DIGITAL COMMONS
@ UNIVERSITY OF SOUTH FLORIDA

University of South Florida
Digital Commons @ University of South Florida

KIP Talks and Conferences

Karst Information Portal

January 1969

5.Internationaler Kongress für Speläologie. Abhandlungen. Band 2: Sektion, Speläogenese

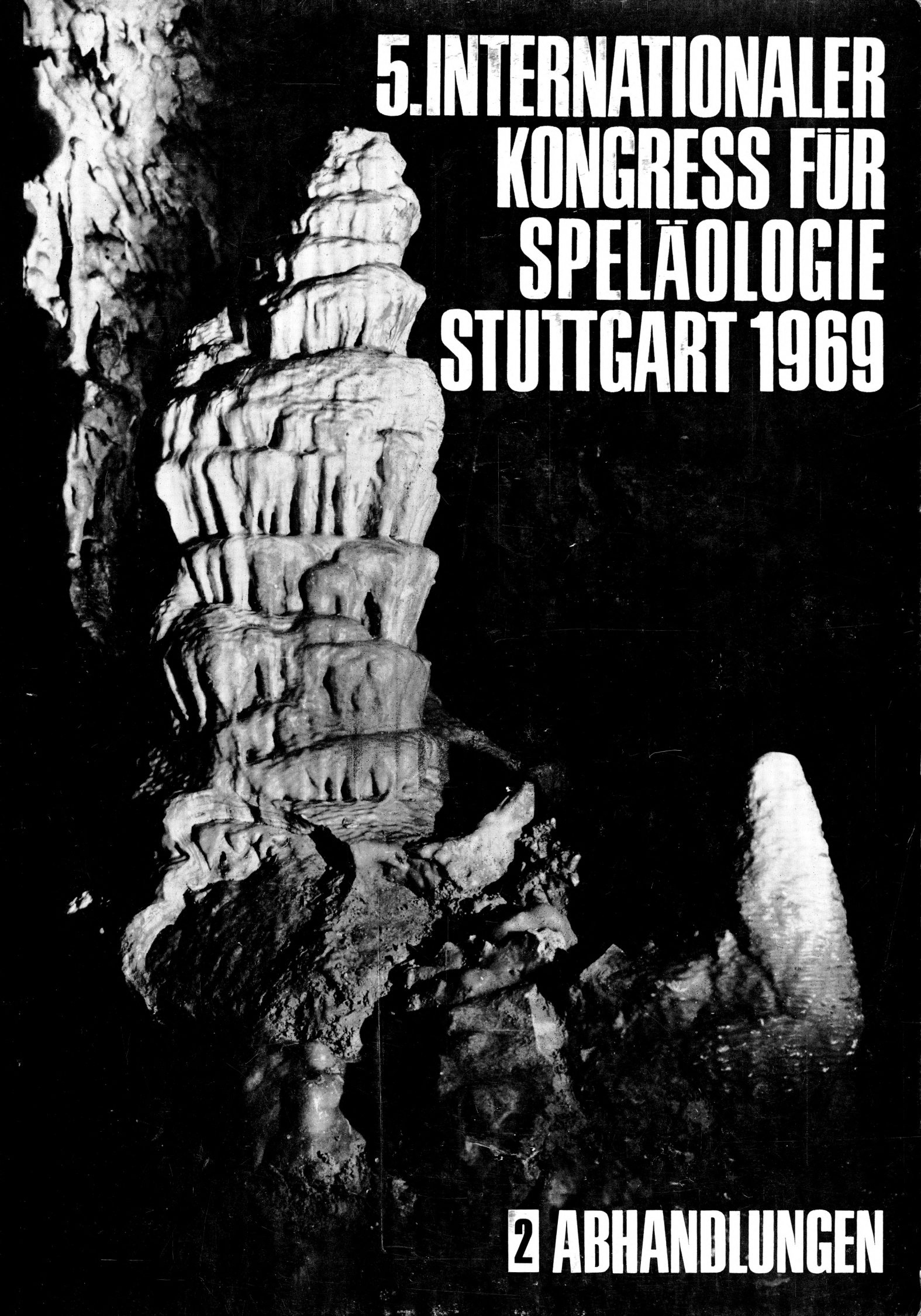
Speleological Congress International

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

Recommended Citation

Speleological Congress International, "5.Internationaler Kongress für Speläologie. Abhandlungen. Band 2: Sektion, Speläogenese" (1969). *KIP Talks and Conferences*. 22.
https://digitalcommons.usf.edu/kip_talks/22

This Conference Proceeding is brought to you for free and open access by the Karst Information Portal at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Talks and Conferences by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact digitalcommons@usf.edu.



5. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR SPELÄOLOGIE STUTTGART 1969

2 ABHANDLUNGEN

Verband der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V., München

5. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR SPELÄOLOGIE STUTTGART 1969

ABHANDLUNGEN

Sektion

Speläogenese

In Kommission bei der Fr. Mangold'schen Buchhandlung, Blaubeuren

V. Int. Kongr. Speläologie Stuttgart 1969, Abh.	Bd. 2	München 1969

Gedruckt mit Zuschüssen des Bundesministeriums für Bildung und Wissenschaft in Bonn, des Kultusministeriums Baden-Württemberg in Stuttgart und der Vorarlberger Landesregierung in Bregenz.

Herausgeber: Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., München. Geschäftsstelle: D 744 Nürtingen, Eschenweg 3.

Schreibarbeiten und 2. Korrektur: Übersetzungsbüro G. UPPENBRINK, D 7015 Korntal.

1. Korrektur: H. BINDER, K. E. BLEICH, K. DOBAT, F. FUCHS, A. GERSTENHAUER, O. KOEDER, D. LICHTENSTEIN, G. NAGEL, K.-H. PFEFFER, E. WARTTMANN.

Druck: ELMAR WEILER, D 7021 Musberg.

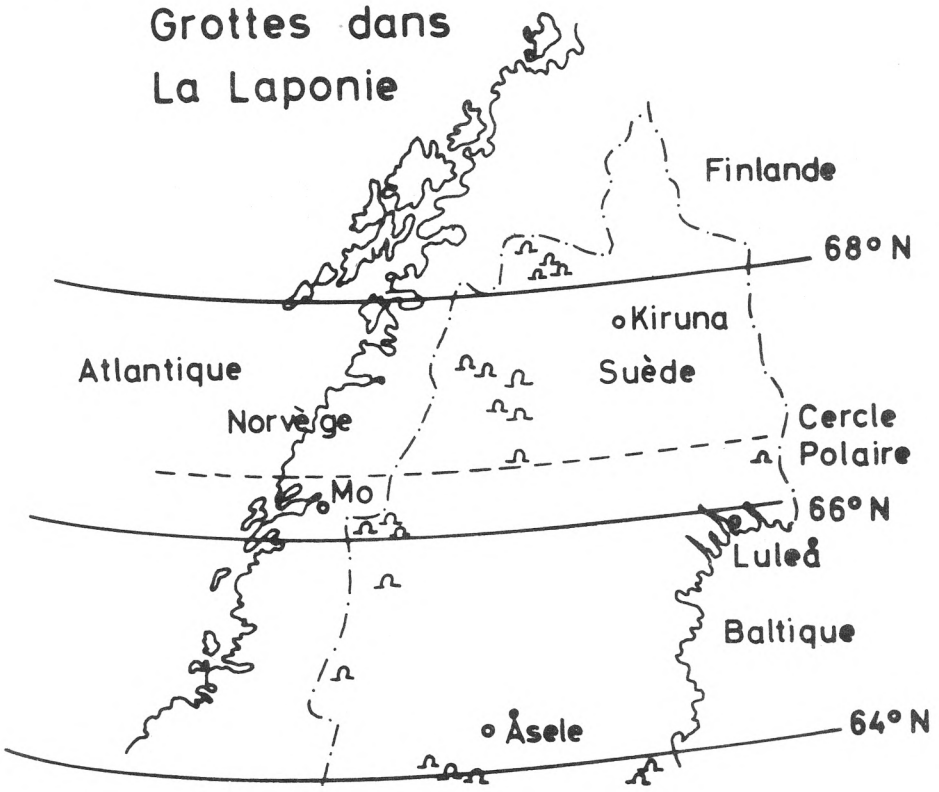
Band 2 Speläogenese I

Inhaltsverzeichnis - Contents - Table des Matières

1. TELL, L.: Spéléologie et grottes dans la Laponie suédoise ..... S 1
2. JOYCE, E. B.: The Sandstone Caves of Mt Moffatt Station, Southern Queensland, Australia - Speleogenesis, Cave Deposits, and Aboriginal Occupation ..... S 2
3. FRANK, R.: The History and Sediments of the Borenore Caves, New South Wales, Australia ..... S 3
4. FORD, D.: Preliminary Review of Cavern Development in the Rocky Mountains of Canada ..... S 4
5. HOMANN, W.: Experimentelle Ergebnisse zum Wachstum rezenter Höhlenperlen (Spelaeoide) ..... S 5
6. А.Г.Чикишев (СССР) Индикационные спелеологические исследования ..... S 6
7. HESS jr., J. W., DAVIS, N. W.: The Butler Cave - Sinking Creek System, Virginia, USA ..... S 7
8. TELL, L.: Höhlen auf der Insel Malta ..... S 8
9. TELL, L.: Höhlenphänomene in Granit und anderen kristallinischen Urgesteinen ..... S 9
10. SEMERANO, R.: Osservazione su alcune morfologie ipogee nei calcari presso sagrado d'Isonzo ed il loro rapporto con l'incarsimento freatico ..... S 10
11. KERMODE, L. O.: Speleogenesis and Karst in New Zealand ..... S 11
12. TRATMAN, E. K.: The Age of the Caves of North West Clare, Ireland ..... S 12
13. PENCHEV, S., MITEV, I.: Some Regularities of the Growth of Monocrystal Tubilike Stalactites ..... S 13
14. EK, C. M.: Abondance du gaz carbonique dans les fissures de grottes ..... S 14
15. DROPPA, A.: Die Wachstumsgeschwindigkeit der Sinterröhrchen in den Höhlen der Niederen Tatra ..... S 15
16. GAVRILOVIC, D.: Die Höhlen im Tibesti-Gebirge, Zentrale Sahara ..... S 17
17. COLEMAN, J. C.: Part-natural Caves in Ireland ..... S 18
18. FRANKE, H. W., GEYH, M. A.: Neue Resultate der Altersbestimmung von Stalagmiten nach der Radiokohlenstoffmethode ... S 19
19. Г.А.Максимович ПЕЩЕРЫ ГИПСОВОГО КАРСТА ..... S 20
20. BERNASCONI, R.: Die obere Hans-Meyer-Höhle und Übersicht über weitere Lavahöhlen am Kilimanjaro ..... S 21
21. MONTORIOL-POUS, J.: Sobre les tipos de cavernas volcánicas ..... S 22
22. WIGLEY, T. M. L., BROWN, M. C.: Geohydrological Implications of Cave Breathing ..... S 23
23. MUXART, R., STCHOUZKOY, T., FRANCK, J.-C.: Contribution à l'étude de la dissolution des calcaires par les eaux de ruisselement et les eaux stagnantes ..... S 24
24. GAMS, I.: Zur Ergänzung der vergleichenden Forschungen der Karstkorrosionsintensität ..... S 25
25. TRIMMEL, H.: Gedanken zur Abfolge von Entwicklungsphasen in Höhlen der alpinen Karstgebiete ..... S 26
26. JENATSCHKE, U.: Theorien zur Knöpfchensinterentstehung ..... S 27
27. BÖGLI, A.: CO_2-Gehalte der Luft in alpinen Karstböden und Höhlen ..... S 28
28. VIEHMANN, J.: Methoden für experimentelle Forschung im Studium der Eishöhlen ..... S 29
29. GOODMAN, L. R.: Ein Beitrag zur Frage der Laugung bei gleichzeitiger Anwesenheit von Sediment: Die Entstehung von Ruheflächen in Höhlen ..... S 30
30. FODOR, I.: Analytische Untersuchungen über die Luftbewegungsverhältnisse der Höhlen von Baradla und Abaliget in Ungarn ..... S 31
31. MOSETTI, C.: La Grotta Arnaldo Germoni No. 4429 V. G. nuova cavitá sperimentale ..... S 32
32. SCHILLAT, B.: Erscheinungsformen von gebrochenem Sinter und Diskussion der verschiedenen Ansichten ..... S 33
33. К.г.-м.н.АБАШИДЗЕ Е.М. ЦАСТВОРИМОСТЬ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР КАРБОНАТНЫХ ПОРОД,СЛАГАЮЩИХ ЧАШИ ВОДОХРАНИЛИЩ ПРИДГОРИЙ ХРЕБТА КАВКАСИОНИ ..... S 34
34. TRANTEEV, P.: Höhlenperlen aus Bulgarien - Genesis und Systematik ..... S 35
35. CIGNA, A. A.: Some Considerations on the Formation of the Limestone Caves ..... S 36
36. GRESSEL, W.: Die Ablagerung von Schwebestoffen aus der Luft und Ausbildung von Sinterformen in alpinen Höhlen und Bergwerken ..... S 37
37. PLANA PAÑART, P.: Exposicion de los trabajos del levaniamento topografico del complejo carstico de Ojo Guareña, Burgos, España ..... S 38
38. З.К.ТИНТИЛОЗОВ РОЛЬ ТОПОГРАФИЧЕСКОГО ФАКТОР А В ПЕЩЕРООБРАЗАНИИ ГОРНЫХ СТРАН НА ПРЕМЕРАХ ИЗВЕСТНЯКОВЫХ МАССИВОВ ГРУЗИИ S 39
39. AUBRECHT, K.: Excentriques - Probleme, Formen und Wachstum ..... S 40

Spéléologie et grottes dans la Laponie suédoise

LEANDER TELL (Norrköping / Suède)



Zusammenfassung:

Nördlich der Breite von 65° war aus Skandinavien früher hauptsächlich nur das Karstgebiet rings um die norwegische Stadt Mo i Rana bekannt, und man wußte wenig oder garnicht, ob Schweden ähnliche Phänome besitze. Internationale Veröffentlichungen über nordische Karstphänomen haben übrigens das schwedische Territorium leider nur oberflächlich behandelt. Es liegt dem Verfasser darum am Herzen, über Höhlen und Höhlenforschung in Lappland hier näher zu berichten. Es wird u.a. erzählt, daß Prof.G. Beskow (Universität Göteborg) ein Karstgebiet in Södra Storfjället schon in den Jahren 1923 - 1926 untersuchte, und Dr. G.Rasmusson (jetzt Sektionschef im staatlichen Naturschutzamt) in den Jahren 1951 - 1953 die 1100 m lange Lulletjårrohöhle entdeckte und kartographierte.

In einem Katalog von 1963 waren fünf lappländische Höhlen registriert, welche Anzahl im Supplement von 1966 auf 17 Höhlen gestiegen ist. In den letzten Jahren sind aber mehr als 50 Höhlen im fraglichen Gebiet bekannt geworden. Einige Mitglieder des Schwedischen Speläologischen Verbandes SSF haben z.B. die erforschte Länge der Lulletjarrohöhle um mehr als 100 m erhöhen können, und neue Höhlen sind bei Björkliden (Abisko) und Sulitelma entdeckt worden. Den interessantesten Fund haben Y.Freij und E. Johansson im Artfjällmassiv rings um den See Överuman jedoch gemacht und mit anderen Kameraden dann näher untersucht.

Es handelt sich um eine ausgebildete Karstlandschaft mit tiefen Dolinen, unterirdischen Flüssen und schwer zugänglichen Höhlen, die der komplizierten Mineralschichten wegen sehr unregelmässig, in Zickzackformen und in mehreren Stockwerken auftreten. Die Kalkschichten sind nämlich sehr schmal und dünn und oft fragmentarisch unter andere Gebirgsarten, wie Micaschiefer, Amphibolite, Phyllite und andere stark metamorphe vulkanische und eruptive Bildungen, zerstreut, was oft ein wirres Höhlenbild ergibt. Sowohl auf der nördlichen als der südlichen Seite des Sees treten Karstphänomene zutage, und man hat u.a. zwei ziemlich lange Höhlen gefunden: Sotbäcksgrottan mit mehr als 700 m Länge, und die eben so lange Mieskattjåkko, alle beide aktiv. Man hat die Mündung der unterirdischen Wasserläufe, die sich wahrscheinlich unter dem See befinden, noch nicht gefunden, weshalb man gute Hoffnung hegt, die Länge der Höhlen wesentlich erhöhen zu können. Es eröffnet sich auch die Möglichkeit, NE des Sees eine noch grössere Karstlandschaft zu finden.

Le public international intéressé doit avoir reçu une certaine impression d'une pauvreté de phénomènes dans la Suède du Nord par les études diverses de notre éminent collègue, le glaciologue connu dr. J. Corbel, quand il écrit p.e., qu'il n'y a "ni lapiaz, ni dolines, ni grottes", "aucune doline de dissolution", "pas de cours souterrains" et pratiquement pas de tubes" etc. /3.4/ Mais, comme je viens de constater i.a. dans mon livre sur la grotte de Balsberg /Arch. Spéléol. suédoi. nr. 7, Norrköping 1967/ il semble, que M. Corbel n'ait que très superficiellement décrit les phénomènes karstiques de notre pays.

C'est vrai que les grottes de la région de Mo i Rana dans la Norvège du Nord ont été et le sont encore plus connues, spécialement grâce au concours de clubs spéléologiques français et anglais i. a. Les grottes norvégiennes sont notamment concentrées à une bande calcaire étroite et ainsi facilement praticables. Sur le versant suédois le territoire karstique au contraire est beaucoup plus vaste et dispersé, ce qui put avoir empêché mainte visite de spéléologues étrangers. En effet il y existe de grottes considérables, des territoires karstiques vastes et une spéléologie suédoise du Nord plus en plus développée, ce que j'ai constaté i.a. dans un article dans la même publication que celle de M. Corbel /12/.

Au Sud de la Laponie on connaît déjà plus que vingt grottes dans le département Jemtland, entre elles les phénomènes de territoire karstique de Bjurälven, mentionnés i.a. par Corbel, et ce nombre s'augmente continuellement. Dans le Sud de la Laponie prof. G. Beskow /Université de Gothembourg/ a étudié le Södra Storfjället dans les années 1923-1926 et y a découvert un territoire karstique avec des eaux des eaux souterraines /1/., et dans l'extrême Nord de la province dr. G. Rasmussen/Université de Lund/ a découvert et étudié 1951-1953 la longue grotte de Lulletjärro NW du Lac Torneträsk, avec ses 1 100 m longtemps considérée la grotte la plus longue du pays /2/7/9/.

Dans mon catalogue préliminaire de grottes suédoises de 1963, j'ai noté cinq grottes dans la Laponie, mais déjà dans le premier supplément de 1966 j'ai pu nommer douze grottes ultérieures, toutes au-dessous 63°N, et en écrivant ces lignes nous connaissons plus que cinquante grottes laponnaises, la plupart situées au-dessus 66°N. Co résultat est principalement obtenu grâce au travail tenace de quelques membres de la Société suédoises de Spéléologie SSF notamment MM. L. Axelsson, Y. Freij, M.Gaerusjov, G. Herndal, E. Johansson, A. & R. Lindén et L. Ryheden.

La découverte la plus intéressante appartient aux MM Freij et Johansson, qui ont organisé les années dernières trois expéditions au territoire karstique de l'Artfjället S et N du Lac Överuman, pour étudier au fond un paysage karstique qui semble équivaloirle le Karst connu norvégien de l'autre côté de la frontière. C'était en poursuivant les traits calcaires dés le Karst norvégien dans la direction NE sur la côté suédois qu'ils ont trouvé les mêmes phénomènes. Et, déjà au commencement des recherches, ils rencontraient des grottes, des dolines et des eaux souterraines:

Les recherches en question sont pourtant un peu plus difficiles ici que sur le côté norvégien, parce que le paysage suédois fut beaucoup plus tourmenté par des mouvements tectoniques, spécialement ceux-ci du caractère Calédonien et Varisquien. Une publication récente du Bureau suédois de Recherches géologiques vient de montrer la complexité énorme des couches tourmentées de cette région, où les traits étroits calcaires brisés ne sont que des fragments dispersés entre des schistes de mica, amphibolites, phyllites et diverses formations volcaniques et éruptives, fortement métamorphisées./8/. Les traits calcaires consistent souvent de chaux présilurinnes, et le plus souvent d'un marbre métamorphique très dur. Pour cette raison une grotte rarement peut montrer un profil tranquille normal; au contraire elle montre la même complexité que p.e. les gouffres Pierre St.Martin et Berger, mais en miniature.

Le système hydrologique de la région dépend naturellement de cette morphologie géologique, et les eaux s'infiltrent par des fissures très irrégulières, passant d'une couche minéralogique à l'autre. Mais aussi une autre circonstance se présente, notamment la différence entre les versants W et E de la montagne Kölen formant la frontière norvégo-suédoise. Pendant l'époque glaciaire la fonte était beaucoup plus rapide et considérable vers l'Quest et l'Atlantique, que sur le versant de l'Est, c'est-à-dire sur le territoire suédois, où la masse de glace a resté longtemps, et où la fonte était très lente. M. Corbel a bien décrit les terrasses naturelles de la Suède du Nord, quelles s'étendent sur plus que 300 km vers SE d'une altitude d'environ 1 000 m jusqu'au bord de la Baltique /4/. Ces terrasses sont traversées par beaucoup de lacs étroits, fleuves et rivières rapides dans la même direction SE.

La fonte de la couche épaisse de glace fut l'origine d'une hydrologie souterraine très compliquée, à cause de la morphologie mentionnée, et pendant cette fonte lente les eaux ont créé un filet de chenaux croisant, mais aussi des cavités avec plusieurs étages.

En conquérant cette complexitéMM. Herndal et Lindén ont étendu la longueur de la grotte Lulletjärro au-dessus 68°N envir. 100 m et découvert plusieurs grottes nouvelles à Björkliden/Abisko/, entre lesquelles se trouvent deux grottes au-dessus 67°N Kappasjåkk resp. 250 et 420 m longues. Dans la région de Sulitelma, aussi au-dessus 67°N ils ont recherché quelques grottes nouvelles et plusieurs eaux souterraines. Mais, pour retourner aux découvertes de MM. Freij et Johansson, les phénomènes les plus intéressants sont faits dans les environs de la montagne Artfjället 66°N vis-à-vis de la région norvégienne de Mo i Rana.

Le territoire en question s'étend autour du lac Överuman, tout pres de la route nationale nr. 371 entre Umeå et Mo, avant le passage de la frontière. Déjà sur le bord N du lac les recherches ont trouvé une dizaine de grottes avec une hydrologie souterraine, dont celle de Mjölkbäcken paraît être la plus promettante pour des investigations futures. Trente autres grottes se trouvent dans les environs, entre lesquelles se trouve celle de Stbäcken sur le versand N de la montagne Artfjället. La côte s'étend très plaine vers le bord S du lac, et les eaux d'infiltration ont eu et y possèdent encore des parcours lents et longs, exepté aux temps des crues.

Entre plusteurs fissures et fentes se trouvent quelques dolines évoluées, dont l'une est 30 m profonde, avec le fond comblé de neige, où un glacier se perd dans le flanc. On entend le murmure de rapides cascades souterraines, ce qu'attirait MM. Freij et Johansson de descendre par une échelle de corde. Après maintes difficultés i.a. un long passage sous des cascades glaciales, ils ont trouvé que la doline est l'entrée d'une grotte considérable. Au cours de la prmière expédition on a mesuré une longueur de 500 m, mais les expéditions suivantes ont trouvé que la grotte est plus que 700 m longue et possède des salles, des chenaux et tunnels à au moins trois étages. La doline d'entrée que l'on a nommé "La cratère du Diable" vu qu'elle s'est montrée tant difficile.

L-investigation est beaucoup empêchée par l'alternance des couches minéralogiques, et il faut toujours conquérir des fissures étroites, des puits profonds, des châtières et des cascades et siphons glacials. Au temps de fonte l'eau semble fortement attaquer les traits calcaires, grâce au contenu de CO_2. Dans ces traits, étant pourtant étroits et dispersés, l'érosion corrosive se poursuit très irrégulièrement, et dans le procès les autres minéraux p.e. le mica-schiste, sont pour cela attaqués aussi, mais naturellement très peu, dont suit un plan et un profil de grotte en zigzag accentué.

La région NE de la même montagne, Artfjället, montre un caractère semblable, et on a réussi de pénétrer très loin dans des grottes là aussi. Cette région est nommée Mieskattjåkko après une rivière essentiellement souterraine,et on vient d'en trouver quelques grottes d'une longueur de plusieurs centaines de Mmètres. Les résurgences manquant, les eaux doivent s'enfiler au-dessous du niveau du lac, et, considérant les distances en question, les grottes devraient s'étendre plus qu-un kilomètre. Tout ceci est très encourageant, et SSF y aura un champ sûr d'investigations pendant plusieurs années. Mais, ce n'est pas tout. La région NE du lac Överuman est encore plus promettante, parce que les lapons parlent de "cratères" beaucoup plus imposants, d'autres abîmes profonds et de longues grottes. Le territoire en question est pourtant très vaste, sauvage et plus inaccessible, mais d'autant plus séduisant.

LITTERATURE:

1. - Beskow, G., Södra Storfjället im südlichen Lappland, SGU série C nr. 350, Stockholm 1929.
2. - Bjurulf, Hj., Till Sveriges längsta grotta, Sveriges Natur nr. 4 - 1955.
3. - Corbel, J., Karsts et glaciers en Laponie, Revue de Géogr. Lyon t. XXVII 1952.
4. - Corbel, J., Les phénomènes karstiques en Suède, Annales de Géogr. nr. 3-4, Stockholm 1952.
5. - Freij, Y., Ett nyupptäckt grottområde vid Överuman, Grottan nr. 2 & 3 vol. 1. - 1967.
6. - id. et Johansson, E., Karstgrottor i Överumanområdet, Grottan nr. 2 vol 2.-1967.
7. - Lindberg, K., Grottes et spéléologie en Suède, Rassegna Spe. Italiana nr. 3-4 Como 1956.
8. - Nilsson, G., Berggrunden inom Blasjöområdet, SGU série C nr. 595 Stockholm 1964.
9. - Rasmusson, G., Uppkomsten av ett gångsystem i Lulletjårrogrottan, Svensk Geogr. Årsbok, Lund 1955.
10. - Tell, T., Underjordens vackra värld, Stockholm 1955.
11. - id. Speleologiska studier i svensk natur, Archives spéléol. Suédoise nr. 4 Norrköping 1964.
12. - id. Some remarks on Swedish Speleology, Annales de Géogr. vol. 47 série A nr. 1, Stockholm 1965.
13. - id. Grottor och grottforskning i Lappland, Svenska Dagbl.6/8 Stockholm 1968.

Diskussion:

GAVRILOVIC (Beograd). - Ich möchte gerne die Frage stellen, wann sich die 1.500 m lange Höhle gebildet hat und wie alt das Karstrelief in Lappland ist? Wir wissen, daß dieses Gebiet während des Pleistozäns von Gletschern bedeckt war.

TELL. - Nich nur durch die verschiedenen Eisdecken, die das schwedische Territorium mehrmals abgehobelt haben, sondern durch ältere und jüngere Tektonik ist die schwedische Landschaft wesentlich umgeformt worden. Dünne, metamorphisierte Kalksteine zwischen ebenso dünnen Schieferschichten würden eigentlich wenig Möglichkeit für eine Höhlengenese bieten, wenn die ganze Schichtfolge nicht schon durch die Kaledonische Verwerfung u.a. verwirrend zerstört wäre und daher Spalten und Klüfte enthielte. Die Kambrisch-prökambrische Scholle ist verhältnismäßig sehr dünn, manchmal nur 100-150 m direkt auf dem Urgebirge gelagert. G. Rasmusson (1957) u.a. meinen, daß eine gewisse unterirdische Wasserführung schon im Tertiär stattfand. Das jetzige Karstrelief ist jedoch durch die Eis- und Schmelzwasserströme der Quartärzeit entstanden.

The sandstone caves of Mt Moffatt Station, southern Queensland, Australia - speleogenesis, cave deposits and aboriginal occupation

E. B. JOYCE (Department of Geology, University of Melbourne, Victoria, Australia)

Abstract

Detailed information available from an archaeological study of cave deposits has helped to explain the origin of an unusually large sandstone cave, and throw light on the development of similar caves elsewhere, as well as on possible climatic changes during the past 20,000 years.

Introduction

With the obvious exception of lava caves, caves in non-limestone rocks receive little attention in the literature. There are many reasons for this, among which are the lack of cave decoration, the simplicity of the cave plan and the generally short length of the cave. The caves to be described are unusual. One cave is over 300 feet in total passage length, with two levels and a number of entrances. Although the decoration associated with limestone caves is lacking, there is compensation in the aboriginal art of the daylight sections. Most important of all is the cave fill, which studied in conjunction with observations on present-day weathering, helps explain the history of the caves.

Excavation of the deposits in two caves has shown them to be important archaeological sites. Carbon dates obtained throughout the deposits help to construct a detailed picture of the building-up of the cave fill, and so of the cave development.

The detailed archaeological and geomorphological findings have already been published (Mulvaney and Joyce, 1965), and this paper is to show how the work undertaken for archaeological purposes has led to an understanding of the development of caves in sandstone.

The Area

Mt Moffatt Station is in southern Queensland, on the southwestern side of the Carnavon Range which forms part of the Great Dividing Range of Queensland (Fig. 1). Charleville is the nearest town, 150 miles to the southwest, and Brisbane is nearly 400 miles to the southeast.

Major Thomas Mitchell explored the area to the west in 1846, and the divide was entered in the late 1870s, gaining notoriety in 1902 when the cattle-duffing Kenniff family shot a mounted policeman and a station-manager and cremated the bodies over a large, flat sandstone slab.

The valley floors and surrounding cliffs are in the Lower Jurassic Precipice Sandstone (Mollan, 1967), a fluviatile medium to coarse-grained cross-bedded white quartz sandstone, which may be either very friable and porous, or a hard quartzite as in the Kenniff Cave area. The sandstone has a low regional dip to the south, and is a major aquifer for the Great Artesian Basin. The Jurassic rocks are overlain on the Divide by basalt flows of Oligocene to Miocene age which are up to 1,000 feet thick. Below the flows laterite and a fine-grained siliceous rock called "billy" may be found.

The areas of basalt flows have been dissected, leaving tablelands rising two or three thousand feet above sea level (Story et al., 1967). The streams have cut down into the underlying sandstone, giving wide alluviated valleys with steep walls up to 600 feet high, and locally forming deep gorges (Fig. 2). Around the base of the steep valley walls, screes of basalt, billy and quartzite spread across the valley floor and choke the gorges with large boulders.

Climate

The average annual rainfall of the area is 26 inches (660 mm), but it may vary from as little as 12 inches (305 mm) up to 62 inches (1575 mm) in a year. Much of the rain falls in summer, and the average amount of evaporation greatly exceeds the average rainfall in every month of the year (Climate of Central Highlands, 1962).

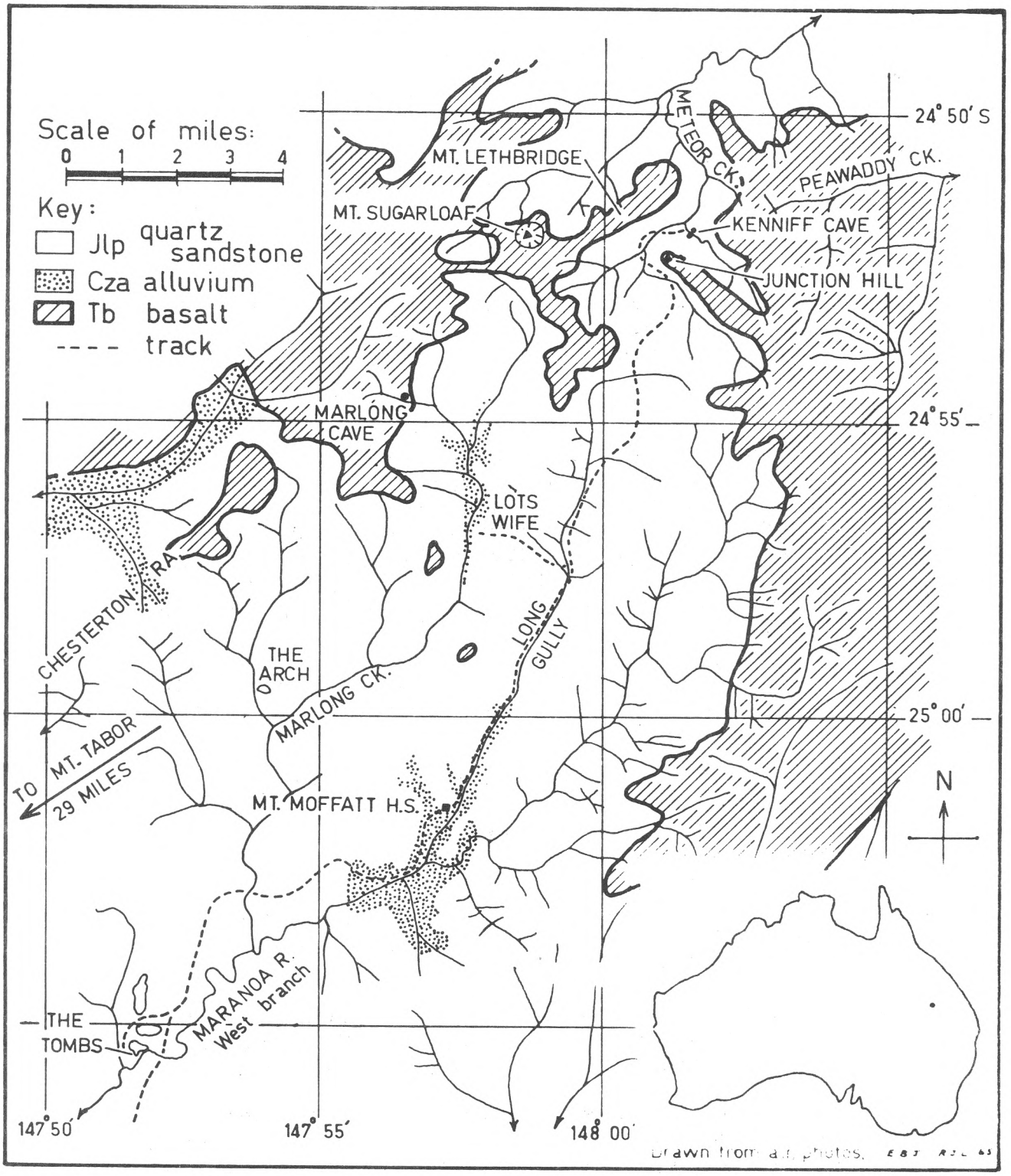
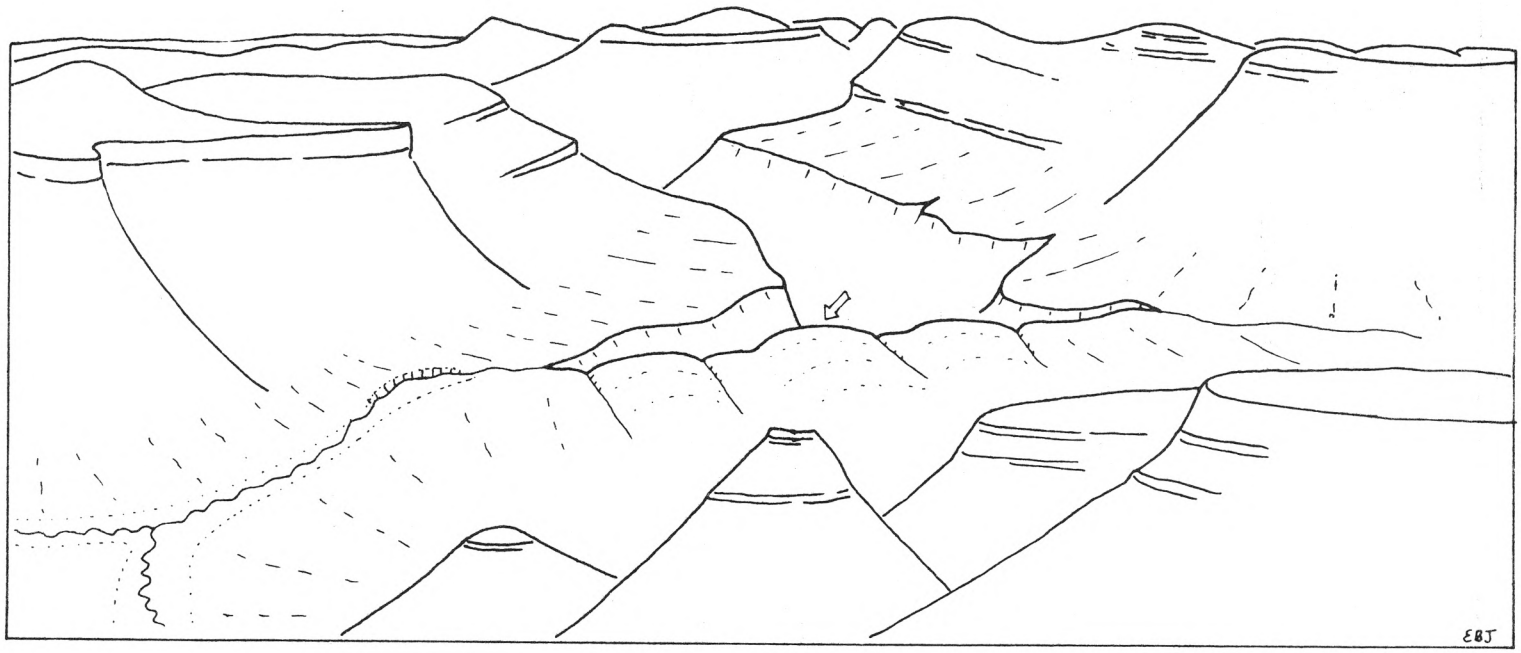
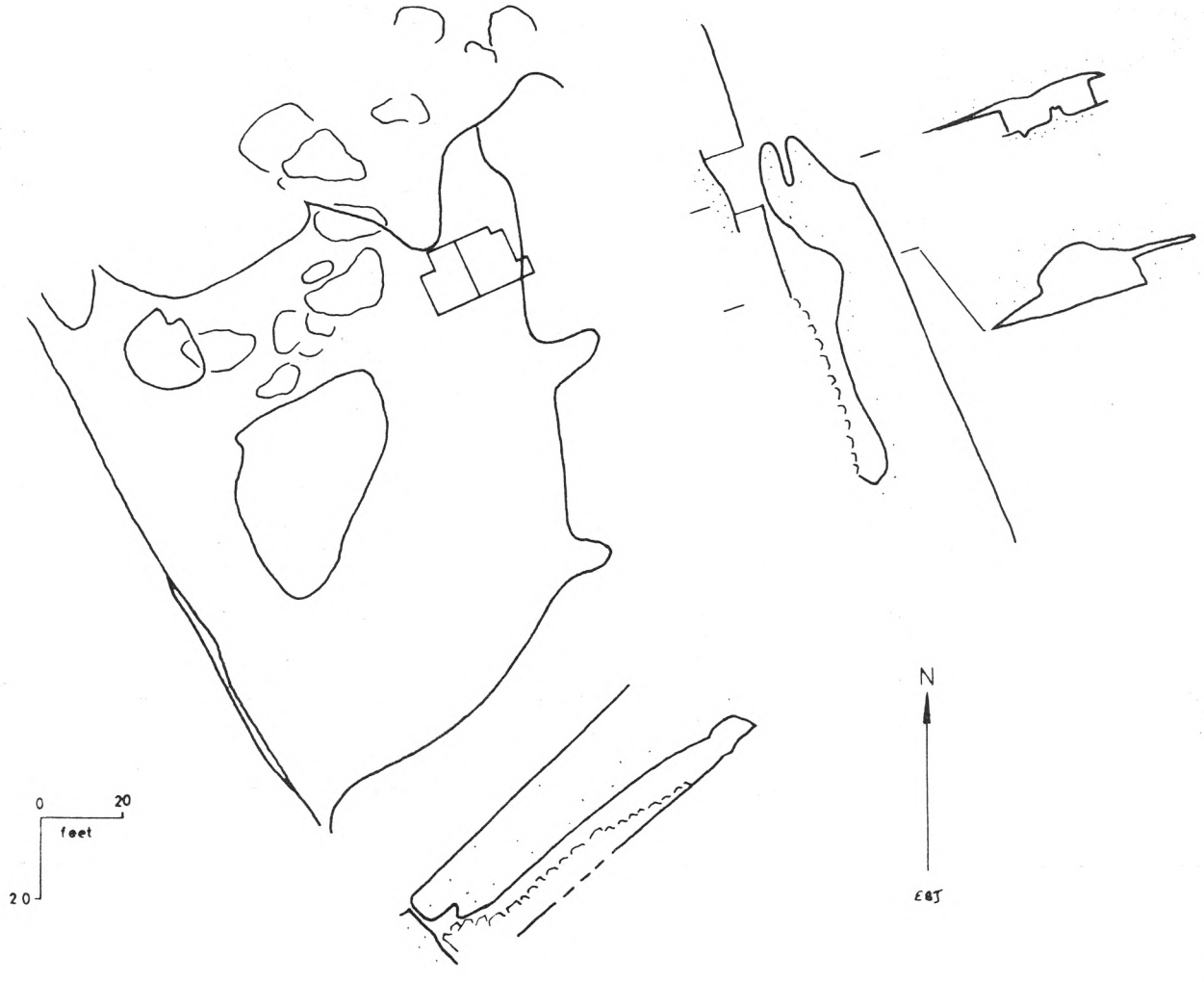


Fig. 1 Detailed map of the Mt Moffatt area (Inset map shows location)

Fig. 2 Sketch looking northeast over Junction Hill, down Meteor Creek. Arrow indicates site of Kenniff Cave. (Drawn from photographs, E.B.J.)

Fig. 3 Plan and sections of Kenniff Cave (Grade 5 survey, E.B.J. & R.B. 23 Aug 64)


EBJ


0
20
feet
20
N
EBJ

KENNIFF 1964

VERTICAL SECTIONS IN TRENCH 'C'

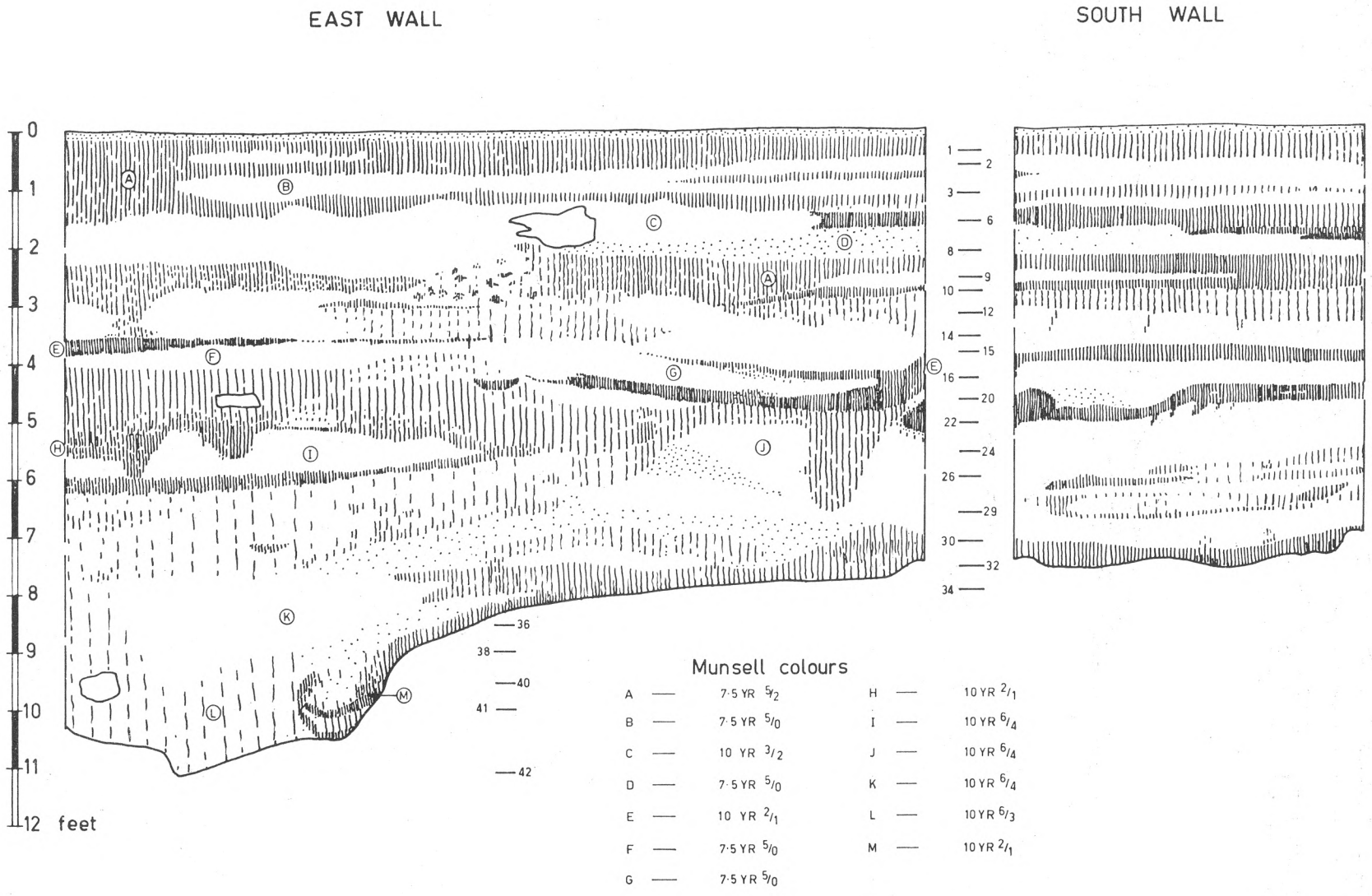


Fig. 4 Sections in deposit at Kenniff Cave, 1964 (D.J.M.)

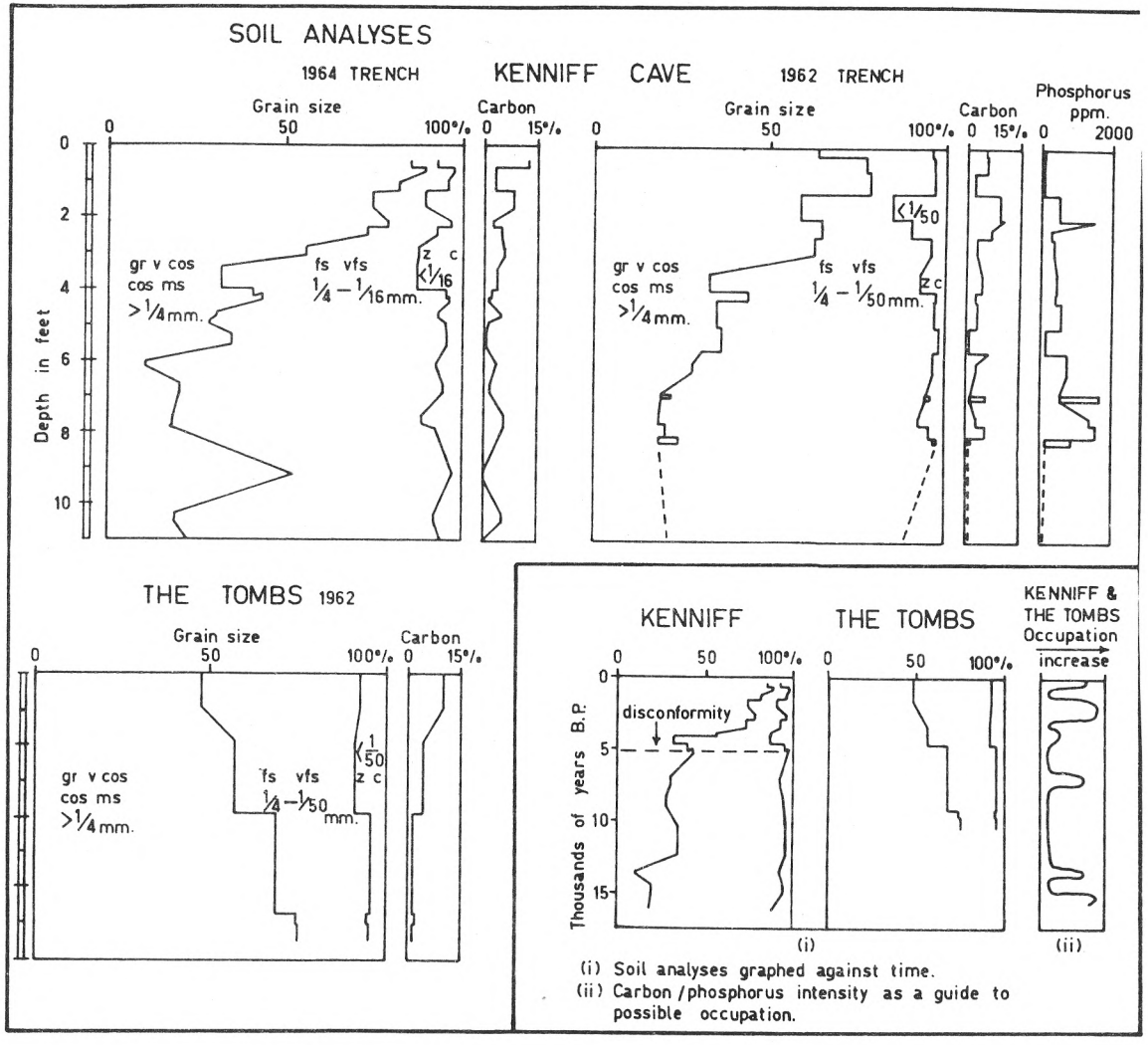


Fig.5 Graphs of soil analyses at Kenniff Cave and The Tombs, plotted against depth and time.

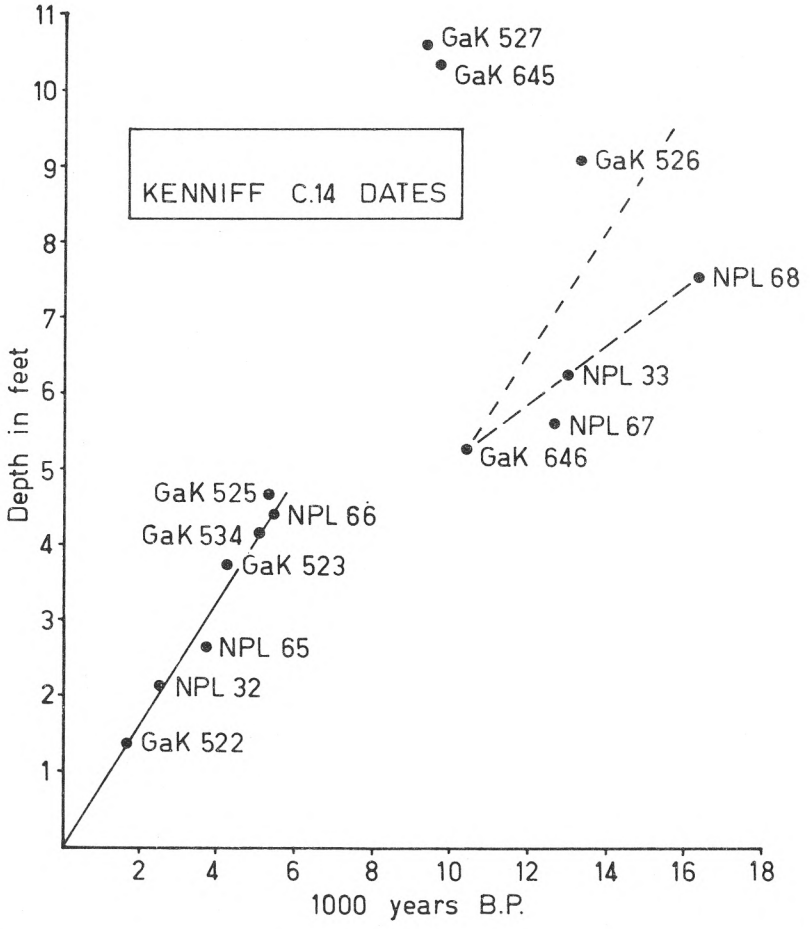


Fig. 6 Graph of radiocarbon dates against depth.

The average maximum temperature for the year is about 80°F (27°C) and the average minimum 55°F (13°C). December and January are the warmest months, with a maximum of 90°F (32°C) and a minimum of 66°F (19°C). July is the coldest month, with a maximum of 68°F (20°C) and a minimum of 41°F (5°C). Frosts may average 20 to 30 a year, occurring from June to August, and the sheltered valleys are particularly affected.

Kenniff Cave is in a valley approximately 2,300 feet above sea level, with the surrounding tableland rising to 3,000 feet. The Tombs is in a sandstone residual on an alluvial plain at an altitude of 1,900 feet. The vegetation in the area is of the savannah type, with tall grass on the plains, and timbered hills.

The Caves

Kenniff Cave is in a quartzite-capped sandstone ridge about 60 feet above Meteor Creek (Fig. 2). The cave is rectangular in plan with 300 feet of horizontal passage. Above the western passage is an upper cave developed for 60 feet along a joint which opens to the surface. Collapse has occurred into the lower passage, and a further collapse in the northwest corner of the main cave has admitted daylight. A sandy floor extends throughout the cave at a constant level with extensive rock fall resting on it in places (Fig. 3).

The cave averages about 10 feet high, with the roof between 10 and 20 feet below the ground. The passages are about 25 feet wide, but generally have no definite edge as the roof slopes down at a low angle to meet the floor. At the excavation site the roof is less than one foot above the floor (Fig. 3). In plan the cave is controlled by joint directions, while in section the horizontal bedding and the cross-bedding control the cave shape.

The Tombs is the name given to a cave about 35 feet long and 15 feet wide, and 1 to 3 feet high, developed in the base of a sandstone cliff (Fig. 1). The cliff is undercut for some distance giving a continuous shelter some 10 to 15 feet deep with the main cave penetrating further in. Both the cave and a section of the shelter were excavated. The shelter excavation extended over 6 feet in below the cliff base, with the roof continuing to slope down and inwards, and the floor reaching a depth of 7 feet.

The Marlong Plains Cave has a 15 feet high entrance, and extends back for over 30 feet into a sandstone valley wall at the headwaters of Marlong Creek (Fig. 1). It follows a horizontal bedding plane, and has a sand floor of unknown depth with some rockfall. The cave is unsurveyed and was not excavated.

Numerous other small caves are found in the sandstone, generally at the base of the cliffs which form the valley walls. Most are little more than shelters or shallow holes. Another type of shelter of interest as possible aboriginal occupation sites is formed beneath fallen sandstone blocks, particularly where later erosion has undercut the fallen block.

The caves of the area are briefly described in the Speleo Handbook (Matthews, 1968, p. 209) where they are numbered as follows - Kenniff Cave, MF-1; The Tombs, MF-2; Marlong Plains Cave, MF-3.

Cave Deposits

The deposits consist of poorly to well-stratified pale-brown to grey quartz sand, with some larger pieces of rock, as well as much charcoal and aboriginal artefacts (Fig. 4). Detailed descriptions can be found in Mulvaney and Joyce (1965). The deposit in Kenniff Cave is particularly well stratified (e.g. see plate in Mulvaney, 1966, p9), and most of the following comments apply to this deposit. The deposit at The Tombs contains extensive rock fall and is in thicker and less regular layers.

At Kenniff Cave the rock is of sub-rounded quartz grains with a diameter of about 0.5 mm. Secondary growth of quartz around the grains has produced a tough, compact rock, flaking cleanly, and the aborigines quarried this stone for implements just near the cave site. While this rock forms the roof of the cave, the walls are of a softer sandstone, with larger intergranular spaces, and removal of the weak matrix of siliceous cement by percolating water allows the rock to crumble into individual grains.

At The Tombs the rock is a white, micaceous cross-bedded sandstone, containing rounded pebbles, and is in general coarser than at Kenniff Cave. It is soft and crumbling except where the surface is case-hardened. At both Kenniff Cave and The Tombs the rock is non-calcareous.

The material making up the cave deposits is identical with that weathering from the present cave walls and ceilings. The layers at Kenniff Cave are remarkably continuous in extent over the excavated area of more than 30 square yards. Material added to the floor must have been spread evenly, probably by man and animals, and the cave floor has generally been as level throughout its history as at the present day.

The deposit at Kenniff Cave is coarse sand from the surface down to a depth of 3 1/2 feet, then 1 foot of sand, with the lower 6 1/2 feet consisting of fine sand (Fig. 5). The upper 5 feet of deposit at Kenniff Cave is in light-grey to dark-grey layers from 2 inches to 6 inches thick, with the colour related to the amount of organic matter (Fig. 4). Below 5 feet the deposit is less regular, with thicker pale-brown layers alternating with dark-grey layers, the browner colours being due to iron-staining of the quartz grains. Crumbling bedrock is met around a depth of 11 feet, and has a size analysis almost identical with that of the lowermost layers.

The surface of the cave floor at present is loose grey sand a few inches deep which becomes more compact with depth. Much organic material is mixed with the sand, including pieces of wood and bark and the husks of cycad fruit (Macrozamia hopei), as well as small amounts of bone material, and bat guano.

Weathering

The sandstone in which the caves are found shows the weathering features which have been previously described for sandstone, granite and other rocks which develop cavernous weathering. Such weathering can occur in temperate areas, but is most commonly seen in arid and semi-arid areas, and early writers suggested that wind action played a part in developing such features as tafoni.

In this area case-hardening of exposed rock may be followed by breaching and etching out of the softer material behind, and so various types of tafoni and small cavities are produced. Within these hollows exfoliation and the formation of flakes a few mm thick takes place. Granular disintegration of the fallen material and of the original rock also takes place. Both small and large blocks break away along bedding planes, cross-bedding and joints, particularly in the more resistant quartzite. At the surfaces some unusual types of weathering may occur, with quartzite undergoing blocky disintegration and fine grazing of the surface, while unloading or "topographic jointing" at the surface is associated with case-hardening and the formation of unusual ridges, mounds and tunnels on the quartzite. Cylindrical pipes about 1 foot (30 cm) in diameter and up to 10 feet or 15 feet long are found in the quartzite near Kenniff Cave. Their interiors are case-hardened, and they may have siliceous stalactites and stalagmites up to 3 mm long.

Two unusual weathering features are The Arch and Lot's Wife (see Fig. 1). The latter is a column about 100 feet (30 m) high and less than fifty feet (15 m) across, while the Arch is a natural arch spanning nearly 100 feet (30 m), although only a few inches wide and less than 2 metres thick at its centre.

Radiocarbon Dating and Rates of Cave Deposition

Fourteen radiocarbon dates were obtained within the 11 feet of the deposit at Kenniff Cave and three further dates from the deposit at The Tombs (Mulvaney & Joyce, 1965, p.168). These dates are shown graphically in Figure 6.

There was a noticeable time break in the Kenniff Cave deposit between 4 1/2 and 5 1/4 feet in depth, covering the period from about 5,400 to 10,300 B.P. This is discussed later

In the upper five feet of deposit at Kenniff Cave there was an even rate of deposition of 0.85 feet a thousand years (1 inch or 26 mm per century). Below this depth the rate is not as clear. One of the lines given on the graph suggests a rate of 0.4 feet a thousand years (1/2 inch or 12 mm per century). Two dates in the lower foot of the deposit are anomalous, and no explanation can be suggested (see discussion in Mulvaney and Joyce, 1965, p.170).

At The Tombs site the three dates available suggest a general rate of deposition of about 0.75 feet a thousand years (just less than 1 inch per century or 23 mm per century over the past 10,000 years). At this site there seems to have been a time break also, between 9,400 and 3,600 B.P.

Aboriginal Occupation

In the late 19th Century, white settlement of the Mt. Moffatt area overlapped with the last tribal activity of the local aborigines, who were soon displaced. Today aboriginal art survives on the walls of caves, and could be 80 years or more in age.

Most of the aboriginal art is negative stencils of hands, made by holding the hand against the wall and outlining it with red or red-brown ochre, probably blown on wet.

Evidence of aboriginal occupation occurred throughout the excavated material at Kenniff Cave, from at least as far back as 16,000 B.P. up to virtually the present day. At The Tombs site the earliest occupation began perhaps 10,000 years ago. Much of the artefact stone is the local quartzite, and there is a native quarry site next to Kenniff Cave, in the same material as the cave. Other rock types found in the cave deposit included basalt, chert, jasper, quartz pebbles, and 'ochre' (from weathered basalt), all of which would have been available locally. Over 800 stone artefacts, excluding cores and hammerstones, and almost 22,000 waste flakes and chippings were obtained from the approximately 86 cubic yards excavated at Kenniff Cave, making it a rich site in Australian archaeology.

From the base of the deposit to within 4 feet of the surface the artefacts were all varieties of scraper which appear to have been utilized for handheld purposes, and Mulvaney suggested that they were not hafted (Mulvaney & Joyce, 1965, p.172). Above 4 feet "delicately retouched microlithic" artefacts were found, and these were evidently hafted in composite tools. Non-hafted artefacts were however still present in the upper 4 feet of the deposit, and in the upper 12 inches hafted and non-hafted artefacts were both important. The break between hafted and non-hafted artefacts occurred well above the time gap from 4 1/2 to 5 1/4 feet, and above a stratigraphic disconformity at a depth of 4 feet 6 inches (see Mulvaney, 1966, figure on p6).

The intensity of occupation may be reflected in the amounts of humus, carbon and phosphorous present in the cave deposit. These three materials vary together, and also with the amount of silt and clay, and in figure 5 a generalized graph of occupation against time has been drawn from these variations. Occupation commenced in Kenniff Cave in the late Pleistocene, and was "intense" some 17,000 to 15,000 years ago. About 10,000 years ago, deposition also commenced at The Tombs site, but it was not until about 5,000 B.P. that occupation at both sites again became more "intense".

Some time after 5,000 B.P. the texture of the material being deposited at Kenniff Cave became coarser, while at The Tombs the deposit became finer (see Fig. 5). Intenser occupation of the sites seems to correlate with generally poorer sorting of the material in the deposit, and an increase in the amount of silt and clay. Both these effects could be due to the carrying in of material by man. However, the differences after 5,000 B.P. at the two sites may be explained by the aspect of the caves. Kenniff Cave faces north and is not generally open to the wind, while the Tombs site faces the dominant southerly winds across an open scree-slope and flood plain 1 to 2 miles (2 to 3 km) wide, from which silt and fine sand may have been carried into the cave. An alternative explanation is that the supply of material to the cave deposits at each site has changed as the caves weathered upwards into respectively coarser and finer material than before.

Even during this period of intenser occupation from 5,000 B.P. onwards, the variation in the individual layers shows that occupation was irregular. For instance, it is uncertain whether a layer 2 to 3 inches thick took 200 to 300 years to form, or was deposited much more quickly, to be followed by a period of little or no deposition.

Cave Origin and Development

In soft sandstone tafoni and small caves and overhangs will form by granular disintegration of the rock, particularly when moisture is moving down the rock faces and into the cavities. Wind action will help remove weathering products from the cavities, or they may be washed out by water. A case-hardened surface helps to maintain the edges and roof of such cavities, and prevent them collapsing in the early stages of development.

The size of such a cave is limited, but in some cases development may continue. If the cave develops along or intersects joints, water may enter at the back and help to break down and remove the soft sandstone. In this way caves up to 30 or 40 feet long can develop. The back of such caves is well beyond the influence of processes which act at the cave entrance. Once formed, a cave of this size may develop other features such as collapse entrances or openings to the surface along enlarged joints.

The development of Kenniff Cave has been influenced both by the vertical joint pattern and the sub-horizontal bedding (Fig. 3). As the soft sandstone was removed the hard quartzite above has formed a strong roof. It is not clear whether the quartzite is due to original differences in lithology or to past-depositional weathering.

At the time deposits began to accumulate in Kenniff Cave, there was no gorge below the cave mouth as at present. Instead, the cave opened to a wider valley floor near its own level. The original cave was able to develop closer to the water table and may have been formed by groundwater draining down joints and along more permeable sandstone beds into the creek. About the time cave deposits began to accumulate the gorge had been cut back past the area of the cave, which then became well-drained, as it is at present.

The lack of structures in the cave deposits show that water action has been unimportant during deposition. However, the lowermost artefacts recovered in contact with the cave floor appear to be part of a lag deposit, in which the larger aboriginal flakes are in greater amount and the corresponding finer flakes in smaller amount than in the layers above (Mulvaney & Joyce, 1965, p 179 & Fig. 15). At this early stage of cave deposition there may have been water action within the cave.

Having been formed by water action, the cave continued to develop during the Quaternary by weathering upwards and depositing material on the floor. The rising fill was of lower density than the local rock and overtook the rising roof in places particularly in the centre of the cave area (see Fig. 3) where weathering was probably slower than above the present passages where joints help the weathering to proceed more quickly. At present the main cave entrance is almost closed by the rising fill so that the area in front of the cave has been reduced to the status of an overhang as far as the aboriginal occupation is concerned.

Most of the cave deposits are formed by granular disintegration, flaking, exfoliation and blocks falling from the cave walls and roof. This material represents a depositional sequence covering perhaps 20,000 years, and may show the effects of the climatic changes which occurred during this period.

Discussion

Evidence from aboriginal artefacts and from rates of cave deposition based on radiocarbon dating, together with changes in the material being deposited, give a picture of the development of the caves.

A temporal break in deposition occurred at Kenniff Cave between 10,300 and 5,400 B.P. when only a few inches of sand represent a period of about 5,000 years extent. At The Tombs during the same period, deposition did not cease although mostly rock rubble was deposited.

During this period there was little aboriginal occupation at Kenniff Cave, with no concentration of artefacts and charcoal, or of phosphorous (see, for example, Fig. 8 in Mulvaney & Joyce, 1965). This cannot be explained by deposition and later removal of material, as there is only one erosional feature in the deposits at Kenniff Cave, and this occurs higher in the sequence, less than 5,000 years ago, when a "trench" was formed and later infilled. Elsewhere both above and below this level the layers are undisturbed by erosion.

The lower part of the cave fill, below 4 1/2 feet, has suffered from leaching and redistribution of organic material, giving patchy colouring and this suggests that moisture was moving down through the cave deposit perhaps 5,000 years ago. The main evidence of the general dryness of the cave deposit is the lack of leaching of the phosphorous, high values being found closely overlying low values, showing that even in the very acid conditions, little downward movement has occurred.

At The Tombs a less well-defined time break occurred sometime between 9,400 and 3,600 B.P. and as at Kenniff Cave, the site was mostly abandoned by man during this period.

It has been suggested that the temporal break and lack of occupation might be due to a more arid climate than before or after that period the caves' history (Mulvaney & Joyce, 1965, p.167). This could account for the decrease in the rate of cave fill, or its cessation during this period, when lack of moisture in and around the cave would lead to a decrease in the rate of weathering.

Perhaps a decrease in occupation by man and animals also accounts for the decreased deposition, as man plays a large part in carrying material into the cave, as well as altering the cave atmosphere with his fires and his own presence, and not least by helping to remove material from the walls and ceiling by contact with them.

Whether the temporal break is due solely to climate or in part to man's absence, a climatic change which can slow down the rate of weathering is indicated, and a drier climate, or much warmer climate, decreasing the importance of water, is suggested.

Other workers in Australia have suggested a thermal maximum in the mid-Holocene, but most of the evidence has come from much further to the south in Australia, and extrapolation would not be justified at this stage.

From more than 16,000 years ago up to 10,000 years ago the relatively slow rate of deposition suggests a climate somewhat drier than at present. From 10,000 to 5,000 years ago even drier conditions prevailed. After that period the faster rate of deposition indicates faster weathering under a climate perhaps similar to that found in the area today.

Summary

During the lower Tertiary the sedimentary rocks in which the caves are found were weathered and a duricrust was formed. Lava flows of Oligocene and Miocene age formed a capping over the area, and during the upper Tertiary this was partly eroded, giving both deep gorges and elsewhere wide valleys, while basalt-capped plateaus remained, particularly along the divide. Colluvium from the steep valley walls was deposited in the valleys during the late Tertiary or Pleistocene, then partly removed by further stream action and a series of alluvial terraces deposited.

Meanwhile a number of structural knick-points were working back towards the divide. Kenniff Cave had initially developed in a wide valley near the divide, but some 20,000 years ago the head of a gorge worked upstream beyond the cave site, leaving it perched above a steep 60 feet high cliff.

Deposition began in the cave, and after a break from 10,000 to 5,000 B.P. it continued to the present day. Aboriginal occupation extended through a period of over 16,000 years.

Near the present day, a number of large blocks fell from the roof of Kenniff Cave and lie on the surface of the cave deposit, while further fine material continues to accumulate at the present day.

Conclusion

Detailed information available from an archaeological study of cave deposits has helped to explain the origin and development of an unusually large sandstone cave, and throws some light on the development of similar caves elsewhere, and on possible climatic changes during the past 20,000 years.

It is not likely that such information could have been obtained in more accessible areas, where the fill has commonly been turned over by previous searchers for artefacts. The need to leave such work to qualified excavators, and also to leave, as at Kenniff Cave, undisturbed areas for later workers with new techniques, is obvious. Only in this way can the maximum information be obtained for archaeologists, speleologists and geomorphologists.

Acknowledgements

This geomorphic study was made by the author during excavations in 1964 by a team led by D. J. Mulvaney, Department of Anthropology, Australian National University, Canberra. Previous excavations were carried out in 1960 and 1962, and many workers took part (see Mulvaney & Joyce, 1965). D. A. Casey made the first surveys of the caves, and was responsible for the photographs. R. J. Lampert drew or redrew many of the figures. R. Baker assisted with the resurvey of Kenniff Cave. A. J. Lamb, J. Gausden and V. Biskupsky carried out soil and chemical analyses.

Particular thanks are due to J. M. Bowler for criticisms and suggestions for the geomorphic investigation. The Mt Moffat study was essentially archaeological, and owes its inspiration and completion to D. J. Mulvaney, to whom I acknowledge a deep debt.

References

Climate of Central Highlands Region 11 - Queensland, 1962, Bureau of Meteorology, Melbourne

Matthews, P., (ed.) 196- Speleo Handbook, Australian Speleological Federation, Broadway, Australia

Mollan, R. G., 1967 Explanatory notes Springsure, Qld. 1:250,000 Geological series sheet SG/55-3 International Index
Bur. Miner. Resour. Explan. Notes 2nd Edition

Mulvaney, D. J., 1966 The Prehistory of the Australian Aborigine
Sci. American, 214 : 84-93

Mulvaney, D. J. and Joyce, E. B. 1965
Archaeological and Geomorphological Investigations on Mt Moffatt Station, Queensland, Australia
Proc. Prehist. Soc., 31 - 147-212

Story, R., et al., 1967 Lands of the Isaac-Comet area, Queensland.
OSIRO Land Research Series No. 19

Discussion:

AUB (Arhus): When you started excavations the roof height was only 30 cm. Is there any evidence from the artefacts indicating how much free height there was at earlier dates?

JOYCE: No; however, the density of the material forming the deposit is about half that of the original rock which forms the walls and roof of the cave. From this I estimate that the original free height in the vicinity of the excavation area was about 6 feet (two metres) when infilling began, and then progressively shrank as the deposit built up.

DE SAUSSURE (Castro Valley): Similar caves occur in the Western United States including some of comparable lengths and with similar caprocks. Seepage mechanisms along joints and planes are adequate for their explanation.

It is suggested that carbon exchange under conditions of moisture might account both for the change of slope of the carbon dates and also for the lack of occupation during the disconformity period.

