the Grand Teton National Park, Teton County, Wyoming. Department of the Interior, Washington, D. C.

National Speleological Society News, 1953, 1956. Vol. 11/12; Vol. 14/8; Vol. 14/11. Vienna, Virginia.

Nittany Grotto Newsletter, 1959. State College, Pennsylvania, Vol. 8/2.

Discussion: R. A. Watson, V. Panoš.



## ON THE CORRELATION AND HYDROLOGICAL FUNCTIONS OF CAVE-LEVELS IN THE BÜKK MOUNTAINS

László Szabó

Miskolc

The Karst-water and Cave Exploring Section of Hungarian Hydrological Association has worked in North-Hungary for 15 years. The investigated territories are:

1. Bükk Mountains,
2. Szendrő Mountains,
3. Rudabánya Mountains,
4. Gömör-Tornai Karst-Mountains.

Miskolc is the second town of Hungary, its water works are based on the karstic springs of Eastern Bükk, so this place is the centre of our investigations.

The Bükk Mountains are South-Alpian, Dinaridic typed, stratigraphically they are built of the layers of ages from middle Carbon up to Eocene, with anticlinic structure.

We know 600 swallow- and spring-caves in the Bükk. In the Eastern Bükk we have made the descriptions of 300 caves.

On the base of geological relations the Bükk is divided into more karsthydrological units. In view of water supply the most important is the upper Anisic limestone because it lies nearest to Miskolc town.

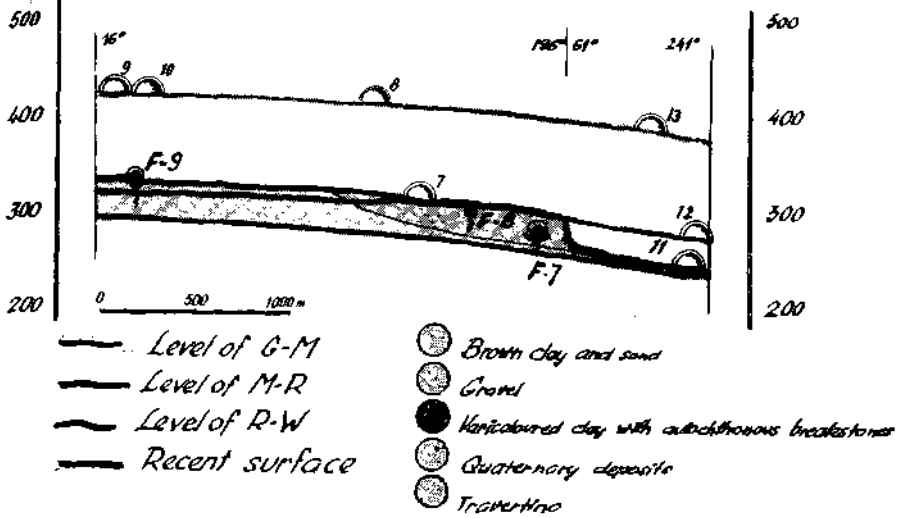
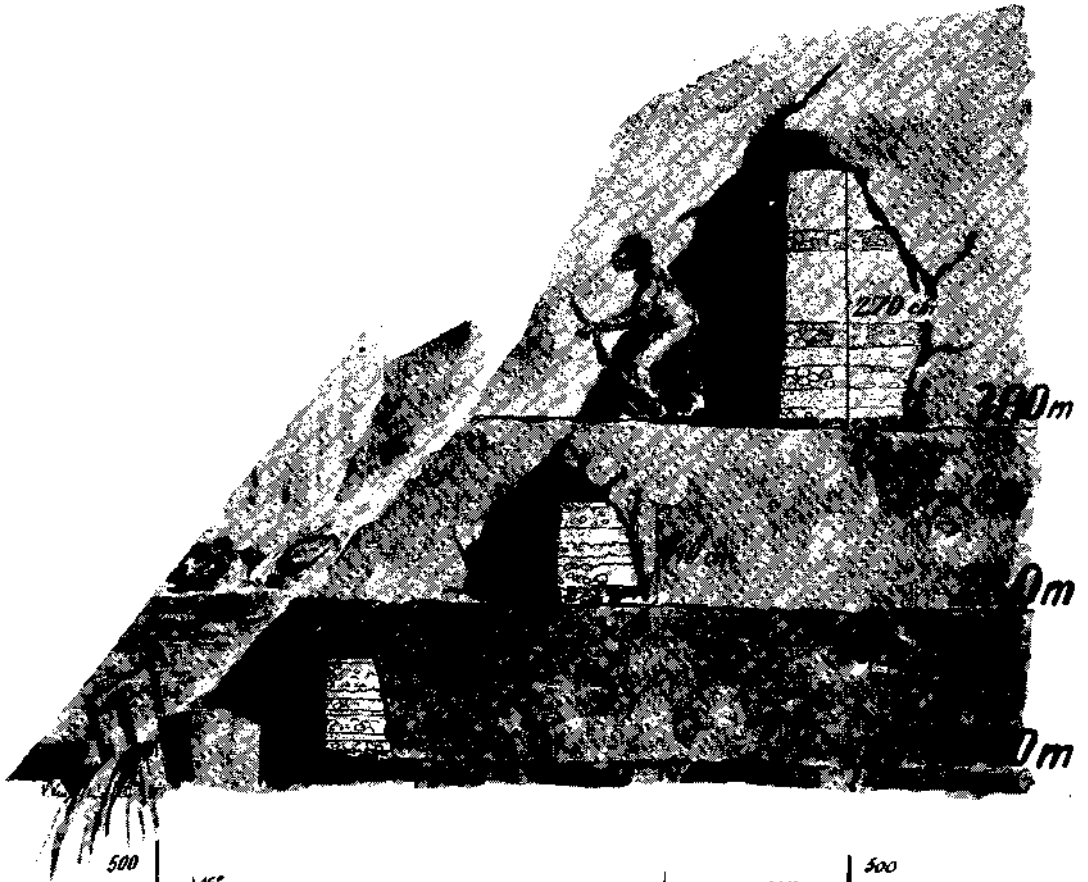
This territory was investigated according to the following views:

1. Determination and correlation of caves and erosion levels, and their hydrological functions.
2. Determination of the stream-directions of karst-water by experimental way. In these attempts we used NaCl by the swallets, and observed the electrical conductivity of the water in the springs.

### 1. Levels of erosion marked by spring-caves

The astronomical reasons of gradding of the Pleistocene were worked out by the astronomers Milanković (Yugoslavian) and Bacsák (Hungarian). P. Kriván has given the geological contain to this idea by the analysis of Paksian loess-section. In the last 600 000 years of Pleistocene there were 4 glaciations caused by climatic reasons. The glaciations are marked by 13 aprons:

Günz: . . . . .	2
Mindel: . . . . .	4
Riss: . . . . .	3
Würm: . . . . .	4



Sections of Aprons in the caves et Levels of Erosion in the u. Pleistocene

We have found three levels of caves in the Bükk which are marked by the Pleistocenic aprons. I try to introduce them in Szinva valley which is the Eastern limit of the presented territory.

In the valley of Szinva river the spring caves are situated at three levels.

The lower level lies 240 m, the middle 280 m and the upper 380 m high above the sea. In all caves of the three levels we found deposits originated from the rills of caves. The deposits are macro- and micro-banded, built of rounded sand-grains and gravels.

We observed in the deposit of lower level 4, in the middle 3 and in the upper also 4 layers of gravel. Between these layers argillaceous sands are bedded. The grains of sand and gravel are well rounded. According to the mineralogical content they originated from the tributary basin of cavic rills.

By sediment-petrographical methods (size and rounding analysis) we succeeded to observe that the argillaceous sand gradually passes into the layer of gravel. On the top of gravel the transition is discordant towards the sand.

Based on the number of layers of gravel, and the sea level altitude of caves containing sedimentary deposits, we correlate the fluvial deposits with the aprons of Pleistocenic glaciations, and the levels in which the caves are situated, with the erosion levels of interglaciations.

1. The lower level of caves and the sedimentary containing are identical with the erosion level of the Riss-Würm interglaciation, and with the aprons of Würm Glaciation.

2. The middle level and the sediments are identical with the erosion level of Mindel-Riss interglaciation and the aprons of Riss.

3. The upper level and their sediments are identical with the erosion level of Günz-Mindel interglaciation and the aprons of Mindel.

The caves of three levels have the following hydrological functions:

1. Lower caves are active.
2. Middle caves are the spillways of karstic floods.
3. Upper caves are inactive. In these caves above the aprons thick autochthonous layers bedded which are rich in the findings of prehistorical cultures (Szeleta cave).

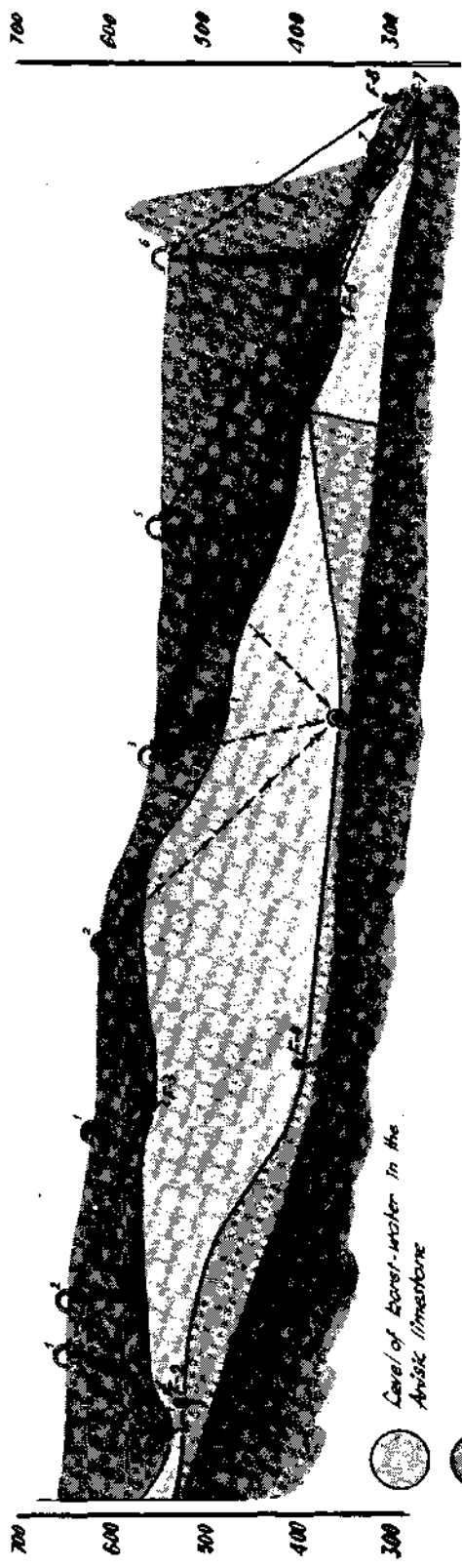
## 2. Karsthydrology of the u. Anisic limestone

The investigated territory, the North-Eastern part of Bükk Plateau, is built of u. Permian and l. Triassic limestones which are poor in caves. After these layers unaquiferous l. and m. Anisic dolomite and porphyrite bedded. A good karstic aquiferous layer is the u. Anisic limestone which is closed to South by the l. and middle Ladinian slate. The strike of layers is W-E, dip is about 60-90° to N.

We know many caves and swallets in the Anisic limestone. In 5 larger caves we have found small lakes, surfaces of which follow — by characteristic fluctuation — the actual rainfall relations. We conclude them to be the average levels of karst water.

W

E



● Level of karst-water in the Anisik limestone

● Level of karst-water in the I. Fröske & U. Permian limestones



Hydrological Section along the Strike

These levels are in the

Swallet cave 1	551 m above the sea
Swallet cave 3	480 m above the sea
Swallet cave 5	406 m above the sea
Swallet cave 6	340 m above the sea
Cave 7	294 m above the sea

We have made many experiments by which we got important data concerning the stream-directions of karst-water.

By the experiments we observed connections from the u. Anisic limestone to the Spring 1; 3; 6; 7; 8; 9; 10; and we did not observe any connecting to the spring 2; 4; 5. The last springs are smaller, their temperature is between 9,5—10° C, their tributary basin is surely at the u. Permian and l. Triassic limestones.

The springs 1; 3; 6; 7; 8; are larger, their temperature 6,2—8,5° C. They originate from the u. Anisic limestone.

The springs 9; 10; come from the u. Ladinian limestones across the l. and middle Ladinian slate which is interbedded between two limestones. In the slate there is some communication along the faults. (In the slate there are some blocks of Anisic limestone. Their situation is tectonical.)

The springs 6; and 7; are situated at the other side of unaquiferous porphyrite, but this part is a tectonically broken zone, so here, across the porphyrite the communication is possible.

In the Anisic limestone the water flows along the strike.

The stream has two directions: one is W-N-W; the other is E. The limit of the two directions is situated between the cave 2; and swallet 3.

The reason of the double direction of stream is due to the regional tectonism. Along an opened fault the karstic channel (cave) of Spring 1 was formed. After a tectonical preformation the Sebes valley was incised. The incising is deeper in the unaquiferous layer than the local level of karst-water, so this is a typical tapping point.

From these data we can draw the continuous level of karst-water which is similar to a parabola disturbed by the depressions of springs.

Discussion: A. Šercelj.

#### References

- Balogh K., 1964. A Bükkhegység földtani képződményei. M. Áll. Földt. Int. Evk. 1964.
- Juhász A., 1963. A Szepesi barlang szószásos nyomjelzése. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Kessler H., 1965. Nyomjelzéses összefüggésvizsgálatok a Bükkhegységben. M. Hidr. Társ. Miskolc, Ankét 1965.
- Kriván P., 1955. A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. M. Áll. Földt. Int. Evk. Vol. XLIII.
- Kuchta G. and T. Balogh, 1954. Az Y völgyi víznyelő szószásos nyomjelzése. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.

- Szabó L., 1960. A keletbükki karsztvizek kémiai vizsgálata. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Szabó L., 1963. Korrozio és hordalékmozgatás a Bükkhegység barlangjaiban. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Szabó L., 1964. A barlangi terraszok üledékföldtani vizsgálata. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Szabó L., 1965. A Vesszősvölgyi barlang hidrologiai összefüggései. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Szabó L., 1965. A Létrási vizesbarlang hidrologiai összefüggései. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Szabó L., 1965. A Fenyvesréti víznyelő hidrologiai összefüggései. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Szabó L., 1965. A Bolhási víznyelőbarlang hidrologiai összefüggései. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Szabó L., 1965. A Savósi hasadékbarlang. Vizeink, Vol. 5.
- Szabó L., 1956. A Illafüredi mésztufa üledékföldtani és paleontológiai vizsgálata. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.
- Tóth J., 1955. A Színvavölgyi árvízi túlfolyó sózásos összefüggésvizsgálata. M. Hidr. Társ. Miskolc. Report.

## EIGENHEITEN DER MORPHOGENETISCHEN ENTWICKLUNG DES KARSTRELIEFS UND DER HÜHLEN IN UNGARN

† Pál Zoltán Szabó

Pécs

Die Relikte der Verkarstung sind im wesentlichen erdgeschichtliche Denkmale. Das Entstehen der Formen, ihre Veränderung oder Zerstörung wird durch die Bewegung der Erdrinde, deren Versinken oder Aufsteigen, außerdem von den klimatischen Faktoren bestimmt.

### 1. Relikte der erdgeschichtlichen tropischen, zeitweise subtropischen Klimate:

a) die Rumpfoberfläche;

b) jene eigenartigen Karstrelikte, die stellenweise überdeckt erhalten blieben, andererseits solche, die an anderen Orten stufenweise wieder an die Oberfläche gelangt sind und infolge Denudation ihren morphologischen Charakter nur verstümmelt erhalten konnten.

Das erdgeschichtliche Charakteristikum aller Gehirge in Ungarn ist die Aushildung einer Rumpfoberfläche infolge eines feucht-warmen Klimas. Die Rumpfoberflächen entstanden auf niederem Niveau, hzw. wurde dieses infolge wirksamer Denudation zu einem solchen umgewandelt. Diese Oberflächen befinden sich heute zerstückelt in verschiedener Höhenlage. Die Rumpfoberflächen liegen jetzt nicht zutage, sie sind vielmehr als in die Tiefe versunkene Grundgebirge von jungen Sedimentgebilden verdeckt. Ihre Lage ist aus Tiefbohrungen bekannt.

Die Rumpfebenen, die die Erosionsbasis überragen, sind — insofern es sich um Karbonatgesteine handelt — ausnahmslos intensiv verkarstet. Geraten sie in eine Höhenlage, so nimmt die Verkarstung zu, versinken sie hingegen, so erlischt dieser Verkarstungsprozess. Eine derartige erdgeschichtliche Verkarstung der Rumpfoberfläche können wir in Ungarn als Folge von abwechselnd warm-feuchten und trockenwarmen-feuchtwarmen Jahresklimaten ansprechen.

c) die Karstrandebenen der Kreide und des Paläogens.

Die morphologische Eigenheit derselben ist uns heute aus dem Tropengebiet bekannt. Zur Zeit des langsamen Versinkens der Rumpfebene entsteht in der Nähe des Meeresstrandes zwischen der höher gelegenen Oberfläche und der Erosionsbasis eine bedeutende Reliefenergie. In diesem Falle wird die Rumpfebene teils von einer Abrasions-, teils von einer Korrosionssteilwand begrenzt. Diese Wand entspricht der Linie des Zurückweichens der zugrunde gehenden Rumpfebene, die sich am Ufer befand. Die Vernichtung zerlegt während des Zurückweichens des Felsenufers die Front der Wand zuerst in Türme, in Kegel, hinter welchen steilwandige Karstgassen, dann bis an die Erosionsbasis hinabreichende

Dolinen und Dolinenreihen entstehen. Denkmäler dieses Zustandes können wir a) in Czerszegtomaj beobachten, wo die Dolinen mit kaolinischen Tonmineralien der Kreidezeit ausgefüllt sind, und b) in Urkut, wo im Kalkstein ähnliche Formen der Kreidezeit durch ein abgeschwemmtes Mangansediment verschüttet sind. An mehreren Orten des Ungarischen Mittelgebirges fand ich verstümmelte, jedoch noch immer aus ihrem eigenen Geröll emporragende Turmkegel, die in einem Tropenklima entstanden sind. Der charakteristischste unter ihnen ist der Szentmihály-hegy von Vashegy. Auch am Rand der Rumpfebene des Bükk-Gebirges können noch geschützt verbliebene Relikte einer derartigen Formenbildung gefunden werden, wie z. B. Udvarköz und Nagymező.

Infolge der energischen Korrosion während des wenigstens eine Jahreszeit hindurch herrschenden feucht-warmen, sodann in der anderen Jahreszeit trocken-warmen Klimas der Kreidezeit und des Paläogens treten die Spalten und Höhlen miteinander immer mehr in Verbindung. Aus den steilwandigen und an der Strukturlinie entstandenen Dolinenreihen entwickeln sich Karstgassen. Solche können aber auch ohne die Eigenschaften der Strukturlinien und der chemischen Zersetzung entstehen.

Die tektonische Struktur ebnet der Korrosion den Weg so sehr, daß die Höhlen und die sich erweiternden Spalten regressiv weit in den Hintergrund gelangen können.

## 2. Eigenheiten der Verkarstung des Tertiärs

a) Während der Tertiärzeit versinken die den größten Teil der Landesoberfläche bildenden und in Abhängigkeit vom Gestein verkarsteten Rumpfoberflächen, sie gelangen unter das Meeresniveau. Das Gebiet wird jenem gleich, das wir heute im Archipel des Ionischen und Ägäischen Meeres sehen, worüber ich 1963 in Athen einen orientierenden Vortrag gehalten habe.

b) Zu Beginn des Miozäns belebt sich bei uns im unterhelvetischen Zeitabschnitt infolge positiver orogener Bewegungen der Verkarstungsprozeß. Darauf — zur Zeit der Bewegungen in negativer Richtung im tortonischen Abschnitt — verliert die Reliefenergie mehr und mehr an Kraft, weil sich die Rumpfoberfläche sowie das Niveau der Erosionsbasis in annähernd gleicher Höhe befinden. Die Sedimente verschlossen damals die Karstbildungen, sie füllten das Meer auf, die Verkarstung wurde daher vorübergehend zum Stillstand gebracht.

Der Vorgang läßt sich folgendermaßen rekonstruieren: Im südlichen Teil Ungarns, z. B. im Mecsek-Gebirge, trat weder im Eozän, noch im Oligozän eine Meeresüberflutung ein. So konnte der Verkarstungsvorgang zur Geltung gelangen, jedoch nur dort, wo entsprechende Reliefenergie vorhanden war. In der Umgebung des Mecsek-Gebirges blieben solche nachweisbare Relikte der paläogenen Verkarstung an mehreren Stellen erhalten. Darüber sei folgendes gesagt:

Zu Beginn des Miozäns, zur Zeit des positiven Ansteigens, schwemmen die subtropischen, torrenten kleinen Flüsse von der um vieles



größeren Rumpfoberfläche, als es die heutige ist, eine große Menge Kies ab. Dieser verschüttete an mehreren Orten die Karstvertiefungen der vorangegangenen Epoche (Törökpince, östliche Umgebung des Mélyvölgy usw.). Im Mecsek-Gebirge bestanden demnach prämiözäne Karstformen. Ein ähnlicher Vorgang verlief auch im Gerecse-Gebirge, wo die Becken von Tardos und Tarján aller Wahrscheinlichkeit nach Urpöhlen des Prämiözäns sind und gleichfalls im Helvetikum von torrenten Kiesmassen aufgefüllt wurden.

Bei uns äußerte sich im tortonischen Abschnitt des Miozäns die orogene Bewegung in Form eines Absinkens, wodurch der Meeresspiegel und die Rumpfoberfläche wieder auf ein einander nahes Niveau kamen. Die die Verkarstung beschleunigende Reliefenergie erstarb demnach im wesentlichen wieder.

Die während des Tertiärs stattfindende Verkarstung folgt höchst wahrscheinlich bis zum sarmatischen Zeitabschnitt morphologisch der Formenentwicklung der subtropischen Verkarstung. Im Ungarischen Mittelgebirge finden wir an den Seiten der gehobenen Rumpfoberflächen und Rumpftreppen hierher gehörende, abgestumpfte Kalksteinkämme und Dolomitkegel. Der Öregkö von Bajót besteht aus Dachsteinkalk, der von litoralem Sediment des Meeres aus dem oberen Oligozän umgeben ist. Im Quartär wurde er zwar von der wiederholten periglazialen Zerstörung durch Ausfrieren stark verstümmelt, doch ist sein ursprünglicher Charakter trotzdem gut erkennbar.

Im Vértes-Gebirge ist die Kluffhöhle von Csákvár besonders nennenswert, weil aus ihrem Bodenbelag die Knochen von 87 fossilen Tierarten bestimmt werden konnten. Auf Grund der von Hyänen eingeschleppten Hipparionknochen konnte das Alter des Bodenbelages der Höhle in den oberen sarmatischen, oder wenigstens in den untersten pannonischen Zeitabschnitt gesetzt werden (M. Kretzoi). Die Kluffhöhle von Csákvár entstand im unteren Pannonikum, in der Nähe einer ausgesüßten Meeresbucht. Ihre Fauna entspricht dem Habitus nach jener einer Insel fauna, sie ist zwergartig, bzw. im Vergleich mit den Individuen der benachbarten Festlandsgebiete von kleinerem Wuchs.

c) Das Entstehungsalter zahlreicher Höhlen läßt sich sehr schwer bestimmen. Die Weiterentwicklung der meisten Höhlen geschieht nicht nur auf dem Weg der Korrosion, sondern auch auf jenem der Erosion. Das feintonige Sediment der Lösungen klimatischen Ursprungs ist in den Höhlen der Kreidezeit und des Paläogens am bezeichnendsten. Es sind dies Kaolinite, Bauxite, Tonmineralien. Im Laufe des Tertiärs verloren diese Tonmineralien — verglichen mit den Produkten der Meeres-transgression — an Bedeutung und so wird die Erosionstätigkeit des in die Höhlen eingeschwemmten oder durch die Bachhöhlen transportierten Sandes oder Kieses ein immer bedeutenderer Faktor.