JOYCE: The period of little or no occupation is well established; it is bracketed by closely spaced carbon dates and also marked by changes in the texture and colour of the sediments themselves. It is the three or four dates in the lower part of the deposit which are in question. All samples were decontaminated from soluble organic content by laboratory pretreatment (see Mulvaney & Joyce, 1965, p. 171). Massive contamination with older or younger carbon of the order of 20% or more would be necessary to cause the observed wide variations in the dates, and this seems most unlikely.

The History and Sediments of the Borenore Caves, New South Wales, Australia

R. FRANK (Department of Biogeography and Geomorphology,
The Australian National University / Canberra)

The Borenore Caves are on the western slopes of the Eastern Highlands in east central New South Wales. They occur in an 8 km^2 outcrop of brecciated Silurian limestone which was folded and faulted along with other associated Palaeozoic sediments during the Late Palaeozoic and Mesozoic. Following Tertiary planation, the area received Late Tertiary basalts and other volcanic rocks from a nearby source. The present stream system has cut through these volcanic rocks in places to expose the Palaeozoic sediments.

There are two main caves in the area, the Arch Cave and the Tunnel Cave, as well as a number of smaller ones and some associated dolines. The Arch Cave is the result of a subterranean meander cutoff of Boree Creek, a nearly perennial stream which runs across the limestone outcrop. Its sediments include phosphate and calcite cemented stream gravels as well as entrance facies deposits. The Tunnel Cave is a Durchgangshöhle with a blind valley entrance and an exit that opens at Boree Creek. Its sediments include iron and calcite cemented gravels, entrance facies deposits and Liesegang banded clays.

The morphological development of both caves is closely tied to the history of Boree Creek and data from the sediments reveal the details of this relationship.

Preliminary Review of Cavern Development in the Rocky Mountains of Canada

DEREK FORD (McMaster University, Hamilton, Ontario / Canada)

Introduction:

The Rocky Mountains of Canada are composed of tightly packed, subparallel ranges extending from the United States border, (49th Parallel), nearly 1300 kms. (800 miles), NW into the Yukon Territory. The breadth of the Mountains varies from 70 to 160 kms. They are one of the greatest alpine, carbonate mountain systems in the world. They are very thinly peopled: many areas are only semi-explored and sketchily mapped. In the past there has been only one published study of the karst development - Corbel 1958. This author briefly describes two areas of sinking streams in the eastern, (drier), ranges and concludes that karstification is limited by the recency of severe glacial erosion and by post-glacial aridity.

Cavern and karst specialist parties from McMaster University (Department of Geography, Department of Geology, McMaster University, Hamilton, Ontario, Canada) commenced a long-term programme of investigations in the summer of 1967. We have concentrated on three particular areas but have also made reconnaissances in other places. The purposes of this paper are to offer some broad review points which will permit the Canadian Rockies to be compared to the well known Alpine karsts of Europe, and to describe three sharply contrasted sample areas as an illustration of the variety of development which exists. The review points are generalisations and should be considered to be very preliminary.

Figure 1 shows the southern Rocky Mountains of Canada and locates the caves and karst areas that are known at the present time. The majority of these are close to the few roads or settlements of the region. This reflects accessibility: the more remote places may only be reached by several days of walking and mountain-climbing - or by costly helicopter. Because of the difficulties of access, no attempt has been made to search for caves north of the latitude of Edmonton.

The mountain ranges shown in Figure 1 total some 560 kilometres in length. The ranges follow the strike and are separated by narrow, steep-walled, strike valleys. Altitudes of larger valley floors lie between 1060 and 1550 metres, (3500-5000 feet) above mean sea level: ridge crests are at 2270 - 3350 metres, (7500 - 11,500 feet). On broad structural grounds the Canadian Rockies may be sub-divided into "Front Ranges" and "Main Ranges", as illustrated in the Figure. The basis of the subdivision is described below.

Review of certain significant factors:

As a first review point, the rock available for karsting may be considered. Table 1 summarizes the Palaeozoic stratigraphic column, which contains all of the significant carbonate rocks. In the Front Ranges these are mingled with mechanically weaker Mesozoic strata which commonly outcrop in the vales. In no single transect of the mountains could all of the formations identified in Table 1 be found in regular succession. In any locality, some are repeated by over-thrusting, others are excluded. Similarly, there is greater variation within most of the predominantly carbonate formations, particularly in two critically important respects. These are the extent of dolomitisation and the frequency of shale interbeds. Karst development of any kind appears to be very limited in the dolomites. Mixtures of medium - or thin-bedded limestones with shales siltstones and sandstones are common. They dominate the composition of the Fairholme Group where we know it well: many small streams sink into the limestons of the Group but they are restricted to tiny artesian channels. Surface expression of the karst is feeble.

Larger cave and karst development thus is associated with more massively bedded continuous limestones within the carbonate formations. Great thicknesses of such rock are found i) in the Cambrian system where the Cathedral, Stephen and Eldon formations together total some 750 metres (2500 feet), of dark grey crystalline limestone; ii) in the Devonian - Lower Carboniferous where a combination of the Palliser, Banff and Rundle formations offer the possibility of continuous cave development down through 1350 metres (4500 feet), of limestones of various types. We have not found an instance of such development yet, (there may not be one), but Banff - to - Palliser groundwater flow is known at two sites. These groundwaters must pass through the intervening Exshaw Shale, which is 2 - 30 metres thick and non-calcareous.

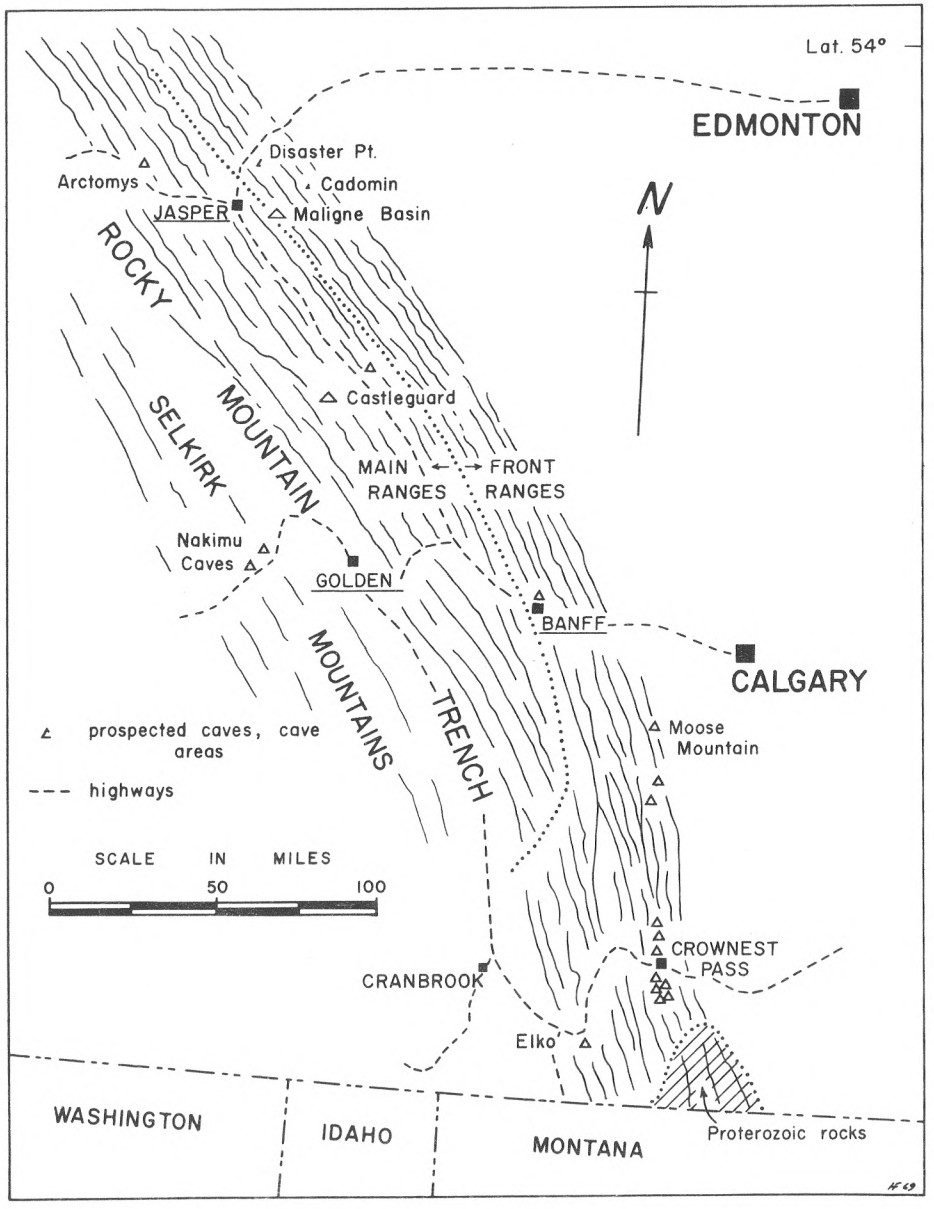


FIGURE 1. The southern Rocky Mountains of Canada, showing locations of known caves as of February 1969.

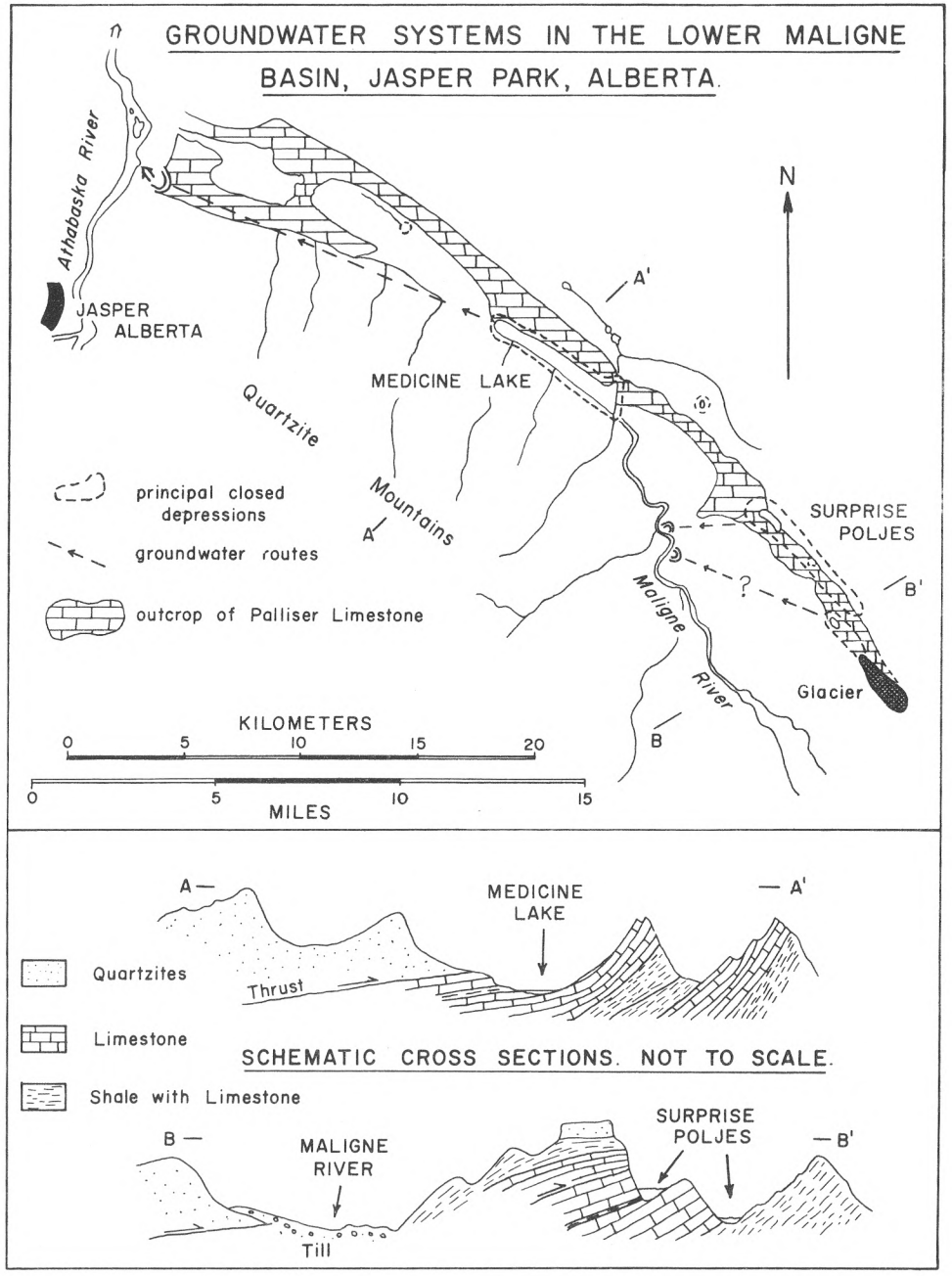


FIGURE 2. Karst development of the lower Maligne River basin, Jasper, Alberta.

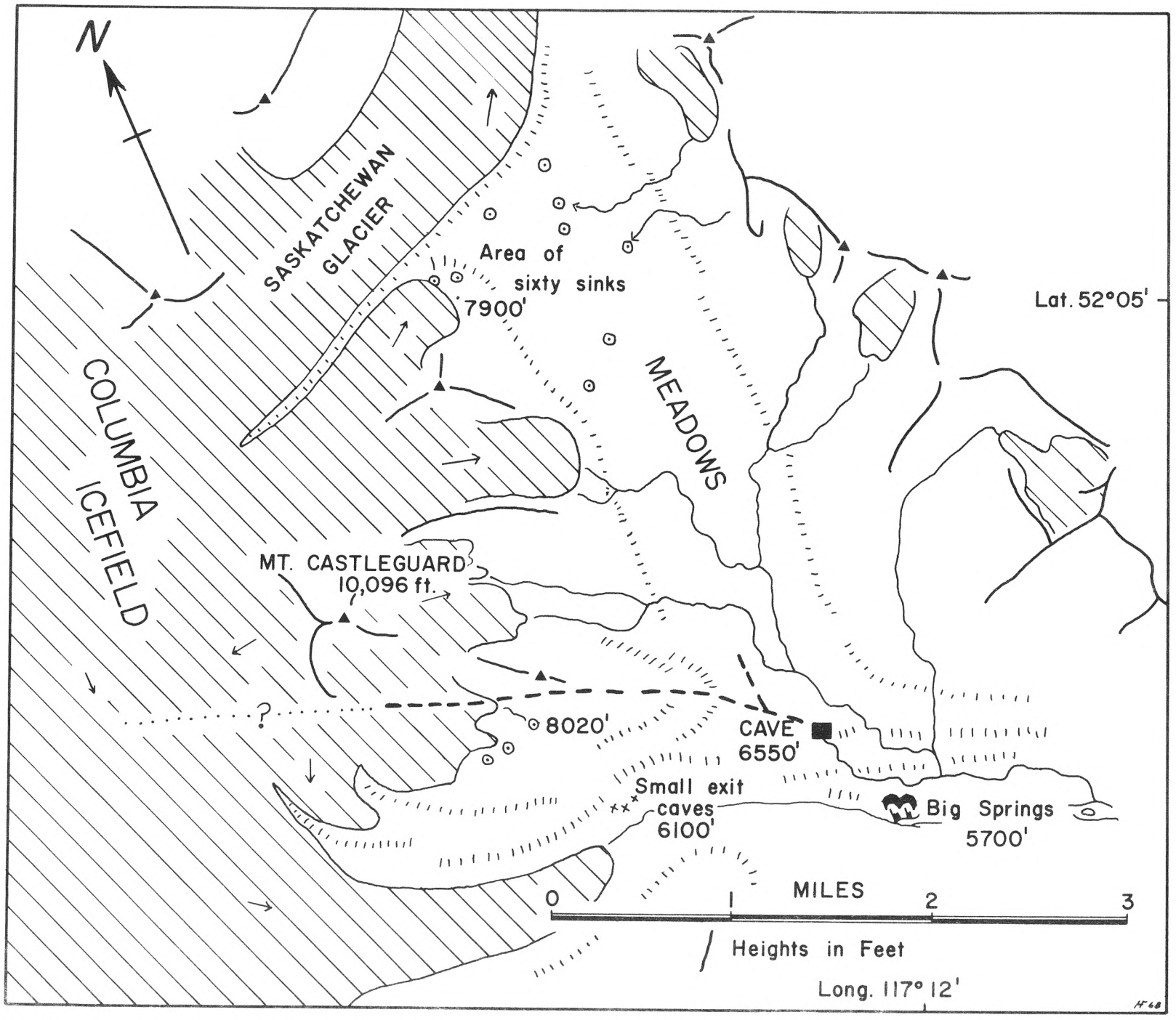


FIGURE 3. Components of the Castleguard Karst, Banff National Park, Alberta.

TABLE 1. PALAEOZOIC FORMATIONS OF THE ROCKY MOUNTAINS OF CANADA

	FORMATION	TYPE AND THICKNESS	KARSTING
CARBONIFEROUS	Rocky Mountain	Dolomite: sandstone. 30 m	-
	Rundle GP.	Limestone and dolomite Variably bedded. 400-630 m	Caves of Kananaskis, Moose Mountain, Cadomin
	Banff	Limestone : dolomite Local shale and chert. 260 m. +	Caves at Crowsnest
	Exshaw	Shale. 2 - 30 m	-
DEVONIAN.	Palliser	Limestone 160 - 600 m	Highest frequency of caves.
	Fairholme Group	Limestone : dolomite. Variable, much shale. 160 - 260 m.	No accessible caves.
		Great unconformity	
ORDO-SILURIAN.	Brisco	Quartzites, thin limestone dolomite, shale. Very variable.	Little information
	Goodsir	800 - 2500 m.	Poor prospects
CAMBRIAN.	Lyell	Shales, thin limestone and dolomites	Little information.
	Pika	1200 - 1600 m.	Poor prospects.
	Eldon) Stephen) Cathedral)	Limestone, dolomite Massive in Main Ranges 750 m.	Main cave rock of Main Ranges.
	Mt. Whyte	Limestone, Shales. var.	No information
	Gog.	Quartzites : Sandstone 600 m. +	-

The more general effects of geologic structure may be considered as a second review point. The Canadian Rockies were constructed by repeated overthrusting from the West. In the Front Ranges, which are composed of Upper Palaeozoic and more elastic Mesozoic strata, thrust faults are very frequent. As a result, many long, narrow scarps and hogback ridges are created in the carbonates. Dips are to the West, usually steep (25°-60°) and well sustained. Most caves and major groundwater flows that we know in the Front Ranges orient directly up or down true dip or along true strike.

Lower Palaeozoic rocks dominate the Main Ranges. Individual thrust plates are thicker than in the Front zone. Thrust faults are thus more widely spaced: anticlinal and synclinal forms are well preserved within individual plates, mountain ranges are broader than in the Front zone, dips are lower and plateau development more frequent. In the one good example that we have of Main Range karst, the relationship between cave and dip orientations is not as close as it is in the Front Range examples.

Taking the broadest view, the best karst development is associated with relatively low dip, (less than 15°). The largest passage and most extensive cave of the fourteen cases known at Crowsnest Pass, is found in the one local instance of dip lower than this. Caves of Moose Mountain are similarly developed in rocks of a typically low dip. Very great groundwater flows of the Maligne River basin pass through limestones dipping at 10-18° although most local strata are tilted to steeper than 35°. There is a simple explanation of the point: in the narrow Front Ranges steep dips are very often associated with steep gradients on the actual mountainsides. In a few places there is complete correspondence. Very steep surface gradients mean effective discharge of water overground and also smaller catchments than will be found on gentler lands.

The third review point is the effect of glaciation. Although glacier ice now covers only a few per cent of the region, Würm glacierisation was complete and glacial erosion very severe. Little or no trace of the presumed earlier glacierisations is preserved in the mountaines. Caves and karst must be sought amidst a welter of glacial destruction or infilling. Few karst regions of the Alps suffered such a net loss or redistribution of country rock during the Würm. Recession of the Last Ice in the Canadian Rockies occurred over the timespan 13,000-8,000 years B.P. There has been one minor advance of existing glaciers since that time In one spectacular case, a karst remains in the Ice Age - Castleguard Cave, (described below), passes far beneath large cirque glaciers and possibly penetrates under the greatest remaining icefield in the Rockies.

There are two implications: first, there is comparatively little time available for Post-Glacial karsting: second, erasure or disruption of pre-Würm karst may be anticipated. This has been the case Sinkholes (ponors and dolines), are plugged with till or glacial outwash materials with the result that most of the larger stream sinks are now lakes, discharged through their bottoms. The great majority of accessible caves are truncated fragments, drained of their genetic streams and left hanging high in cliff faces. Spring points are especially subject to dislocation. Most are Post-Glacial and unstable, i.e. the water is in process of shifting to other commonly lower, outlets. Of the twelve largest springs recorded, only one issues from a 'proper cave' (Curl 1964). The others, some of them with immense discharges, squirt out of fresh, raw cracks.

A final point to be stressed in review is that, to the geomorphologist, the post-glacial Canadian Rockies are a high energy environment. Rates of erosion are high. This partly offsets the effect of limited time for karsting in the Post-Glacial but adds other complications.

One characteristic of high energy is the volume of water available for carbonate solution. Discussing examples in the Front Ranges, Corbel (1958, p.23) linked the paucity of karst development directly to climatic aridity. There are few meteorological stations in the region and no means of reliably determining evapotranspiration losses. The Climatological Atlas of Canada gives mean annual precipitation as 500-750 mm. in the Main Ranges, declining to 400-500 mm. in the Front Ranges. These data are extrapolated from stations in low-lying, sheltered sites. Short-term rainfall stations that we have operated at higher altitudes have recorded 2-4 times as much precipitation as nearby standard stations. In addition, the accumulated snowfall of 6-8 winter months is released over a period of a few weeks in an annual thaw. The groundwater dynamic regime may be said to be very vigorous.

A second high energy characteristic is that of steep groundwater gradient. All of the active systems that we have investigated have sink - to - spring drops greater than 300 metres in altitude. Simple linear gradients between sink point and spring range 1:4 - 1:40. Groundwater flow-through rates are correspondingly rapid. One system with a minimum flow path length of 2 kms. discharges in 53 minutes although flow is impeded by a pond at the sink and a siphon at the resurgence. The system with the greatest discharge but lowest gradient that we have measured, has a flow-through time of 40 hours for a minimum path length of 16 kms. These figures may be compared with the rates of 1-2 kms. per day which have been widely measured in Europe or the wet Tropics

Abundant water and high gradients give very rapid rates of cavern enlargement. The lowest part of one cave is a vadose system 150 metres in depth, composed of four parallel passages which developed sequentially in Time Each passage is larger than 3 x 3 metres in the cross-section. From a very good Carbon 14 dating all must be younger than 4350 ± 250 years B.P.

There is an obverse side to the high energy characteristic. Karst processes compete with other contemporary geomorphic processes which are also very vigorous. Most important are the periglacial suite. In the Castleguard area of the Main Ranges, carbonate solution generating ponors can be seen in brisk competition with solifluction that is tending to fill them.

Standard models of karst clima-morphology, (e.g. Corbel 1957, Jennings and Bik 1962), distinguish a fully arctic zone of frost dominance, (outcropping limestones are reduced to rubble fields), from a sub-arctic zone where solution asserts itself in favourable localities. Limestones outcrop extensively in the high Arctic islands of Canada but no caves are reported, (Bird 1967). Similarly, in the Canadian Rockies there is effective frost competition everywhere above the tree line and on may exposed crags below it. Cave entrances become clogged with broken roof rock or buried by talus.

Frost action may create its own caves. We have found that where water seeps from points in an exposed cliff, (usually at the junctions of bedding planes and large joints), regressive frost shattering may open deep recesses. At the mouth these are as wide as 30 metres and may be 20 metres in height. But all taper sharply inside to end in tiny, damp slots. From a distance such frost caves most often look like well-arched phreatic tubes, even when high-powered binoculars are used. They are more abundant than entrances to true caves and consume a lot of our exploration time.

Three contrasting examples of cavern development:

1. The Maligne River basin, Jasper, Alberta

The Maligne River basin provides instances of active caves beneath contemporary valley floors. The basin has an area of approximately 950 km^2. The southern side is composed of quarzites. At the head limestone mountains rise to 3350 metres and support extensive glaciers and snowfields. Glacial erosion has been very severe there and there is no karst development. The lower basin, North of the quartzites, constitutes the alpine merokarst illustrated in Figure 2.

North of the trunk Maligne River, Surprise Valley is a complex, compound polje 11 kms in length. It is substantially infilled by glacial till, colluvium and avalanche debris. Some large dolines have developed in the till, which is highly calcareous, but the greatest sinks are through Palliser and Banff limestones in the bottoms of the two lakes shown in the figure. The easterly of these lakes occupies a great rock doline 200 metres deep which also retains a glacier within it. From the lakes, groundwater flows down-dip, passes beneath a mountain range and resurges in the bed of the Maligne River. The rate of flow is approximately 1 km per day. The caves carrying the groundwater are probably entirely phreatic. There is inferential evidence to suggest that they are older than the Würm. No caves have been found above the level of the polje floor.

From Medicine Lake to the confluence with the Athabaska River, the Maligne valley follows the strike of the underlying Palliser limestone, (Figure 2). Athabaska valley glaciers have entrenched this limestone, leaving the Maligne floor 'hanging' 140 metres at the confluence. An underground strike drainage system of immense capacity has developed to drain to the 'hang'. The Maligne River sinks through boulders in the bed of Medicine Lake and resurges through twenty constricted springs at the foot of the hanging valley. 16 kms distant. The headfall in the system is 410 metres, (1350 feet).

Medicine Lake is a seasonal karst lake. It drains in the fall months and fills to a depth of 20-25 metres during the May-July thaw. Peak discharge into the lake usually occurs during July, when it may overflow for a few days. Peak discharge through the sink during July 1968 was in excess of 52 cubic metres per second. In this respect, Medicine Lake appears to be the biggest karst sink yet measured in the world. Flowthrough time was 40 hours at July peak water, and 80 hours when discharge was 10 cubic metres per second, (May 1968). The simplest possible configuration of a cave capable of storing Maligne peak water for the observed period is a straight tube of circular cross-section, 16 kms in length, 17 metres in diameter and entirely filled with water. Applying our data to standard hydrodynamic equations, it appears probable that the actual cave is a mixture of vadose and phreatic parts. Intensive searches for entrances to vadose sections have yielded nothing.

Surface evidence indicates that this inaccessible Maligne River "super cave" is older than the Würm glaciation. Intuitively, it is improbable that so large a system could have developed in the brief Post-Glacial timespan. In addition, the headfall at the initiation of the pre-Würm cave was probably greater than it is today.

2. Caves of Crowsnest Pass, southern Alberta

Very much a contrast to the active, sub-valley conduits of the Malignebasin is the development at Crowsnest Pass, 500 kms to the South and also in the Front Ranges. At Crowsnest, glacial dissection hasdestroyed much of a once large limestone catchment and entrenched deeply below most of the remaining portions, draining them. Fragments of caves are found scattered through an altitudinal range of 1400 metres (4500 feet) to the very mountain summits.

Crowsnest Pass is a narrow, E - W gap through a thrust range striking N - S. The range is composed of Palliser, Banff and Rundle limestones. The structure is monoclinal, with gentler dips (15°) in the East steepening to 40° at the western margin. In the distant past, (probably late Pliocene - early Pleistocene), it is hypothesised that the eastern area of gentle dip formed a substantial limestone plateau, capable of sustaining trunk phreatic aquifers of greater than 10 metres diameter. In the steeper-dipping rocks, tributary and distributary phreatic systems developed in a manner similar to that described by Ford (1968) in the comparable structures of the Mendip Hills, England. The Passitself is a very old feature which follows a major downwarp in the limestones, oriented normal to their gross strike. This attracted major strike cave systems from North and South. To date, we have traced the latter for 8 kms. in either direction through insufficient remains for a truly satisfactory reconstruction.

The supposed plateau area is now almost entirely destroyed. One cave fragment of 600 metres of passages has been found in a residual block. The passages are phreatic tributaries ascending true dip to feed a great strike aquifer which preserved a large vadose trench phase. Attesting to itsgreat age are subsequent clastic fills and rich ornamented stalagmite, evidently pre-Würm because all groundwater activity is now arrested in a stable frost climate, (-3°C.) Cave fragments in the steeply dipping strata suggest multi-storey development (two or more abandoned levels). Active groundwater conduits remain only on the north side of the Pass where they feed a siphon spring that is 10 metres above the pass floor. We are still tracing the catchment basin of the spring; it is fragmented, mountains drained underground being separated by vales with surface drainage. Although the discharge is large and steady, (c. 3 cubic metres per sec. or 100 c.f.s.), there are no big sinking streams or sinkholes. The water derives from snowmelt and rain passing down through incipient, Post-Glacial karren. Erasure by glacial erosion of a once large, well-integrated and deep holokarst is thus far advanced at Crowsnest Pass.

3. Castleguard Cave and Karst

Our principal example of karst in the Main Ranges, the Castleguard area, is illustrated in Figure 3. Because of the variety and clarity of the surface and subterranean forms and the intimate association with existing glaciers, it is an exceptionally fine example of alpine karst. It is a benchland, similar in many respects to the limestone region of N.W. Yorkshire, England, although the scale is larger.

The Columbia Ice Field is the greatest remaining ice field in the Rockies. Mt. Castleguard juts into its eastern end causing the ice to spill round it to North and South, where deep glacial troughs have been carved. The mountain summit is in sandstones and shales resting upon a plinth of Cambrian limestones 750 m thick. Dip is 5° to the South. The limestones are massive and very regularly jointed. Large benches and steps are cut in their flanks and passbeneath the ice field. Glaciers of Mt. Castleguard rest upon the highest benches, which absorb their meltwaters through very young kluftkarren. The Meadows (Figure 3) are a transection glacier valley hanging at both ends.

Groundwater flow and cavern development in the area is directed to outlets in the southerly hanging front of the Meadows. This is, loosely, a 'down dip' pattern. The principal cavern, Castleguard Cave is entered at the debouchure, high in the hanging front. The first 2 kms are a complex of phreatic and paraphreatic conduits very liable to sudden but protracted flooding in the summer months. The water is though to derive from sub-glacial sinks on the east side of Mt. Castleguard. A 25 metre pit links this section to an abandoned trunk aquifer that has been explored to the West for an estimated 6-8 kms, although only the first 3 kms are mapped. Throughout its known length, no accordant tributaries join the aquifer although invasion waters from the benches overhead pass down through it. The furthest extremitiesoof the aquifer appear to be passing under the icefield; it has been noticed that this part of the cave remains very dry in the summer, whereas all other parts have wet or frost-glazed walls. This suggests that glacier ice is functioning as a moisture barrier although there must be running water at the sole in certain places.

280 metres below the mouth of the cave are a series of great springs. Discharge is larger than that of the meltriver from the adjacent glacier, (which is one of the apparent main drains of the Icefield) and are larger

than any likely rockflour. It would appear to derive from major sub-icefield sinks and follow a course sub-parallel to the known cave but at lower altitude, i.e. it is a lower storey.

Groundwater also drains to the hanging front from some sixty ponor and lapiés well sinks at the north end of the Meadows. They drain small glaciers and local snowpatches and are of late - or post-glacial age. The sinks lead into vadose or para-phreatic conduits which are too constricted to enter. This component of the Castleguard cavern system thus appears to be a late addition, consequent upon an increase in headfall down-dip that may be ascribed to the Würm Glacial. The abandoned aquifer of Castleguard Cave is almost certainly older.

To summarise, the Mt. Castleguard area is drained by well-integrated cavern systems likely to aggregate more than 40 kms in length. Development is predominantly phreatic. Some very large stream sinks remain active beneath the Columbia Ice field: many smaller ponors and karren sinks were undoubtedly created beneath the smaller glaciers though this probably did not occur until the ice was in a late, wasting stage.

Conclusions:

Speleological exploration of the southern Rocky Mountains of Canada is at an early stage, but certain tentative conclusions may be suggested:-

i. extensive cave and karst development is limited to pure, continuous limestones, although almost every other type of carbonate rock and lithological combination is found.

ii. in a region characterised by steep dips in outcropping strata, greatest cave development tends to be associated with lowest dip in a locale. Groundwater flows are oriented close to true dip or true strike.

iii. in a region of great area and relief, the scale of individual karst features is correspondingly large. Headfalls are of considerable amplitude, discharges of great size. Rates of cavern enlargement in Post-Glacial Time are high but all major systems appear to have originated before the Würm.

iv. the predominant cave type is the rapid-flow phreatic. Wholly submerged, entirely abandoned, and mixed systems are found today, associated with a great range of site types - valley floors, steep ranges and plateau areas.

v. glacial erosion has been very severe and disruptive. For this prime reason, it is thought unlikely that there are areas of contigous karsting and cave development as extensive as those known in e.g the Pyrenees, the Forealps, N.W. Yorkshire. Nevertheless, it is observed that at least one great cave system maintains active sinkpoints beneath a major ice field and that, in favourable circumstances, lesser sinks and caverns may be initiated beneath glaciers.

Bibliography:

Bird, J. A., 1967 "The Physiography of Arctic Canada." Johns Hopkins Press.

Corbel, J., 1957 "Les Karsts du N.-O. de l'Europe." Institut des Etudes Rhodaniennes, Memoires et Documents 12.

Corbel, J., 1958 "Climats et morphologie dans la Cordillère Canadienne." Revue Canadienne de Géographie, 1-2, pp. 16-45.

Curl, R. L., 1964 "On the definition of a cave." National. Speleo. Society of America, Bulletin 26 (1).

Ford, D. C., 1968 "Features of Cavern development in central Mendip." Cave Research Group of Gt. Britain, Transactions. 10(1), pp. 11-25.

Jennings, J.N. & M.J. Bik, 1962 "Karst morphology in Australian New Guinea." Nature, 194 (4833) pp. 1036-1038

Experimentelle Ergebnisse zum Wachstum rezenter Höhlenperlen (Spelaeoide)

WOLFGANG HOMANN (Darmstadt / Bundesrepublik Deutschland)

Resumée:

En Allemagne du Sud-Ouest et en Autriche furent constatés 8 nouveux lieux de trouvailles de "Perles des Cavernes". A cause du materiel de recherches d'une grande importance 9 types de perles purent être differenciés et classifiés dans des differentes domaines de formation génétique.

Des recherches experimentelles du mécanisme du mouvement des perles sous l'eau gouttant et coulant conduisent à la refutation des mouvements de lieux ou de rotation des perles dans un nid. Des mouvements oscillatoires des perles sont démontrés mésurables dans le rythme de l'eau gouttant.

La structure superficielle des perles est reconnue, comme primaire et n'est dépendante que des circonstances de formation régnant à ce moment. Des constatations de polissage laissent reconnaître un schema de recristallisation.

Le chimisme de l'eau, les constatations radiographiques et les relations d'age sont discutés. Pour l'uniformité de la terminologie internationale est proposé pour l'expression des perles des cavernes - inclus tous les autres nominations habituelles - d'introduire le nom défini purement génétique de "Spelaeoide".

Zusammenfassung:

Aus SW-Deutschland und Österreich werden 8 neue Höhlenperlen-Fundstellen genannt. Anhand des umfangreichen Untersuchungsmaterials können 9 Perlentypen unterschieden und genetisch verschiedenen Bildungsbereichen zugeordnet werden.
Experimentelle Untersuchungen über den Bewegungsmechanismus der Perlen unter tropfendem und fliessendem Wasser führt zur Ablehnung von Orts- oder Rotationsbewegungen der Perlen innerhalb eines Nestes. Schwingungsbewegungen der Perlen im Rhythmus des auftropfenden Wassers werden messbar nachgewiesen.
Die Oberflächenstruktur der Perlen wird als primär erkannt und ist nur abhängig von den jeweils herrschenden Bildungsumständen. Schliffbefunde lassen ein Rekristallisationsschema erkennen.
Wasserchemismus, röntgenographische Befunde und Altersbeziehungen werden diskutiert.
Zur Vereinheitlichung der internationalen Terminologie wird vorgeschlagen, für den Ausdruck Höhlenperlen - einschliesslich aller sonst gebräuchlichen Benennungen - den rein genetisch definierten Begriff "Spelaeoide" einzuführen.

I Einleitung

1.) Geschichtlicher Überblick

Höhlenperlen werden seit 1849 beschrieben, 1913 von GASSER näher definiert (vgl. KIRCHMAYER 1964). Einen geschichtlichen Abriss über die Erforschungsgeschichte gibt KIRCHMAYER (1963, 1964). Vom gleichen Autor werden klimastatistische Auswertungen an Perlen aus einem österreichischen Bergwerk durchgeführt (KIRCHMAYER 1962, 1964). Von OTTEMANN und KIRCHMAYER (1967) wird die Mikrosonde bei Untersuchungen von Höhlenperlen aus Bergwerken des Ruhrgebietes eingesetzt. Einen letzten zusammenfassenden Überblick über den Forschungsstand an rezenten Höhlenperlen geben HAHNE, KIRCHMAYER & OTTEMANN (1968).

2.) Zielsetzung

Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es, ergänzende Aussagen zu den bisher bekannten genetischen Ansichten über Höhlenperlen zu gewinnen. Durch experimentelle Untersuchungen, analytische Differenzierungen und Gegenüberstellung der Erhebnisse neuer Fundstellen wird versucht, die Gesetzmässigkeiten der Perlenbildung zu erfassen.
Besonderes Augenmerk wird dem Bewegungsmechanismus der Perlen, den vielgestaltigen Perlen- und Nesttypen, dem Wasserchemismus und dem Bildungszeitraum gewidmet. Durch Verlagerung der Messungen und Experimente an die Fundstellen unter Tage, sowie der Nachahmung möglichst naturgetreuer Umstände im Labor ist es möglich, bisher nur unzulänglich bekannte Bildungsfaktoren messbar zu erfassen.

3.) Untersuchungsmaterial

Die nachfolgenden Ausführungen stellen Teilergebnisse dar, die im Zeitraum zwischen 1961 und 1968 an 8 natürlichen und künstlichen Höhlenperlen-Fundstellen (Höhlen u. Bergwerke) in SW-Deutschland und Österreich gewonnen wurden. Als Vergleichsmaterial liegen dem Verfasser ca. 8000 Perlen vor; 110 Dünnschliffe und weitere 200 Anschliffe wurden angefertigt. Das vorliegende Material entstammt den nachfolgenden Fundstellen (vgl. Tabelle 1).

II Detailuntersuchungen

1.) Probennahme

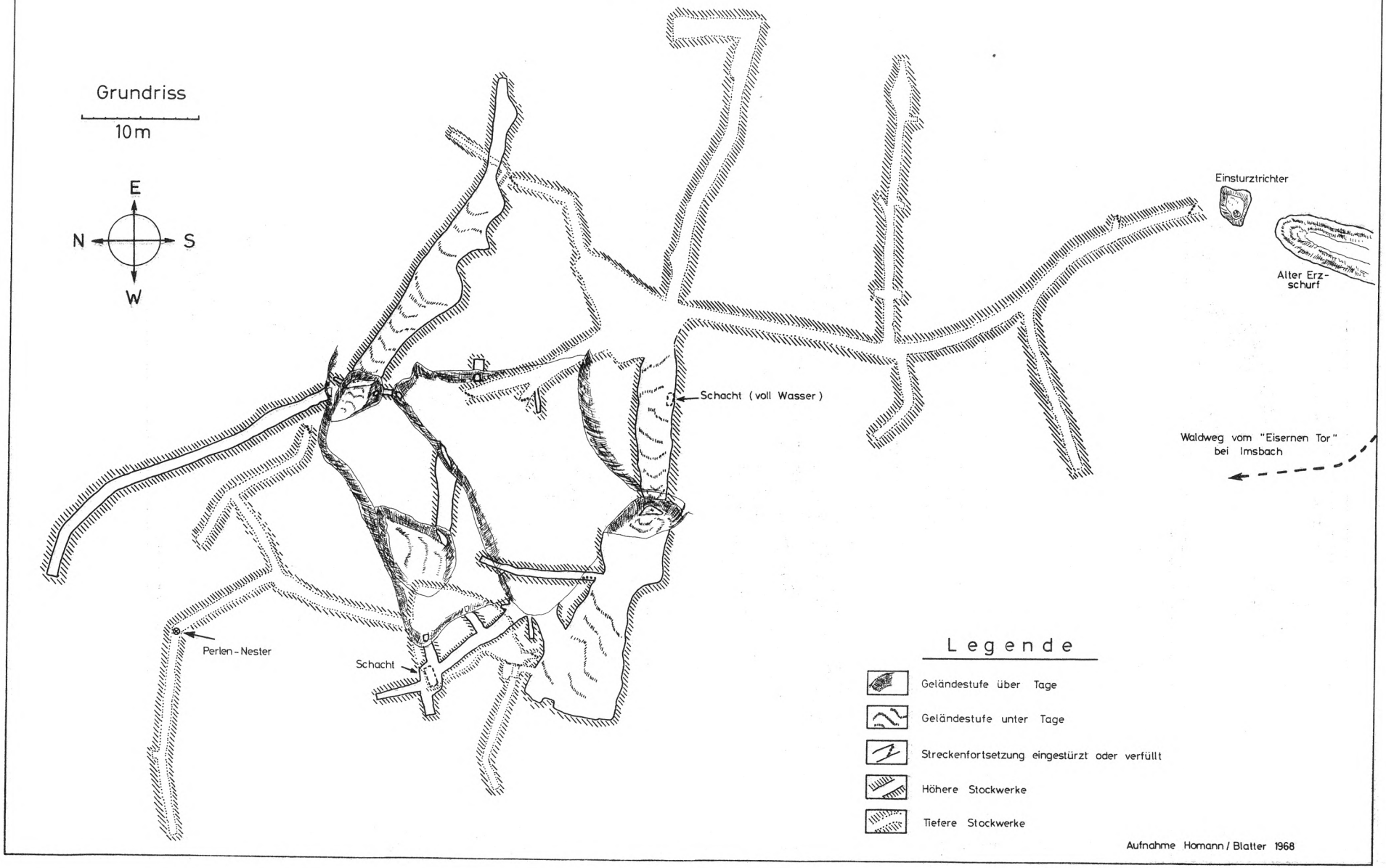
Bei der Probennahme wurden Perlentypen, Nestgehalt, Bildungsraum, Wasserchemismus, Tropfintervalle und Bewegungsmechanismus der Perlen in engem Zusammenhang betrachtet. Aus den Perlen wurden petrographische Dünnschliffe hergestellt, die Nester zur Gewinnung von Daten über Lagerungsverhältnisse am Bildungsort in Kunststoff eingegossen und anschliessend aus dem Untergrund herauspräpariert. An Quer- und Längsschnitten durch verschiedene Nestabschnitte konnte der Nestaufbau studiert werden. Wasseranalysen und Perlenmarkierungen erfolgten im Marmoritwerk (Bensheim-Auerbach, Odenwald, Fundpunkt 2b) über einen Zeitraum von 2 Jahren. Dank dem Entgegenkommen der Werksleitung war es möglich, im Westfeld der 6. Sohle zeitweise Messgeräte und Laboreinrichtungen zu installieren, um Analysen an Ort und Stelle durchzuführen.

Tabelle 1: Übersicht über die in der vorliegenden Arbeit genannten neuen Höhlenperlen-Fundstellen

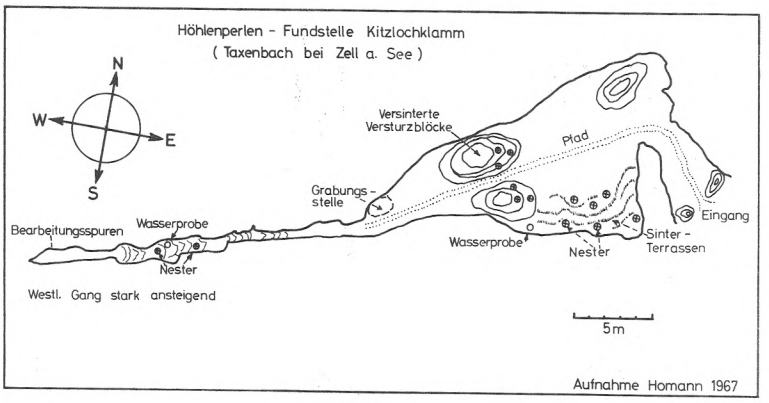
Fundstelle	Lage	Anmerkung
1 Kitzlochklammhöhle bei Taxenbach (Zell a. See, Österreich)	Lage beschrieben: HOMANN (in KIRCHMAYER 1964, S. 312)	Vergl. Höhlenplan I (1968 neu aufgenommen)
2a Marmoritwerke Dr. L. Linck Bensheim-Auerbach (Odenwald), Sohle 1	Top. Bl. 6217 (Zwingenberg) R 3474680, H 5507880	Sohle 1 seit 1962 verstürzt und derzeit nicht zugänglich
2b Marmoritwerk wie oben, Sohle 6		
3 Alter Stollen bei Großsachsen (Odenwald)	Top. Bl. 6418 (Weinheim) R 3476400, H 5485800, Lage beschrieben in HOMANN (1968)	Vergl. Höhlenplan II. Fundstelle 1967 durch G. HESS entdeckt.
4 Altes Vitriolbergwerk b. Schriesheim (Odenwald)	Top.Bl. 6518 (Heidelberg) R 3476390, H 5482400	Vergl. Höhlenplan III
5 "Weisse Grube" am Donnersberg (Rheinld.-Pfalz)	Top. Bl. 6413 (Winnweiler) R 3420550, H 5495680	Vergl. Höhlenplan IV
6 Alter Roteisenerzstollen im Dillenburger Stadtwald	Top. Bl. 5215 (Dillenburg)	Bearbeitung des Planes noch nicht abgeschlossen
7 Steinbruchhöhle am "Ziegenberg" bei Brilon (Sauerland)	Top. Bl. 4617 (Brilon) R 3468150, H 5694080	Durch fortschreitenden Abbau ist mit Veränderungen zu rechnen.

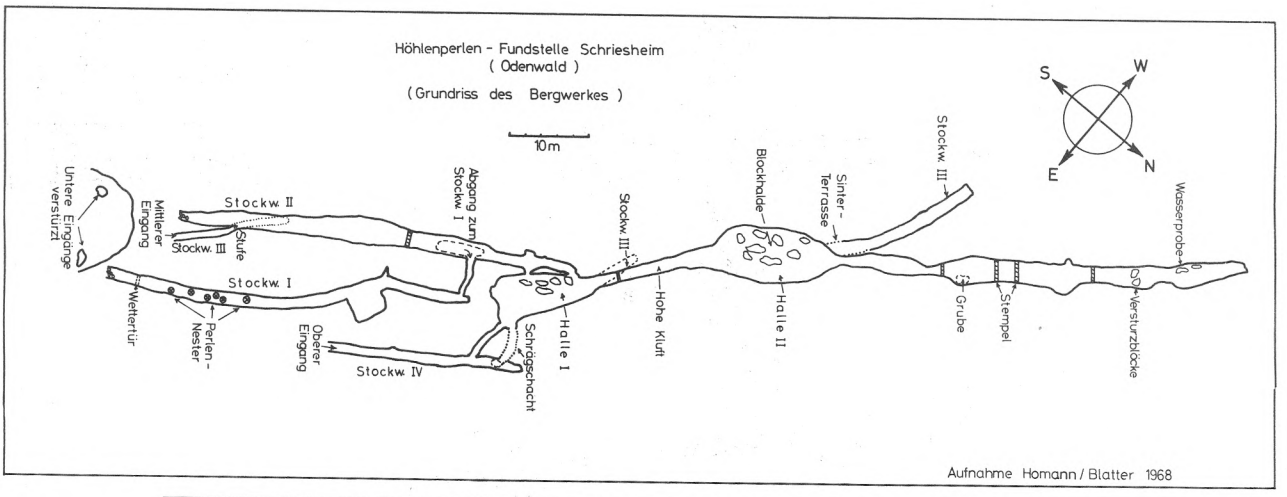
Hierdurch wurden Veränderungen des Wassers auf dem Transportwege vermieden.
Zur Auswertung eines gesamten Nestinhaltes (vgl. Textabb. 2) wurde vom Fundpunkt 4 ein Nest unbeschädigt mit viel Erde aus dem Untergrund herausgelöst, anschliessend zerkleinert, ausgeschlämmt und der Inhalt (672 Perlen) unter dem Binokular vollständig ausgelesen.
Zur Herstellung von Anschliffen war ein vorheriges Eingiessen der Perlen in Gips- und Kunststoffblöcke notwendig.
Spezielle präparative Methoden waren für Leitfähigkeitsmessungen (vgl. Kap. II 7), Lösungs- und Abrollungsprobleme (Kap. II 4, II 8) und röntgenographische Aufnahmen (Kap II 9) notwendig.

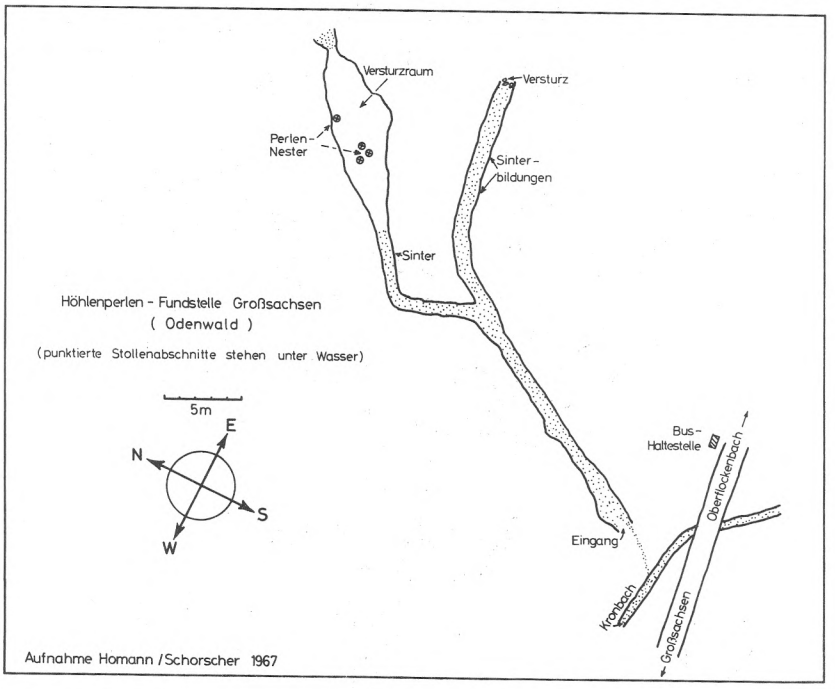
Höhlenperlen - Fundstelle "Weiße Grube" bei Imsbach am Donnersberg
(Rheinland - Pfalz)



S 5/3


Höhlenperlen - Fundstelle Kitzlochklamm
(Taxenbach bei Zell a. See)
N
W
E
S
Versinterte Versturzblöcke
Pfad
Grabungs-stelle
Eingang
Bearbeitungsspuren
Wasserprobe
Nester
Wasserprobe
Nester
Sinter-Terrassen
Westl. Gang stark ansteigend
5m
Aufnahme Homann 1967


Höhlenperlen - Fundstelle Schriesheim
(Odenwald)
(Grundriss des Bergwerkes)
10m
S
W
E
N
Untere Eingänge verstürzt
Mittlerer Eingang
Stockw. II
Stufe
Stockw. III
Stockw. I
Wetterlür
Perlen-Nester
Oberer Eingang
Stockw. IV
Abgang zum Stockw. I
Schrägschacht
Halle I
Stockw. III
Hohe Kluft
Blockhalde
Halle II
Sinter-Terrasse
Stockw. III
Grube
Stempel
Versturzblöcke
Wasserprobe
Aufnahme Homann / Blatter 1968


Versturzraum
Versturz
Perlen-Nester
Sinter-bildungen
Sinter
Höhlenperlen - Fundstelle Großsachsen
(Odenwald)
(punktierte Stollenabschnitte stehen unter Wasser)
5m
E
N
S
W
Bus-Haltestelle
Oberflockenbach
Eingang
Krombach
Großsachsen
Aufnahme Homann / Schorscher 1967

2.) Bildungsmilieu

Die Variationsbreite der untersuchten Fundstellen reicht von der Eingangsregion einer Hochgebirgshöhle (Fundpkt. 1) bis zu Bergwerksaufschlüssen, die 130 m unter Tage und über 400 m von der Eingangsregion entfernt liegen (Fundpkt. 2b). Dementsprechend ist der Bildungsraum der Perlen im ersten Falle den Witterungsschwankungen in extremer Weise ausgesetzt, während sich jahrezeitliche Schwankungen in den tieferen Bergwerksregionen lediglich im Wasserchemismus und -zufluss bemerkbar machen.

Die Fundstellen im Odenwald, am Donnersberg, im Lahn-Dill-Gebiet und im Sauerland liegen unter geringerer Gebirgsüberdeckung und zumeist nur einige 10 oder 100 m vom Höhlen- bzw. Stolleneingang entfernt.
Zur Perlenbildung reichen die Tropfstellen der auf Gesteinsklüften zirkulierenden karbonathaltigen Wässer aus. Demnach kann das umgebende Gestein der natürlichen oder künstlichen Höhle sehr vielgestaltig sein: metamorphe Schiefer (Fundpkt. 1), metamorpher Kalk (Fundpkt. 2a, 2b), Granite und Granodiorite (Fundpkte. 3, 4), Felsitporphyr (Fundpkt. 5), karbonische Schalsteine und Diabase (Fundpkt. 6), sowie devonischer Massenkalk (Fundpkt. 7).

3.) Nestformen

Die Höhlenperlen wurden nur in Ansammlungen, sogenannten Perlennestern beobachtet. Die Ausbildung der Nester ist sehr vielgestaltig und reicht von scharf umgrenzten tiefen Trichtern über flache Schüsseln bis zu quadratmetergrossen Bildungsflächen. Als Sonderfall bildet der durch Schienen begrenzte Zwischenraum auf der 6. Sohle des Marmoritwerkes (Fundpkt. 2b) auf der Länge von mehreren Metern 1 "Nest". Die Gestalt der Nester ist vom Untergrund abhängig. Tiefe Trichter-Nester (Foto 1, 6) finden sich im lockeren Boden- oder Hanglehm. Ebenfalls als Extremfall wuchsen Perlen am Fundpunkt 1und 4 (Foto 2) ohne jede Andeutung eines Nestes frei auf der Felsunterlage des Höhlenbodens.

Als grösste Nestdurchmesser wurden Werte zwischen 2 cm bis zu 5 m (Längserstreckung) gemessen.
Pro m^2 Bodenfläche des Bildungsraumes können 1 bis etwa 10 Nester vorhanden sein (Fundpkt. 1 im ursprünglichen Zustand).
Die Nesttiefe schwankt zwischen 0 bis 12 cm, wobei die trichterförmigen Nester einen perlengefüllten Abschnitt und einen oberen perlenfreien Nestbereich aufweisen. In 3 Versuchen konnte die Raumerfüllung des perlengefüllten Nestabschnittes bestimmt werden (Tabelle 2).

Tabelle 2: Raumerfüllung der Nester für den mit Perlen erfüllten Nestbereich

Perlendurchmesser	Anzahl der Perlen	Raumerfüllung
0,035 - 13,0 mm	672	53,1 %
1,0 - 2,0 mm	246	40,2 %
3,15 - 3,5 mm Siebfraktion	200	54,9 %

Die Raumausfüllung eines Nestes erwies sich um so niedriger, je kleiner der durchschnittliche Perlendurchmesser ist.
Die Nester können prall mit Perlen erfüllt sein,oder aber nur einzelne Perlen beinhalten. Es wurden Fälle beobachtet (Fundpkt. 3), wobei durch das Wachstum des gesamten Nestes einzelne Perlen über den Nestrand hinausgedrängt wurden und ausserhalb des Nestes weiterwuchsen.
Der Nestaufbau wurde an verschiedenen Schnittlagen der eingegossenen Nester beobachtet. Der Bodensatz eines Nestes besteht aus einer Vielzahl kleinster Perlen und Gesteinsbruchstücke. Zur Oberseite der Nester hin nimmt die Perlengrösse zu, wobei auch die Perlentypen (vgl. Kap. II 4) variieren. Die grössten Perlen liegen immer oben auf einem Nest. Genetisch ist diese Abfolge so zu erklären, dass kleinste Gesteinsfragmente mit dem herabtropfenden Wasser in das Nest hinein und durch die Perlenzwischenräume zum Nestboden hinuntergespült werden. Hier beginnt die Umkrustung der Fragmente und damit das eigentliche Perlenwachstum. Beim Weiterwachsen wird der gesamte Nestinhalt stetig angehoben und unter Umständen über den Nestrand hinausgedrängt.

Höhlenperlen - Typen

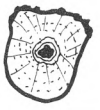
Typus	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Schliffbild									
Gestalt u. Ausbildung d. Oberfläche	glatt, glänzend "poliert"	Wachs-glanz	glatt, matt	rauh	einseitiges Wachstum	unregel-mäßig verwach-sen	angelöst	Wachstums-kanter	Diskoidal-form
Vorkommen	Tropf-zentrum	Tropf-zentrum	Tropf-zentrum	Spritz-wasser-Bereich	Spritz-wasser-Bereich	Trocken-fallen	Aggressive Wässer	Tropfzentr., unterer Nest-Bereich	Grenze Spritzw. - Bereich / Luft

Abb. 1: Übersicht über die Perlentypen nach Oberflächenausbildung, Gestalt, Schliffbild und Bildungsbereich.

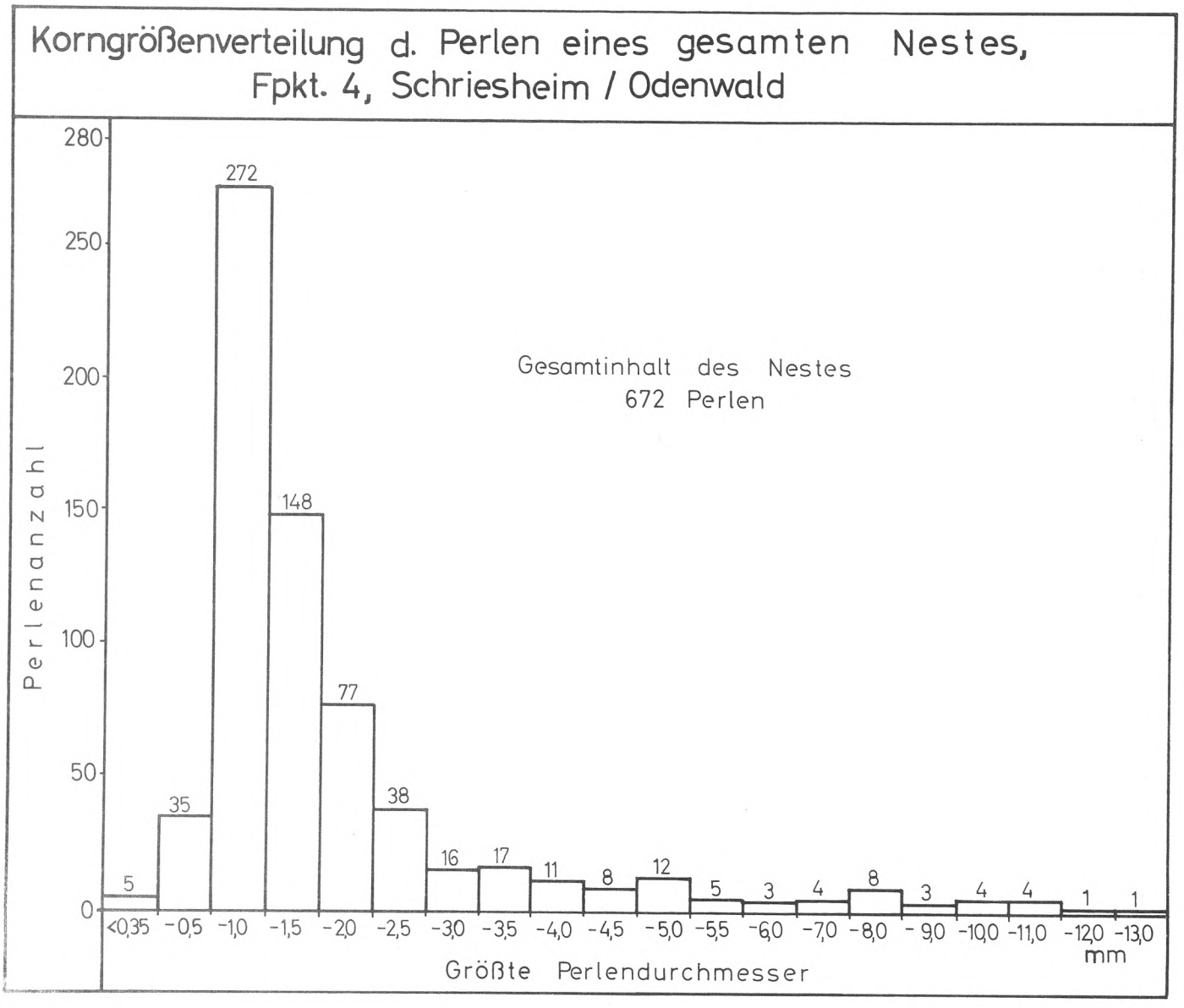


Abb. 2: Histogramm der Perlendurchmesser eines gesamten Nestinhaltes; Fundpunkt 4, Schriesheim (Odenwald).

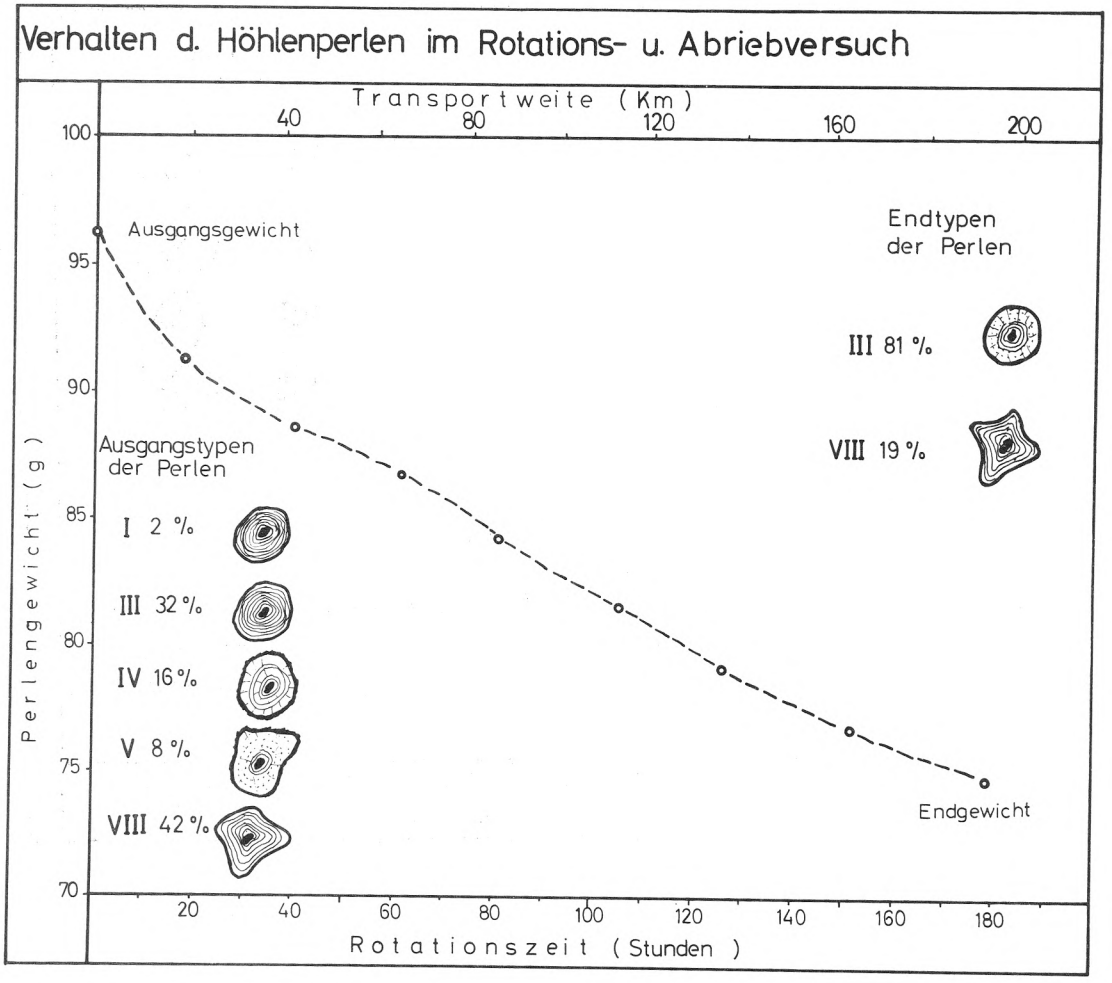


Abb. 3: Mechanisches Verhalten der Höhlenperlen im Rotations- und Abriebversuch.

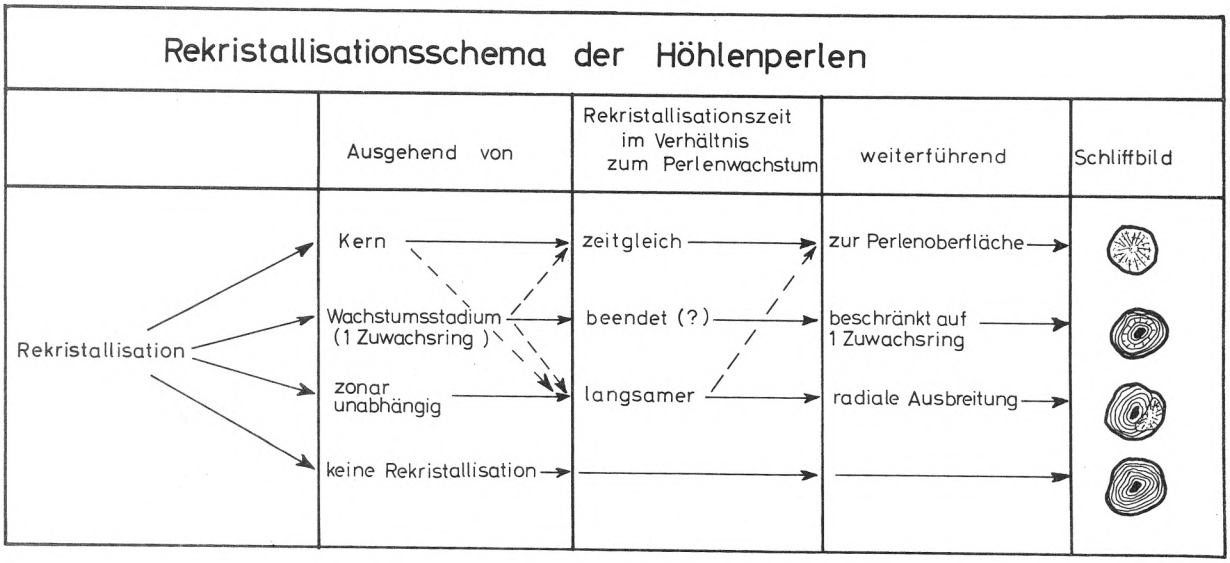


Abb. 4: Übersichtsschema der Rekristallisationsmöglichkeiten bei Höhlenperlen.

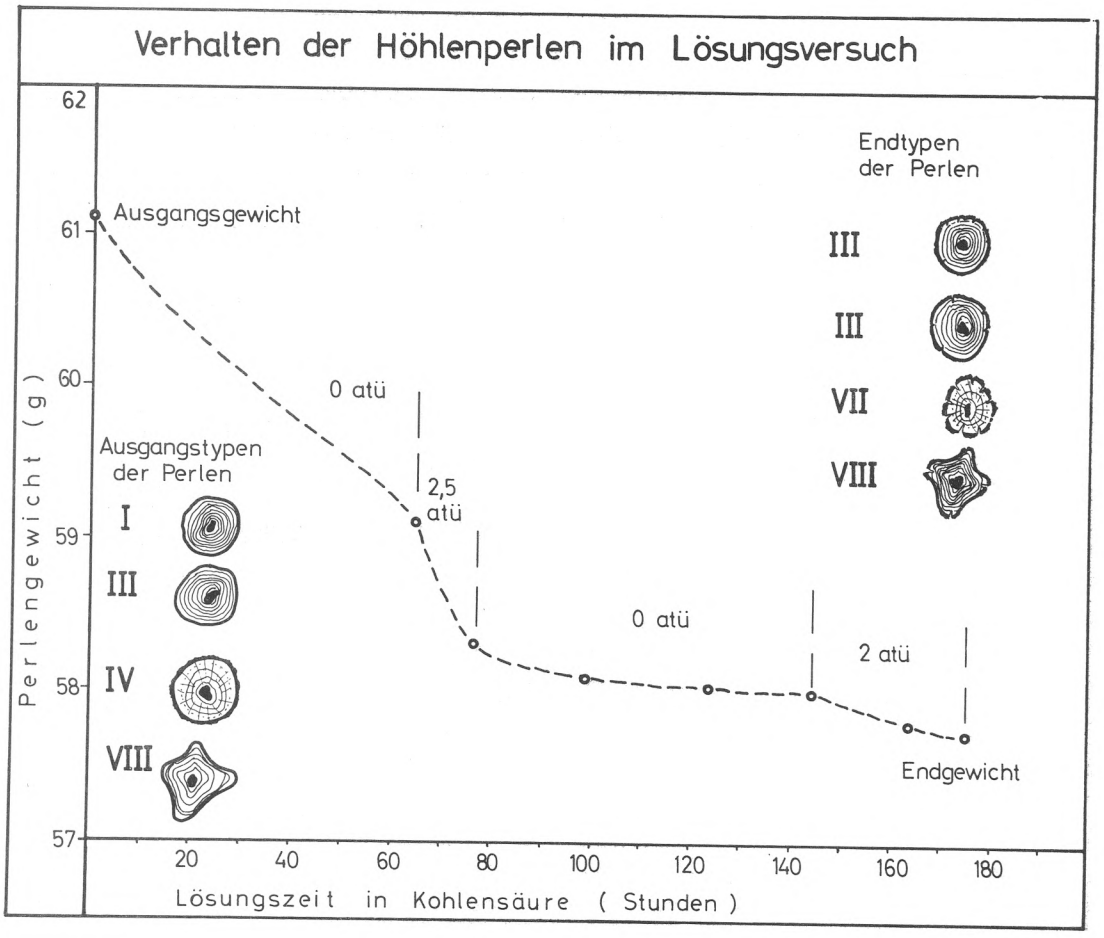


Abb. 5: Verhalten der Höhlenperlen im Anlösungsversuch.