Das an der ungarisch-tschechoslowakischen Grenze liegende Höhlensystem Baradla-Domica ist weltbekannt. Die Länge der hier bis jetzt erschlossenen Gänge beträgt 22 km. Das Einzugsgebiet der Höhle besteht zum größten Teil aus der Kiesdecke des Pannonikums und aus der pannonischen Sandoberfläche. Das Gebirgsmassiv bildet der gut verkarstende Wettersteinkalk. Strukturell ist es sehr zerklüftet, so

daß die Korrosion ihre Tätigkeit entlang des tektonischen Systems entfalten konnte. Die korrosive Erweiterung der Spalten wurde durch die erodierende Wirkung des aus dem Einzugsgebiet eingeschwemmten Sandes und Kieses bedeutend erhöht. So wird das Entstehen großer Hallen verständlich, unter denen die »Libanon-Halle« einen Luftraum von 800.000, der »Saal der Riesen« einen solchen von 440.000 m<sup>3</sup> besitzt. Die Höhe der während der langen erdgeschichtlichen Zeitperiode entstandenen größten Stalagmitsäule — eines turmartigen Gebildes — beträgt 25 m, ihr berechnetes Gewicht beläuft sich auf 900.000 kg.

Das Entstehungszeitalter des Baradla-Domica Höhlensystems ist ungewiß. Bis zum oberen Pliozän verfügen wir über Beweise, da die kontinentale Roterde des oberen Pliozäns als bedeutendes Füllmaterial der Höhle erscheint. Bei der weiteren Erforschung des Höhlenalters muß man berücksichtigen, daß die aufliegende Rumpfebene aus der oberen Kreide, gegebenenfalls aus dem Paläogen stammt und daß sie in hohem Grade verkarstet ist. Oberhalb der Höhle können kegelartig gestaltete, dem heutigen Klima fremde Partien erkannt werden, die noch einer weiteren Untersuchung bedürfen. Obwohl die Dolinen an anderen Stellen heute infolge des Geschiebes und des eingeschwemmten Erdreiches haldenförmige Wände besitzen, zeigt sich bei ihrer versuchsweisen Freilegung, daß die steile Dolinenwand unter dem Deckgeschiebe vorhanden ist. Es erscheint wahrscheinlich, daß auch hier die mit der Rumpfoberfläche verbundene Verkarstung unter der Oberfläche gleichfalls, vielleicht schon in der Kreidezeit, zur Geltung gelangte. Die Methode, mit welcher wir die Entstehungszeit der Höhle von Aggtelek (Baradla-Domica) im Zusammenhang mit ihrer Umgebung vollkommen sicher werden feststellen können, muß noch gefunden werden.

### **3. Das massenhafte Erscheinen von Thermalwasserhöhlen und ihre Rolle in der Abgrenzung des Pliozäns und Pleistozäns. Die Verkarstung vor Beginn des Holozäns**

Die zweite Hälfte des Pliozäns brachte eine entscheidende Änderung. Im vorausgegangenen Zeitalter entstand im Karpatenbecken eine Inselwelt gleich jener im Ionischen und Agäischen Meer. Es spielten sich Bewegungen von großer Bedeutung und in gegensätzlicher Richtung ab, wodurch die Anzahl der Inseln erhöht wurde, ein bedeutender Teil der Rumpfebenen hingegen in die Tiefe versank. Die Tieferlegung des Meeresbodens gab der aus der Denudation stammenden Sedimentation Raum. Die Donau lud ihr Geschiebe in die von den Karpaten umsäumte Meeresbucht ab. Die Verwitterung der das Becken umrahmenden Gebirge wie auch der Inseloberflächen trug gleichfalls zum Anreichern der pliozänen Ablagerungen bei. Diese erreichten stellenweise eine Mächtigkeit von 3000—3500 m. Die Gegensätzlichkeit der absinkenden und ansteigenden Bewegungen ist auch daraus ersichtlich, daß sich die Abrasionsoberfläche der Inselgebirge des oberpannonischen Meeres in einer Höhe von 300—350 m ü. M. befindet. Die stellenweise positive, anderenorts negative Bewegung der festen Erdrinde war demnach recht bedeutend. Die energischen Dislokationen des rhodanischen, sodann des

attischen und bakuschen Orogens in der zweiten Hälfte des Pliozäns hatten hydrothermale Gas- und Wasseraufbrüche zur Folge. Damit nahm die höhlen- und höhlungenbildende Arbeit der aus der Tiefe aufsteigenden aggressiven Gewässer mit Antigravitationsrichtung ihren Anfang. Dem schloß sich die korrosive Tätigkeit des aus höherem Niveau auf dem Gravitationsweg absteigenden, aggressiven Kaltwassers an. Beide Vorgänge hatten das Ausscheiden verschiedener Mineralien und kristalliner Niederschläge zur Folge, die sich sehr oft wiederholt überlagern und heute an die wechselvollen erdgeschichtlichen Ereignisse am Ende des Pliozäns, bzw. des Pleistozäns erinnern. Klassische Vorkommen derartiger Verkarstungen finden sich im Gebirge von Buda, in jenem von Keszthely und im Gerecse-Gebirge, in geringerem Maße im südlichen Vorland des Bükk- und des Villány-Gebirges. Das erste Erscheinen der hydrothermalen Süßwasserkalkdecke läßt sich im Prägünzer Zeitabschnitt schon mit einer Fauna nachweisen. Der Prägünzer Travertin erhebt sich am Urhegy bis zu 264 m, am Széchenyi-hegy bis zu 439 m und ist auch aus mehreren Höhenlagen bekannt. Wir machten die Erfahrung, daß die Kaltwasserverkarstung in den meisten Fällen dem Aufbruch der Thermalquellen vorausging, da man hydrothermale Gebilde in schon ausgebildeten Bachhöhlen findet.

In einzelnen Höhlen des Gebirges von Buda wies V. Panoš Geysirstalagmite nach. In der Höhle des Szemlőhegy sind z. B. kegelartige Geysirstalagmite in sehr abwechslungsreicher Form, aus reinem Kalk bestehend und mit strahlenförmiger Struktur, gut erkennbar. Die Höhe des bis jetzt bekannten größten Gebildes beträgt 130 cm.

In der Höhlenausbildung mit hydrothermaletem Ursprung waren zu Ende des Tertiärs die Dilatationen in Richtung NW-SO am bedeutendsten. Später, also schon während des Quartärs, übernahm das N-S gerichtete System die Hauptrolle. Im Gebirge von Villány sehen wir, daß in der Günz-Mindel-Interglazialzeit die Spaltenrichtung noch von NW nach SO verläuft; später, von der Mindel<sub>1-2</sub> Interstadialzeit an, herrscht die N-S Spaltenrichtung vor. Das Alter dieser Spalten weist M. Kretzoi an Hand der in der Roterde ausnahmsweise erhalten gebliebenen Fauna nach. Die Spaltenfüllung aus Roterde wurde nämlich in der Pluvialperiode, die am Ende der Interglazialzeiten begann, durch eine Kalzitschicht von jedweder äußeren Einwirkung abgeschlossen. Im südlichen Vorgelände des Villány-Gebirges versank ein Teil der Karst-Rumpfoberfläche in die Tiefe. Hier, südlich von Nagyharsány, traf der Bohrer in einer Tiefe von 100 m auf jene Knochenbreccie-Roterdeformation, die im benachbarten Gebirge 250—300 m ü. d. M. vorhanden ist. So beträgt die Verwerfungstreppe seit dem Günz-Mindel wenigstens 350 m. Die hydrothermale Tätigkeit wie auch die Korrosion wurden von dieser jungen Erdschichtenbewegung am Leben erhalten. Mit den Roterdeformationen des unteren Pleistozäns steht die hydrothermale Tätigkeit in keinerlei Verbindung. Das heutige genetische Niveau der Hydrothermen liegt + 96 m ü. d. M., die Kugelnischen, die Aragonite sind hingegen bis zu einer absoluten Erhöhung von 150—180 m gehoben bekannt,

sie wurden demnach infolge der holozänen Hebung von der heutigen hydrothermalen Zone getrennt.

Die Erdkrustenbewegung des mittleren Pleistozäns gelangt meßbar am südlichen Rand des Bükk-Gebirges zum Ausdruck, so auch im Falle der Felsnische von Tarkö, 850 m ü. d. M. Ungefähr 300 m unterhalb der Felsnische entspringt die Imó-Quelle, die eigentlich das Austrittsniveau des ehemaligen Höhlenbaches der Felsnische von Tarkö anzeigt. D. Jánossy öffnete die innere, aus einer Kalzitschicht bestehende Wand der Felsnische und stellte auf Grund der Fossilien fest, daß das Versiegen des Höhlenbaches am Ende des Mindel-Riß-Abschnittes einsetzte. Zu dieser Zeit spie der Bach große Mengen Geschiebekieses aus. Beim Öffnen der hinteren Felsnischenwand kamen Knochen von 60 Tierarten ans Tageslicht, darunter von 60 Säugetierarten. Heute leben im Bükk-Gebirge 40 dieser Arten. Die aus der Roterde nachgewiesenen Pollen verweisen auf ein südliches Klima. Damals gediehen im Bükk-Gebirge (= Buchenwald) noch keine Buchen. Die während der großen Interglazialzeit beginnende Hebung ließ den Höhlenbach der Felsnische versiegen, bzw. zwang ihn auf ein niedrigeres Niveau. Der kaltfeuchte Abschnitt, der das Riß einleitete, verschloß nach und nach die Felsnische mit einer Kalzitschicht. Gleichzeitig erscheinen Knochen von Tierarten, die auf ein sich abkühlendes Klima verweisen. Schließlich suchte im äußeren Teil der Felsnische ausgesprochen die Fauna des Würm Zuflucht.

Auf Grund des Gesagten erscheint es wahrscheinlich, daß die großen Dolinen der Rumpforberflächen Ungarns sowie die unter den letzteren entstandenen Höhlen nicht der Verkarstungsperiode des jungen Pleistozäns oder des Holozäns entstammen, sondern Anteile älterer erdgeschichtlicher Vorgänge sind, die stellenweise bis auf die Kreidezeit zurückgeführt werden können, unabhängig davon, ob es sich um verdeckt erhaltene, oder infolge jüngerer Denudation teilweise wieder erschlossene, verstümmelte Formen handelt. Die sich entwickelnden Formen jüngeren Ursprungs sind selbstverständlich mit den älteren verflochten, letztere sind zwar verstümmelt, jedoch ist an ihnen zu erkennen, daß sie in einem vom heutigen verschiedenen Klima einer anderen Zeitperiode entstanden sind.

Die Untersuchung der verdeckten Karstgebiete ist nicht nur vom Gesichtspunkt einer fachmäßigeren Erschließung der Tonmineralien, Bauxite, Braunkohlen, sowie im Interesse einer genaueren Feststellung der Vorräte an Bodenschätzen wichtig. Das Karstwasser spielt auch bei der Förderung von Mineral- und insbesondere Thermalwässern eine große Rolle.

Wenn wir daher zu richtigen morphogenetischen Feststellungen gelangen wollen und gut begründete Folgerungen von praktischem Wert anstreben, sind wir genötigt, die durch Karsterscheinungen bedingten Vorgänge der Oberfläche in Verbindung mit den vorausgegangenen erdgeschichtlichen Geschehnissen zu untersuchen.

**VERSCHIEDENES VERHALTEN GEWISSER URGESTEINE  
BEI VERSCHIEBUNGEN: DAS LABYRINTH VON GRYTHULT,  
OSTROGOTLAND**

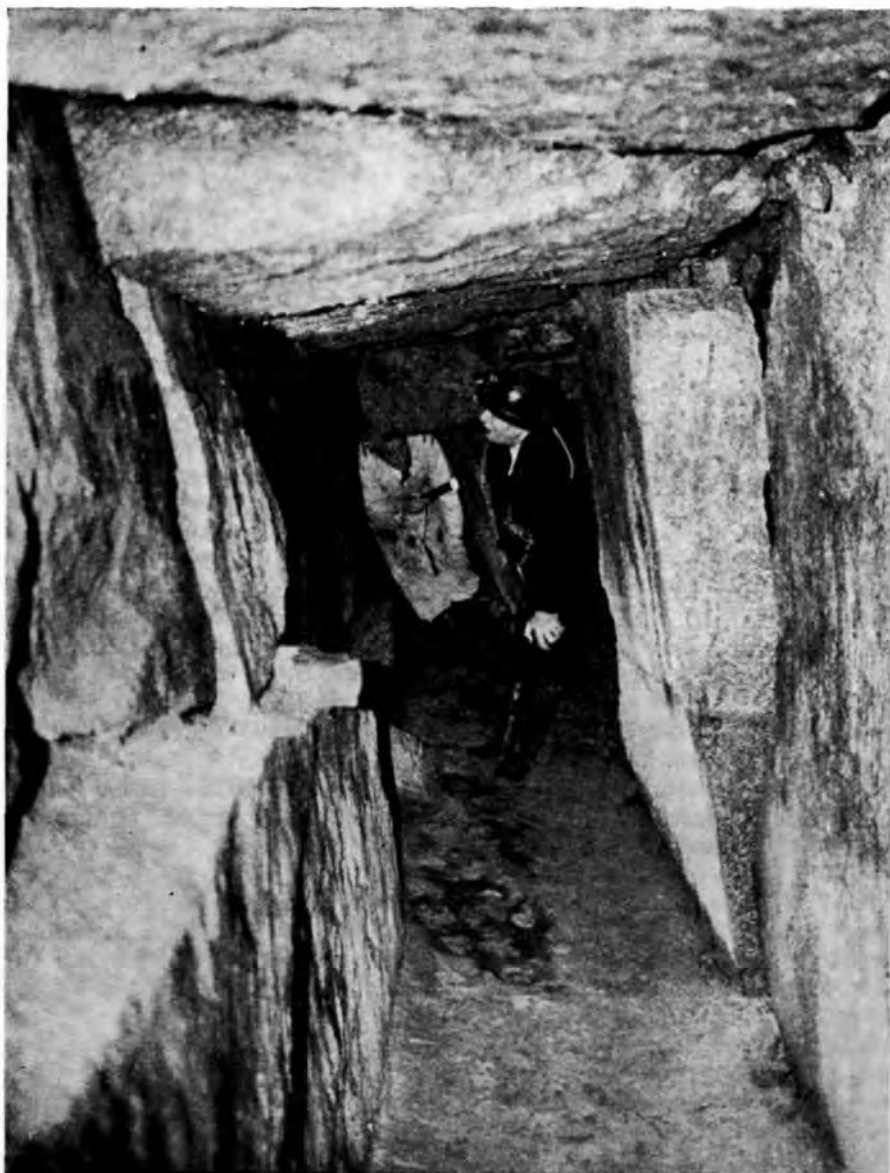
Leander Tell

Norrköping

**Résumé**

L'auteur se réfère à ses publications antérieures sur la nature différente des grottes suédoises, qui s'ouvrent principalement dans des formations géologiques très anciennes, granites, felsites, porphyres, gneisses etc. La plupart des grottes consiste pour cela de failles, diaclases et paraclases. Mais il dépend de la roche comment ces phénomènes se développent. Comme des roches sédimentaires, les roches archaïques se fendent en manières diverses, ou droite, ou courbe, ou fracassée, ou horizontale, ou verticale. Et, dans le cas que deux formations se superposent, il peut arriver, qu'une se fend horizontalement et l'autre verticalement. Un phénomène de cette sorte l'auteur vient de découvrir à Grythult dans le sud d'Ostrogothie, sa province domicile, dont il étudie les grottes depuis longtemps pour une monographie spéciale. A Grythult se trouve une grosse plaque granitique, la roche étant un granit de points d'oeils, avec des grandes failles horizontales. Le granit est pourtant superposé audessus d'une couche de felsit. Maintenant: le granit a formé un plafond très droit et égal des salles et passages fendues verticalement dans le felsit de base, et on entre dans un labyrinthe souterrain qui ressemble une tombe égyptienne. Plusieurs parois sont couvertes par une couche épaisse hématitique couleur de sang.

Wie ich mündlich und schriftlich mehrmals hervorgehoben habe, weist Schweden dank der Natur der Urgesteine, die in seinem Aufbau überwiegen, ein ganz anderes geologisches und geographisches Bild auf als verschiedene andere Länder. Die archaischen Formationen geben zu ungewöhnlichen Höhlenphänomenen Anlaß, denen zufolge hier meistens reine Klufthöhlen, Steinhauenhöhlen und andere Glazialphänomene nebst Frostsprengungen auftreten. Bei verschiedenen Verschiebungen verhalten sich aber die Urgesteine ebenso wie die jüngeren Sedimente verschiedentlich, und Diaklasen und Paraklasen haben öfters ein seltsames Profil geschaffen, besonders wenn die oberen und darunterliegenden Formationen aus verschiedenem Gestein bestehen. Die Risse können in solchen Fällen ganz verkehrt und gegensätzlich auftreten. Ein derartiges Phänomen erblickte ich im Herbst 1964 in einem Wald bei Grythult in der Gegend von Kisa und Ulrika, im wilden und romantischen Südtteil meiner Heimatprovinz Ostrogotland. Seit mehreren Jahren bemühe ich mich nämlich, diese Höhlen näher kennenzulernen und zu untersuchen, und zwar für eine beabsichtigte Monographie der Höhlen von Ostrogotland.



Das unterirdische Labyrinth von Grythult

Foto: G. Lantz

Im allgemeinen treten in Mittelschweden Augengranite auf, grobkörnige Granite, die auch Filipstadsgranite genannt werden. Der darunterliegende porphyrische Felsit tritt an einigen Stellen auch nackt zutage. Diese beiden Gesteine verhalten sich bei Verschiebungen und

Rissen ganz verschieden. Das erstere weist meistens horizontale Risse und Klüfte auf und wird manchmal auch in grobe viereckige Blöcke zerteilt. Das letztere dagegen verklüftet sich meistens vertikal und gibt dadurch Anlaß zu langen, engen und steilen Rissen, die die Formation cañonartig durchziehen. Ein bekanntes derartiges Phänomen ist die berühmte »Skuru gata« beim Städtchen Eksjö, die 550 m weit geradeaus von NW gegen SE dahinzieht, und zwar mit bis zu 35 m hohen Wänden. Ihre Breite beträgt 10 m, erweitert sich aber an einigen Stellen bis zu 20 m. Solche »Skuror« (schwedisches Wort für große, weit dahinziehende Risse oder Klüfte) findet man in Mittelschweden ziemlich häufig. So zieht z. B. unweit der Skuru gata die bekannte »Skams gata« (Teufelsgasse) geradewegs durch einen Berg in der Gemeinde Sund.

Das neulich entdeckte Phänomen bei Grythult ist ebenfalls eine solche durchziehende Kluft, tritt aber nirgends an den Tag und war daher früher nicht bekannt. Durch die Abhoizung eines Waldes ist nämlich eine große Scholle Augengranits bloßgelegt worden. Die Scholle weist mehrere lange und schmale Risse auf, in denen man in der Tiefe ebenso lange horizontale Querrisse erblicken kann. Die Risse sind aber meistens nur 0,5—1,0 m breit und die in die westliche Wand 2 m tief horizontal eingeschnittenen Querrisse sind derart eng, daß es nicht möglich ist, dort einzudringen. Als es den Anschein hatte, daß die obere Scholle anders geartet sei als das darunterliegende Material, versuchte ich zusammen mit meinen Mitarbeitern überall, hinunterzusteigen, um die Sache näher zu untersuchen. Nur durch einen Zufall fanden wir in einer Quetschzone ein Loch, wo sich die Scholle zersetzt hatte. Wir krochen hinunter und gelangten nach 10 m in der Tiefe von 4,5 m in einen kleinen viereckigen Saal. Dieser Saal ist aber nur 1,4 m hoch und faßt etwa 30 m<sup>3</sup>. Er ist im Felsit ausgebildet und hat eine ganz flache Decke aus Augengranit.

Im nördlichen Teil des Saales öffnen sich in beiden Ecken zwei Gänge, die sich in entgegengesetzten Richtungen fortsetzen. Der östliche Gang zieht durch eine gefährliche Quetschzone mit lose hängenden Blöcken und setzt sich darauf 20 m weit schnurgerade fort, mit glatten steilen Wänden und einer flachen, geraden Decke. Wir hatten den seltsamen Eindruck, uns in einem ägyptischen Grabgang zu befinden. Durch eine weitere Quetschzone drangen wir in einen anderen kleinen Saal ein, wo in einer vierten Quetschzone ein ähnlicher »Grabgang« schräg nordwestlich zieht, um in einer neuen Quetschzone quer nach Südwesten abermals in einen geradlinigen Gang zu münden. Nach ca. 20 m quert noch eine Quetschzone den Gang. Jenseits dieser Zone setzt er sich wieder fort und mündet schließlich in den kleinen ersten Saal, 2 m westlich vom ersten Gang. In den Quetschzonen sieht man enge Risse, die weiter in den Berg hineinziehen, aber meistens unbegehbar sind. Die gefundenen Gänge sind ungefähr 70 m lang, ihre Breite beträgt ca. 1 m, die Höhe durchgehend ca. 1,5 m. Die Wände sind meistens steil und verlaufen schnurgerade; an der Basis sind sie etwas schmaler. Die Decke ist überall flach und gerade.

Eine nähere Untersuchung dieser Verhältnisse zeigt, daß es sich auch hier um eine Kluft, einen charakteristischen Riß im Felsit handelt,

der aber von der darüberliegenden Granitscholle verborgen worden ist. Der Felsit hat sich nämlich auch hier regelmäßig vertikal gespaltet, der Augengranit dagegen horizontal. Bei einer oder mehreren Verschiebungen, vielleicht kaledonischer oder variskischer Art, hat sich die Granitscholle einer Decke gleich über die Vertikalrisse des Felsits geschoben. Seitdem wurde die obere Scholle von den Glazialdecken ziemlich dünn geschliffen, das darunterliegende Gangsystem im Felsit dagegen durch das Schmelzwasser ausgewaschen. Durch Verwitterung und Frostsprengung sind die Öffnungen später verschlossen worden, so daß das Labyrinth ganz verborgen wurde.

An einigen Wänden im nordwestlichen Gang bemerkt man große hlutrote Flecken, die an einen Opferritus erinnern, Neben frischen Flecken sieht man aber auch trockene blaßrosa Flecken; alle beginnen an einem dünnen Risse, der nahe der Decke horizontal verläuft. Es handelt sich um eine Hämatitbildung, die durch Eisenbakterien und Algen verursacht wird, wie solche in dieser erzeichen Gegend recht häufig vorkommen. Das ganze Gebiet ist ja seit mehr als 600 Jahren durch seine alten, jetzt meist aufgelassenen Kupfer- und Eisengruben bekannt.

#### Literatur

Berg S., 1964. Lummelundas utforskare inventerar Kindagrottor. Grythultgrottan kan bli en verklig attraktion, *Kinda Posten* 26/9.

Magnusson N. H., G. Ekström, G. Lundqvist, 1924. Beskrivning till kartbladet Strålsnäs, SGU Ser. Aa nr 154, Stockholm.

Sandegren R., N. Sundius, G. Lundqvist, 1924. Beskrivning till kartbladet Atvidaberg. SGU Ser. Aa nr 155, Stockholm.

Svedmark E., 1913. Beskrivning över kartbladet Kisa. SGU Ser. Aa nr 149, Stockholm.

Tell L., 1964. Grotjtakt i Kinda skogar. Österg. Folkblad et Östgöten 10/11.

Diskussion: B. Magos, D. Gavrilović.



## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФИЗИЧЕСКОЙ СПЕЛЕОЛОГИИ КАРСТОВОЙ ОБЛАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА Б. КАВКАЗА

(В пределах Западной Грузии)

З. К. Гинтиазов

Институт географии им. Вакушви АН ГССР

Тбилиси

Известняково-карстовая область южного склона Б. Кавказа, протягивающаяся непрерывной полосой через всю Западную Грузию, от оз. Эрцо (восточный рубеж) до р. Псоу (западный рубеж), является одним из интереснейших спелеологических регионов Земли. Эта полоса длиной в 305—325 км, при ширине 5—35 км (Общая площадь — 4.475 км<sup>2</sup>), подразделяется транзитными речными ущельями (Бзыбь, Ингурн, Цхенис-цкали, Техури, Рионн и др.), на обособленные массивы, гипсометрическое развитие которых колеблется от 0—255 м до 2757,6 м („Пик спелеологов“, массив Арабика) над уровнем моря.

Хотя пещеры Грузии издавна привлекали к себе внимание исследователей и путешественников, но их планомерное изучение имеет всего 6—7 летнюю историю. Спелеология в Грузии — пожалуй сама молодая отрасль науки.

Значительным вкладом в спелеологическую изученность территории Грузии являются обобщающие работы Н. А. Гвоздецкого и А. И. Маруашвили.

Со спелеологической точки зрения, единую по происхождению и развитию геосинклинальную известняковую область, целесообразно разделить, прежде всего на две, отличающиеся друг от друга, спелеологические подобласти:

1. Подобласть средние и высокогорных известняковых массивов,
2. Подобласть предгорных карстовых массивов.

В первой подобласти, охватывающей наиболее высокорасположенные массивы — Гагрский, Бзыбский, Гумишхинский, Охачкуз, Накеральский, Кударойский и др., особый район составляют вершинные поверхности массива Арабика и Бзыбского хребта, классические районы голого карста и недоразвитых карстовых форм, носящих явные следы четвертичного оледенения.

Общим для I-ой подобласти, совпадающей с зоной интенсивных неотектонических движений, является наличие мощной толщи карстующихся пород (от 1200 до 2350 м), господство форм, связанных с зоной вертикального движения карстовых вод, носящих явные следы полициклического развития и являющихся неактивными системами (в пределах исследованных горизонтов); недоразвитая ярусность, слабое развитие карстовых отложений, сезонная неравномерность в процессах закарстования и исключительная роль талых сне-



Рис. 1. Сталагмитовый зал на подступе „Тбилиси“ (Анакопийская прощадь)

Фото З. К. Тинтилозова

говых вод в карстообразовании, а также значительная глубина гидродинамических карстовых вод; господствующие в высокогорных полостях низкие температуры воздуха ( $1,2-5,5^{\circ}$ ) и крайне неблагоприятные экологические условия определяют их чрезвычайную бедность живыми организмами.

Воздымание средне — и особенно высокогорных массивов от моря и усиленное воздействие денудационных агентов значительно опережало верхне четвертичное оледенение. Уже до среднего сармата исследуемая подобласть, формируется в виде суши и вступает в фазу континентального развития.

Выработке пещер предшествовал цикл энергичного эрозийного расчленения и сноса поверхности, в результате чего существовавшие в породах литогенные и тектонические трещины все более и более раскрывались и становились активными очагами для поглощения инфильтрационных вод.

Начало закарстования поверхностей и формирования водопоглощающих систем, значительно опережало четвертичное оледенение. Несмотря на это, последнее должно рассматриваться, как важный фактор, влияние которого на спелеологическое развитие подобласти

являлось весьма существенным. Это подтверждается наличием глубоких, но пока еще не раскрытых пещер именно на высокогорных массивах, подвергшихся воздействию продолжительной ледниковой деятельности, тогда как более низкие массивы, находящиеся вне сферы ледниковой деятельности, отличаются раскрытием довольно глубоких пещер.

Одной из основных причин слабой разработанности полостей и плохо выраженной ярусности, является положение указанной под-области в зоне наиболее активного неотектонического поднятия; вследствие восходящих движений, карстовые полости не успевали разрабатываться, а находящиеся в циркуляции подземные воды — разгружаться. Большинство исследованных вертикальных пещер на большой глубине упираются в непроходимые расщелины или же заполнены обрушившимися глыбами, что происходит в результате гос-



Рис. 2. „Заг Гелактитов“, Анакопийская пропасть

Фото З. К. Тинтилозова

подства в строении массивов слоистых известняков легко разрушающихся в процессах карстования.

Наиболее интересными спелеологическими объектами данной подобласти являются пропасти Вахушти Багратиони и Крубера на массиве Арабика, глубокие колодцы Асадэхшра и Архау — на Бзыбском массиве, Шушела и Джакония — на массиве Охачкуэ и др.

Исследованные колодцы и пропасти приурочены к верхней части зоны аэрации и носят явные следы полициклического развития. Они заложены вдоль тектонических разломов и по зонам тектонической трещиноватости, что с самого же начала предопределило избирательный характер закарстованности.

Современный этап развития высокогорных пещер выражается в дальнейшем углублении и раскрытии трещин и ходов, в возникновении новых форм и эволюции гидродинамических зон карстовых вод.

Южнее горной известняковой подобласти расположена подобласть предгорных известняковых массивов; она начинается с окрестностей Нового Афона (на западе) и протягивается до Верхней Имеретинского плато, охватывая следующие массивы: Ново-Афонский, Гумистинский, Цебельдинский (Абхазия); Урта, Экис-мта, Аведатис-мта (Мегрелия), Цхалтубский, Окрибо-Аргветский, Верхне-Имеретинский (Имеретия) и др.

Общим признаком этой подобласти, совпадающей с зоной малоинтенсивных позднекайнозойских движений, является наличие сравнительно маломощных карстующихся пород, господство форм связанных с горизонтальным движением карстовых вод — горизонтальных „активных“ пещер, формирование которых тесно связано с этапами развития речных долин, эрозионных и морских террас; здесь встречаются и нисходящие пещеры — подруслоные пустоты, колодцы, пропасти. В отличие от предыдущей подобласти, для здешних пещер характерны разработанные полости, меандрирование ходов и четко выраженная ярусность явно свидетельствующая о замедлении восходящих движений или значительных перерывах в процессах развития.

Господствующие в предгорных пещерах сравнительно высокие температуры воздуха (10,0°—13,5°) и другие благоприятные экологические условия способствуют обитаемости этих пещер эндемичными организмами, среди которых встречаются ракообразные (36 видов), паукообразные (15 видов), моллюски (11 видов) и др.

Ход пещерообразования в известняковых предгорьях характеризуется сезонной равномерностью, чему способствует положение в прибрежной полосе Черного моря и почти одинаковое (по сезонам) распределение атмосферных осадков.

В известняковой полосе Западной Грузии четко выделяются конгломератовые районы Центрального Одиши и Абхазии (Дуришское плато, Отхарская наклонная равнина и Джальский район).

Дуришский карст развит в известняковых конгломератах, что определяет в них ведущую роль процессов химического растворения, а пещеры Отхарской равнины, Центрального Одиши и Джали, сло-

женные слабосцементированными грубообломочными делювием известняковых брекчии и песчано-глинистыми отложениями, характеризуются резко выраженными формами механической денудации.

Своеобразным спелеологическим районом является Верхне-Имертинское структурное плато, сложенное исключительно горизонтально залегающими известняковыми породами на древнем кристаллическом субстрате.

Наиболее интересными спелеологическими объектами данной подобласти являются открытая и изученная нашей группой Анакопийская пещерная система (в районе Нового Афона), с обширнейшими подземными полостями (см. таблицу), а также Абрскилова пещера, подрусловые полости Келасури и многие другие.

#### Морфометрические данные некоторых крупнейших пещер СССР

Название	Карстовая страна или область. Карстующиеся породы	Морфометрические показатели			
		длина м	площадь кв. м.	объем куб. м	коэффициент пустотности
Анакопийская	Больше-Кавказская. Известняки	1.515	31.550	946.500	29,6
Кристалльная	Западно-Подольская Гипсы	18.785	31.000	93.000	7,3
Кунгурская	Приуральская. Гипсы	4.600	60.000	—	26,4
Воронцовская	Больше-Кавказская. Известняки	5.000	—	—	25,0
Красная	Крымская. Известняки	11.250	50.000	190.000	280,0

Характерной чертой для пещер известняковых предгорий, отличающих их, в этом отношении от карстовых пещер первой подобласти, является разнообразность генетических типов пещерных отложений.

По характеру образующихся процессов в исследованных пещерах нами выделяются следующие генетические типы отложений:

I. Тип хемогенных отложений; складывается из двух подтипов: натечные образования и отложения из водных растворов.

II. Аквальные механические осадки; в основном складываются из аллювия пещерных рек, отложениями пещерных озер и кольматационными осадками.

III. Обвальные накопления.

По объему обрушившихся известняковых глыб, исчисляемых в несколько тысяч кубических метров, залы Анакопийской пронасти, вряд ли могут быть сравнены, с какой либо другой известной до сего времени пещерой СССР.

IV. Органогенные отложения. Скопления наиболее значительных масс гуано летучих мышей выявлены в Анакопийской пронасти, в пещерах Абрскилаа, Кумис-тави, Отапис-тави и др. Мощность этих отложений иногда достигает 3 м (Зал „Храм“, Анакопийская про-

пасть). Скопления костей животных обнаружены, как в высокогорных, так и предгорных полостях.

V. Антропогенные отложения, содержащие многочисленные остатки стоянок первобытных людей, начиная с ашельской эпохи и кончая эпохой железа, изучены в нескольких десятках пещер (Сакажия, Таро-каде, Кударо 1 и др.).

VI. Криологические отложения представлены следующими разновидностями: 1. снег, зимой накапливающийся в колодцах. 2. фирн, масса, состоящая из крупнозернистого снега и ледяных зерен. 3. лед, образующийся в результате метаморфизации снежных масс. 4. сублимационный лед. 5. натечные льды.

Микроклиматические особенности исследованных пещер определяются гипсометрическим фактором, и очень часто — формой полостей. Они относятся, как к статическим и динамическим, так и к статодинамическим типам. В предгорных пещерах температура воздуха круглый год держится в пределах 10—13,5°, а высокогорных 1,2—5,5°.

О возрасте пещер средне — и высокогорных массивов мы уже говорили выше. Каков же возраст пещер предгорных массивов? Нижним возрастным пределом пещерообразования следует считать верхний миоцен, а верхним пределом ниже — и частично среднечетвертичное время.

Метеорные воды просачивающиеся на изъеденные трещинами поверхности, находят выход или непосредственно в прибрежной полосе Черного моря, или же на разных высотах склонов ущелий, глубоко врезанных в окружающие массивы. Вертикальная разница между областями питания и разгрузки, колеблется от 0 до 2400 метров. На современном этапе развития, грунтовые воды образуют не сплошной водоносный горизонт с общей уровенной поверхностью, а только обособленные потоки.

#### Использованная литература

1. Гвоздецкий Н. А., 1952. Опыт районирования карста Большого Кавказа. Географ. сб. Географ. об-ва СССР, 1.
2. Бачинский Г. А., В. Н. Дублянский, Е. С. Штенгелов, 1964. Кривченская кристаллическая пещера в гипсах Подолни. Пещеры, вып. 4/5, Пермь.
3. Максимова Г. А., 1962. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстологии. М.
4. Маруашвили А. И., 1963. Опыт географической и спелеологической характеристики карстовой полосы Западной Грузии. Пещеры Грузии. 1, Тбилиси.
5. Маруашвили А. И. и З. К. Тинтилозов, 1963. Результаты новейших спелеологических исследований в карстовой полосе Западной Грузии (1957—1960 гг.). Землеведение, 6 (16), М.
6. Тинтилозов З. К., 1964. О неисследованных пещерах Гумишки (Абхазия) Изв. ВГО, 96/4.
7. Тинтилозов З. К., 1963. Спелеологические черты известняково-карстовой области южного склона Большого Кавказа. Тезисы докл. Всесоюз. совещания по палеогеографии и геоморфологии Кавказа. Тбилиси.

Дискуссия: Н. А. Гвоздецкий.

## NOTE SU VARI TIPI MORFOLOGICI DI GALLERIE CON PERCORSO A MEANDRI

Marino Vianello

Comm. Grotte «Eugenio Boegan» — Soc. Alpina delle Giulie, C. A. I.

Trieste

In un breve studio apparso sulla Memoria I della rivista «SPELUNCA» (IVa serie), Claude Mugnier descrive con chiarezza e precisione due tipi di gallerie a sviluppo meandriforme da lui chiamati «meandri» e «pseudomeandri».

Riferendosi a quanto scritto dall'autore francese, sembra utile aggiungere alcune note, frutto di osservazioni compiute in varie cavità poste in zone diverse.

Claude Mugnier definisce genericamente il meandro: «una galleria stretta (75 cm di larghezza, in media), a pareti subparallele, il cui soffitto è abbastanza elevato (altezza della volta in generale sempre superiore ai 4 metri) e che presenta frequenti cambiamenti di direzione» (fig. 1).

Entrando poi in un esame più dettagliato, l'autore francese attribuisce ai meandri alcune precise caratteristiche morfologiche:

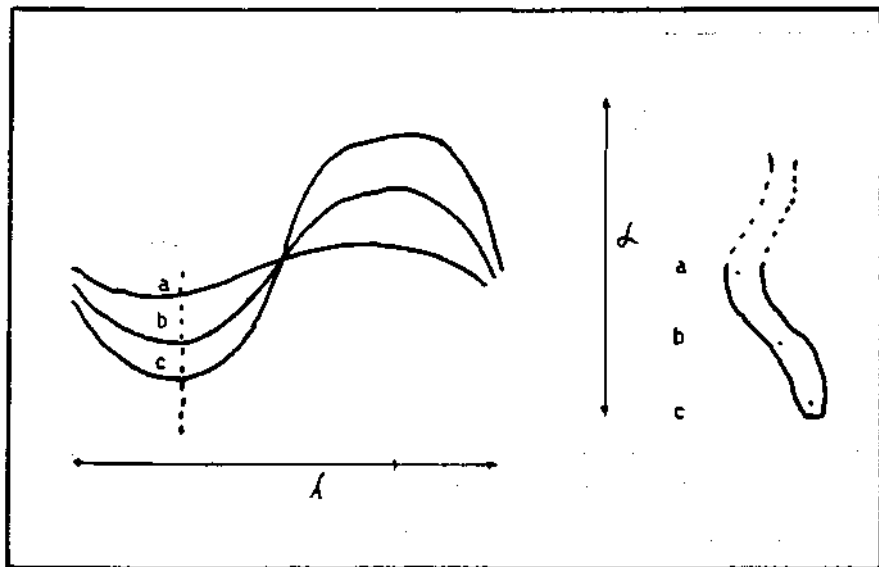


Fig. 1. Schema di un meandro (da Mugnier)

- a) rapporto altezza/larghezza superiore a 100;
- b) andamento tortuoso del meandro che rappresentato in pianta può essere ricondotto ad una sinusoide definibile con la sua ampiezza media e la sua lunghezza d'onda media (5—6 metri circa);
- c) pendenza abbastanza forte: intorno al 10‰;
- d) indice di sviluppo molto elevato (in alcuni casi vicino a 2,5);
- e) indice di verticalità relativamente basso.

Questi due ultimi indici corrispondono: il primo al rapporto fra la lunghezza della galleria e la distanza fra i suoi estremi, ed il secondo al rapporto percentuale fra il dislivello totale considerato ed il dislivello ottenuto sommando i soli salti verticali (anche di modesta entità) compresi nella galleria esaminata.

I meandri si svilupperebbero di preferenza su carsi tipo »Vercors«, massicci elevati dove i torrenti sotterranei non hanno ancora raggiunto il loro profilo d'equilibrio. Il risultato della meandrizzazione è un allungamento del percorso e quindi una diminuzione della pendenza. Diminuisce quindi la probabilità che si formino salti verticali o rapide (basso indice di verticalità), che però si formeranno inevitabilmente in caso del taglio di un meandro. La formazione dei meandri è indipendente dalla fratturazione e pertanto dall'andamento delle gallerie non si può di norma risalire all'orientamento delle diaclasi.

Gli pseudomeandri sarebbero invece caratteristici dei carsi di tipo dinarico: massicci tabulari dove i corsi d'acqua hanno già raggiunto il loro profilo d'equilibrio. Le loro caratteristiche tipiche dovrebbero essere:

- a) sezione rettangolare, allungata verticalmente, delle gallerie;
- b) rapporto altezza/larghezza prossimo a 5;

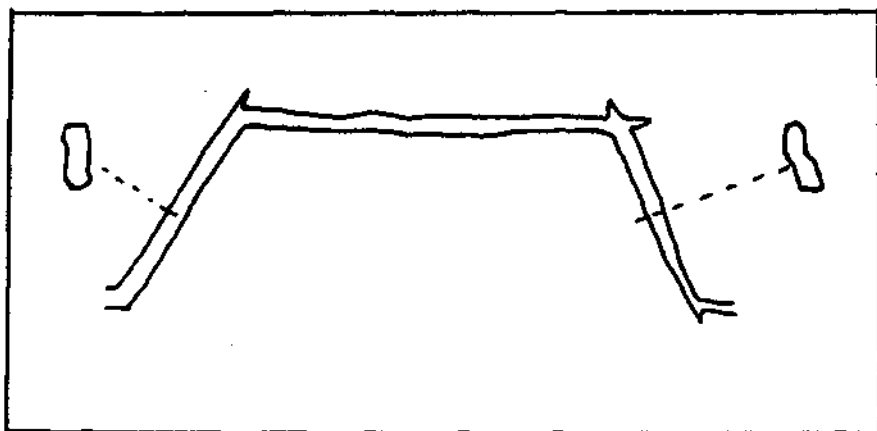


Fig. 2. Schema di un pseudomeandro (da Mugnier)

- c) tracciato orizzontale marcatamente a linea spezzata (fig. 2) con i vari tratti orientati secondo le diaclasi e terminanti ad ogni cambiamento di direzione con brevi corridoi ciechi;



- d) indice di sviluppo molto variabile;
- e) indice di verticalità 0 (assoluta mancanza di salti verticali);
- f) pendenza debole: 2‰ (il corso d'acqua ha raggiunto uno stadio di maturità).

Questi sono per sommi capi gli argomenti dello studio dell'autore francese che, quale conclusione, cerca di stabilire un rapporto fra la pendenza della direzione media del sistema idrico considerato ed il tipo morfologico di galleria scavata dal corso d'acqua sotterraneo.

Il fenomeno dei meandri è stato più volte segnalato e descritto da vari Autori, alcuni dei quali ne hanno dato delle interpretazioni genetiche.

Le ricerche compiute dalla «Commissione Grotte Eugenio Boegan» della Società Alpina delle Giulie di Trieste, ci hanno permesso di constatare che il fenomeno è presente solamente in alcune zone carsiche, dove però coesiste con altri tipi morfologici di gallerie. Per di più si è constatato che di regola la meandrizzazione, quando la cavità assume sviluppi notevoli, interessa solamente alcuni tratti di cavità. Particolarmente sviluppati sono i meandri delle grotte di La Val, sull'elissoide cretaceo del monte Ciaorlecc, descritti da Finocchiaro e quelli delle grotte «Grava II dei Gatti» e «Grotta di Fra Gentile» situate sull'altopiano, pure cretaceo, del monte Alburno (Appennino meridionale).

Le caratteristiche dei meandri che abbiamo potuto esaminare si avvicinano notevolmente a quelle riportate da Claude Mugnier, confermando la corrispondenza morfologica, e quindi presumibilmente genetica, fra gallerie a meandri situate in zone diverse. L'unico dato fortemente discordante è il rapporto altezza/larghezza che nei casi da noi osservati si aggira tra 15 e 20, forse come massimo in qualche punto 30, e mai si avvicina a 100 come indicato dall'autore francese. Un rapporto così elevato ci sembra veramente eccessivo (una galleria larga 1 metro verrebbe ad avere 100 metri di altezza).

Non sempre i meandri, pur rispettando le proporzioni tipiche rimangono entro i limiti delle misure loro attribuite dallo studioso francese. Un caso particolare si riscontra nella grotta di Fra Gentile dove un tratto a meandri di dimensioni normali è preceduto da un tratto di amplissimi meandri alti sui 30—40 metri e larghi 4—5 metri; questo tratto di cavità, oggi completamente fossilizzato, è interessato da importanti fenomeni di riempimento per cui l'altezza effettiva doveva essere notevolmente superiore. Per lo stesso motivo non è possibile determinare nè la pendenza effettiva, nè l'indice di verticalità di questo eccezionale meandro. Il meandro di minori dimensioni che abbiamo potuto osservare si trova nell'Inghiottitoio del Rugat (214 Fr — monte Ciaorlecc). Si tratta di una diramazione inesplorabile per le dimensioni esigue, alta circa 2 metri e larga 15—20 cm, che si stacca dalla galleria principale con un marcato andamento a meandri.

Secondo le nostre osservazioni, come regola generale nei meandri la pendenza della galleria corrisponde all'incirca all'inclinazione degli strati ed il meandro è già impresso sulla volta della galleria, costituita sempre dal letto di uno strato. Di questa caratteristica, che, secondo

quanto abbiamo potuto osservare, costituisce una costante fondamentale nei meandri tipici, l'autore francese non fa cenno.

Nelle nostre esplorazioni non abbiamo invece mai avuto occasione di incontrare gallerie con »pseudomeandri« del tipo descritto. Le gallerie prossime al livello di base presentavano quasi costantemente la tipica sezione a pressione subcircolare con frequenti contropendenze e conseguente formazione di sifoni temporanei in periodo di piena. L'autore parla veramente non di gallerie prossime al livello di base, bensì di gallerie percorse da torrenti che »hanno raggiunto il loro profilo d'equilibrio«, ma a noi sembra che tale condizione possa fissarsi stabilmente soltanto in prossimità del livello di base. L'unico caso osservato che ha alcuni punti di contatto con questo tipo morfologico è dato dalla Grava del Fumo (Alburno), una interessantissima cavità certamente formatasi in più cicli carsici, non ancora completamente esplorata. A 230 metri di profondità per circa 400 metri di lunghezza, si sviluppa una galleria percorsa dal torrente ipogeo perenne, che procede con lunghi tratti rettilinei raccordati tra loro da brusche svolte. La pendenza della galleria è minima, e ad ogni svolta esistono i brevi cunicoli ciechi in corrispondenza del tratto precedente. L'impostazione della galleria entro il sistema delle fratture è evidente. Questi punti di contatto con il tipo morfologico descritto da Mugnier non si riscontrano invece né con la sezione della galleria tipicamente a forra, molto alta e stretta, con pareti irregolari a cornici ed incavi, né con la situazione del corso d'acqua ben lontano dall'aver raggiunto il suo profilo d'equilibrio, come lo dimostra, tra l'altro il pozzo di 80 metri che pone termine alla galleria.

Nelle nostre esplorazioni abbiamo avuto modo più volte di osservare un terzo tipo di gallerie ad andamento meandrico che l'autore francese non ha preso in esame pur avendone accennato di sfuggita, e che ci sembra utile segnalare alla attenzione di quanti si interessano alla morfologia delle gallerie a meandri, data anche la frequenza con cui si presenta.

Si tratta di gallerie la cui parte superiore, generalmente piuttosto stretta, è rettilinea e segue le fratture, mentre la parte inferiore è evoluta a meandro. Questa morfologia è particolarmente evidente nelle svolte brusche, ad angolo acuto sulla volta, arrotondate nella parte bassa della galleria. Le gallerie che presentano questa morfologia hanno sempre una pendenza elevata ed un indice di verticalità elevato, mentre variabilissimo è il rapporto altezza/larghezza che può scendere a valori molto bassi. Esse sembrano caratteristiche degli inghiottitoi di corsi d'acqua a carattere torrentizio in netta fase erosiva. Le marmitte d'erosione sono frequenti, spesso precedute da un salto verticale o da un ripido scivolo. La galleria è frequentemente interrotta da pozzi verticali, per lo più in corrispondenza delle svolte, sotto ai quali si formano di regola grandi marmitte. I meandri non sono mai perfettamente evoluti come nei meandri tipici e la loro distribuzione nella galleria è irregolare, alternata a brevi tratti rettilinei, dominati dalle diaclasi.