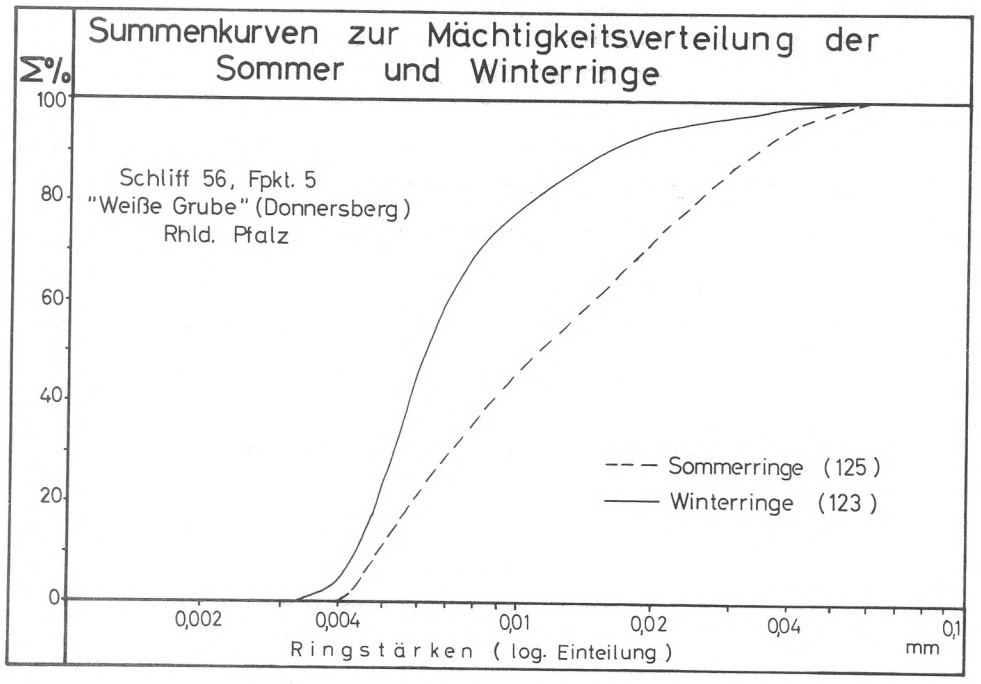


Abb. 6: Summenkurven zur Ringdickenverteilung der Sommer- und Winterringe. Alter der Perle 124 Jahre. Schliff Nr. 56, Fundpunkt 5, "Weisse Grube" am Donnersberg (Rheinland-Pfalz). Abbildung des Schliffes siehe Foto Nr. 5.

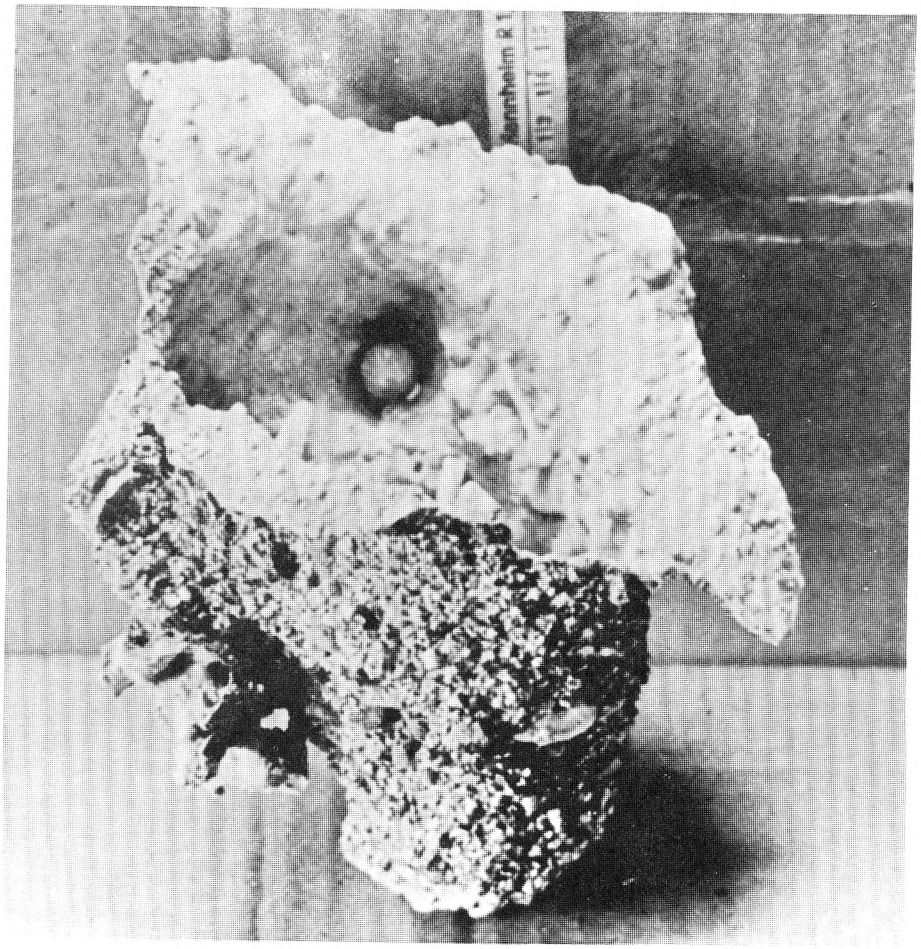


Foto 1: Aus dem Untergrund freipräpariertes trichterförmiges Perlennest. Fundpunkt 2a, Marmoritwerk Bensheim-Auerbach (Odenwald), ehemalige 1.Sohle
Foto Matheis.

Foto 2: Perlenwachstum auf dem Boden eines Stollens, ohne jede Nestausbildung. Fundpunkt 4, Schriesheim (Odenwald)
6 x vergr. Foto Blatter.

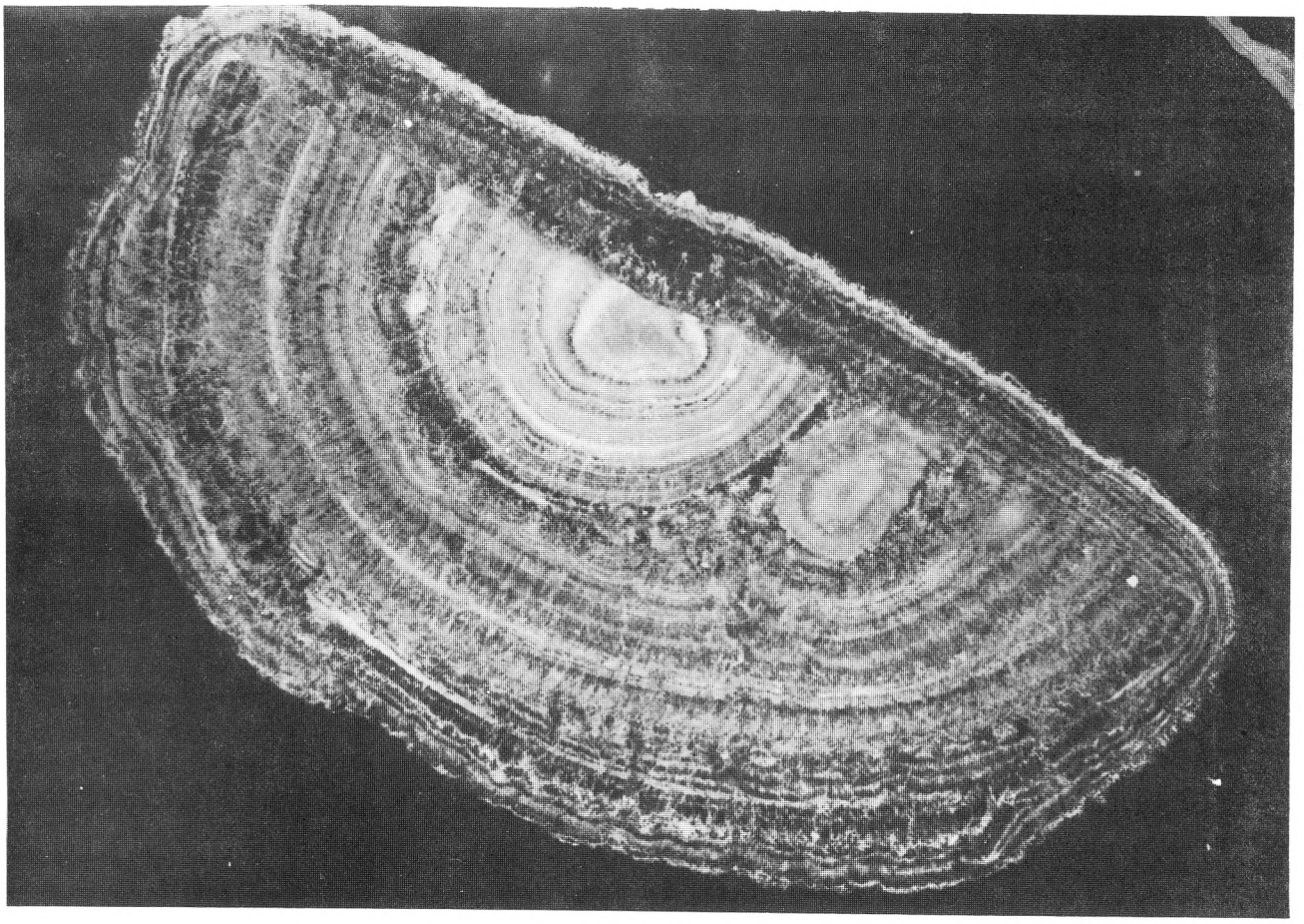


Foto 3: Schliffbild einer zerbrochenen Perle. Nach der Fraktur ging das Wachstum normal weiter.
Schliff Nr. 21, Fundpunkt 1, Kitzlochklammhöhle bei Taxenbach (Zell a.See/Österr.)
8 x vergr.
Foto Homann

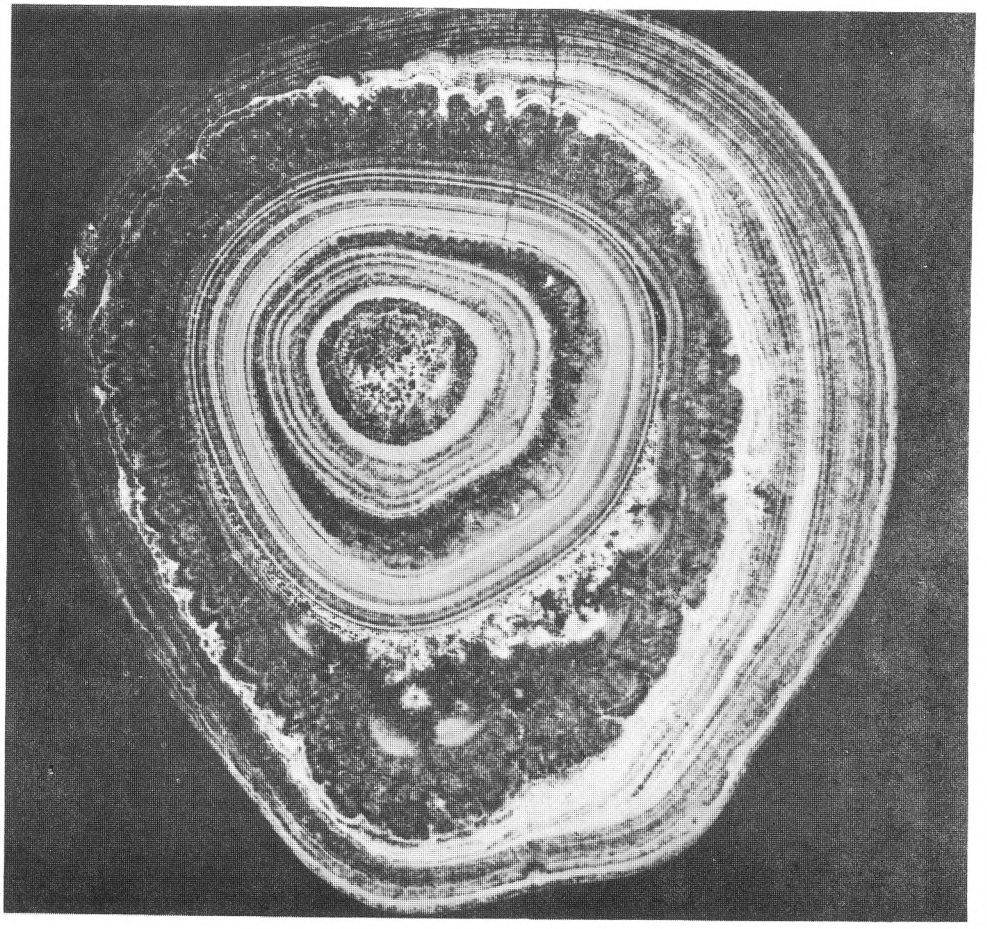
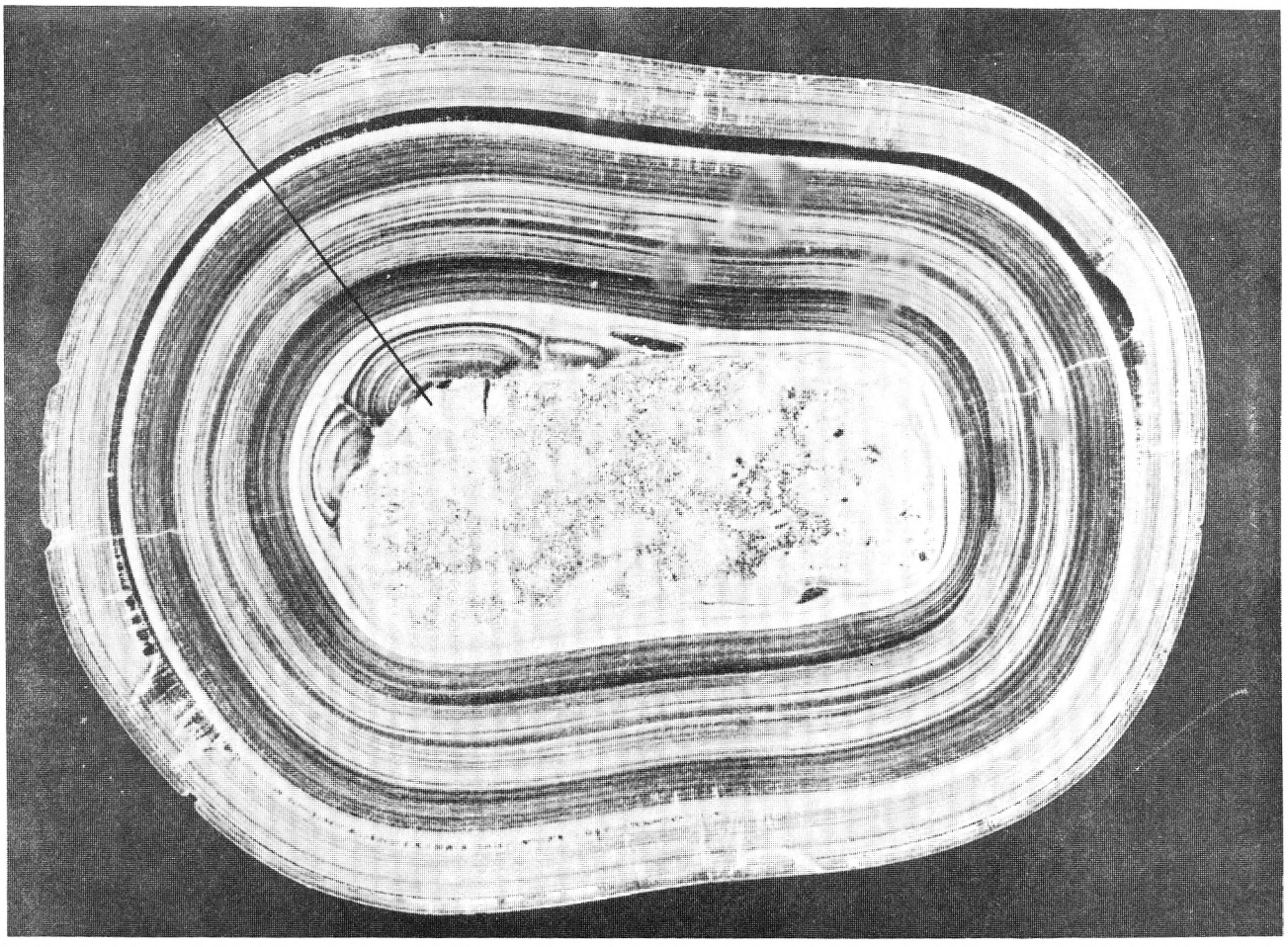


Foto 4: Schliffbild mit mehreren Rekristallisationsmöglichkeiten. Der Kalzitkern ist völlig rekristallisiert. Weiterhin ist eine zonar beschränkte und eine zonar unabhängige, radiale Rekristallisation zu beobachten. Nicht rekristallisierte Schliffbereiche beweisen, dass die Rekristallisation langsamer als das Perlenwachstum vonstatten geht.
Schliff Nr.31, Fundpunkt 1, Kitzlochklammhöhle bei Taxenbach (Zell a.See/Österr.)
9 x vergr.
Foto Homann



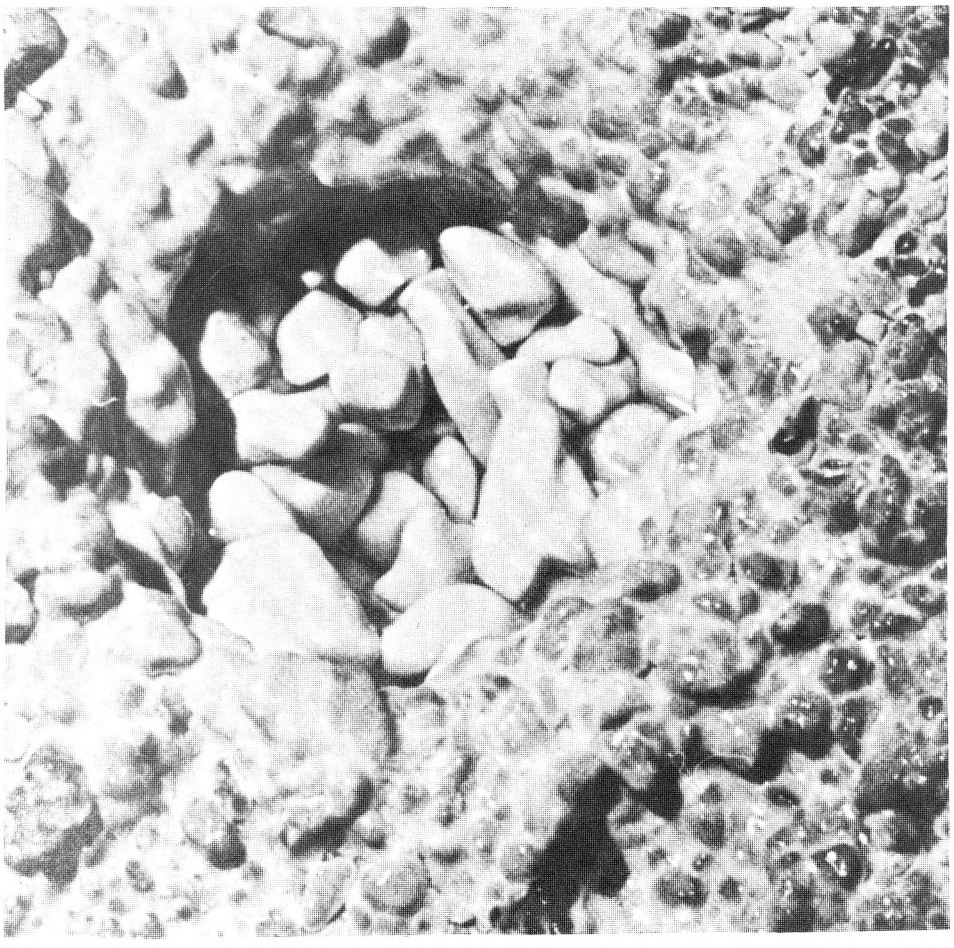


Foto 5: Schliffbild einer nicht rekristallisierten Höhlenperle mit eingezeichneter Messlinie. Alter der Perle 124 Jahre. Gut zu beobachten sind die alternierenden hellen Sommer- und dunklen Winterringe.
Schliff Nr. 56, Fundpunkt 5,
"Weisse Grube" am Donnersberg
(Rheinland-Pfalz).
20 x vergr.

Foto Homann

Foto 6: Trichterförmiges, voll erfülltes Perlennest.
Fundpunkt 4, Schriesheim (Odenwald).
2 x vergr.

Foto Blatter

Analog hierzu ergibt sich, dass die jüngsten Perlen im Regelfalle am Nestboden liegen, während die ältesten Perlen uns zuerst sichtbar an der Nestoberfläche begegnen. Die Altersunterschiede der Perlen innerhalb eines Nestes können um Jahrzehnte variieren.

4.) Perlentypen

Nach der Beschaffenheit der Oberfläche unterscheiden MACKIN & COOMBS (1945) 4 Perlentypen. In dieses Schema lassen sich jedoch nicht alle bisher beobachteten Perlentypen einordnen. Nach der Oberflächenbeschaffenheit und Gestalt der Perlen wird daher folgendes Einteilungsschema vorgeschlagen (vgl. Textabb. 1):

I Oberfläche glatt und glänzend, vergleichbar einer Politur
II Oberfläche glatt und durchscheinend, typischer Wachsglanz
III Oberfläche matt, eventuell glänzende Kanten
IV Oberfläche rauh und uneben
V Oberfläche rauh mit deutlich einseitigem (nach oben gerichtetem) Wachstum
VI Oberfläche rauh, Perle allseitig unregelmässig verwachsen
VII Oberfläche mit Anlösungserscheinungen (Reliktstrukturen)
VIII Oberfläche glatt-matt oder glänzend, 1 - 6 konkave Flächenabschnitte; sogenannte Wachstumskanter
IX Oberfläche glatt bis rauh, deutlich abgeflacht-scheibenförmige Gestalt; sogenannte Diskoidalformen

Am häufigsten sind die Typen I, III und VIII anzutreffen. Der Typus II mit ausgesprochen auffälligem Wachsglanz wurde bisher nur am Fundpunkt 1 und 5 beobachtet, am letzteren dominierend. Perlen mit rauher Oberfläche und einseitig bevorzugtem Wachstum findin sich zumeist in grösseren, flachen, schüsselförmigen Nestern in weiterer Entfernung (bis zu 40 cm) vom Tropfzentrum. Verwachsungserscheinungen (Typus VI) deuten auf sehr unregelmässige Wasserzufuhr und zeitweilig längeres Trockenfallen hin. Perlen mit Anlösungserscheinungen (Typus VII), sowie die sehr flachen, diskusartigen Formen mit stark bevorzugtem Lateralwachstum - nur im gleichbleibenden Grenzbereich Wasser/Luft möglich - gehören zu den selteneren Erscheinungen. Sehr selten kommen zerbrochene Perlen vor (Foto 3). Diese Frakturen sind auf ein gewaltsam gestörtes Wachstum zurückzuführen und werden hier nicht als eigener Typus ausgeschieden.
Die Typenhäufigkeit veranschaulicht nachfolgende Übersicht. Hierbei wurden 500 Perlen vom Fundpunkt 1 ohne jegliche Sortierung ausgewählt und den nachfolgenden Typenklassen zugeordnet (vgl. Tabelle 3).

Tabelle 3: Typenhäufigkeit von 500 Perlen der Kitzlochklammhöhle (Fundpunkt 1)

Typus	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Anzahl der Perlen	25	1	162	94	48	27	16	121	6

In einem eng begrenzten Perlennest sind Vergesellschaftungen der Typen I, III u. VIII möglich, in flachen Perlenschüsseln kommen die Typen III, IV, V, VI, VII und IX gelegentlich zusammen oder in einzelnen Kombinationen vor. Die Wachstumskanter (Typus VIII) wurden nur im tieferen Nestniveau beobachtet, niemals dagegen an der Nestoberfläche. In den Schnittbildern der Nester scheinen die konkaven Flächen der Wachstumskanter Berührflächen mit benachbarten Perlen zu sein. Die Perlenschnittbilder beweisen, dass das Ringwachstum unter Ausdünnung der Lagen auch unter diesen Flächen nach innen gewölbt weitergeht. Es handelt sich bei den konkaven Flächen also keineswegs um Anlösungserscheinungen oder Abbildungen von Kernunebenheiten. Möglicherweise findet an diesen Druckflächen nur ein vermindertes Wachstum statt. Während die übrige Perlenoberfläche normal weiterwächst, entstehen an den Druckstellen unter verminderter Wachstumsrate konkave Flächen.
Die Diskoidalformen sind innerhalb der Spritzwasserzone eines Tropfzentrums auf den Grenzbereich Wasser-Luft beschränkt und liegen dem Nestboden unmittelbar auf, haben also keine weitere Perlenunterlage.
Die Oberflächenausbildung der Typen I, III u. IV kann lagenweise wechseln.
Die Färbung der Perlen variiert von schneeweiss (GSA Rock-Color Chart Symbol N9) über gelblichweiss und gelbbraun (10 YR 6/2) bis grauschwarz (N3). Als besondere Farbvariante kommen im hinteren Bereich der Kitzlochklammhöhle (Fundpkt. 1, vgl. Höhlenplan 1) rötlichbraune Perlen (etwa 10 R 7/4) vor.

Das Korngrössenspektrum innerhalb eines Nestes variiert ausserordentlich. Zum Vergleich wurde der gesamte Inhalt eines Nestes (672 Perlen) vom Fundpunkt 4 ausgemessen. Das Histogramm (Textabb. 2) veranschaulicht die Reichweite der Perlendurchmesser. Die Perlen besitzen Durchmesser zwischen 0,35 - 13,0 mm, wobei der Hauptanteil von Korngrössen zwischen 1,0 - 2,0 mm eingenommen wird.

In genetischer Hinsicht herrscht über die Entstehung der einzelnen Perlentypen keine Einigkeit. Die glänzende Perlenoberfläche (Typus I) wird von einigen Autoren (KIRCHMAYER 1963, 1964; OTTEMANN & KIRCHMAYER 1967; HAHNE, KIRCHMAYER & OTTEMANN 1968) auf eine gegenseitige Politur zurückgeführt, die als Folge von langsamen Rotations- und Reibungsbewegungen durch fliessendes oder tropfendes Wasser entsteht.
KELLER (1937) wies jedoch bereits darauf hin, dass die polierte Oberfläche primär auf die unterschiedliche Anlagerung der Kalzitkristalle zurückzuführen ist. Nach MACKIN & COOMBS (1945) sowie KIRCHMAYER (1964) ist die Intensität der Rotation als eine Folge der Tropfenintervalle anzusehen. Nach KNATZ (1966) besitzen künstliche Ooide mit glänzender Oberfläche die Fähigkeit, weitere Schichten anzulagern. Diese Beobachtung lässt sich bei den Höhlenperlen vom Fundpunkt 1 häufig machen: die matte oder rauhe Perlenöberfläche lässt sich leicht schalenförmig ablösen; darunter erscheint jeweils eine ältere "polierte" Oberfläche. Hieraus ergibt sich die Frage, ob es sich bei den verschiedenen Oberflächentypen der Perlen um Wachstumsstadien handelt, oder ob die Typen auf unterschiedliche Bewegungsintensitäten, wechselden Wasserchemismus oder anderweitig wechselnde Bildungsfaktoren (Temperatur, Form des Kernes) zurückzuführen sind.
Eine statistische Auswertung von 4000 Perlen ergab, dass es sich bei den Perlentypen nicht um verschiedene Wachstumsstadien handeln kann, da alle Typen in jeder Korngrösse und mit sehr unterschiedlichem Alter vorkommen. In den Schliffbildern besteht nur bei sehr jungen Perlen eine direkte Abhängigkeit zwischen Oberflächenform und Kerngestalt. Unebenheiten des Kernes werden sehr schnell ausgeglichen. Das Perlenwachstum zeigt die Tendenz einer zunehmend besseren Sphärizität mit zunehmendem Alter.

Die Beobachtungen markierter Perlen an 12 Nestern (Fundpkt. 2b) über einen Zeitraum von 2 Jahren ergab keinerlei Anhaltspunkte für eine Bewegung, Abrollung oder Rotation. Die Perlen blieben unverändert in ihrer gleichen Ausgangslage - bei stark wechselnden Tropfintervallen im Jahresablauf. Gegen jede Rotation spricht weiterhin das einseitige Wachstum des Typus V. Eine Oberflächenpolitur durch gegenseitige Abrollung ist auszuschliessen, da die Oberflächenausbildung lagenweise zwischen glänzend, matt und rauh wechseln kann.
Im Experiment wurden vom Verfasser 330 Perlen aller Korngrössen und Oberflächentypen einem 176-stündigen Rotationsversuch unter Wasser ausgesetzt (vgl. Textabb. 3). Die Perlen rotierten in einer wassergefüllten Plastikflasche mit 80 U/Min. Aus der Umfangsgeschwindigkeit ergibt sich für diesen Zeitraum eine Transportweite der Perlen von etwa 195 km. Etwa jeweils im Abstand von 20 Stunden wurde der Abrieb (im Durchschnitt jeweils 2 - 3 g) abgefiltert. Es entstand aus allen Perlentypen ein einheitlicher Typus mit glatter matter Oberfläche, vergleichbar dem Typus III. Lediglich ein Teil der Wachstumskanter war noch als dieser Typ zu erkennen. Glänzende Perlen verloren bei der Abrollung ihre "Politur". Der Versuch erbrachte weitere interessante Ergebnisse:
Der Gewichtsverlust durch den Abrieb betrug 27,7 %. Hierbei wurde die in Lösung gegangene Karbonatmenge konstant gehalten, indem jeweils das gleiche Wasser nach dem Abfiltern wiederverwendet wurde. Die Wachstumskanter (Typus VIII) erwiesen sich mechanisch als sehr widerstandsfähig. Sehr anfällig gegen Abrieb waren die Perlen mit rauher und unregelmässiger Oberfläche (Typen IV, V). Im Extremfall reduzierte sich der Durchmesser einer Perle von 13,0 auf 7,8 mm (Typus IV). Von der Oberflächenstruktur her zeigten die Perlen nach dem Versuch keinerlei Unterschiede mehr.
Dies Experiment zeigt - und es wird auch durch die folgenden Untersuchungen zum Bewegungsmechanismus der Perlen noch bestätigt - dass im natürlichen Verband der Perlennester keine Rotation, insbesondere aber keine Oberflächenpolitur durch Rotation oder gegenseitigen Abrieb stattfindet. Jede Rotation würde einen Abrieb der Perlen erzeugen, und damit dem Wachstum, wie auch der Ausbildung verschiedener Oberflächenstrukturen entgegenwirken.

5.) Diagenetische Strukturen

Zu den diagenetischen Vorgängen gehören Verwachsungen und Rekristallisation.
Verwachsungen, sowie ein Festwachsen der Perlen am Untergrund sind seltener zu beobachten, und deuten in jedem Falle auf generelle Änderungen der Bildungsumstände (unregelmässige Wasserzufuhr, Trockenfallen) hin. Primär hätte es unter den neuen Bedingungen, die zur Verwachsung führten, wohl zur Versinterung, nicht aber zu einem Perlenwachstum kommen können.
In diesem Zusammenhang ist interessant, dass es in der Literatur kaum Hinweise auf fossile Höhlenperlen gibt. Das Ende einer Perlen-Wachstumsperiode ist scheinbar häufig die Verwachsung und Einsinterung, so dass der primäre Perlencharakter nur noch schwer zu erkennen ist.

Die Rekristallisation (oder Kornvergrösserung) der Perlen ist nur im Dünnschliff zu studieren. Sie bewirkt eine Zerstörung der primär konzentrischen Struktur der Zuwachsringe. Es entsteht eine konzentrisch-radiale Struktur, die vom Kern ausgehend bis zur Perlenoberfläche durchgreifen kann. Die Zuwachsringe werden hierbei durchbrochen und Verunreinigungen nach aussen abgedrängt. Bei den Perlen vom Fundpunkt 1 sind viele Kalzitkerne der Perlen in die Rekristallisation mit einbezogen (vgl. Foto 4), so dass die strukturellen Kennzeichen der Perlen vollständig zerstört sind.
Die Rekristallisationsmöglichkeiten der Höhlenperlen sind in Textabbildung 4 schematisch dargestellt.

Die Ursachen der Rekristallisation sind von der Geochemie her zu erklären.
Die Perlen der Fundstellen 1, 2b und 7 sind stark rekristallisiert, die der Fundstellen 2a, 3, 4 und 6 weniger stark, während die Perlen vom Donnersberg (Fundpkt. 5) keine Rekristallisationserscheinungen aufweisen (vgl. Foto 5).
Auf eine Klassifizierung der Schliffbilder wird verzichtet, da diese im wesentlichen einer Abstufung der Rekristallisationserscheinungen gleichkommen würde.

6.) Rundung und Sphärizität

Die Werte für Rundung und Sphärizität (Annäherung an die Kugelgestalt) wurden für 500 Perlen der Kitzlochklammhöhle (Fundpkt. 1) nach dem Vergleichsschema von KRUMBEIN & SLOSS (1963) bestimmt (Tabelle 4).

Tabelle 4: Zusammenstellung der Werte für Rundung und Sphärizität an 500 Perlen der Kitzlochklammhöhle

Abstufungen der Werte für Rundung und Sphärizität	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9
Perlenzahl (Rundung)	84	105	100	156	55
Perlenzahl (Sphärizität)	-	44	154	196	97

Die Verteilung zeigt ein Vorherrschen mittlerer Rundungs- und Sphärizitätsgrade. Aus Schliffbefunden ergibt sich mit zunehmendem Perlenalter (gleichbedeutend mit zunehmender Schalenmächtigkeit) die Tendenz einer besseren Sphärizität. Mit gewissen Einschränkungen, die die Ausgangsrundung des Kernes betreffen, deuten schlechte Rundungsgrade auf junge Perlen hin. Da die vorstehend untersuchten Perlen willkürlich verschiedenen Nestern entnommen wurden, spiegelt sich in der breiten Streuung der Rundung und Sphärizität das unterschiedliche Alter der einzelnen Perlen wider. Hieraus ist der Schluss zulässig, dass das Alter einer einzelnen Perle keineswegs identisch mit dem Alter der Bildungsstelle oder der übrigen Perlen eines Nestes zu sein braucht.

7.) Bewegungsmechanismus der Perlen

Jedes Perlennest liegt im Zentrum einer Tropfwasserstelle. Hierbei ist deutlich zwischen dem Bereich des aufprallenden Tropfens und dem hierdurch sekundär erzeugten Spritzwasserbereich zu unterscheiden.

Durch langzeitige Messungen mit einer Lichtschranke im Marmoritwerk (Fundpkt. 2b) wurde nachgewiesen, dass die Abweichungen des Tropfens von der Aufschlagstelle - selbst bei Tropfhöhen von 4 m - nur wenige mm betragen, sofern in den Höhlen kein Luftzug herrscht. Die Tropfintervalle erwiesen sich über einen Beobachtungszeitraum von mehreren Tagen ebenfalls als weitgehend konstant (Messung mit Lichtschranke und Zählwerk). Es wurden Intervalle von 12 Sekunden bis zu mehreren Minuten an den verschiedenen Tropfstellen registriert.
Die Ausdehnung der Spritzwasserzone um das Aufschlagzentrum eines Tropfens ist abhängig davon, worauf der Tropfen auftrifft. Die folgenden Werte (Tabelle 5) wurden experimentell ermittelt.

Tabelle 5: Ausdehnung der Spritzwasserzonen um die Aufschlagzentren der Deckentropfen

Aufprall des Tropfens auf	Durchmesser der Spritzwasserzone
die Perlenoberfläche	0,60 m und mehr
die ruhige Wasseroberfläche eines Nestes (Wasserüberdeckung weniger als 5 mm)	0,40 - 0,50 m
die ruhige Wasseroberfläche eines Nestes (Wasserüberdeckung mehr als 5 mm)	0,20 - 0,40 m
die fliessende Wasseroberfläche über einem Nest	0,12 - 0,20 m

Perlennester sind keineswegs auf stehende Gewässer beschränkt; im Marmoritwerk (Fundpkt. 2b) wurden sie in Grubenwässern mit Fliessgeschwindigkeiten zwischen 0,02 - 0,06 m/Sek. beobachtet. Abgesehen von Nestern im Fliesswasserbereich, die in der Regel klein und scharf begrenzt sind - kann ein Perlenwachstum im gesamten Spritzwasserbereich einer Tropfstelle stattfinden. Die Spritzwasserzone ist um so ausgedehnter, je flacher die Wasserüberdeckung über den Perlen ist. Liegen mehrere Tropfstellen dicht benachbart, so dass sich die Spritzwasserzonen überschneiden, dann können Riesennester von mehreren Quadratmetern Flächeninhalt entstehen. Eine Abhängigkeit der Nestdurchmesser von der Tropfhöhe liess sich nicht nachweisen. Ausschlaggebend für die Nestgrösse ist allein der Durchmesser der Spritzwasserzone.

Der Faktor einer Ortsbewegung der Perlen wird in der Literatur eindeutig zu hoch bewertet (vgl. Kap. II 4). Durch Markierungsversuche liessen sich keine Ortsbewegungen nachweisen. Dennoch führen die Perlen innerhalb eines Nestes messbare Bewegungen aus. Der Nachweis und der Charakter der Bewegungen wird in den folgenden Versuchsanordnungen dargestellt:

a) Bewegungsnachweis durch Widerstandsmessungen

Der Perleninhalt eines Nestes vom Fundpunkt 1 wurde mit einer Graphitschicht bedampft, um die Perlenoberfläche elektrisch leitfähig zu machen. In einer dem natürlichen Nestaufbau nahekommenden Anordnung wurden 2 Elektroden eingeführt und das Nest mit destilliertem Wasser aufgefüllt. Nach dem Anlegen einer Spannung glich die Versuchsanordnung im Prinzip einem "Kohlekörnermikrofon". Durch auftropfendes destilliertes Wasser wurden die Perlen bewegt und erzeugten Widerstandsänderungen, die auf einem Oszillographen (Hottinger Messtechnik, Type H2 V18) sichtbar gemacht werden konnten. Blindversuche mit unbedampften Perlen führten zu keinem Ergebnis. Durch Amplitudenänderungen der Oszillographenbilder wurde nachgewiesen, dass die Bewegungsintensität der Perlen mit zunehmender Tropfenhöhe verstärkt wird, zum anderen mit zunehmender Wasserüberdeckung über den Perlen sehr stark abnimmt. Schwache Perlenbewegungen wurden noch unter einer Wasserüberdeckung von mehreren Zentimetern beobachtet, die mit der Versuchsanordnung b) nicht mehr messbar waren.
In sorgfältiger Weise mussten bei diesem Versuch Verunreinigungen des Wassers vermieden und durch Blindversuche ständig überprüft werden. Normales Leitungswasser ruft infolge gelöster Salze den gleichen Widerstandseffekt hervor.

b) Grössenordnung der Perlenbewegungen

Ein Glasgefäss mit planparallelen Wänden wurde mit Perlen in natürlicher Nestanordnung gefüllt und über den Zeitraum von einer Stunde einem Tropfenaufprall ausgesetzt, so dass nach dieser Zeit keine Setzungserscheinungen der Perlen mehr zu erwarten waren. In spezieller Anordnung wurden die Perlen jetzt mit einem Binokular (mit Messeinrichtung) bei etwa 60-facher Vergrösserung beobachtet und die Bewegungen der Perlen in verschiedenen Nestabschnitten (Tropfzentrum, Randbereich) und variierender Tropfhöhe gemessen. Die Bewegungen des die Perlenzwischenräume durchströmenden Wassers wurden durch feinsten Aluminiumstaub sichtbar gemacht und ebenfalls gemessen. Veränderungen der Tropfintervalle hatten auf das Ausmass der Bewegungen keinen Einfluss. Die Ergebnisse des Versuches sind in Tabelle 6 zusammengestellt.

Unter einer Wasserbedeckung von 30 mm über der Perlenoberfläche war selbst bei kleinsten Perlen direkt unter dem Aufschlagzentrum der Tropfen keine messbare Bewegung mehr festzustellen. In den Randbereichen der Nester hören messbare Bewegungen bereits unterhalb einer Wasserüberdeckung von 10 mm vollständig auf. Stärkere Bewegungen finden demnach nur unter allerflachster Wasserbedeckung statt. Zu turbulenten Bewegungen und Rotationen kommt es nur bei kleinsten Perlen (Durchmesser unter 2 mm) direkt unter dem Tropfzentrum, sofern die Wasserüberdeckung nicht mehr als 4 mm beträgt. Allerdings ist hierbei einschränkend zu berücksichtigen, dass im Labor mit konstanten Tropfengewichten von 0,042 g und Tropfhöhen von maximal 1 m gearbeitet wurde. Bei den im Fundpunkt 2b gewogenen Tropfengewichten zwischen 0,152 und 0,280 g und den hier herrschenden Tropfhöhen von maximal 4 m steht also im Extremfalle eine etwa 20-fach höhere potentielle Tropfenenergie zur Verfügung. Hier muss das Ergebnis weiterer Versuche abgewartet werden.

c) Schwingungsbewegungen der Perlen

Anlass zu experimentellen Arbeiten über die Art der Bewegungsvorgänge gab eine Beobachtung im Marmoritwerk (Fundpkt. 2b). In einem Nest mit einer Vielzahl ausschliesslich kleinster Perlen (Durchmesser unter 1,5 mm) und einer Wasserüberdeckung von 3 - 4 mm entstand direkt unter dem Aufschlagzentrum eines Tropfens eine kleine Perlenanhäufung, die sich - nach künstlicher Entfernung - innerhalb weniger Tage neu bildete. Im Experiment b) konnte dieses Phänomen im Labor wiederholt werden, gelang jedoch nur mit kleinsten Perlen unter 2 mm Durchmesser. Hieraus resultiert die

Tabelle 6: Bewegungsintensitäten der Höhlenperlen im Tropfversuch. 1 Teilstrich (TS) = 0,004 mm

Wasserbedeckung	Grosse Perlen Ø 3-4 mm		Kleine Perlen Ø 1-2 mm	
	Tropfhöhe 1 m			
	Ausschlag		Ausschlag	
	Perlen	Schwebstoffe	Randbereich	Tropfzentrum
0 mm	2-3 TS	30-40 TS	≫10 TS	≫10 TS
1 "	1-2	20-30	8-10	> 10
2 "	1	10-16	6-9	> 10
3 "	1/2	8-12	5-8	> 10
4 "	-	6-10	3-5	8- 10
5 "	-	5-6	3	6-8
10 "	-	1-4	1-2	5-7
20 "	-	1/2-1	-	1-2
30 "	-	1/2	-	1/2
40 "	-	1/2	-	-
50 "	-	-	-	-
	Tropfhöhe 0,50 m			
0 mm	2-3 TS	30-40 TS	≫10 TS	≫10 TS
1 "	1-2	30	5-10	≫10
3 "	1	20	5-8	> 10
4 "	1/2	15	3-5	> 10
5 "	-	10-15	2-3	6-10
10 "	-	6-8	1-2	4-5
20 "	-	2-3	-	1-2
30 "	-	1	-	-
40 "	-	-	-	-

Annahme, dass die Perlen Schwingungsbewegungen ausführen, die senkrecht auf das Tropfzentrum hin- und weggerichtet sind. Im Versuch b) wurde ebenfalls nur ein Auf- und Abschwingen registriert, ohne erkennbare Anzeichen einer Rotation. Die Beobachtungsperspektive liess jedoch keine weiteren Aussagen über die Schwingungsrichtung zu.
Die Bewegungsrichtung der Perlen ist jedoch nur zu erfassen, wenn die Bewegung dreidimensional ungestört erfolgen kann, was mit der nachfolgenden Versuchsanordnung erreicht wurde:

Der Inhalt eines Nestes wurde in einem Glasrundkolben (etwa Nestform!) mit Bromoform (Dichte 2,82) unterschichtet und mit Wasser überschichtet. Die Perlen schwammen somit auf der Grenzschicht zwischen Bromoform und Wasser. Durch auftropfendes Wasser werden die Wellenbewegungen über die Grenzschicht in das Bromoform übertragen und die Perlen selbst hierbei zum Schwingen angeregt. Bei verschiedener Wasser-Überdeckungshöhe und variierter Tropfhöhe wurden die Bewegungsrichtungen und -intensitäten der Perlen innerhalb verschiedener Nestbereiche abgetastet. Eine Rotation der Perlen wurde in keinem Falle beobachtet. Die Schwingungsamplituden unterhalb des Tropfzentrums sind naturgemäss am grössten, und können die eingangs geschilderte Beobachtung einer Perlenanhäufung in diesem Bereich erklären.

8.) Wasserchemismus

Tabelle 7 gibt eine Übersicht über die bisher durchgeführten Wasseranalysen. Den jahreszeitlichen Schwankungen in der chemischen Beschaffenheit der Höhlen- bzw. Grubenwässer kommt für die rhythmischen Zuwachsringe der Perlen eine grosse Bedeutung zu. Eingehende Untersuchungen wurden im Marmoritwerk begonnen, jedoch liegen über den vollen Ablauf eines Jahres noch keine Analysenwerte vor. In den tieferen Höhlen- und Bergwerksbereichen bleiben Temperatur und Luftfeuchtigkeit im Jahresablauf nahezu konstant (im Marmoritwerk 6. Sohle: Sommertemperatur 13,1°C, Wintertemp. 12,9°C; die relative Luftfeuchtigkeit wurde immer mit 100% ermittelt). Die pH-Werte der Grubenwässer liegen zwischen 6,5 - 6,8.

Tabelle 7: Wasseranalysen der untersuchten Höhlenperlen-Fundstellen

Fundstelle	freies CO_2		°dKH		°dGH	
	Febr. 68	Febr. 69	68	69	68	69
2b; Tropfwasser von der Decke abgeleitet		1,41 mg/l 1,75		1,96		38,03
2b; Tropfwasser am Boden aufgefangen	1,32 1,54	2,64 1,76	2,8	2,8	39,76	39,2
2b; Tropfwasser am Boden aufgefangen, anderes Nest		2,46		3,08		16,8
2b; Nestwasser	11,0 5,28	2,20	13,44 13,02	12,93	17,08 15,52	16,8
5; Nestwasser				7,01		12,88
6; Nestwasser				11,5		13,44
2b; Ostfeld der 6. Sohle, Grubenabwasser		5,02		12,76		20,34

Auffällig ist die geringe Karbonathärte aller Tropfwässer. Die hohe Gesamthärte wird im wesentlichen durdh Nitrate (Sprengstoffe) und Sulfate hervorgerufen und ist lokal und zeitlich erheblichen Schwankungen unterworfen.

Alle Tropfwässer vom Fundpunkt 2b erwiesen sich während des Untersuchungszeitraumes als aggressiv, während die Boden- und Nestwässer keine aggressive Kohlensäure enthielten.

Zur Klärung der Frage,oob einer der beobachteten Perlentypen auf sekundäre Anlösung zurückzuführen ist, wurden Anlösungsversuche durchgeführt. Während einer Gesamtzeit von 175 Stunden wurden die Perlen in einem wassergefüllten Druckgefäss mit CO_2 durchlüftet, wobei der Druck zeitweise bis auf 2,5 atü gesteigert wurde (vgl. Textabb. 5). In Abständen zwischen 12 bis 64 Stunden erfolgte eine gravimetrische Bestimmung des in Lösung gegangenen Karbonates. Insgesamt ging eine Karbonatmenge von 5,3 % des Ausgangsgewichtes in Lösung. Hierbei konnte ein Perlentypus erzeugt werden, der dem - in der Natur selten vorkommenden - Typ VII in auffallender Weise gleicht: die Oberfläche der Perlen ist durch Reliktstrukturen gekennzeichnet, d.h. zernarbt und von Lösungsfurchen durchsetzt. Die experimentell erzeugten Lösungsstrukturen wiesen ein etwas rauheres Relief auf, als die im Fundpunkt 1 beobachteten Perlen, deren zerfurchte Oberfläche stellenweise wieder geglättet erschien. Nach einem kurzzeitigen Abrollversuch der künstlich angelösten Perlen waren diese in ihrer Oberflächenstruktur von den natürlichen Lösungsformen nahezu nicht mehr zu unterscheiden. Damit dürfte ein Hinweis erbracht sein, dass bei den Höhlenperlen mit sekundären Lösungserscheinungen zu rechnen ist, und bei einer Altersbestimmung auch dieser Faktor berücksichtigt werden muss.

9.) Röntgenographische Befunde

Einige Perlen der Kitzlochklamm-Höhle (Fundpkt. 1) wurden röntgenographisch untersucht. Die Pulveraufnahmen zeigen für den Schalenanteil der Perlen nur Kalzit; Aragonit war nicht nachzuweisen. Durch Auflösung von 50 Perlen in Monochloressigsäure wurden die nicht aus Kalzit bestehenden Kerne der Perlen gewonnen und ebenfalls als Pulverdiagramme aufgenommen. Auf den Röntgenaufnahmen können Quarz, Muskovit, Chlorit und Turmalin als Kernsubstanzen identifiziert werden. Zusammen mit Kalzit ergibt sich damit ein breites Spektrum möglicher Perlenkerne. Weitere Kerne werden bei KIRCHMAYER (1964:319) angeführt.

10.) Altersbeziehungen

In der Literatur werden Höhlenperlen mit einem Alter von wenigen Monaten bis zu 170 Jahren angeführt (KIRCHMAYER 1962, 1964). Die ermittelten Alterswerte des vorliegenden Untersuchungsmaterials schwanken zwischen 9 und 124 Jahren (vgl. Tabelle 8). In Bergwerken sind Angaben über das mögliche Höchstalter leicht zu erbringen.
Das Alter der Perlen wird durch Auszählen der kontinuierlichen Abfolge heller Sommerringe und dunkler Winterringe (wahrscheinlich hervorgerufen durch Anwesenheit weniger stark aufoxidierter organischer Substanzen; vgl. KIRCHMAYER 1962:254), ermittelt. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass sich in der Ringabfolge in erster Linie eine Niederschlagsstatistik widerspiegelt. So lassen sich insbesondere die dunklen Winterringe bei starker Vergrösserung häufig in weitere Einzelringe auflösen, die lediglich Niederschlagsschwankungen während eines Halbjahres anzeigen. Auch sind Wachstumsunterbrechungen, Trockenzeiten oder durch sekundäre Anlösung bedingte Zeitlücken mit dieser Methode nicht zu erfassen. Rekristallisationserscheinungen können jeden Auszählversuch zunichte machen.
Wie im Kapitel II 3 dargelegt wurde, sind die Perlen einer Fundstelle oder eines Nestes keineswegs alle gleich alt. Jüngere Perlen finden sich jeweils am Nestboden, ältere an der Nestoberfläche.
Ein relatives Mass für das Alter einer Perle ist ihre Sphärizität (vgl. Kap. II 3 und 4).
Das Grössenwachstum und die Wachstumsgeschwindigkeit der Perlen ist jeweils nach dem Bildungsmilieu sehr unterschiedlich. Unabhängig von der Kerngrösse entstanden am Fundpunkt 2b während eines Zeitraumes von 13 Jahren Perlen mit einem Durchmesser bis zu 16 mm. Vom Fundpunkt 5 liegen Perlen mit einem Alter von über 120 Jahren vor, deren Durchmesser noch unter 10 mm liegt. Die Perlendurchmesser des gesamten Untersuchungsmaterials schwanken zwischen 0,3 mm bis 34,2 mm.
Die Dicken der Zuwachsringe schwanken untereinander ausserordentlich. Auch ein einzelner Ring innerhalb einer Perle kann Mächtigkeitsschwankungen aufweisen, so beispielsweise bei den Wachstumskantern oder bei bevorzugt einseitigem Wachstum. Die hellen Sommerringe sind in der Regel etwas dicker als die Winterringe. In Textabbildung 6 sind die Summenkurven der Ringmächtigkeiten entlang der Messlinie eines Perlenschliffes vom Fundpunkt 5 für Sommer- und Winterringe dargestellt.
Auf die Problematik fossiler Höhlenperlen wurde hingewiesen (vgl. Kap. II 5). Die einzigen wahrschein-

Tabelle 8: Altersbeziehungen der Höhlenperlen aus den untersuchten Fundstellen

Fundpunkt und Entnahmezeit	Durchmesser	Ringzahl	Alter	Ringdicke max. u. min.
1; 1961	15,2 mm	> 98	>49 Jahre	0,320 SR
	5,88	> 60	> 30	0,002 WR
				0,130 SR
				0,015 WR
2a; 1961	11,86	22	11	0,150 SR
				0,012 WR
2b; 11/68	9,6	rekrist.	max.13	0,012 WR
4; 12/67	11,8	34	17	0,068 SR
				0,005 WR
4/68	12,12	18	9	0,014 SR
				0,005 WR
3; 1/67	14,6	55	>27	0,048 SR
				0,007 WR
1/67	12,88	75	> 37	0,028 SR
				0,004 WR

Fundpunkt und Entnahmezeit	Durchmesser	Ringzahl	Alter	Ringdicke max. u. min.
9/67	9,6 mm	40	20 Jahre	0,014 SR 0,012 WR
6; 2/68	10,4	ca. 70	>35	0,036 SR 0,003 WR
5; 11/65	12,04	248	124	0,092 SR 0,002 WR
1/68	10,56	139	>67	0,053 SR 0,002 WR
7; 8/65	16,15	> 43 stark rekrist.	>21	1,280 SR 0,006 WR

lich fossilen Perlen innerhalb des vorliegenden Untersuchungsmaterials stammen aus dem Sauerland (Fundpunkt 7). Der bisher nicht ausreichend gesicherte Nachweis des fossilen Charakters dieser Perlen wird derzeit durch noch nicht abgeschlossene ^{14}C-Bestimmungen erhofft.

III Schlussfolgerungen

1.) Genetische Hinweise

Höhlenperlen entstehen ausschliesslich durch chemische Kalkausfällung als anorganische sphärische Gebilde in natürlichen oder künstlichen Höhlen. Für die gelegentlich noch diskutierte Beteiligung von Blaugrünalgen an der Perlenbildung konnte kein Hinweis gefunden werden.
NachOberflächenausbildung und Gestalt werden 9 Perlentypen unterschieden und den nachfolgenden Bildungsräumen zugeordnet: Perlen mit glatten Oberflächen (Typen I bis III) entstehen in engbegrenzten Nestern unter stärkerer Fliesswasserbewegung oder kurzen Tropfintervallen. Wachstumskanter (Typ VIII) finden sich in den unteren Nestabschnitten des vorgenannten Nesttypus. Perlen mit rauher Oberfläche (Typ IV) oder einseitig bevorzugtem Wachstum (Typ V) entstehen in der Spritzwasserzone grossflächiger Nester, in kürzerer oder weiterer Entfernung einzelner oder mehrerer Tropfzentren. Unregelmässig verwachsene Perlen (Typ VI) deuten auf stärkere Schwankungen in der Wasserzufuhr und auf längeres Trockenfallen hin. Diskoidalformen (Typ IX) entstehen als Einzelformen innerhalb der Spritzwasserzone im gleichbleibenden Grenzbereich zwischen Wasser und Luft; sie besitzen keine weitere Perlenunterlage. Angelöste Perlen (Typ VII) setzen das zeitweilige Einwirken aggressiver Wässer voraus.

Der Bewegungsmechanismus der Perlen wurde experimentell ermittelt. Für Orts- oder Rotationsbewegungen war kein Nachweis zu erbringen, abgesehen von kleinsten Perlen mit weniger als 2 mm Durchmesser unter flachster Wasserbedeckung unmittelbar unter dem Aufschlagzentrum eines Tropfens.
Das freie Wachstum der Perlen und die Verhinderung eines Zusammenwachsens wird durch Schwingungsbewegungen der Perlen im Rhythmus des auftropfenden Wassers gewährleistet. Das Wachstum führt zu einem allmählichen Anheben des gesamten Nestinhaltes. Der Nachweis des Schwingungscharakters der Bewegungen wurde durch Widerstandsmessungen, Tropfversuche und optische Messergebnisse erbracht.
Die Oberflächenausbildung der Perlen ist primär, eine Politur durch gegenseitiges Abreiben findet nicht statt.

2.) Terminologie

Höhlenperlen gehören strukturell und genetisch zu den Ooiden (KALKOWSKY 1908, PETTIJOHN 1957, CAROZZI 1960), d.h. "... aus Kern und Schale zusammengesetzten Gefügekörnern, die sich in ihrer Gestalt einer Kugelform beliebig nähern ..." (FLÜGEL & KIRCHMAYER 1962).
Die Namnesgebung der Höhlenperlen ist noch uneinheitlich. ERDMANN (1902) nennt sie Pisolithe. Hierunter werden jedoch von anderen Autoren alle Ooide mit einem Durchmesser über 2 mm verstanden, oder auch Ooide heisser Quellen (KUMM 1927). Landläufige Bezeichnungen der Perlen sind u.a. "Taubeneier" oder "Teufelskonfekt" (vgl. hierzu TRIMMEL 1965:44). Seit 1930 ist der von LEE (in HESS 1930) wieder eingeführte Name Höhlenperlen ("Cave pearls", "perles des cavernes" oder "perles des grottes") im Gebrauch.

HAHNE, KIRCHMAYER & OTTEMANN (1968) schlagen vor, als typisch genetische Bezeichnung für den kontinentalen Bildungsraum in Höhlen und Bergwerken den Namen Höhlenperlen als Äquivalent für rezente oder fossile Ooidbildungen im marinen Bildungsraum zu gebrauchen (in Anlehnung an die Definition von GASSER 1913). Abgesehen von den Übersetzungsschwierigkeiten der bisher verwendeten Begriffe sollte eine genetische Definition klar zum Ausdruck bringen, dass es sich bei den Höhlenperlen bildungsmässig um echte Ooide handelt. Zur klaren Abgrenzung von Genese und Bildungsraum, sowie im Sinne einer internationalen Vereinheitlichung der bisher verwendeten Begriffe wird daher vorgeschlagen, den Begriff Höhlenperlen (einschliesslich aller bisher verwendeten Namen) durch den Ausdruck S p e l a e o i d e zu ersetzen. Auf eine Abgrenzung oder Hervorhebung des kontinentalen Bildungsraumes wird verzichtet, da durch die Untersuchungen von COUSTEAU Anhaltspunkte gegeben sind, dass ein Tropfsteinwachstum in lufterfüllten untermeerischen Höhlen möglich ist. Hier sind weitere Untersuchungen abzuwarten, inwieweit diese Möglichkeit auch für Höhlenperlen zutrifft.

Definition der Spelaeoide:

Derivatio nominis: spélaion griech. = Höhle,
oôn griech. = Ei

Spelaeoide sind genetisch und strukturell als Ooide erkennbare, durch Tropfwasser gebildete rezente oder fossile Sedimentsphärite mit verschiedenartiger Oberflächenstruktur, deren Bildungsraum - in nestförmigen Ansammlungen - auf natürliche und künstliche Höhlen (einschliesslich Bergwerke) beschränkt ist.

Der Verfasser dankt Herrn Prof. Dr. G. SOLLE und Herrn Dr. W. KREBS (TH Darmstadt) für die Bereitstellung der Instituts- und Laboreinrichtungen. Dank dem Entgegenkommen der Herren Dr. K. LINCK und BLIEDER (Bensheim-Auerbach) wurden eingehende Untersuchungen im Marmoritwerk Bensheim-Auerbach ermöglicht. Für brieflichen Gedankenaustausch bin ich Herrn Dr. H. W. FRANKE (Kreuzpullach) und Herrn Dr. M. KIRCHMAYER (Heidelberg) zu Dank verpflichtet. Für präparative Arbeiten danke ich den Herren H. FRANZ und L. FRICK (Darmstadt). Bei Gelände- und Fotoaufnahmen halfen mir in dankenswerter Weise meine Kameraden G. HESS, F. BLATTER, I.SPECKHARDT und H. SCHORSCHER (Darmstadt).

Literatur:

CAROZZI, A. V. (1960) Microscopic sedimentary petrography. - 485 S., 88 Abb., New York - London (Wiley & Sons)

ERDMANN, E. (1902) Stalagmit - och pisolitardade bildningar i Höganäs stenkolsgrufa, Skane. - Geol. Fören. Förhandl., 24, No. 217, H. 7, 501-507, 5 Abb., Stockholm

FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1962): Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. - N. Jb., Geol. Paläont. Mh., 1962, 113-123, 2 Tab., Stuttgart

GASSER, G. (1913) Die Mineralien Tirols, einschliesslich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. - 548 S., 1 Karte, Innsbruck (Wagner)

GSA Rock-Color Chart: Geol. Soc. Amer., New York 1951 (Auflg. 1963)

HAHNE, C., KIRCHMAYER, M. & OTTEMANN, J. (1968): "Höhlenperlen" (Cave Pearls); besonders aus Bergwerken des Ruhrgebietes. Modellfälle zum Studium diagenetischer Vorgänge an Einzelooiden. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 130, 1, 1-46, 25 Diagramme, 25 Abb. (8 Taf.), Stuttgart

HESS, F. L. (1930) Oölithes or Cave Pearls in the Carlsbad Caverns. - Proc. U.S. Nat. Mus., 76, No. 2813, art. 16, Jg. 1929, 1-5, Taf. 1-8, Washington.

HOMANN, W. (1968) Höhlenperlen. - Z. "Delphin", 2, 24-26 (32), Hamburg

KALKOWSKY, E. (1908) Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. - Z. dt.geol.Ges., 60, 68-125, Taf. 4-11, 3 Abb., Berlin

KELLER, W. D. (1937) "Cave Pearls" in a cave near Columbia, Missouri. - J. sed.Petrol., 7, 263-265, Tulsa.

KIRCHMAYER, M. (1961) Untersuchungen an rezenten Höhlenperlen. - "Die Höhle". Z.Karst- u. Höhlenkde., 12, S.56, Wien

KIRCHMAYER, M. (1962) Zur Untersuchung rezenter Ooide. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 114, 3, 245-272, 2 Bild., 10 Abb., 8 Tab., Stuttgart

KIRCHMAYER, M. (1963) Höhlenperlen (Cave Pearls, Perles des Cavernes), Vorkommen, Definition sowie strukturelle Beziehung zu ähnlichen Sedimentsphäriten. - Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 1963, No. 10, 223-229, Wien

KIRCHMAYER, M. (1964) Höhlenperlen (Cave Pearls) aus Bergwerken. - Sitzber.österr.Akad.Wiss.Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 173, H. 5/7, 309-349, 18 Abb., 6 Tab., Wien

KNATZ, H. (1966) Zur Bildung "künstlicher Ooide" in Kraftwerken. - Leitz.-Mitt. Wiss. u. Techn., 3, Nr. 6, 176-178, 5 Abb., Wetzlar

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. (1963): Stratigraphy and Sedimentation. - 660 S., Abb., Tab., London

KUMM, A. (1927) Zur Klassifikation und Terminologie der Sphärite. - Z.dt.geol.Ges., 78, (1926), 1-34, Berlin

LANGER, K. (1966) Rezente Höhlenperlen im Ruhrgebiet. - D.Aufschl., 17, 7/8, 200-206, 8 Abb., Heidelberg

MACKIN, J. H. & COOMBS, H. A. (1945): An occurence of "Cave Pearls" in a mine in Idaho. - J. Geol., 53, 58-65, 4 Abb., Chicago

OTTEMANN, J. & KIRCHMAYER, M. (1967): Über Höhlenperlen und die Mikroanalyse von Ooiden mit Elektronenstrahlen. - D.Naturwiss., 54, H. 14, 360-365, 11 Abb., Heidelberg

PETTIJOHN, F. J. (1957) Sedimentary rocks. - 718 S., 173 Abb., 40 Taf., New York (Harper & Brothers)

TRIMMEL, H. (1965) Speläologisches Fachwörterbuch (Fachwörterbuch der Karst- und Höhlenkunde). - Akten 3. Int. Kongr. Spel. (Wien - Obertraun - Salzburg 1961), Bd. C, 1-109, 20 Abb., Wien

Diskussion:

GEYH (Hannover): Nach Ihren Ausführungen sollen die kleinsten, am tiefsten liegenden Spelaeoide auch die jüngsten sein. Ihre Argumente, die diese Hypothese stützen sollen, überzeugen mich nicht. Besteht nicht die Möglichkeit, dass alte Spelaeoide ihr Wachstum abgebrochen haben und nach unten gelangt sind - entsprechend dem Prinzip der Trennung von kleinen und grossen Teilen bei der Schüttelung?
Ich nehme an, dass mit einer Auszählung der "Jahresringe" nur die Wachstumsperiode, aber nicht das wirkliche Alter der Spelaeoide bestimmt werden kann.
Von Interesse ist auch die Klärung der Frage, warum in einem Falle unter einer Tropfstelle ein Stalagmit, im anderen Falle ein Nest von Spelaeoiden entsteht.

HOHMANN: Die erste Frage kann dahingehend klar beantwortet werden, dass es in einem Nest unter normalen Voraussetzungen keine losen Spelaeoide gibt, die ihr Wachstum abgebrochen haben. Eine Wachstumsunterbrechung würde bereits nach kurzer Dauer ein Festsintern der betreffenden Ooide am Nestrand oder -boden bewirken. Der geschilderte Nestaufbau (kontinuierliche Grössenzunahme der Perlen von unten nach oben) entspricht dem in allen Fällen angetroffenen Normalaufbau der Nester. Gleichlaufend zeigen die Dünnschliffe der Perlen aus allen untersuchten Nestern eine Zunahme der Zahl der Jahresringe (bzw. Halbjahresringe) von unten nach oben.
Entscheidend für die im Vortrag vertretene Hypothese ist jedoch die Tatsache, dass charakteristische Ringabfolgen (Färbung, Schwankungen in der Ringdicke, usw.) bei allen Perlen innerhalb eines Nestes absolut gleich auftreten und hierdurch Bildungsumstände fixieren, die zeitgleich für den gesamten Nestbereich Gültigkeit besitzen, jedoch einer individuellen Typenentwicklung in einzelnen Nestbereichen nicht entgegenwirken. So bewirkt beispielsweise eine einmalige verstärkte Toneinschwemmung mit dem Tropfwasser bei allen Perlen eines Nestes zeitgleich die Anlagerung eines besonders gefärbten Ringes, ohne dass hierdurch andere Perlentypen entstehen würden.
Besondere Bedeutung kommt hierbei der Beobachtung von abnormalen zyklischen Wachstumsverhältnissen im Abstand von jeweils 11 - 12 Jahren zu, deren Ursachen wahrscheinlich in den zeitgleich auftretenden Sonnenflecken-Zyklen zu suchen sind (eingehende Darstellung in Vorbereitung). Eine praktische Schwierigkeit bei der Parallelisierung zeitgleicher Ringabfolgen ergibt sich lediglich daraus, dass bei den kleinsten Spelaeoiden im Bodensatz eines Nestes (Grössenverhältnis zu den Ooiden an der Nestoberfläche häufig 1 : 100 oder noch ungünstiger) nur sehr wenige auszählbare Wachstumsringe zur Verfügung stehen, die wiederum nur mit den äussersten Ringen der grossen Ooide parallelisiert werden können. Im Regelfalle kann anhand charakteristischer Ringabfolgen durch Dünnschliff-Vergleiche (Anschliffe reichen nicht aus!) klar entschieden werden, ob 2 vorliegende Spelaeoide aus dem gleichen Nest stammen und welche zeitlichen Beziehungen zwischen ihnen bestehen.

Zur zweiten Frage kann im Augenblick nur der Beobachtungsbefund mitgeteilt werden, dass ein Perlennest oft (jedoch nicht immer) eine Vorstufe zur Bildung eines Stalagmiten darstellt. Häufig zeigen längsgeschnittene Stalagmiten in der Wurzelzone eingewachsene Perlennester. Derartige Schnitte bildet z.B. KUNSKY (1954) ab. Die Ursache eines derart markanten Wachstumsumschwunges ist darin zu suchen, dass der ursprüngliche Nestinhalt infolge Unterbrechung der kontinuierlichen Tropfwasser-Zufuhr festsinterte. Eine einmal auf ihrer Unterlage festgesinterte Perle (Entsprechendes gilt für den Inhalt eines gesamten Nestes) kann bei erneuter Tropfwasserzufuhr nur noch einseitig weiterwachsen und führt somit zwangsläufig zur Bildung eines Stalagmiten. Der gelegentlich geäusserte Einwand, dass Spelaeoide ab einer gewissen Grösse infolge ihres Eigengewichtes nicht mehr bewegt werden können und zwangsläufig festwachsen, fand sich nicht bestätigt. In einer Fundstelle des Lahn-Dill-Gebietes werden Perlen von mehr als 3 cm Durchmesser noch vom Tropfwasser in Bewegung gehalten, dessen Fallhöhe weniger als 2 m beträgt. In der Literatur werden lose vorgefundene Perlen bis zu 5 cm Durchmesser angeführt, während die in den Wurzelzonen der Stalagmiten eingewachsenen Perlen zumeist wesentlich kleiner sind.
Nach Beobachtungen in einem Odenwälder Bergwerk reichte eine Unterbrechung der kontinuierlichen Tropfwasserzufuhr während eines Zeitraumes von wenigen Monaten aus, um den gesamten Perleninhalt eines Nestes - infolge Ausfällung des im restlichen Nestwasser gelösten Karbonates - unveränderbar festsintern zu lassen. Das später erneut einsetzende Tropfwasser vermochte die festgesinterten Ooide nicht mehr zu lösen. Die in der gleichen Grubensohle auftretenden Stalagmiten (maximale Höhe 3 cm) zeigten - soweit Längsschnitte hergestellt wurden - ausnahmslos in den Wurzelzonen eingewachsene Spelaeoide.

MÖLLER (Heidelberg): Dem Vorschlag, Höhlenperlen als "Spelaeoide" zu bezeichnen und sie damit den Ooiden zuzuordnen, kann voll zugestimmt werden; umsomehr, als die Untersuchungen Homanns zeigten, dass Spelaeoide während ihres Wachstums ständig bewegt werden. Diese Bewegung ist Voraussetzung für die Bildung der marinen (und halinen) Ooide. Untersuchungen von P. WEYL mit dem "Saturometer" zeigten, dass Anlagerung von $CaCO_3$ nur stattfindet, wenn die Ooide in Bewegung sind.
Es wäre wünschenswert, wenn ähnliche Untersuchungen auch bei den Spelaeoiden durchgeführt werden könnten.

HOMANN: Im Gegensatz zu den Rotationsbewegungen bei marinen Ooiden sind bei den Spelaeoiden im Normalfall nur Schwingungsbewegungen nachweisbar, durch die die Ortslage der Ooide im Nest nicht verändert wird.
Sofern in seltenen Ausnahmefällen Rotationsbewegungen nachgewiesen werden konnten, waren diese stets auf stark gestörte Verhältnisse von kurzzeitiger Einwirkungsdauer zurückzuführen (ungewöhnlich starke Wasserführung der Tropfstelle nach starken Niederschlägen; zeitweilige Vereisung des Nestes; vgl. hierzu auch Diskussionsbemerkung zum Vortrag von J. VIEHMANN).
Es reichen bei den Spelaeoiden nachgewiesenermassen Schwingungsbewegungen allein aus, um konzentrische Kalkanlagerungen zu gewährleisten. Rotationsbewegungen sind nicht notwendig.
Die Anregung, diesen Befund durch Saturometer-Messungen zu überprüfen, wird dankbar aufgegriffen.

THURSCH: Die Politur der Höhlenperlen mit Rückstand aus der Lösung von Kalken mit Monochloressigsäure kann nicht nur mechanisch erklärt werden, sondern kann auch als elektrolytischer Vorgang aufgefasst werden.

Der Rückstand aus der Monochloressigsäure-Lösung von Kalken besteht mit Masse aus Tonmineralien, von denen bekannt ist, daß sie sowohl Anionen als auch Kationen im Kristallgitter austauschen wie auch dorthin einlagern können.

Die Lagerung der polierten Perlen ausschließlich im Tropfzentrum ist auf das nur hier auftretende, in kürzester Zeit ausgeglichene Überangebot aggressiver, d. h. elektrolytisch wirksamer Ionen zurückzuführen.