Gallerie di questo tipo sono state notate tanto sull'Altopiano del Ciaorlecc quanto sull'Alburno, dove l'esempio più tipico si trova ancora nella già citata Grava del Fumo, fra le quote — 35 e — 100 (fig. 3).

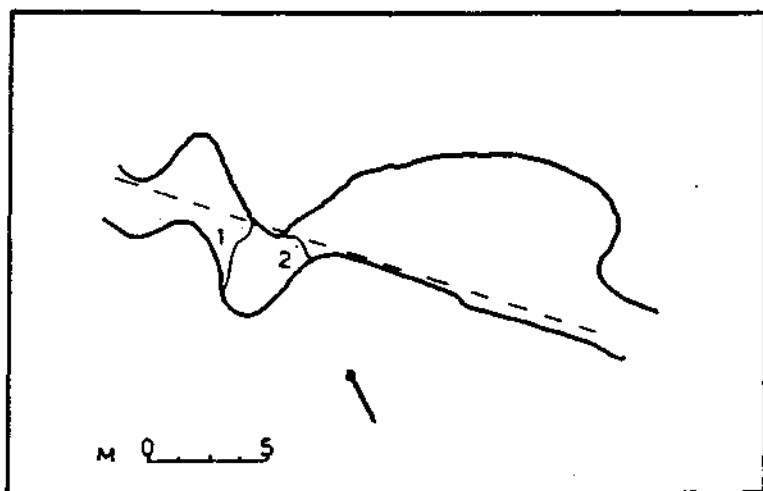


Fig. 3. Grava del Fumo: particolare della galleria tra quota - 65 e - 80 (Ril. M. Vianello)

1) salto di 2 metri

2) salto di 9 metri

a tratto: la direzione della diaciasi sulla svolta della galleria

Le gallerie a meandri conosciute sono certamente numerose e distribuite in varie zone carsiche: sarebbe auspicabile che ne venissero descritte il maggior numero possibile prendendo come base per la descrizione i parametri proposti da Claude Mugnier. Si potrebbe così disporre di un quantitativo di dati omogenei da analizzare, anche con procedimenti statistici, in modo da precisare le caratteristiche morfologiche sia dei meandri che delle forme affini. Non v'è dubbio che una migliore conoscenza della morfologia delle gallerie a meandri influirebbe positivamente sullo studio, ancora più complesso, della loro genesi.

#### Bibliografia

- Finocchiaro C., 1956. Morfologia di Meandri nella Grotta di La Val. Atti dell'VIII Congresso Nazionale di Speleologia, Como.
- Finocchiaro C., 1958. Alcune Cavità Naturali nella zona del Ciaorlecc (Friuli). Atti I Convegno Friulano di Scienze Naturali, Udine.
- Mugnier C., 1960. Distinction entre deux types de galeries en méandre. Actes du III Congrès National de Spéléologie, Marseille.
- Renault P., 1958. Eléments de Spéléomorphologie Karstique. Annales de Spéléologie, 13.
- Segre A., 1948. I Fenomeni Carsici e la Speleologia nel Lazio. Roma.
- Trombe F., 1952. Traité de Spéléologie. Paris.
- Vianello M., 1962. Alcune Cavità dell'Alburno. Atti e Memorie della Commissione Grotte »Eugenio Boegan«, Trieste.
- Vianello M., 1964. La Grava del Fumo. Atti del V Congresso Speleologico dell'Italia Centro-Meridionale, Firenze.



## A SUBTERRANEAN KNICKPOINT AND ASSOCIATED GRAVELS IN CLAPHAM CAVE, YORKSHIRE, ENGLAND

Gordon T. Warwick

Department of Geography

University of Birmingham

### Abstract

Knickpoints due to drainage diversion are fairly common in caves, though rarely reported. In Clapham Cave, a complex effluent cave, through which part of the water engulfed by Gaping Gill Hole passes, an oval-shaped bedding plane passage was choked with coarse gravel, doubtless of glacial origin. Subsequently this was partly removed and the stream diverted to a lower level via a hole in the floor referred to as the Abyss. This caused a rejuvenation feature to retreat backwards leaving the gravels as a kind of "terrace" on a rock bench 2 metres above the floor. Further into the cave the stream flows on the old level.

### Introduction

Diversions of cave streams down joint-determined vertical pitches are common features in caves, as also is the steepening of the stream gradient immediately upstream, though this often goes unreported. In this case a knickpoint is associated with a gravel covered rock-bench forming a miniature terrace. Such features are much less common, though this instance is probably far from being unique.

### Description of the Cave

Clapham or Ingleborough Cave as it is variously known, is an old effluent cave opening out with a wide entrance on the western side of Clapham Beck Valley which runs NNE-SSW on the southern flank of Inglebrough, N. W. Yorkshire. In plan the system is arcuate (see fig. 1), and runs sub-parallel to the valley side. The innermost part consists of a complex series of passages developed along bedding planes and partly flooded by water which in part at least comes from Gaping Gill Hole, a large open pothole which swallows Fell Beck some 2 km north of the entrance to Clapham Cave. This water escapes via completely submerged passages towards an outlet at Beck Head a few meters up the valley from the main cave entrance and some 10 m lower in altitude (Pattett 1953, 1958). This part of the cave can be penetrated for a short distance via an excavation further up the Clapham Beck valley which is dry above the resurgence.

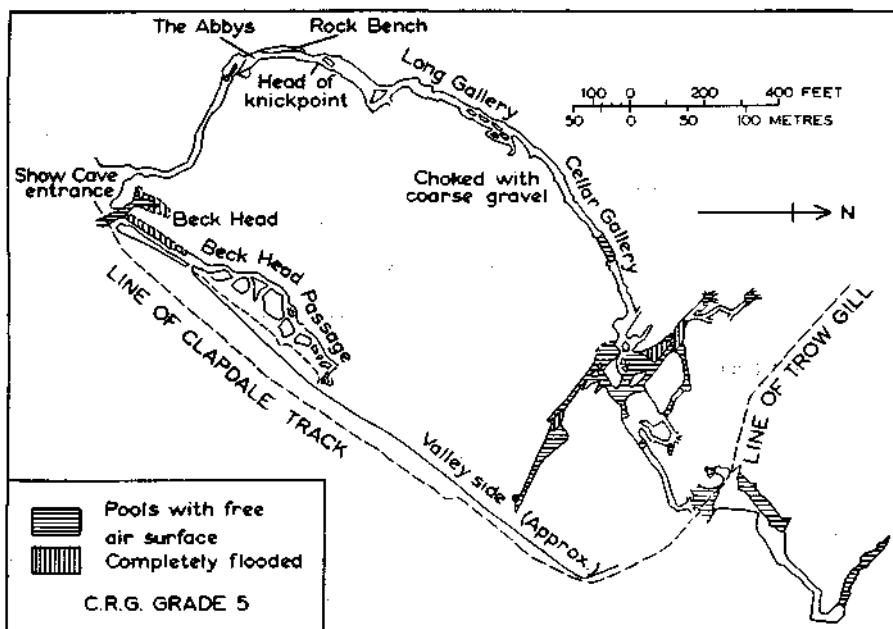


Fig. 1. Plan of Clapham Cave, simplified from a survey by J. G. Nolan and R. A. Jarman

The main part of the cave which is open for tourists, is normally "dry" apart from small trickles fed by seepage from bedding planes in the western wall of the cave. In the tourist section which ends at the northern end of the Long Gallery there are two such minor streams, one some 200 m long falling into the Abyss which commences at the far end of the cave, and the other flowing out at the entrance from a point downstream from the Abyss. The former stream pitches down into a small complex of passages developed along a NW-SE joint system and finds its way out by Beck Head. It is only after prolonged and heavy storms such as those of 1872 (Hughes, 1888) and 1953 (Patchett, 1953) that the upper part of the cavern fills up completely and discharges water from the mouth of the cave, bringing with it much sand and gravel. Normally, beyond the end of Long Gallery one finds an internal watershed, with the water in Cellar Gallery draining away upstream, though the drainage here was upset by the storm of 1872 and pools form between sand deposits, where previously ladies had proceeded dry-shod. The inner semi-drowned part lies at a lower level still.

#### The Abyss Knickpoint and Terrace

The longitudinal section shown in figure 2 indicates the relationship of the middle stream to the Abyss. Above the pitch the gradient is less steep, but it is much steeper than the normal gradient. Immediately upstream of the Abyss the cross-section is as shown in figure 3. This reveals a marked bench on the western side of the passage, being part

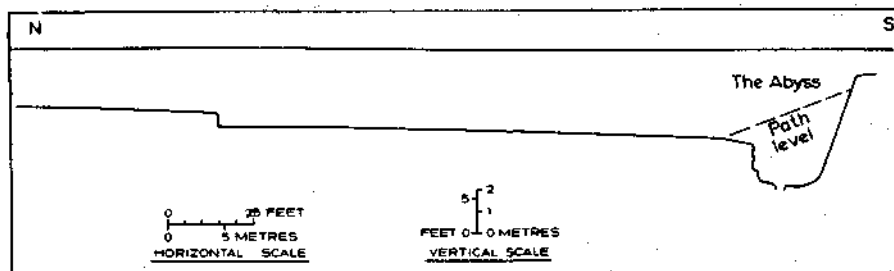


Fig. 3. A longitudinal section of Clapham Cave immediately upstream from the Abyss (Survey by J. T. McMillan and G. T. Warwick)

of an old oval-shaped bedding plane passage, with a trench cut into it. Resting on this bench, especially right under the roof, are deposits of sand and gravel. The pebbles are chiefly of gritstone and c. 3–5 cm in length and are partly cemented by secondary calcite and topped by mud. Further upstream the gradient of the passage floor becomes much gentler and the cross section of the passage like that of the upper part of figure 3. At the end of Long Gallery is a passage completely filled up with roughly bedded gravel and sand, which has been partly re-excavated artificially. A typical section here is:

- 20 cm laminated silty sand
- 6 cm sand

70 cm plus of small pebbles of gritstone with occasional limestone, well-rounded in a matrix of coarse sand.

It would appear that the Gallery and the passage above the Abyss were similarly furnished with such deposits. This material was most probably deposited by melt-water streams during the retreat of the ice

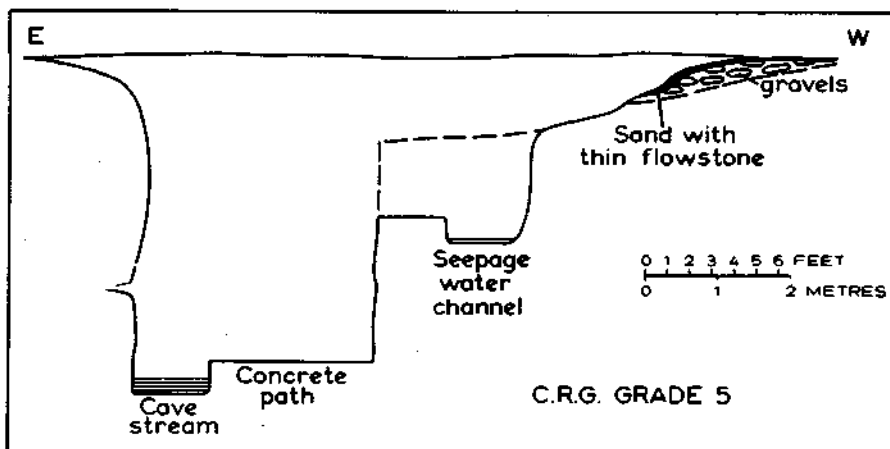


Fig. 3. A cross-section of Clapham cave between the Abyss and the head of the knick-point (Survey by J. T. McMillan and G. T. Warwick)

sheets during the Last Glaciation and by the re-working of the till by Fell beck afterwards.

There is no clear proof that the trench below the upper bench shown in figure 3 was excavated after the gravel was deposited, but the author is inclined to believe that it was. The history of recent storms indicates that one flood can do much to choke or clear this type of deposit and the clearance was probably catastrophic. Once a passage had been forced through the fill, the water would rapidly cut back through the gravels and with the abundant tools available to it, cut down the sill, above the abyss. It would appear that the lower passages would also be cleared out after some little time and the main water would continue to escape at the lower level. It seems reasonable to suppose that the lowest passages would be completely filled before the deposits reached the upper section. Subsequent action appears to have been gentle erosion of the floor since the feeder trickles passing over the bench have made little impression as yet.

Towards the entrance, below the Abyss the cave was inaccessible owing to the formation of a deep pool backed by gours, a pair of which formed an upper and a lower dam, facing in opposite directions. This indicates a long period of quietness hydrologically speaking and the cave was only made accessible in 1838 by breaking down the rimstone dams. (Farrer 1849.) This lends support to the view that the post-glacial developments of the middle stream were quickly achieved and the present hydrological conditions established.

#### **Conclusion and Acknowledgements**

It is concluded that the phenomena described above represent a post-glacial subterranean terrace formed as a result of rejuvenation by the cave stream, aided by the acceleration caused by the stream plunging down into the Abyss. Further development appears to have been restricted by the main stream finding a lower channel.

Acknowledgement is paid to the University of Birmingham for help in defraying the cost of field work associated with this paper, and to Alfred Hurworth, one of the lessees of the cave for permitting me to study it and for providing me with much topographic information. Also to Messrs J. G. Nolan and R. A. Jarman for making use of their survey as a basis for constructing figure 1 and to Mr J. McMillan for additional survey work.

Since writing the above, the author has found a further patch of gravels downstream from the Abyss indicating that formerly these gravels occupied part of the cave towards the entrance. Since the Abyss terminates in narrow channels the gravels could not have been evacuated downwards, but must have been transported out of the Main Entrance. This supports the view that the gravels were deposited and removed before the Abyss was connected with the main cave passage. In view of the amount of adjustment that has occurred to this new local base-level by a small stream, it would seem that the gravel was probably introduced into the cave at an earlier time than the last phase of the Last Glaciation.



## Bibliography

- Farrer J. W., 1849. On Ingleborough Cave. Q. J. Geol. Soc. 6, 19—51.  
Hill C. A., 1913. Clapham Cave. Yorks. Ramblers' Club. J. IV., No. 13, 107—127.  
Hughes T. H. Mc., 1888. On Caves. Trans Victoria Inst. XXI, 77—106.  
Patchett A. N., 1953. Clapham Cave. Bradford Pothole Club J. I, 21—31.  
1958. Clapham Cave Again. Ibid. II, 41—44.  
Phillips J., 1855. The Rivers, Mountains and Sea-Coast of Yorkshire. London, 30—35.



## **BIG CANYONS IN THE CENTRAL KENTUCKY KARST**

**Richard A. Watson**

Dept. of Philosophy, Washington University

St. Louis, Missouri, USA

(This paper is being published in the International Journal of Speleology)

Big canyons are underground voids 4 to 40 feet wide, 30 to 150 feet high, and 100 to 1000 feet long. Floors are stepped, ceilings level. Size increases downstream. Their course is sinuous, with some angularity. They occur parallel to and directly under or slightly offset from the thalwegs of re-entrant valleys tributary to major karst valleys. A section across a re-entrant and underlying big canyon shows a rough hour-glass shape. Big canyons are related genetically to vertical shafts, forming where removal of the impermeable sandstone caprock permits the vertical descent of water through jointed limestone. Surface runoff concentrates along re-entrant thalwegs where a large quantity of water goes underground. This water, plus groundwater flowing over the caprock breached by the valleys, follows the easiest route to baselevel down major vertical joints oriented parallel to the thalwegs. Solution by water seeping down these joint planes forms big canyons.

Discussion: M. Siffre, V. Panoš.



**THE FLINT RIDGE CAVE RESEARCH CENTER,  
MAMMOTH CAVE NATIONAL PARK, KENTUCKY**

Richard A. Watson

Dept. of Philosophy Washington University St. Louis, Missouri, USA

Philip M. Smith

Office of Antarctic Programs National Science Foundation Washington, D. C., USA

**Abstract**

The Flint Ridge Cave Research Center consists of 3 integrated laboratories. Flint Ridge, about 5 miles long and 1 and 1/2 miles wide containing 50 miles of mapped cave passages is itself a natural laboratory. Here are found at least 6 major surface and 9 major underground temperate zone environments for research work. Formal underground laboratory facilities at present are limited to portable equipment which can be utilized in Great Onyx and Floyd Collins' Crystal Caves. Formal surface laboratory facilities at present are limited to 2 small buildings with water, electricity, and work space for portable equipment. Plans for development include the establishment of more permanent formal facilities. A distinctive feature of the Center will be the instrumentation of the 15 major environments with remote sensing devices. With information thus gained about the environmental parameters, cave conditions can be duplicated and varied in environmental control rooms for the conducting of controlled experiments.

The Cave Research Foundation was incorporated in 1957 primarily to direct and finance speleological research in the Flint Ridge Cave System, Mammoth Cave National Park. Research in the cave-related sciences has been in progress in Flint Ridge for 30 years by associates of the Foundation. In 1959 an agreement was signed with the National Park Service permitting the Foundation to conduct and support basic research projects in the Park with the cooperation and under the general supervision of the Park Superintendent. Smith (1960) outlined a basic research program which has largely been implemented. The primary goal is the geographic and ecological understanding of the Central Kentucky Karst. Flint Ridge, 100 miles south of Louisville, Kentucky, is in the center of this 200-square mile major karst region.

Flint Ridge is the northernmost of 3 northwest-trending ridges of Mississippian rocks on the Mammoth Cave Plateau within Mammoth Cave National Park (figure 1). The ridge is over 5 miles long, 1/2 to 1 and 1/2 miles wide, and its mesa-like top dips gradually to the west at an average elevation of 850 feet. It contains approximately 50 miles of mapped, continuous cave passages. It is bordered on the north by the Green River, a through-flowing master karst stream at 425 feet, to the north of which the Hilly Country rises to a maximum elevation of 900 feet. On the south, Flint Ridge is separated from the Mammoth Cave Ridge by Eaton-Houchins Valley, a major karst valley varying in width

from  $\frac{1}{2}$  to 1 and  $\frac{1}{2}$  miles with valley floor elevations from 500 to 700 feet. Mammoth Cave Ridge contains approximately 45 miles of mapped, continuous cave passages. South of Mammoth Cave Ridge, the third major ridge, Joppa Ridge, contains no known large cave system, though exploration has just begun and potential for discovery is great. The Dripping Springs Escarpment separates the Mammoth Cave Plateau on the south from the Sinkhole Plain, a region of thousands of sinkholes at an average elevation of 650 feet. Further description of the area can be found in McGrain and Livesay (1962), R. Watson and Ph. Smith (1963), Pohl (et al., 1964; 1965), and R. Watson (these proceedings). The best maps of the area are the Topographic Map of the Proposed Mammoth Cave National Park, Kentucky (U. S. Geological Survey, 1933), and U. S. Geological Survey Map, Geology of the Mammoth Cave Quadrangle, Kentucky (Haynes, 1964).

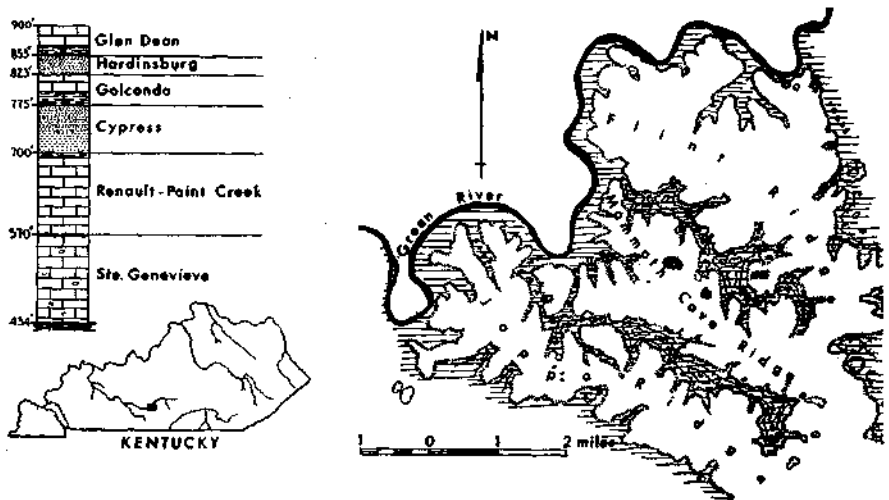


Fig. 1. The Mammoth Cave Plateau on Mississippian Rocks

Early work, still basic reference material, was done by Weller (1927) and Bailey (1933). The inspiration for the present orientation toward research comes from the work of Pohl (1935; with Born, 1935; 1936; 1955) in geology, and Hibbard (1935a, 1935b, 1935c, 1936) in zoology. Pohl, in particular, encouraged the modern phase of exploration and mapping in the caves as the foundation of more detailed studies. The result has been an informal training program in which over the years a number of young men originally attracted by the adventure of exploration have followed their interests to advanced degrees in the cave-related sciences. The Cave Research Foundation, like the National Speleological Society (Smith, 1962), has recognized the need for formal training by offering support to graduate students.

The kind of work now being done in Flint Ridge is primarily descriptive rather than experimental. There are three reasons for this. First,

much basic descriptive work must be done because the size and many features of the cave systems are still unknown. Second, few formal laboratory facilities are available at Flint Ridge. They consist at present of 4 small buildings and a camp area under lease from Mammoth Cave National Park to the Cave Research Foundation. Two of the buildings are available for elementary laboratory work, containing work benches, hot and cold running water, and electricity. Special equipment must be provided by the researcher. These two buildings are of special historical interest since one is Floyd Collins' old home and the other is his old cave office for Crystal Cave. A third building is headquarters for the cartographic program, containing drafting equipment and supplies. The camp kitchen is a lean-to against this building. The fourth building is a dormitory. Plans for a temporary building to serve as mess-hall, assembly-hall, and hitchen have been drawn up. Formal facilities above ground, then, consist of little more than work space. Circumstances are similar underground, where there are no permanent fixtures; any research equipment, including work benches, must be portable.

Research work is primarily descriptive, in the third place and most importantly, because the Center is in a National Park. The National Park System was established to protect and interpret for present and future generations the scenic, scientific, and historical heritages of outstanding areas. Although scientific research contributes both to the protection and interpretation of the Parks, descriptive research is in general less likely to destroy or alter natural features than is experimental research. The Park Service has always stressed protection, so that even some descriptive taxonomy is ruled out in Parks where taking large collections would affect existing populations. More experimental research will undoubtedly be undertaken in Parks, however, as knowledge grows and expanded but still modest formal facilities permit experimentation to contribute to Park Service goals.

Much of the present work is oriented toward providing a basis for specialized experimental studies, either to be undertaken now at various university laboratories or in the future in Flint Ridge laboratories. There is, however, a more immediate need for the continuation and expansion of descriptive studies. Though there have been about 10 major articles and much other speculation about the origin of caves in North America, none of these studies has been based on extensive knowledge of major cave systems the size of those in Mammoth Cave National Park. The foundation for this knowledge is a set of accurate maps. To provide such maps for the Flint Ridge and Mammoth Cave Systems, the cartographic program has been and probably will continue to be one of the major programs under the direct supervision of the Cave Research Foundation. At the present time there are about 125 Foundation associated, of whom 100 are active to various degrees in the cartographic program. The cartographic corps consists of about equal numbers of two sorts of individuals: non-scientists whose major skills of value to the Foundation are in exploration and surveying, and scientists to whom cartography is important in conjunction with their scientific projects. Progress in Flint Ridge is described in Lawrence and Brucker

(1955), Brucker (1955), and Smith (1957, 1964). Cartographic work in Mammoth Cave has been summarized by Quinlan (forthcoming).

Although the cartographic program is the most obvious of Cave Research Foundation activities, the Foundation is as concerned to support research at the Flint Ridge Cave Research Center (and elsewhere) as to supervise or undertake projects directly. Three sorts of support are available. First, the Foundation maintains the elementary laboratory and camping facilities on Flint Ridge, and provides a liaison to the administration of the Park. Second, even with adequate maps, most scientists need guides and other support personnel to work within the cave systems. These are provided from the corps of Foundation cartographers, many of whom are university students in the sciences and thus become virtual apprentices of the established scientists they assist. Third, the Foundation provides modest financial support for selected projects. Some projects receiving Foundation support are described below.