HOMANN: Austauscheffekte durch elektrolytische Vorgänge im Zusammenhang mit der Oberflächenpolitur von Spelaeoiden sind theoretisch denkbar, jedoch erfordert eine Stellungnahme hierzu weitere gezielte Untersuchungen. Ein reiner Lösungseffekt durch "aggressive Ionen" kann nicht vorliegen, da hierdurch das gleichzeitige Weiterwachsen der Ooide während des Poliervorganges nicht erklärt werden könnte. Die Dünnschliffe der polierten Spelaeoide zeigen ein ungestörtes, kontinuierliches Wachstum; die Ooidoberflächen lassen keinerlei Lösungsspuren (Ätzfiguren o. dgl.) erkennen.

Индикационные спелеологические исследования

А.Г.Чикишев (СССР)

Работы по освоению карстовых районов,особенно гидротехническое,промышленное;дорожное и гражданское строительство,ставят перед специалистами различных отраслей знаний сложные задачи,решение которых невозможно без детального изучения территорий.Среди методов исследования в последнее время в Советском Союзе все большее распространение получают методы индикационных ландшафтых исследований.

Индикационные ландшафтные исследования представляют собой одно из важных и перспективных направлений современной географии.Эти исследования,с одной стороны,углубляют наши представления о внутриландшафтных и межландшафтных связях,а с другой,позволяют с большой достоверностью и быстротой устанавливать по отдельным физиономическим компонентам природного комплекса дециментные компоненты,недоступные непосредственному наблюдению.

Возникнув первоначально как исследования геоморфологические и геоботанические,индикационные исследования постепенно эволюционировали в сторону расширения круга индикаторов и индикатов /об"ект индикации/ и в последние годы приняли общегеографический характер.

Среди новых направлений индикационных ландшафтных исследований намечается индикационное карстоведение,частью которого являются индикационные спелеологические исследования.Индикационные исследования карста основываются на изучении корреляционных связей между отдельными компонентами природного комплекса, которое проводится или путем сравнения двух аналогичных по природным условиям участков /на одном из них имеется индикат/,или с помощью комплексного физико-географического профилирования.В комплексе индикационных карстоведческих и спелеологических исследований важное место занимает аэрофотосъемка и аэровизуальные исслидования.Применение аэрофотоматериалов и предварительный облет региона дает возможность получить наиболее полную информацию о степени закарстованности территории,морфологических особенностях карстовых форм и гидрологических условиях формирования карста без выполнения трудоемких наземных работ.

Карстово-спелеологические исследования включают вопросы индикации горных пород,их трещиноватости, движущихся карстовых вод и самих карстовых процессов и форм,скрытых от непосредственного наблюдения.

Литоиндикационные исследования представляют собой одну из важных задач спелеологических исследований, поскольку границы возможного развития карстовых процессов определяются прежде всего площадью распространения,составом и мощностью карстующихся толщ.При индикации литологических комплексов могут быть использованы различные компоненты ландшафта и прежде всего рельеф,так как на различных горных породах формируются различные типы рельефа,характеризующиеся определенными формами эрозионного расчленения.

В равнинных условиях районы распространения карбонатных пород отличаются сравнительно слабой расчлененностью и развитием преимущественно глубоких каньонообразных долин с резкими коленчатыми изломами в плане.В пределах плоскогорий площади развития карбонатных отложений характеризуются обычно рельефом волнистого плато,расчлененного речными долинами,иногда со ступенчатыми склонами.Для горных территорий, сложенных известняками и доломитами,свойствен резко расчлененный,крутосклонный рельеф с глубоко врезанной речной сетью,приуроченной к разным системам тектонической трещиноватости.Особенности рев ьефа широко используются также при выявлении и картировании солянокупольных структур.Установлено,что соляным куполам на местности соответствует или положительная форма рельефа,или относительно приподнятый, значительно расчлененный участок,состоящий из ряда возвышенностей и понижений.Над некоторыми солянокупольными структурами на поверхности располагаются пологие депрессии.

Для выявления литологических комплексов наряду с рельефом используется растительность,чутко реагирующая на физические и химические свойства горных пород.Литоиндикационную информацию несут как отдельные виды,так и растительные сообщества.Последние имеют одако более высокую индикационную

значимость,поскольку могут существовать в более узко ограниченных условиях.

С большой достоверностью по растительности выявляются границы между карбонатными породами и другими литологическими разностями,так как растительный покров на известняках и доломитах отличается ярко выраженным физиономическим и флористическим своеобразием.Древостой на карбонатных отложениях, в результате крайней сухости субстрата и вредного действия избытка кальция,обычно более разрежен и угнетен,чем на соседних участках,сложенных иными образованиями.Но особое значение имеет тип леса. Так,в западной части Русской равнины на распространение карбонатных пород,прикрытых песчано-глинистыми отложениями,указывают такие растительные сообщества как сосняк с дубом овсяницевый и сосново-дубово-буковый разнотравный лес.Среди травянистых растений наибольшее индикационное значение имеют сообщества дубровника,шалфея мутовчатого и астры италъянской,являющиеся показателем близкого залегания известняков.Сульфатные и галойдные породы хорошо выявляются по гипсофитной и галофитной растительности,способной переносить повышенное содержание солей.

Одним из основных условий развития карста является трещиноватость пород,определяющая их водопроницаемость.Наибольшее значение имеют тектонические трещины и трещины выветривания,которые хорошо индицируются по растительным и морфологическим элементам.

Вопрос об индикации динамики и агрессивности карстовых вод в значительной мере лишь ставится. хотя при гидрологических исследованиях применяются различные ландшафтные признаки,позволяющие судить о наличие,глубине и минерализации подземных вод,а также выявлять некоторые элементы режима и динамики этих вод.

Особый интерес представяет вопрос об индикации карстовых процессов и форм,поскольку прогноз карста и инфильтрации подземных вод имеет не только большое научное,но и важное прикладное значение. Об интенсивности карстовых процессов и развитии подземных полостей можно судить по разным признакам преимущественно гидрогеилогического,геоморфологического,гидрографического и геоботанического характера.

В этом отношении интересны карстовые источники и особенно травертиновые отложения,накопившиеся в устьях воклюз. Так,травертиновые образования,приуроченные к зоне тектонических разломов надвигового типа,указывают на интенсивное развитие карстовых процессов и наличие крупных подземных полостей на северном Копет-Даге,хотя внешне в облике природных ландшафтов карстовые явления здесь почти не выражены.Подземные полости в долинах рек выявляются по развитию так называемых термических полыней в зимнее время года,когда температура воды карстовых источников,протекающих по этим подземным полостям,выше температуры воды в реке.

Для определения различных стадий карстовых процессов могут быть использованы морфографические и геоботанические данные,основанные на изученни растительных сукцессий,то-есть смен одних растительных сообществ другими.По морфографическим особенностям,как известно,выделяется несколько стадий развития карстовых воронок провального типа.Начальная стадия провальной воронки обычно отличается чуть заметным оседанием поверхностных слоев,в результате прогиба пластов над подземной полостью.На этой стадии незначительные понижения,имеющие вид плохо выраженных блодец,могут быть выявлены по растительности.Это имеет важное значение,поскольку позволяет прогнозировать направленность карстовых процессов и предугадывать провальные явления.Следующяю стадия характеризуется обрушением кровли в подземную полость и образованием карстового провала,с крутыми склонами и неровными краями. Выветривание и смыв постепенно превращают провальную яму в провальную коническую воронку,на дне которой обычно развиты поноры.На пасследующих стадиях эволюционного развития,в связи с кольматацей понора и заносом минеральными отложениями,коническая воронка приобретает сначала чашеобразную, а затем блюдцеобразную форму.Карстовые блюдца,образовавшиеся в результате продолжительного заноса минеральным материалом старых провалов следует отличать от карстовых бюдец первичного происхождения, обязанных проседанию поверхностных слоев над подземными полостями.

Итак,отдельные,пока еще имеющие случайный характер,наблюдения свидетельствуют о том,что как условия карстообразования,так и сами карстовые явления и процессы могут быть об"ектами индикации. Однако,методика ландшафтно-индикационных исследований подземных карстовых форм до настоящего времени систематически не разработана,не выявлены все конкретные индикаторы,не проверены их достоверность и значимость и не созданы региональные индикационные справочники,которые позволили бы широко внедрить ландшафтную индикацию в практику спелеологических исследований.Все это является задачей будущих этапов развития индикационных спелеологических исследований,которые лишь начинают формироваться в особое самостоятельное направление индикационных географических исследований.

Butler Cave - Sinking Creek System

JOHN W. HESS, Jr. (Department of Geology and Geophysics, Pennsylvania State University, University Park, U. S. A.)
NEVIN W. DAVIS (HRB - Singer, Inc. State College, U. S. A.)

ABSTRACT

The Butler Cave - Sinking Creek System was discovered in the spring of 1958 by Kennedy Nicholson. Since then thousands of man-hours have been spent in the exploration and study of the cave system by various groups and individuals. The cave is developed in the Tonoloway and Keyser Limestones of Silurian age in the Ridge and Valley Province of the Appalachian Mountains in Virginia. Development of the cave is stratigraphically controlled and follows the structure of the enclosing limestones and sandstones. Major development is on both sides of the lower Breathing sandstone and along the plunging Burnsville Cove Synclinal axis.

I. INTRODUCTION

A two-year systematic exploration carried out in the Burnsville Cove area of Virginia resulted in the discovery of Butler Cave on May 30, 1958. The discovery was made by Kennedy Nicholson when he dug open a small hole from which a strong draft of air flowed. The existence of a large cave system had been suspected for many years. Hydrogeological and structural evidence in the Cove pointed to its existence. The drainage in Burnsville Cove is subsurface; all of the drainage from both Chestnut Ridge and Jack Mountain disappears underground. Along the Bullpasture River 5.6 km to the northeast there are four major resurgences: Emory Spring, Cathedral Spring, Lockridge Aqua Spring and Cave, and Blue Spring. All of these are shown in Figure 1 along with their geographic relationship to the Cove and surrounding mountains. Structurally the Cove is within a plunging syncline with limestones of Silurian and Devonian age exposed along its flanks and axis. The Cove contains many large and small sinkholes within these limestones, many of which serve as inputs for the water to the cave systems.

The Butler Cave - Sinking Creek System, hereafter referred to as the Sinking Creek System, is located within the Burnsville Cove on the USGS Williamsville 15 minute Quadrangle in Bath county, Virginia. The cave system with its 21.0 km of mapped passage is the largest cave system in Virginia and one of the major cave systems in the United States.

Burnsville Cove also contains Breathing Cave with 6.7 km of passage whose water resurges at the same place as the Sinking Creek System, Boundless Cave with 0.5 km of passage which partially underlies the Sinking Creek System, and many smaller caves which may or may not connect to the Sinking Creek System. See Figure 1 for a map of the area showing the location of the cave entrances.

The entrance to the Sinking Creek System is under a sandy ledge on the west side of a large sink 1.28 km north of Burnsville and 2.40 km southwest of the entrance to Breathing Cave. The entrance is a chance opening on the western limb of the Burnsville Syncline and is located where erosion has cut into the end of a joint passage.

II. GEOLOGICAL SETTING

The Sinking Creek System is developed along a plunging syncline in the Tonoloway and Keyser Limestones of Silurian Age in the Ridge and Valley Province of the Appalachian Mountains in Virginia. Development of the cave is stratigraphically and structurally controlled, following the structure of the enclosing limestones and sandstones. Major development is on both sides of the lower Breathing sandstone and along the Burnsville Cove Synclinal axis.

Stratigraphy

Sedimentary rocks of lower Silurian to middle Devonian Age are exposed in the Burnsville Cove area. The stratigraphic section is illustrated in Figure 2. A general description of the Tonoloway and Keyser Limestones follows.

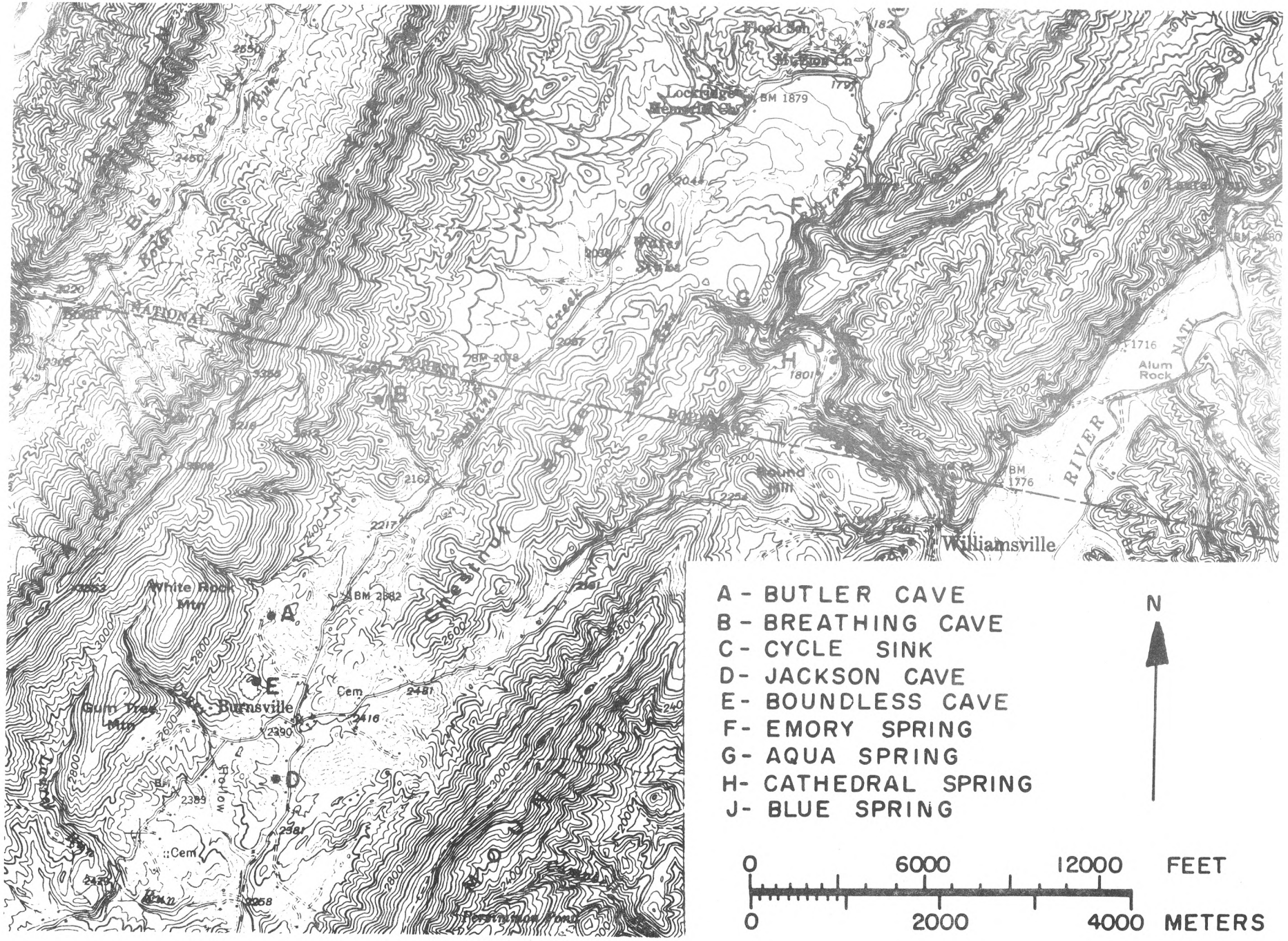


Fig. 1 General Area Map of the Burnsville Cove Showing Cave and Spring Locations.

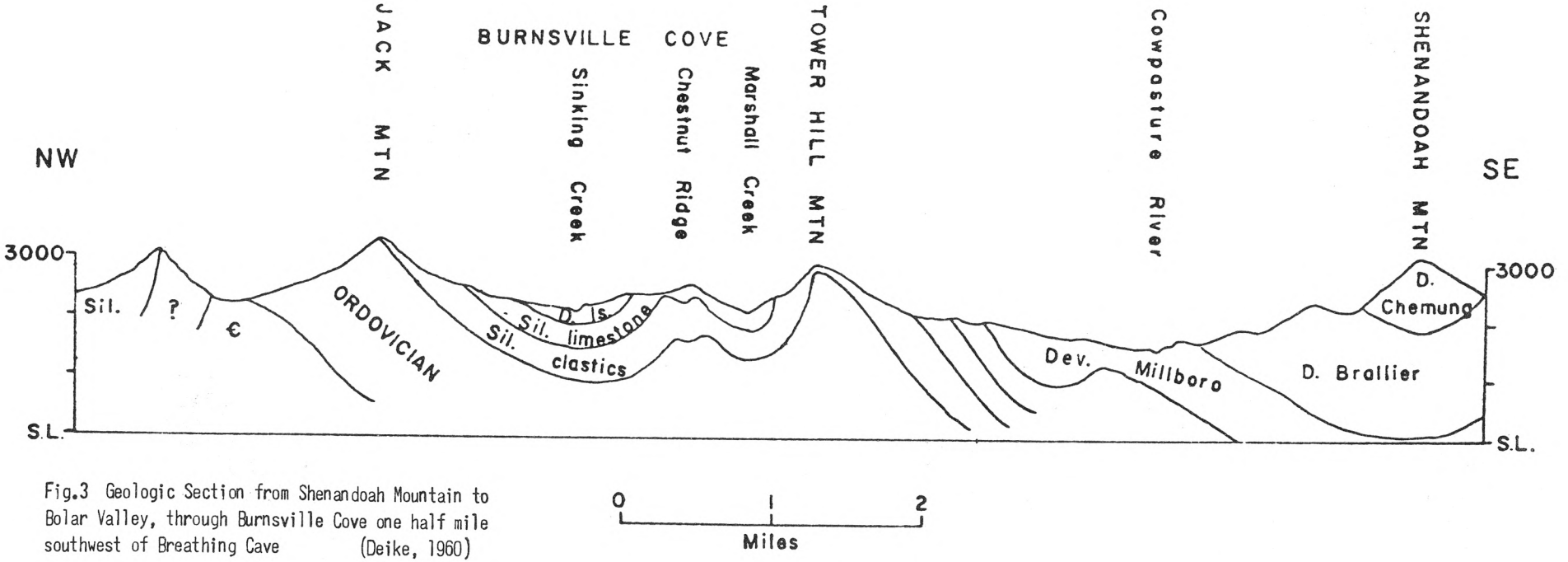


Fig.3 Geologic Section from Shenandoah Mountain to Bolar Valley, through Burnsville Cove one half mile southwest of Breathing Cave (Deike, 1960)

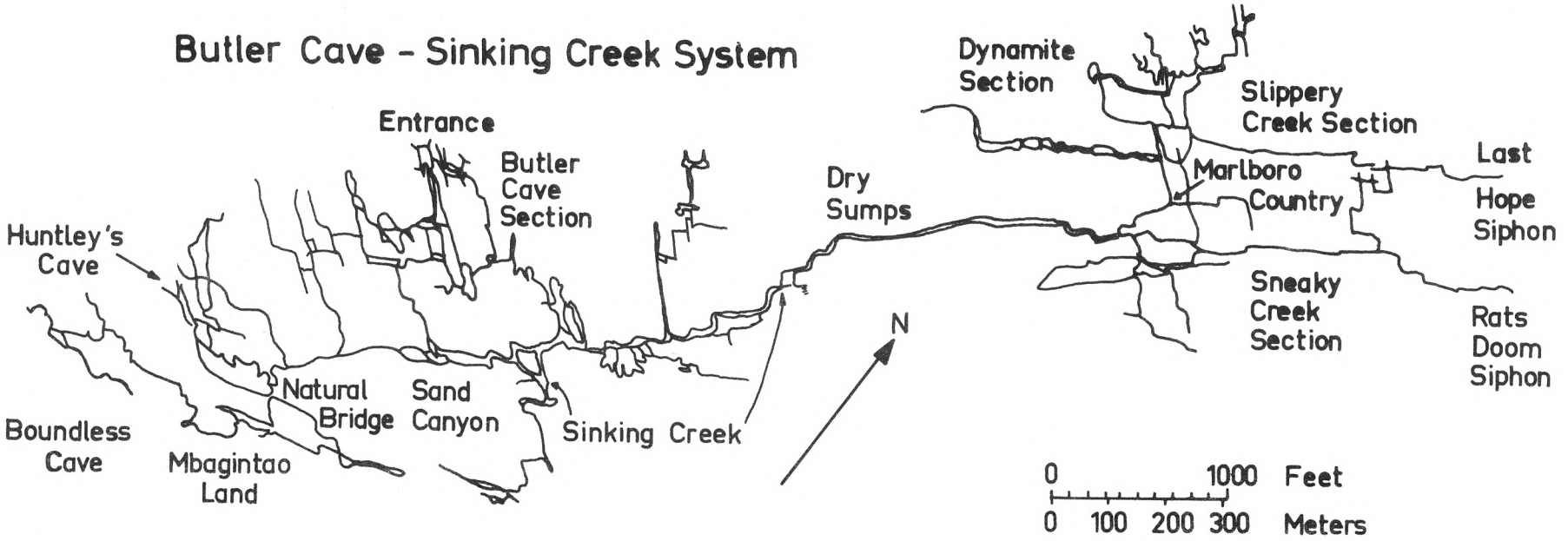


Fig.5 Butler Cave - Sinking Creek System

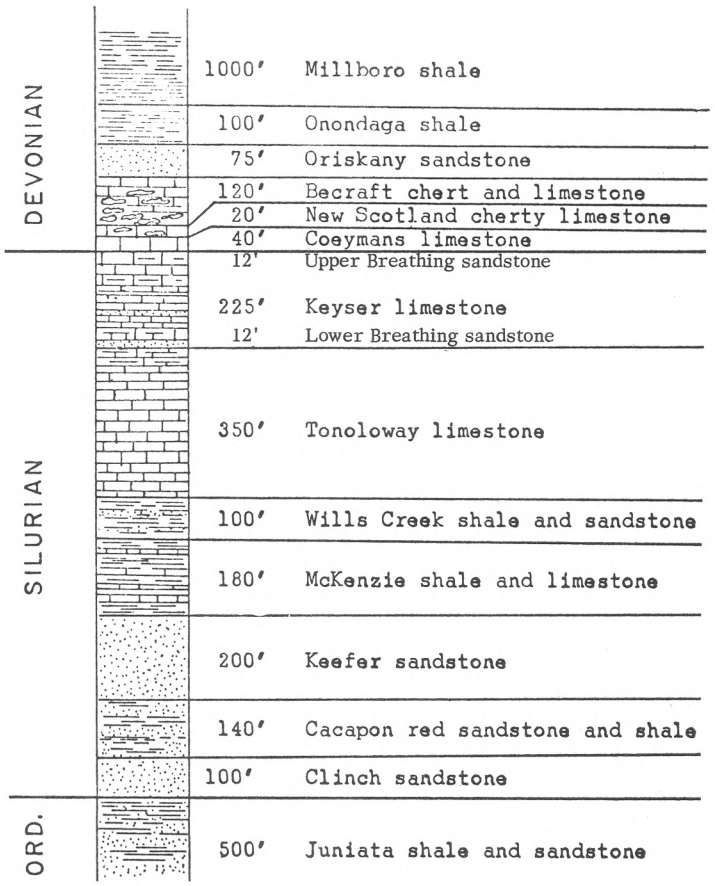


Fig. 2 Generalized Stratigraphic Section of the Burnsville Cove Area
(Deike, 1960)

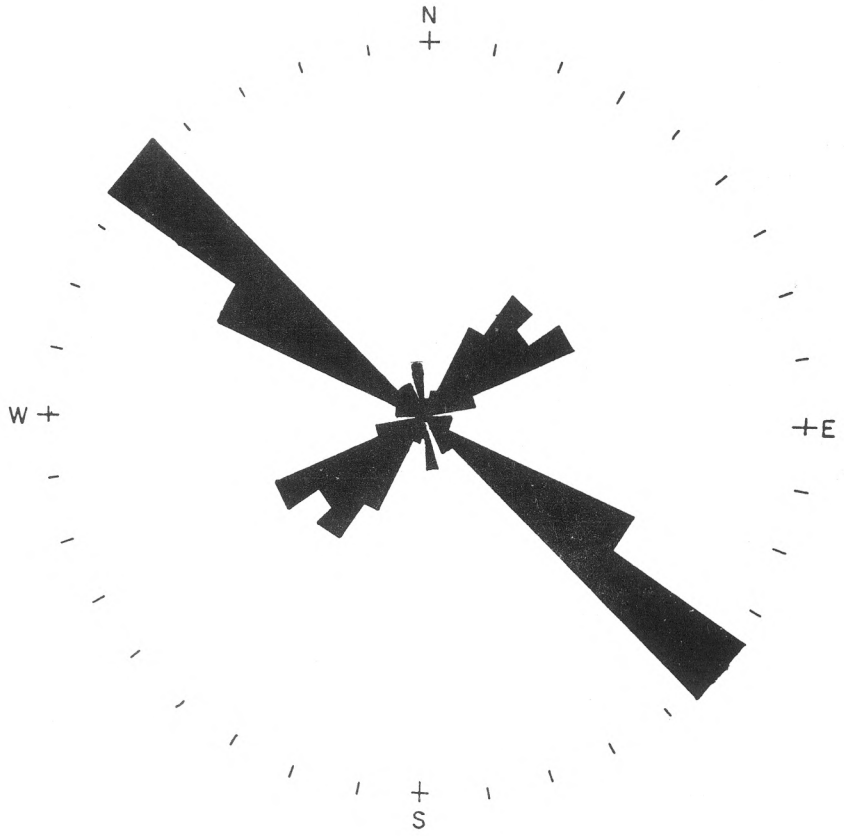


Fig. 4 Orientation of 116 joints measured in Burnsville Cove
Diameter of rosette - 30 readings
(Deike, 1960)

Tonoloway Limestone

The Tonoloway Formation is described by Butts (1942) and Bick (1962) as a thin-bedded, well laminated, finely crystalline, dark gray to black, sparsely fossiliferous limestone with minor beds of other limestones and sandstones. The laminea within the limestone appears to be thin shale beds and red mudstone beds.

Figures of the Virginia Geological Survey indicate that the Tonoloway might be 120 to 150 meters thick in the area. According to Deike (1960) the formation as measured in the Bullpasture Gorge is 107 meters thick. Much of the Sinking Creek System is developed in the upper 30 meters of the formation.

Keyser Limestone

Conformably overlying the Tonoloway Limestone is the Keyser Limestone. Deike (1960) indicates that the formation is 65 meters thick in the Burnsville Cove. Bick (1962) describes the Keyser as a medium to thick bedded, nodular, medium to coarse grained, medium gray to blue gray limestone with some beds of sandstone and shale. Some of the shale beds are red and the upper part of the formation contains lenses of red lime. stone.

To the south in the Appalachian Mountain belt most of the Keyser Limestone is replaced by the Clifton Forge Sandstone. Tongues of this sandstone extend into the Burnsville Cove forming the upper and lower Breathing sandstones. At the Sinking Creek System these sandstone and sandy limestone beds are found about 24 meters apart.

The lower Breathing sandstone is 3.6 meters thick and is described by Deike (1960). The upper meter is a sandy limestone and the lower part is a sandstone of sub-rounded quartz grains cemented with calcite. Due to the solubility of the calcitic cement, this calcareous sandstone bed is penetrated in many places within the Sinking Creek System.

The upper Breathing sandstone as described by Deike (1960) is 3.6 meters thick. The upper meter is calcareous. The lower part is a medium to coarse grained orthoquartizite cemented with quartz overgrowths on the grains. It is non-soluble but is penetrated at collapses.

Structure

The Burnsville Cove area lies within the folded Appalachian Mountains. The major structures are large parallel folds striking about N40°W upon which minor folds are superimposed. There are no major faults associated with the Cove, but there is strong jointing which plays a major role in the development of the cave system.

Burnsville Cove is developed on a plunging syncline with Tower Hill and Bullpasture Mountain to the southeast and Jack Mountain to the northwest, both anticlinal structures. Figure 3 shows a section through the Cove. The plunge of the syncline along Sinking Creek is about 46 meter/km (Deike, 1960).

Superimposed on the Burnsville Cove Syncline are several minor folds. In the southwest Chestnut Ridge, an anticline which divides the major syncline, is complicated by a syncline in its crest. Northeast of the Water Sinks this anticline is divided into three anticlines and two minor synclines (Deike, 1960). Within the thin-bedded limestones exposed in the Cove and in the cave there are minor folds with magnitudes ranging from a few centimeters to 10 meters.

Jointing is an important control on the solution of limestone. According to Deike (1960), the most prominent joints strike N50°W, which is the regional dip joint. Most of the cross passages and the side caves in the Sinking Creek System are developed on this joint set. The next most prominent joint set is the regional strike joints at N40°E. The main stream trunk channel in the Sinking Creek System follows this joint set, while the upstream section is on a third prominent joint set striking N60°E. Figure 4 is a rosette of the joints measured in the Burnsville Cove by Deike (1960).

III. CAVE DESCRIPTION

Sinking Creek System is stratigraphically and structurally controlled. The passage directions are joint * controlled by both the upper and lower Breathing sandstones. As seen in Figure 5, the cave system consists of a main trunk channel following the plunging Burnsville Synclinal axis and a network of side caves developed on both flanks of the syncline which connect at or above grade.

~~controlled with the limits of vertical solution being~~

The main trunk channel follows the synclinal axis along the regional strike joint set striking N40°E. Sinking Creek and Sneaky Creek, two vadose streams, both flow along this passage. The lower Breathing sandstone lies between these two streams in the downstream part of the cave with Sinking Creek underlying Sneaky Creek. Upstream from Sinking Creek the trunk channel is dry except under flood conditions.

The main trunk channel is 10 to 20 meters high and wide and may be characterized as having long expanses of flat unsupported ceilings and level boulder and cobble floors. Upstream the trunk channel terminates by breaking up into several smaller stream canyon passages which are terminated in fill. Downstream the trunk channel narrows into parallel stream canyons developed on two levels; i.e., above and below the lower Breathing sandstone These passages terminate as the ceiling plunges toward the cobble filled floors. The streams continue through siphons and finally resurge in Lockridge Aqua Spring 4.0 km away.

There are several side caves on both sides of the trunk channel which drain down dip into it. These side caves consist of a network of passages developed on the regional dip and strike joint sets and a joint set striking N60°E. They can best be described as a maze of parallel passages and multiple levels with minor folding playing a small role in their development. The passages range from narrow stream canyons to large secondary trunk channels.

Breathing Cave can also be considered a side cave of the Sinking Creek System. Although it is not presently connected by traversable passage to it, it is geologically related. The waters from Breathing connect with those from the Sinking Creek System.

The upper and lower Breathing sandstones acted as confining layers in the development of the Sinking Creek System. Developed in the 24 meters of Keyser Limestone between the two sandstones are the entrance section, the Sneaky and Slippery Creek sections, possibly Mbogintao Land, and Breathing Cave. The rest of the cave, i.e., Butler Cave Section, Huntley's Cave, Sinking Creek, and Marlboro Country, is developed in at least the upper 30 meters of the Tonoloway Limestone below the lower Breathing sandstone. The upper sandstone is non-calcareous and acted as the upper limit to solution for the entire cave system. It is known to be penetrated only in areas of massive collapse. Water does, however, seep through along joints which go through the sandstone. The lower Breathing sandstone is calcareous and has been penetrated by both collapse and solution. This has allowed the connection of the various sections of the cave.

In the downstream reaches of the cave, passage has developed on both sides of the lower sandstone which has resulted in Marlboro Country underlying the Sneaking and Slippery Creek sections. The lower Breathing sandstone, has, therefore, acted as both an upper and lower limit to solution. The same thing has possibly occurred in the upstream section where Mbogintao Land overlies Huntley's Cave, and Boundless Cave, presently a separate cave, appears to overlie part of the Sinking Creek System.

The hydrology of the Burnsville Cove area is complex with both surface and subsurface drainage. The subsurface drainage has many inputs and four resurgences. The resurgence for the Sinking Creek System is Lockridge Aqua Cave and Spring located along the Bullpasture River (see Figure 1) 4.0 km from the end of the humanly passable passage. Lockridge Aqua is within the Keyser Limestone and has an average flow of 210 liters per second. The combined flows of the streams in the Sinking Creek System, including Breathing Cave, account for most of the flow of Lockridge Aqua Spring. Other known inputs to Lockridge Aqua are the surface Sinking Creek and most likely the Water Sinks. The overall hydrology of the cave system and cove is just now coming to light as work is presently being done on tracing the various cave and surface streams.

The Sinking Creek System is, therefore, primarily a trunk channel developed along the axis of the plunging Burnsville syncline with a network of side maze caves developed on the flanks of the syncline and draining into it. Development is joint controlled with the upper and lower Breathing sandstones acting as limits to solution. Lockridge Aqua Cave and Spring serves as the resurgence for the waters from the Sinking Creek System, Breathing Cave and surface Sinking Creek.

IV. FUTURE WORK

Projects in progress at the present time under the direction of the Butler Cave Conservation Society are an attempt to connect the Sinking Creek System and Breathing Cave, completion of the mapping of the cave system which has a potential to double its 21.0 km, and the study of the hydrology of the cave and the Burnsville Cove area. Preliminary work points to the existence of two more large cave systems in the Cove. Water sinking at Cycle Sink resurges 3.2 km away and 170 meters lower at Emory Spring; also, water sinking in Jackson Cave resurges at Cathedral Spring 7.0 km away and 180 meters lower. These water sinks and resurgences are shown in Figure 1.

References:

Bick, K. F., 1962	Geology of the Williamsville Quadrangle, Report of Investigations No. 2, Va.Geol. Survey
Butts, Charles, 1940	Geology of the Appalachian Valley in Virginia, Part I: Va. Geol. Survey Bull. 52
Deike, G. H., III, 1960	Cave Development in Burnsville Cove, West-Central Virginia with Special References to Breathing Cave, M. S. Thesis, University of Missouri.

Discussion:

BÖGLI (Hilzkirch) In Butler Cave folgt der Main Channel der Synklinale und scheint jünger und teilweise vadoser Entstehung zu sein. Das übrige System ist typisch rechtwinklig vernetzt und daher phreatisch, wie es DEIKE in der benachbarten Breathing Cave nachgewiesen hat.

HESS: The main channel in Butler Cave does follow the plunging synclinal axis. It is younger and has had vadose modification. Many of the side passages do not meet the main channel at grade, they meet above grade. The rectangular network passage pattern of the rest of the system is of artesian origin.

Höhlen auf der Insel Malta

LEANDER TELL (Norrköping / Schweden)

Summary:

The paper deals with the geology of the island Malta and a short survey of some typical caves. The author points out the regularity of the even strata: lower Coral Limestone, Globerina Limestone, Blue Clay and upper Coral Limestone, and discusses the question of a prequaternary land bridge to Sicily. The most erosive layer is that of Globerina Limestone, but caves are found in all layers, yet will easily collapse in e.g. Blue Clay. Most caves are abrasive phenomena along the coast, but there are some real corrosive caves in the interior of the two greater islands, Malta and Gozo. The most interesting cave is Ghar Dalam, which is 200 m long and possesses a remarkable paleontological bone brecchia.

In der Mitte des Mittelmeeres auf 36° N und 14° 15' E, 100 km S Sizilien gelegen, ist Malta eigentlich eine Gruppe von Inseln, wovon die grössten Malta, Gozo und Comino sind. Die Gesamtfläche beträgt 316 km^2 mit einer Bevölkerung von ca. 300.000. Die Hauptgesteine sind: Untere Korallenkalk, Globerinenkalk, Mergelkalk und Oberer Korallenkalk. Auf der Hauptinsel Malta ist der Globerinenkalk vorwiegend. Dieser glatte, gelbe, feinkörnige Kalk besteht aus 78-80% $CaCO_3$ und 2,7-3,5% Ca_3 2 PO_4 und ist sehr lösungsfähig.

Durch Abrasion stürzen die Strandfelsen hinab, wobei die Stücke vom Meereswasser gelöst werden. Im Kalkbrei werden ungelöste Blöcke eingebettet, der Brei trocknet oberflächlich und bereitet eine sehr ebene Fläche, die als Strandbad benutzt wird. Unter der Decke spielen die Wellen hinein und erodieren mechanisch und chemisch Gänge und niedrige flache Räume. Bisweilen brechen die Wellen durch die Platte und brausen wie Strandquellen auf. Überhaupt ist dieses Abrasions- und Sinterungsphänomen auffallend, und reine Sandstrände sind selten. Wo es solche gibt, ist der Sand grau oder schwarzgrau, abhängig von ehemaligen Dolomitfelsen. An einigen Lokalitäten habe ich jedoch weissen Sand gefunden, und zwar in Brandungshöhlen an der Nordküste Maltas (Irdum Tal Madonna und Point Ahrax), die teilweise in Lehmkalk (Mergel), teilweise in Korallenkalk ausgebildet sind.

Der Eindruck des sehr homogenen Globerinenkalksteines mit ungewöhnlich ebenflächiger Bankung verfolgt den Beobachter während seiner Reisen kreuz und quer auf den Inseln. Schon die mächtigen, bebauten Felsen der Hauptstadt La Valletta und der unmittelbar anschliessenden Vorstädte rings um einen der grössten und schönsten Häfen Europas machen einen besonders tiefen Eindruck auf den Besucher. Sieht man diese Felsen nämlich näher an, erstaunt man bei dem Anblick eines hellgelben, dick homogenen Kalkes, worin man beinahe keine Spalten oder Schichtfugen findet. Nur wo es eine tiefe Ausgrabung gibt (z.B. um den Fahrstuhl vom Hafen am Castello oder der tiefe Wallgraben bei Kingsgate), kann man einige Schichtfugen mit weniger als 30° Neigung und einige unbedeutende Risse bemerken.

An den Küsten des Mittelmeeres und anderswo ist man sonst gewohnt, eine bedeutende Neigung der Schichten in den Strandfelsen zu bemerken. Hier liegen sie alle aber ausserordentlich ebenflächig. Dieser Umstand führt zu der Auffassung, dass die maltesischen Inseln der Rest einer verschwundenen Landbrücke zwischen Europa und Afrika sind, jedenfalls mit Sizilien. Diese Brücke liegt gegenwärtig in einer Meerestiefe von nur 2 - 100 m (2.8).

Natürlich können sogar bei gewaltigen tektonischen Störungen gewisse Schichten ziemlich ebenflächlich verbleiben. In den meisten Fällen neigen sie sich aber stellenweise sehr abrupt. Auf den Inseln Malta liegen wie gesagt alle Schichten beinahe vollkommen eben, sowohl auf den Höhen als in den Senkungen. Man fragt sich darum, ob die Höhen vielleicht eher Reste, Relikte einer ehemaligen Peneplain und die Täler eher Erosionsphänomena als nur Verwerfungen und Depressionen sind. Die Höhen sind meistens s.g. Tafelgebirge mit sanft abfallenden Abhängen.

Malta weist in der Tat keine seismische Tätigkeit auf. Das letzte Erdbeben fand 1856 statt und die vulkanische Aktivität des nahen Sizilien ist kaum oder gar nicht bemerkbar. Sogar die gewaltigen Erdbeben in Kalabrien und Sizilien am 28. Dez. 1908 hat man in Malta nicht bemerken können. Dies kann dafür sprechen, dass Malta als Hauptplateau der ehemaligen kontinentalen Landbrücke anzusehen wäre, weil seine Lage derart stabil geblieben ist. Ein Studium der Höhlen der Inseln bestätigt diese Auffassung.

Die Höhlen sind, wie gesagt, meistens Strand- oder Brandungshöhlen und sind des Gesteines wegen unterschiedlich gestaltet. Im festen Korallenkalk sind sie geblieben, im Mergel- oder Lehmkalk sind sie teilweise oder ganz verschwunden oder im Begriff, zusammenzustürzen. Wo der Korallen- oder Globerinkalk an Lehmkalk grenzt, kommt ein spezielles Phänomen vor. Die Lehmschichten brechen leicht zusammen und der Eingang einer Höhle kann verborgen liegen und nur durch einen Zufall wieder entdeckt werden. Sonst führt ein prächtiger Eingang im festen Gestein in eine Höhle, die nicht anders als eine offene Gruft ist.

Wo der schwarzgraue Lehm- oder Mergelkalk Strandfelsen bildet, sind dieselben einer bedeutenden Abrasion ausgesetzt, und es entstehen steile Abrasionsabhänge mit unregelmässigen Höhlen und Pforten. Eine solche Pforte ist in den Mergelfelsen W.Gkarb auf der Insel Gozo zu sehen, wo sich der bekannte "Inland Lake" befindet. Höhlen gibt es auch im Lande, in den Gebirgen, die einen deutlichen Erosionscharakter aufweisen. Sinterschmuck ist selten und besteht wesentlich aus Decken- und Wandsinter. Zwar gibt es auf der Insel Gozo im Städtchen Zaghra eine kleine Höhle "Ninu Cave", die einige kleinen Stalaktiten und Stalagmiten gelblicher und hellbrauner Farbe aufweist.

In einem früheren Steinbruch am Hauptweg La Valletta - Mosta-Zabieh ist in der Nordwand eine ziemlich grosse Höhle zu finden. Sie liegt in einer geographisch-geologischen Zone "Collapsed Upper Limestone" und weist einen Einsturz oder eine Verwerfung auf. Die Ausbeutung des für Bauzwecke sehr guten **Globerinenkalksteins** hat am genannten Einsturz wie an einer harten Wand aufhören müssen, weil sich der hintere, stark kalzinierte obere Korallenkalk nicht zu brechen lohnt. Das Phänomen braucht jedoch kein realer Einsturz zu sein. An dieser Stelle kann der Riffbau der Korallen im seichten Wasser derart mächtig gewesen sein, dass die Unterlage zerstört oder an die Seite verdrängt wurde, so dass der Korallenbau gleichzeitig mit einer anderen Sedimentierung, jener des umgegebenen Globerinenkalkes geschehen konnte (4.).

Der räumliche Vorderteil der Höhle ist stark kalziniert und weist sowohl einige wenige Stalaktiten, als auch sehr grosse Stalagmiten auf. In den Wänden blitzen überall Kalzitkristalle. Die Höhle läuft in einen niedrigen horizontalen Spalt der Nordwand aus, wo ein anderes Stockwerk erodiert ist. Der Boden fällt wieder stark ab, aber die Fortsetzung ist durch Lehm und klastisches Material gesperrt. In dieser Situation merkt man zuerst die Lagereiner anderen späteren und tiefer gelegenen Peneplain und wie die korrosive Erosion eine langjährige Arbeit gehabt hat dadurch, dass das eustatische Herabsinken des Meeres einmal langsam und einmal schnell war. Die lokale, ganz bedeutende Kristallisierung ist auch ein gewisser Beweis hierfür, und ich beziehe mich auf die Ausführungen von u.a. Paul Faure (1.).

Die leichte Löslichkeit des ausgebeuteten Globerinenkalkes merkt man übrigens an den Hauswänden, die dem Wind und Regen ausgesetzt sind. Zwar ist der Kalkstein ein ausgezeichnetes Baumaterial und liefert regelmässige eben und schöne Bausteine. Die Korrosion der Luftfeuchtigkeit und die allgemeine Verwitterung greifen aber sehr tief ein, wobei ältere Fassaden wellenartige tiefe Erosionsspuren aufweisen. Manchmal ist es notwendig, frische Steine hineinbauen zu lassen, an anderen Stellen läuft eine ganze Mauer Gefahr, auf Grund der Korrosion zusammenzustürzen.

Unter den vielen Höhlen Maltas ist die Höhle Ghar Dalam besonders interessant. Sie liegt S La Valletta, 12 km N Birzebbugia, an der Landstrasse und ist eine der grössten Sehenswürdigkeiten der Insel. Das Terrain ist eine typische Karstlandschaft ca. 30 m ü.M. mit roter Erde zwischen nackten Felsknollen bedeckt. Man merkt drei verschiedene Horizonte oder Peneplains. Der Eingang der Höhle liegt auf dem Rest einer mittleren Terrasse, die man von der höheren Terrasse mit einem kleinen Museum erreicht. Etwa 5 m tiefer liegt der jetzige Talboden, dessen steile Wände deutliche Erosionsspuren aufweisen. Unter der oberen Globerinenschicht werden die Felsen des unterliegenden Korallenkalkes sichtbar und die Höhle ist in diesem Kalk ausgebildet. Der Eingang ist ein mächtiger Bogen, 6 m breit und 3 m hoch. Hinter der Aussenwand aus Korallenkalk ist eine Zone von Globerinenkalk, und das turbulente Wasser einer ehemaligen Regression hat ein tiefes unterirdisches Bassin dort ausgegraben, wo sich die weltbekannte Knochenbrecchia befindet.

Die Erklärung jener Anhäufung von allerlei Fossilien, u.a. Zwergelefant und Nashorn, die von Th. Fuchs schon 1874 beschrieben wurde, kann sein, dass die zahlreichen Vertreter der damaligen Fauna der grossen Landbrücke beim Anschwellen des umgebenden Meeres die naheliegenden Höhen der Landschaft aufgesucht haben, welche Höhen damals 100-200 m ü.M. hoch ragten, und durch die fortdauernde Transgression dort ertränkt wurden. Vom Regressionswasser, das lokal sehr heftig werden konnte, sind die Reste dann mitgeschleppt worden. Zwar fehlen Schädel beinahe ganz, ich trete aber der Ansicht des heutigen Obmannes der Höhle, Herrn E. Künstler, bei, dass die Köpfe, deren Knochenhülle dünn und schwach und mit grossen Kavitäten versehen war, grösstenteils zerquetscht oder weiter mitgeschleppt wurden. Beim Hinunterrutschen ins Tal entstand in der Höhle ein gewaltiger Wirbel des Wassers, wobei die Tierreste durcheinander deponiert wurden.

Die Schwankungen des Mittelmeeres, die diese Katastrophe verursachten, sind von mehreren Autoren beschrieben worden (1., 2., 3., 7., 9.), und ich möchte mich darum der Höhle selbst widmen. Der Name Ghar Dalan bedeutet "Das Dunkel", und die Höhle ist ziemlich bedeutend und weist zahlreiche Erosionsspuren auf. Am ferneren Ende des genannten fossilen Bassins ist eine Scheidewand aus hartem Kalk, und es hat sich hier sicher ein Siphon ausgebildet, weil der innere Teil der Höhle nur durch einen niedrigen Spalt erreichbar ist.

Hinter der Wand hat die Erosion Nebenhöhlen und parallele Tunnels geschaffen. In der Decke findet man sehr grosse Kolke, eine Art invertierter Riesenkessel, und durch Hinunterfallen eines anderen Teils der Decke sind Höhlen in zwei Stockwerken entstanden. Nach 100 m wird der Gang mehr und mehr feucht. Die äusserste Schicht des Bodens, der Wände und der Decke ist ganz weich, wie mit Bergmilch ganz belegt. Nach 150 m biegt der Hauptgang etwas rechts ab, und die Feuchtigkeit und der Gehalt von CO_2 macht das Atmen immer schwieriger. Gleichzeitig beginnt eine eigenartige dunkelgrüne Algen- und Moosflora sich mehr und mehr zu entwickeln. Der niedrigste Teil der Höhle erscheint fast schwarzgrün und die Lehmdecke des Bodens wird dicker, bis das Vorwärtskommen durch die Enge und die Klebrigkeit um ca. 200 m vom Eingang erschwert wird.

Die geographische Erstreckung der Höhle ist SW - NE, dieselbe Richtung wie die der meisten tiefen Meeresbuchten der Insel. Bei meinem Besuch habe ich eine Aussentemperatur von 26°C, von 23°C 10 m im Inneren und 17° 150 m im Inneren notiert, und der Barometerstand war gleichzeitig resp. 720, 719 und wieder 720 mm.

Literatur:

1. Faure, P., Phénomènes de pluviosité à la fin du Néolithique en Grèce (IV. Coll. intern. spéléol. Athènes 1965)
2. Furon, R. Les grandes lignes de la Paléogéographie de la Méditerranée, Vie et Milieu, T.1 fasc. 2, Paris 1950
3. Gèze, B. L'évolution karstique dans las rapports avec les alternances climatiques quaternaires, Publ. intern. Sympos. Spéléol. Varenna 1960, Como 1961
4. Hadding, A. The prequaternary sedimentary Rock of Sweden, T.VI Reef Limestones Lund & Leipzig 1946
5. Hyde, H. P. T. Geology of the Maltese Island, Malta 1955
6. Malta PB Exploration Co., Geological Map, London 1955
7. Mistardis, G. G. Recherches sur l'influence des mouvements eustatiques du Quaternaire Moyen sur la morphologie de la zone côtière du Nord du Peleponnèse, Comptes rendus du XVIII Congr. intern. de Géographie, vol. II, Rio de Janeiro 1959
8. Sauter, M. R. Préhistoire de la Méditerranée, Paris 1948
9. Solé Sabaris, L. Ensayo de interpretación del quaternario barcelonès, Misdellanea Barciloniensia, a. II nr III, Barcelona 1963
10. Tell, L. Die Geologie der Insel Malta, Norrköping 1967 (Manus.)
11. id. Arkeologer och grottforskare på ön Malta, Norrk. Tidn.-Österg.Dagbl. 3/10 1967 Norrköping
12. id. Vår maltesiska väninna, Östg.Correspond. 25/11 1967 Linköping
13. id. Grottstudier på Malta, Grottan nr 3-4 vol. 2 1968

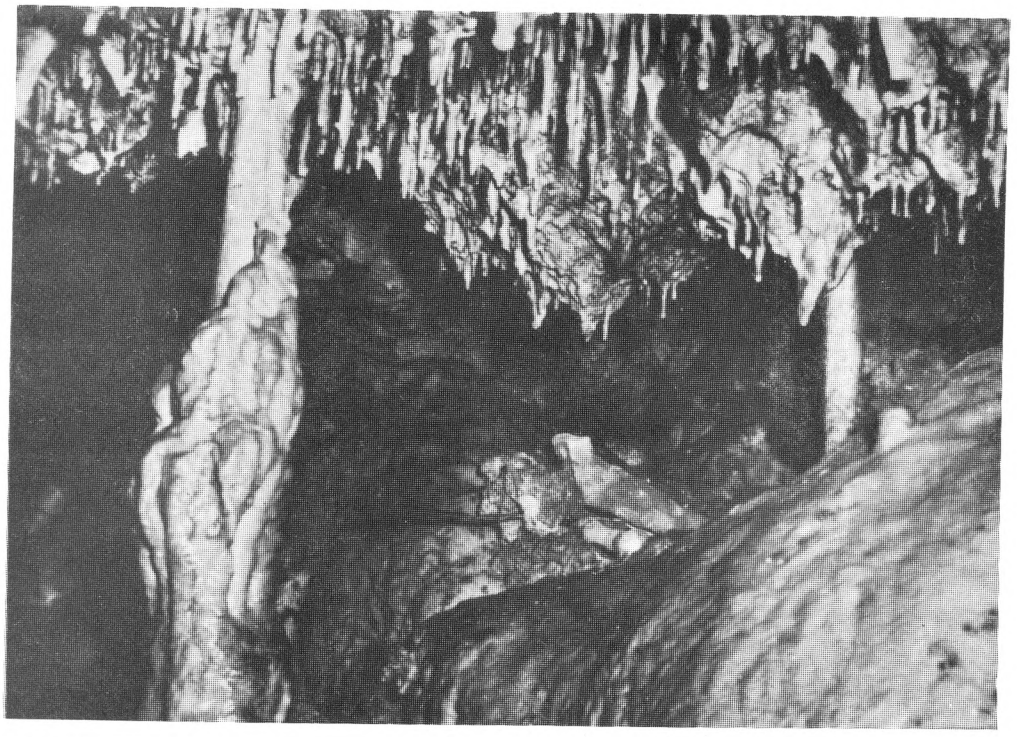
Diskussion:

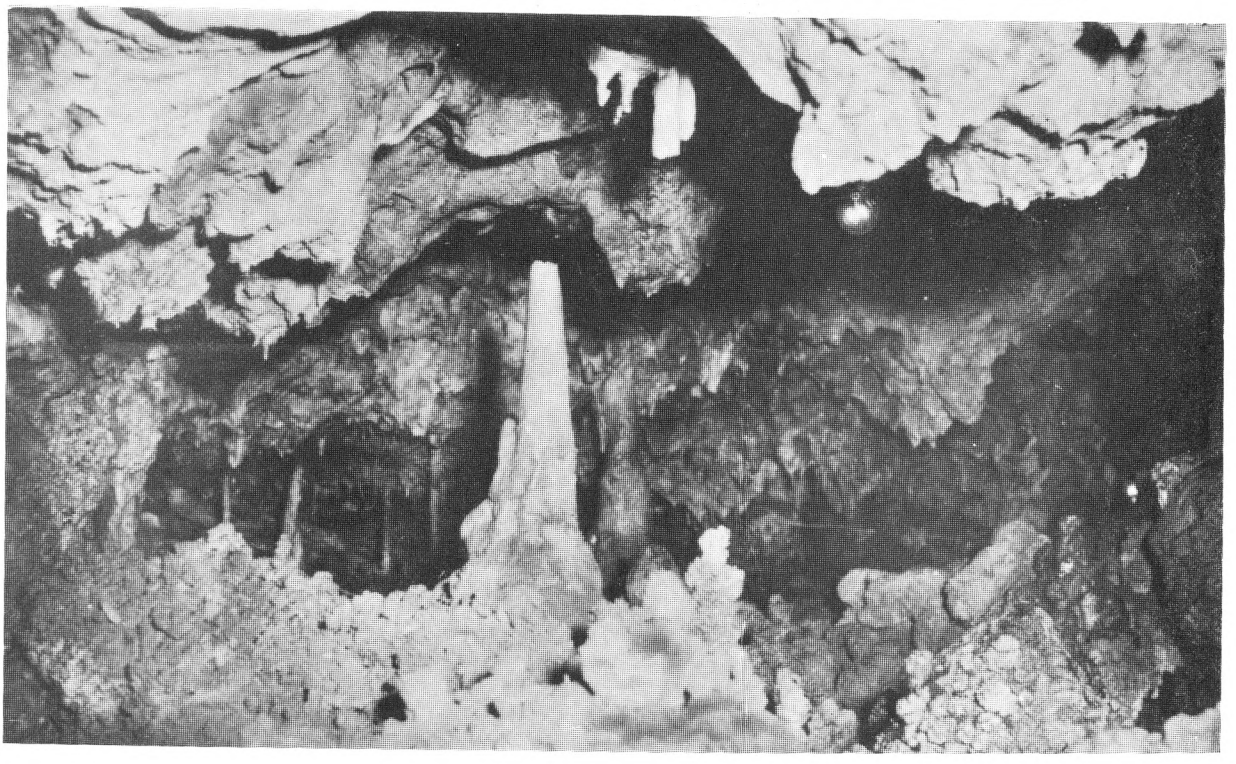
GEYH (Hannover):

Finden sich im Untersuchungsgebiet zerstörte Stalagmitenansammlungen, die ihr Wachstum durch den Einfluss der tyrrenischen Meeresspiegel nachstände unterbrochen haben?

TELL:

Jetzige Klimaverhältnisse machen nur See- und Strandhöhlen durch ständige Abrasion möglich. Tropfsteine und Deckensinter deuten daher auf ein feuchtes Klima und öfters langsame Transgression und Regression des Meereswassers. Dass does der Fall sein muss, zeigen besonders die Höhlen bei Zabieh und Gar Dalam.





Die Ninu-Höhle in Zaghra

Insel Gozo

Höhlenphänomene in Granit und anderen kristallinischen Urgesteinen

LEANDER TELL (Norrköping / Schweden)

Résumé

L'intérêt général pour des phénomènes spéléologiques concerne essentiellement des formations calcaires. Il existe pourtant des phénomènes semblables dans d'autres minéraux, et l'auteur présente la situation unique de la Suède, où les glaciers quaternaires ont déblayé et raboté le paysage, en laissant seulement quelques traits calcaires isolés. Ainsi, dans les formations prédominantes granitiques, de gneiss et de porphyres on observe d'abord des grottes, parfois considérables, dérivées directement de dislocations et de failles. Par l'intercalage de l'action crevante de la gélée, l'eau pénétrante peut faire sauter les rochers pendant l'hiver, spécialement dans le gneiss, en produisant par corrosion des cavitées. Un troisième type de grottes a son origine dans les glaciations répétées, qui 1:0 ont élargi les fentes et fissures des rochers, et 2:0 ont rassemblé des accumulations de pierres et de blocs, couvertes ou non par des moraines, ou laissé des blocs érratiques dispercés, entre lesquels s'ouvrent souvent des grottes irrégulières de zigzag, des grottes "intersticielles" selon Ciry. L'auteur donne plusieurs exemples de chaque catégorie du Sud jusqu'au Nord de la Suède.

Die meisten Speläologen haben sich hauptsächlich für Karst- und Erosionsphänomene interessiert und zwar ganz natürlich, weil die diesbezüglichen Forschungen auf höhlenbildendem Kalkboden entstanden sind und sich dann weiter entwickelt haben. Zwar hat man sich in der letzten Zeit z.B. auch Lavahöhlen gewidmet, die unter den Karst- und Erosionshöhlen eigentlich nicht einzuordnen sind. Es bestehen unendlich viele Naturerscheinungen, die weder Karst-, noch Erosions- noch Lavahöhlen sind. Gelegentlich habe ich über diesbezügliche Erscheinungen in Schweden schon gesprochen (17 & 21), möchte aber das Thema hier noch weiter entwickeln.

Mein verstorbener Freund, der unter den Biospeläologen bekannte Dr. Knut Lindberg, machte sich immer lustig über mein Interesse für die meistens kleinen und begrenzten Granit- und Gneishöhlen unseres Landes, weil sie seiner Ansicht nach keine eigentlichen Höhlen sind. Er war nur auf Karst- und Erosionshöhlen eingestellt und meinte, daß man unter den Urgesteinen Schwedens nur die wenigen Vorkommen von Kalkfelsen beobachten dürfte. Tatsächlich habe ich auch im Silurkalk Gotlands (Lummelunda), im Urkalk Nordschwedens (Bjurälven) und im Kreidekalk Schonens (Balsberg) bedeutende Erosionsphänomene studiert und darüber berichtet, und zwar haben Mitglieder des Schwedischen Speläologischen Verbandes SSF großartige Karsthöhlen in Lappland während der letzten Jahre untersucht, es ist jedoch eine Tatsache, daß solche Phänomene in dem von den Riesengletschern der verschiedenen Eiszeiten abgehobelten Schwedenlande sehr selten sind.

Dagegen kann man eben in kristallinischen Urgesteinen den allgemein akzeptierten ersten Punkt der Speleogenese studieren, nämlich Spalten und Risse, die eher leichter festzustellen sind als z.B. in weichen Kalksteinen, weil sie in Granit, Gneis u.dgl. meistens ursprünglich verbleiben oder bewahrt geblieben sind. In Kalksteinen ist es wie bekannt, öfters schwer, den Zeitpunkt für die Höhlengenese festzustellen, trotzdem man mehr und mehr dazu gekommen ist, die Entstehung der Höhlen in die letzten Glazialinterstadiale zu verlegen. In den Urgesteinen Schwedens kann man aber die Phänomene z.B. der kaledonischen und variskischen gewaltigen Umwälzungen noch studieren, d.h. daß man in dieser Hinsicht die von Kyrle und Trimmel besprochenen Primärhöhlen auch in präkambrischen Gesteinen findet (22).

In der oben erwähnten Abhandlung "Die Höhlentypen Schwedens" habe ich als ersten Typus die Verschiebungs- und Bruchhöhlen vorgestellt. Ein gutes Beispiel dieses Typus stellt die bekannte Höhle "Rödgavel" (=rote Felswand) im Omberg am Wettersee dar, die eine 5 m hohe Öffnung hat und ca. 20 m lang ist. Die geologische Situation ist hier die folgende: der Berg besteht aus feinkristallinischem Porphyr, der von rotem Sandstein kambrischen Alters einmal bedeckt war. Am Ende der kambro-silurischen Epoche entstand der tiefe Wettergraben, wobei der ganze Omberg umgewälzt wurde, so daß der obenliegende rote Sandstein jetzt vertikal gegen den See steht. Bei dieser Wälzung brach sowohl der Sandstein als auch der darunterliegende Porphyr entzwei, und es entstanden kleine und große Spalten und Risse, meistens vertikal. Die Höhle Rödgavel ist nur eine dieser Spalten.

Die Formbildung dieser Höhlen ist sehr unregelmäßig, und durch das sehr zerbrochene Sandsteinlager kommt man - nur mit Boot - in den Porphyrfels hinein, der ebenso phantastisch zersprengt und zerbrochen worden ist. Durch Frostsprengung und Abrasion wurden die Spalten noch vergrößert, obwohl beide Steinarten ziemlich fest sind.

Ohne Frage sieht man also hier ein Beispiel einer Höhlenbildung, die vor Jahrmillionen - d.h. weit vor der Glazialepoche - entstanden ist. Weil die kaledonische Faltung die Urfelsen aus Svionium, Gotium, Karelium bis Kambrium und Ordovicium natürlich hauptsächlich berührte, findet man eben in diesen alten Bergarten ähnliche Phänomene wie diejenigen am Omberg. Der bekannte deutsche Bergsteiger Horst Ther hat von einem seiner Lieblingsgipfel einmal geschrieben: "Ihr Fels ist älter als jener ihrer Artgenossen. Er ist körniger, edler kristallin". Und dasselbe gilt vor allem für die schwedischen Urgesteine.

Während sowohl der kaledonischen als auch der variskischen Spaltung wurden mehrere Felsen derart gebrochen, und man bemerkt dabei oft das unterschiedliche Verhalten der verschiedenen Schichten aus Urgesteinen, die nicht mehr ihre ursprüngliche Lage einnehmen. In den folgenden geologischen Epochen wurden viele Spalten von Extrusionen und Sedimenten überlagert oder gefüllt. Interessant ist dabei, zu beobachten, wie sich der allgemeine Charakter jedes einzelnen Gesteinlagers bei solchen Störungen zeigt. Der Felsit oder andere basaltische Bergarten zerspringen z.B. oft vertikal in säulen- oder tafelähnliche Stücke, der Granit und Gneis aber meistens in unregelmäßige Blöcke. Dabei entstehen im Felsit wie im Grythult (21) unterirdische, ebene Gänge mit glatten Wänden, mit einem Netz von unregelmäßigen Steinen aus Granit als Decke.

Dies ist die Regel, aber es gibt auch hier gewisse Ausnahmen. In einer Bruchhöhle in Vanga (Ostrogotland) gibt es eine andere Art Felsit, die sich im Gegensatz zu der gewöhnlichen schwarzen oder blau-roten Sorte von dem darüberliegenden Granit nicht losreißt, sondern zusammen mit ihm ein derart festes Paket bildet, daß man in der Wand gut beobachten kann, wie beide Bergarten ein einheitliches Material bilden, so daß man sie nur durch die verschiedene Farbe und Mikroskopie unterscheiden kann. Es handelt sich hier um einen feinkörnigen Granit, feiner als denjenigen in Grythult, und die Textur der beiden Gesteine ist ähnlich.

Viele Spalten verbleiben dank ihrer geographischen Lage offen, und andere wurden durch die Ablation, Erosion und Abrasion der Eiszeiten ganz oder teilweise wieder geöffnet. In der Landschaft muß man daher genau aufpassen, weil Höhlen- und Spaltenphänomene, die ursprünglich aussehen, durch die Einwirkung von Gletschern, Eis- und Schmelzwasserströmen doch spät geschaffen sein können. Ein ziemlich allgemeines Phänomen ist die Erweiterung und Rundung einer tektonischen oder seismischen Kluft. Die ungeheuren Glazialdecken haben durch ihre langsame Bewegung solche offene Klüfte geschliffen und gescheuert, und viele treten mit großen Öffnungen und glatten Wänden jetzt hervor. Im Berge Kolmaarden bei Norrköpping, im steilen Fels gegen die Meeresbucht Braaviken, sind mehrere solche Klüfte entstanden, und in einer ist eine Diabasinstrusion geschehen. Diese Bergart verwittert und hat dem Eis und den Gletscherströmen Möglichkeit gegeben, die Kluft wesentlich zu erweitern und die Wände zu ebnen. Nur im inneren Teil ist eine kleine Höhle im Diabasgang erhalten geblieben (17, 18, 20).

Viele Höhlen in granitischen Felsen sind durch Verwitterung oder durch Frostsprengung entstanden. Zwar ist dieses Phänomen aus der ganzen Welt bekannt (5, 6), weil Höhlenmündungen und Portale durch solche Prozesse gerundet und sogar erweitert werden. In Schweden aber ist dies mehr auffallend, und man kann die Entstehung vieler Höhlen ausschließlich auf diesen Umstand zurückführen. Ich habe darüber früher berichtet:

"Der Frost des kalten Winterklimas Schwedens wirkt auf viele Gesteinsarten, die offen liegen, zersprengend, und kann im Gneis sogar zur Bildung ziemlich großer Höhlen führen. Der Kullen ist ein bekannter großer Gneisfelsen, der vom nordwestlichen Schonen in Südschweden 25 km NNW Hälsingborg in das Kattegatt ausläuft. Die atmosphärischen Wässer sickern durch unzählige mikroskopische Spalten und Löcher ein und frieren im Winter an Stellen zu Eis, wo das Sickerwasser in die Nähe einer Außenwand oder einer größeren Spalte bzw. einer kleinen Höhlenbildung gelangt. Das Gestein zerspringt und zerfällt in kleinere oder größere Stücke. Wasser und Wind schaffen dann das hinunterfallende Material weg, wodurch die Hohlräume in jedem kalten Winter noch erweitert werden." (2, 8, 9, 10, 17, 20).

Außer den bekannten derartigen Höhlen in Schonen ist derselbe Höhlentypus überall im Lande zu beobachten, und ich habe solche Phänomene u.a. aus Wester- und Ostrogotland erwähnt (17, 18, 19, 20). Im Nordland gibt es eine bekannte derartige "Räuberhöhle" im Skuleberg SW Örnsköldsvik (15), und ein schwedischer Speläologe R. Sjöberg hat eine Untersuchung über eine ganze Reihe solcher Höhlen an der nordschwedischen Küste publiziert (11, 12, 13). Auch aus Lappland sind unzählige derartige Höhlen bekannt, besonders aus der Gegend von Aasele. Die oft bedeutende Winterkälte Nordschwedens wirkt natürlich sehr stark frostsprengend. Die Zerbrechlichkeit des Gesteines, meistens des Gneises, hängt selbstverständlich von der Kristallisation ab, d.h. ob das Gestein mehr oder weniger quarz-oder feldspathaltig ist.

Sjöberg hat vorgeschlagen, noch einen anderen Typus festzustellen, nämlich "Überwälzungshöhlen" - etwa dem entsprechend, was Trimmel Überdeckungshöhlen nennt (22) - weil er bei seinen Untersuchungen gefunden hat, daß bei der Extrusion magmatischer Gesteine kleine Höhlenphänomene entstanden sind, weil die überfließende eruptive Masse den früheren Boden in verschiedenen Stellen steil und uneben gefunden hat und sich darum nicht dicht anlegen konnte. Vielleicht handelt es sich auch um Luft- oder Gasblasen. Wo dies geschehen ist, hat die spätere Frostsprengung eine leichte Möglichkeit gefunden, jene Hohlformen noch zu erweitern. Persönlich meine ich aber, daß es hier nicht notwendig ist, einen neuen Typus aufzustellen, weil die besprochenen Phänomene ursprünglich zu dem ersten Typus "Verschiebungs- und Bruchhöhlen" gehören, welcher durch oben erwähnte Umstände erweitert bzw. umgestaltet werden kann.

Dies gibt mir Anlaß, auf die Phänomene der Glaziation näher einzugehen. Die gewaltigen Eisdecken der Quatärzeit sind ja in oft ungeheurer Mächtigkeit und sehr lange Zeit über dem ganzen Lande gelagert worden, und die letzte Decke ist erst vor etwa zehntausend Jahren verschwunden. Ganz natürlich müssen Marken einer solchen Glaziation ziemlich häufig und allgemein in der Landschaft zu bemerken sein. Die kilometerdicke Eisdecke hat ganze Berge zerquetscht und die Felsstücke oft weit mitgeschleppt und danach deponiert. Es entstanden daraus folgende Höhlenarten: 1) in den zerbrochenen Bergen öffneten sich Spalten weit genug, um als Höhlen bezeichnet zu werden; 2) von den Stücken und Blöcken der zerquetschten Felsen wurden ganze Steinhaufen aufgelagert, in welchen sich Kriechgänge und kleine Räume kreuz und quer öffnen. Diese zweite Gruppe kann entweder wie ein Steinhaufen in der Landschaft offen liegen oder unter einer Morändecke ganz oder teilweise verborgen sein. Es handelt sich hier um solche Höhlen, die von Ciry "intersticielle" oder zwischenräumliche Höhlen genannt werden (7).

Es kann geschehen, daß der Rand des Urberges unter dem Druck der Eisdecke nach außen zerquetscht wurde wobei Klufthöhlen in der restlichen Wand geöffnet wurden. Unter den Felsstücken, die unter der Wand zerstreut wurden, können wieder "Zwischenhöhlen" entstehen, wobei man also mit einer Doppelwirkung rechnen muß. Die Glazialphänomene sind unzählig, und als Beispiel der ersten Ordnung kann die Skarpnäckshöhle bei Stockholm und als Beispiel der zweiten die Torekullakyrkan bei Finspang dienen. Ein gutes Beispiel der offen liegenden Steinhaufen ist übrigens die Handhöhle bei Haneberg und die "Räuberhöhle" bei Drögshult. Ein gutes Beispiel der verborgenen Steinhaufen präsentiert eine andere "Räuberhöhle", diejenige bei Solltorp oder die Eislabyrinthhöhle auf der Insel Frösö bei Östersund (15, 16, 17, 18, 19, 20).

Es können durch das Eis und die Schmelzwasserströme im Urgestein auch unmittelbar kleine Höhlen gebildet werden. Bekannt sind viele Riesenkessel und "tote Wasserfälle", die nach der gewaltigen Regression des Wasserniveaus freigelegt wurden. Es gibt auch Kessel, die invertiert oder schräg nach oben ausgebildet wurden. Bei Bona unweit des Wettersees ist so eine Höhle "Rösjögrottan" von 4 m Länge, 1,5 m Höhe und 2 m Breite in einem Granitfelsen schön"ausgedrechselt" worden (19), und im Kirchspiel Tjällmo im nördlichen Ostrogotland hat der Höhlenforscherklub der Provinz einen außerordentlich großen, tiefen und interessanten Riesenkessel unter Leitung des Sekretärs, Ing. Hans Hansson, in der allerletzten Zeit ausgeräumt und genau untersucht. Der Kessel ist vielleicht der größte von Schweden und mißt 3,5 - 5 m im Durchmesser, mit 9 m Tiefe. Dieses gewaltige Erosionsphänomen im harten Granitfelsen beweist die ungeheure Kraft des ehemaligen Schmelzwasserstromes.

Ganze Reihen von solchen Riesenkesseln findet man im fossilen Flußbett bei Degerfors im Wermland und bei Ragunda in Jemtland. In den meisten Kesseln sind einige rundgeschliffene Mahlsteine verschiedener Größe geblieben, und man hat daraus die Zeit und die eigenartige Aktivität der Wirbel feststellen können (1).

Literatur:

1. Ängeby, O. — Pothole erosion in recent waterfalls, Lunds Univers. Aarsbok Lund 1951
2. Behrens, S. E. — Kullabergsgrottor, Skanes Natur, Lund 1951
3. Bergsten, K. E. — En senglacial förkastning i närra Östergötland, Geogr. Inst. Lunds Univers. Lund 1951
4. Bouquet, C., Marti, A. et Michel, J. — Cavités en terrain non calcaire (Akten II. Kongr. intern. Speleol. T1, Castellana 1962)
5. Calkin, P. & Cailleux, A. — A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica, Zeitschrift f. Geomorphologie, Bd 6 H.3-4 1962
6. Chikishev, A. G. — Types of karst of the Russian Plain (Gvozdetsky Types of Karst in the USSR) Moskwa 1965
7. Ciry, R. — Apercu sur des cavités intersticielles, Spelunca Mémo. III 1963
8. Forsell, P. — Kullabergs berggrund, Kullabergs natur nr. 7 Lund 1962
9. Glimstedt, G. — Kullaberg, Kullabergs natur Nr. 9, Lund 1964
10. Hede, J. E. — Kullabergs geologi, Kullabergs natur Nr. 10, Lund 1964
11. Sjöberg, R. — Grottor i Nordmalingstakten, Grottan Nr. 3 vol. 1 1967
12. id. — Nyupptäckta grottor i södra Västerbotten, Grottan Nr. 3-4 vol 2 1968
13. id — Grottorna i Storrisberget odh Lidberget i Nordmaling (Manus)

14. Starka, V.	Jeskyne Drapova proti Letkam u Prahy, Krasovy Sbornik II, Praha 1960
15. Tell, L.	Underjordens vackra värld, Stockholm 1955
16 id	La bela subtera mondo, La Laguna de Tenerife 1959
17. id	Die Höhlentypen Schwedens, Archiv. schwed. Speläol. Nr. 2, Norrköping 1962 Und Akten III, Kongr. intern. Speläol. Wien 1963
18. id	Speleological studies of Swedish Nature, Arch. schwed. Speläol. Nr 4 Norrköping 1964
19. id	Nagra grottor i Östergötland, Arch. sched. Speläol. Nr 5, Norrköping 1965
20. id	Huler of Huleforskning i Sverige, Naturens Verden, Kopenhagen Dez. 1966
21. id	Verschiedenes Verhalten gewisser Urgesteine bei Verschiebungen: Das Labyrinth von Grythult, Ostrogotland, Akt. IV. Kongr. intern. Speleol. Ljubljana 1968
22. Trimmel, H.	Höhlenkunde, Braunschweig 1968
23. Vinogradov, Y. B.	Caves of Mount Amir Temir, Samarkand Univers. Proceedings Nr. 134 1963

Diskussion:

ILMING (Brunn a. G.):

Im Gebiet des Böhmischen Granitplateaus wurde vor kurzer Zeit eine Höhle festgestellt, welche wegen ihrer Genese zur Ergänzung der Typen der Granithöhlen erwähnt werden soll. Ihre Entstehung ist sicher bedeutend jünger als die der schwedischen Granithöhlen und geht mit einer Oberflächenformung konform. Eine Wand einer noch im Stadium der Eintiefung befindlichen Schlucht hat sich infolge des Nachsackens des Untergrundes vom Gesteinskörper gelöst und bildet eine ca. 20 m lange, bis 8 m hohe Klufthöhle.

TELL:

Es gibt solche Phänomene auch in Schweden, meistens sind sie periglazial entstanden (nach der Abschmelzung der Eisdecke hat sich ja das Land oft gewaltsam und heftig erhöht). In den meisten Fällen haben aber die schweren Eisdecken die Außenränder manches Gebirges derart ausgequetscht, zur Seite gestellt oder nach unten gepreßt, daß zwischen dem Gebirge und den ausgequetschten Wandstücken Höhlen entstanden. In den Trümmern befinden sich oft die von CIRY geschilderten "grottes subcutanées".

FINK (Wien):

Auch in Österreich sind Silikathöhlen im Granit- und Gneisplateau der Böhmischen Masse nördlich der Donau, aber auch z.T. im Gneis des Steirischen Randgebirges bekannt. Wir können ähnliche Höhlentypen feststellen wie in Schweden, so z.B. tektonische Höhlen, Versturzhöhlen, etc. Ich möchte Sie fragen, wie Sie Raumerweiterungen der Höhlen in massivem Silikatgestein erklären.

TELL:
Tektonik und Erosion dominieren.

FINK:

Wir meinen, daß bei der Genese solcher Höhlen im massiven Silikatgestein u.U. die chemische Silikatverwitterung, die Hydrolyse, eine gewisse Rolle spielt.

TELL:

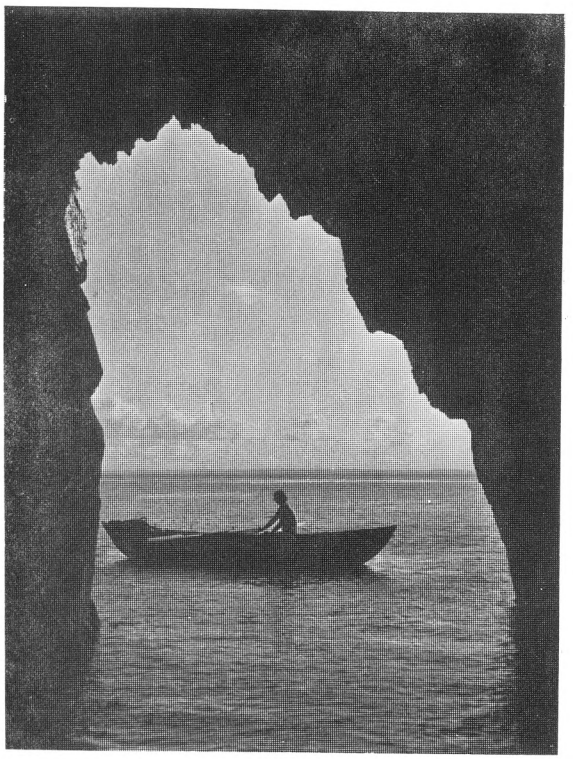
Wie ich in der letzten Nummer des "Archives der Schwedischen Speläologie" (Nr. 9) "Urgebirgshöhlen" hervorgehoben habe, sind die Verwerfungen und übrigen tektonischen Störungen während und nach den Glazialen der Quatärzeit für die Genese vieler Höhlen maßgebend. Silikatverwitterung ist bedeutend gewesen und für die Erde der großen Wälder Schwedens ausschlaggebend. Auch für gewisse Höhlenbildungen, z.B. im Gebirge Kullen (Schonen) kann die Silikatverwitterung von Bedeutung sein, im allgemeinen aber sind andere Faktoren wirksam. Von direkter Silikathydrolyse kann man überhaupt wenig sprechen.

EHRENBERG (Wien):
Wenn Höhlen in Schweden als befahrbare Räume bis weit in das Paläozoikum zurückreichen, erhebt sich die Frage, ob denn nie Reste von Sedimenten erhalten sind bzw. nie solche eingelagert worden sein sollen. Was ist darüber bekannt? Ist alles, was eventuell an Sedimenten zum Absatz kam durch die Vorgänge in den Eiszeiten entfernt worden?

TELL:

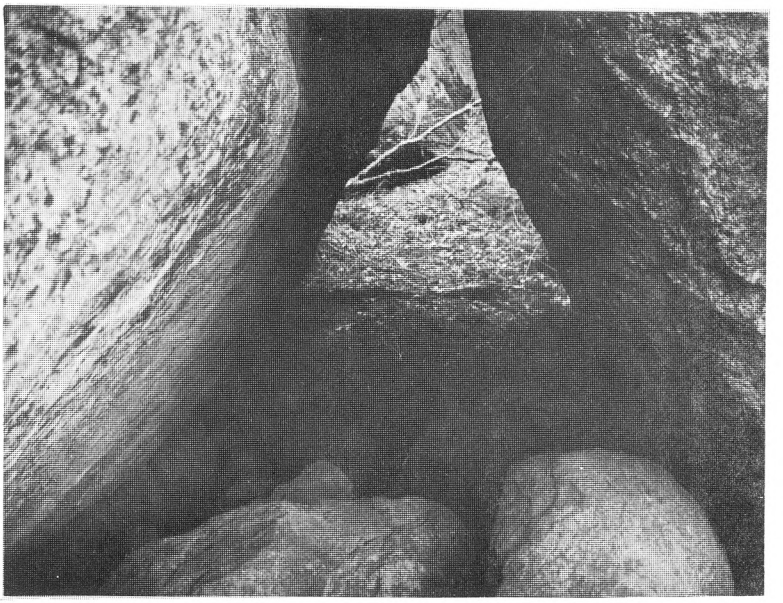
Mit Ausnahme der reichlichen jungpaläolithischen Funde in der Kalksteinhöhle "Stora Förvar", Stora Karlsö, Gotland (Kolmodin, Rydh, Schnittger, Stolpe u.a.), die eine Art Kökkenmödding sind, ist in Schweden, was Sedimentforschung in Höhlen betrifft, sehr wenig gemacht worden.

Die Eiszeiten der Quatärperiode haben die im Lande vorwiegend in granitischen Urgesteinen befindlichen Höhlen beinahe völlig ausgeräumt und durchgespült. Nur wo Höhlen durch Einsturz o. dgl. verstopft sind, kann man hoffen, ältere Sedimente zu finden. Mit dem wachsenden Interesse für Speläologie hier im Lande ist es aber wahrscheinlich , daß sich ein paar junge Akademiker dieser Frage widmen werden.

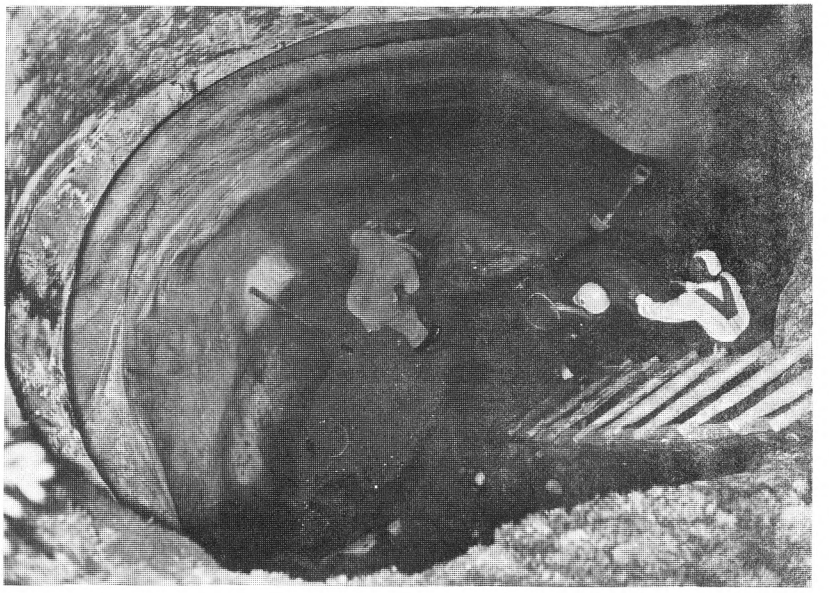


Typische Höhle unter glazialtransportierten Riesenblöcken

Typische Verwerfungshöhle, "Rödgavel" im Omberg



Entleerungsarbeit im größten Riesenkessel Schwedens, "Perkels kittel" in Tjällmo, Ostrogothland



Osservazioni su alcune morfologie ipogee nei calcari presso sagrado d'Isonzo ed il loro rapporto con l'incarsimento freatico

RINO SENERARO (Gruppo Grotte dell'Associazione XXX Ottobre - Sez. del C.A.I. di Trieste / Italia)

Nell'estate des 1961, favorito da una forte magra, ho potuto penetrare nei vani, normalmente sommersi dall'acqua freatica, di una grotta posta nei pressi dell'abitato di Sagrado d'Isonzo (Grotta presso Sagrado N. 4112 V.G.). La cavità in questione si apre quasi al contatto tra il Senoniano de il Turoniano a quota 40, e si tratta di una galleria aperta in superficie artificialmente, Infatti, ad essa vi si accede mediante uno scavo nel quale sono stati posti dei gradini di pietra, subito sotto, una breve diramazione porta ai vani di solito invasi dall'acqua freatica, il cui livello stà in relazione a quello del fiume Isonzo che dista dalla grotta circa 500 metri in linea d'aria.

I vani interessati sono compresi in un'area di una ventina di metri e risultano composti da una serie di cavernosità, collegate tra loro da condotti tubolari di varie dimensioni.

Quasi didattica, nell'esame delle morfologie, una diramazione di sinistra. Inizia mediante un cunicolo efforativo ben arrotondato, largo quasi mezzo metro, che si immette in un vano ovoidale dal fondo piano, detritico. Sulla parete opposta il condotto prosegue perfettamente arrotondato e tubiforme per diversi metri, fino a quando a causa delle esigue dimensioni divienne impraticabile. Oltre, continuava visibilmente tubiforme per altri cinque metri, fino ad una svolta.

Questo reticolo di condotte forzate anastomosate, di sezione circolare ed elittica, rispecchiano chiaramente quelle strutture che BRETZ ha maestralmente esaminato nelle zone calcaree interessate da una carsificazione avvenuta in funzione dell'azione speleogenetica dell'acqua freatica.

I vani che si incontrano nel sottosuolo di Sagrado sono un chiaro esempio di morfologie freatiche. Strutturalmente questi condotti freatici sono impostati su interstrati beanti allargati da fenomeni di corrosione e successiva erosione, quando due diversi canali di giunto vengono anastomosati, molte volte in presenza di una frattura, dando origine ad un flusso di circulazione idrica, relativamente più rapido. Aggiungo che morfologie simili sono state da me esaminate (condotti tubolari) in un'altra cavità carsica, posta all'estremo margine sud-orientale dell'altopiano triestino. Si tratta della Galleria a Pressione, posta nel Sistema Mediano della Fessura del Vento.

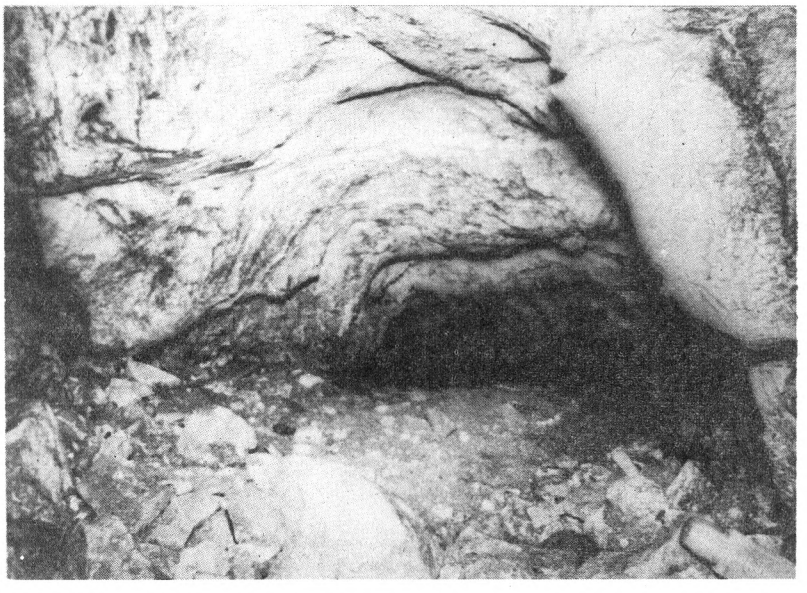


Fig. 6
La parte iniziale des cunicolo d'ingresso ai vani freatici normalmente sommerso. Si noti le modeste dimersioni del vano, impostato su di un interstrato beante eroso, di cui si può osservare la traccia a destra. Il condotto è un tubo freatico, asimmetrico. più oltre, le condotte e le brevi camere ovoidali che si snodano nel calcare.

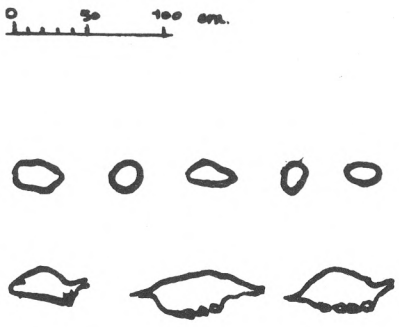


Fig.1 Tipi delle varie sezioni rilevate nei condotti.

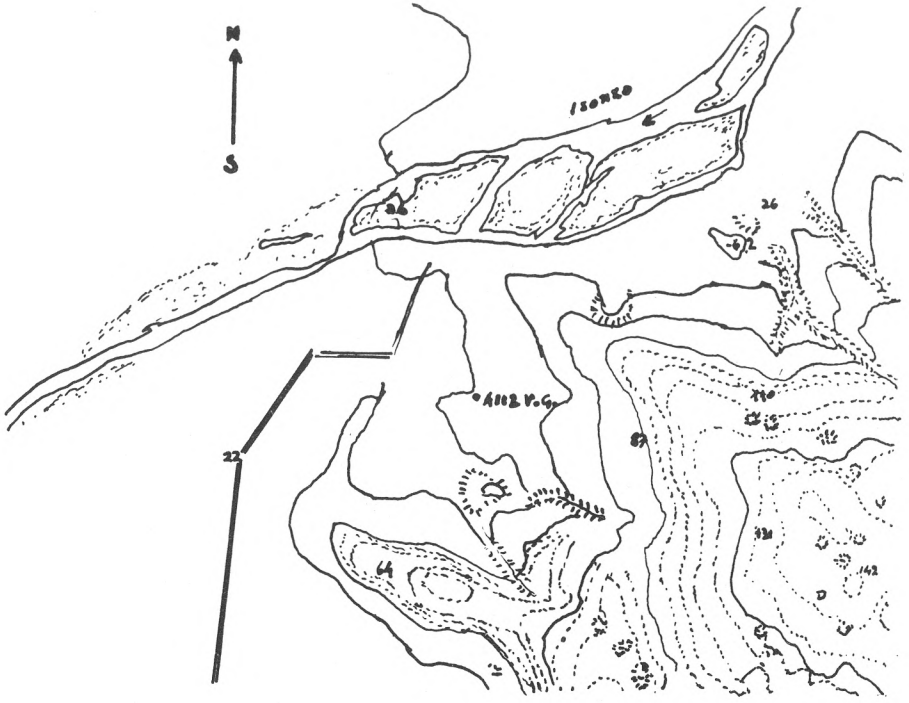


Fig.2 Topografia della zona e posizione della cavità.

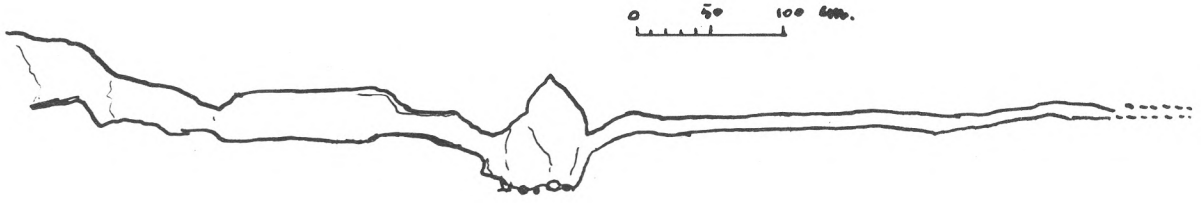


Fig.3 Sezione di un condotto freatico.

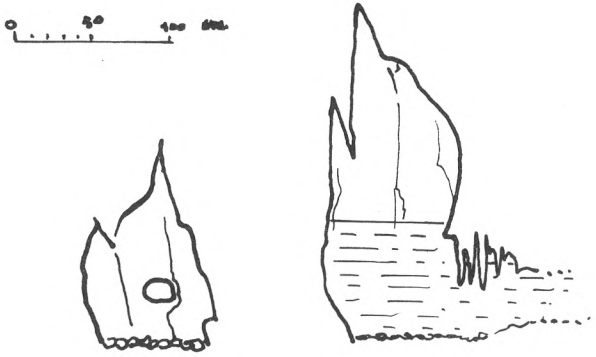


Fig.4 Cavernosità interessate da fratture.

Grotta presso Sagrado - V.G. n° 4112

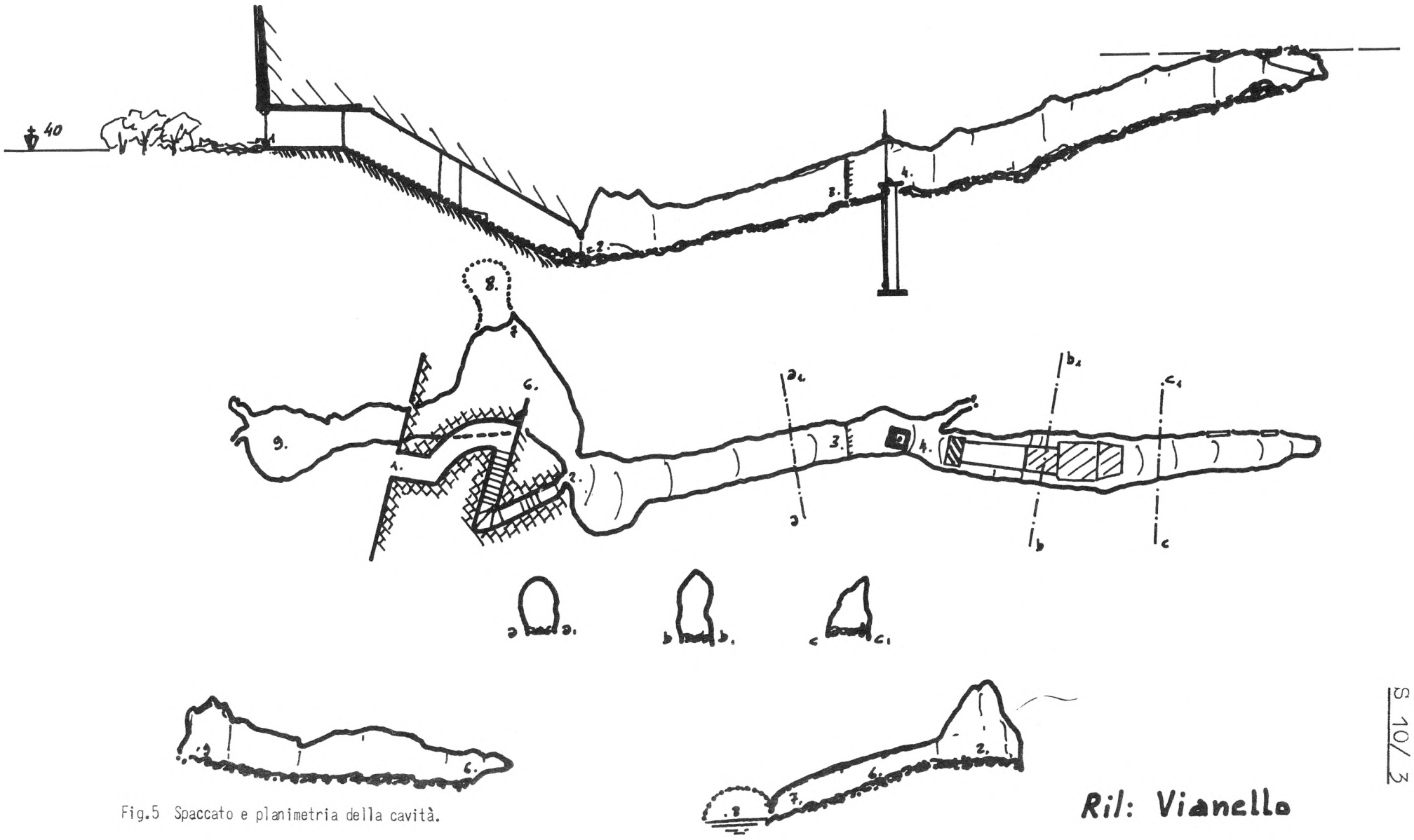


Fig.5 Spaccato e planimetria della cavità.

Ril: Vianello

S 10/3

I vani più grandi sono invece interessati da fratture che danno luogo a cavernosità irregolari, ma nel complesso tendenti all'ovoidalità. Il suolo è ricoperto da detriti, frequente la presenza di concrezioni, sotto forma di stalattiti o veli calcitici parietali, a differenza dei condotti tubolari completamente privi di detriti e di prodotti litichimici.

Si osserva così una rete di condotti tubiformi, la cui luce non supera il mezzo metri di larghezza,che sboccano in vani più ampi, interessati da fratture che sono da considerarsi come zone di scarico delle acque percolanti nel calcare, che presenta un alto grado di carsificabilità e fessurazione.

La presenza di concrezioni subacquee è indice di un lungo periodo nel quale la falda freatica si era stabilizzata su un livello più basso dell'attuale. Tale periodo potrebbe essere collocato durante la regressione würmiana.

I vani superiori, cioè la galleria soprastante, che attualmente è asciutta e solamente bagnata dalle acque percolanti di attraversamento, sono difficilmente classificabili in quanto metamorfosati. Per questo riesce difficile riconoscere la primitiva morfologia. Comunque i vani no hanno alcuna relazione con la superficie del suolo, del resto, la stessa apertura è avvenuta artificialmente, per cui si potrebbe supporre che anche questa galleria sia un relitto o un troncone di un più vasto complesso ora interrotto da processi clastici e litogenici d'insenilimento, la cui genesi si sovrebbe ricercare nell'azione speleogenetica di un antico livello superiore della falda freatica carsica.

Dalla disamina di questi elementi si più presuporre l'esistenza, nella zona, di una vasta rete di condotti freatici anastomosati e sommersi, che rappresentano le soluzioni di continuità attraverso le quali circolano le acque freatiche, a modello dei vani scoperti nella Grotta di Sagrado.

Ricordero, che il concetto di incarsimento freatico, nella nostra zona, non è condiviso da molti studiosi triestini. Aggiungo però, a questo proposito, che questa è la prima volta che si è data la possibilità di esaminare tali morfologie, grazie appunto alla magra che ha reso accessibili una serie di vani sommersi, posti al di sotto delle specchio freatico, e quindi generalmente a noi completamente nascosti.

Sul problema della presenza delle acque che circolano nei condotti freatici del sottosuolo calcareo di Sagrado si può attingere da una serie di studi idrologici sul Carso Goriziano svolti recentemente dal MOSETTI, d'AMBROSI e BIDOVEC.

La provenienza delle acque sotterranee del settore Monfalconese-Goriziano, nel quale si apre appunto la grotta in questione, è un problema ampiamente dibattuto che non è qui il caso di discutere in quanto esula dallo scopo della presente nota. Esse risultano alimentate dagli spendimenti del Vipacco e dell'Isonzo, oltre che dalle precipitazioni atmosferiche riguardanti il settore carsico in questione, abbondantemente fratturato.

Le acque del sottosuolo di Sagrado penso possano essere messe in relazione agli spandimenti nel calcare del fiume Isonzo, che scorre a circa 500 metri dalla cavità : Infatti, le alluvioni recenti sulle quali ha sede il corso d'acqua, poggiano direttamente sul complesso calcareo fessurato, per cui non è difficile accettare questo legame.

Indicazioni sul movimento dell'acqua, che sarebberodi grande interesse, non sono state accertate, in quanto l'acqua freatica rinvenuta sul fondo di un breve ramo, il cui inizio è documentato dalla fotografia, si rivelò statica.

Cavità che raggiungano il livello di base nel settore goriziano sono state finora ubicate solamente ai margini dell' affioramento, ed è questa la ragione, per cui si può penetrare con una certa facilità, mediante una grotta, direttamente nella zona freatica, essendo la superficie del suolo molto vicina al livello di base.

Del resto, molti abitati di questa fascia marginale calcarea dello altopiano, delimitata dall'Isonzo e dal Vicappo, utilizzano l'acqua carsica, facilmente raggiungibile mediante perforazioni, o addirittura da pozzi carsici (diaclasi aperte in superficie) che pescano nell'acqua freatica.

Esempi di questo tipo sono stati descritti da MARTINIS, in un affioramento calcareo sulla destra dell'Isonzo, sul quale è edificato l'abitato di Gradisca d'Isonzo. Poi un alto esempio presso Polazzo, è citato dal d'AMBROSI.

Altre cavità di mia conoscenza sono distribuite su tutta questa fascia, specialmente a Gabria, Gradisca, Sagrado, Polazzo, Fogliano e Monfalcone. Generalmente sono pozzi aperti in superficie che presentano opere di muratura nel primo tratto. Oppure fontane il cui pompaggio avviene attraverso un tubo, che mediante una perforazione, raggiunge una cavità sotterranea invasa dall'acqua freatica.

BIBLIOGRAFIA

BOEGAN E. .- Il Timavo, Studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea- Mem.Ist.Ita.di Spel.II,1938.

BIDOVEC F. .- Il contributo della Nostranjska Reka alle quantità, d'acqua delle sorgenti carsiche del Timavotecnica Ital, XXV, 6, Trieste. 1961.

BIDOVEC F. .- Il sevizio idrologico deve esaminare e dimostrare il collegamente dell'Isonzo con il Timavotecnica Ital, XXVI, 6,Trieste 1961.

BRETZ J.H. .- Caves of Missouri- Missouri geol. surv., 1960.

CHIESA P. .- Aspetti applicativi della speleologia: le acque sotterranee- Rass.Spel.Ital., 4, 1963.

D'AMBROSI C. .- Nuove considerazioni sulle disponibilità idriche alle risorgenze carsiche del Timavo nel settore di Duino (Trieste) in rapporto con una derivazione dal Timavo superiore verso l'Istria - Museo Civ. di St. Nat., XXI 5, Trieste 1958 - 59.

D'AMBROSI C. .- Lo stato attuale delle conoscenze sull'ideologia e idrografia del Carso di Trieste - Boll.Soc. Adriatica di Sc., LI, 1960.

D'AMBROSI C. .- Sul problema dell'alimentazione idrica delle fonti del Timavo presso Trieste (a proposito di un recente studio di Franc Bidovec)- Tecnica Ital., XXV, Trieste 1960.

D'AMBROSI C. .- Sul significato idrologico del pozzo carsico di Polazzo-Redipuglia (Gorizia) nel problema dell' alimentazione idrica del Timavo e dei pericoli che de derivano per la città di Trieste- Tecnica Ital., XXVII, 7, Trieste 1962.

FORTI F.- TOMMASINI T. - Una sezione geologica del Carso Triestino- Atti e Mem. della Commiss. Grotte "E.Boegan",VI, 1966.

MARTINIS B. .- Fenomeni carsici nel sottosuolo di Gradisca d'Isonzo (Gorizia)- Rass. Spel. Ital.,V,3,1953.

MOSETTI F. .- Nuove vedute sull'idrologia del Carso e sul fiume Timavo- Adriatico,X,9-10, Trieste 1963.

MOSETTI F. .- L'idrologia della Carsia Giulia e dei territori limitrofi- Adriatico XIII, 5-6, Trieste 1966.

MOSETTI F.- ERIKSSON E.- BIDOVEC F.- HODOSCEK K.- OSTANEK L.- Un nuovo contributo alla conoscenza dell'idrologia sotterranea del Timavo - Tecnica Ital., XXXVII,4, Trieste 1963.

RENAULT P. .- Eléments de spéléomorphologie karstique - Ann. de Spél. XIII, 1958.

SEMERARO R. .- Esame geoidrologico e morfogenetico dei complessi ipogei nella Valle della Rosandra con particolare riferimento alla Fessura del Vento N. 4139 V.G.- Ann. Gr. Grotte dell'Ass. XXX Ott.,I,1967.

SEMERARO R. .- Paleoidrologia e morfologie freatiche fossili nelle fasi del carsismo dell'altipiano triestino- Ann. Gr. Grotte Ass. XXX Ott., II, 1968.

WARWICK G.J. .- The origin of Limestone caves - British Caving, 1953.

RIASSUNTO

Le osservazioni si riferiscono ad una serie di morfologie ipogee di una cavità carsica presso Sagrado d'Isonzo (Carso Goriziano) che raggiunge il livello di base delle acque freatiche della zona. In base all'esame di tali morfologie si può avanzare l'ipotesi di un incarsimento freatico, finora generalmente negato da altri autori, per il settore carsico in esame.

Speleogenesis and Karst in New Zealand

L. O. KERMODE (Olahuhu, New Zealand)

Introduction:

The cavernous rocks of New Zealand can be grouped broadly into two main geologic types - the massive, metamorphosed, Ordovician, Mt. Arthur Marble of north-west South Island, and the stratified, bioclastic, Tertiary Te Kuiti limestones of western regions of both islands. Although much cave exploration has been carried out in both these regions, the principal study so far has involved caves and karst in the central western portion of North Island near the well-known Waitomo Caves, where some 85 km of caves have been surveyed during the past 12 years by members of New Zealand Speleological Society.

Throughout the region from Kawhia Harbour 60 km south to Mokau River, and inland 50 km to Te Kuiti, the stratigraphic column includes two major limestones of Oligocene to lowest Miocene age. These limestones were preceded by calcareous sandstone and siltstone unconformable on Jurassic rocks, and succeeded by marine siltstone. They constitute Te Kuiti Group (Kear and Schofield) of which the three formations, from lowest upwards, Orahiri Limestone, Waitomo Sandstone, and Otorohanga Limestone form Castle Craig Subgroup (Barrett).

Orahiri Limestone is sandy and of bioclastic origin with conspicuous, thick beds of fossil oyster shells (Crassostrea). It is more than 30 m thick, and microfacies can be distinguished. To the east and north the 12 m thick, glauconitic Waitomo Sandstone overlies Orahiri Limestone, but to the west and south there is only a minor erosional break in sedimentation. The uppermost and most extensive formation of Castle Craig Subgroup is the flaggy, purer, bioclastic Otorohanga Limestone which is as much as 40 m thick. The overlying 20 m contains beds of silty limestone here called Ruakuri member. Other thin Tertiary limestones are found in this region, for example at Oparure and Te Anga. Correlatives of the Te Kuiti Group limestones are mainly on the west of New Zealand, and extend as far as Whangarei Limestone at Waiomio 340 km north, and Awarua Limestone at Milford Sound 900 km south. All are indurated by cementation and recrystallisation.

The post-Jurassic land mass of this region is assumed to have had a more mature topography than that developed on the Jurassic rocks today, and coastal embayments did exist. When marine transgression began from the north during the lower Oligocene, several shallow basins were formed, and scattered thin pebble beds indicate that the land mass to the west did not introduce much terriginous material. The small shallow embayments were later engulfed in a larger deeper basin some 50 km across. This continued to fill with bioclastic limestone until the lowest Miocene when an orogeny commenced giving angular unconformities between the younger formations and finally the cessation of marine sedimentation in this region. The orogeny raised Jurassic rocks to form Herangi Range from the southern portion of which the Tertiary marine formations dip away to east, south and west, while to the north the eastern slopes are cut by a series of north trending step faults, and to the west the Tertiary rocks have been stripped off by erosion.

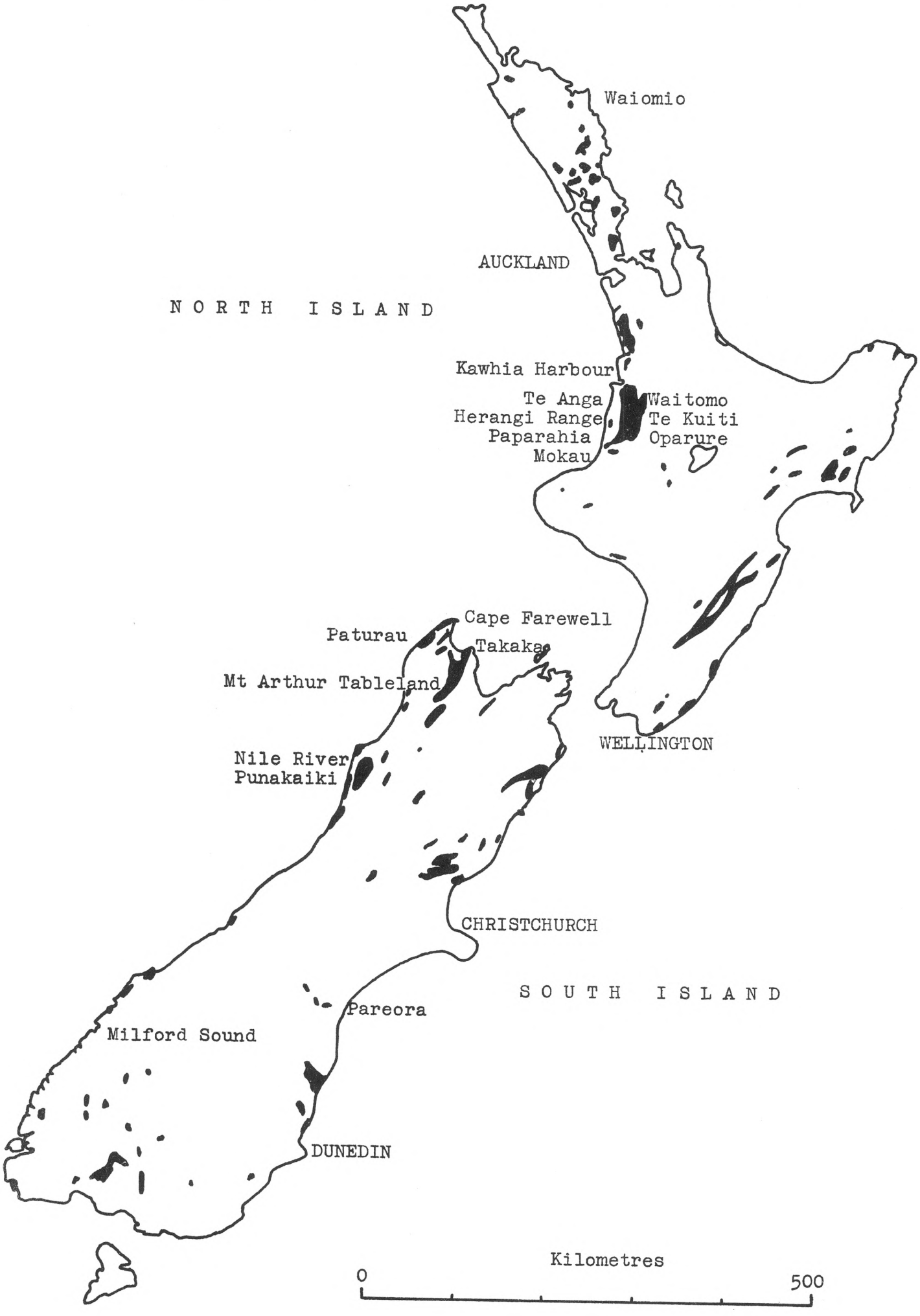
In contrast Mt Arthur Marble is homogeneous in composition. It is found in a region extending 200 km south from Cape Farewell and is uplifted to an altitude of almost 1900 m with a rugged alpine karst topography.

Karst

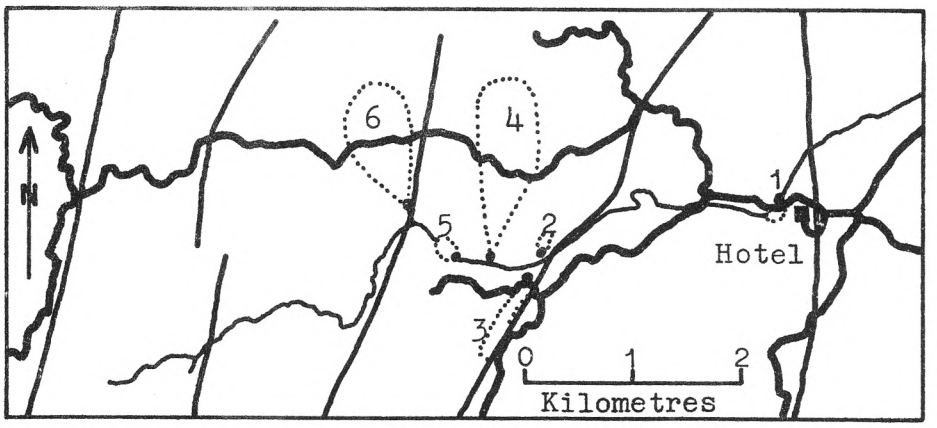
A comparison of New Zealand karst with the well-known regions of the world indicates that climatic conditions have been similar. Most of the characteristic features of karst topography are found in New Zealand, and Mt Arthur Tableland in South Island is an excellent example of a holokarst plateau. In North Island the region south-west of Waitomo is basically merokarst, but with some important differences.

S 11/ 2

CALCAREOUS ROCKS OF NEW ZEALAND



WAITOMO DISTRICT CAVES CITED



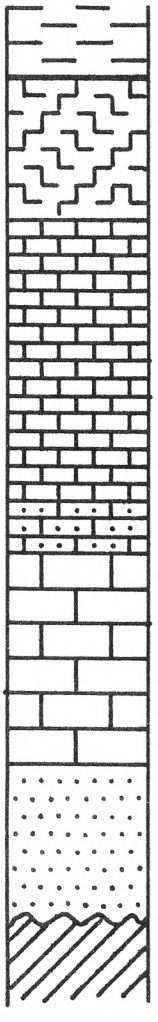
Road ——— Fault ——— Stream ———

1	Glow-worm Cave	NZ geol.Surv.Bull. 41.21
2	Aranui Cave	NZ geol.Surv.Bull. 41.21
3	Ruakuri Cave	NZ geol.Surv.Bull. 41.21
4	Gardners Gut Cave	NZ speleol.Bull. 3.60.521
5	Waitomo Waterfall Cave	NZ speleol.Bull. 3.51.263
6	Millars Waterfall Cave	NZ speleol.Bull. 2.36.129

Other cave sections cited

The Maze Cave	NZ speleol.Bull. 4.67.219
Harwood Hole	NZ speleol.Bull. 2.34.75

STRATIGRAPHIC COLUMN, WAITOMO



Mahoenui Siltstone
non-calcareous

Ruakuri member, 20 m.
silty limestone

Otorohanga Limestone, 30 m.
pure, bioclastic

Waitomo Sandstone, 12 m.
richly calcareous, glauconitic

Orahiri Limestone, 40 m.
sandy, bioclastic

Aotea Sandstone, 20 m.
slightly calcareous

Jurassic rocks

Firstly, the region is rent by a number of major north-trending faults only a few kilometres apart. There is also a conspicuous joint alignment at about 60° to these faults. This influences not only cave patterns but also outcrop alignments. Secondly, because the region is blanketed with volcanic debris, which includes Pleistocene ignimbrites, the outcrops are only found in steep-sided valleys, and any plateau that might exist has not yet been uncovered by erosion.

The third most striking feature of karst outcrops in the New Zealand Tertiary limestones is horizontal flagginess. The best known example is found on the West Coast of South Island at Punakaiki. The material between the limestone flags is known as a residual bed or seam. Two origins have been proposed, but neither answers all the characteristics observed so far. Kear and Schofield considered the seams to be simple depositional features involving sand occasionally interbedded with the more abundant shell fragments, but this does not explain why some seams cross obvious depositional beds. Barrett considered "that the seams originated as a result of post-depositional intrastratal solution, acting along definite, predominantly horizontal planes in the rock", but also admitted that there was "no satisfactory explanation for the constant relationship between purity of the limestone and the spacing of the seams, or for the regularity of that spacing".

Speleogenesis

Most New Zealand caves in Tertiary limestone are of vadose origin, with dendritic plans and several entrances. Cave ceilings rarely meet with the regional water table. The formation of cavities is controlled by two major factors. Firstly, the solubility of the limestone, with which are associated the aggressiveness of the water, and the ability of the stream to remove solid waste products. The purest limestones are either densely crystalline and easily fractured to allow solution to proceed, or porous enough to preclude preferred patterns of flow. Sandy limestones produce a different pattern of speleogenesis because every fracture that allows movement of water also allows the introduction of insoluble sand or silt to obstruct flow and curtail further development. When more than 35% insolubles are present cavern development does not take place in the Te Kuiti Group limestones. Secondly, the regional pattern of jointing and faulting, and to a lesser extent the dip of the strata. The Waitomo district is dissected by a series of five major faults each downthrown about 30 to 40 m to the east. These faults allow most of the subterranean streams to resurge over an impermeable bed that has been exposed, and thus preclude phreatic development. Other fault trends are to the east-north-east, and most of the jointing is in this direction. The strata dip at no more than 10°, and bedding plane cave passages are rare. Near Mokau a number of down-dip caves are found in the steeply dipping limestone. At Takaka, South Island, a cave in very steeply dipping Tertiary limestone is strike-controlled along the water table.

The two principal limestones of Te Kuiti Group show field distinctions in karst and speleogenesis related to their lithologies. The younger Otorohanga Limestone is very pure (excluding Ruakuri member) and of bioclastic origin. Sparry recrystallisation of constituents shows prominently in microscope thin sections. Horizontal seams are spaced at about 5 cm and produce the flagginess of outcrops. Vertical joints are aligned with regional patterns and spaced at 0.5 to 1.5 m. Minor joints within flags are widened by solution to narrow crevices, and these combine with horizontal development of anastomosis to form spongework. High, narrow passages of vadose origin twist tortuously, usually uninfluenced by regional trends of faults and dip, for example the Wriggley Passage in Millars Waterfall Cave. Stream gradients are often steep with drops at passage junctions where the altitudes may vary by as much as 10 m. Phreatic development, now abandoned, has left solution grid patterns, for example Organ Left of Glow-worm Cave. No present day submerged grid pattern caves are known. Scallop markings are common in some of the caves of phreatic origin on the main Waitomo Stream, for example, Waitomo Waterfall Cave with an almost circular resurgence, and Gardners Gut Cave which resurges through a joint widened by solution. No hydrological studies have yet been completed.

The older Orahiri Limestone (including Waitomo Sandstone which in many places is rich enough in calcium carbonate to be called a limestone) shows cave patterns developed along major joints. Because the limestone is less crystalline it is more competent to accommodate stresses. Horizontal seams are spaced at about 10 to 15 cm, and vertical joints are observed at spacings of several metres. The intricate spongework found in Otorohanga Limestone is not observed. Horizontal flow of water is at first by seepage through the sandy seams between the flags, then anastomosis develops immediately below. Speleogenesis on a large scale appears to proceed principally by corrosion of widened joints, for example Ruakuri Cave, but an excellent corrosion grid pattern

is found in The Maze Cave, 6 km north of Waitomo. When there is sufficient flow of water to remove residual silt and sand, the normal degradation of the stream bed is modified by abrasion of the walls by water-borne solids that help remove the softer strata. The stream gradients are about 1 in 30 with few single drops of more than 1 m. Sometimes a deposit of iron and manganese oxides protects the leached rock from further dissolution and fine abrasion.

The development of vertical shafts within the limestone is associated with seepage of aggressive water into the vadose zone directly from a soil horizon, or from a perched water table such as Ruakuri member provides, for example, the 64 m shaft (tomo) into Ruakuri Cave near the inner tourist bridge. The shaft (aven) in Glow-worm Cave is not open to the surface.

Other New Zealand regions show different types of speleogenesis. Mt. Arthur Marble with only minor impurities tends to joint in massive blocks which make vertical shafts common. Several of these shafts are more than 260 m deep, and the deepest so far explored is Harwood Hole, Takaka, 368 m. Cave development is modified by moraine, talus, and river boulders brought from high mountain country, and on some of the steeper forested slopes vee valley erosion takes place. The very porous bioclastic limestones of east coast districts of North and South Islands show very little speleogenesis, although near Pareora, South Island, a spectacular pattern of dolines is found.

Cave Fill

Four main types are considered:

First: The residual silt and sand, left by pressure dissolution during compaction of impure limestone, is found between the flags. A section north of Waitomo shows 20% of the present thickness to be of this type. In situ leaching of subterranean surfaces also produces a similar residue. In the lower levels of Waitomo district the residual beds form fins which protrude as much as 10 cm, indicating interlocking of grains and possibly bonding with non-calcareous cement. Some examples contain gypsum, others palygorskite, both either foreign to the limestone, or indicating a substantial amount of dissolution. Fins have not been observed in Oterohanga Limestone. Much of the fine mud of caves, and the buff colour of stalactites are attributed to clay impurities in the limestone.

Second: Pebbles and sand from weathered Jurassic sandstone are brought into caves at Waitomo by streams rising in the Herangi Range to the west. Silt and clay from the overlying Miocene siltstone also enter caves in large quantities because the relief is more than 300 m and the valleys are steep sided. Waitomo Stream is rarely clear of suspended silt. Barrett and Harris dated the microflora from cave fill at Kairimu (near Te Anga) as early Pleistocene with some redeposited Oligocene. Caves on the West Coast, South Island, are often choked with granite boulders from post glacial rivers. In all districts soil from weathered limestone slumps into shakeholes. The Waitomo polje contains some 20 m of alluvium which is probably associated with the aggradation of the lower Waitomo Valley which occurred either by an influx of volcanic debris, or a post-glacial rise in sea level. The present flood plain in the polje is controlled by the restriction of the Glow-worm Cave. No explanation is available at present for the alluvial fill in Aranui Cave which remained for some considerable period at 25 m above the level of the polje.

Third: Volcanic products. Boulders of rhyolitic ignimbrite from the scarps of nearby flows, are to be found in caves south of Waitomo. Most of the region has been buried beneath several metres of Pleistocene ash showers which appear in cave fill as high shrinkage mud containing montmorillonite, or as black titanomagnetite sand.

In a country only recently cleared of its indigenous forest, and often disturbed by major earthquakes, it is difficult to know how much collapse is caused by unnoticed natural processes, how much by catastrophic events, and how much by man's interference with the delicate balance of nature. One large rockfall in Paparahia Cave (near the coast 50 km south-west of Waitomo) is attributed to an earthquake of January 1962. Where a cave ceiling is in laminated impure limestone, exfoliation forms domes with complementary talus mounds on the floor, if no stream is available to remove the debris, for example, Metro Cave, Nile River, South Island.

Fourth: Speleothems. No extensive crystallographic studies have been made in New Zeland. Only a few chemical analyses and descriptive accounts are available. Visiting speleologists have commented on the profusion of calcite speleothems in New Zealand caves. The usual diversity of stalactites and stalagmites is found, but the colours are limited to white, cream, yellow, brown and rarely red or black. Current studies by Hendy using radioactive isotopes, indicate that the most vigorous periods of calcite deposition are related to glaciations. Helictites are found in sheltered chambers. Aragonite has not been determined. Gypsum is not profuse, but some spectacular growths are found in dry passages like Flower Cave (30 km south-west of Waitomo). The limestone is not gypsiferous, and the crystals originate from the seams between the flags. A platy gypsum stalagmite has been found in Wet Neck Cavern, Paturau, South Island. Amorphous silica has been recorded as a fine fluffy powder associated with gypsum, and palygorskite is sometimes found as a thick leathery bed between limestone flags.

References

BARRETT, P. J. 1963 The Development of Kairimu Cave, Marakopa District, South-West Auckland. N.Z. Jl Geol. Geophys. 6, 2: 288-98

BARRETT, P. J. 1964 Residual Seams and Cementation in Oligocene Shell Calcarenites, Te Kuiti Group. Jl Sediment. Petrol. 34, 3: 524-31.

BARRETT, P. J. 1967 Te Kuiti Group in the Waitomo-Te Anga Area. N. Z. Jl Geol. Geophys. 10, 4: 1009-26

KEAR, D.; SCHOFIELD, J.C. 1959 Te Kuiti Group. N. Z. Geol. Geophys. 2, 4: 685-717

KERMODE, L. O. 1966 Speleology in New Zealand. N. Z. Speleol. Bull. 3,60: 489-536

KERMODE, L. O. 1968 A New Zealand Glossary of Speleological Terms. N.Z. Speleol.Bull. 4, 66: 155-173

LAIRD, M. G. 1963 Morphology of New Zealand Limestone Caves. Helictite 1, 4: 63-8

MAY, D. V. 1961 Speleology in New Zealand. Bulletin Natl. Speleol. Soc. 23, 2: 31-8

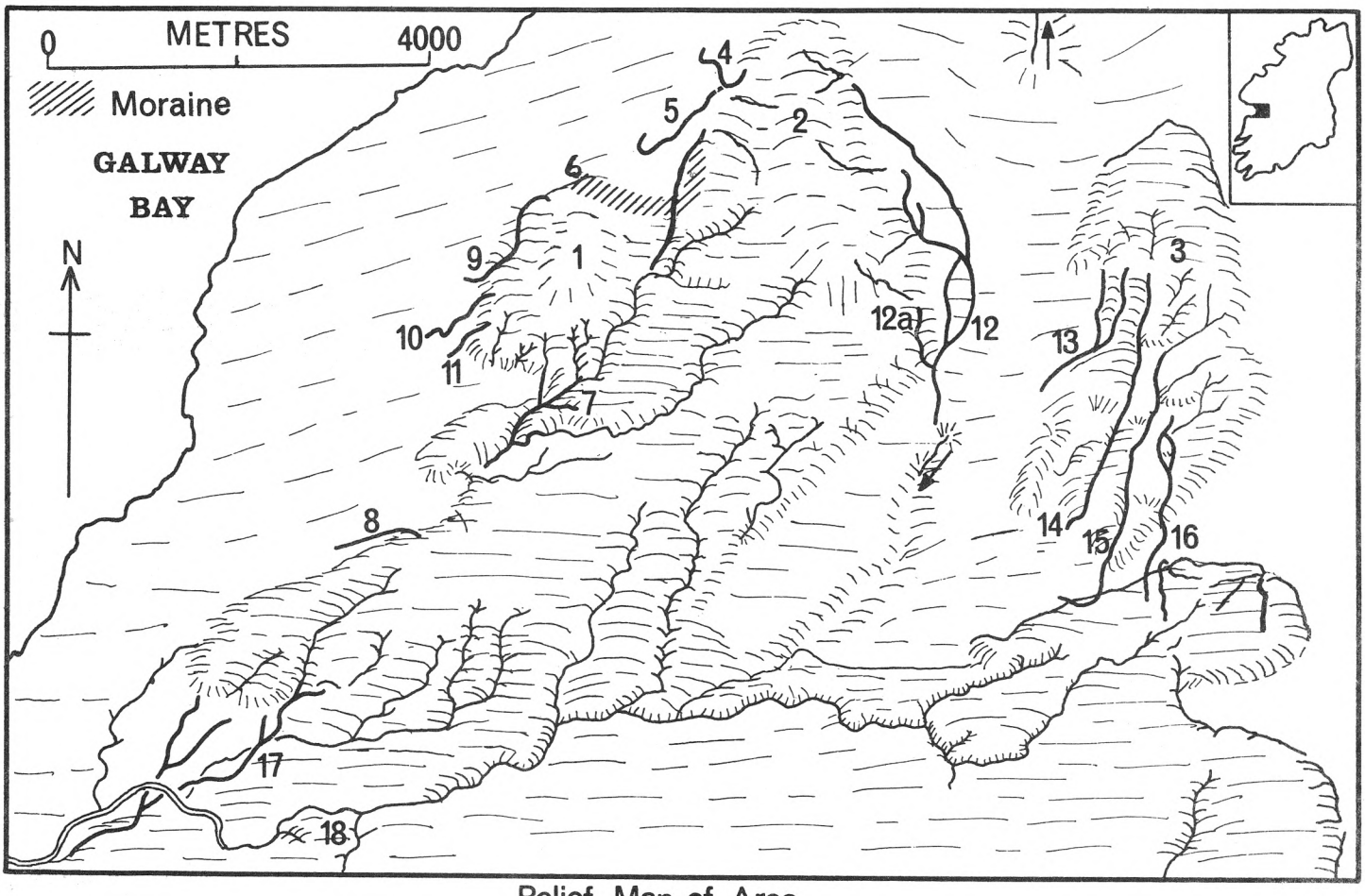
Discussion:

D. C. FORD (Hamilton): Asked how the radio isotope dating method described by KERMODE was done.

KERMODE: Replied that ^{16}O / ^{18}O ratios were used (paper by HENDAY in "Nature" 1968).

The Age of the Caves of North West Clare (Ireland)

E. K. TRATMAN (Bristol / Great Britain)



Relief Map of Area

Fig. 1: The principle caves and summits are shown:
1. Knockauns, 2. Slieve Elva, 3. Poulacapple, 4. Faunarooska cave, 5. Pollballiny Cave, 6. Moraine, 7. Coolagh River Cave, 8. Poll-an-Ionain Cave, 9. Poulnagree Cave, 10. Ballynahown Cave, 11. Poulomega Cave, 12. Poulnagollum (Cahir Bullog) Cave, 13. Cullaun 1 Cave, 14. Cullaun 2 Cave, 15. Cullaun 3 Cave, 16. Cullaun 4 und 5 Caves, 17. Doolin Cave System, 18. Aille River.

Summary:

A group of similar caves in Carboniferous Limestone of D-S age is discussed. The caves are all related to acive swallow holes at the present edge of the Clare Shales, which act as collecting grounds for the streams. The caves are still occupied by the streams that made them and have a dendritic pattern. Many topographical features on the surface and within the caves testify to their rapid development.

The rate of limestone solution, determined by chemical analysis methods, has been shown to be very high. Unpublished results of direct erosion measurements confirms this.

It is concluded that this group of caves have been formed since the ice of the Last Glaciation retreated from the area. An estimate of this date has been made as 10 000 years B.P. It may have been possible for cave formation to have started as early as 20 000 B.P. The shorter date is within the bounds of possibility.

The area covered by this paper is shown on Fig. 1. The Carboniferous Limestone is of D - S age. It is covered by the Clare Shales, the equivalent of the Upper Limestone Shales and the Yoredale series. There is an unconformity between the top of the limestone and the base of the Clare Shales. There is no gradual but an abrupt transition from one to the other. The top of the limestone is regarded as being an erosion surface of mid-Carboniferous date (Sweeting 1955). In the area considered the Clare Shaleshhave been partly eroded off the surface of the limestone. The shales, however, still serve as collecting areas for rain water into streams that sink into swallets at the shale edge or within the shale edge.

Some 42 km of caves have been explored and surveyed in the area. The swallets for all these are at or just within the shale edge, though there has often been appreciable swallet retreat. There are no major caves not so connected. The caves can be considered as unitary and, in general terms, what is applicable to one is applicable to all.

Thus the origins of the caves are from present day streams and the caves are still occupied by the streams that made and are making them. The retreat of the swallets has in some cases been accelerated by the perviousness of the shales where these are thin and well jointed. This allows the water to reach the underlying limestone and to dissolve it and form caves starting within the shale edge.

Within the caves enlargement of the passages occurs with each incoming tributary and there is comparatively little in the way of breakdown with the formation of large chambers, though there are a few exceptions where special conditions apply. That is the size of the passage is proportional to the present day stream flow.

The initial stage of cave development has generally been along a selected bedding plane only just under the surface of the limestone. This single bedding plane may form the roof of a cave for a long distance. Subsequent development is by downcutting into the floor accompanied by occasional descents to lower levels usually in a zone of well developed cross joints.

The caves in general do not have their roofs far under the surface of the limestone anywhere along their courses. In many cases, it can be estimated that the cave roof is less than 30 m below the surface of the limestone at the explorable end of the cave. Cullaun 2 (Fig. 1, 14) on Poulacapple has its roof less than 1 m under the limestone at more than 1000 m. from its topmost entry point. The same applies to Cullaun 1. The Coolin Cave (Fig. 1, 17) at 3.5 km from the furthest swallet has its roof less than 6 m from the top of the limestone. Upper Pouleleva (Fig. 1, 12a) runs with its roof never more than 5 - 6 m down. On the other hand, it has been shown that the Coolagh River Cave (Fig. 1, 7) at 2 km from its swallet, Polldonough, has the main part of its roof 29 m below the limestone surface, for here an aven runs up to the surface and this has been climbed and measured. This close relationship of cave roofs to the surface of the limestone, which may be covered by shale, may be merely a reflection of the permeability of certain bedding planes close to the surface at the swallets rather than a reflection of the juvenile nature of the caves.

Many of the caves end with sudden constrictions so that in times of high water flow long lengths of the caves fill to the roof once the critical capacity of the outlet has been passed. There are no older routes over the constrictions and the only escape for the water is out through the roof and along the surface once the cave has filled up. This combination would seem to be complimentary facets of cave age and to indicate youthfulness.

Across the limestone there are dry valleys which head from the original points of descent underground of the water before swallet retreat had occurred. These valleys are shallow showing that they were in use for a comparatively short time. Some of them can be followed to where they link up with others thus forming a typical dendritic surface stream pattern. It can also be shown that in a number of places the course of these surfaces streams had been deflected by glacial moraines dating from the retreat stages of the last glaciation. So the valleys are later than the moraines. The swallets and caves behead the valleys and so are later still. The caves also, like the valleys, have a simple dendritic pattern. A notable group in this respect can be seen along the west side of Poulacapple (Fig. 1, 3) in relation to the main valley on the one hand and the Cullaun caves on the other.

Similar shallow dry valleys run to closed depressions in the limestone. These do not contain glacial drift in situ, but only stream resorted drift and shale debris. Thus they are post-glacial in origin though they may have been initiated by glacial plucking. Here again the caves behead the dry valleys.

Now the ice was capable of gouging out deep channels in the limestone along the flanks of the hills. It is therefore not credible to consider that the ice would have left the shallow dry valleys on the limestone and the shale edge uneroded to any appreciable extent. There is the evidence of the moraines to show that that upland areas and even more the lowland ones were covered by ice. The Doolin Cave system (Fig 1, 17) has its main swallets at 60 m above sea level and there are moraines nearby.

The area of north west Clare lies within the boundary of the Newer Drift laid down by the last glaciation (newer Ivernian Ice, Newer Irish Sea Ice, the equivalent of Würm II of the Alpine terminology). The edge of the ice sheet was across the mouth of the Shannon to the south of Clare and thence east to Wexford. At this time Co. Clare would have been under ice, though it is possible that some of the summits such as Slieve Elva and Knockauns were not covered. One moraine demands particular attention (Fig. 1, 6). It lies along the west flank of Slieve Elva and across the up on/to the north end of Knockauns but the moraine does not penetrate what is now the head of the Coolagh River valley and its contained cave system. The valley is later than the moraine.

In late glacial times the ice retreated north in stages of which the first has been called the "North Britain" stage, when the ice front was north of the cave area but only just so. Charlesworth (1963, p. 484) puts the start of late glacial times (Older Dryas) at about 10,000 years B.P. but it may be that the area of the caves was free of ice and permafrost earlier than this and the caves could start to form.

The studies of the rate of limestone solution in the area and especially within the caves have made it clear that the rate of solution is high and the caves could have been formed within the geologically short time since the last glaciation. Similarly, the results, as yet unpublished, of erosion rates measured directly within selected caves fully support the conclusions reached from the chemical solution studies.

The sediments within the cave have been studied too. The general conclusion is that they are derived from local rocks and that there has been little contribution from either coarse or loessic superficial Pleistocene material.

With these facts in mind, it is concluded that the caves of North West Clare have been formed in Post-Glacial times. But it is necessary to define this term as used here. Charlesworth (1963) starts late glacial times in the area with the Older Dryas at about 10,000 years B.P. To this may be added an undefined extra span when the area was sufficiently free of ice for the caves to begin to form. Thus lengthening their age to a possible maximum of 20,000 years. The means that are at present available for determining the age of these caves do not permit a closer approximation but somewhere between the maximum and minimum is likely to be proved correct. The lower figure is not an impossibility. The main fact is that the caves are extremely young and have been formed since the retreat of the ice began towards the end of the last glaciation.

The chief problem that arises from this dating is this: if the pre-Newer Drift topography was as Charlesworth (1963) has asserted, essentially similar to that of the present day, why were no caves formed then? Perhaps they were formed and were either destroyed by the glaciation of they remain buried under drift, which seems unlikely.

The size and composition of some of the moraines indicate that appreciable, if only minor changes, were made in the topography by the Last Glaciation. Certainly much limestone was removed. So destruction during the last glaciation of earlier shallow caves is a possibility that must be considered.

Secondly, Sweeting (1955) and Williams (1964) in the area immediately to the east have deduced that daves and solutional features are pre-glacial. Thirdly, Vigo cave south of the area has its entrance in the side of a very steep hill slope about 30 m above Lough Inchiquin and clearly does not belong to the post-glacial series, though there is one close by in the valley floor, but to an older series (Hobbs and Nicholson, 1963), tied to a local topography markedly different from that of the present day. So the possibility that some of the caves described are older than the rest cannot be absolutely denied, though it is regarded as very unlikely.

These conclusions about the age of the caves of North West Clare refer to these caves only, and are not necessarily applicable to other caves. Nevertheless, it is reasonable to expect that study of other caves in other areas in Ireland will be likely to show that most of the caves are post-glacial in origin. In the Dartry Hills, County Leitrim, it has been suggested that a number of the caves even post-date the Scottish Re-advance of the ice (Tratman 1957, p. 54).

Selected References

Charlesworth, J. K. 1963, Historical Geology of Ireland Edinburgh

Hobbs, D. P. S. and Nicholson, F. H., 1963, "Vigo Cave and Neighbouring Potholes, Co. Clare, Eire". Proc. Univ. Brist. Spel. Soc. Vol. 10, (1), 70

Ollier, C. D. and Tratman, E. K., 1956, "Geomorphology of the Caves of North-West Clare, Ireland" Proc. Univ. Brist. Spel. Soc. Vol. 7, (3), 38

Sweeting, M. M. 1955, "The Landforms of North West Co. Clare, Ireland". Trans. & Papers, Inst. British Geographers, Pubn. N. 21. 33.

Tratman, E. K. 1957, "Leitrim, Eire, 1956". Proc. Univ. Brist. Spel. Soc. Vol. 8, (1), 49

Williams, P. W. 1964, "Aspects of Limestone Physiography of parts of Counties Clare and Galway, Western Ireland". Unpub. Ph.D. Thesis, University of Cambridge.

Discussion:

WARWICK (Birmingham):
Firstly I would support in general terms the hypothesis that periglacial conditions would not be very intense here after the retreat of the ice, though recent work in the West-Midlands at Four Ashes has indicated that patterned ground has occurred since the latest deposition of tills.
Secondly, after a brief visit to this area in 1968, I found little sign of periglacial forms such as are found in S. Devon and W. Wales. I was struck by the marked contrast between this area of W. Clare and the mature karst further east. I support Dr. Tratman's general hypothesis and ask whether the difference between the two areas is due to the late removal of shales, possibly during the local last glaciation?

TRATMAN:
Periglacial deposits are largely absent because a rise in sea level has removed or covered them. Resurgences of cave water in three major caves now come up below sea level.
The shale denudation during the last glaciation must have been extensive but how much is doubtful. The destruction of a limestone is demonstrated by the massive moraines. It is agreed that east and south of the area described are karst forms and caves that pre-date the last glaciation.

FRANK (Canberra):
What is the relationship between the surface glacial deposits and the inflow points of the caves?

TRATMAN:
There is a thin cover of surface glacial deposits above the inflow points.

AUB (Arhus):
Can one envisage the simultaneous formation of the postglacial surface draining and the caves? It would take some time before the caves could take enough drainage to behead the surface drainage. This would extend the age of the caves to the end of the last glaciation.

TRATMAN:
Yes. Even today the normally dry valley system is re-activated at times of heavy rain as the swallets and the cave below cannot take all the water.

FORD (Hamilton):
Agreed that there is unlikely to be permafrost in the wake of a waning last glacial ice sheet, especially in such an "oceanic" location.

Some regularities of the growth of monocrystal Tubilike Stalactites

SIMEON PENCHER & ILIJA MITER (Sofia / Bulgarien)

While exploring the genesis of different types of cave formations in Bulgarian caves we have come upon certain difficulties concerning the determining of their dimensions. We could measure with great precision only the broken and taken out of the caves formations. But when it was necessary to make dynamic measurements on the growth of the formations, we had to look for precise methods. The usual ruler and the caliper gauge whose precision is small were unsuitable while the bringing of heavy and inconvenient optical apparatuses through the galeries of the cave labyrinth bears the risk of their damaging and besides that the eventual establishment and their repairing are impossible in the cave

In order to avoid these inconveniences we have modified the well-known photogrametric method. When applied to speleo explorations it proved very suitable, with high precision and unexpected possibilities First we applied it on measuring the elongation of growth of monocrystal tubilike stalactites. The research was made in the 6.5 kilometre 6-storied labyrinth in the cave Douchlata in the southern karst region of Vitosha, 40 kilometres from Sofia. Together with a group for speleo studies BHCA we observed three tubilike stalactites for 3 years. On stable cement basis we put the camera with which the photogrames of the different formations were then made. During the whole observation period the apparatus and materials used were the same:

Camera - "Zenith 3" with object glass "Helios 44", 1:2
Film - ORWO DK 3.3° DIN
exposition with a photolightning with energy 35 J
developing ORWO N 113
paper - "Photar" with gradation 1:1 according to the Bulgarian state standard

The photogrames were not glassed in order to avoid the folding of the emulsion and the appearance of additional error in the measurement.

The 3 tubilike stalactites were photographed from one basis and only a panoramic turning of the camera on a previously fixed angle. As a standard measurement was used, the distance between 2 plains of a calibred cylinder, photographed by the stalactite. The foremost of the stalactite and the cylinder formed a plane coplanar to that of the film in the camera. The reading of the growth was made from base marking, fixed vertically to the geometric axis of the formation. The calibred cylinder and the camera were horizontalized each time. Thus we had the possibility to measure the distance between 2 arbitrary points of the photograme with precision of 10^{-5} m. Picture 1 is a scheme of the photogrametric apparatus.

Together with photographing for measuring the growth we measured the depth of the dripping water from each stalactite. This was made in the first 10 days of May and November. They were chosen because we have found the capacities to be similar then from previous observations. Perhaps it would have been better to measure the capacity each month and then operate with the average capacity for the period in which the growth was read. The results of the capacity and growth are shown on tables 1 and 2.

Let us mark the capacity by x. In our statistical analysis we will use the transformed quantity

$$X' = \frac{X_i + X_i - 1}{2}, \quad i = 1, 2, \ldots, 6.$$

The statistical analysis of the results of measurement was done in 3 stages. First of all the coefficients of correlation between the growth and the capacity were figured out by the formula:

$$r = \frac{m_{11}}{\sqrt{m_{02}\, m_{20}}}$$

$$m_{11} = \frac{1}{n}\sum (x_i - \bar{x})\,(y_i - \bar{y}).$$

$$m_{02} = \frac{1}{n}\sum (y_i - \bar{y})^2,$$

$$m_{20} = \frac{1}{n}\sum (x_i - \bar{x})^2,$$

Table 1

Year	May			November		
	1	2	3	1	2	3
1965	-	-	-	0.038	0.052	0.048
1966	0.042	0.064	0.060	0.028	0.036	0.032
1967	0.048	0.060	0.054	0.036	0.044	0.040
1968	0.012	0.032	0.028	0.008	0.026	0.020

Note - 1. 2. 3 - number of the stalactite. The capacities are expressed in $m^3/h.10^{-6}$.

Table 2

Year	1	2	3
1965	0.84	0.82	0.78
1966	0.82	0.76	0.64
1966	0.88	0.74	0.76
1967	0.94	0.88	0.80
1967	0.48	0.52	0.54
1968	0.12	0.38	0.36
1968			

Note - the growth is expressed in 10^{-3} m.

where y is the growth and $\bar{x}$ and $\bar{y}$ are the averages of X and y. For the three stalactites we received: $r_1 = 0.346$. $r_2 = 0.177$, $r_3 = 0.350$. Because the number of measurements from which the correlative coefficients were derived is small, all of them are smaller than the theoretically calculated limit value for the correlative coefficient with 4 degrees of liberti 0.729. It is clear that with such low values of r we cannot claim the existence or non-existence of an inner mutual dependance between capacity and growth. But a doubt for such a dependence comes out when one looks at their graphic presentation (Picture 2).