Deike has been supported for two summers on a Ph. D. project studying the relation of joints to underground features in the Central Kentucky Karst. Quinlan has been supported for one summer of field work and at his university on an M. S. project studying the petrographic and petrologic features of the Upper Mississippian sedimentary rocks in the region. Support was also given to Reams (1963, 1964, 1965) toward his M. S. thesis on vertical shafts. Further work on vertical shafts has been done by Pohl (1955), Brucker (1960), and R. Watson (1957, 1959), and by R. Watson (these proceedings) on big canyons.

Studies of processes of breakdown by sulfate mineral growth are continuing by W. White (with E. White, 1961) and E. White (with W. White, 1964). W. White (with Benington, 1962; these proceedings), Benington (1959), and Pohl (with W. White, in press) have undertaken further studies of the characteristics and methods of formation of the sulfate minerals in the Flint Ridge Cave System. W. White and Fisher are now studying the manganese minerals in caves of central and eastern United States. W. White (1964) is also involved in general sedimentation studies. Siegal (1962) has had support for his work on carbonate speleothems in Great Onyx Cave. Deal (1964) has received some support in his study of dolomite speleothems in the Black Hills, South Dakota.

A long continuing study of the ecology of invertebrates in Cathedral Cave by Nicholas (1964; with Moore, 1964), Moore (with Nicholas, 1964), and Brucker (with Nicholas, in press) is still in progress. During one phase of the study, movements of cave invertebrates were catalogued for over 500 successive days. Other biological studies include those by Wolfe (with Cornwell, 1964) on carotenoids in the cave crayfish, *Orconectes pellucidus*. Henshaw is receiving financial support from the Foundation toward his dissertation work on seasonal changes in metabolic and cardiactis characteristics of bats. Poulson (1961, 1963a, 1963b) works in general on cave animals in aquatic environments and recently has studied population size, density, and regulation in cave fish (1964; these proceedings), and circadian rhythms in cave fish and crayfish (with Jegla, these proceedings).



Poulson and Smith (1964; these proceedings) are studying the effect of seasonal baselevel fluctuations on aquatic life. Jegla (these proceedings) is working on annual periods of reproduction and molting in cave crayfish, and Riser (these proceedings) is working on sensory specialization and allometric growth in cave crayfish. Wright, Spross, and R. Watson (forthcoming) have completed a pollen analytic study of cores from sinkhole ponds in the Central Kentucky Karst.

Long-term studies of the inter-relationships of major cave passages are in progress by numerous workers. Brucker has completed a study of terminal breakdown which truncates passages, and is completing a study of the relation of vertical shafts and their drains to major cave passages (1960). W. White and Deike (1963) have undertaken a project in which there will be many workers to reconstruct the paleo-hydrology of the Central Kentucky Karst. R. Watson, W. White, Brucker, and Pohl (1963) are completing a major study which includes a synthesis of all that is known geologically about the Central Kentucky Karst. Preliminary discussion of many of these projects took place at the First Cave Research Foundation Seminar (1959) at Horse Cave, Kentucky.

An archeological study including carbon 14 determination of prehistoric soot from Salts Cave was undertaken by Benington, Melton, and P. Watson (1962). Continuing archeological studies have been under the supervision of Hall of the Illinois State Museum and analysis of the contents of prehistoric dried feces from Salts Cave were P. Watson (these proceedings). Paleoethnobotanical results based on analysis of the contents of prehistoric dried feces from Salts Cave were presented by Yarnell (1964; with P. Watson, 1965). Dyer and Storts have been interviewing long-time residents of the area now within Mammoth Cave National Park, collecting on tape the oral history of the region. Besides its intrinsic interest, this historical data is of value in reconstructing the early natural ecology of the Central Kentucky Karst.

Another sort of Foundation project is the preparation of advisory studies. Members of the Foundation have acted as consultants to mine operators who encountered an underground stream, to groups wishing to establish cave research organizations, and to the U. S. Government and independent medical researchers in conjunction with a nuclear fallout shelter program, the man in space program, psychological studies of isolation, and physiological studies of human circadian rhythms.

Much of the advisory work of the Foundation has been collateral with the interests of the National Park Service as a whole, and with those of Mammoth Cave National Park in particular. Such matters as tourist water supply, bat populations, and doors on caves have been studied. Of greatest importance is Smith's (1960) orientation of a program of speleological research in the Mammoth Cave Region which has been suggestive to research program planners in other Park areas. The desire to preserve Flint Ridge as a wilderness area for utilization

as a natural laboratory (Smith, 1961) is a conception shared by Foundation and Park Service administrators.

The Foundation has been active from the beginning in planning toward the eventual establishment of a formal research laboratory in Mammoth Cave National Park under the supervision of the National Park Service. Active participation in a preliminary advisory committee chaired by Dr. T. C. Barr (with Benington, Brucker, Cushman, and Hall, 1962), director of the Institute of Speleology at the University of Kentucky, was followed by the Second Cave Research Foundation Seminar (1962) at Ann Arbor, Michigan. The results of this seminar were synthesized by R. Watson and Smith (1963) in a Foundation Study which presents a total picture of laboratory possibilities at Mammoth Cave National Park. We believe that the integration of research with the preservation of wilderness areas in Parks is not only possible, but is necessary under the pressure of technological civilization, urbanization, and the demands of a growing population for outdoor recreation.

Two basic conditions must be satisfied by any plan for the establishment of formal laboratory facilities at the Flint Ridge Cave Research Center: They must be built so as to insure 1) optimum integration with the Flint Ridge Cave System which is the natural laboratory underground, and 2) maximum protection of the natural features in accordance with the goals of the National Park Service.

Integration of the surface formal laboratory with formal facilities underground can be assured by building the laboratory adjacent to an entrance to the cave system, or by connecting it to a major cave passage under an elevator shaft. A walk-in entrance such as is available at Great Onyx Cave is probably best.

Preservation of natural features can be attained by making all underground formal facilities portable, by using chemical and physical barriers to prevent the escape of experimental fauna exotic to the region, by assuring the removal of all waste, and by conducting most experimental work in environmental control rooms rather than in the cave system itself. The surface laboratory should contain several such rooms, capable of duplicating the environments of caves in all parts of the world. To the end of collecting data on the environmental parameters of the Flint Ridge Cave System, it is proposed that 15 surface and underground environments be monitored by remote sensing devices (see Curl, 1964, fig. 6, p. 71). Continuous collection of temperature, humidity, air pressure, pH of water, and so on will make it possible to duplicate cave conditions in any environmental control room. Experiments which might alter natural conditions underground can be conducted in these control rooms. Just as important will be the use of this data for providing an understanding of cave processes, origin, and development. Little is known at present about long-term changes or cycles of underground environmental parameters.

Present and future laboratories, therefore, are conceived of as essential steps in understanding the natural features in Mammoth Cave National Park. Such understanding is necessary to knowledgeable protection and preservation of the area in its natural state.

This conclusion, the paramount consideration of the Mammoth Cave Laboratory Study, is meant to have wide implications. We believe that the protection and preservation of all National Park lands will rest on research which provides an accurate statement of the physical and ecological processes in each National Park. Realizing that the problem of preserving natural features is endemic to the North American continent as a whole, we are now engaged in a major study of the preservation and maintenance of what small amount of wilderness remains. Corollary to this larger project is an ongoing study of how to exhibit and interpret natural features in National Parks to visitors, and in particular, how to provide an experience of cave wilderness rather than just a tour of a cave.

There is at the present time great concern with the availability of natural beauty and outdoor experiences. The problems generated by the need for both the use and protection of natural lands was the subject recently of a policy-setting Message to Congress from President Johnson (1965). Orienting himself with generations of natural scientists, and in the tradition of Jefferson, Johnson has developed a concept of conservation which allies use with protection of our finest resource, the beauty of natural lands. To this end he has called for research in conservation.

The Flint Ridge Research Center has been designed with an orientation toward conservation. There has been from the beginning a concern with education about the use and preservation of Mammoth Cave National Park and surrounding areas. In this respect, the Flint Ridge workers share a concern with many organizations and people around the globe who are fighting for the understanding and protection of natural beauty. Most notable recently in speleology along these lines has been the establishment of the Pengelly Cave Research Centre in Great Britain.

The present orientation and establishment of the Flint Ridge Cave Research Center will be useful in the foreseeable future. So long as no expansion of formal facilities is made in Mammoth Cave National Park, the present Center must be maintained as a source of knowledge and scientists which the Park Service can utilize under the increasingly insistent demands of a modern technological culture and growing population, demands so many of which lead to continual reappraisal of Park Service goals. Research will be of extreme importance to Park management in the immediate future, and this should lead to the construction of formal research facilities in many Parks.

Sixty years ago E.-A. Martel (1905) stated that the Central Kentucky Karst was the finest area for speleological study available to man. Martel recommended that it be the scene of »accurate and thorough investigation«. This work has now begun. We invite other European speleologists to follow Martel's lead, to join us in our studies in Kentucky. For it is quite apparent that the results of such studies for the conservation of natural lands are of more than regional importance. The task of understanding natural lands for their use and preservation is a task for scientists of all nations, because conservation today must be a global matter. Through international cooperation of scientists for the under-

standing of natural lands, and through the use of this knowledge for the preservation of something of the natural beauty of the earth, we can contribute not only to science and aesthetics, but also in some measure to the preservation of mankind.

We wish to acknowledge the continuing cooperation of the National Park Service and the particular assistance of Mammoth Cave National Park Superintendents Perry Brown and Paul McG. Miller, and Chief Naturalists Willard Dilley and George Olin.

#### References

- Bailey V., 1933. Cave Life of Kentucky Mainly in the Mammoth Cave Region. *The American Midland Naturalist*, 14.
- Barr T. C., Jr., F. Benington, R. W. Bruckner, R. V. Cushman, and J. S. Hall, 1962. A Research Center in the Mammoth Cave National Park, Report of the Interim Advisory Committee on a Cave Research Center to the National Park Service.
- Benington F., 1959. Preliminary Identification of Crystalline Phases in a Transparent Stalactite. *Science*, 129.
- Benington F., C. Melton, and P. J. Watson, 1962. Carbon Dating Prehistoric Soot from Salts Cave, Kentucky. *American Antiquity*, 28.
- Brucker R. W., 1955. Recent Explorations in Floyd Collins' Crystal Cave. *Bulletin of the National Speleological Society*, 17.
- Brucker R. W., 1960. Relationship of Vertical Shafts to Other Cave Features. *National Speleological Society News*, 18.
- Cave Research Foundation, 1959. First Seminar: Vertical Solution.
- Cave Research Foundation, 1962. Second Seminar: Cave Laboratories.
- Curl R. L., 1964. Cave Research Centers in the United States. *Studies in Speleology*, 1.
- Deal D. D., 1964. Cavern Formation in the Black Hills of South Dakota, with Special Reference to Jewel Cave. *Bulletin of the National Speleological Society*, 26.
- Haynes D. D., 1964. Geology of the Mammoth Cave Quadrangle, Kentucky, Scale 1:2400, Contour Interval 20 feet, 7 1/2" Quadrangle. U.S. Geological Survey.
- Hibbard C. W., 1935a. New Mammal Records for Mammoth Cave National Park, Kentucky. *Journal of Mammalogy*, 16.
- Hibbard C. W., 1935b. Breeding Seasons of Grey Squirrel and Flying Squirrel. *Journal of Mammalogy*, 16.
- Hibbard C. W., 1935c. Notes from Mammoth Cave National Park (Proposed), Kentucky. *Auk*, 52.
- Hibbard C. W., 1936. The Amphibians and Reptiles of Mammoth Cave National Park (Proposed), Kentucky. *Transactions of the Kansas Academy of Science*, 39.
- Jegla V. C. (these proceedings). Cave Crayfish: Annual Periods of Reproduction and Molting.
- Johnson L. B., 1965. The White House Message on Natural Beauty.
- Lawrence J., Jr., R. W. Brucker, 1955. *The Caves Beyond: The Story of the Floyd Collins' Crystal Cave Exploration*. New York.
- Martel A. A., 1905. Scientific Exploration of Caves. *Proceedings of the Eighth International Geographic Congress, 1904*. Washington.

Mc Grain P., A. Livesay, 1962. Geology of the Mammoth Cave National Park Area, Kentucky. Geological Survey, Series 10, Special Publication 7.

Moore G. W., G. Nicholas, 1964. Speleology: The Study of Caves. Boston.

Nicholas G., 1964. Nocturnal Migration of *Hadenococcus subterraneus*. Bulletin of the National Speleological Society, 26.

Nicholas G., R. W. Brucker, 1965. Quadrat Analysis of a Cavernicolous Ecosystem (Cathedral Cave). Bulletin of the National Speleological Society, 27.

Nicholas G., G. W. Moore, 1964. Out of Phase Seasonal Temperature Fluctuations in Cathedral Cave, Kentucky. Bulletin of the National Speleological Society, 26.

Pohl E. R., 1935. Development of Vertical Shafts in Limestone Caves. Proceedings of the Geological Society of America for 1935.

Pohl E. R., 1936. Geologic Investigations at Mammoth Cave, Kentucky. Transactions of the American Geophysical Union for 1936.

Pohl E. R., 1955. Vertical Shafts in Limestone Caves. Occasional Paper of the National Speleological Society, 2.

Pohl E. R., 1965. Flint Ridge Cave System. Encyclopedia Britannica, 9, Chicago.

Pohl E. R., K. E. Born, 1935. Development of Gypsum in Limestone Caves. Proceedings of the Geological Society of America for 1935.

Pohl E. R., R. V. Cushman, R. C. Kepferle, W. L. Peterson, E. G. Sable, 1964. Geologic Features of the Mississippian Plateaus in the Mammoth Cave and Elizabethtown Areas, Kentucky. Kentucky Geological Survey.

Pohl E. R., W. B. White, 1965. Sulfate Minerals: Their Origin in the Central Kentucky Karst. American Mineralogist, 50.

Poulson T. L., 1961. Cave Adaptation in Amblyopsid Fishes. University of Michigan Ph. D. Dissertation. Ann Arbor.

Poulson T. L., 1963 a. Cave Adaptation in Amblyopsid Fishes. American Midland Naturalist, 70.

Poulson T. L., 1963 b. Animals in Aquatic Environments: Animals in Caves in Dill, D. B., ed., Handbook of Physiology, Adaptation to the Environment. American Physiological Society.

Poulson T. L., 1964. Life History and the Control of Population Size in Amblyopsid Fishes. Bulletin of the National Speleological Society, 26.

Poulson T. L. (these proceedings). Population Size, Density, and Regulation in Cave Fish.

Poulson T. L., T. C. Jegla (these proceedings). Circadian Rhythms in Cave Fish and Crayfish.

Poulson T. L., P. M. Smith, 1964. The Importance of Base Level Fluctuation in the Biology of Cave Organisms. Bulletin of the National Speleological Society, 26.

Poulson T. L., P. M. Smith (these proceedings). The Basis for Seasonal Growth and Reproduction in Aquatic Cave Organisms.

Quinlan J. F. (forthcoming). The History of the Evolution of the Map of Mammoth Cave. Bulletin of the National Speleological Society.

Reams M. W., 1963. Some Experimental Evidence for a Vadose Origin of Foibe (Domepits). University of Kansas M. S. Thesis.

Reams M. W., 1964. A Comparison between Laboratory Model and Naturally Occurring Domepits. Bulletin of the National Speleological Society, 26.

Reams M. W., 1965. Laboratory and Field Evidence for a Vadose Origin of Foibe (Domepits). International Journal of Speleology, 1.

Riser M. L. (these proceedings). Sensory Specialization and Allometric Growth in Cavernicolous Crayfishes.

Siegal F. R., 1963. Speleothem Mineralogy of the Great Onyx Cave, Kentucky. Geological Society of America Special Paper, 73.

Smith P. M., 1957. Discovery in Flint Ridge: 1954—1957. Bulletin of the National Speleological Society, 19.

- Smith P. M., 1960. Speleological Research in the Mammoth Cave Region, Kentucky: Elements of an Integrated Program. Cave Research Foundation.
- Smith P. M., 1961. The Flint Ridge Cave System: A Wilderness Opportunity. Cave Research Foundation.
- Smith P. M., 1962. The Role of the NSS in Cave-Related Sciences. National Speleological Society News, 20.
- Smith P. M., 1964. The Flint Ridge Cave System: 1957—1962. Bulletin of the National Speleological Society, 26.
- U. S. Geological Survey, 1933. Topographic Map of the Proposed Mammoth Cave National Park, Kentucky. Scale 1:31,680. Contour Interval 10 feet.
- Watson P. J. (these proceedings). Archeological Investigations in Salts Cave, Mammoth Cave National Park, Kentucky.
- Watson R. A., 1957. Observations on Pitted Domes in Floyd Collins' Crystal Cave, Kentucky presented at the Indianapolis meetings of the American Association for the Advancement of Science.
- Watson R. A., 1959. Observations on Vertical Shafts in Floyd Collins' Crystal Cave, Kentucky, and Similar Features in Carlsbad Cavers, New Mexico. Cave Research Foundation.
- Watson R. A. (these proceedings). Big Canyons in the Central Kentucky Karst.
- Watson R. A., P. M. Smith, 1963. The Mammoth Cave National Park Research Center. Cave Research Foundation.
- Watson R. A., W. B. White, E. R. Pohl, R. W. Brucker, 1963. The Central Kentucky Karst: A Review. Geological Society of America Special Paper 76.
- Weller J. M., 1927. The Geology of Edmonson County, Kentucky. Kentucky Geological Survey 6/28. 246 pp.
- White E. H., W. B. White, 1964. Processes of Cavern Breakdown. Bulletin of the National Speleological Society, 26.
- White W. B., 1964. Sedimentation in Caves: A Review (abstract). Bulletin of the National Speleological Society, 26.
- White W. B. (these proceedings). Sulfate Mineralogy in Some Caves in the United States.
- White W. B., F. Benington, 1963. Sulfate Mineralogy of the Flint Ridge Cave System, Kentucky. Geological Society of America Special Paper 73.
- White W. B., G. H. Deike, 1963. Paleohydrology of Mammoth Cave and the Flint Ridge Cave System. Geological Society of America Special Paper 76.
- White W. B., E. L. White, 1961. Crystal Wedging as a Factor in Cavern Breakdown presented at the Denver meetings of the American Association for the Advancement of Science.
- Wolfe D. A., D. G. Cornwell, 1964. Carotenoids of Cavernicolous Crayfish Science, 144.
- Wright H. E., Jr., B. Spross, R. A. Watson (forthcoming). Pollen Analyses of the Sediment from Sinkhole Ponds in the Central Kentucky Karst. Bulletin of the National Speleological Society.
- Yarnell R. A., 1964. Early Woodland Plant Remains and the Question of Cultivation presented at the Detroit meetings of the American Anthropological Association.
- Yarnell R. A., P. J. Watson, 1965. Archeological and Paleoethnobotanical Investigations in Salts Cave, Mammoth Cave National Park, Kentucky presented at the Urbana meetings of the Society for American Archeology.

Fédération Yougoslave de Spéléologie  
Speleological Society of Yugoslavia

ACTES DU IV<sup>e</sup> CONGRES INTERNATIONAL DE SPELEOLOGIE  
EN YOUGOSLAVIE 1965, TOME III

PROCEEDINGS OF THE 4<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONGRESS  
OF SPELEOLOGY IN YUGOSLAVIA 1965, VOL. III

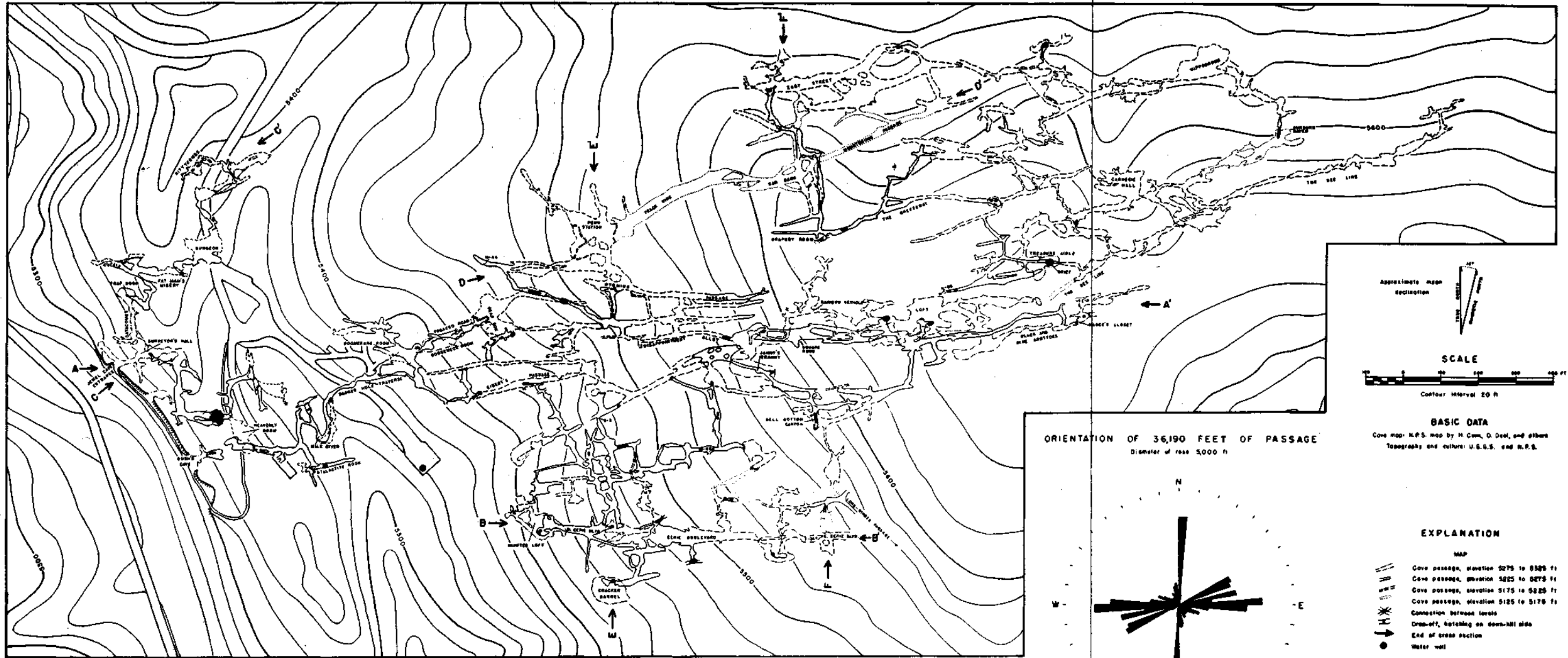
Comité de rédaction — Editorial Board  
R. Gospodarić, F. Habe, A. Šercelj

Rédacteur en chef — Chief Editor  
V. Bohinec

Revision des textes — Revision of Texts  
V. Bohinec, A. Grad, R. Vrančić, J. Zor

Imprimé par l'imprimerie — Printed by the printing-house  
Tiskarna »Toneta Tomšiča«, Ljubljana

Mars 1968 — March 1968



MAP OF JEWEL CAVE

Approximate map orientation

SCALE

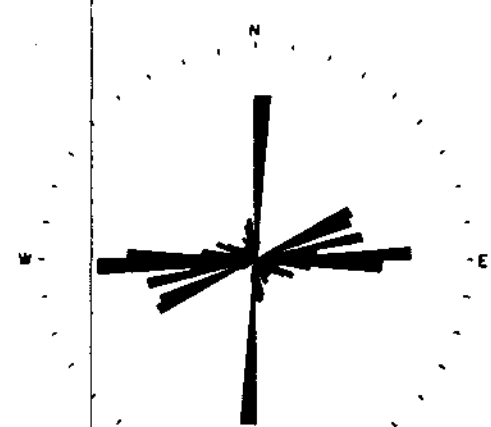
0 100 200 300 400 FT

Contour Interval 20 ft

**BASIC DATA**

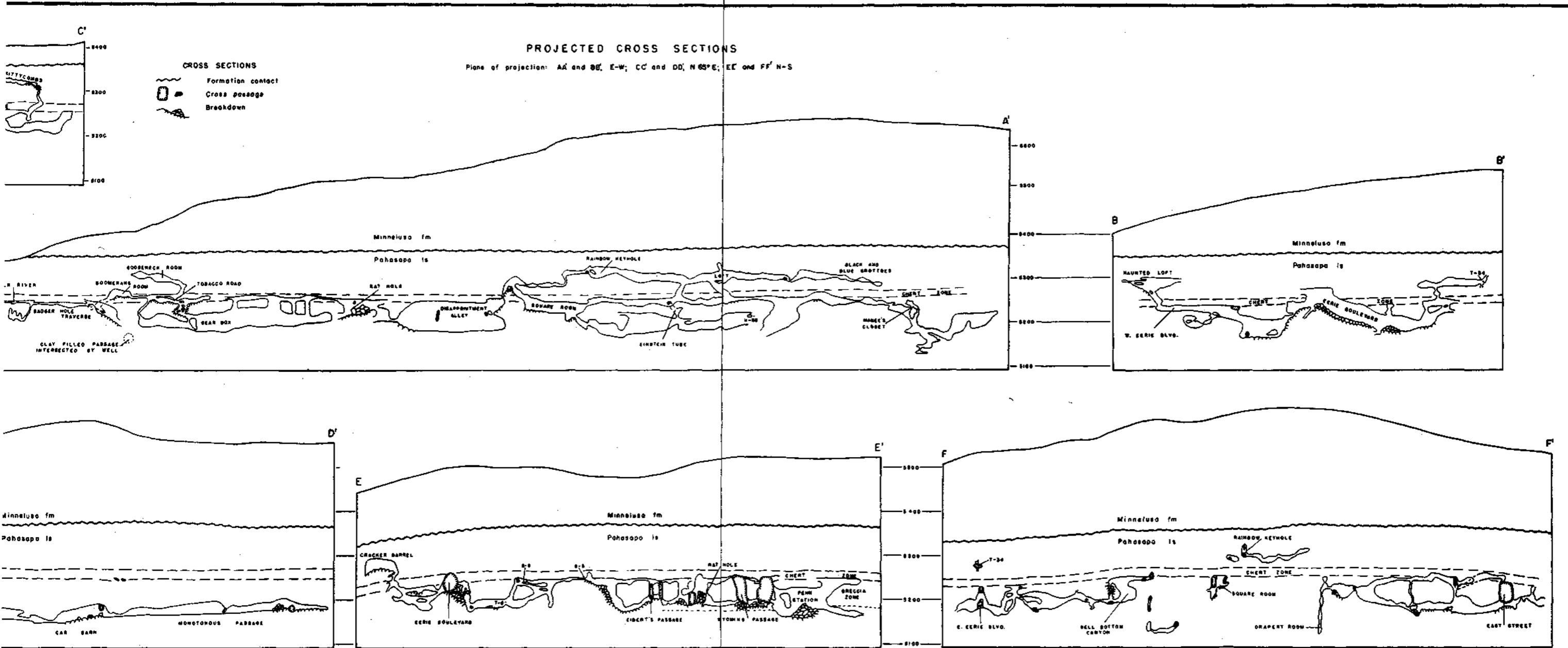
Cave map: N.P.S. map by H. Cox, D. Deal, and others  
 Topography and contours: U.S.G.S. and N.P.S.

**ORIENTATION OF 36,190 FEET OF PASSAGE**  
 Diameter of rose 5000 ft

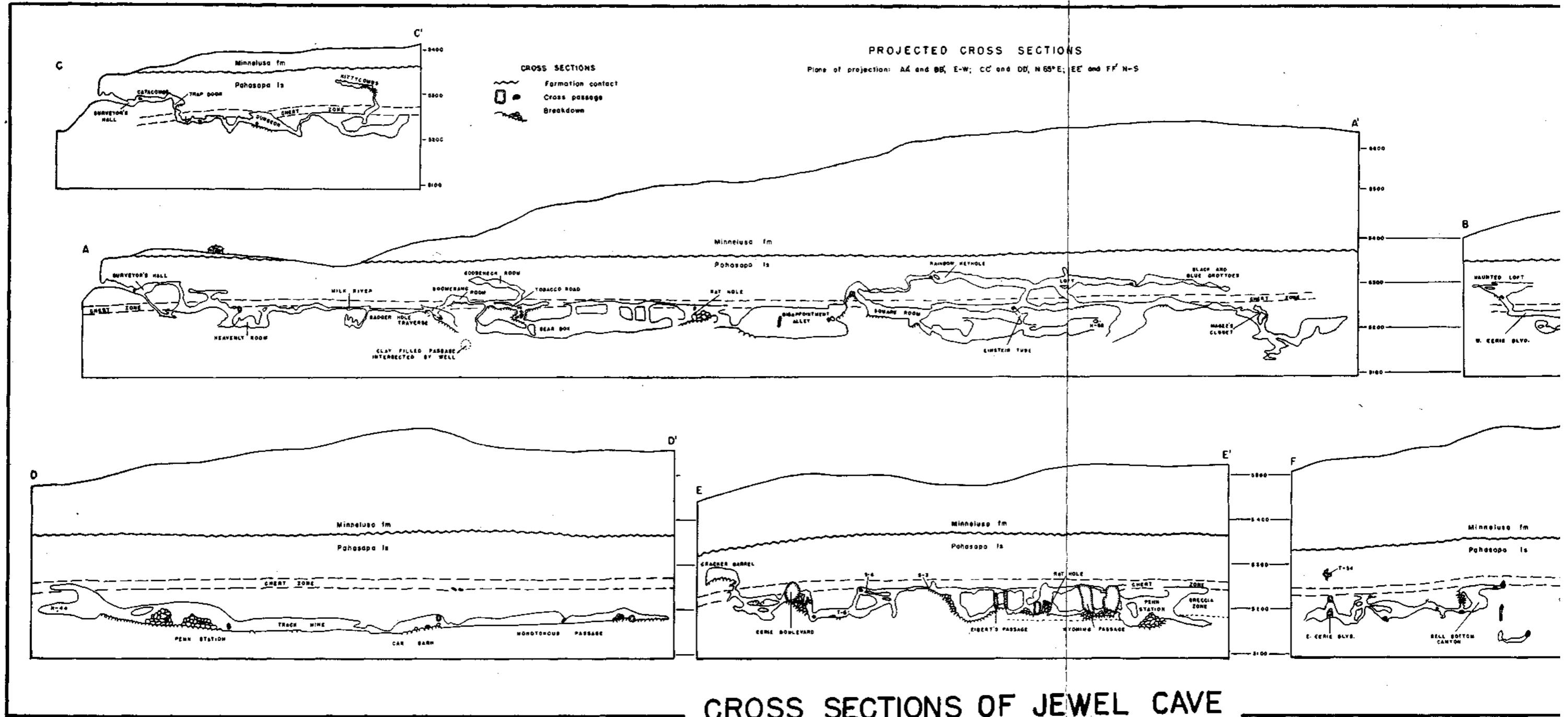


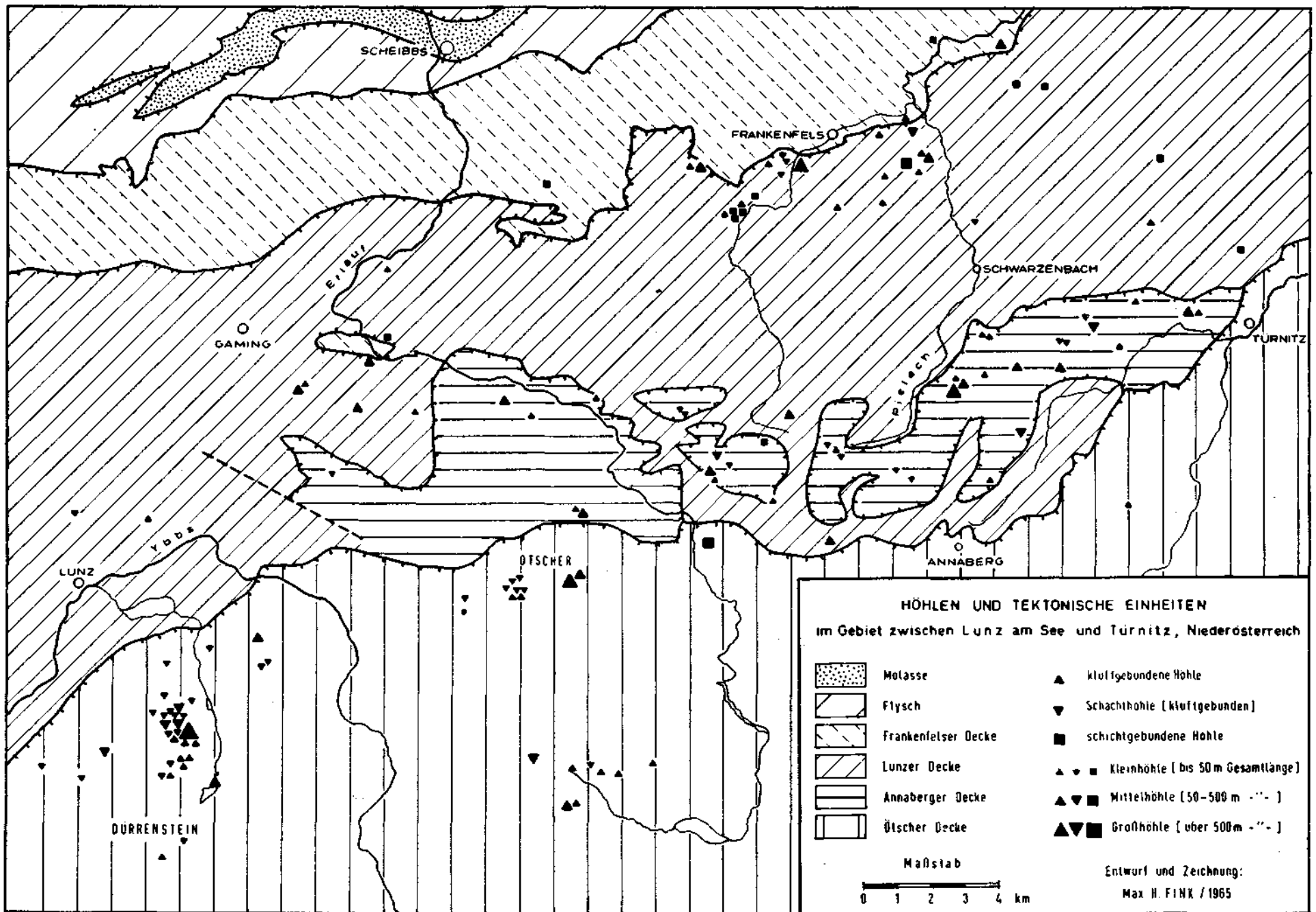
- EXPLANATION**
- MAP
- Cave passage, elevation 5275 to 5575 ft
  - Cave passage, elevation 5225 to 5275 ft
  - Cave passage, elevation 5175 to 5225 ft
  - Cave passage, elevation 5125 to 5175 ft
  - Connection between levels
  - Drop-off, hitching on down-hill side
  - End of cross section
  - Water well

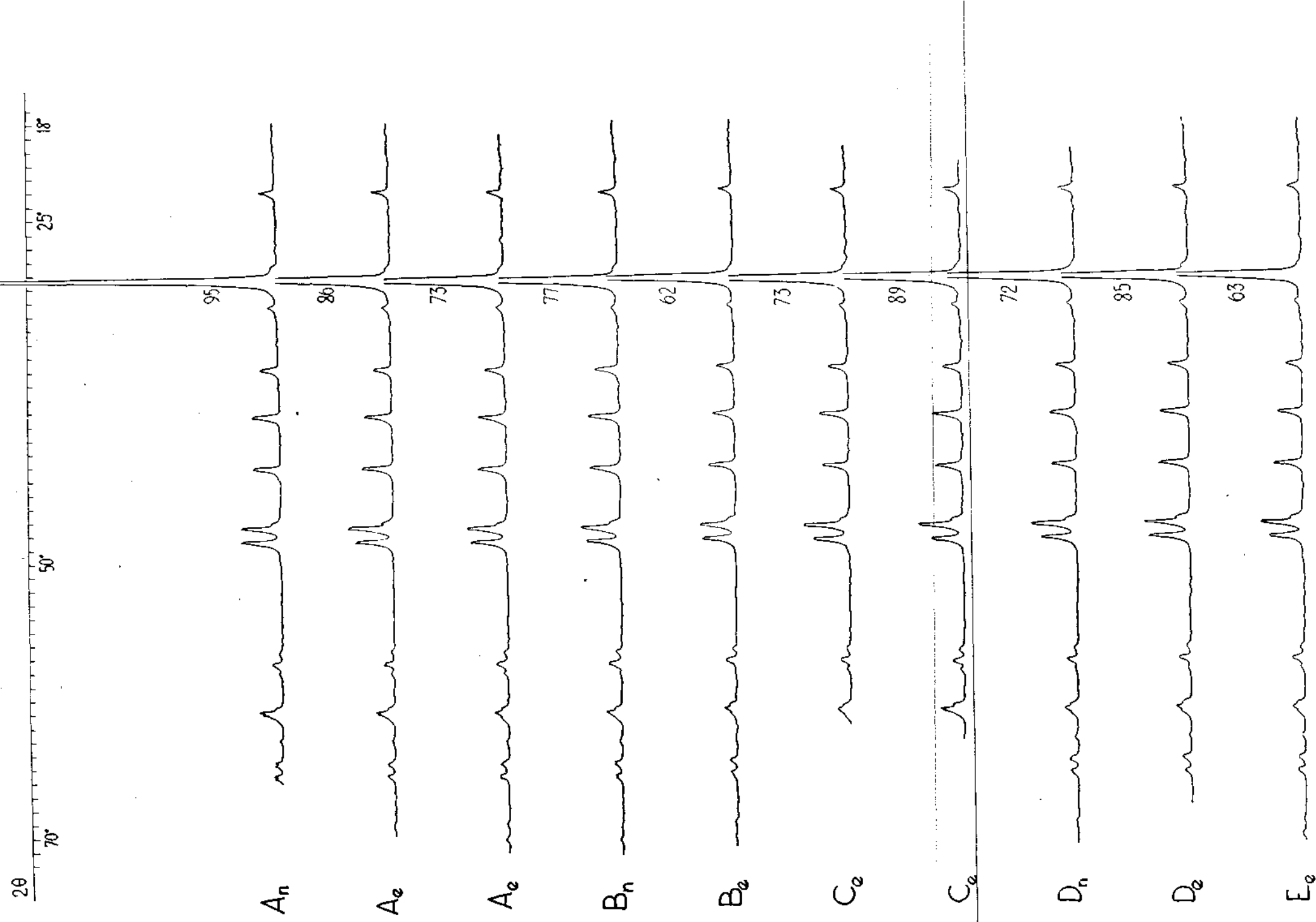




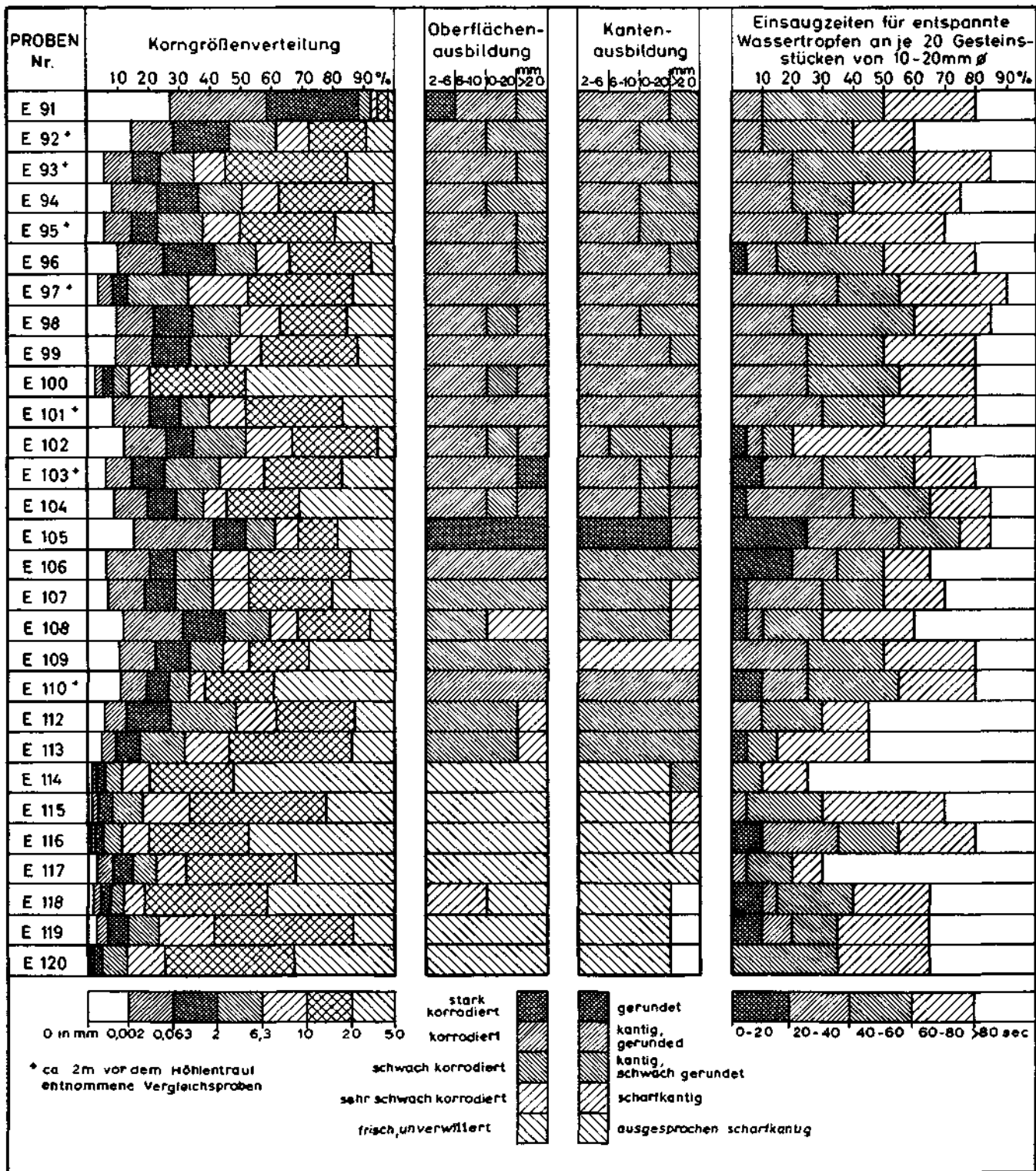
CROSS SECTIONS OF JEWEL CAVE



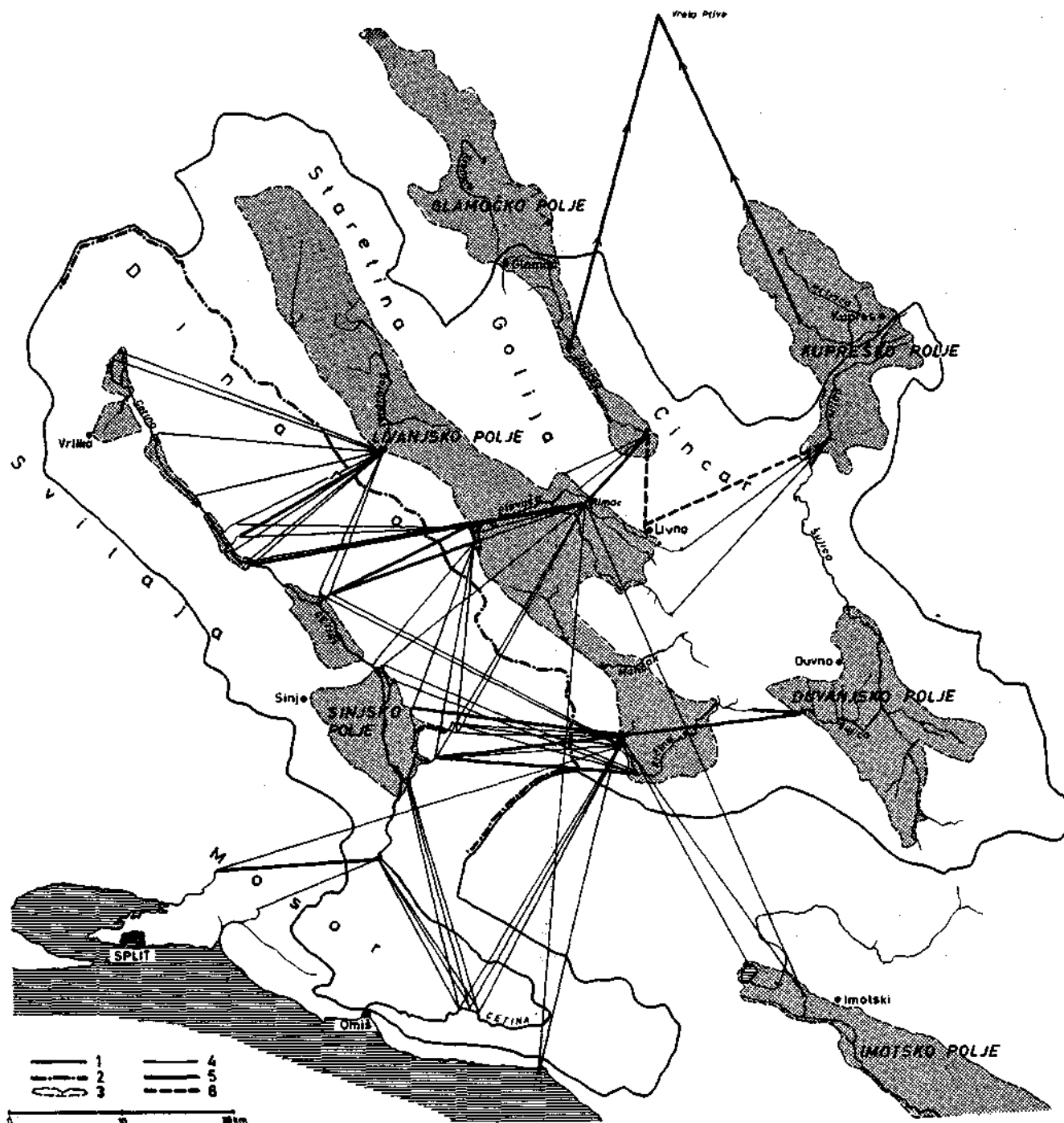




Diagramas correspondientes a estalactitas procedentes de la cueva de Mairuelegorreta. Los subíndices indican si se trata de excéntricas (e) o no excéntricas (n). El número colocado al lado del pico máximo indica la altura del mismo