It is noted that the results grouped close to lines which pass through the beginning of the coordinate system. These lines are indeed lines of regression and are expressed by the equasion: $\hat{Y} = \hat{\alpha} + \hat{\beta}(X - \bar{X})$, where

$$\hat{\alpha} = \bar{y} = \frac{\sum y_i}{n},$$

$$\hat{\beta} = \frac{n\sum X_i y_i - (\sum X_i)(\sum y_i)}{n\sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n}$$

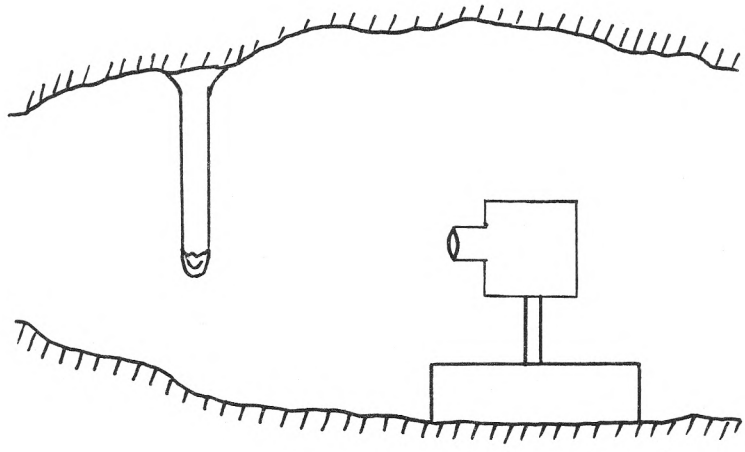
For the three stalactites the following equasions are received:

$$\hat{Y}_1 = 25.86X - 0.14$$

$$\hat{Y}_2 = 1.38X - 0.62$$

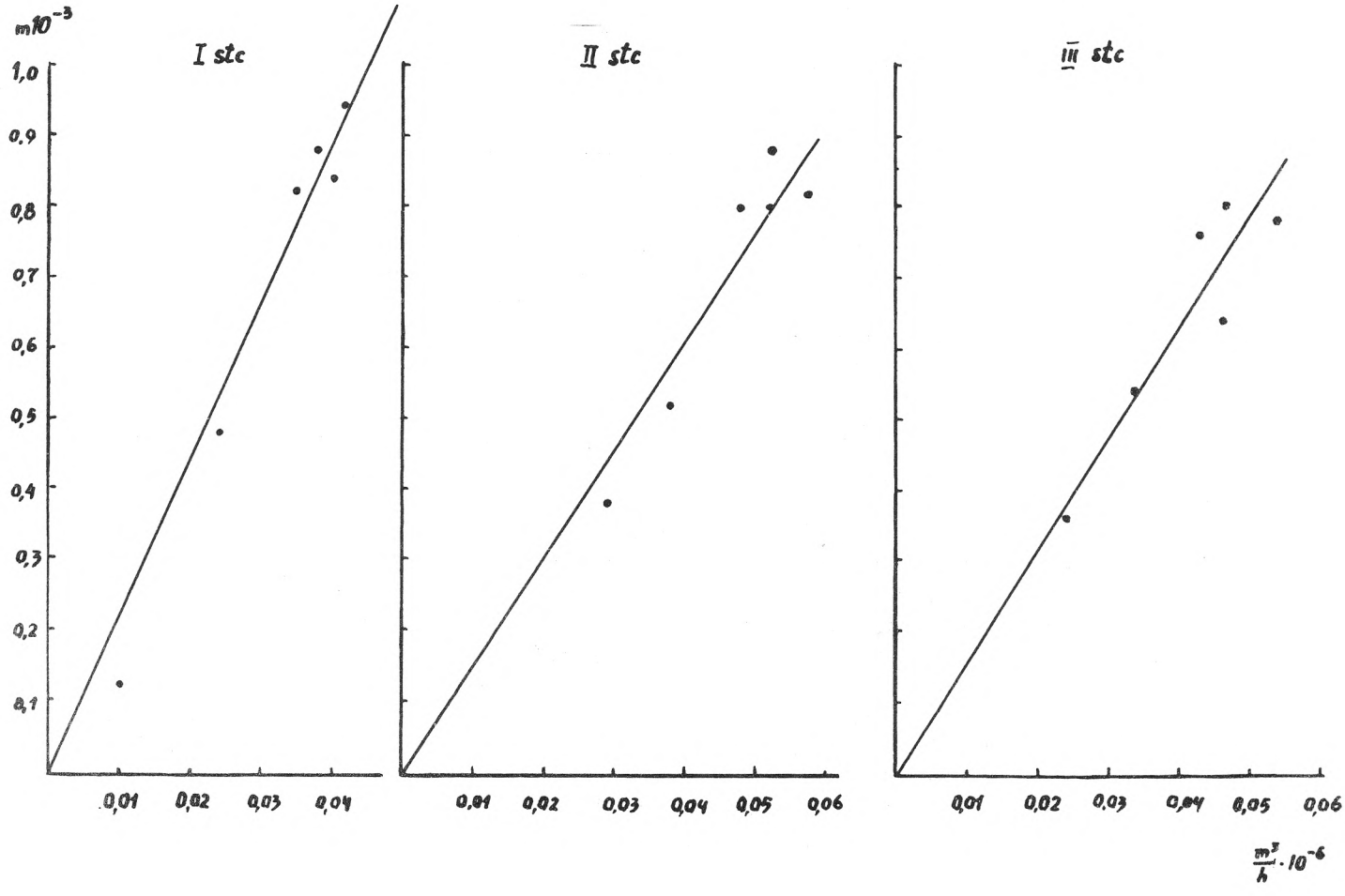
$$\hat{Y}_3 = 15.21X + 0.02$$

with dispersions accordingly $S_1 = 0.031$, $S_2 = 0.024$ and $S_3 = 0.061$- 5 per cent confidential



Picture 1

Picture 2



intervals for ß are:

$$22.41 < \hat{ß}_1 < 29.21$$
$$-5.03 < \hat{ß}_2 < 7.41$$
$$12.47 < \hat{ß}_3 < 17.95$$

It is seen that the equations for the first and the third stalactites are very similar and differ from one of the second. Having in mind that the correlative coefficient for the second stalactite is also different from the other two, we come to the conclusion that side factors which have not been taken into consideration are the reason for that. It is very probable that the nourishment of that stalactite is made from another crack and the contents of the carbonic matter in the solution has been different. This made it necessary for a dispersion analysis to be made. We have used, according to V. Barov's criterion a full dispersion analysis. The calculations showed that $F_{emp} < F_{th}$ where F is the empiric and theoretical value of Fisher's function. This confirms the zero hypothesis i.e that substantial differences in the growth of the 3 stalactites are not discovered. Because our study has been limited we have taken into consideration only one of the growth factors - the capacity. We have made a full dispersion analysis of the capacity. For Fisher's inequality we received $F_{emp} > F_{th}$ with P = 0.1 per cent, i.e. the differences are of I order. Taking for basis consequently the growth of the 1st, 2nd and third stalactite and figuring out the confidence intervals $ΔD = tS_d$, $S_d = \frac{2S_F^2}{b}$

where b is the number of measurements, S_F is the dispersion due to accidental factors we have received proved substantial differences of I & VII order. The results are illustrated by table 3.

Table 3

basis	degree of proving		order
1 stc	for the 2 stc	+++	I
	for the 3 stc	+++	I
2 stc	for the 1 stc	000	VII
	for the 3 stc	000	VII
3 stc	for the 1 stc	000	VII
	for the 2 stc	+++	I

It is seen from the table that we have good proof for the differences of capacity of the three stalactites; the second and third stalactite have had a greater capacity than the first for the moments at which measurements have been made. The first and third stalactites, compared to the second, have a smaller capacity if we take for a basis the capacity of the third, which is bigger than the first and smaller than the second. Thus the average capacities can be arranged: $D_1 < D_3 < D_2$, where D_1 is the average capacity of the i stalactite (i = 1, 2, 3). From the statistical analysis made so far it is clear that the growth is not influenced substantially by the capacity in the limits in which it has been measured. It is probable that the influence of other factors on all of them is greater.

At the end of our statistical study we shall show the equations of autoregression of the growth of the different stalactites. They are linear equations of first order which show that the tubilike formation grows with time and give the possibility of approximate prognosing its elongation in the near half-year periods. Of course, these prognoses will be reliable if no great anomalies in the conditions influencing the growth exclusify the capacity, which, it has already been proved, does not influence this substantially.

The equations of autoregression for the three stalactites are:

$$Y_1 = 1.38\ X - 0.445$$

$$Y_2 = 0.694\ X + 0.140$$

$$Y_3 = 1.18\ X - 0.211$$

with dispersions $S_1 = 0.212$, $S_2 = 0.157$ and $S_3 = 0.146$, and the confidence intervals for P = 5 0 per cent are

$$-1.04 \quad \beta_1 \quad 3.80$$

$$-1.76 \quad \beta_2 \quad 3.05$$

$$-1.52 \quad \beta_3 \quad 3.88$$

The three equations of autoregression are similar though the angle coefficient of the equation of second stalactite is a bit smaller. Thus for the first stalactite the expected growth is of the order of $(0.45 \pm 0.21)10^{-3}$m, for the second $(0.40 \pm 0.16)10^{-3}$m, and for the third $(0.21 \pm 0.15)10^{-3}$m.

Abondance du gaz carbonique dans des fissures de grottes

CAMILLE MICHEL EK (Laboratoire de Géologie et Géographie Physique de l'Université de Liège, 7,Place du XX Août,Liège/Belgique)

Sommario

Abbondanza del gas carbonico nelle fessure delle grotte.

Le analisi d'aria delle grotte belghe rivelano la presenza di forti tenori in gas carbonico (fino a venti volte maggiore del tenore dell'atmosfera libera) nelle fessure.

Le analisi fatte nei " Tatra " polonesi alla fine dell'inverno mostrano molto meno CO_2.

Ciò conferma l'importanza dell'attività vegetale e microbiologica nella possible aggressività delle acque viso-a-viso del calcare, e mostra che le fessure costituiscono delle sorgenti di CO_2 nelle grotte (delle regioni temperate umide almeno).

Résumé

Abondance du gaz carbonique dans des fissures de grottes.

Des analyses de l'air de grottes belges révèlent de fortes teneurs en gaz carbonique (jusque 20 fois la teneur de l'atmosphère libre) dans les fissures.

Des analyses faites dans les Tatra polonaises à la fin de l'hiver montrent beaucoup moins de CO_2.

Ceci confirme l'importance de l'activité végétale et microbiologique dans la possible agressivité des eaux vis-à-vis du calcaire, et montre que les fissures constituent dans les grottes (des régions tempérées humides au moins) des sources de CO_2.

On sait que, dans les grottes - du moins celles des régions tempérées océaniques - la plupart des grandes salles présentent d'importants éboulis qui sont en grande partie à l'origine de leur morphologie actuelle. Les grands conduits de rivières souterraines montrent au contraire des formes d'érosions par l'eau; là, la présence fréquente de cailloux roulés allogènes (en Belgique, les cailloux de grès et de quartzite sont abondants) et les formes observées sur les parois et dans le fond du lit témoignent de l'importance - non exclusive certes - de la corrasion. Par contre, dans les étroites fissures qui se développent souvent à la faveur de diaclases - ou parfois de joints de stratification - la dissolution est certainement l'agent principal du creusement.

Quelques mesures de la teneur en gaz carbonique de l'air et de l'eau de ces fissures nous ont convaincu que la dissolution peut y être, à l'époque actuelle, particulièrement active.

1.- Mesures dans l'air.

Nous avons procédé en compagnie de F. Delecour et F. Weissen, à une série de titrages du CO_2 par un procédé électrolytique. L'appareillage, très portatif, a été décrit par C. EK, F. Delecour et F. Weissen (1968). Des mesures faites en Belgique dans des salles de grottes ont donné des chiffres de l'ordre de 0,8 à 2 mg CO_2/l air soit 1,5 à 4 fois plus qu'à l'air libre. Dans des galeries spacieuses, les teneurs étaient du même ordre, parfois un peu plus importantes. Mais, dans des fissures, nous avons mesuré, au printemps et au début de l'été 4,2 6,6 4,6 7,8 8,9 et 10,6 mg CO_2/l air; le dernier chiffre correspond à près de 20 fois la teneur en CO_2 de l'air libre. Il n'y a qu'à l'émergence de certains siphons, au ras de l'eau, que nous avons obtenu des chiffres presque aussi élevés. Les fissures sont donc un milieu riche en CO_2. A partir de l'extrémité des fissures vers la masse d'air des salles et galeries s'observe, suivant un gradient rapide, une diminution de la teneur de l'air en gaz carbonique.

2.- Analyse d'eau.

Dans le cadre de quelque 700 analyses d'eaux karstiques diverses, nous avons fait, en Belgique également, 32 analyses d'eaux de stalactites. A partir du pH et de la dureté de l'eau, nous avons calculé la teneur de CO_2 par la méthode proposée par H. ROQUES (1963,1964); la teneur de l'eau en gaz carbonique correspondait à des

pressions partielles de CO_2 de 3.10^{-3} à 1.10^{-2} atm, soit 5 à 16 mg/l air : 10 à 30 fois la teneur en CO_2 de l'air libre; toutes ces eaux étaient, au moment du prélèvement, saturées ou, plus souvent, sursaturées. Ces chiffres sont bien en accord avec nos analyses d'air : 8 à 20 fois la teneur de l'air libre.

La teneur un peu plus grande observée dans les eaux est expliquée par la sursaturation de celles-ci : dans les fissures où l'eau a circulé, qui sont encore plus confinées que celles où nous avons pu introduire nos cellules de titration de l'air, la teneur est encore plus forte.

3.- Conclusion.

La teneur de l'air en CO_2 est plus forte dans les galeries que dans les grandes salles, plus forte encore au ras des cours d'eau sortant des siphons, très forte enfin dans les fissures les plus étroites accessibles à nos appareils (quelques centimètres de large); les analyses d'eau indiquent des teneurs encore un peu plus fortes dans les très étroits conduits où circule l'eau d'alimentation des concrétions. Ceci confirme que le CO_2 qui agit dans les grottes est bien d'origine biologique et qu'il provient surtout du sol à travers les fissures, et témoigne que la teneur en CO_2 est forte dans les fissures, même accessibles à l'homme, et qu'on peut s'attendre, lorsqu'il peut arriver dans ces fissures une eau non saturée, à une dissolution active (cf. p. ex. H. Roques, 1956). En général, les eaux des concrétions sont sursaturées, mais les eaux de ruisseaux ou de ruisselets souterrains qui s'engouffrent dans le sol sans se saturer trop vite disposent, dans les fissures, d'un important réservoir de gaz carbonique.

4.- Comparaison avec une région montagneuse à la fonte des neiges.

Des mesures effectuées en Pologne avec Madame K. Olesksynowa, Mesdemoiselles S. Gilewska et B. Olessynowna, et Messieurs L. Kaszowski, A. Kotarba et A. Kobylecki, nous ont montré dans les Tatra des teneurs beaucoup plus faibles. Les analyses ont été faites en avril, dans des grottes situées à l'altitude où la neige commençait à fondre à ce moment. Les fissures ont fourni au maximum 3,4 mg CO_2/l air : trois fois moins que les fissures des grottes de Belgique (cf. C. Ek, S. Gilewska, L. Kaszowsk, A. Kobylecki, K. Oleksynowa and B. Olesksynowna, 1969). La raison principale en est, pensons-nous, dans la fourniture presque nulle de CO_2 par la végétation, en avril à 1000 - 1300 m d'altitude dans les Tatra.

Ouvrages cités

1.- C. EK, F. DELECOUR et F. WEISSEN - 1968 - Teneur en CO_2 de l'air de quelques grottes belges. Technique employée et premiers résultats. Annales de Spéléologie, 23 : 243-257.

2.- C. EK, S. GILEWSKA, L. KASZOWSKI, A. KOBYLECKI, K. OLEKSYNOWA and B. OLEKSYNOWNA - 1969 - Some analyses of the CO_2 content of the air in five polish caves. Zeitschrift für Geomorphologie, sous presse.

3.- H. ROQUES - 1956 - Sur l'existence d'un gradient karstique des pressions partielles de l'acide carbonique. C.R. Acad. sc. Paris, 242 : 3100-3102.

4.- H. ROQUES - 1963 - Sur la répartition du CO_2 dans les karsts (2ème mémoire). Annales de Spéléologie, 18 : 142-184.

5.- H. ROQUES - 1964 - Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique - eau - carbonate. Annales de Spéléologie, 19 : 255-484.

Discussion :

J. CORBEL (Caluire) - Il y a une véritable stratification du CO_2 de l'air. Le CO_2 est au plafond l'hiver. La variation saisonnière est très faible. Les variations les plus importantes sont en liaison directe avec les crues (qui correspondent à des teneurs minimales de l'eau en calcaire et de l'air en gaz carbonique) et les maigres (teneurs maximales).

A. BÖGLI (Hitzkirch) - Die von EK angegebenen niedrigen Werte in der Tatra, die der Autor als etwas rätselhaft betrachtet, sind eine Folge der Schneeschmelze. Das kalte Schmelzwasser kommt kalkarm in die Klüfte und nimmt zur Kalkkorrosion CO_2 auf. Dadurch kann der CO_2 - Gehalt der Spaltenluft auch unter den Wert in der Atmosphäre sinken, im Beispiel von Ek von 0,56 mg CO_2/L auf 0,4 mg. Ich kann ergänzen, dass wir in einer Spaltenhöhle sogar nur 0,2 mg CO_2/L gemessen haben.

C. AUB (Arhus) 1)At what depth below the surface were the measurements made ?

2)Is it not possible that the excess CO_2 has been brought into the cave by water, which is supercharged with CO_2, that is released as soon as the water reaches the semiatmospheric conditions of the cave?

3)Have you any idea of how rapid the supply of excess CO_2 is ?

C. EK - 1- The depth of measurements below surface varied between 5 and 70 m, but most of the results here concerned were found between 5 and 20.

2- Both water and air can provide CO_2 to caves fissures. In some cases, in dry caves and dry period we can be quite sure that CO_2 was directly furnished by soil air, but the mechanism that you describe corroborates the second paragraph of my paper.

3- Until now, the set I use cannot provide measurements of CO_2 flow rate in caves, but I hope to improve the technique.

B. GEZE (Paris) - L'île de Fuerteventura (Canaries), où vous avez fait quelques mesures à titre de comparaison avec les régions étudiées, se trouve sous un climat aride. Dans ce cas, il semble difficile d'établir si c'est la quantité des précipitations ou la végétation qui constitue le facteur de la faible teneur en CO_2.

C. EK - Je n'ai pas mentionné dans le texte écrit de ma communication les résultats dont je viens de faire mention aux Canaries, car il s'agit là de résultats tout récents. La teneur de l'air en CO_2, dans les fissures, ne dépasse pas 1 mg/L, et on ne peut en effet tirer d'autre conclusion que celle-ci: l'aridité correspond ici à de faibles teneurs en CO_2.

B. GEZE - Je ne mets évidemment pas en doute les conclusions générales de M. EK, et je le félicite très vivement de son apport scientifique fondamental.

Die Wachstumsgeschwindigkeit der Sinterröhrchen in den Höhlen der Niederen Tatra

ANTON DROPPA (Geographisches Institut SAV, Lipt. Mikuáš/ ČSSR)

Résumé:

Les grottes aux confins septentrionaux des Basses Tatra se font remarquer par une quantité cobsidérable de formation de stalactites de toutes sortes, nourris par l'eau infiltrée. Par les relations géologiques, tectoniques et climatiques, surtour par l'influence microclimatique dans les grottes, l'auteur cherche constater une vitesse de croissance des macaronis dans la grotte de la Liberté de Demänová et dans la grotte de Stanišová. On constate, que les grottes observées sont creusées dans les calcaires triasiques moyennes par les rivières allochthones. Les grottes sont situées à une altitude de 813 m et de 761 m dans un climat relativement froid avec la température annuelle moyenne de 5° C et les précipitations atmosphériques 900 jusqu'à 1000 mm. Les mesures meteorologiques et hydrologiques dans les grottes observées pendant 10 ans /1958-1968/ ont mentrées ces valeurs: La température dans la grotte de la Liberté est de 5°2 jusqu'à 7° C et dans la grotte de Stanišová de 6°9 jusqu'à de 7°1 C par an. L'humidité dans cettes deux grottes est egale de 95 jusqu'à 96 %. Les eaux s'infiltrées ont une dureté comprise 459,08 mg $CaCO_3$ et 108,2 mg $MgCO_3$ par litre dans la grotte de la Liberté et 414,0 mg $CaCO_3$ et 108,2 mg $MgCO_3$ par litre dans la grotte de Stanišová. Dans cettes conditions les macaronis observées sont crûes pendant 10 ans seulement à 2 mm de longuer.

Der Reichtum des Tropfsteinschmuckes in den Höhlen des Liptauer Karstes an der Nordseite der Niederen Tatra (Westkarpaten) in der Tschechoslowakei, namentlich in den Demänovahöhlen und in der Stanišovahöhle, ist bewundernswert. An der Decke der Höhlengänge befinden sich dünne, zugespitzte Tropfröhrchen mit stärkeren Stalaktiten, welche durch Sickerwasser gespeist werden und daher hohen Glanz erreichen.

Das Problem des Wachstums der Tropfsteine in den Demänováhöhlen wurde schon von Fr. Vitásek studiert (1941). Er versuchte, die Ringe im Querschnitt der Stalagmiten zur Altersberechnung zu benützen, unter

---

Abb.1

Der mächtige Schichtenkomplex von Guttensteinkalken im Demänovátal.

Photos: Anton Droppa

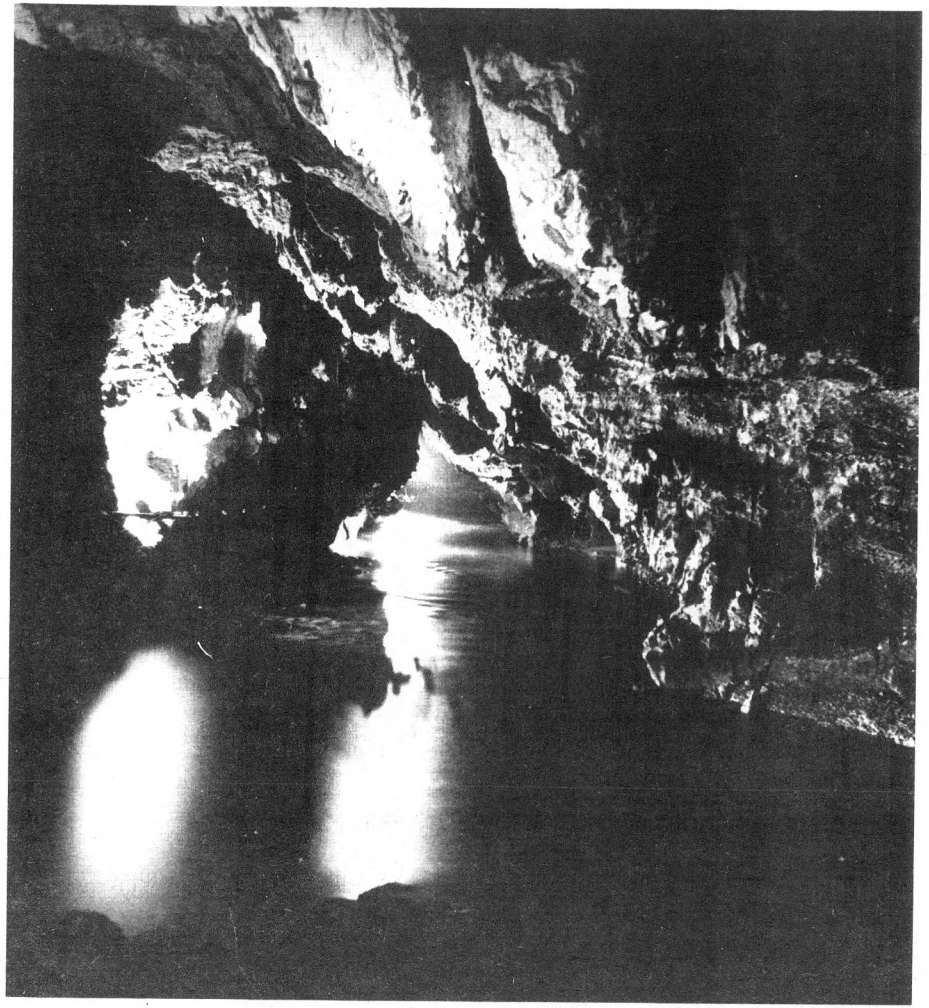


Abb.2 Der urterirdische Canon der Demänovka in der Freiheitshöhle.

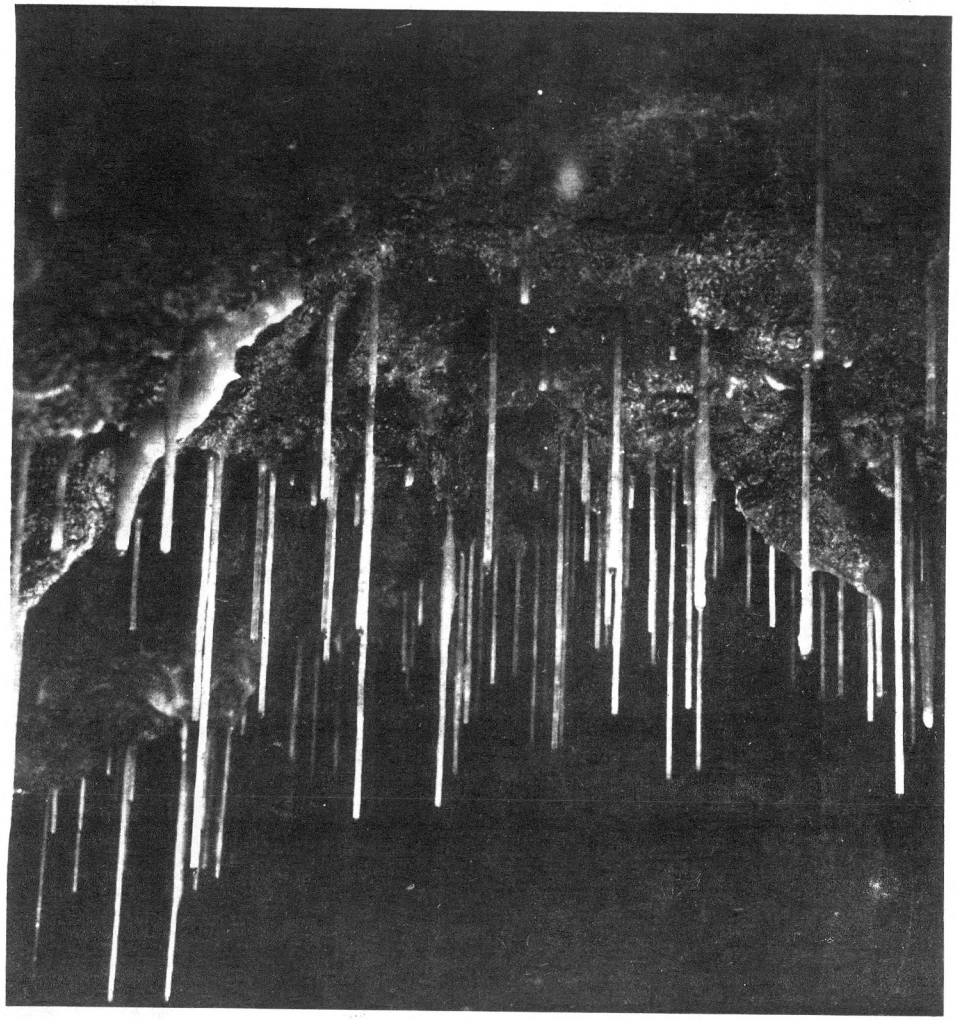


Abb.3 Die Beobachtungssinterröhrchen über dem unterirdischen Lauf der Demänovka in der Freiheitshöhle.

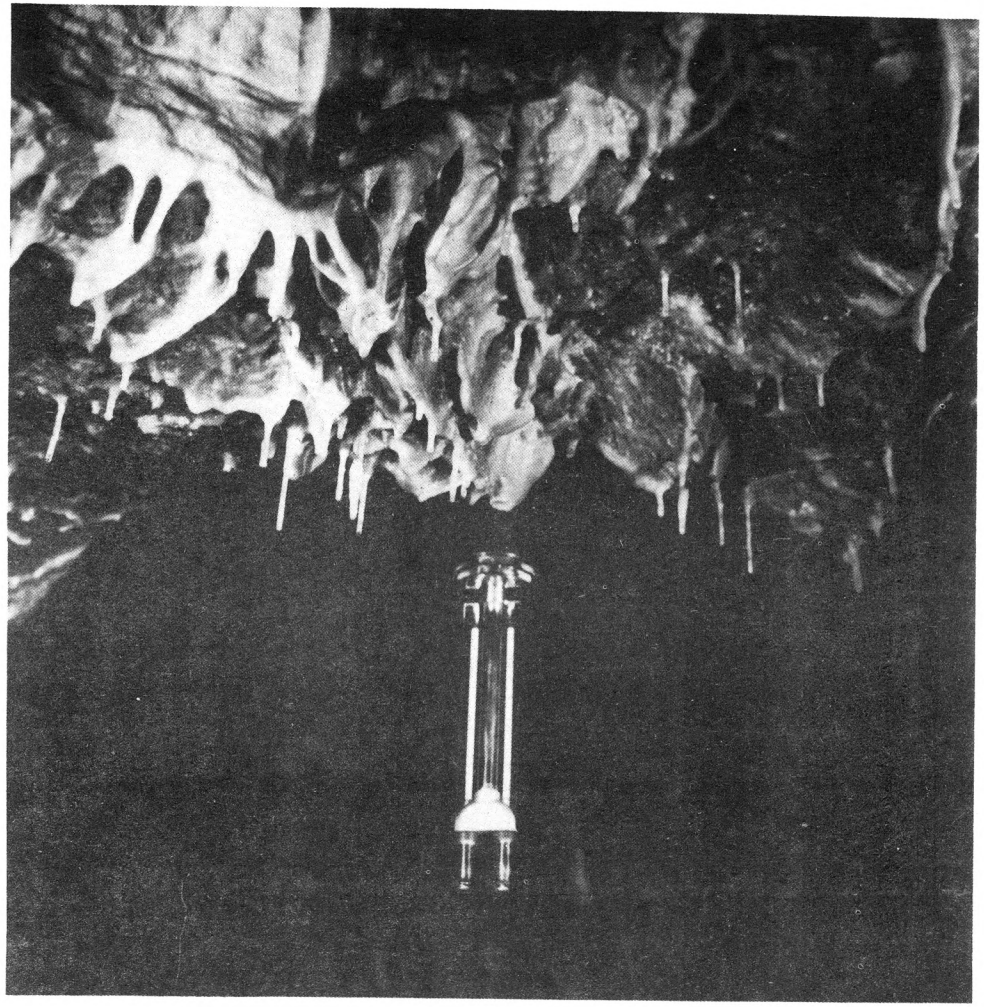


Abb.4 Das Beobachtungssinterröhrchen in der Stanišováhöhle.

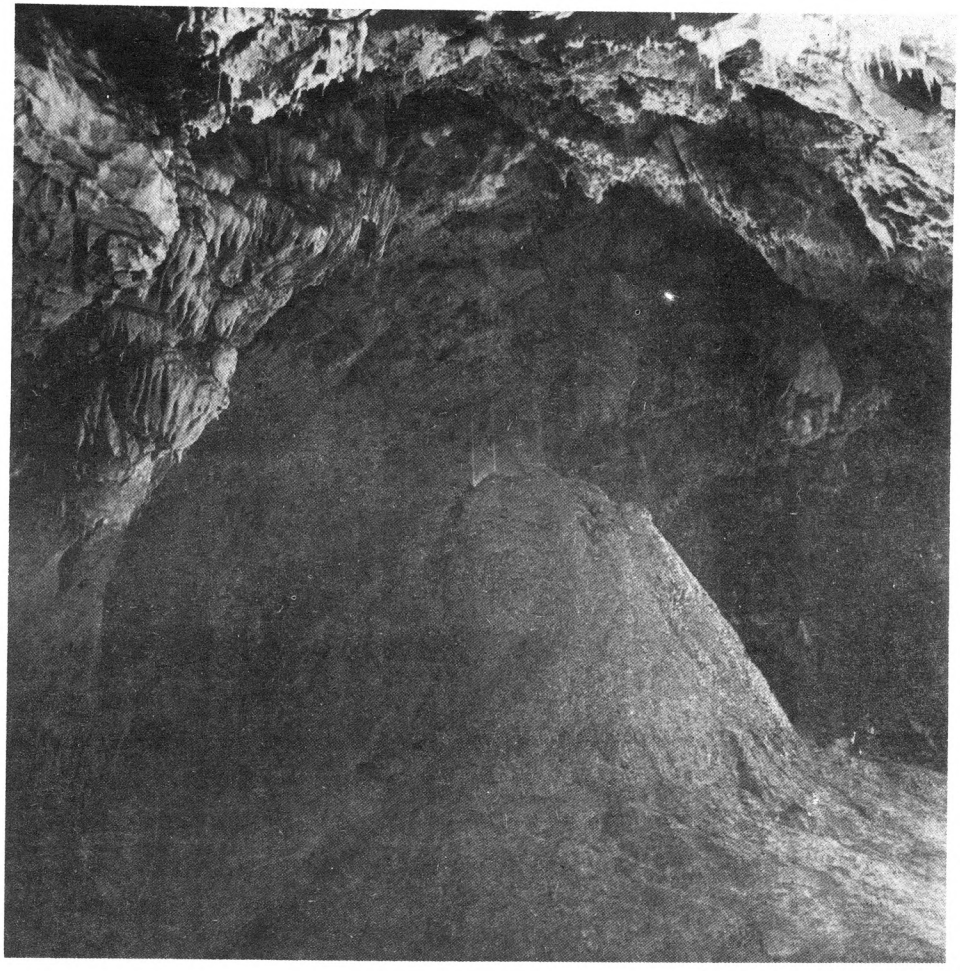


Abb.5 Die Brynzenkoppe in der Freiheitshöhle.

der Voraussetzung, dass immer zwei Ringe, ein brauner und ein weisser, dem Zeitraume eines Jahres entsprechen. Nach Vitasek wächst 1 mm der Demänovástalagmiten durchschnittlich in 10 Jahren, natürlich unter der Voraussetzung eines ununterbrochenen Wachstums. Ein Stalagmit in der Stärke von 1 dm würde demnach wenigstens 500 Jahre alt sein. In der letzten Zeit wurde die Geschwindigkeit der Sintersedimentation in der Postojnahöhle von I.Gams studiert (1968) und mit der Hilfe der Radiokarbonmethode ist sie von H.W. Franke (1968) nachgewiesen worden.

Das Wachstum der Tropfsteine ist nicht nur durch geologische und tektonische, sondern auch durch klimatische und speziell durch höhlen-klimatische Einflüsse bedingt. Ich werde zu zeigen versuchen, wie sich diese Einflüsse am Wachstum der Makkaroniröhrchen in einigen Höhlen bemerkbar machten.

Der zentrale Bergrücken der Niederen Tatra wurde von dem kristallinen Kern gebildet, der aus Granit und kristallinischen Schiefern besteht. An der Nordseite des Zentralkernes befinden sich zwei subtatrische Decken, die von Süden über den Zentralkern vorgeschoben wurden. Im Westen des Demänovátales hat sich die untere subtatrische Decke mit ihren mächtigen Schichtenkomplexe von Guttensteinkalken und Dolomiten der mittleren und oberen Triasformation entwickelt (Abb.1). An der Ostseite des Demänovátales tauchen diese Schichtenkomplexe unter die obere subtatrische Decke. Infolge der Faltung der Schichtenkomplexe und der posthumen Aufwölbung des Zentralkernes lockerten sich die Schichtflächen und wurden dabei von zahlreichen grossen Diaklasen durchdrungen. Die tektonischen Verhältnisse haben also für die Richtung, die geographische Verteilung un für die Hydrographie der Höhlen des Liptauer Karstes entscheidende Bedeutung. Die Anordnung und die Grösse der Diaklasen bringen es mit sich, dass die Menge des Sickerwassers an verschiedenen Orten der Höhlen sehr verschieden ist.

Der Liptauer Karst mit den erwähnten Höhlen liegt in der kaltklimatischen Region C_2 (nach dem Klimatischen Atlas der ČSR - 1958). Die durchschnittlichen Temperaturen in °C der einzelnen Monate des Jahres zeigt die folgende Tabelle :

Monate	I,	II,	III,	IV,	V,	VI,	VII,	VIII,	IX,	X,	XI,	XII,	Jahr,	Vegetationsperiode
Temperaturen:	-6,	-5,	-4 ,	4,	8,	12,	14,	13,	9,	5,	1,	-3,	5,	10

Die Öffnung (der alte Eingang) der Demänovåfreiheitshöhle liegt in der Höhe 813 und der Stanišovåhöhle 761 m. ü.d.M. Für diese Höhen kann man aus dem Wärmegradienten im Profil Liptovský Hrådok (652 m) - Chopok (2023 m) die mittlere Jahrestemperatur auf 5°C berechnen. Im laufe des Jahres sind 120 tage unter 0°C und 129 Tage über 10°C.

Nach langjährigen Mitteln der benachbarten Stationen in Chopok und in Liptovský Hrådok kann man für den Liptauer Karst eine jährliche Regenmenge von 900 - 1000 mm feststellen. Lipt. Hrådok (652 m) hat im 32-jährigen Mittel 700 mm und Chopok (2023) hat ein 10-jähriges Niederschlagsmittel von 1471 mm. Die anschliessende Tabelle zeigt die durchschnittlichen Niederschläge in mm für die einzelnen Monate :

Monate	I,	II,	III,	IV,	V,	VI,	VII,	VIII,	IX,	X,	XI,	XII,	Jahr
Niederschläge:	40,	40,	,	60,	90,	125,	125,	90,	80,	80,	70,	80,	900-1000

Der Liptauer Karst ist also regenreicher als die anderen Karstgebiete der Tschechoslowakei (der Slowakische Karst hat 600 mm, der Mährische Karst hat 652 mm). Das Verhältnis der Niederschläage des kalten Halbjahres zum warmen ist 39:61. Der grössere Teil der Niederschläge fällt im Sommerhalbjahr, und zwar ziemlich gleichbleibend. Sobald das Schmelzwasser aufhört, in die Höhlen einzusickern, steigen die Niederschläge rasch zum Julimaximum an und erhalten auch bei der grossen sommerlichen Verdunstung eine genügende Bodenfeuchtigkeit unter den Bäumen bis zum ersten Herbstschnee.

Ohne Zweifel haben die Temperatur und Niederschlagsverhältnisse grossen Einfluss auf die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Wässer, welche aus der Oberfläche durch Infiltration in die Höhlen eindringen und hier endlich Tropfsteine und andere Sinterformationen aufbauen.

Um die Fakteren, die den jährlichen Gang der Sintersedimentation beeinflussen, näher kennenzulernen, habe ich in der Demänovåfreiheitshöhle und in der Staniśovåhöhle verschiedene meteorologische und hydrologische Werte in der Zeit von Oktober 1958 bis Oktober 1968 in jedem Vierteljahr gemessen.

1) Die Beobachtungsstelle in der Demänovåfreiheitshöhle befindet sich an der Decke des Flussganges in dem Grossen Dom mit dem unterirdischen Fluss der Demänovka in einer Höhe von 804 m ü.d.M. (Abb. 2). Diese Stelle ist 450 m vom Höhleneingang entfernt und liegt 228 m unter der bewaldeten Erdoberfläche im geschichteten Guttensteinkalk der mittleren Trias. Der Guttensteinkalk ist fast chemisch rein und enthält 97 % $CaCO_3$.

2) Die Messtelle in der Staniśovåhöhle ist 400 m vom Eingang bei der ausgegrabenen Sonde entfernt. Sie liegt in einer Höhe von 741 m ü.d.M. und 120 m unter der bewaldeten Erdoberfläche der geschichteten Guttensteinkalke der mittleren Trias.

Die Demänovåfreiheitshöhle als vertikale Höhle ist in meteorologischer Hinsicht grösstenteils dynamisch. Im Winter fliesst die kalte Luft vom Alten Eingang durch den Marmorflussgang bis zum Grossen Dom. Darum kühlte sich auch die Luft bei der Beobachtungsstelle bis zu 5,2°C ab. Die wärmere Höhlenluft fliesst durch den höheren, jetzigen Ausgang ab, welcher in der Höhe von 889 m ü.d.M. liegt. Die Abkühlung der Höhlenluft bei der Beobachtungsstelle beeinflusst auch die Temperatur des unterirdischen Laufs der Demänovka, welcher im Januar 4,5°C bis 4,7°C erreicht. In den Sommermonaten steigt die Luft- und die Wassertemperatur bis zu 7°C. Die Höhlenfeuchtigkeit ist immer sehr gross und erreicht 95 bis 96 %. Auf dem Beobachtungssinterröhrchen war immer der Wassertropfen, welcher niemals abgefallen ist (Abb. 3). Unter ihm wachsen keine Stalagmiten auf dem Boden. Der Zufluss des Sickerwassers steht demnach im Gleichgewicht mit der Verdunstung. Dieser Wassertropfen enthält nach der chemischen Analyse vom 5.X.1968 459,08 mg/l $CaCO_3$ und 108,2 mg/l $MgCO_3$. Unter diesen Bedingungen ist das Beobachtungssinterröhrchen von der Länge 19,2 cm zu Anfang des Jahres 1959 bis Oktober 1968 nur um 2 mm gewachsen. Das Sinterröhrchen ist hohl, misst 4,85 mm im Durchmesser, und die Dicke der Sinterwand erreicht 0,4 mm.

Dagegen ist die Staniśovåhöhle im benachbarten Johanistal eine horizontale Höhle ohne aktiven unterirdischen Höhlenfluss und darum ist sie in meteorologischer Hinsicht statisch (Droppa 1961). Die 10-jährigen Messungen zeigen in dieser Höhle eine ständige Temperatur (7°C) und ständige Luftfeuchtigkeit (95 %) ohne Luftzug während des ganzen Jahres. Die Temperatur der Beobachtungsstelle ist also um 7°C grösser als die Jahrestemperatur der Aussenluft. Tägliche und jährliche Wärme- und Feuchtigkeitsschwankungen der Aussenluft haben auf das Höhlenklima keinen Einfluss. Das Beobachtungsröhrchen hatte auch immer den Wassertropfen. Es ist hohl, misst im Durchmesser 4,4 mm, bei einer Dicke der Wände von 0,1 mm. Die chemische Analyse des Sickerwassers vom 10.VII.1961 ergab 414,0 mg/l $CaCO_3$ und 108,2 mg/l $MgCO_3$. Unter diesen Bedingungen ist das Sinterröhrchen von der Länge 8,5 cm in der Zeit von Ende Oktober 1958 bis Oktober 1968 um 2 mm gewachsen (Abb. 4).

Die durchschnittliche Jahrestemperatur und Feuchtigkeit während der 10 Jahre an den Messtellen zeigt die anschliessende Tabelle:

Jahre:		1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968
Freiheits-höhle	T	5,9	6,0	5,9	6,0	6,1	5,9	6,2	6,0	6,3	6,0	5,9
	F	95	95	95	95	95	95	95	96	95	95	96
Staniśová-höhle	T	6,9	7,0	6,9	7,0	7,0	7,0	7,0	7,1	7,1	7,0	6,9
	F	96	96	96	96	96	95	95	95	95	95	95

Bemerkung: T - Temperatur in °C, F - Feuchtigkeit in %

Obwohl alle Verhältnisse zum Wachsen der Tropfsteine in den Höhlen an der Nordseite der Niederen Tatra günstige sind, ist das Wachstum der Sinterröhrchen sehr langsam. Während der 10 Jahre sind sie nur um 2 mm gewachsen, das sind ungefähr 13,5 mm^3. Ein Sinterröhrchen von 10 cm Länge würde demnach wenigstens 500 Jahre alt sein.

In anderen Teilen der Demänováfreiheitshöhle begegnen wir Übergängen von langsamen Tropfen bis zu den heftigen Strömungen des "Ewigen Regens" mit verschiedener Gesamthärte. Aus dem Wasserspeier in dem Janáčekdóm entströmt 15 cm^3/sec Sickerwasser mit der Wassertemperatur von 6,8°C und der Gesamthärte 11,2 dH (deutsche Härtegrad). Das Sickerwasser hat am 5.X.1968 177,14 mg $CaCO_3$/l und 138,1 mg $MgCO_3$/l enthalten. Auf die Brynzenkoppe fällt 30 cm^3/sec mit der Konzentration von 177,14 mg $CaCO_3$/l unf 127,0 mg $MgCO_3$/l von der Gesamthärte 10,92 d.H. Die Konzentration dieses Sickerwassers am Fusse der Brynzenkoppe, etwa 10 m vom Scheitel entfernt, beträgt nur 172,15 mg $CaCO_3$/l und 135,2 mg $MgCO_3$/l. Bei einer Höhlenlufttemperatur von 6,9°C und einer Feuchtigkeit von 98 % sedimentiert nach einer Stunde 4,99 mg $CaCO_3$/l (Abb. 5).

Es ist selbstverständlich, dass diese festgestellten Werte des Wachstums der Sinterröhrchen nicht in allen Höhlen brauchbar sind. Die Höhlen in trockeneren Gebieten werden viel weniger von Sickerwasser genährt, sie sind nicht so feucht, eventuell wärmer, oder haben sie nur eine schwache Überdeckung an Kalken usw. So sind die Bedingungen für das Wachstum der Tropfsteine fast überall verschieden.

Literatur:

1) Droppa, A., 1957 — Demänovské jaskyne (Die Demänováhöhlen). Monographie s.289, Bratislava 1957

2) Droppa, A., 1961 — Stanišovská jaskyna (Die Stanišováhöhle). Geogr.Zeitschrift, Jhrg. 13, s. 295-307, Bratislava 1961

3) Droppa, A. 1968 — Prírodné pomery Lipt. Mikulása a okolia (Die Naturverhältnisse der Lipt. Mikulás und der Umgebung). Monographie von Lipt. Mikulás, s. 10-38, Banská Bystrica 1968

4) Franke, H. W.,1968 — Das Wachstum der Tropfsteine. Actes du IV^{e} Congrès Inter.de Spéléologie en Yougoslavie. Tome III, Ljubljana 1968

5) Gams, I., 1968 — Über die Faktoren, die die Intensität der Sintersedimentation bestimmen. Actes du IV^{e} Congrès Int. de Spéléologie Tome III.

6) Vitásek, F. 1940 — Der Rhythmus im Wachstum der Tropfsteine und die Demänováhöhlen. Zeitschr.für Geomor.Bd.XI, Berlin 1940

Die Höhlen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara)

DUSAN GAVRILOVIĆ (Belgrad / Jugoslawien)

Résumé: Les cavernes de la montagne de Tibetsi

Dans la montagne de Tibesti au Sahara Central (Rép. du Tchad) ont été explorées plusieurs cavernes creusées dans la lave, le schiste cristallin et le grès. Les cavernes dans la lave ont été formées lors de la consolidation de celle-ci encore ou bien elles doivent leur origine à l'action érosive des eaux atmosphériques et fluviales. Les cavernes dans le schiste cristallin et le grès ont été crées par l'érosion mécanique de l'eau et de la désagrégation chimique des roches le long des fissures tectoniques. La longeur de toutes les cavernes est au-dessous de 50 m et elles ont été formées au cours des périodes humides du tertiaire et du quaternaire.

Dans la caverne de Kéchou, environ 3 km au sud-ouest de l'oasis de Bardai, a été découverte l'industrie de pierres datant de la fin de l'Acheuléen, et ensuite des outils de pierre et la poterie néolithiques. Les canaux de cette caverne, formés dans le grès paléozoique, ont été explorés sur une longeur de 39 m.

Das Gebirge Tibesti* erhebt sich in der Zentralen Sahara (Republik Tschad) zwischen dem 19. und 23. Grad nördlicher Breite und dem 15. und 19. Grad östlicher Länge. Die Oberfläche dieser Gebirgsgegend beträgt über 100.000 Quadratkilometer. Die zentralen Teile sind aus tertiärem und quartärem Vulkangestein aufgebaut und erreichen eine Höhe von 2.000 bis 3.000 m, während am Saum archaische Kristallinschiefer und paläozoischer Sandstein auftreten. Am Fuss des Gebirges beträgt die jährliche Niederschlagsmenge bis zu 20 mm, über 2.000 m rund 50 mm, wonach also Tibetsi ein Wüsten- bis Wüsten-Steppenklima hat.

Höhlen in der Lava

Die Höhlen in der vulkanischen Lava stellen, wenngleich sie kleinere Ausmasse besitzen, eine interessante speläologische Erscheinung dar. Wir haben im Tibesti verschiedene Typen solcher Höhlen festgestellt. Sie sind im Basalt, Trachyt, Rhyolith, Ignimbrit und im piroklastischen Material vorhanden. Ihrer Entstehung nach sind sie teils ursprünglich, teils auf Erosion zurückzuführen.

Die ursprünglichen Höhlen haben sich schon gelegentlich Ergusses und Erstarrens der Lava gebildet. Es sind zum grössten Teil Blasenhöhlen und Hohlräume, wo sich die fluide Lava schuppenförmig angesetzt hat. Diese unterirdischen Räume besitzen für gewöhnlich keine natürliche Öffnung und werden erst durch Auswirkung der Erosionsprozesse auf der topographischen Fläche zugänglich.

Im System Enneri Modragé, 9 km NE von Ehi Madoa, entdeckten wir im jungtertiären Basalt einige Höhlen. Eine derselben liegt 15 m hoch an der rechten Seite einer Schlucht. Das unterirdische Gewölbe - 10 m lang, 4 m breit und 2 m hoch - besitzt sphärische Form und ist teilweise mit Flusskies bedeckt. Die Höhlenwände bestehen aus mehreren konzentrischen Basaltschichten. Ähnliche Blasenhöhlen, entstanden durch die Expansion von Gasen in der fluiden Lava, sind auch im Tal Modragé an jenen Stellen anzutreffen, wo jenes die alten Lavaströme überschneidet.

An der Südseite des Vulkankegels Toussidé in 2.600 m NN befindet sich im Trachyt eine kleine Höhle mit Stalaktiten aus Schoschonit-Quarzit (P. Vincent, 1963). Am Fuss dieser Kuppe stellten wir eine grössere Anzahl von Schachthöhlen bis zu 7 m Tiefe und unterirdische Hohlräume in Längen bis zu 20 m fest, die durch schuppenartige Aufeinanderlagerung erstarrender Lava bei intermittierender Eruption entstanden sind.

---

* Im Laufe des Jahres 1968 verbrachte ich als Stipendiat der Alexander-von-Humboldt-Stiftung im Rahmen eines wissenschaftlichen Teams der Forschungsstation Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin sechs Monate im Tibesti. So schulde ich der Alexander-von-Humboldt-Stiftung und Professor Dr. Jürgen Hövermann, Direktor des Geomorphologischen Laboratoriums, unermessliche Dankbarkeit.

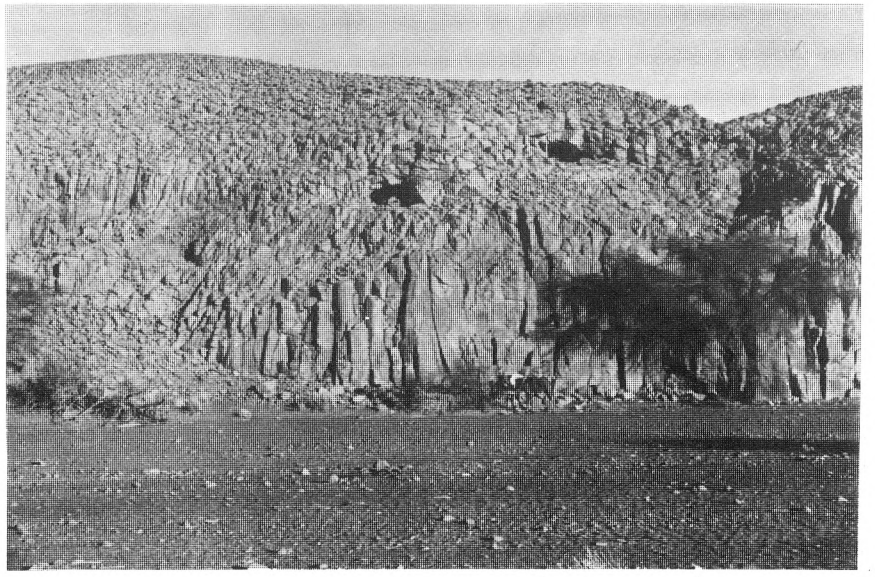


Abb.1 Zwei Blasenhöhlen im Wadisystem Modragé; die linke ist im Text beschrieben.

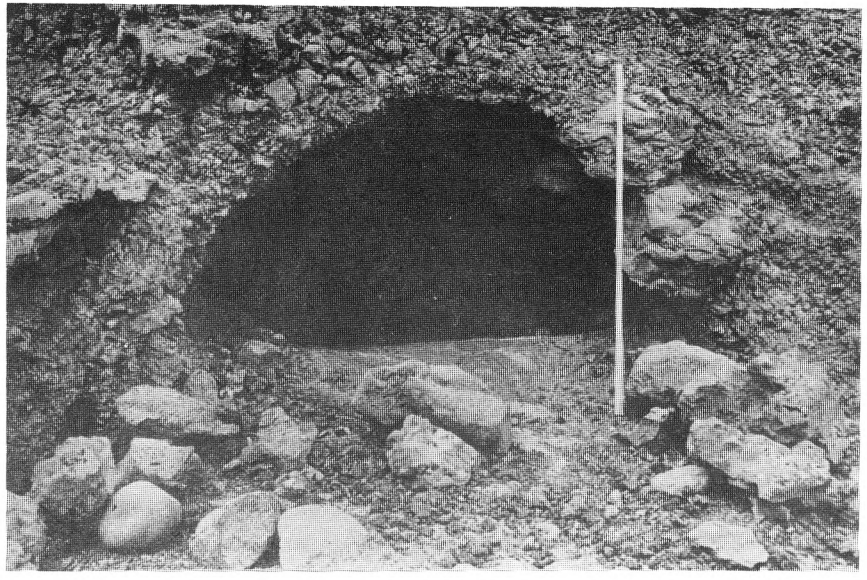


Abb.2 Die Höhle in der Vulkankuppe Ehi Kassa; Maßstab 1 m.

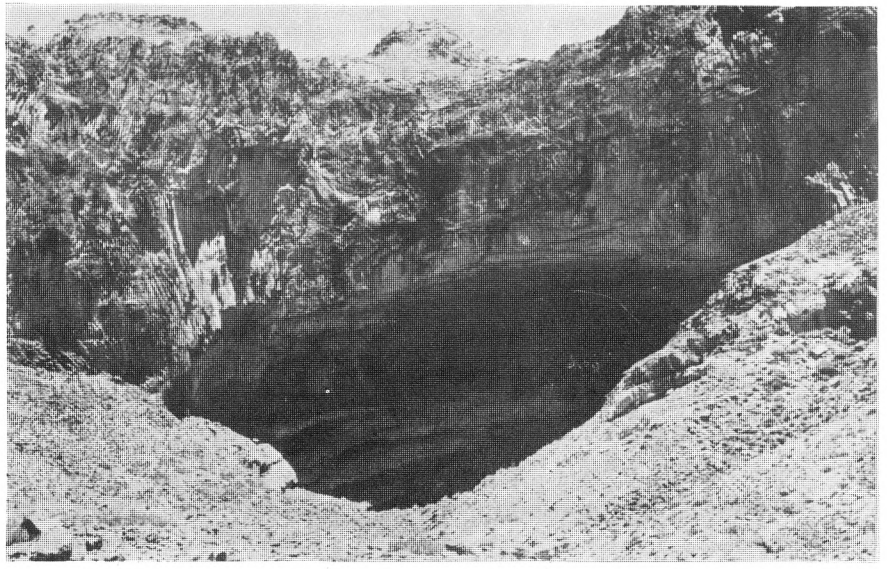


Abb.3 Die Höhle Cavour Mufflon in der Caldera Yéga.

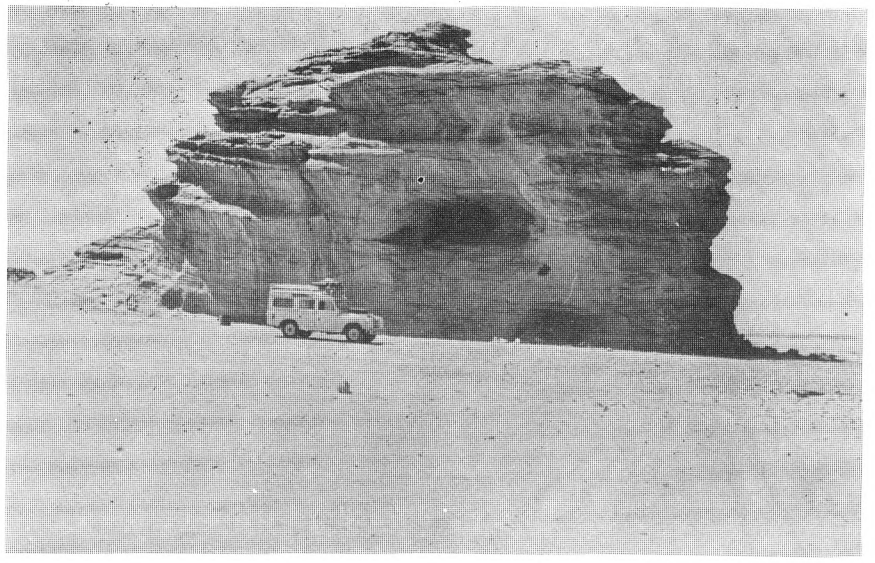


Abb.4 Das Höhlensystem südlich von Passe de Kourizo.

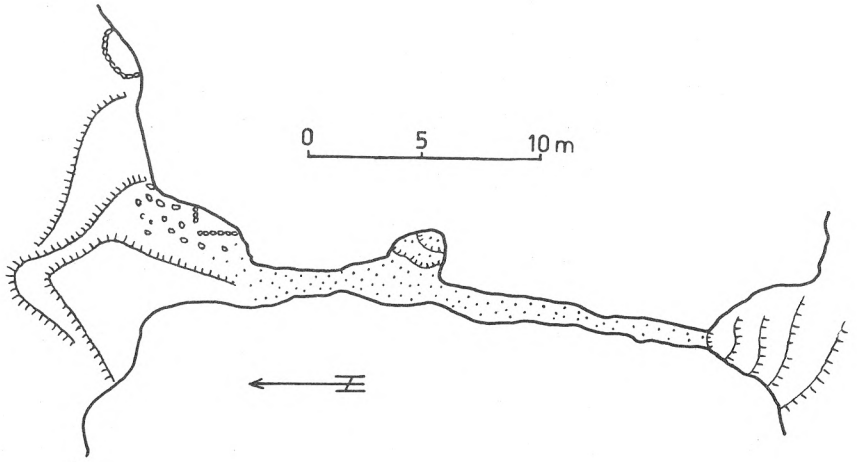
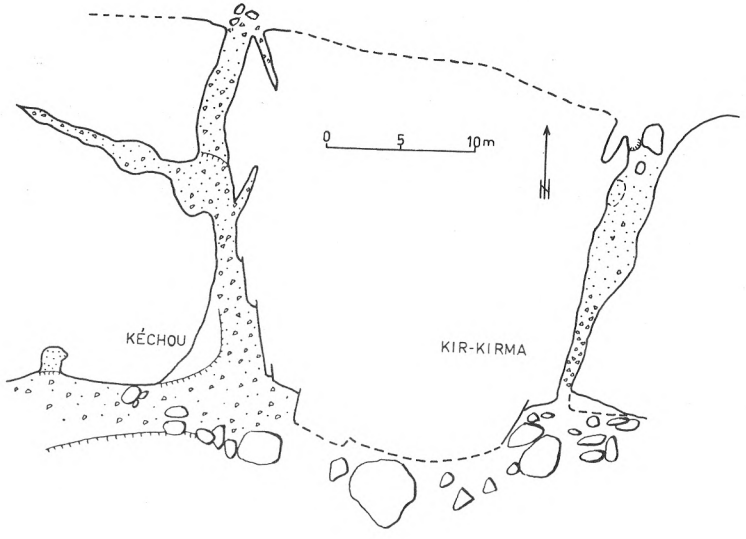


Abb.5 Die Höhle Yangar Nié (Plan).

Abb.6 Die Höhlen Kéchou und Kir-Kirma (Pläne).



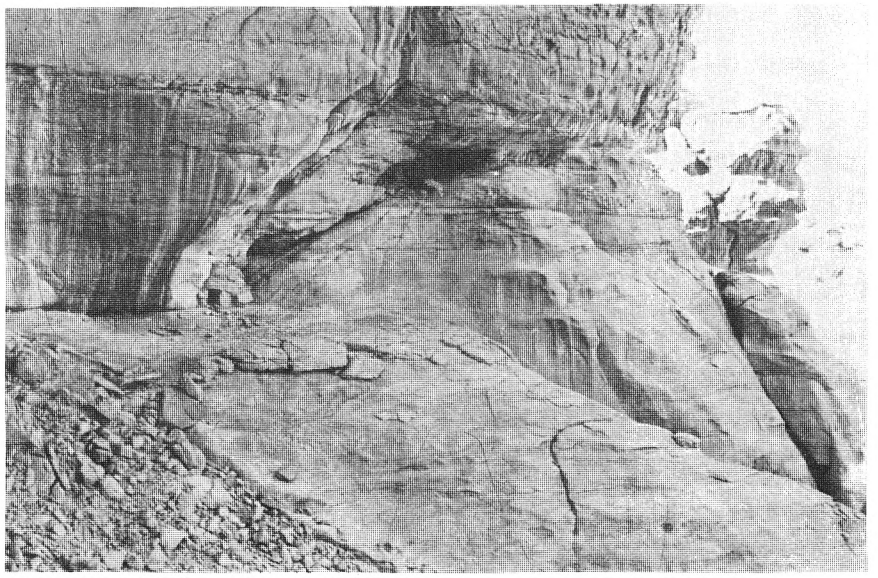
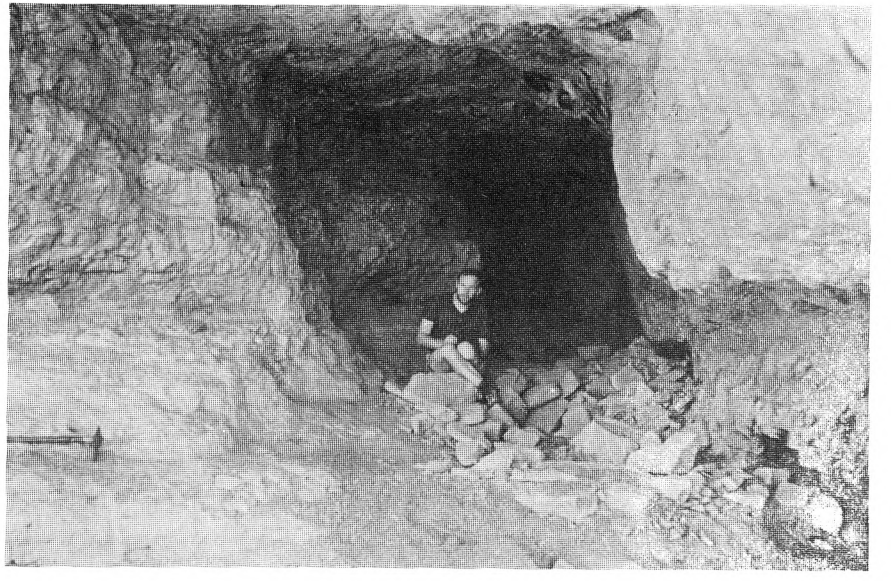


Abb.7 Die Höhle Yangar Nié; links am Eingang sind zwei Ziegenhütten.

Abb.8 Die Höhle Kéchou; Südeingang. Die Tonschiefer-Schicht liegt links oben und rechts unten.



Die Erosionshöhlen sind durch die Auswirkung des Niederschlags- und Flusswassers entstanden, das unterirdisch durch die klastischen Vulkaniten und längs der Spalten in das kompakte Gestein fliesst. Durch Ausspülung winziger Bestandteile aus dem piroklastischen Material können sich auf der topographischen Fläche kleine Karstdolinen bilden (Tarso Yéga).

Zwischen den Oasen Yebbi Bou und Yebbi Souma an der linken Seite des Tals Yebbigué liegt die 46 m hohe vulkanische Kuppe Ehi Kassa, die sich zu Ende des Pleistozäns durch Eruption von Vulkanbomben und Schlake gebildet hat. Das Niederschlagswasser, das durch das poröse Material sickert, hat hier durch mechanische Erosion eine grössere Anzahl unterirdischer Kanäle gebildet. An der Südseite der Kuppe ist einer dieser Kanäle in einer Länge von 8 m gangbar. Der Kanal ist 1 m breit und hat eine bogenförmig gewölbte Decke.

Im südlichen Teil der Caldera Yéga befindet sich ein Kontakt von Ignimbrit und Basalt. Zwischen den beiden Formationen liegt eine rund 20 m dicke Schicht Obsidian. Durch zeitweiligen Wasserfall hat sich infolge mechanischer Erosion und Abbröckelung des spröden Obsidians eine 40 m lange Höhle mit einer 60 m breiten und 30 m hohen Öffnung gebildet. Bei den Tubus ist diese Höhle unter dem Namen "Cavor Mufflon" (Mufflonhöhle) bekannt. Ihre imposante, bogenförmige Öffnung liegt in 2.400 m NN.

In der Schlucht flussabwärts von dem Ort Yéga in der gleichnamigen Caldera bemerkten wir eine grössere Anzahl unterirdischer Kanäle, entstanden durch Wassermigration aus dem Flussbett durch die Spalten im hellen Rhyolith. Die Ausgänge dieses Kanals liegen in unterschiedlicher Höhe oberhalb des Flussbetts. Man gewinnt den Eindruck, als sei bei der Modellierung der Spalten ausser mechanischer auch zu einem gewissen Teil chemische Erosion tätig gewesen.

In der tiefen Schlucht rechts von der Piste Abari (Modragé) - Yéga befindet sich eine zirka 20 m lange, 6 m breite und bis zu 3 m hohe Höhle. Sie ist durch Erosion einer Tufflinse in der Basaltlava entstanden.

Bei Loma-Lomasso auf der Piste, die zu den Thermalquellen Soborom führt, bestehen im Ignimbrit drei Höhlen. Sie befinden sich in einer Krümmung am Grunde einer trockenen Schlucht. Entstanden sind sie durch seitliche Erosion des Flusses. Die grösste dieser Höhlen ist 12 m lang, 4 m breit und 1,7 m hoch.

Höhlen im Kristallinisdhen Schiefer

Infolge der geringen Widerstandsfähigkeit der Gesteine und der ansehnlichen Schuttproduktion sind Höhlen im Kristallinschiefer selten. Ihre Bildung erfolgt durch mechanische Erosion und chemische Verwitterung des Gesteins längs der tektonischen Spalten. Sie treten an den Wänden von Flusstälern auf (Bardagué, Modragé).

Im Tal Auranet (Flugplatzebene), 8 km nördlich von der Oase Bardai, befindet sich eine vertikale, 1 m breite Verwerfungsspalte im präkambrischen Schiefer, die primär mit paläozoischem Sandstein gefüllt war. Am Kontakt zwischen Sandstein und Schiefer, 4 m unterhalb des fossilen Pediments im Niveau des heutigen Flussbetts, ist ein 2 m breiter Höhlenkanal, der in einer Länge von 8 m passierbar ist. Die Höhle ist durch chemische Verwitterung von Gestein und mechanische Erosion des Niederschlagswassers entstanden, das in die Verwerfungsspalte an der Oberfläche des Pediments absickert und im weiteren Verlauf längs derselben abfliesst. Die Erweiterung der Spalte vollzog sich im Postquartär.

Höhlen im Sandstein

Das Relief in den paläozoischen Sandsteinen des Tibesti ähnelt vielfach dem Karstrelief. Die Täler sind tief, schmal und trocken und ihre Richtung ist durch die tektonischen Spalten bedingt. Auf den Flächen zwischen den Flusstälern sind Karren, Kamenice und Verwitterungsformen vom Typ Scherbenkarst häufig (Oase Kadoua). Die Felsmasse ist durch zahlreiche Verwerfungen und sonstige Spalten zerklüftet, die eine unterirdische Wasserzirkulation ermöglichen. Im Wüstenklima kommt es nicht zur Bildung von Tonsubstraten, die diese Spalten verstopfen und wasserundurchlässig machen könnten. Die Ähnlichkeit mit dem Karstrelief wird noch durch die zahlreichen Höhlen und Felsfenster gesteigert. Die in grosser Dichte vorhandenen Inselberge, an deren Wänden sich Höhlenöffnungen befinden (Passe de Kourizo, Zouar, Enneri Zoumri), bieten das Bild eines tropischen Kegelkarstes.

Die Höhlen bilden sich längs der tektonischen Spalten durch chemische Verwitterung und mechanische Erosion des Sandsteins. Die Mehrzahl der Höhlen ist früher, zur Zeit eines feuchteren Klimas, entstanden, doch setzt sich dieser Prozess, wenn auch etwas verlangsamt, noch jetzt fort. Im Niveau der Pedimente und Flussterrassen bilden sich unter dem Einfluss von Salzverwitterung, hervorgerufen durch kapillarisches Aufsteigen von Feuchtigkeit, am Fuss der Hänge und Steilen überhängende Wände. Derselbe Prozess geht auch in den Spalten auf die Weise vor sich, dass hier die überhängenden Wände auf der einen und anderen Seite der Spalte einen Höhlenkanal bilden. Das Wasser, das gelegentlich der episodischen Regenfälle durch die Spalte fliesst, führt verwittertes Material (Quarzkörner) mit sich und schafft so die Bedingungen für weitere chemische Verwitterung.

Südlich von Passe de Kourizo erstreckt sich eine weite, aus Sand und Kies bestehende Ebene mit zahlreichen, aus paläozoischen Sandsteinen aufgebauten Inselbergen. In einem solchen Inselberg, 4,5 km südlich von dem Pass und rechts von der Automobilpiste El Gatroun - Zouar, befindet sich ein Höhlensystem mit zwei Etagen von Kanälen. Die Höhle besitzt drei Eingänge, davon zwei am Fuss des Inselberges und einen an der Seite, 4,5 m höher. Die Gesamtlänge der erforschten Kanäle beträgt rund 45 m, ihre Höhendifferenz 10 m. In der oberen Etage ist es zu einem Einsturz der Decke gekommen, so dass vorausgesetzt werden darf, dass die Höhle früher weit länger gewesen ist. Die Höhlenkanäle sind längs kleinerer horizontaler und vertikaler Spalten entstanden und unterscheiden sich in nichts von Kanälen im Kalkstein. Die Bildung der Höhle begann höchstwahrscheinlich schon zu Ende des Tertiärs, als sich die umliegende Ebene noch im Niveau des oberen Eingangs befand.

R. Capot-Rey (1961) und G. Conrad-B. Gèze-H. Paloc (1968) beschreiben eine ähnliche kleine Höhle im Inselberg Ehi Atroun rechts von der Automobilpiste Zouar - Faya Largeau.

Zirka 2 km östlich von der Oase Bardai in 1.080 m NN befindet sich die Höhle Yangar Nié (In der Sprache der Tubus heisst Yangar Höhle und Nié Ziege). Die Höhle hat sich längs einer mehrfachen, schrägen Verwerfungsspalte gebildet. Der 32 m lange Höhlenkanal hat die Form eines Tunnels mit zwei Eingängen. In seinem mittleren Teil verbreitet sich der Kanal zu einer Kammer, deren Boden mit einer kakaofarbenen Erdschicht bedeckt ist. Die Höhle liegt 30 m oberhalb des rezenten Pediments im Niveau einer alten Erosionsterrasse, deren Fragmente an der Steile erhalten sind.

Zirka 2 km südwestlich von Bardai (Doué-Doué) in 1.070 m NN befindet sich im paläozoischen Sandstein eine Schicht Tonschiefer in einer Stärke bis zu 3 m, die stark zu Verwitterung neigt. Im Niveau derselben liegt eine ausgedehnte Erosionsterrasse. Etwas östlicher, in einem Vorsprung des Berges, befinden sich zwei grössere und einige kleinere Höhlen. Sie haben sich längs von Verwerfungsspalten an jenen Stellen gebildet, wo diese eine Schicht von Tonschiefer durchschneiden.

Die Höhle Kir-Kirma besteht aus einem einfachen Tunnelkanal, der 20 m lang und 1-3 m breit ist. Der Kanal erstreckt sich längs zweier Verwerfungsspalten, bei denen der westliche Flügel um zirka 4 m abgesunken ist. Am Schnittort einer Querspalte hat sich in der Decke eine kleine Kuppel gebildet. Die Decke ist von Stalaktiten in Längen bis zu 15 cm geschmückt. Diese Stalaktiten sind zweifelsohne ein Beweis dafür, dass bei der Erweiterung der Spalten auch die chemische Verwitterung des Sandsteinzements eine gewisse Rolle gespielt hat. Den Boden der Höhle deckt eine Schicht Eluvium, vermischt mit Guano von Fledermäusern.

Die Höhle Kéchou befindet sich knappe 30 m westlicher. Die Gesamtlänge ihrer Kanäle beläuft sich auf 39 m. Sie hat sich längs mehrerer paralleler Verwerfungsspalten gebildet, deren östliche Verwerfungsflügel stufenartig um rund 4 m abgesunken sind. Zwischen der einen und der anderen Höhle besteht also ein kleiner tektonischer Graben, der auch auf der topographischen Oberfläche bemerkbar ist. Die Höhle besteht aus einem Hauptkanal in Form eines Tunnels und einem Seitenkanal. Die Ostwand des Hauptkanals ist mit Harnischen bedeckt, während die Decke am Kontakt des Sandsteins mit dem Tonschiefer verläuft. Der Südeingang der Höhle ist 10 m breit und 3,5 m hoch. Am Eingang ist der Boden der Höhle mit einer Kulturschicht in Stärke von über 0,5 m bedeckt, in welcher wir paläolithische und neolithische Steinwerkzeuge vorfanden. Dieser Fund weist zweifelsohne darauf hin, dass sich diese Höhle zu Beginn des Pleistozäns oder sdhon im Laufe des Tertiärs gebildet hat.

Unweit von Nordeingang der Höhle Kéchou befindet sich eine Halbhöhle, die 6 m lang, 8 m breit und 1-0,5 m hoch ist. Die Höhle ist durch Verwitterung (Abbröckelung) von Tonschiefer und anschliessende Ausspülung des verwitterten Materials durch Niederschlagswasser aus höheren Spalten entstanden.

Felsfenster im Sandstein sind sehr häufig. Sie entstehen nach demselben Prinzip wie auch die Höhlenkanäle. In der näheren Umgebung von Bardai bemerkten wir fünf solcher Öffnungen. Ein Felsfenster im Tal Zouarké ist 5 m breit.

Die Höhle als Wohnstätte des Menschen

Fast alle beschriebenen Höhlen waren oder sind auch heute noch die zeitweilige Wohnstätte von Menschen. Davon zeugen Feuerstellen, verschiedene Werkzeuge, Keramikscherben und Überreste tierischer Knochen. In Gebieten mit feuchtem Klima suchte der Mensch in den Höhlen Schutz vor Regen und Schnee, auch vor Kälte, wilden Tieren usw. In der zentralen Sahara, wo Regen nur einmal im Jahr oder überhaupt nicht fällt, bieten die Höhlen hervorragenden Schutz gegen Sonne, gegen die Hitze des Tages und die Kälte der Nacht.

Die Höhle Kéchou stellt eine einzigartige vorgeschichtliche Wohnstätte des Menschen dar. Vor dem Südeingang derselben liegt eine grosse Menge von Abschlägen verstreut, die von der Anfertigung steinerner Geräte herstammen. Im Laufe von Ausgrabungen in der Höhle selbst fanden wir in der Kulturschicht drei Horizonte Asche, verschiedene Steingeräte und Keramik. Der Herstellungsart nach sind die ältesten die kleinen, blattförmigen Klingen (5-10 cm lang), aus Obsidian und Feuerstein gearbeitet, bei denen die Kanten grob retuschiert sind, oder auch ohne Retusche. Wahrscheinlich aus derselben Periode stammen die Klingen vom Typ Faustkeil (Länge 10-15 cm), aus Feuerstein verfertigt, mit einseitig und zweiseitig retuschierten Kanten. Den Funden in anderem Teilen der Sahara nach zu schliessen, handelt es sich um die Steinindustrie zu Ende des Acheuléen (Paläolithikum). Die geschliffenen Schneiden mit Griffen von zylindrischer Form, aus Phonolith-Basalt gearbeitet, weisen schon alle Merkmale des Neolithikums auf. Die Pfeilspitzen sind aus Obsidian und Jaspis gearbeitet, beiderseits geschliffen, und ihre Länge beträgt 2,5 - 5,5 cm. Nach der Skala M. Hugot (1957) gehören sie ausschliesslich dem Typ C-4 an, d.h. sie sind blattförmig. Als Material zur Anfertigung der Geräte aus Obsidian diente Schotter aus dem Flussbett Bardagué und von den Flussterrassen. Auf einem Sandstein/block unmittelbar am Höhleneingang befindet sich eine ovale, polierte Vertiefung von 12 cm Durchmesser, die zum Mahlen oder Zerkleinern körniger Nahrung diente. Plattenförmige Reibsteine (Durchmesser 15 cm, Stärke 3-4 cm) und zylindrische Stösselsteine (Durchmesser 5 cm, Länge 15-20 cm) wurden gleichfalls vorgefunden. In und vor der Höhle fand man Teile primitiv verzierter Keramik (Punkte). Nach M. Dalloni (1935) stammt Keramik mit ähnlichen Verzierungen aus dem Neolithikum.

Wir haben den Eindruck, dass die oberen Grenzen des Neolithikums in diesem Gebiet nicht klar sind, da zum Beispiel die Eingeborenen Hirse und Weizen noch immer in kleinen Steinbecken (ehi tougi) mit einem plattenförmigen Stein (tougui) mahlen.

Auf Grund der vorgefundenen Gegenstände und der Entfernung der Höhle vom Wadi Bardagué darf geschlossen werden, dass sich deren neolithische Bewohner in erster Linie mit Jagd beschäftigt haben, dass ihnen jedoch auch Getreide bekannt war. Jedenfalls diente die Höhle nur als zeitweiliger Standort. Die Menschen lebten hier während der etwas feuchteren Klimaperioden, während im Tal Bardagué infolge plötzlicher Überschwemmungen die Aufenthaltsbedingungen weniger günstig waren.

Literatur:

Capot-Rey, R. (1961) Borkou et Ounianga. Institut de recherches sahariennes, Mémoire, 5, Alger.

Conrad, G., Gèze, B., Paloc, H. (1968) Phénomènes karstiques du Sahara. Actes due IV Congrès international de spéléologie en Yougoslavie, Tome III, Ljubljana

Dalloni, M. (1935) Mission au Tibetsi 1930-1931. Mém. Acad. des Sciences et de l'Inst. de France, vol. 62, Paris

Hugot, H. (1957) Essai dur les armatures de pointes de flèches du Sahara. Libyca (Anthropologie, Préhistorie, Ethnographie), vol. 5, Publ. du C.R.A.P.E., Alger

Vincent, P. (1963) Les Volcans Tertières et Quaternaires du Tibetsi Occidental et Central (Sahara du Tchad). Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, No. 23, Paris

Diskussion:

BÖGLI (Hilzkirch): Der Referent hat für die beschriebenen Erscheinungen den Begriff Karst angewendet und konsequenterweise dann von Scherbenkarst und Kegelkarst gesprochen. Da es sich um Vulkanite und Quarz-Sandstein handelt, ist die Anwendung dieser Begriffe kaum gerechtfertigt, doch liesse sich der Ausdruck "Pseudokarst" vertreten, während von Scherbenkarst und vor allem von Kegelkarst nicht die Rede sein kann. Die Formen sind durch Denudation entstanden.

ERGENZINGER (Berlin): Der Redner hat über Höhlen im Tibesti berichtet und dabei gezeigt, dass die kambro-ordovizischen Sandsteine Inselberggruppen bilden, die ein "kegelkarstähnliches" Aussehen haben. Herr Bögli gab zu bedenken, ob in diesem Zusammenhang noch von Karst gesprochen werden darf. Wie die Vorträge und Diskussionen auch auf dieser Tagung belegen, ist die Bedeutung des Begriffes Karst fraglich geworden. Die Klassifikation von Karst ist morphologisch und versucht, Oberflächenformen erklärend zu beschreiben. Durch die starke Spezialisierung in einem frühen Stadium der Geomorphologie hat sich der Blickwinkel auf die Untersuchung von Oberflächenformen in Karbonatgesteinen verengt. Das führte zu zahlreichen Zwiespältigkeiten. Was von Geomorphologen und Geologen als Frostschuttdecke bezeichnet wird, wird, falls die Schuttmasse in Kalkgebieten liegt, von den "Karstologen" als "Scherbenkarst" bezeichnet. Entsprechend ist zu fragen, ob nicht auch der tropische Kegelkarst nicht nur die gesteinsbedingte Variante der tropischen Inselbergfluren sind? Nach meiner Ansicht können unter dem Begriff Karst hur die durch Lösung entstandenen Oberflächenformen verstanden werden. Wie die vorgeführten Höhlen im Sandstein belegen, gibt es unter speziellen klimatischen Voraussetzungen in jedem Gestein Lösungsformen. Errinert sei an die Karren im Granit. Auf Grund der Petrographie neigen die Karbonatgesteine besonders zur "Verkarstung", aber Karst, d.h. Lösungsformen, kann es grundsätzlich in allen Gesteinen geben.

GAVRILOVIC: Die Mehrheit der Geomorphologen ist geneigt, unter Karst ein Relief zu verstehen, das aus im Prozess der Verwitterung von Kalkstein geschaffenen Formen zusammengesetzt ist. Sofern solche Formen auf schwer oder schwerer löslichen Gestein entstanden sind, wird das Relief "Pseudokarst" genannt. So hat der Karst die Bedeutung einer morphologisch-lithologischen Reliefkategorie erhalten. Es darf jedoch nicht aus dem Auge verloren werden, dass Lösung nur eine Form chemischer Gesteinsverwitterung ist. Karstrandebenen und Karstkegel entstehen durch chemische Verwitterung von Kalkstein "von unten", in erster Linie unter dem Einfluss der Feuchtigkeit, die sich in der alluvialen Decke befindet. Durch denselben Prozess infolge Salzverwitterung paläozoischen Sandsteins haben sich im Gebiet des Tibetsi-Gebirges kleine, von Erosionsebenen umgebene Inselberge gebildet. Es ist auch sehr interessant, die Genesis von Karren und Kamenicas auf Kalkstein und Nichtkalkstein zu vergleichen. Es steht ausser Zweifel, dass zwischen den einen und den anderen grosse Ähnlichkeit besteht, nicht nur in morphologischer, sondern auch in genetischer Hinsicht. Obwohl die Frage der Definition des Karstes sehr aktuell ist, wollen wir bei dieser Gelegenheit immerhin bei der im Referat enthaltenen Feststellung bleiben, dass es sich um "karstähnliche Formen" handelt.

Part-natural Caves in Ireland

S 18/1

T.G. Coleman (Dublin /Ireland)

Summary

This paper deals with natural caves, not necessarily in limestone, where there is evidence that the cave or cavity has been modified by human intervention. In some cases a souterrain type passage has been added, others appear to have been mined or enlarged from a natural fissure or cave.

Introduction

The absence of specific differentiation between natural caves and souterrains on some editions of the Ordnance Survey maps of Ireland - in most cases the word 'cave' is used - has often led the writer and others on unprofitable journeys in search of caves. On the other hand, material has been obtained of a number of sites where there is overlapping of the two types.

The souterrain is best defined as an artificially constructed underground passage or chamber or combination of both. In Ireland, souterrains are almost always found in forts or habitation sites of earth or stone, termed in Irish, Lios, Rath or Caher.

Souterrains vary considerably in construction. Some are mined in stiff clay (Fahy, 1960). In County Clare are many examples of enlarged fissures or clefts in limestone, roofed with rock slabs (Westropp, 1899, Hencken, 1938). The most common type, however, was constructed by digging a trench in clay and lining the sides with dry stone walling. The trench was then roofed with stone slabs and these covered with clay to ground level (Coleman, 1945). The general view of Irish archaeologists is that they were storehouses - despite elaborate trap and creep passages in some examples (O'Riordan, 1953). Natural caves in Ireland are located in the Carboniferous Limestone areas, except, of course, sea caves which are found in rocks of all types.

To judge from finds recorded in excavation work, it appears that the early Christian period, (5th - 10th centuries) was the time of greatest use of caves by man in Ireland (Coleman, 1947).

Part-natural caves definitions

A. A natural cave or cavity where there are indications that man has enlarged, 'squared up' or altered the natural features.

B. A natural cave to which a souterrain type porch or passage has been added.

C. Sites produced by excavation of sand, gravel, etc. from a natural cave for agricultural purposes, building material or the making of a 'grotto' to enhance gardens or an estate.

Type A

The cave called St. Kevin's Bed situated in a cliff some 10 m above the Upper Lake in Glendalough, Co. Wicklow is excavated in slate and mica schist from an open fissure (Fig. 1). The type is similar to the Bronze Age Burial chambers found at Pantalica and other Mediterranean sites (Hemp, 1937, Leask, 1959).

The five small caves in the cliff on the east face of Cave Hill near Belfast are rather similar in plan (one example in Fig. 1). These have been enlarged from joints and cavities in basalt (Reynolds and Turner, 1902). Kelly's Cave near Cong, C. Mayo, is another site which Hemp (1937) considers a Bronze Age tomb, enlarged from a natural limestone cave. Steps lead down into a small open forecourt which has a rock entrance into a chamber, 15 m in length, 2.5 m high and 3 m in width. Low benches of stone blocks line the two sides of the chamber.

At Largalinny, Co. Fermanagh, Davies (1934) excavated a small fissure cave which showed that the entrance had been partly enlarged and a burial placed there behind a wall of clay and stones. A triangular flat area in front of the cave was found to be paved with stone.

Type B

The best example in Ireland of a natural cave passage provided with a souterrain type porch and passage is that of Rathcroghan, Co. Roscommon. The low porch, with dry stone walls enters a joint fissure passage, which for about 12 m is roofed with stone slabs. The limestone walls appear to have been partly excavated. At the end of the artificial section a creep under a wall across the passage leads into the natural cave section which is 50 m long. Two roofing slabs within the porch entrance bear traces of Ogham inscriptions (MacAlister, 1945).

At Carn, Co. Mayo, is a small natural cave in limestone which has been provided with a short (6 m) souterrain type entrance. The walls of this section are of dry stone work and the roofing slabs are now exposed and partly collapsed. In Aghanaglack, Co. Fermanagh, a 9 m dry stone walled and slab roofed passage runs into a natural cave 10 m long. The present entrance (E on plan Fig. 1) is a collapse point into a small chamber from which low lintelled entrances lead in to the cave and passage.

Assaroe, Co. Donegal (Fig. 1) is simply an open limestone cavity, but obviously the low stone bench on the left (near A on plan Fig. 1) and part of the back wall is artificial. In a stalagmite covered rock on the right of the entrance is a conical depression and a hollow, hemispherical in section, which are traditionally thought to be holy water containers or founts, associated with St. Patrick (Wakeman 1896). The cave was, until recent years, a place of local pilgrimage on the last Sunday in July, - Garland Sunday (MacNeill, 1962, p. 601).

Type C

Beneath the crag on the north side of Blarney Castle, Co. Cork, is a cave in limestone which has obviously been excavated (Fig. 2). The walls of the passages are composed of sand and gravel, separated by a band of tufaceous stalagmite 10 to 15 cm thick (marked S on sections in Fig. 2). Whilst it is not proposed here to conisder all the geological implications of the site, it can be stated that the sectioning of the deposits in the cave is not the result of stream erosion, and, therefore, one must assume that man was responsible. The cave was not excavated in search of faunal or archaeological remains - such caves in Ireland have been well documented (Coleman, 1947, 1965) - so we must, therefore, consider that the sand and gravel was removed for some purpose such as building material.

Conclusion

This short paper does not presume to survey all the part-natural sites inIreland, but it is presented as an indication of the types to be looked for in further research. No positive dating of the sites described is available in the absence of artefacts or proper excavation work.

Table 1

Site	Type	Ordnance Survey 1 : 126,620 Sheet No.	Irish National Grid Reference
Aghanaglack Co. Fermanagh	B	7	H108435
Assaroe C. Donegal	A	3	G867623
Blarney Co. Cork	C	25	W610755
Carn Co. Mayo	B	11	M153605
Cave Hill Co. Antrim	A	5	J328800
Glendalough Co. Wickbw	A	16	O109960
Kelly's Cave Co. Mayo	A	11	M150552
Largalinny Co. Fermanagh	A	7	H278301
Rathcroghan Co. Roscommon	B	12	M798835

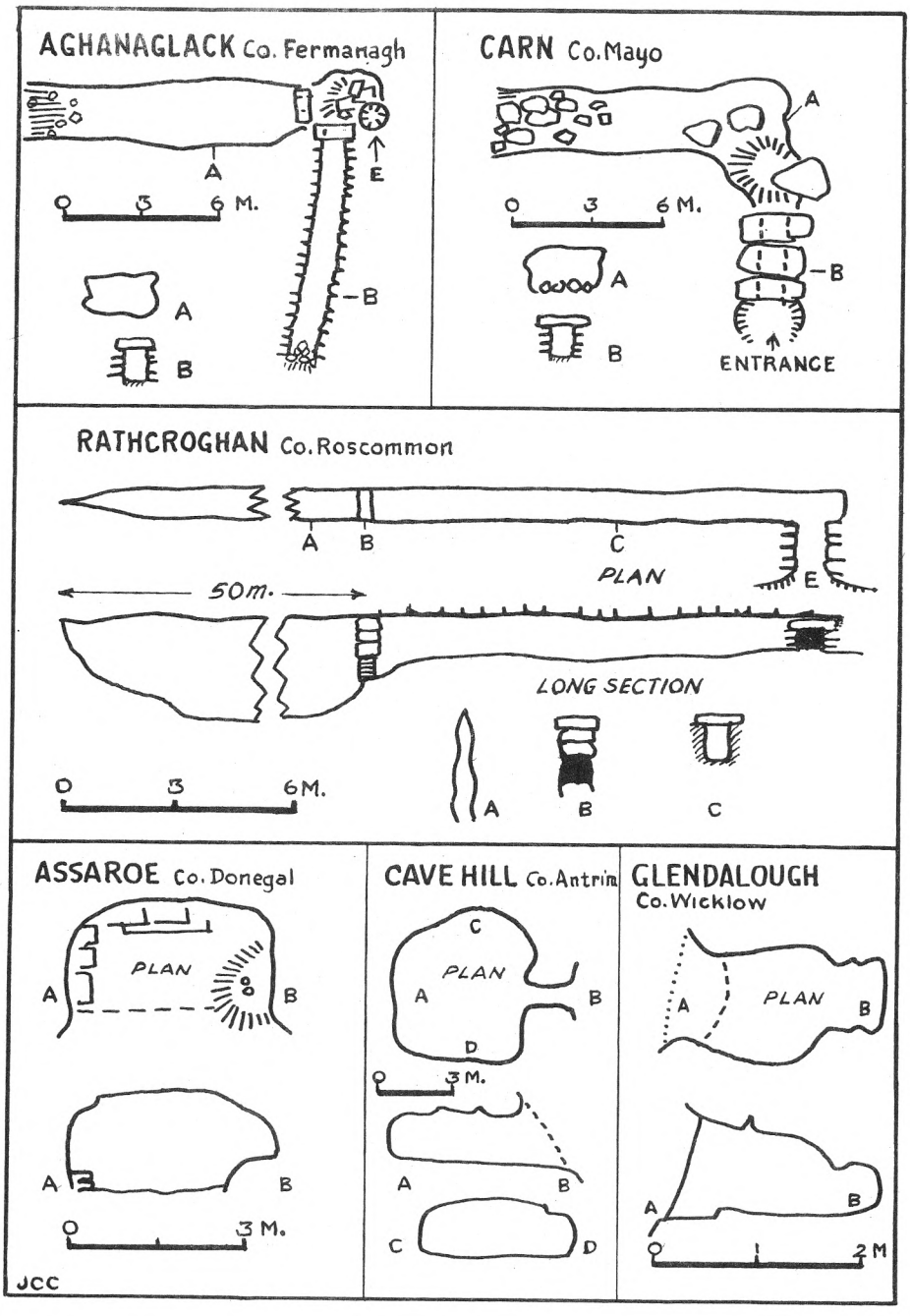

AGHANAGLACK Co. Fermanagh
A
E
0 3 6 M.
A
B
B
CARN Co.Mayo
A
0 3 6 M.
A
B
B
ENTRANCE
RATHCROGHAN Co.Roscommon
A B C
PLAN
E
50m.
LONG SECTION
0 3 6M.
A B C
ASSAROE Co.Donegal
PLAN
A B
A B
0 3 M.
JCC
CAVE HILL Co.Antrim
C
PLAN
A B
D
0 3M.
A B
C D
GLENDALOUGH
Co.Wicklow
A
PLAN
B
A
B
0 1 2M

Fig. 1

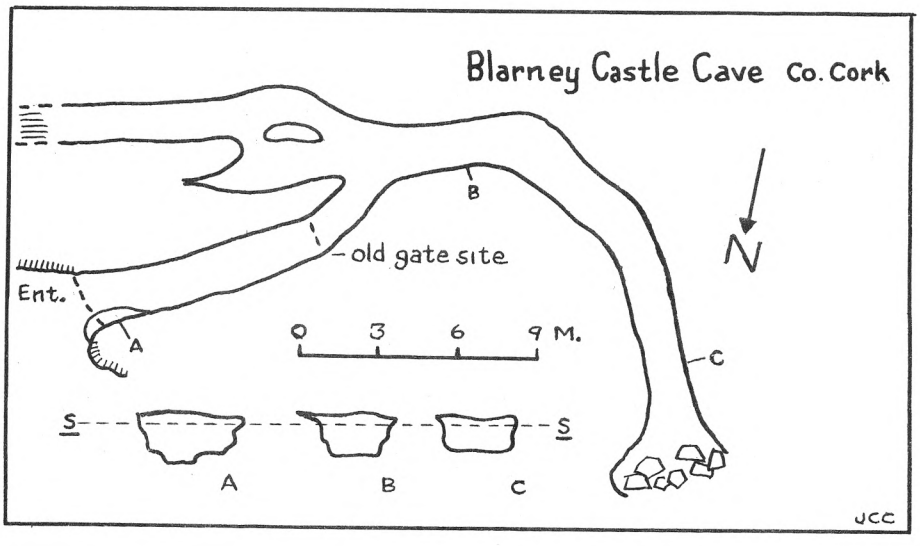

Blarney Castle Cave Co. Cork
B
old gate site
Ent.
A
0 3 6 9 M.
N
C
S S
A B C
JCC

Fig. 2

References

Chart D. A.	1940	A preliminary survey of the Ancient Monuments of Northern Ireland (Belfast)
Coleman, J. C.	1945	Souterrain near Bealnamorrive, Co. Cork. Jour. Royal Soc. Antiq. Ireland 65, 112-114
Coleman, J. C.	1947	Irish Cave Excavation. Jour. Royal Soc. Antiq. Ireland 77, 63-80
Coleman, J. C.	1965	The Caves of Ireland (Tralee)
Davies, O.	1934	Rock cut grave at Largalinny, Co. Fermanagh. Jour. Royal. Soc. Antiq. Ireland 64, 146-150
Fahy, E. M.	1960	A souterrain at Lisheen, Co. Cork. Jour. Cork.Hist. & Arch. Soc., 65, 142-143
Hemp, W. J.	1937	Early Rock Cut Tombs in Ireland. Antiquity Sept. 348-356
Hemp, W. J.	1937	St.Kevin's Bed Glendalough, Co. Wicklow. Jour. Royal Soc. Antiq. Ireland, 67, 290 - 294
Hencken, H.	1938	Cahercommaun - a stone fort in Co. Clare Royal Soc of Antiq. Ireland, extra volume
Leask, H. G.	1959	Glendalough, Co. Wicklow (Dublin)
MacAlister, R. A. S.	1945	Corpus Inscriptionum Insularum Celticarum (Dublin)
MacNeill, Marie	1962	The Festival of Lughnasa (Oxford)
O'Riordan, S. P.	1953	Antiquities of the Irish Countryside (London)
Reynolds, P., Turner, S.	1902	The Caves in Ben Madighan (Cave Hill). Ulster Jour. Arch. 8 73-82
Wakeman, W. F.	1896	Lough Erne and Ballyshannon Excursion. Jour. Royal Soc. Antiq. Ireland, 26, 279-300
Westropp, T. J.	1899	Prehistoric Remains in the Burren, Co. Clare. Jour. Royal Soc. Antiq. Ireland 29, 367-381
Wilde, W.	1872	Lough Corrib (Dublin)

Discussion:

DE SAUSSURE (Castro Valley):

Caves in California are in an area of relatively short history, but even since 1850, many mines have come to resemble caves. These may usually be recognized by slight evidence of "tailings" at the entrance. In general, openings revert to their natural state because of stabilization of forces. A closed cave will tend to reopen, and an excavated mine will tend to close in all cases, the movement is toward a balance of stress. Care must be used in examining these sites because many mines will follow the ores that have been deposited along fissures and joints.

COLEMAN:

Mining activity in Ireland has in the past been of a very limited character - many old mines are now small open depressions covered in vegetation. The remarks of Dr. de Saussure are indeed useful and should be borne in mind when cave exploration is carried out in areas of major mining activity.

Neue Resultate der Radiokohlenstoffdatierung von Stalagmiten

HERBERT W. FRANKE (Kreuzpullach) und MEBUS A. GEYH
(Hannover / Bundesrepublik Deutschland)

Vor dem 3. und 4. Internationalen Kongress für Speläologie wurde über erste, probeweise Anwendungen der Radiokohlenstoff-Methode für die Datierung von Höhlensinter berichtet (Franke, Münnich, Vogel, 1965, Franke 1968). Inzwischen bot sich im ^{14}C-Labor des Niedersächsischen Landesamts für Bodenforschung in Hannover Gelegenheit, diese Methode zur Lösung verschiedener speläochronologischer Probleme vielseitig einzusetzen; über die Ergebnisse soll hier berichtet werden.

1.) Wachstumsgeschwindigkeit von Stalagmiten

Bisher beruhten die Vorstellungen über den Absatz von sekundärem Kalk auf theoretischen Erwägungen, Verallgemeinerungen oder Extrapolationen der gegenwärtigen Verhältnisse. Die Radiokohlenstoff-Methode erlaubt zum ersten Mal exakte Angaben über langfristige Ablagerungsprozesse. Eine der signifikanten Grössen ist hierbei die Wachstumsgeschwindigkeit von Tropfsteinen und Sinterschichten. Derzeit liegen etwa 20 Ergebnisse aus einen Zeitraum bis vor etwa 40 000 Jahre v.h. vor (Tabelle 1). Berücksichtigt wurden nur die ^{14}C-Daten von Stalagmiten, die im Gegensatz zu Deckensintergebilden einen gut definierten stratigraphischen Aufbau haben (Franke 1963). Die Grössenordnung der Wachstumsgeschwindigkeit liegt bei 1,0 cm/100 a, einem Wert, der unter günstigen Bedingungen sicher noch grösser sein wird. Für die Praxis der ^{14}C-Probenentnahme, folgt daraus, dass eine zwei Zentimeter dicke Stalagmitenscheibe ein Intervall von etwa 200 Jahren erfasst. Diese Zeitspanne entspricht in etwa den Fehlergrenzen der ^{14}C-Alter. Ungünstiger sind die Verhältnisse bei Sinterdecken, in denen sich die gesamte Schichtenfolge eines Stalagmiten auf einem Bruchteil seiner Höhenerstreckung zusammendrängt. Von der Altersbestimmung von Sinterdecken dürfen also nur Richtwerte erwartet werden.

2.) Wachstumsdauer von Stalagmiten

Von Interesse ist auch die Kenntnis der Dauer, die zum Aufbau einer Sintergeneration (Trimmel 1953) nötig ist. Hierzu liefert die Radiokohlenstoffdatierung erstmals Messwerte (Tabelle 1). Sie beweisen, dass eine ungestörte Lösungszulieferung über mehrere Jahrtausende hinweg keine Seltenheit ist.

Gewiss können lokale Ereignisse die Zulieferung von Lösungswässern unterbinden oder verlegen. Es besteht aber immer die Chance, unter den Vertretern einer Sintergeneration solche zu finden, die die gesamte Wachstumsphase repräsentieren. Diese aber wird durch überregionale Ereignisse bestimmt - vor allem durch solche des Klimas.

Sinterbildung hat vorangehende Kalklösung zur Voraussetzung. Früher galten Kaltzeiten als für die Verkarstung günstig, weil die Kalklösbarkeit bei gleichbleibender Kohlendioxid-Konzentration des Wassers mit sinkender Temperatur steigt. Inzwischen wurde diese Meinung revidiert. Der Temperatureffekt wird beiweitem durch Schwankungen der Konzentration des gelösten Kohlendioxid überdeckt. Infolge der Pflanzenatmung und Zersetzung von organischen Stoffen kann sie im Boden bis zum Hundertfachen der normalen CO_2-Luftkonzentration anwachsen, womit sich auch die Menge des gelösten Kalks um ein Vielfaches erhöht (Bögli 1954). Die den Pflanzenwuchs begünstigenden warmfeuchten Phasen werden also zu einer stärkeren Verkarstung führen, weil dann das in die Höhlen sickernde Wasser den grössten Überschuss an gelöstem Bikarbonat enthält. In Übereinstimmung mit theoretischen Überlegungen zeigen die ^{14}C-Daten, dass die Ausbildung von gut ausgebildeten Makroformen - Kerzenzapfen und zusammenhängende Sinterdecken - unter warm-feuchten Klimabedingungen erfolgte (Diagramm 1). Besonders auffällig ist das Einsetzen des Sinterwachstums zu Beginn des Atlantikums, weniger deutlich markiert ist dagegen das Ende des Atlantikums. Dies könnte durch den klimatisch weichen Übergang zum Boreal bedingt sein (Seitz 1951, Jäger 1966).

Da die Sinterabscheidung nicht direkt, sondern nur mittelbar - über die Vegetation - vom Klima abhängt, ist mit einem gewissen Verzögerungseffekt zu rechnen. Seine Grösse wird von der Zeit bestimmt, den eine Pflanzengemeinschaft braucht, um einem Klimawechsel zu folgen. Wahrscheinlich ist darin der Grund zu suchen, warum keine Sinteralter gefunden wurden, die der Alleröd-Schwankung entsprächen.

3.) Untersuchungen zur zeitlichen Festlegung des Endes der Warmzeitfolge des Mittelweichsel

Auffällig ist das völlige Fehlen von Sinterproben aus dem Bereich zwischen 12 000 und 20 000 Jahren v.h. Diese Tatsache ist eine gute Bestätigung der Vorstellung, der gemäss es während Vereisungsperioden nicht zur Sinterbildung kommt. Ab 20 000 v.h. ergibt sich eine weitere Häufung von ^{14}C-Werten. Die untere Begrenzung dieser für Sinterbildung günstigen Periode lässt sich nicht bestimmen, da die Messgrenze der Radiokohlenstoff-Methode 40 000 Jahre vor heute liegt.

Das Auftreten einer Sintergeneration im Zeitraum zwischen 20 000 und 40 000 Jahren und mehr deckt sich mit der Annahme, dass das Ende der Warmzeitenfolge des Mittelweichsel etwas später als bisher, etwa bei 20 000 Jahren v.h., angenommen werden muss.

4.) Spezielle Anwendung der ^{14}C-Methode an Proben aus der Kollerhöhle

Im Rahmen der jüngsten Serie von Radiokohlenstoff-Altersbestimmungen an Kalksinter wurden auch mehrere Proben aus ein und derselben Höhle untersucht. Daraus ergaben sich Möglichkeiten zur Beurteilung von Sintergenerationen (Franke, Geyh i.E.) und Antwort auf spezielle speläochronologische Fragen.

Aus der grossen Kollerhöhle bei Winzendorf, Niederösterreich, wurden Stalagmiten, teils von anstehenden, oberflächlichen Sinterlagen, teils aus einer hauptsächlich aus Tropfsteinverbruch bestehnden Bodenschicht entnommen. Es war vermutet worden, dass die Entstehung der jüngsten Sintergeneration durch eine Dislokationsbeben unterbrochen wurde und so zum Verbruch führte (Fink 1959, Trimmel 1967). Die noch erhaltenen Sintergebilde sollten Repräsentanten der folgenden Aktivitätsperiode sein. Wie die ^{14}C-Datierungen zeigen (Tabelle 2), gehört der Sinterverbruch einer älteren Sintergeneration an, die aus dem Paudorfer Interstadial und noch älteren Zeiten stammt. Der Verbruch dürfte also zwischen der Warmzeitfolge des Mittelweichsel und dem Atlantikum erfolgt sein.

Eine eingehende Besprechung der Resultate aus der Kollerhöhle erfolgt an anderer Stelle (Franke, Geyh, Trimmel i.E.). Bemerkenswert ist noch, dass eine der Generation des Mittelweichsel angehörigen Probe aus einer freiliegenden, unverwitterten Sinterschicht stammt, die man als "jung" ansehen könnte. Bei der visuellen Abschätzung des Alters von Höhlensinter aufgrund des Verwitterungsgrades ist also Vorsicht geboten.

5.) Spezielle Ergebnisse aus der Maximiliansgrotte

Eine andere Probenserie stammt aus der Maximiliansgrotte bei Krottensee (Tabelle 3), fränkischer Jura. Die ^{14}C-Datierung weist die Proben als nacheiszeitlich aus. Wie zu vermuten war, repräsentiert nicht jeder Stalagmit die volle Aktivitätsperiode. Deren vollen Umfang lässt sich aber aus den Daten mehrerer Proben - besonders von hohen, regelmässig geformten Kerzenzapfen - ermitteln.

6.) Die Zuverlässigkeit der ^{14}C-Daten

Die bisherigen ^{14}C-Altersbestimmungen, insbesondere spezielle Vergleichsmessungen, lassen eine Überprüfung der Zuverlässigkeit der Ergebnisse zu. Die jetzt eindeutig erwiesene Zuordnung des Sinterwachstums zu warm-feuchten Klimaperioden beweist, dass die vielfach vermuteten Fehlereinflüsse nicht so gross sind, um die Anwendbarkeit der ^{14}C-Methode zu beeinträchtigen. Selbst die Unkenntnis der genauen ^{14}C-Konzentration von rezentem Sinter führt nur zu einer geringfügigen Unschärfe bei der Angleichung der ^{14}C-Sinterskala an den absoluten Zeitmasstab. Die vorliegenden Daten wurden unter der Annahme berechnet, dass rezenter Sinter 85 % des ^{14}C-Gehalts von organischer Substanz aus dem Jahr 1950 enthält.

Tab. 1: Wachstumsgeschwindigkeit und Aktivitätszeiten

Probe		Wachstumsgeschwindigkeit (cm/100 Jahre)	Aktivitätsdauer (^{14}C-Modelljahre)	Aktivitätsintervalle (^{14}C-Jahre vor 1950)
Maximiliansgrotte	1	0,92	3 500	5 400 bis 8 900
"	2	0,07 und 0,28	7 200	0 " 7 160
"	4	0,21	5 900	1 510 " 7 430
"	5	0,36	6 800	950 " 7 800
Höhle ohne Namen	6	0,70	1 100	5 750 " 6 850
"	8	3,72	1 100	7 050 " 8 100
"	9	0,32	10 800	25 000 " 35 800
Mieru			10 600	2 650 " 13 275
Postojna	1	0,86	5 200	2 190 " 7 370
Montmilch		0,37	3 700	1 930 " 5 670
Hermannshöhle	2		1 100	7 100 " 8 230
Koller	4		600	5 700 " 6 350

Tab. 2: Einige ^{14}C-Daten von Kalksinter

Probe	^{14}C-Modellalter ^{14}C-Jahre vor 1950
Kollerhöhle 1	37 380 ± 2 640
" 2	- 40 500 ± 4 000
Maximiliansgrotte 4 - Sockel	7 430 ± 270
- Kuppe	1 510 ± 70
Maximiliansgrotte 5 - Sockel	7 790 ± 90
- Kuppe	950 ± 80

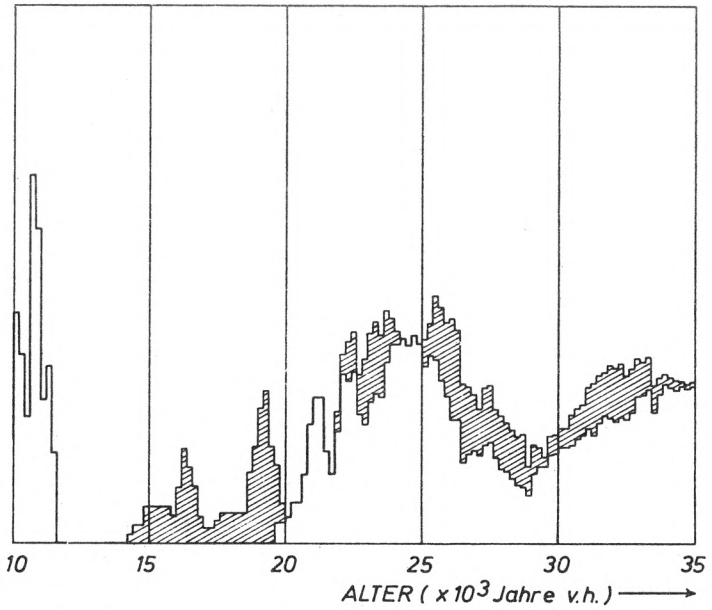
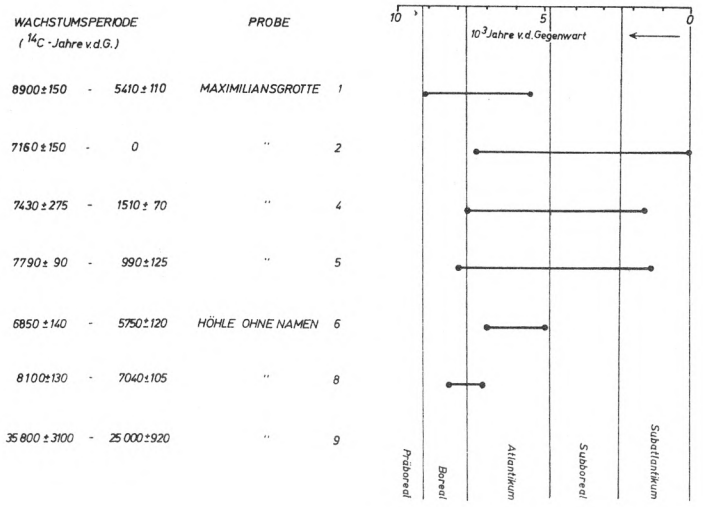


Abb. 1: Histogramm von ^{14}C-Kalksinterdaten aus Mittel- und Südeuropa (schraffierter Teil entspricht Südeuropa)



Tab. 3: Tabellarische und graphische Darstellung der ^{14}C-Daten von Kalksinter aus fränkischen Höhlen

Der Einwand, die Radiokohlenstoff-Alter würden durch in die Atalagmiten einsickernde oder eindiffundierende jüngere Lösungen verfälscht, wurde durch gezielte Untersuchungen entkräftet. Die obere Hälfte eines 1963 abgebrochenevorgefundenen und seither in beheizten Räumen aufbewahrten Stalagmiten ergab ein ^{14}C-Alter (Probe Kollerhöhle 1), das mit jenem der unteren Hälfte, die 1966 von einer anstehenden Sinterdecke gemeisselt wurde (Probe Kollerhöhle 2), hinreichend gut übereinstimmt (Tabelle 2).

Ebenso verhält es sich mit den ^{14}C-Daten zweier Stalagmiten, die nebeneinander am Rand eines Sinterbecken in einem heute noch oft von Überschwemmungen betroffenen Raum angetroffen wurden (Maximiliansgrotte 4 und 5). Ihre Ergebnisse (Tabelle 3) schliessen die Einwirkung jüngerer, aktiver Lösungen insbesondere auf die Sockelteile aus.

Die vorgelegten Ergebnisse beweisen,die Anwendbarkeit der Radiokohlenstoff-Methode auf Höhlensinter, wenn eine kritische Beurteilung der Ergebnisse vorgenommen wird, wie es bei jedem radiometrischen Verfahren notwendig ist. Durch die ^{14}C-Method wird die Möglichkeit erschlossen, die besonderen stratigraphischen Gegebenheiten der Bodensinterschichten der Chronolgie der ausklingenden Eiszeit und der Nacheiszeit anzugleichen.

Für Unterstützung der Arbeit ist der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu danken. Weiter danken wir den Herren Heinz Ilming, Dieter Preu und Dr. Hubert Trimmel, die sich an der Probenentnahme beteiligten.

Literatur:

Franke, H.W., Münnich, K.O., Vogel, J.C. Neue Ergebnisse der Radiokarbonbestimmungen an Höhlensinter; III. Int. Kongr.f.Speläologie, Bd.IV, Wien (1965): 69-72

Franke, H.W. Das Wachstum der Tropfsteine; Actes du IV^{e} Congr.Intern. de Spéléologie en Yougoslavie, Vol. III, Ljubljana (1968) : 97-103

Franke, H.W. Formprinzipien des Tropfsteins; III. Intern.Kongr.f.Speläologie Akten, Wien (1963):63

Trimmel, H. Beobachtung über die Ausbildung von Sintergenerationen in österreichischen Höhlen; Höhle 4 (1953):62-64

Bögli, A. Das Verhalten von Karbonaten in der Natur; Höhle 5 (1954) : 36-44

Seitz, H. J. Die Süsswasserkalkprofile zu Wittislingen und die Frage des nacheiszeitlichen Klimaablaufs; 4. Ber. d. Naturforsch. Ges., Augsburg 1951

Jäger, K.-D. Mitteleuropäische Klimaschwankungen seit dem Neolithikum und ihre siedlungsgeschichtlichen Auswirkungen; Ref.Intern. Prähist.Kongr., Prag 1966

Franke, H.W., Geyh, M.A. Grundriss einer Chronologie der Kalksinterablagerungen in Höhlen; i.E.

Fink, M. H. Beobachtungen in der Grossen Kollerhöhle; Höhlenkundliche Mitteilungen, 15. Jg., H.9, Wien 1959. S. 91

Trimmel, H. Über einige Aufgaben und Probleme der Karst- und Höhlenforschung im Lande Salzburg; Mitt. d. Österreich. Geograph. Gesellsch., Bd. 109, H. I-III (1967)

Franke, H.W., Geyh, M.A., Trimmel, H. Ergebnisse einer Radiokohlenstoffdatierung von Sintergenerationen der Grossen Kollerhöhle bei Einzendorf (N.-Ö.); i.E.

Diskussion:

HOMANN (Darmstadt): Als Ergänzung wird darauf hingewiesen, dass für eine schliffoptische Auszählung der Jahresringe nur sehr regelmässig gewachsene Stalagmiten brauchbar sind. Wandsinter und Stalaktiten sind von vornherein unbrauchbar, da hier ein kontinuierliches Jahresring-Wachstum nicht stattfindet. Weiterhin ist Voraussetzung, dass die primäre Anordnung der Jahresringe nicht durch Diagenese (Rekritallisation) überprägt worden ist.

FRANKE: Es wurde nachgewiesen, dass die Stalagmiten einen viel besser durchschaubaren Schichtenaufbau haben als die Stalaktiten - Kerzenzapfen bestehen aus Folgen von übereinandersitzenden haubenförmigen Abschnitten; infolgedessen ist der Fuss des Stalagmiten der älteste, die Kuppe der jüngste Teil. Zur Datierung verwenden wir deshalb ungefähr zwei Zentimeter dicke Scheiben, die senkrecht zur Achse geschnitten werden. Um jüngere, aus dem Überlauf der Lösungen stammende Schichten auszuschliessen, wird der Randabschnitt der Scheibe abgeschält. Aus diesem Grund eignen sich möglichst hohe, gleichmässig gewachsene Stalagmiten am besten zur Datierung. Selbstverständlich lassen sich auch Sinterdecken datieren; besonders interssant ist der Fall von Sinterdeckenfolgen mit Holzkohleeinschlüssen oder -zwischenlagen, die Gelegenheit zur Eichung der ^{14}C-Alterskurve geben.

EHRENBERG (Wien): Bei der Bedeutung der Datierungsmöglichkeiten in Höhlen sei angeregt, Untersuchungen an Materialien solcher französischer Höhlen vorzunehmen, wo - getrennt durch verschiedene Sedimentbildungen - bis zu sieben Sinterdecken übereinander lagern.

FRANKE: Wir danken für den wertvollen Hinweis, dem wir nach Möglichkeit nachgehen wollen.

GRESSEL (Klagenfurt): Die Worte von Droppa "So ist das Wachstum der Tropfsteine in allen Höhlen verschieden" möchte ich in Zusammenhang mit allen letztgehaltenen Referaten noch besonders betonen. Jede Höhle ist auf Grund ihrer geologischen, hydrologischen und meteorologischen Bedingungen und der sich daraus ergebenden äusserst komplexen Entwicklungserscheinungen ein Individuum für sich. Es ist daher gerade bei der Altersbestimmung von Tropfsteinen, die ja nirgends ein gleichmässiges Wachstum aufweisen können, grösste Vorsicht vor einer Generalisierung und Theoretisierung oder Schematisierung geboten. Man kann auf viele Jahrtausende zurück auch niemals nur annähernd Wachstums- oder Degenerationsperioden festlegen, nicht in einem und noch weniger in verschiedenen Gebieten, da wir über die hydrologischen und meteorologischen Bedingungen auch nur theoretisch und viel zu ungenau aus der Vergangenheit informiert sind. Theoretische Schlussfolgerungen mit nur ungenauen Prämissen können daher zu sehr irreführenden Ergebnissen führen. Gerade vergleichende Untersuchungen aus der jüngsten Zeit zwischen Sinterwachstum in Höhlen und Bergwerken brachten die Erkenntnis, wie sehr komplex diese Probleme sind, wie stark unterschiedlich von einem Gebiet zum anderen die Wachstums- und Entwicklungsbedingungen auftreten und auf welche Irrwege man durch Theoretisierung gelangen kann. Gerade in der Nautrwissenschaft soll die Praxis an erster Stelle stehen!

FRANKE: Ich stimme zu, dass das Wachstum von Tropfsteinen ein komplexer Vorgang ist, bin aber doch der Meinung, dass es sinnvoll ist, auch bei Vorgängen in der freien Natur nach allgemeingültigen Prinzipien zu suchen. Dr. Gressel hat ja auf seinem Gebiet selbst den besten Beweis dafür erbracht, indem er auf Bestimmungsgrössen hinwies, von der die Höhlenbewetterung bevorzugt beeinflusst ist. Ähnlich ist es beim Tropfsteinwachstum: Nur in speziellen Fällen ist es möglich, aus ihren Formen auf die Bildungsbedingungen rückzuschliessen. Das soll uns aber nicht daran hindern, solche seltenen Fälle aufzusuchen und auszuwerten. In mehreren Arbeiten wurde darauf hingewiesen, dass die sogenannten Kerzenstalagmiten eine besonders günstige Situation aufweisen. Hier erweist sich beispielsweise, dass die Dicke vor allem von der Wasserzufuhr und die Höhe von der Wachstumsgeschwindigkeit abhängig ist. An diesem Beispiel zeigt sich sehr gut, dass die Erscheinung des Wachstums durch einzelne speziellere Parameter erfassbar ist - z.B. radiales und vertikales Wachstum, Wachstumsgeschwindigkeit, Aktivitätsphasen - ganz abgesehen von chemischen Parametern wie den chemischen Bestandteilen des abgesetzten Materials. Die Konsequenz ist, dass man eben nicht den komplexeren Begriff Wachstum verwendet, sondern die für dieses charakteristischen Grössen. (Genauso sinnlos wäre es, vor der theoretischen Durchdringung der Höhlenbewetterung unter dem Hinweis auf deren Komplexität zu warnen - auch hier ist eine Spezifizierung und Präzisierung durch Windgeschwindigkeiten, Druckgradienten usw. nötig.) Im übrigen möchte ich bemerken, dass gerade die ^{14}C-Methode eine Prüfung theoretischer Vorstellungen zulässt, und sie hat bisher unsere theoretischen Anschauungen bestens bestätigt.

ПЕЩЕРы ГИПСОВОГО КАРСТА

Г.А.Максимович

Институт карстоведения и спелеологии.Перм,СССР

До недавнего времени пещеры в гипсе не привлекали должного внимания.Между тем среди двадцати длиннейших карстовых пещер в Мире - три в гипсе.Опубликованный ранее список гипсовых пещер /4/ устарел.Публикуемая работа написана по более новым данным.

Пещеры в гипсах известны в СССР в неогеновых,меловых,юрских,пермских и кембрийских отложениях /2-6/.В зарубежной Европе:в неогеновых гипсах Италии /15,23/ ,Сицилии /21/,Польши /16,20/;триасовых - Пьемонта /12/,Словацких Рудных гор /30/,Швейцарии /26/,франконской Юры /13,14/;пермских - Гарца /8-10/,Зегеберга /18/.

В США преобладают пещеры в пермских гипсах /11,22/.Меньше их - в силурийских /28/ и неогеновых /25/.Есть пещеры и в гипсах Ирана/ 29/.

Стратиграфическое распределение пещер и их протяженность приведены в таблице 1.Более двухсот пещер в гипсах имеют общую длину свыше 120 км,из них 89,9 км в неогеновых отложениях и 22,2 км - пермских.Остальные приурочены к меловым,юрским,триасовым и кембрийским гипсам /19/.

ДЛИННЕЙШИЕ ПЕЩЕРы В ГИПСАХ

Укажем известные автору пещеры в гипсах,которые имеют длину 100 м и более.

Длиннейшие пещеры в гипсах	Длина,м
1.Озерная,Подолье,СССР,N_1	26360
2.Кристальная Кривченская,Подолье,СССР,N_1	18780
3.Оптимистическая,Подолье,СССР,N_1	15678[1]
4.Млынки или Энтузиастов,Подолье,СССР,N_1	14200
5.Вертеба,Подолье,СССР,N_1	7820
6.Кунгурская ледяная,Пермская обл.,СССР,P_1	5600
7.Карлюкская,Средняя Азия,СССР,J_3	3200
8.Паркс Ренч,Нью-Мексико,США,P	2652
9.Стикс Ривер,Техас,США,P	2133
10. Угринская,Подолье,СССР,N_1	2120
11.Ветровая,Подолье, СССР,N_1	1700
12.Хаймкеле,Ю.Гарц,ГДР, P	1700
13.Балаганская,Сибирь, СССР,Cm	1200
14.Юбилейная,Подолье, СССР,N_1	1120
15.Кулогорская,Архангельская обл., СССР,P	1028
16.Худуганская,Сибирь, СССР,Cm	1000
17.Гипсовая,Зегеберг,Шлезвиг-Голъштейн,ФРГ, P	1000
18.Зуятская,Пермская обл., СССР,P_1	900
19.Алебастровая,Оклахома,США, P	800
20.Тана-ди-Ре-Тиберия,Равенна,Италия, N_1	638
21.Куэшта,Башкирия,СССР,P_1	571
22.Кичменская,Пермская обл. СССР,P_1	460
23.Обвалъная,Техас,США, P	441

[1]По последним данным,длина ее превышает 30 км.

24.Уинская,Пермская обл.,СССР,P_1		400
25.Мечкинская,Пермская обл.,СССР,P_1		350
26.Большая Баскунчакская,СССР,P_1		350
27.Терменевская,Башкирия,СССР,P_1		300
28.Закуръинская,Пермская обл.,СССР,P_1		300
29.Октябъская 2,Пермская обл.,СССР,P_1		290
30.Скорочицкая,Польша,N_1		280
31.Кизинчинская Сквозная,С.Кавказ,СССР,J		250
32.Сюкеевская Девичъя,Татария,СССР,P		250
33.Дуча,Подолье,СССР,N_1		240
34.Курманаевская 1,Башкирия,СССР,P_1		240
35.Бахарденская,Туркмения,СССР,J		220
36.Сан Леонард,Вале,Швейцария,T		200
37.Шахта А,Пьемонт,Италия,T	глубина	200
38.Борнуковская /старая/,Горъковск.обл.,СССР,P		200
39.Гретла,Словацкие Рудные горы,Чехословакия,T		200
40.Борнуковская /новая/,Горъковск.обл.,СССР,P		200
41.Дмитриевская,С.Кавказ,СССР,J		200
42.Карламанская,Башкирия,СССР,P_1		198
43.Пономаревская,Пермская обл.,СССР,P_1		185
44.Крясъ-Тишик,Башкирия,СССР,P_1		172
45.Сталагмитовая,Подолье,СССР,N_1		170
46.Октябръская 1,Пермская обл.,СССР,P_1		170
47.Борнуковская /сухая/,Горъковск.обл.,СССР,P		165
48.Малая Кристалъная,Подолье,СССР,N_1		160
49.Водяная,Башкирия,СССР,P_1		152
50.Б.Опокинская,Пермская обл.,СССР,P_1		150
51.Ледяная,С.Кавказ,СССР,J		150
52.Нижнемихайловская,Пермская обл.,СССР,P_1		140
53.Средняя Кривченская,Подолье,СССР,N_1		135
54.Охлебининская,Башкирия,СССР,P_1		132
55.Благовещенская,Башкирия,СССР,P_1		130
56.На Хомах,Подолье,СССР,N_1		126
57.Новая Икская,Башкирия,СССР,P_1		120
58.Котирбулак,Средняя Азия,СССР,J_3		116
59.Сюкеевская Сухая,Татария,СССР,P_1		100
60.Козловая,С.Кавказ,СССР,J		100
61.Голубиная,С.Кавказ,СССР,J		100
62.Камбуала,Вале,Швейцария,T		100
63.Ръер а Ръер,Вале,Швейцария,T		100

Приведенный список не претендует на полноту,особенно в отношении зарубежных стран,и включает в основном пещеры СССР.Значителъные пещеры имеются еще в ГДР,США и некоторых других странах.В список включены как существующие пещеры,так и исчезнувшие.В СССР среди последних можно указатъ затопленные водохранилищем Сюкеевские пещеры на Волге,взорванную при разработке гипса историческую /старую/ Борнуковскую пещеру,заваленные при разработке входы в пещеры Куэшта и Крясъ-Тишик на р.Ик.Из зарубежных это легендарная гипсовая пещера Гретла в Чехословакии,частично уничтоженная обвалом и затопленная,и пещера Комбуала в Швейцарии,которая в 1963 г.закрыта после обвала.Всего семъ пещер

из 63-х.Ввиду немногочисленности пещер в гипсах длиною более 100 м автор счел необходимым сохранить их и привести в списке.

По геологическому возрасту карстующихся гипсов приведенные длиннейшие пещеры распределяются следующим образом табл .

/Таблица 2/

Стратиграфическое распределение длиннейших пещер

Геологический возраст карстующихся гипсов	Количество пещер	Их общая длина,м
Неоген N	15	89527
Юра J	8	4336
Триас T	5	800
Пермъ P	33	21979
Кембрий Cm	2	2200
	63	118842

По количеству преобладаютпещеры в пермских отложениях.На втором месте находятся приуроченные к неогеновым гипсам.Далее следуют пещеры в юрских,триасовых и кембрийских гипсах.По протяженности первое место принадлежит пещерам в неогеновых,а второе - пермских гипсах.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕЩЕР В ГИПСАХ

Пещеры в гипсах и ангидритах отличаются наличием органных труб,подземных карров,кристаллов гипса и обычно отсутствием гипсовых сталактитов и сталагмитов,подземными потоками,озерами.

Органные трубы,или слепые колодцы,представляют собой одну из особенностей пещер в гипсах. Это вертикалъные трубы в зоне вертикалъной нисходящей циркуляции,выработанные водой и выходящие в потолке гротов или проходов.Вверху они обычно заканчиваются слепо.Это связано с тем,что цилиндрические поноры на дне карстовых воронок,как правило,заилены.В сложных многоэтажных пещерах органные трубы доходят иногда не до карстовых воронок на поверхности,а до верхних этажей в зоне обрушения или прослоев известняков и доломитов.Подобное явление наблюдается в Кунгурской пещере,Поэтому обычно через органные трубы в пещеру не проникает дневной свет.Исключением была пещера под деревней Курманаевой в Башкирии.

Весъма разнообразны подземные карры.В Кунгурской пещере они особенно ярко выражены /7/.

Одна из особенностей гипсовых пещер - образование кристаллов гипса на полу.В Кунгурской пещере они были обнаружены в виде порошковатого гипса на поверхности лъда.Эти кристаллы гипса размером 2-3мм образовалисъ при сублимации покровного лъда на полу пещеры,который,по данным анализов содержит до 1,27 г/л сулъфата калъция.Е.П.Дорофеев /1/ описал в Кунгурской ледяной пещере иголъчатые,таблитчатые, шестоватые и двойные кристаллы гипса.Кристаллы в некоторых местах образуют россыпи.Насыщенная водой сметанообразная масса встречается на полу ряда гротов.Отделъные таблитчатые кристалы имеют длину до 30 см.Значителъные кристаллы гипса указываются для пещер Западной Подолии.В селенитовой пещере Наика в Мексике наблюдаются кристаллы гипса,достигающие 3-4 м длины /5,17/.

Гипс почти не дает сталактитов и сталагмитов,что связано,по-видимому,с его значителъной растворимостъю.Уникалъными и своеобразными гипсовыми сталактитами и сталагмитами обладает Карлюкская пещера.Они здесъ полые внутри и представляют трубчатые образования с наружным диаметром нередко более 1 м и толщиной стенок до 10 см.Они "при освещении внутри создают фантастическую обстановку".

В пещерах в гипсе наблюдаются водные потоки.Неболъшие ручъи имеются в Пермско-Сергинской, Мечкинской,Пономаревской,Ключиковской и других пещерах Пермской области;Кизинчинских,Ледяной, Дмитриевской и Козловой на Северном Кавказе;Скорочицкой в Полъше и некоторых других.Часто после дождей в пещерах протекают временные потоки.

Неболъшие подземные озера известны в Кунгурской ледяной и других пещерах Пермской области, Башкирии,Гарца,Полъши и других.

Кальцитовые пленки установлены в Кунгурской ледяной пещере в гротах Длинном, Великан, Грязном, где они образуют сплошную корочку. Они обнаружены и в гипсовых пещерах Южного Гарца. На Большом озере Кунгурской пещеры и других крупных озерах пленка плавает в виде отдельных пятен /1,3,9/.

В результате обрушения сводов пещер образуются естественные мосты /5/, которые для легко растворимых в воде гипсов обычно недолговечны и потому довольно редки. Карстовые мосты имеются в Пермской области, Башкирии, на Северном Кавказе, США /штаты Канзас, Оклахома/.

Теория образования пещер в гипсах слабо разработана /24/. Возникновение, развитие и уничтожение их происходит в несколько стадий. Обобщенная схема эволюции приведена в таблице 3. Натечные образования в виде слабо развитых сталактитов из кальцита и кристаллы на полу пещер в этой схеме не указываются.

Выводы

Гипсовые пещеры не так уж малы. Необходимо пополнение приведенных данных сведений о пещерах США, Западной Европы. Комисси по длиннейшим и глубочайшим пещерам Мира Интернационального Спелеологического Союза необходимо поставить учет гипсовых пещер.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕЩЕР В ГИПСАХ ТАБЛИЦА 1

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ	СССР		ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА		США		ВСЕГО	
	КОЛИЦЕСТВО ПЕЩЕР	ОБЩАЯ ДЛИНА м	КОЛИЧЕСТВО ПЕЩЕР	ОБЩАЯ ДЛИНА м	КОЛИЧЕСТВО пещер	ОБЩАЯ ДЛИНА м	КОЛИЧЕСТВО ПЕЩЕР	ОБЩАЯ ДЛИНА м
Неоген	17 +	88772	> 15	1107	1 (>3)	61	>33(>35)	89940
Мел	1	27	-	-	-	-	1	27
Юра	17(18)++	4772	-	-	-	-	17(18)	4772
Триас	-	-	>16	1175	-	-	>16	1175
Пермь	145	15047	1 (>5)	1090	5 (19)	6056	151(169)	22193
Силур	-	-	-	-	имеются	-	имеются	-
Кембрий	2	2200	-	-	-	-	2	2200
Всего	182(183)	110818	>32 (>36)	3372	6 (>22)	6117	220(241)	120307

+) В.Н.Дублянский и В.В.Илюхин /3/ указывают для тортонских гипсов Западной Подолии 26 пещер общей длиной 61 км 140 м.

++) Количество пещер для которых известна длина. В скобках общее количество известных пещер.

СХЕМА РАЗВИТИЯ ГОРИЦОНТАЛЬНЫХ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР В ГИПСАХ ПО Г.А.Максимовичу, 1967

Таблица 3

Морфологл-гидрогеологические стадии развития пещер	морфологическое выражение стадий	Подземные воды, характеризующие стадию	Напор вод	Стадия по Девису	Характер пещерной аккумуляции	процессы, характерные для стадии			Преобладающие процессы в пещерах
						Коррозия	Эрозия	Гравитационные	
I. Трещинная	Трещины, расширяемые коррозией и эрозией	Трещинные расширенных трещин	+	фреатическая		+	+		Образование скульптурных /коррозионных и эрозионных/ форм
II. Щелевая	Щели шириной 2 - 50 см	Щелевые	+			+	+		
III. Каналовая	Каналы округлойп эллиптической и других форм	Каналовые	+			+	+		
IУ. Коридорно-воклюзовая /вскрытие канала денудацией, начало собственно пещеры/	Коридор, где в местах пересечения трещин начинается обрушение свода	Коридорные, занимающие все поперечное сечение	+			+	+	+	Оформление в рост пещеры, подземная аккумуляция
У. Коридорно-речная	Коридор, расширяемый потоком и обвалами	Пещерных потоков, периодически заполняющих все сечение	−	Вадозная	Речные отложения	+	+	+	
УI. Коридорно-озерная	Коридор, в местах расширения которого начинают развиваться гроты	Проточные, подземно-проточные озера, кольматационные озера	−		Озерные отложения	+	+	+	
УII. Коридорно-гротовая осыпная	Чередование гротов и коридоров /проходов/, осыпи	Капеж воды с потолка		Сухая	Осыпи	+	−	+	
УIII. Коридорно-гротовая, обвально-цементационная	Рост гротов за счет сбвалов	Конденсационные воды			Обвальные отложения	+	−	×	
IX. Пещерно-провальная	Пекера, вскрытая провалами							×	Вскрытие пещеры обрушением свода
X. Карстовый мост	Карстовые мосты или мост-реликт свода пещер							×	
XI. Карстовая арка	карстовая арка -- - узкий мост							×	
XII. Карстовая долина	Карстовая долина, с нависающими вверху стенками								

ЛИТЕРАТУРА

1.Дорофеев Е.П.Кальцитовые пленки и кристаллы гипса в Кунгурской пещере.Пещеры,вып.6 7 ,Пермь,1966.

2.Дублянский В.Н.,Илюхин В.В. Спелеологические иссдования глубинного карста СССР.Пещеры,вып.6/7/, Пермь,1966

3.Максимович Г.А. Кальцитовая пленка озерных ванночек пещер.Зап.Всес.минер.о-ва,ч.84,№ 1,1955

4.Максимович Г.А. Карст гипсов и ангидритов земного шара.Общие вопросы карстоведения.М.,1962.

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

6.Максимович Г.А. Стратиграфическое распределение длиннейших пещер СССР.Пещеры,вып.5 6 ,Пермь,1965.

7.Тихомиров Н.К. Значение карста в гидрогеологии.Труды Всес.гидрогеол.съезда,сб.7,1934.

8.Berg A. Höhlen und andere Karsterscheinungen in unseren Gipsbergen.Heimatkalender für Kyffhäuser und Heinleite,1,1921;Führer durch die Barbarossahöhle im Kyffhäuser,Frankenh.,1924.

9.Biese W. Über das Auftreten eines Kalkcarbonates in den Südharzer Gipshöhlen.Jahrbuch der Preuss. L.Anst.Bd.51,Berlin,1930.

10.Biese W. Entstehung der Gipshöhlen am südlichen Hatzrand und am Kyffhäuser.Abh.Preuss.geol.L. Anst.,H.137,Berlin,1931.

11.Bretz J.H. A solution Cave in Gypsum.J.Geol.N 3,1952.

12.Capello C.F. Il fenomeno carsico in Piemonte.Bologna,1955.

13.Cramer H. Die "Höllern" seine Gipshöhle im Fränkischen Gau.Fränkische Alb.Nürnberg,1931.

14.Cramer H.,Heller F. Das Karstphänfmen im Grundgips des Fränkischen Keupers.Mitt.Höhl.-u.Karst-forsch.,1933/1934.

15.Elmi R.,Donini L. Fenomeni carsici nei gessi bolognesi.Universo N 2,1963.

16.Flis J. Kras gipsowy Niecki Nidzianskiej.Warszawa,1954.

17.Foshag W.F.The Selenite Caves of Naica,Mexico.Amer.Äineralogist,Vol.12,1927.

18.Gripp K. Über den Gipsberg in Segeberg und die in ihm vorhandene Höhle.Jb.Hamburg.wissensch.Anst., 30,1912.

19Kosack H.P. Die Verbreitung der Karst- und Pseudokarsterscheinungen über die Erde.Peterm.Geogr. Mitt.,H.1,1952.

20.Kowalski K. Jaskinie Polski,III,Warszawa,1954.

21.Marinelli O. Per lostudio delle grotto e dei fenomeni carsici della Sicilia.VII Congr.Geogr. Ital.,Palermo,1910

22.Notes and News.NSS News,Vol.26,N2,1968

23.Dell' Oca S. Una grotta sta per morire?La "Tana di Re Tiberio" in Provincia di Ravenna.Rass. speleol.italiana,N4,1962.

24.Reinboth F. Beiträge zur Theorie der Gipshöhlenbildung.Die Höhle,H.3,Wien,1968

25.Stock Ch. Problems of antiquity presented in Gypsum Cave,Nevada.Sci.Monthly,Vol.32,1931.

26.Strinati P. Faune cavernicole de la Suisse.Ann.Spéléol.T.21,N1,1966

27.Turnovec I. Sadrovcovy cras na dole Gretla ve Soišsko-Gemerskem Rudohori.Geogr.cas.,Bratislava,1965.

28.Veber J.L.,Stansbery D.H. Caves in the lake Erie islands.Ohio J.Sui.,Vol.53,N6,1953.

29.Weir G.D. An Iranian Gypsum Cave.NSS News,Vol.18,N 11,1960

Institute f. Karstologie und

Speläologie,Perm,UdSSR

Die obere Hans-Meyer-Höhle und Übersicht über weitere Lavahöhlen am Kilimanjaro

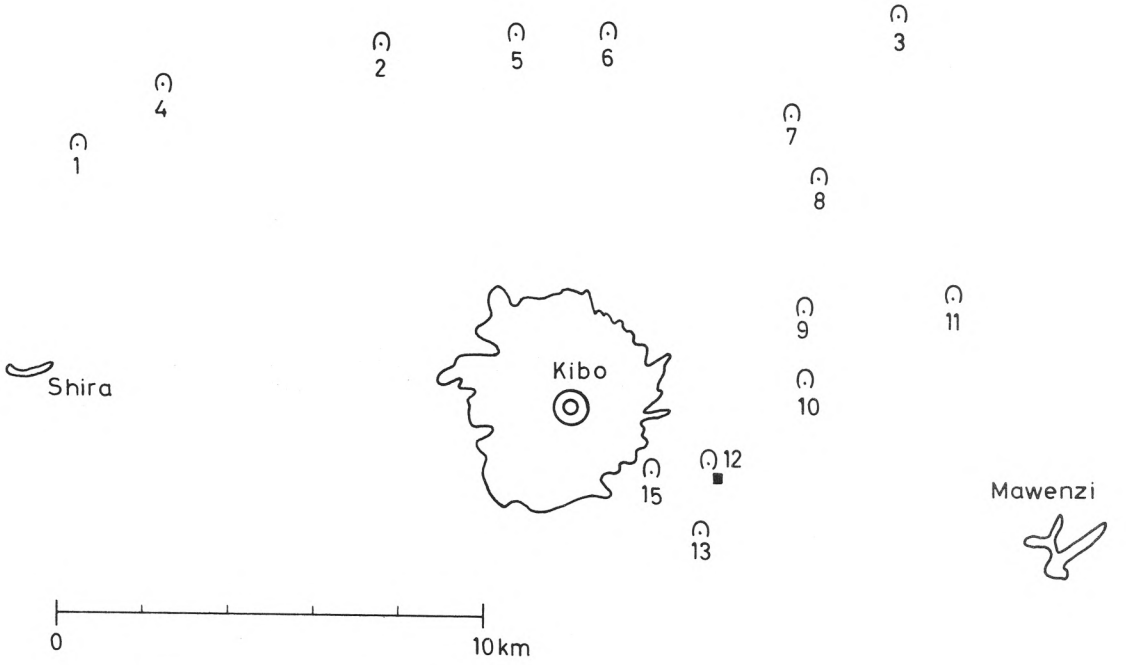
Reno Bernasconi (Bern /Schweiz)

Résumé: Sur la grotte de Hans Meyer supérieure et sur d'autres grottes volcaniques du Kilimanjaro.

On décrit la grotte de Hans Meyer sup.creusée dans une coulée de téphritebasanite à néphéline à une hauteur de 5250 m sur le versant ouest du Kibo. On donne un aperçu sur 16 autres grottes volcaniques du massif du Kilimanjaro.

Summary: The upper Hans Meyer cave and other volcanic caves of the Kilimanjaro.

The upper H.Meyer cave is described. It opens in a nepheline tephrite-basanite wall at the height of 5250 m on the west slope of Kibo. A rapid view is also given of 16 other volcanic caves of Kilimanjaro mountain.



Lavahöhlen am Kilimanjaro

Der Kilimanjaro ist ein vulkanisches Gebirge, das sich in Nord-Tanzania 3^{0} südlich des Äquators und 37^{0} östlich von Greenwich erhebt. Er weist 3 Gipfel auf: der Kibo mit 5894 m, der Mawenzi mit 5270 m und der Shira mit 4300 m.

Wie in anderen vulkanischen Gebirgen öffnen sich auch in der Lava des Kilimanjaros mehrere Höhlen. Sie sind entweder durch Gasausströmungen oder durch Erosion einer weichen Lavaschicht oder auch durch Zusammenbruch grosser Felsblöcke entstanden. Der grösste Teil dieser Höhlen wurde durch H.Meyer und L.Purtscheller, den Erstbesteigern des Kibo 1889 und 1898 entdeckt (MEYER 1890; MEYER 1900).