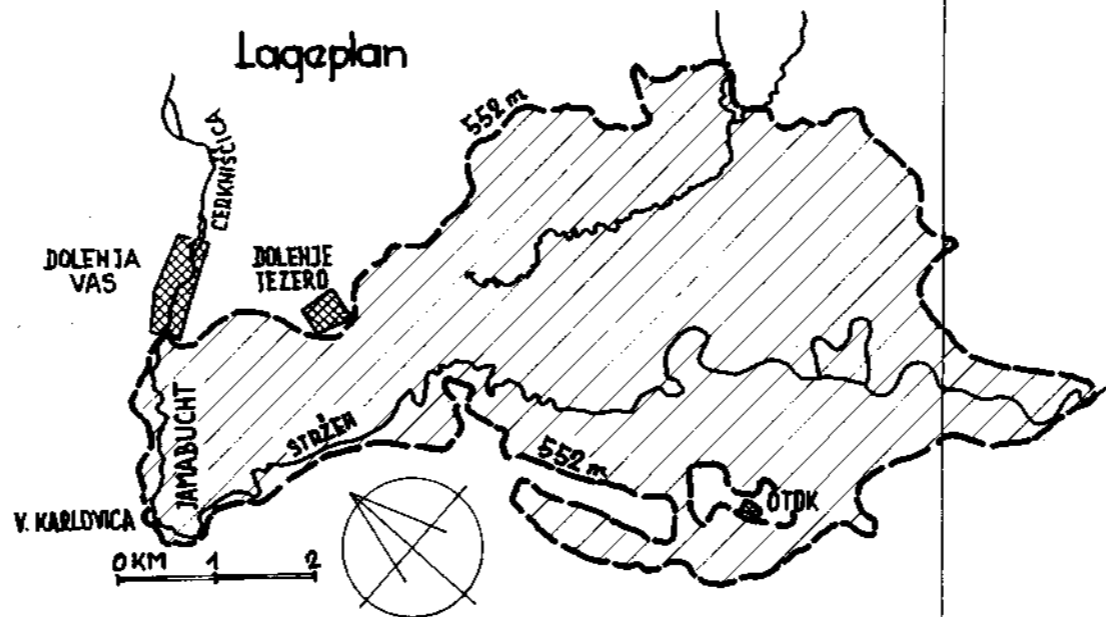
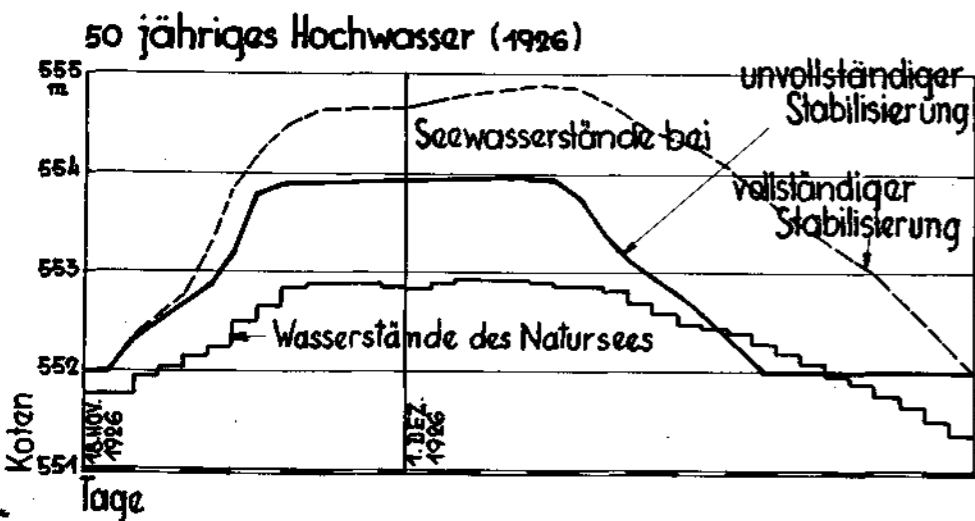
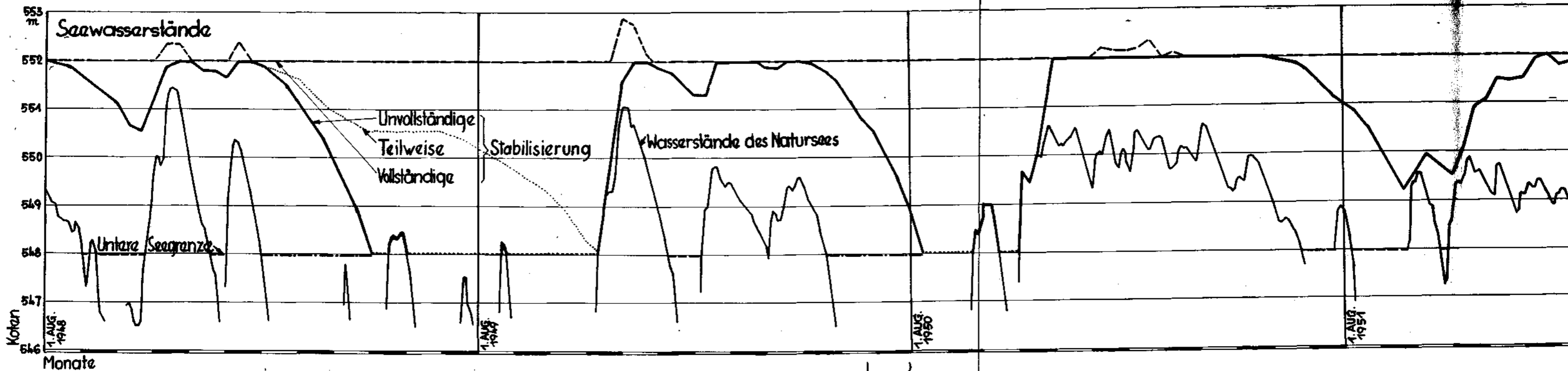


I. BAUČIĆ: SUBTERRANEAN CONNECTIONS IN THE HYDROLOGICAL DRAINAGE BASIN OF THE CETINA RIVER

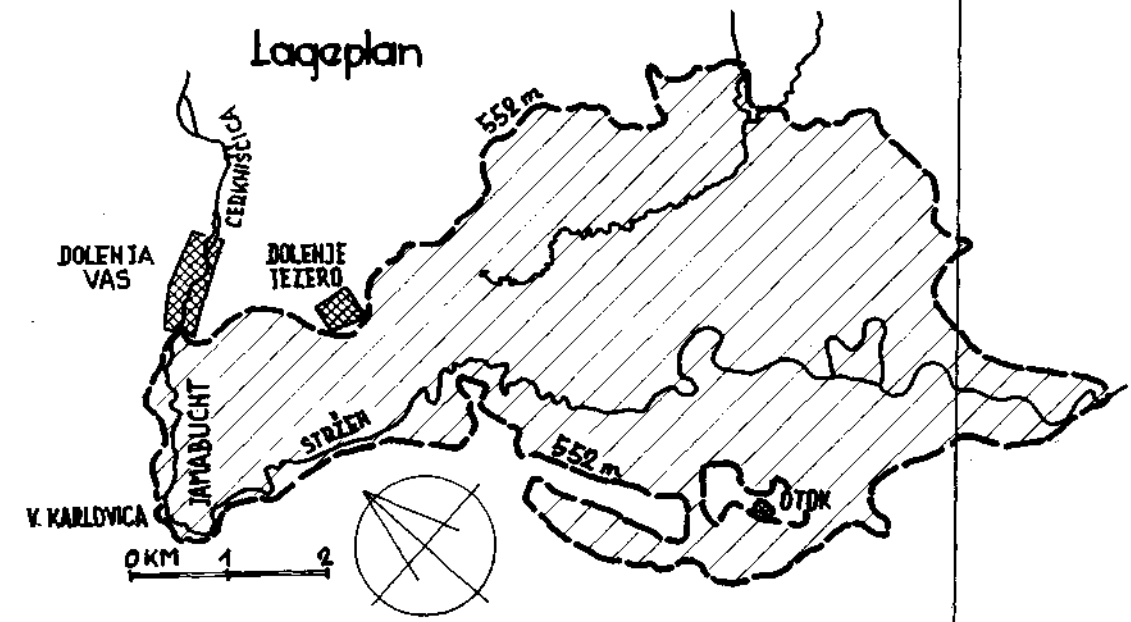
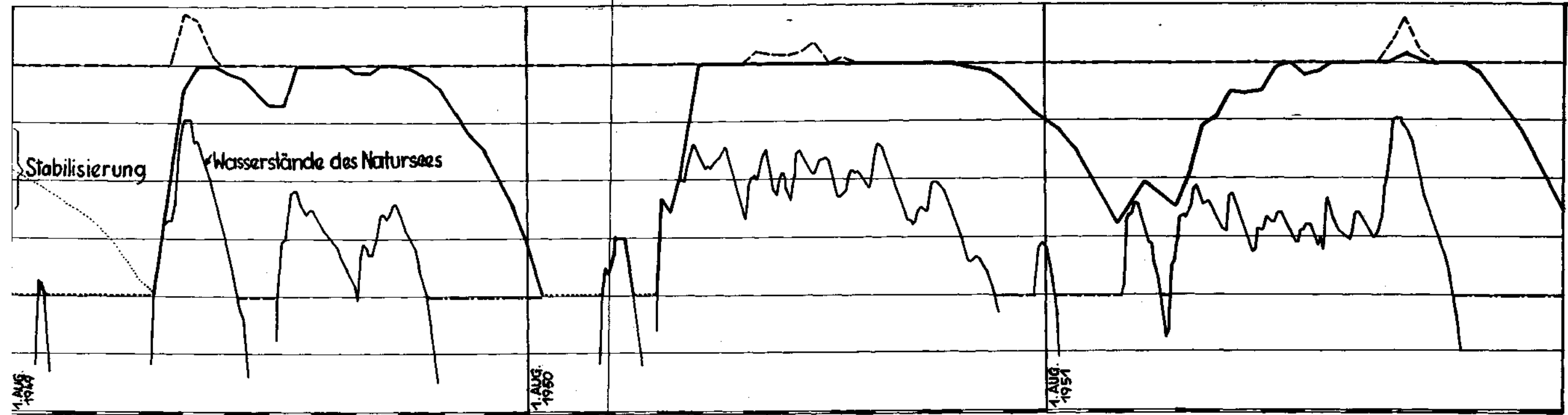


1 boundary of the hydrological drainage basin  
 2 boundary of the orographical drainage basin  
 3 poljes in the Karst

4 established underground connections  
 5 established large connections  
 6 uncertain underground connections

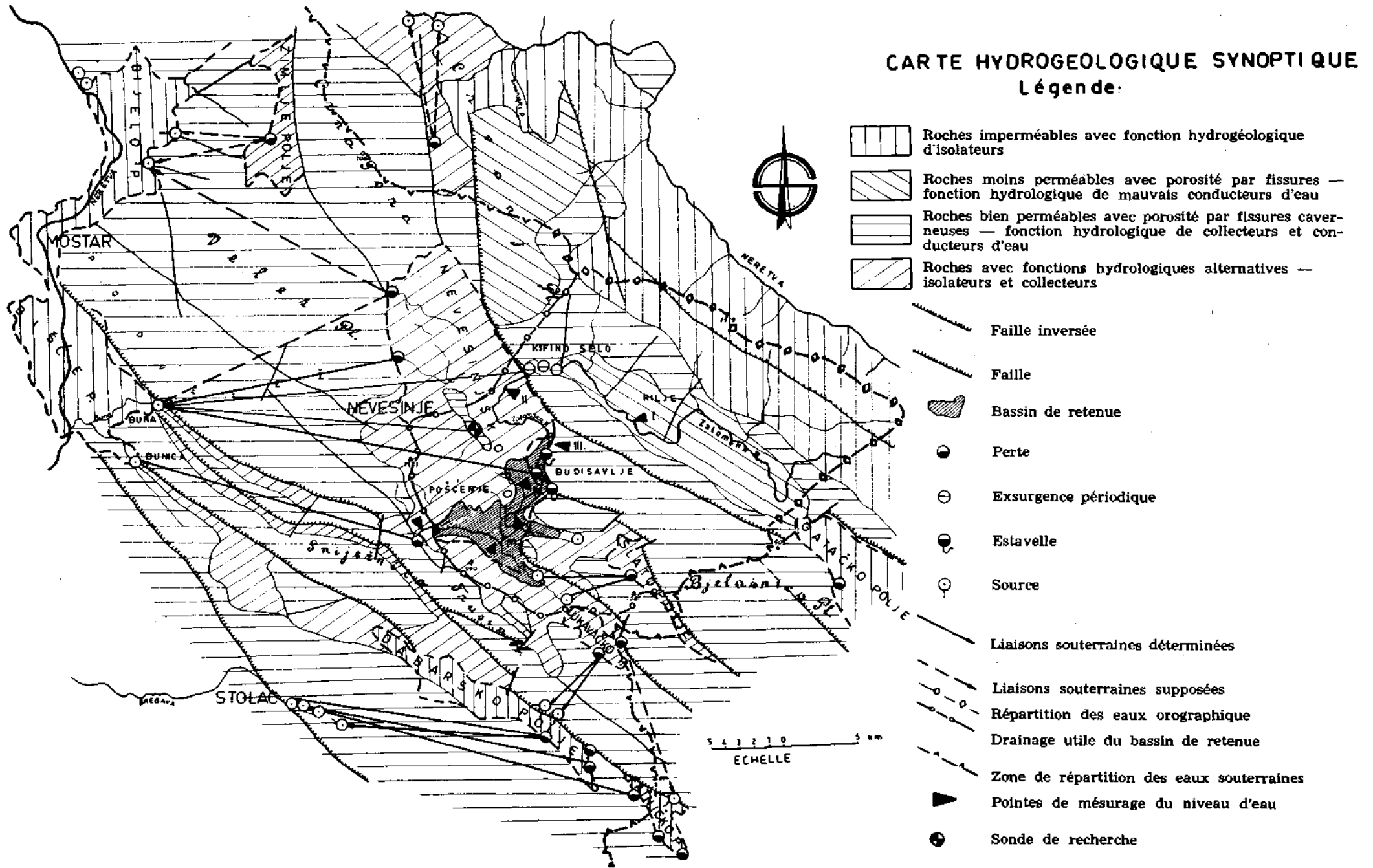


UMBILDUNG DES PERIODISCHEN SEES VON CERKNICA IN S  
(JUGOSLAWIEN) IN EINEN STÄNDIGEREN SEE  
(nach Summenlinien der natürlichen Zuflüsse und künstlichen



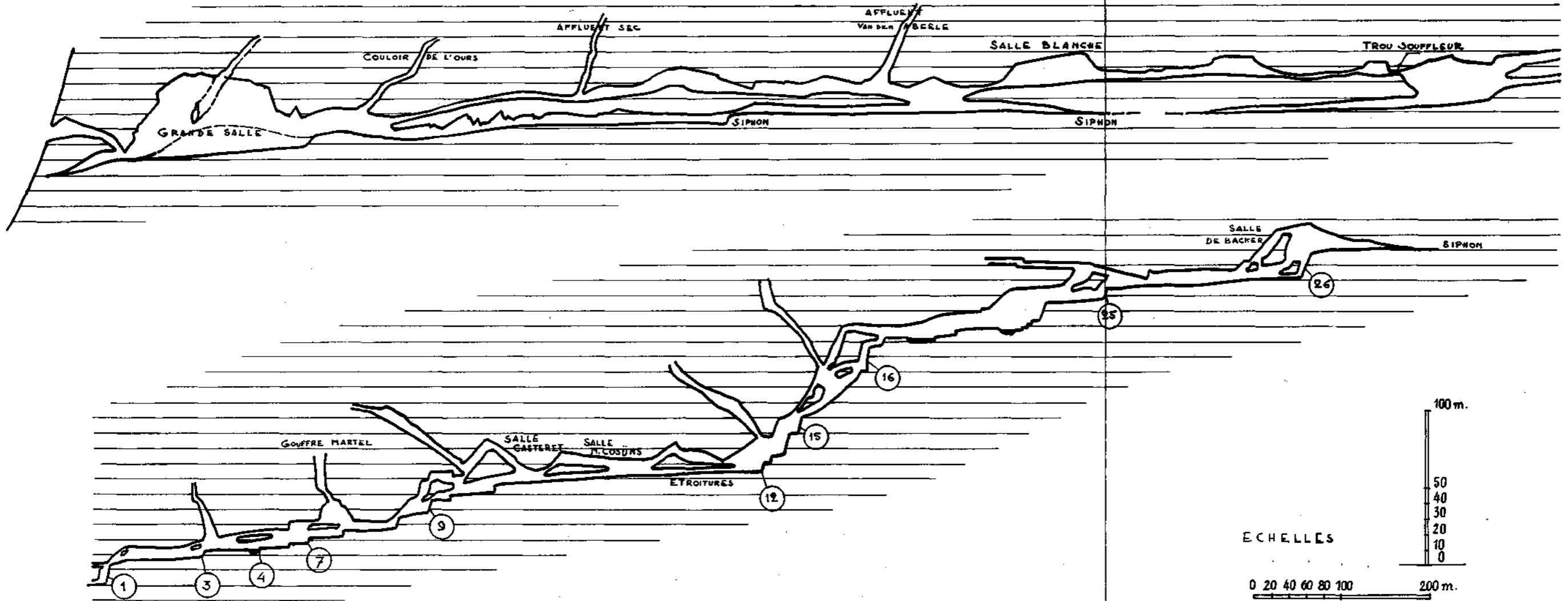
UMBILDUNG DES PERIODISCHEN SEES VON CERKNICA IN SLOWENIEN  
(JUGOSLAWIEN) IN EINEN STÄNDIGEREN SEE  
(nach Summenlinien der natürlichen Zuflüsse und künstlichen Abflüsse)





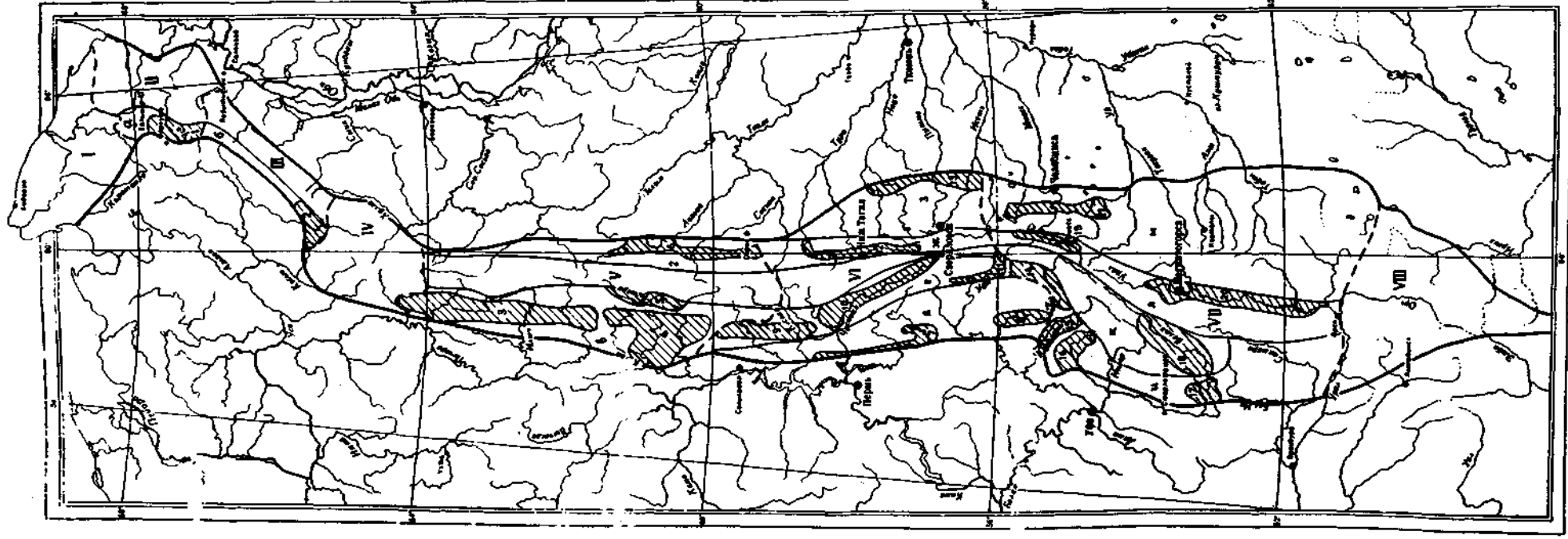
# GROTTE DE LA CIGALÈRE

A RIEGE -



*Les chiffres indiquent la numerotation des cascades*

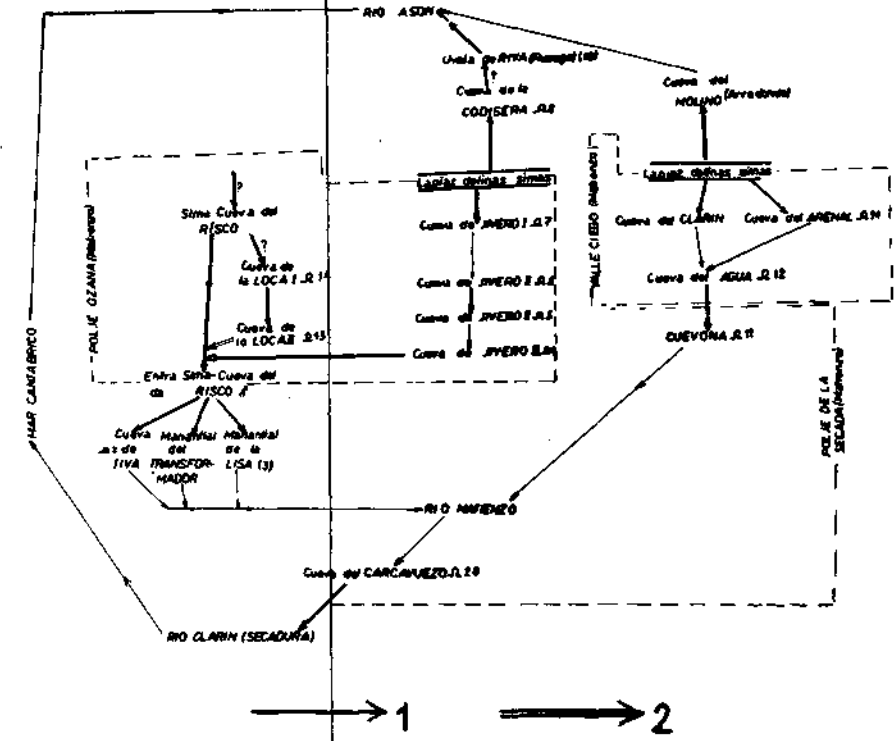
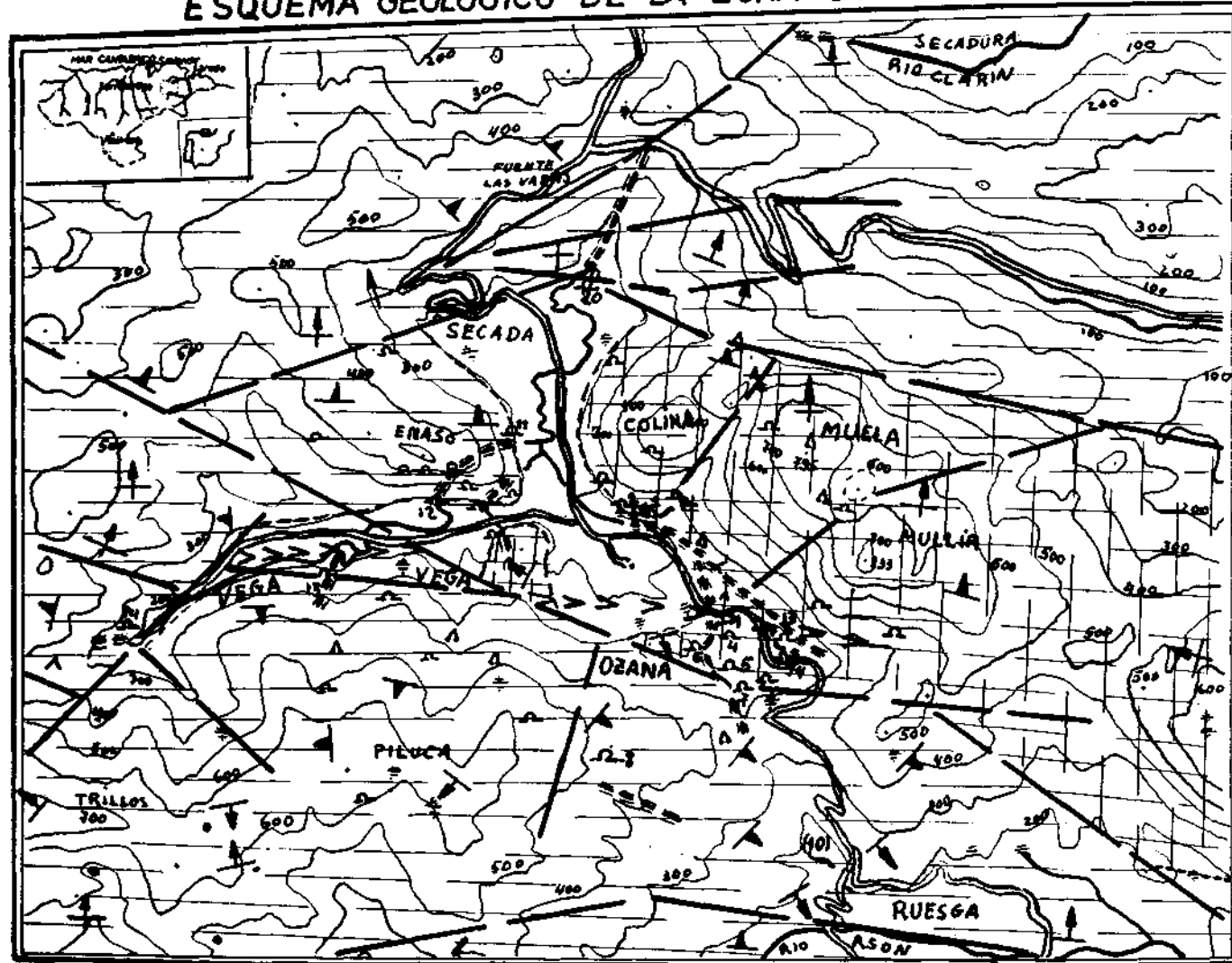
А. Г. Чикшев: Особенности  
глубинного карста и спелеогенное районирование Урала



Карстовые области: I — Пай-Хой, II — Заполярный Урал, III — Полярный Урал, IV — Приполярный Урал, V — Северный Урал, VI — Средний Урал, VII — Южный Урал, VIII — Мугоджары. Карстовые провинции: а — Западно-Заполярье, б — Западно-Полярное, в — Западно-Северное, г — Восточно-Северное, д — Средне-Уральское, е — Западно-Среднеуральское, ж — Восточно-Среднеуральское, з — Средне-Зауральское, и — Западное-Южноуральское, к — Центральное-Южноуральское, л — Восточно-Южноуральское, м — Южно-Зауральское. Карстовые районы: 1 — Верхне-Усинский, 2 — Лемвинско-Кожимский, 3 — Уньинско-Поалчеремский, 4 — Ковло-Вишерский, 5 — Верхневишерский, 6 — Лозьвинско-Сывинский, 7 — Сывинско-Чусовской, 8 — Среднеайский, 9 — Яйво-Косвинский, 10 — Пашинско-Чусовской, 11 — Уфимско-Сергинский, 12 — Тагило-Туринский, 13 — Нейво-Батарякский, 14 — Верхнеайский, 15 — Среднегорский, 16 — Верхнебельский, 17 — Среднебельский, 18 — Верхнебельский, 19 — Суломаский, 20 — Верхнеуральский, 21 — Теменско-Увельский.

Рис. 1. Схема районирования глубинного карста Урала  
Составил А. Г. Чикшев

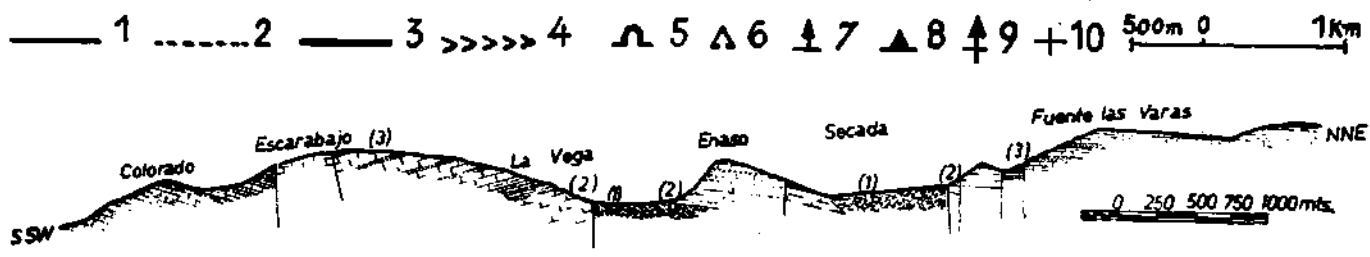
### ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE MATIENZO

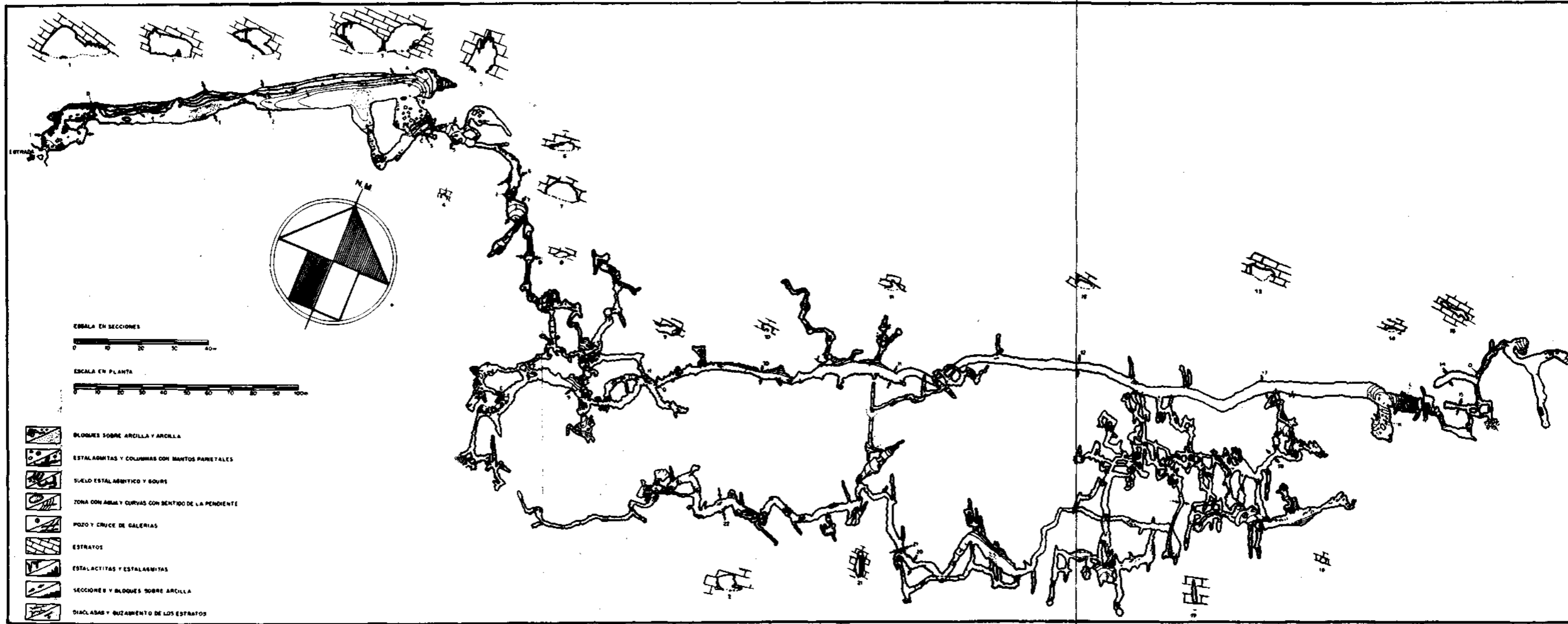


Esquema de la circulación de aguas de la zona de Matienzo  
 1 Circulación epigea 2 Circulación hipogea

Lectura del mapa geológico:

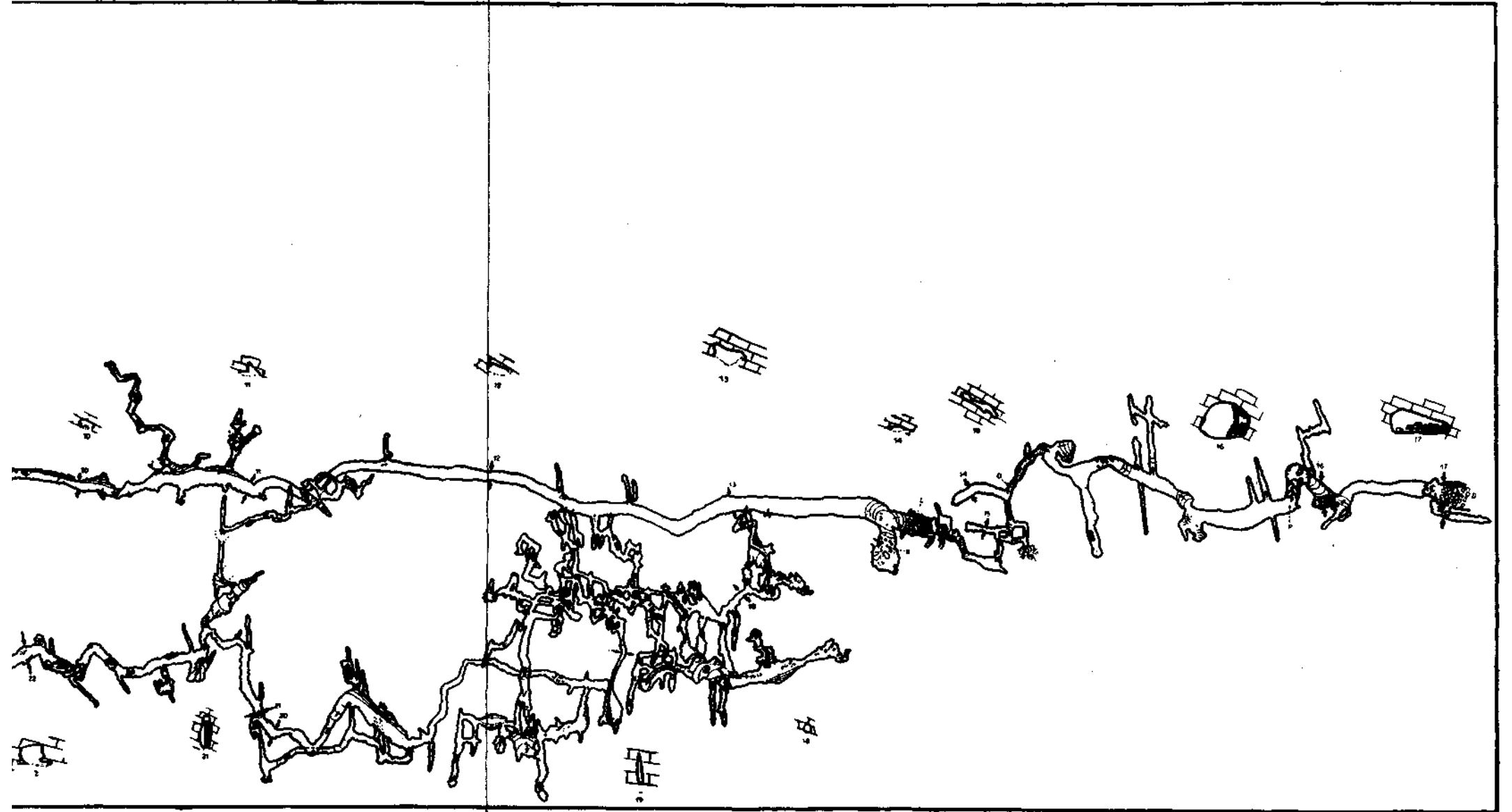
Sin rayar: Wealdense parcialmente cubierto por Cuaternario  
 Rayado horizontal: Calizas urgonianas con intercalaciones de margas y areniscas que desarrollándose desde el Aptense, pueden alcanzar el Cenomanense medio  
 Cuadrículado: Caliza urgoniana en gruesas capas, del Aptense al Albense inferior No. 1 Rio epigeo. No. 2 Rio hipogeo. No. 3 Falla. No. 4 Anticlinal. No. 5 Cueva. No. 6 Sima. No. 7 Buzamiento entre 0-20°. No. 8 Buzamiento entre 10-20°. No. 9 Buzamiento entre 0-30°. No. 10 horizontal.  
 Corte geológico: (1) Wealdense (2) Aptense-Albense inferior (3) Albense inferior-Cenomanense medio





**CUEVA DEL REGUERILLO**  
Patones - Madrid

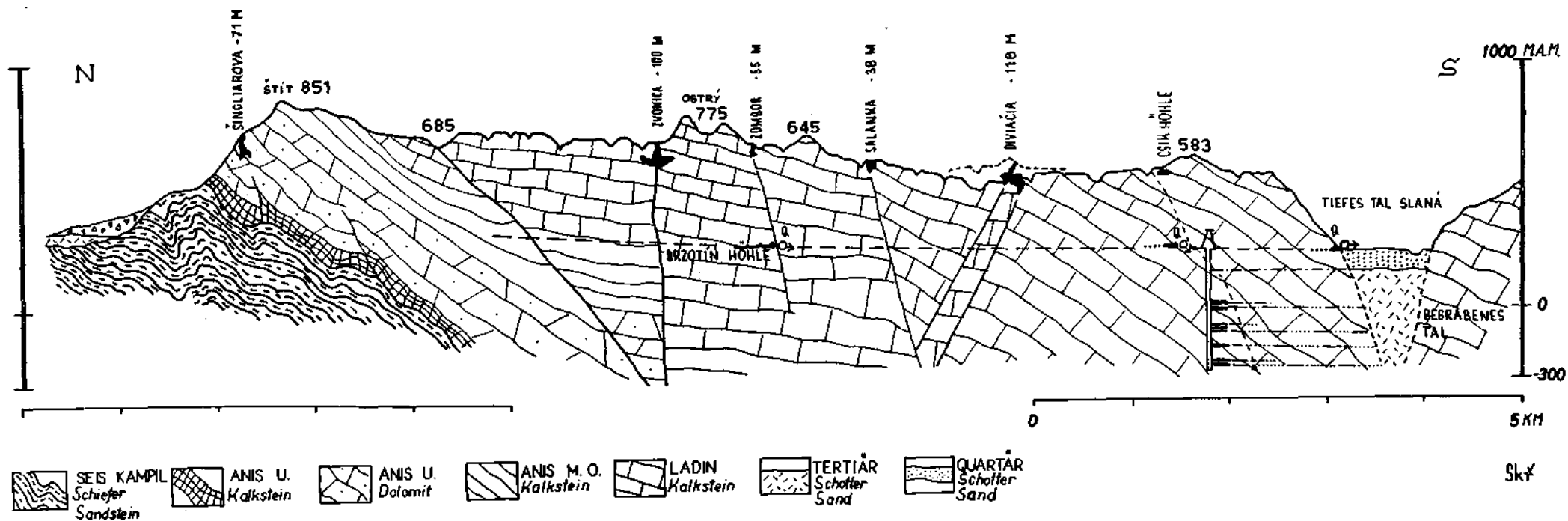
Plano compuesto por: J. Solé Fores - J. Sáenz Olza - A. Hernanz López - D. Püege  
Vega - José Ma. Igual - José A. Elorriaga  
Madrid - Abril 1943



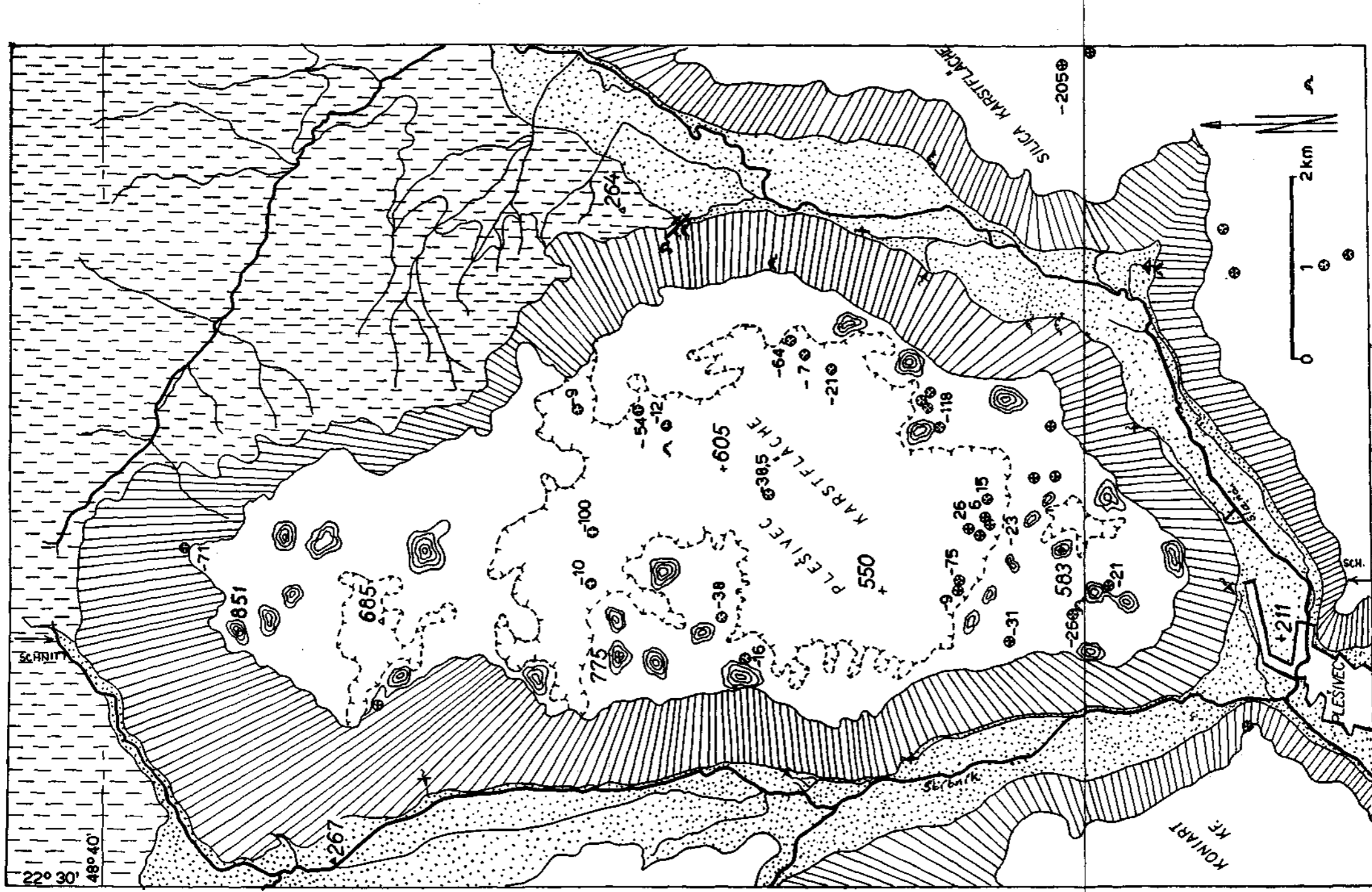
**CUEVA DEL REGUERILLO**  
Patones - Madrid

se compuesto por: J. Solé Fores - J. Sáenz Oiza - A. Hernans López - D. Filiege  
Vega - José Ma. Igual - José A. Elorriaga  
Madrid - Abril 1965

PLEŠIVEC KARSTFLÄCHE



Skf



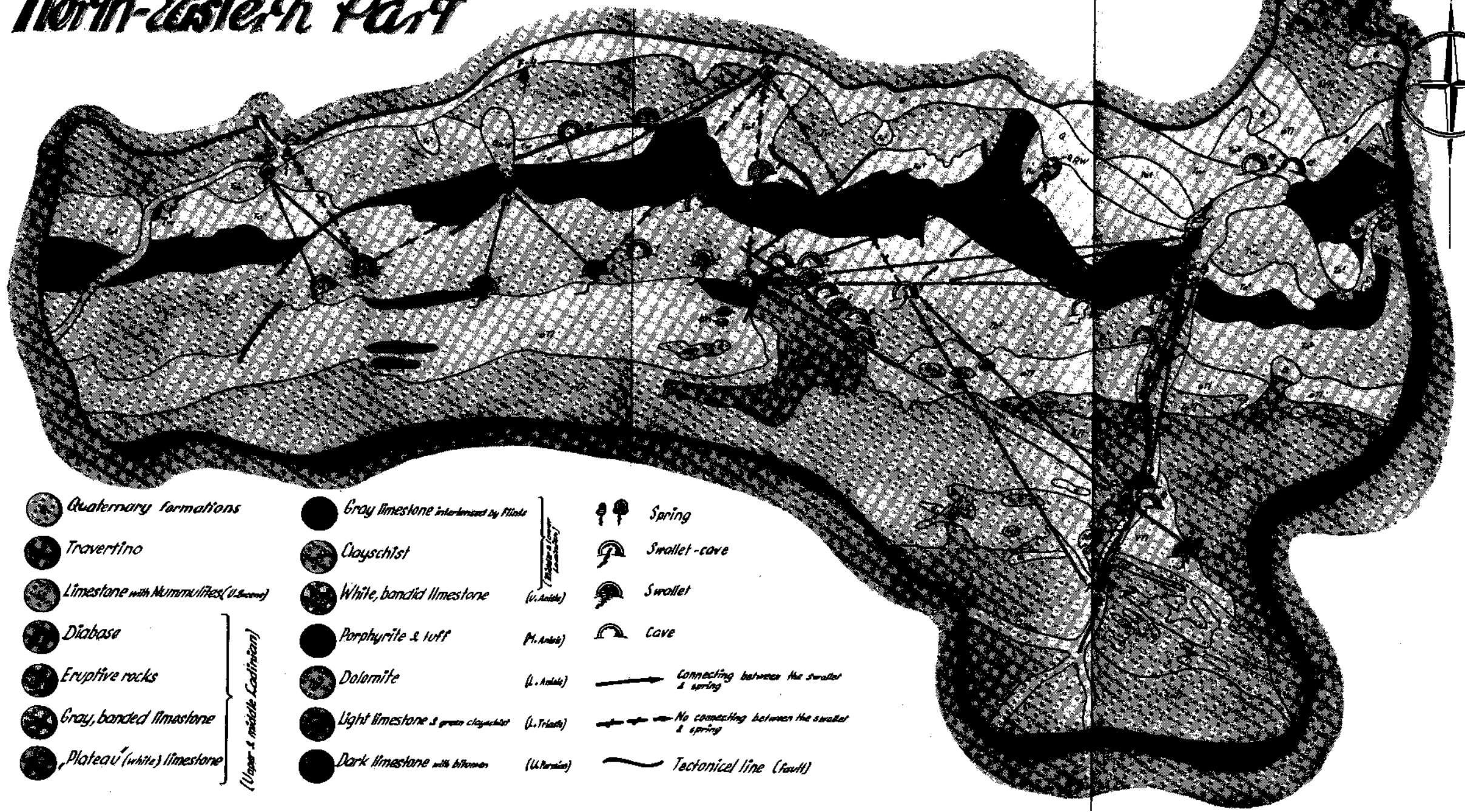
SKV

1. RELIKTE DES KEGELKARSTES 2. KARSTFLÄCHE MIT GROSSEN DOLINENSENKEN 3. ABHANG DES PLATEAUS  
 4. HÜBEL- UND BERGRELIEF 5. SOHLE DER TÄLER 6. SCHACHT 7. HÖHLE 8. KARSTQUELLE



# Plateau of Bükk Mountains

## North-Eastern Part



- |   |  |  |
|---|--|--|
| Quaternary formations                               | Gray limestone interlensed by Mtside           | Spring                                     |
| Travertino  | Clayschist                                     | Swallet-cave                               |
| Limestone with Nummulites (U. Eocene)               | White, banded limestone (U. Anale)             | Swallet                                    |
| Diabase   | Porphyrite & tuff (Pt. Anale)                  | Cave                                       |
| Eruptive rocks                                      | Dolomite (U. Anale)                            | Connecting between the swallet & spring    |
| Gray, banded limestone                              | Light limestone & green clayschist (U. Triade) | No connecting between the swallet & spring |
| Plateau (white) limestone (Upper & middle Cadinian) | Dark limestone with bifurca (U. Turian)        | Tectonical line (fault)                    |