Es handelt sich durchwegs um Höhlen von bescheidenem Ausmass. Die höchst gelegene, sogenannte obere H.Meyer-Höhle wurde 1930 durch Geilinger in einer Höhe von 5300 m entdeckt (GEILINGER 1930). Anlässlich einer Kibo-Besteigung im Juli 1968 konnte ich diese Höhle untersuchen und vermessen. Es handelt sich um eine 9 m lange, 2,5 m breite und 1,70 m hohe, in Richtung 5^{0} NNO verlaufende Höhle, die sich in der Front eines Lavastromes öffnet. Die Lava

besteht aus einem grobporigen, gräulichen mittelsauren Gestein mit 53,32 % SiO_2 und 6,61 % Fe_2O_3 in welchem hemikristalline Nephelin-Einschlüsse eingebettet sind; sie ist in die Gruppe der Nephelin-Tephrite/Basanite einzuordnen (BERNASCONI 1968). Die Höhle wurde azoisch angetroffen. Mit ihrer Höhe von 5250 m rückt sie an die zweite Stelle in der Liste der höchst gelegenen Höhlen der Welt (UIS 1967).

Ihr Entdecker gab ihr keinen Namen; erst viel später tauchte der Name H. Meyer-Höhle auf und bürgerte sich in der Literatur ein. Diese Bezeichnung beruht allerdings auf einer Verwechslung mit der ursprünglichen H. Meyer-Höhle, die der Erstbesteiger des Kibo 1889 auf 4090 m Höhe entdeckte. Bereits 1927 (MACDONALD 1928) und besonders anch dem Bau der Kibo-Hütte auf 4700 m Höhe war der Standort der H- Meyer-Höhle in Vergessenheit geraten. Der Name aber trug sich offenbar auf die direkt an der normalen Aufstiegsroute gelegenen Höhle auf 5250 m über. Später wurde diese Höhle mit der ursprünglichen H. Meyer-Höhle verwechselt (BUSK 1955; LOERTSCHER 1960), obwohl Höhenlage und Morpholgie nicht übereinstimmen. Ich schlug deshalb vor, die beiden Höhlen als "obere" bzw. "untere" H. Meyer-Höhle zu bezeichnen (BERNASCONI 1968).

Das Studium der einschlägigen Literatur zeigt, daß am Kilimanjaro mindestens 17 Höhlen bekannt sind. Es sind alles Kleinhöhlen oder Nischen, die sich zum großen Teil in der Zone zwischen 2800 und 4000 m öffnen. Neben den Beschreibungen stehen zwei Karten 1:100000 des Kilimanjaro zur Verfügung, auf welchen auch Höhlen eingezeichnet sind. Auf der alten Karte von H. Meyer (MEYER 1900) sind 13, auf der neuen TANZANIA-KARTE 1965 6 Höhlen eingetragen. Die alte Karte weist, besonders am N-Hang, erhebliche Verzerrungen gegenüber der neuen, photogrammetrisch aufgenommenen Karte auf, so daß es nicht immer möglich ist, die von H. Meyer eingetragenen Höhlen mit jenen der neuen Karte zu identifizieren.

Am N-Hang öffnen sich die Galuma-, die Msairo-, die Nguaro, die Salpeter- und die Kikelewa-Höhlen sowie mehrere kleinere namenlosen Nischen. Am O- und S-Hang öffnen sich die obere und untere H. Meyer-Höhlen, die Mbassa-Höhle und zwei weitere kleine Höhlen. (vgl. Karte).

1) GALUMA-Höhle

Lit.: MEYER 1900
Beschreibung: 10 m breit, 3 m hoch und 5 m tief; diente während der H-Meyer-Expedition von 1898 als Unterkunft.

Höhe: 3643 m.

2) MSAIRO-Höhle

Lit.: MEYER 1900
Beschreibung: Lava-Nische, die von Eingeborenen als Unterkunft benützt wird.

Höhe: 3598 m.

3) NGUARO-Höhle

Lit.: VOLKENS 1897; MEYER 1900
Beschreibung: mannshohe, 4 m breite und 5 m tiefe Lavahöhle. Diente der Volkens- und Meyer-Expeditionen als Biwak.

Höhe: 2886 m.

Synonyma: die Nguaro-Höhle dürfte mit der Cave Pt 9670300/325000 auf ca. 2810 m (TANZANIA-KARTE 1965) identisch sein. Beide liegen in einer Schlucht, die auf beiden Karten als Kimengelia-Schlucht bezeichnet wird. Die Standorte sind um 2 km verschoben.

4) KLEINE Höhle 3720 m

Lit.: MEYER 1900

5) KLEINE Höhle 3356 m

Lit.: MEYER 1900

6) KLEINE Höhle 3198 m.

Lit.: MEYER 1900

7) Caves Pt 9668380/322800; ca. 3300 m

Lit.: TANZANIA KARTE 1965

8) CAVES Pt 9667050/323300; ca. 3480 m

Lit.: TANZANIA-KARTE 1965

9) SALPETER-Höhle

Lit.: MEYER 1900
Beschreibung: niedrige Nische, in der man nicht aufrechtstehen kann, 10 m breit und 5 m tief. An der Hinterwand Ausblühungen von Salpeter.

Höhe: 3674 m

Synonyma: die Salpeterhöhle und die Cave Pt 9664000/323000 auf ca. 3970 m Höhe (TANZANIA-KARTE 1965) sind vermutlich identisch. Die Standortverschiebung beträgt 2km, die Höhenverschiebung 300 m.

10) KLEINE Höhlen ca. 4300 m

Lit.: MEYER 1900

11) KIKELEWA Caves Pt 9664250/326600

Lit.: TANZANIA-KARTE 1965

Höhe: ca. 3600 m

12) UNTERE H. MEYER-Höhle

Lit.: MEYER 1890; BERNASCONI 1968
Beschreibung: durch Zusammenbruch größerer Felsblöcke gebildete Höhle mit eingem Eingang und einer tiefen, geräumigen Kammer. Sie diente H. Meyer und L. Purtscheller als Nachtlager vor der Kibo-Besteigung von der O-Seite am 19. Okt. 1889. Als H. Meyer sie erstmals betrat, fand er Spuren von Feuer und Knochen; anscheinend wurde die Höhle bereits von Masai-Jägern benützt.

Höhe: 4690 m

Synonyma: Biwakhöhle (MEYER 1890; MEYER 1900; UHLIG 1904)
Hans-Meyer-Höhle (MEYER 1923; v. SALIS 1926; WYSS-DUNAND 1937).

13) BIWAK-Höhle

Lit.: MEYER 1890
Beschreibung: hohe, weit offene Lavahöhle. Sie diente H. Meyer und L. Purtscheller als Nachtlager vor der Erstbesteigung des Kibo-Gipfels am 6. Okt. 1889.

Höhe: 4650 m

14) SHEILA-Höhle

Lit.: MACDONALD 1928
Es liegen keine genaueren Angaben vor; sie liegt jedenfalls in der Nähe der unteren H. Meyer-Höhle.

15) OBERE H. MEYER-Höhle

Lit.: GEILINGER 1930; BERNASCONI 1968.
Beschreibung: 9 m lange und 2,5 m breite, mannshohe, in Richtung 5° NNO verlaufende Lavahöhle.

Höhe: 5250 m

Synonyma: H. Meyer-Höhle (BUSK 1955; REINHARD 1958; LOERTSCHER 1960; ZUEST 1967; TANZANIA-KARTE 1965)
Die Angaben betr. Höhe liegen zwischen ca. 5000 und 5400 m.

16) LAVA-Höhle am KIFINIKA-Berg

Lit.: MEYER 1900

Höhe: 2950 m

17) MBASSA-Höhle

Lit.: MEYER 1890
Beschreibung: gegen Süden offene Nische. Diente als Nachtlager während der H. Meyer-Expedition von 1889.

Höhe: 3058 m.

Literatur:

BERNASCONI, R. (1968) La grotte volcanique de Hans Meyer supérieure au Kilimanjaro. Stalactite (SSS;Sion) (im Druck).

BUSK, D. K. (1955) Kilimanjaro. The alpine J. 60:96-104

GEILINGER, W. (1930) Der Kilima Njaro, sein Land und seine Menschen. H. Huber Verlag, Bern.

KILIMANJARO KARTE (TANZANIA) 1:100000 (1965) First Ed. Directorate of Oversea Surveys for the United Republic of Tanzania.

LOERTSCHER, F. (1960) Berg-Safari zum Kilimandscharo. Die Alpen (SAC)36:259-264

MACDONALD, S. (1928) Kilimanjaro in 1927. The alpine J.40:77-82

MEYER, H. (1890) Ostafrikanische Gletscherfahrten. Dunker & Humblot Verlag, Leipzig

MEYER, H. (1900) Der Kilimandjaro. D. Reimer Verlag, Berlin

MEYER, H. (1923 Hochtouren im tropischen Afrika. Brockhaus Verlag, Leipzig

REINHARD, P. (1958) Besteigung des Kilimanjaro, Die Alpen (SAC) 34:120-125

v.SALIS, C. (1926) Kilimanjaro. Die Alpen (SAC) 2:281-286

UHLIG, C. (1904) Vom Kilimandscharo zum Meru. Ztschr.d.Ges.f.Erdkunde:627-650.

UIS (Union internationale de spéléologie) (1967) Commission des grottes les plus longues et des gouffres les plus profonds du monde. Additifs et correctifs à la liste parue dans "Stalactite Sept. 1966". Stalactite (SSS;Sion)17:67

VOLKENS, G. (1887) Der Kilimanjaro D. Reimer Verlag, Berlin

WYSS-DUNAND (1927) Kilima-Ndjaro et Mawenzi. Die Alpen (SAC) 22:223-232

ZUEST, B. (1967) Kilimandscharo. Die Alpen (SAC)43:84-89

Sobre los tipos de cavernas volcánicas

JOAQUIN MONTORIOL-POUS (Barcelona/España)

Résumé

Considerant les mécanismes spéléogenetiques qui donnent lieu aux différents types de cavernes volcaniques, nous proposons la terminologie suivante:

Cavernes volcaniques
- epigénétiques
- singénétiques
  - pneumatogénétiques
  - reogénétiques

Les cavernes reogénétiques sont, non seulement les plus abondantes, mais aussi les plus developpées. La plus grande caverne volcanique connue jusqu'à présent (la Cueva de los Verdes, que nous avons exploré dans l'île de Lanzarote, 6 KM 100, 230 m) c'est du type reogénétique. Appartiennent au même type les plus grandes cavernes que nous avons etudié dans l'île de Fuerteventura et dans l'Islandie.

Como es sabido, España posee las mayores cavernas volcánicas del mundo (15) (21) (22) (23); alguna de las cuales no sólo aparece citada en obras de divulgación (1) (4), sino incluso en guías turísticas (20). La abundancia de tales cavidades en las islas Canarias y el tamaño verdaderamente extraordinario que llegan a alcanzar, llamó la atención de los geólogos españoles ya a principios del presente siglo (10). Modernamente han sido objeto de minuciosas investigaciones (2) (14) (17), habiendose descubierto en ellas un nuevo tipo de depósitos de yeso (16).

Aunque menos numerosas que las kársticas, tales cavidades son relativamente abundantes en el planeta, conociendose gran número de ellas en Europa (19)(24), Asia (5) (8), Africa (7) (13) y, particularmente, en América del Norte (6) (9) (11). En el trabajo "(9)" el lector encontrará abundante bibliografía sobre las cavernas volcánicas de América del Norte.

La mayoría de las cavidades descritas pertenecian al tipo denominado "tubos de lava" ("lava-tubes") pro los geólogos norteamericanos. No obstante, recientemente se han descrito cavernas volcánicas de considerables magnitudes cuya espeleogénesis es totalmente diferente (3) (18).

La primera sistemática de las cuevas de origen volcánico fue propuesta por Kyrle (12), que las dividió en:

1. "Blasenhöhlen" (=" cuevas de burbuja"), oquedades engendradas por la concentración de gases de emanación en un cierto punto de la masa magmática.
2. "Lavahöhlen" (="cuevas de lava"), cuevas engendradas pro la circulación de lava líquida pro debajo de una costra de lava ya endurecida.

Teniendo en cuenta los tres hechos siguientes:

1. La existencia de cavidades formades en el transcurso del proceso de consolidación de las lavas; y la existencia de cavidades formadas por erosión (química o mecánica) de los materiales volcánicos ya consolidados.
2. La nomenclatura de Kyrle no implica, en el caso de las cuevas de lava, concepto espeleogénico o sea dinámico.
3. No todas las cavidades engendradas por los gases destilados guardan relación con el concepto de burbuja.

Proponemos denominar los diferentes tipos de cuevas desarrolladas en materiales volcánicos de la manera siguiente:

Cuevas volcánicas
- epigenéticas
- singenéticas
  - pneumatogenéticas
  - reogenéticas

Denominaremos cavernas volcánicas epigenéticas a aquellas que se han desarrollado en un período posterior al que se engendraron las rocas en que se hallan estructuradas; mientras que denominaremos cavernas volcánicas singenéticas a las que se formaron durante el período de consolidación. Las cuevas del primer tipo, engendradas por erosión química o mecánica, acostumbran a desarrollarse en aquellos lugares en donde alternan horizontes litológicos rígidos y horizontes litológicos mal consolidados (horizontes espeleógenos) (3) (18): la oquedad se forma en los horizontes mal consolidados pero, mediante sucesivos hundimientos del techo, emigra hacia arriba, hasta que su bóveda queda constituida por un horizonte rígido (18).

En cuanto a las cavernas volcánicas singenéticas, las pneumatogenéticas son las formadas por la emanación y concetración de gases, que dieron lugar a la génesis de oquedades en las masas de lava en vías de consolidación. Su intercomunicación con el exterior tiene lugar de dos maneras: 1, durante su misma génesis, por vía explosiva; 2, posteriormente a su génesis, por acción de los agentes de erosión.

En lo que se refiere a las reogenéticas, su origen hay que buscarlo en importantes desplazamientos de la lava bajo una costra ya endurecida. Algunos autores han considerado el proceso como una fase final del fluir contínuo de la lava (14), pero nuestras investigaciones han puesto de manifiesto que

se trata de un consolidación, al sumarse la presión de los gases a la presión hidrostática (17).

Contrariamente a lo que se ha afirmado (3), las cavidades epigenéticas abundan mucho menos que las singenéticas y, sobre todo, no alcanzan las grandes magnitudes de estas últimas. Como ejemplo, de entre las cavidades volcánicas singenéticas exploradas por nosotros, cinco sobrepasan al kilómetro de longitud:

Cueva de los Verdes (Lanzarote)	6.100 m	Se trata de la mayor cueva volcánica explorada hasta el presente. Su profundidad de -230 m es asimismo la mayor conocida.
Surtshellir (Islandia)	2.200 m	
La Cueva (Fuerteventura)	2.000 m	
Raufarhorshellir (Islandia)	1.500 m	
Cueva de las Palomas (Lanzarote)	1.000 m	

(Algunas de las longitudes las damos a título provisional, ya que los trabajos topográficos de gabinete no se hallan totalmente elaborados.)

BIBLIOGRAFIA

(1) BRAVO, T. (1954) Geología general de Canarias. Goya Ediciones, T. 2, 150-159.

(2) BRAVO, T. (1964) El volcán y el malpaís de la Corona. La "Cueva de los Verdes" y los "Jameos". Pub. Cabildo Insular de Lanzarote, 31 pp.

(3) DŽAVRIŠVILI,K.V.(1968) De la genèse des grottes de lave. Act. IV Con. Int. Spél. (Postojna 1965), 3, 71-73.

(4) FERNANDEZ NAVARRO, L. (1929).Islas Canarias. Geografía Universal Inst. Gallach, 3, 492-520.

(5) FRIEDLANDER,I. (1915) Über die Kleinformen der vulkanischen Produkte.Zeitschr. f. Vulkanologie, 1, 223.

(6) GALE, R.T. (1959). Geology of Lava Beds National Monument. Bull.N.S.S.,21,2,61-66.

(7) GEZE, B. (1943) Grottes et tunels de lave du Mont Cameroun.Spelunca,10, 1-7.

(8) GEZE, B. (1963) Observations spéléologiques dans le Pacifique.Spelunca,M.3,103-104.

(9) HALLIDAY, W. (1963) Caves of Washington.Washington Dep.Con.,Div.Min.Geol.,circ.40,132 pp.

(10) HERNANDES-PACHECO,E. (1910) Estudio geológico de Lanzarote y de las isletas Canarias. Mem. R. Soc.Espanola Hist.Nat., 6, 4, 107-342

(11) KNOX, R.G. (1959) The Land of the Burnt Out Fires Lava Beds National Monument, California. Bull. N.S.S., 21, 2, 55-61

(12) KYRLE, G. (1923) Grundriss der theoretischen Speleologie. Wien.

(13) LACROIX, A. (1936) Le volcan actif de l'île de la Reunion. Gauthier Villars.

(14) MACAU VILAR,F. (1965) Tubos volcánicos en Lanzarote. La "Cueva de los Verdes". An.Est. Atlánticos, 11, 27 pp.

(15) MONTORIOL-POUS,J. (1963) Espagne. Explorations de l'été 1963.Spelunca,3,4,65-66.

(16) MONTORIOL-POUS,J. (1965). Contribución al conocimiento mineralógico y mineralogénico de un nuevo tipo de yacimiento de yeso descubierto en los "tubos de lava" de la isla de Lanzarote (Canarias).Bol.R.Soc. Espanola Hist.Nat., (Geol.), 63, 77-85.

(17) MONTORIOL-POUS,J. y MIER (1969) Estudio morfogénico de las cavidades volcánicas desarrolladas en el malpaís de La Corona (Isla de Lanzarote, Canarias).En publicación.

(18) NAUM, T.et BUTNARU E. (1967) Le volcano-karst des Calimani (Carpathes Roumaines). Ann. Spél., 22, 4, 725-755.

(19) POLI, E. (1959) Boll.Soc. Geog. Italiana, 12, 452.

(20) X.X. (1957) Ile de Lanzarote.Les Guides Bleus, Espagne,928-929.

(21) X.X. (1961) G.E.S. Actividades. Circ. C.M.B., 209.

(22) X.X. (1962) Expedición a las islas de Lanzarote y Fuerteventura. Circ. C.M.B. 251-252, 257-259.

(23) X.X. (1962) Espagne. Expedition aux Iles Canaries. Spelunca, 2, 3, 42.

(24) X.X. (1968) Expedición Islandia-67. Circ. C.M.B., 487-490.

Geohydrological Implications of Cave Breathing

T. M. L. WIGLEY (Department of Mechanical Engineering
University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada)

M. C. BROWN (Department of Geography, McMaster University,
Hamilton, Ontario, Canada)

Basic Concepts of Fluid Flow in Karst Aquifers:

The classic concepts of fluid flow through porous media are, in general, not applicable to flow in maturely karsted limestone aquifers. In most karst aquifers the assumption that ground-water flow is laminar, which is closely linked tothe use of Darcy's Law, cannot be made.

In a 'normal' (non-karst) aquifer it is possible to distinguish between two separate scales of fluid motion: a microscopic scale on which the fluid follows a tortuous path through the medium; and a macroscopic scale over which the average effects of the small-scale fluid paths are generally manifest as a resistance to the fluid flow. If the smaller microscopic sclae, characterized by the pore-size, is very much smaller than the physical dimensions of the aquifer as a whole than a continuum approach to the large-scale flow properties of the aquifer can be made. In maturely karsted aquifers (where the largest pores are caves) the differentiation between these scales of motion is not so marked and a continuum appreach to flow through such aquifers is often difficult to justify.

In a non-karst aquifer the characteristics of the flow can often be determined using the semi-empirical relationship known as Darcy's Law. However, the use of Darcy's Law is restricted by the magnitude of the microscopic-scale fluid velocity. Darcy's Law is known to break down at high velocities, at a point coinciding roughly with the onset of turbulent flow at the microscopic level. (Breakdown occurs at a critical Reynolds number between 1 and 10 (Hubbert, 1940; see also Scheidegger, 1960).) In maturely karsted aquifers groundwater flow rates are frequently outside the range of applicability of Darcy's Law.

Darcy's Law can be 'deduced' fromother, more basic, starting points (Scheidegger, 1960). Most results of these more general theories can be discussed in terms of the 'Drag Theory' of Brinkman (1949) in which the porous medium is supposed to exert a resistance to flow through itself. For laminar flow on the microscopic level the resistance depends linearly on the course-grained (i.e. as opposed to microscopic) velocity and, with this assumption, and supposing the medium to be homogeneous and isotropic, Darcy's Law can easily be derived (de Wiest, 1965). In general, however, the resistance need not vary linearly with velocity; non-linear terms becoming more significant at high velocities. The transition from linear ('Darcy-like') to non-linear behaviour is, in many ways, similar to the onset of turbulence in pipe-flow, although the onset of turbulence in the porous medium need not coincide exactly with the transition to non-Darcy flow.

In discussing fluid flow through limestone aquifers, then, two factors must be considered before any of the procedures used in examining a non-karst aquifer can be applied. Firstly, one must decide whether a continuum approach is valid. Such an approach can frequently be justified if one is considering relatively large-scale characteristics of the aquifer (see, for example, Thrailkill, 1968) and it generally enables a more meaningful qualitative analysis to be made even in cases where the continuum approach appears to be of doubtful validity. Secondly, one must ask whether flow conditions are above or below the critical Reynolds number for transition to non-Darcy flow. In karst aquifers flow is frequently sufficiently rapid to invalidate the use of Darcy's Law.

Discussion of flow through karst aquifers within the framework of non-karst hydrology is feasible and useful even though these important differences exist. Concomitant with the use of Darcy's Law is the determination of the aquifer characteristics, permeability (or transmissibility) and porosity (or storage coefficient). These are properties of the medium itself: even if the flow is not Darcy-like these characteristics are well-defined for the medium. For maturely karsted aquifers,however, they cannot, in general, be determined using an analysis based on Darcy's Law (since the flow is not Darcy-like), although values have been quoted by some authors (see, for example, Stringfield, 1966, and Burdon and Al-Sharhan, 1968). It is also valid to speak of the isotropy of a limestone porous medium. This too is a property of the medium itself; a property which is, in fact, inherent in the general concept of permeability as a tensor quantity.

If the flow in karst aquifers does not obey the simple laws of hydrology how, then, can consistent values of aquifer characteristics be determined? There are two possibilities: either a more general theoretical framework must be established, perhaps following the example of Engelund (1953) who has extended some Darcy flow analyses to the 'turbulent' regime; or a different fluid, which behaves according to Darcy's Law, could be used. The theory of flow through porous medium is equally applicable to gas as to liquid flow. (In practice there are minor differences which become less important as pore-size increases (Rigden, 1946).) For water, flow in a karst aquifer becomes non-Darcy-like at speeds of order 1 cm/sec. (White and Longyear, 1964), corresponding to a Reynolds number of order 10 and pore-size of order 1 mm. For air, since it has a density some thousand times less than water, the critical flow-rate should be of order 20 cm/sec. For air-flow, therefore, Darcy's Law and the simplicity of the theoretical treatments which depend on it, has a much larger range of validity than for ground-water flow. Advantage of this is taken in the following and the use of air flow as an indicator of aquifer characteristics in a large karst region in Australia is described.

Cave Breathing:

The term 'breathe' has been used to describe all forms of air motion in caves. In this paper it is used to describe only the phenomenon of large-magnitude reversing air currents which are observed in some caves and which occur in response to changes in atmospheric pressure. The effect of pressure changes on the motion of air in caves is usually very small, but there are some karst regions in the world where strong cave 'winds' occur which can only be explained as being caused by atmospheric pressure changes. This phenomenon has been discussed in detail by Wigley (1967 a, b) and has also been observed by Sartor and Lamar (1962) and by Conn (1966). Breathing of unprecedented magnitude occurs in the caves of a large karst region (over 190,000 sq.km), the Nullarbor Plain, in southern Australia. In one particular cave (Mullamullang Cave) air-flow rates of over 100 cu.m per sec. have been observed, a value comparable with flow rates of the world's largest springs.

'Breathing' of a cave in response to atmospheric pressure fluctuations is something of an enigma since the amount of air transported to or from a breathing cave during one cycle can be as large or larger than the total known volume of the cave. The conclusion that this indicates the existence of large volumes of undiscovered yet penetrable cave is not tenable in general since, even after intensive explorations, no such huge cave extensions have been discovered. As an alternative explanation (the air must come from somewhere!) Wigley (1966, 1967 a,b) suggests that a breathing cave should be considered as the accessible portion of a much larger volume of high secondary porosity rock, the whole of which is affected by changes in atmospheric pressure external to the cave and is thus involved in the breathing.

Two simple 'model' caves are amenable to a theoretical treatment and yield analytic relations between the changes in atmospheric pressure and the rate of breathing. The treatment assumes that the resistance to the flow of air through the medium surrounding the cave is linearly dependent on the course-grained velocity of flow: an assumption which is justified by an estimate of Reynolds number which lies well within the Darcy-flow limit. Even though ground-water flow may not be Darcy-like, because of the lower density of air, a simple Darcy analysis of airflow can be made, even in the maturely karsted aquifers in which breathing caves are found.

The general relations between flow-rates and atmospheric pressure are quite complex. For the case where the external atmospheric pressure varies sinusoidally with time the results are simpler and easier to interpret. (Because of the regular semi-diurnal tidal pressure fluctuations which occur in the atmosphere such a simplification is not an unrealistic one.) For a long horizontal cave of length L, open at one end, and having rectangular cross-section of area A, (the 'slit' model) one finds that, in response to a pressure variation of the form

$$p = P_0 + P_1 \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right),$$

the wind speed at the cave entrance is

$$v = \frac{2LP_1 h}{P_0 A}\left\{\frac{2\pi P_0 k}{\mu S T}\right\}^{1/2} \cos\left\{\frac{2\pi}{T}(t - T/8)\right\}$$

so that

$$v \approx \frac{2Lh}{A}\left\{\frac{k}{\mu S P}\right\}^{1/2}\left[\frac{\partial p}{\partial t}\right]_{t - T/8}$$

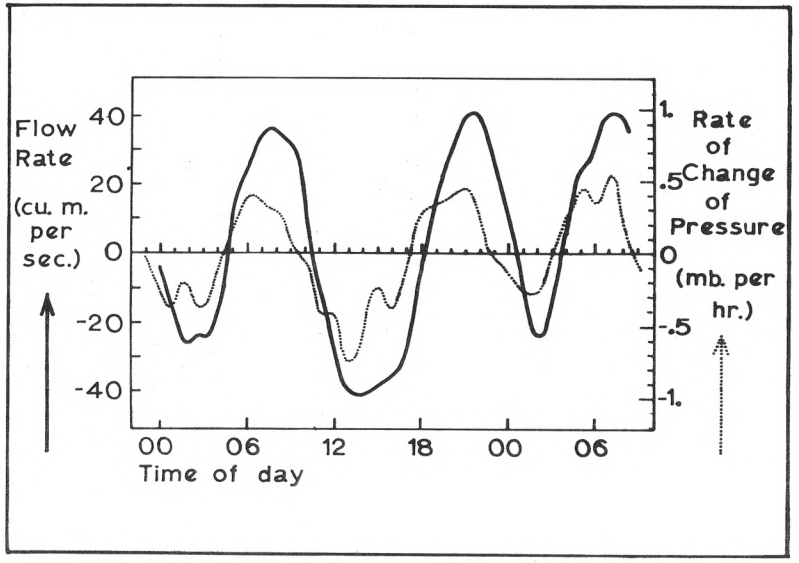


Figure 1: Cave breathing observations, Mullamullang Cave, Western Australia. The lag of the breathing (bold line) behind the rate of change of pressure (dotted line) is clearly illustrated.

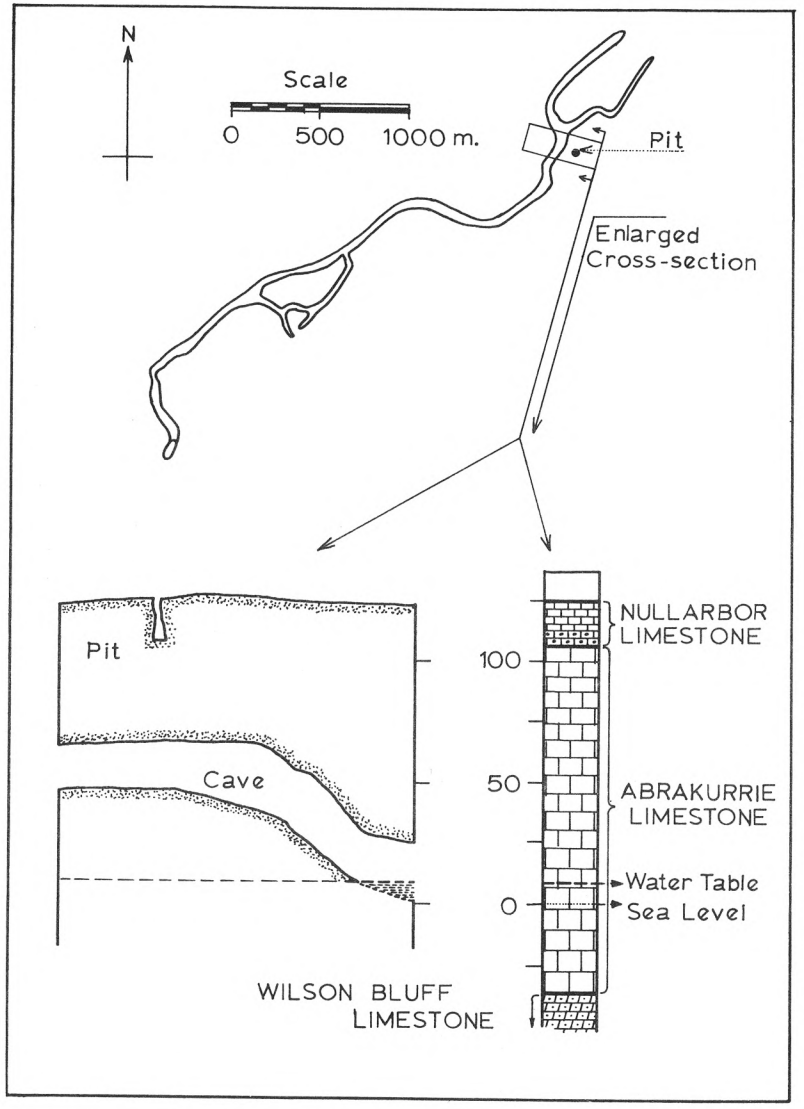


Figure 2: Plan and partial section showing stratigraphic relations and the relative positions of Mullamullang Cave and the Pit ('blowhole'). Cave entrance is at southeastern end.

where;

v = average air-speed over the area A at the time t

P = representative value for atmospheric pressure

μ = coefficient of viscosity of air

h = aquifer thickness

k = permeability of the medium

S = porosity

$\frac{\partial p}{\partial t}$ = rate of change of atmospheric pressure

T = period of atmospheric pressure fluctuations.

$\left[\frac{\partial p}{\partial t}\right]_{t-T/8}$ denotes the rate of change of pressure at time t - T/8, one eighth of a period prior to t.

For a 'pit'-type cave modelled by a vertical cylinder, cross-sectional area A, open at the top (the 'cylinder' model) a similar, but more complicated expression is obtained.

$$v = \frac{2\pi h P_1 k}{SA\mu\beta} \cos\left\{\frac{2\pi}{T}(t - \alpha T)\right\}$$

where;

$$\alpha = \left(2 - \frac{1}{\beta - \gamma}\right) / 8,$$

$$\beta = -\frac{1}{2} \ln\left\{\frac{S\mu A}{2P_0 kT}\right\},$$

and γ = Euler's constant (0.57721).

On substituting realistic values into the expression for β one finds

$$\beta \gtrsim 3$$

so that α will generally vary between $\frac{1}{5}$ and $\frac{1}{4}$. This means that, for the cylinder model, the breathing depends on the rate of change of pressure, $\frac{\partial p}{\partial t}$, approximately one fifth to one quarter of a period prior to t (as opposed to one eighth of a period for the slit model). (The derivations of these results and the more general expressions are given by Wigley (1967 a,b)).

These theoretical predictions determine the magnitude of breathing for known external pressure variations provided the aquifer characteristics are known. More importantly, however, they predict that, for the slit model, the breathing should lag behind the changes in $\frac{\partial p}{\partial t}$ by one eighth of a period and, for the cylinder model, by approximately twice this amount, independent of the aquifer characteristics. During 1966 and 1967 observations were made in Mullamullang Cave, a cave which closely resembles the slit model. These observations showed that, as predicted, a lag does exist and that it has a magnitude of about one eighth of a period (see Fig. 1).

Examination of data given by Schley (1961), Sartor and Lamar (1962) and Conn (1966) showed that their results also could be adequately explained by the theory.

Quantative measurements of cave breathing enable one, in principal, to calculate the characteristics of the aquifer. Because of the complexity of the external conditions (i.e. the actual changes in atmospheric pressure) and the lack of control one has over these conditions, only order of magnitude estimates are possible under most circumstances. The value for permeability of 10^{-9} sq.m obtained for the aquifer in which Mullamullang Cave occurs is in accord with values quoted by Stringfield (1966) for the Tertiary limestone aquifer of the south-eastern U.S.A. and with the accepted belief that the permeability of karst aquifers is much larger than *non*-karst aquifers (Scheidegger, 1961). The term 'permeability' here, refers, of course, tothe secondary permeability which neccesarily dominates the primary permeability of the aquifer.

In 1967 it was decided to test the theoretical solution for the cylinder cave model by simultaneously instrumenting Mullamullang Cave and a nearby 'blowhole' or pit which resembled the cylinder model (see Fig. 2). The theory predicts that the breathing of the pit should lag behind the breathing of Mullamullang Cave by approximately as much time as the breathing of this cave lags behind the external rate of change of pressure. The observations did not confirm this prediction and the two caves were found to breathe in almost complete harmony. In explaining this result we can obtain further insight into the characteristics of the aquifer.

It is necessary to generalize the theoretical treatment of cave breathing to cover the possibility that the porous medium through which the air flows is anisotropic. This is, in fact, an obvious extension, since it is generally recognized that the development of a karst aquifer is a transition from a more or less isotropic medium of low secondary permeability towards a strongly anisotropic one (Mandel, 1966) of high secondary permeability. With the more general relations between air flow and pressure changes, experimental observations of cave breathing can be used to test the isotropy or otherwise of a limestone aquifer.

For an anisotropic medium the relations become even more complex (Wigley, 1967 b). However, for the cylinder model in a strongly anisotropic medium (in which the permeability is such greater in one direction than in any other), the relation simplifies to one in which the lag or airflow behind rate of change of pressure is one-eighth of a period. This means that, in a strongly anisotropic medium, cylinder-type and slit-type caves would breathe approximately in phase with each other. The experimental results obtained in 1967 therefore indicate that the limestone terrane of the Nullarbor Plain is indeed anisotropic. This conclusion is consistent with the opinion of Jennings (1963, 1967) for this region, based on qualitative observational evidence, and with general opinions of the structure of maturely karsted limestone terranes.

Conclusions:

In the same way that well draw-down and flow tests are used in ground-water hydrology to determine the characteristics of non-karst aquifers, observations of cave breathing can be used to determine these characteristics in some karst aquifers. In a sense, breathing caves are naturally occurring instruments available for the determination of otherwise hidden properties of karst terranes. They can be used to estimate (secondary) permeability and, under some circumstances, to indicate the degree of anisotropy of a porous medium.

Simple linear equations describing the behavious of ground-water can be derived from Darcy's Law. Although these equations are frequently not valid for discussing ground-water flow in maturely karsted limestone aquifers, they can be used to describe the flow of air through the upper parts of such aquifers. For air-flow, their solutions determine the speed and direction of air motion at the entrance to, or within, a breathing cave as a function of the rate of change of atmospheric pressure and the aquifer characteristics. Simultaneous observations of pressure and rate of breathing therefore determine these characteristics. Such a determination has been made from observations in a karst region in Australia indicating a value for the permeability of 10^{-9} sq.m, consistent with the very high secondary permeability expected in well-developed limestone terranes. Other observations in this region have been used to confirm more subjective evidence of the high degree of anisotropy of the terrane.

Although caves which breathe significantly in response to changes in atmospheric pressure may be relatively rare it is apparent that, in regions where they do occur, valuable insight into the underground geomorphology of these regions can be obtained from them.

References:

Brinkman, H. C. — Research, London, 2, 190, (1949)

Burdon, D. J. and A. Al-Sharhan — The problem of the Palaeokarstic Damman Limestone Aquifer in Kuwait, J. Hydrology, 6, 385, (1968)

Conn, H. W. — Barometric Wind in Wind and Jewel caves, South Dakota, Bull. Nat. Speleological Soc., 28(2),55, (1966)

Engelund, F. — On the Laminar & Turbulent Flows of Ground Water through Homogeneous Sand, Trans. Dan. Acad. Techn. Sci. No. 3

Hubbert, M. K. — The Theory of Ground Water Motion, J. Geol., 48, 785, (1940)

Jennings, J. N. — Some Geomorphological Problems of the Nullarbor Plain, Trans. Roy. Soc. Sth. Australia, 87, 41, (1963)

Jennings, J. N. — The Surface and Underground Geomorphology, Caves of the Nullarbor (J.R Dunkley and T. M. L. Wigley, eds.), Speleological Research Council Ltd., Univ. of Sydney, (1967)

Mandel, S. — A Conceptual Model of Karstic Erosion by Ground Water, Bull. of the IASH, XI (1), 5, (1966)

Rigden, P. J. — Nature, 157, 268, (1946)

Sartor, J. D. and D. L. Lamar — Meteorological-Geological Investigations of the Wupatki Blowhole System, Rand Corporation Memorandum, RM-3139-RC

Scheidegger, A. E. — The Physics of Flow through Porous Media,(second edn.), Universityoof Toronto Press, (1960)

Scheidegger, A. E. — Theoretical Geomorphology, Springer-Verlag, N.Y., (1961)

Schley, R. A. — Diurnal Air flow through an Earth Crevice, Wupatki National Monument, Plateau 33 (4), 105, (1961)

Stringfield, V. T. — Artesian Water in Tertiary Limestone in the Southeastern States, USGS Prof. Pap. No. 517

Thrailkill, J. — Chemical and Hydrologic Factors in the Excavation of Limestone Caves, Bull. Geol. Soc. of America, 79, 19 (1968)

White, W. B. and Judith Longyear — Some Limitations on Speleo-Genetic Speculation Imposed by the Hydraulics of Groundwater Flow in Limestone, Speleo Digest for 1962, 2-71, (1964)

de Wiest, R. J. M. — Geohydrology, John Wiley and Sons, N. Y., (1965)

Wigley, T. M. L., et al. — Meteorological Aspects of Mullamullang Cave, CEGSA Occ Pap. No. 4, (A. L. Hill, ed.) 40, (1966)

Wigley, T. M. L. — Non-Steady Flow through a Porous Medium and Cave Breathing, J. Geophys. Res., 72, 3199, (1967a)

Wigley, T. M. L. — Problems in Plasma Dynamics and Fluid Mechanics, Ph.D. dissertation, Univ. of Adelaide, (1967b)

Discussion:

DE SAUSSURE (Castro Valley): Has consideration been given to the possible pick-up of moisture by the moving air?

WIGLEY: Inclusion of a moisture variable in hydrodynamic analyses of this type does not make any significant difference. Even when saturated, air only contains a small fraction of water vapour. Air in the caves of the Nullarbor region is of comparatively low relative humidity.

PATERSON (La Cézarde): How did you measure the permeability of the limestone?

WIGLEY: The relation between flow-rate and rate of change of pressure involves both the permeability and the porosity. Since some estimates of porosity are available in the literature, permeability can be calculated using data suc h as in Figure 1. In general only a rough estimate of porosity is needed since the theory cannot be expected to give more than order of magnitude accuracy in determining permeability.

ELRAMLY (Cairo): I would like to appreciate what Dr. Wigley has introduced in hydrogeological analysis of limestone aquifers, but I would like to comment on his results that in cavernous limestone it differs from one place to another and I think that this new theory is applicable only to a small extent and not as a general equation to be used in limestone aquifers.

WIGLEY: It is true that secondary permeability is very variable from point to point in limestone aquifers. Permeability determinations using cave breathing can yield only large-scale average values. In this instance the value of k 10^{-9} sq.m found for the aquifer in which Mullamullang Cave is embedded in representative of the permeability over an area of order 5 sq.km. Such large-scale averages are essential if 'permeability' is to remain a meaningful concept in limestone aquifers of highly developed secondary porosity. Although the theory can only be used in certain regions, there is no other analytic approach to limestone hydrology which has greater applicability.

Contribution à l'étude de la dissolution des calcaires par les eaux de ruissellement et les eaux stagnantes.

ROLAND MUXART, TATIANA STCHOUZKOY et JEAN-CLAUDE FRANCK
(Arcueil/France)

Résumé

L'agressivité statique totale des eaux de ruissellement superficielles (circulant sur calcaire nu, recouvert de mousse ou au contact sol-calcaire) ainsi que des eaux stagnantes (tourbières, mares, dolines....) a été mesurée dans différentes conditions climatiques. Les résultats ont été comparés aux valeurs de l'agressivité théorique déterminée à partir des courbes d'équilibre du système $CaCO_3$ - CO_2 - H_2O.

Malgré le nombre encore très insuffisant de mesures, on a tenté de définir l'importance de l'érosion karstique par les eaux de surface en fonction de divers climats types.

Enfin, l'accent a été mis sur les difficultés rencontrées dans l'étude des eaux naturelles et les dangers d'interprétation des données expérimentales à partir des considérations théoriques établies pour les eaux synthétiques idéales.

1)- Introduction

Les eaux stagnantes (tourbières, marais, mares, fonds de dolines) et les eaux de ruissellement superficiel (circulation au contact sol-calcaire, sur calcaire nu et recouvert de mousse) ont retenu particulièrement notre attention. On sait en effet, que c'est l'action érosive dissolvante de ces types d'eau que de nombreux auteurs ont invoqué pour élaborer des hypothèses sur la morphologie particulière des karsts des régions tropicales humides. On considérait que ces eaux avaient un pouvoir de dissolution tel, qu'elles étaient susceptibles d'éroder considérablement les surfaces dans les calcaires massifs en place. Bien que très peu de mesures aient été faites, on attribuait cet effet non seulement à l'action de l'anhydride carbonique, mais principalement aussi à celle directe, d'acides divers (acides nitriques, organiques, etc.....).

Afin de mettre éventuellement en évidence une agressivité particulière des eaux tropicales, nous avons réalisé quelques mesures sur des échantillons prélevés dans des régions calcaires sous différents climats (tropical humide : Puerto-Rico. Jamaique; océanique : Irlande :arctique : Laponie Norvégienne et Finlandaise; tempéré : France etc.....)

Grâce à ces données, encore numériquement insuffisantes comme nous le verrons, nous avons effectué des comparaisons et tenté de montrer l'importance relative de l'érosion des calcaires par les eaux de ruissellement et les eaux stagnantes. Par ailleurs, les anomalies relevées dans les résultats de certaines mesures sont discutés.

Les méthodes expérimentales employées ont été décrites précédemment (1). Pour mesurer l'agressivité statique totale de ces eaux, nous avons largement utilisé une technique simple, mise au point pour l'étude d'autres types d'eau; elle consiste à ajouter du carbonate de calcium en poudre (précipité "Prolabo") dans l'eau à examiner, à maintenir cette suspension dans un flacon en polyéthylène hermétiquement fermé, puis à déterminer après plusieurs jours de contact (généralement 11 jours), l'alcalinité et la teneur en ions Ca^{2+} du milieu. Ce test permet de mesurer l'agressivité supplémentaire éventuelle de l'eau, que celle-ci résulte de l'anhydride carbonique ou de la présence d'acides divers.

Dans ce mémoire, nous distinguerons deux types d'agressivité, l'une déterminée par rapport aux courbes d'équilibre du système CO_2 - H_2O - $CaCO_3$ (-pH en fonction de l'alcalinité totale) (2) : agressivité théorique, l'autre mesurée par le test d'agressivité : agressivité statique totale expérimentale.

Nous n'avons pas dosé séparément les acides organiques mais nous avons déterminé la "demande chimique en oxygène" (D.C.O.). Pour cela, nous avons utilisé la méthode d'oxydation par le permanganate de potassium ou le bichromate de potassium, en milieu acide et à l'ébullition modérée; dabs tous les cas, on a comparé avec un témoin, puisque les échantillons d'eau, mis immédiatement en présence de l'agent oxydant en milieu acide, n'étaient analysés que plusieurs jours après les prélèvements.

2)- Résultats

1.- Eaux de ruissellement superficiel.

Nous avons distingué 3 types de ruissellements : au contact sol-calcaire, sur du calcaire nu ou sur la roche recouverte de mousse.

TABLEAU I. RUISSELLEMENT SUPERFICIEL
TENEURS INITIALES (Alcalinité totale $CaCO_3$ mg/l)

Paysou régions	Puerto-Rico Hiver 1965-66 (1)	Jamaique (1) Hiver 1965-66	Jamaique (1) Eté 1967	Sarthe (2)	Jura (3)		Alpes Suisses Centrales (4)	
Nature du ruist	contact sol-calcaire	contact sol-calcaire		contact sol-calcaire	contact sol-calcaire	contact calcaire nu	contact sol-calcaire	contact calcaire nu
Nbre de mesures	5	3	14	5	38	20	-	-
Valeurs extrêmes	57-70	45-60	40-95	85-130	55-235	40-105	38-85	15-27
Valeurs médianes	60	-	65	110	120	-	-	-
Valeurs moyennes	60	55	68	106	122	71	-	-

(1) P.Birot, J.Corbel, R.Muxart, Memoires et Documents, CNRS, 4, 335, 1967
(2) R.Muxart, T.Stchouzkoy, Annales de Spéléologie (sous presses)
(3) D.Aubert, Bull.Soc.Vaudoise des Sciences Naturelles, 324, 69, 8, 365, 1967
(4) Bögli,1951

TABLEAU II. RUISSELLEMENT SUPERFICIEL
TEST D'AGRESSIVITE (Alcalinité totale $CaCO_3$ mg/l) (*)

Pays		Jamaique	Irlande	Laponie
Nombre de mesures		3	1	4
Teneur initiale	(VE)	40-57	-	43-85
	(VM)	49	40	57
Teneur moyenne acquise		46	75	37
Teneur finale	(VE)	80-115	-	75-107
	(VM)	95	115	94

(VE): valeurs extrêmes

(VM): valeurs moyenne

(*) Pour l'établissement des moyennes, on a considéré que les eaux présentant un caractère d'agressivité positif (test expérimental).

Alpes (5) Autrichiennes		Yougoslavie (6)		Irlande Grande Bretagne (7)		Laponie (2)	
contact sol-calcaire	contact calcaire nu	contact calcaire nu	contact calcaire nu recouvert couche herbeuse ou mousse	contact calcaire nu	contact calc.nu recouvert de mousse	contact calcaire nu	contact calc.nu recouvert de mousse
-	-	14	8	4	1	6	3
-	14-96	30-132	48-71	28-45	-	33-90	45-52,5
-	-	-	-	-	-	85	-
100	-	63	66	37	50	71	49

(5) Bauer, 1964
(6) Y.Gams, 1966, Spélaion-Carso, 1967, 6, 31
(7) T. Stchouzkoyet, article en préparation

TABLEAU III. MARAIS, TOURBIERES, FONDS DE DOLINES. (contact avec calcaire)

TENEUR INITIALE (Alcalinité totale $CaCO_3$ mg/l

Pays	Puerto-Rico (1)		Jamaique (1)		France (2)	Irlande (7)	Laponie (2)
	Hiver 1965-1966	Eté 1967	Hiver 1965-1966	Eté 1967			
Nombre de mesures	6	4	4	5	9	5	5
Valeurs extrêmes	10-135	20-125	45-127	50-130	20-220	25-177	37-105
Valeur médiane	80	-	-	57	105	113	40
Valeur moyenne	77	77	88	76	111	96	55

TABLEAU IV. MARAIS, TOURBIERES, FONDS DE DOLINES.

TEST D'AGRESSIVITE (Alcalinité totale $CaCO_3$ mg/l) (*)

Pays		Puerto-Rico, Jamaique, Cuba, Tabasco	France	Irlande		Laponie	
Eaux		Minéralisées	Minéralisées	Minéralisées	Non	Minéralisées	Non
Nombre de mesures		10	5	2	5	6	9
Teneur initiale	(VE)	10 - 110	20 - 220	25 - 45	-	12,5 - 27,5	-
	(VM)	53	121	35	0	32	0
Teneur moyenne acquise		50	56	69	50	51	73
Teneur finale	(VE)	65 - 140	120 - 250	80 - 128	28-85	60 - 138	47 - 105
	(VM)	103	177	104	50	83	73

(VE): valeurs extrêmes; (VM): valeurs moyenne

(*) Pour l'établissement des moyennes, on a considéré que les eaux présentant un caractère d'agressivité positif (test expérimental).

TABLEAU RECAPITULATIF V.

TENEURS MOYENNES (Alcalinité totale $CaCO_3$ mg/l)

Origine de l'eau			Types de Climat											
			Tropical humide			Océanique			Tempéré (***)			Arctique		
			Teneur initiale	(*4) Agressivité M	NM(*)	Teneur initiale	Agressivité M	NM	Teneur initiale	Agressivité M	NM	Teneur initiale	Agressivité M	NM
Pluie			0		40	0		75				0		75
ruissellements	contact	sol-calcaire	64	TI 49 TA 46 TF 95		-			120			-		
		calcaire nu	-			37	TI 40 TA 75 TF 115		68			71	TI 57 TA 37 TF 94	
		calcaire nu + mousse	-			50(*1)			66			49		
Eaux stagnantes (marais, tourbières, fonds de dolines)			78	TI 53 TA 50 TF 103 (**)	-	96	TI 35 TA 69 TF 104	0 50 50	111	TI 121 TA 56 TF 177	-	55	TI 32 TA 51 TF 83	0 73 73
Eaux de fonte de neige									6 (*2)	35		5 (*3)	53	

(*1) une mesure; (*2) 5 mesures; (*3) une mesure; (*4) déterminée par le test d'agressivité expérimental.

(*) M: eaux minéralisées; NM: eaux non minéralisées

(**) TI: teneur initiale; TA: teneur acquise; TF: teneur finale (moyennes); (***) y compris la Yougoslavie

COURBES D'EVOLUTION APPROCHEES

$$\frac{10^{-y}}{10^{-6,37}} = \frac{A-X}{2X}$$

$$[CO_3^{--}] \simeq 0$$

$$[HCO_3^-] = \frac{1}{2}[Ca^{++}]$$

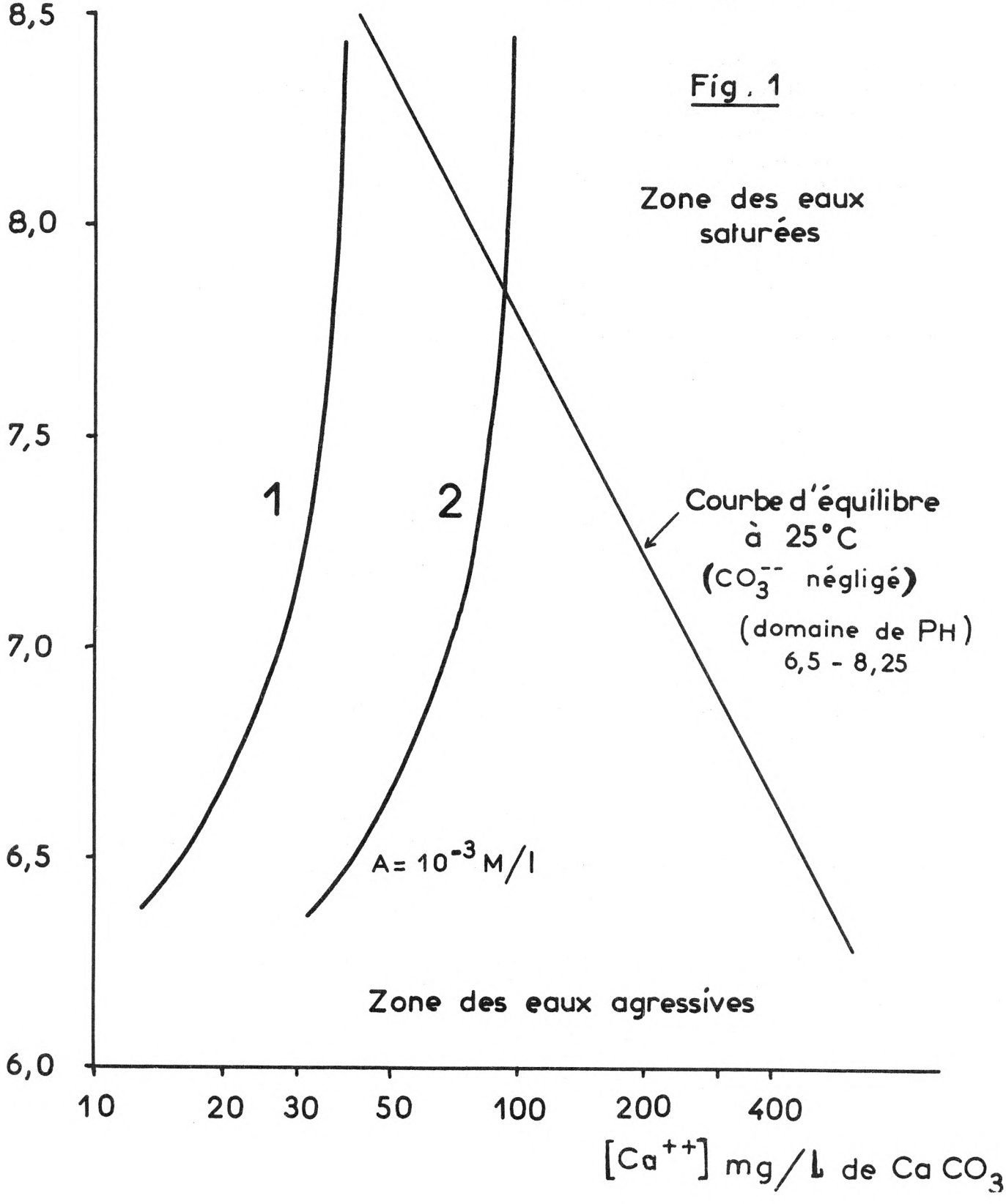


Fig. 1

1.- Climat tropical humide.

Les mesures de dissolution superficielle ont été surtout effectuées à Puerto-Rico pendant la saison sèche, et à la Jamaïque pendant la saison humide. En effet, la saison sèche semble beaucoup moins marquée à Puerto-Rico qu'à la Jamaïque; de même, la saison humide est plus nette dans cette dernière île. Les eaux ont été recueillies au contact sol-calcaire après un parcours variable sur des versants couverts de végétation. La teneur initiale en calcaire pendant la saison sèche varie de 57 à 70 mg/l à Puerto-Rico et de 45 à 60 mg/l à la Jamaïque, avec des valeurs moyennes respectivement de 60 et 55 mg/l de $CaCO_3$. Pendant la saison humide, à la Jamaïque, la valeur moyenne atteint mg/l (extrêmes40-95 mg/l). La faible différence observée entre les teneurs relevées pendant les saisons sèches et humides à la Jamaïque n'est pas significative; elle ne peut être attribuée qu'au nombre réduit de mesures effectuées au cours de la saison sèche, car la différence de température de l'eau de ruissellement est très faible entre les deux saisons (de l'ordre de 3-4 °C) (tableau 1).

Si l'on considère les courbes d'équilibre pour le système $CaCO_3$ - CO_2 - H_2O (pH en fonction de l'alcalinité totale) (2), la moitié des échantillons examinés sont agressifs, les autres étant à l'équilibre, saturés ou sursaturés. Le test d'agressivité a été positif pour 3 des 4 échantillons d'eaux analysées à la Jamaïque. Ces eaux ont circulé sur des calcaires poreux plus ou moins purs et ont été prélevées une heure après une très forte averse. La teneur initiale moyenne était de 49 mg/l de $CaCO_3$, la teneur finale moyenne atteint 95 mg/l (tableaux II et V), l'une d'entre elles était susceptible de dissoudre 75 mg/l de plus (40 à 115), tandis qu'une autre était à l'équilibre (90-85). Les pH finaux montrent que ces eaux seraient encore fortement sous-saturées, même pour un échantillon initialement sursaturé (90mg/l). Cet effet pourrait résulter d'un phénomène mentionné plus loin pour les eaux de fonds de dolines.

Par ailleurs, nous avons effectué une observation sur la dissolution du calcaire par les eaux de ruissellement en fonction du temps, au cours d'une averse orageuse particulièrement violente (et même exceptionnelle), 97 mm de hauteur d'eau tombée en 45 mn, soit 130 mm/heure. Le début du ruissellement est observé 10 mn après le début des précipitations; pendant le même temps, la température de l'air a diminué de 12°C (dans ces régions, on constate un réchauffement des eaux de pluie ruissellantes au contact du sol: 18°9 à 22°1), contrairement à ce que l'on observe dans des régions arctiques, où l'on assiste à un refroidissement des eaux de pluie). La fin du ruissellement a lieu environ 15 mn après la fin de l'averse; 10 mn après le début du ruissellement, la teneur de $CaCO_3$ était de 30 mg/l, après 40 mn, elle était de 50 mg/l et enfin elle atteignait 57 mg/l vers la fin de la période de ruissellement (60 mn). A ce stade, ces eaux étaient susceptibles de dissoudre environ 30 mg/l de $CaCO_3$ supplémentaires.

2.- Climat océanique.

Les eaux de ruissellement recueillies en Grande-Bretagne et en Irlande après un faible parcours (1,3 m - 3,4 m) sur des parois de calcaire nu ont une teneur moyenne de 37 mg/l de $CaCO_3$ avec des extrêmes de 28 et 45 mg/l; l'écoulement sur une roche recouverte de mousse conduit à une alcalinité de 50mg/l (tableau 1). Toutes ces eaux sont fortement agressives : l'une d'entre elles (2 m calcaire nu, Irlande) qui contient initialement 40 mg/l de $CaCO_3$ est susceptible de dissoudre 75 mg/l de plus (Tableaux II et V).

3.- Climat tempéré.

On possède de nombreuses mesures d'alcalinité pour le Jura et la Yougoslavie effectuées avec grand soin, respectivement par Aubert (3) et Gams (4). A ces valeurs, on peut joindre quelques résultats relevés en France (5) (6) et dans les Alpes Suisses et Autrichiennes (3). Malheureusement, dans la plupart des cas, les mesures sont très incomplètes; notamment l'absence de valeurs de pH et de test d'agressivité ne permet pas de connaître l'état des eaux.

Pour des ruissellements recueillis au contact sol-calcaire, les valeurs moyennes varient entre 100 et 120 mg/l de $CaCO_3$, dans les calcaires des Alpes Autrichiennes, de la Sarthe et du Jura avec des extrêmes pouvant atteindre 55-235 mg/l (Jura). Pour les écoulements sur calcaire nu, une série de mesures (20) conduit à une teneur moyenne de 71 mg/l dans le Jura, et une autre (14 mesures) à 63 mg/l en Yougoslavie. Dans ce dernier pays, la présence de mousse modifie peu cette valeur (66 mg/l) (tableaux I et V).

4.- Climat arctique.-

Toutes les eaux de ruissellement ont été prélevées en Laponie; elles ont parcouru des distances variables (quelques mètres en 18 m) sur des roches calcaires nues (1) ou recouverte d'une légère couche de matières organiques ou de mousse (II). Les eaux du type (I) ont une alcalinité moyenne de 71 mg/l de $CaCO_3$ avec des extrêmes compris entre 33 et 90 mg/l, tandis que celles du type (II) ont une teneur moyenne de 49 mg/l (extrêmes de 45 à 52,5 mg/l) (tableaux I et V). Elles sont toutes fortement sous-saturées. Pour les échantillons examinés (test d'agressivité) la teneur initiale moyenne qui était de 57 mg/l a atteint finalement une concentration moyenne de 94 mg/l; elles resteraient cependant agressives (tableau II).

5.- Conclusions.

L'examen de l'ensemble des résultats montre que si l'on tient compte des courbes d'équilibre du système $CaCO_3$ - CO_2 - H_2O (2), ce sont les eaux de ruissellement de Laponie qui seraient les plus agressives (ordre de grandeur des valeurs extrêmes de l'agressivité totale théorique : 90-300 mg/l), les eaux des pays à climat tropical humide seraient en revanche, les moins agressives (ordre de grandeur des valeurs extrêmes à l'équilibre 55-130 mg/l), de nombreux échantillons étant saturés ou sursaturés. Entre ces deux latitudes, se placeraient les eaux océaniques, toutes agressives (70-165 mg/l) et les eaux tempérées. L'agressivité des eaux diminueraient donc du climat arctique au climat tropical humide.

Si l'on examine les teneurs moyennes, on constate que les eaux circulant au contact sol-calcaire atteignent aussi des concentrations plus élevées dans les régions tempérées (120 mg/l) que dans les zones tropicales humides (64 mg/l). Remarquons que nous ne possédons aucune mesure de ce type d'eau pour les pays arctiques et océaniques. Pour les eaux circulant sur du calcaire nu ou recouvert de mousse, il n'existe pas de valeurs pour les pays à climat tropical humide. Sur calcaire nu, les eaux des régions à climat tempéré ou arctique ont des teneurs moyennes du même ordre de grandeur (tempéré : 68 mg/l; arctique : 71 mg/l) ; celles provenant d'une région à climat océanique sont les moins concentrées (37 mg/l). En présence de mousse, on observe un effet inverse les eaux les plus chargées étant celles des régions tempérées (66 mg/l), viennent ensuite les eaux arctiques et océaniques (49 et 50 mg/l).

Pour un type de climat donné, on constate que c'est dans les régions à climat tempéré que l'on observe le minimum de variations de concentration de $CaCO_3$ entre un ruissellement élémentaire sur calcaire nu ou recouvert de mousse (respectivement 68 et 66 mg/l). Pour ces deux types de ruissellement, on observe une diminution de la teneur dans les régions à climat arctique (71 à 49 mg/l).

Comme nous le verrons plus loin, le test d'agressivité n'a qu'une valeur qualitative. En effet, bien que les conditions expérimentales soient sensiblement les mêmes dans tous les cas étudiés (flacons hermétiques, temps de contact entre l'eau et le carbonate de calcium additionné semblable), il est difficile de conclure en raison du fait que les vitesses des réactions intervenant dans le phénomène d'agressivité peuvent être différentes suivant la nature du réactif agressif (anhydride carbonique, acides organiques divers, etc....); de plus, la teneur finale peut être influencée par la présence ou l'absence de cations ou d'anions étrangers. Par ailleurs, comme on l'a déjà signalé (6) certaines eaux peuvent présenter une stabilité anormale.

On pourrait dire en tenant compte des réserves mentionnées ci-dessus, que les eaux arctiques de ruissellement sur calcaire nu ou recouvert de mousse auraient une agressivité statique totale comparable à celles des eaux au contact sol-calcaire des pays tropicaux, puisqu'elles sont susceptibles de dissoudre des quantités équivalentes de carbonate de calcium (94 et 95 mg/l). En revanche, ces deux types d'eau dans ces deux pays seraient moins agressives que les eaux circulant sur calcaire nu en Irlande. Cette concentration de $CaCO_3$ représente pour les eaux arctiques une agressivité 25% supérieure à celle des eaux pluviales arctiques et pour les eaux tropicales une capacité de mise en solution 100% plus élevée que celle des eaux de pluie tropicales. Si l'on considère que l'origine de l'agressivité est due essentiellement à la présence de CO_2, cette teneur de $CaCO_3$ correspond à une pression partielle de CO_2 environ 4 fois plus élevée en Laponie et 6 fois aux Antilles, que celle de l'atmosphère.

La pression partielle d'anhydride carbonique correspondant aux concentrations initiales de $CaCO_3$ des eaux circulant sur calcaire nu serait environ égale à celle de l'atmosphère pour l'Irlande et de l'ordre de 2 fois plus grande pour les pays tempérés et arctiques. Sur calcaire recouvert d'une couche de mousse, elle serait égale à la pression partielle de CO_2 atmosphérique pour l'Irlande et les régions arctiques et légèrement supérieure pour les pays tempérés. Enfin, pour les ruissellements au contact sol-calcaire, elle serait 8 fois plus élevée pour les pays tempérés et seulement environ 2 fois pour les régions tropicales humides.

II.- Eaux stagnantes.

1.- Climat tropical humide.

Les eaux stagnantes de bas de versants à la Jamaique et à Puerto-Rico forment des nappes plus ou moins temporaires et plus ou moins profondes; dans certains cas, on remarque la présence d'une végétation du type aquatique. L'alimentation de ces mares résulte de l'apport pluvial direct, de l'eau de ruissellement de versants et quelquefois de petites sources karstiques. Leur teneur initiale en calcaire est en conséquence très variable (10-135 mg/l de $CaCO_3$); en moyenne, elle atteint 78 mg/l pour les deux pays (tableau III). La concentration en nitrate est faible (4,7 mg/l), celle des sulfates varie entre 2,5 et 9 mg/l. La majorité des eaux sont agressives comme le souligne le test d'agressivité (tableau IV). Sur 12 échantillons examinés, dont 3 provenaient de Cuba et du Mexique, 10 d'entre eux étaient susceptibles de dissoudre des quantités de calcaire variant de 10 à 85 mg/l.

La teneur initiale moyenne de ces eaux étaient de 53 mg/l, elle atteint 103 mg/l soit une augmentation de 100% (tableau V).

Pour un certain nombre d'échantillons (eaux de dolines chargées de végétation à Puerto-Rico), nous avons déterminé la teneur en matières organiques; les valeurs obtenues varient entre 15 et 25 mg d'oxygène par litre (D.C.O.). Il est difficile d'établir une relation simple entre ces concentrations et la teneur finale de l'eau en $CaCO_3$; pour les eaux dont la D.C.O. est voisine, on observe des teneurs initiales ou finales qui varient du simple au double (65-130 mg/l).

On doit remarquer que d'après les courbes d'équilibre de Roques (2), concernant le système $CaCO_3 - CO_2 - H_2O$, des échantillons sursaturés (Puerto-Rico : 110 et 55 mg/l, Jamaïque : 50-55 mg/l) étaient en fait encore agressifs puisqu'ils ont dissous respectivement 15 et 10 mg/l (Puerto-Rico) et 30 et 45 mg/l (Jamaïque) de $CaCO_3$ supplémentaires. Seul un échantillon (Puerto-Rico 110 mg/l) a atteint l'équilibre, tandis que les autres sont restés sous-saturés. Un certain nombre d'eaux, même celles initialement sursaturées, pour lesquelles on a fait le test d'agressivité, restent ou deviennent apparemment fortement sous-saturées lorsqu'on les conserve en présence de $CaCO_3$ pulvérulent, si l'on tient compte des pH d'équilibre. Faut-il en conclure que l'agent réactif produit résulte d'acides organiques apparaissant en régime anaérobie lors de la conservation des échantillons?

Pour l'un d'eux, saturé initialement, mais conservé en présence de formol, on n'a pas observé, après 2 mois, une augmentation de l'alcalinité totale.

2.- Climat océanique.

Les eaux ont été prélevées dans des drains de tourbières d'Irlande; elles proviennent principalement d'apport pluvial direct. Certaines sont minéralisées (circulant sur schistes : 25-45 mg/l, sur calcaire: 120 mg/l de $CaCO_3$) d'autres ne le sont pas. L'eau la plus concentrée en $CaCO_3$ provient d'infiltrations et a été recueillie à la base de la tourbière (177 mg/l). La teneur moyenne des eaux minéralisées est de 96 mg/l de $CaCO_3$ (25-177 mg/l) (tableau III). Elles sont en général fortement chargées en chlorures (17-55 mg/l) en raison de la proximité de la mer et des vents d'ouest dominants; La teneur de SiO_2 est faible (0-2,9 mg/l) celle de SO_4^{--} varie de 0 à 20 mg/l. Elles sont toutes fortement agressives initialement, à l'exception d'un échantillon contenant 113 mg/l de calcaire, qui a été prélevé dans un ruisseau de drainage de tourbière circulant sur calcaire. Le test d'agressivité est positif dans tous les cas, à l'exclusion de deux échantillons pour lesquels l'équilibre n'était pourtant pas atteint (115-170 mg/l de $CaCO_3$).

La teneur initiale moyenne des eaux minéralisées pour lesquelles on a effectué le test d'agressivité est de 35 mg/l, elle atteint 69 mg/l après un contact prolongé avec $CaCO_3$, soit une augmentation de 100%. Les eaux non minéralisées ne dissolveraient dans les mêmes conditions, qu'en moyenne 50mg/l (tableau IV).

La demande chimique en oxygène est importante ; en moyenne, elle est 30% supérieure (32 mg/l) à celle observée pour les eaux tropicales. Comme pour ces dernières, les eaux les plus chargées en matières organiques n'ont pas une action agressive plus importante.

3.- Climat tempéré.

Ces eaux ont des provenances variées (marais, eaux stagnantes au pied d'un escarpement ou mare); l'alimentation de ces nappes provient principalement directement de la pluie. Certaines présentent une végétation aquatique. Elles ont des concentrations initiales de $CaCO_3$ qui varient de 20 à 222 mg/l. Celle dont la teneur est la plus faible (20 mg/l) et celle dont elle est la plus forte (222 mg/l) proviennent respectivement d'une petite mare avec végétation et d'une doline sans végétation situées dans une zone crayeuse (Yonne) (tableau III). D'autres ont été prélevées dans certains étangs des Dombes ou des mares situées au pied d'escarpements calcaires dans le Bugey. Elles renferment des quantités d'ions sulfates variables (0-24 mg/l), mais ne contiennent que des traces de nitrates. Deux échantillons (B) et (B') proviennent du même marais; l'un (B) effectué en surface a une teneur 50% plus élevée (150 mg/l) que l'autre (B') prélevé en profondeur (15 cm) (105 mg/l), mais le premier est relativement plus agressif (150 à 220 mg/l) que le dernier (105 à 140 mg/l).

Toutes ces eaux sont agressives sauf deux qui sont sursaturées (195 et 222 mg/l) et une à l'équilibre (110 mg/l). Le test d'agressivité est positif pour les 5 échantillons examinés. La teneur initiale moyenne est de 121 mg/l, la teneur finale moyenne de 177 mg/l, soit une augmentation de 46% (tableau IV). Après 11 jours de contact avec $CaCO_3$ pulvérulent, deux eaux apparaissent encore fortement agressives, d'après les courbes d'équilibre (140 et 155 mg/l), l'une est sensiblement à l'équilibre (220 mg/l) et les deux autres sont sursaturées (250-120 mg/l). La D.C.O. moyenne est sensiblement du même ordre de grandeur que celle observée en Irlande. (30 mg d'oxygène/l).

L'examen de l'évolution de la concentration de $CaCO_3$ de divers échantillons d'eau stagnante prélevés au cours du temps (de Janvier à Juin, variations de température de l'ordre de 15 °C, Yonne) met en évidence une augmentation lente de la teneur qui peut atteindre 100%; cet effet peut être vraisemblablement attribué à une concentration de la solution par évaporation.

4.- Climat arctique.

Les eaux proviennent essentiellement de marais et tourbières de Haute Laponie Norvégienne et Finlandaise, qui sont alimentés par apport pluvial direct. La plupart d'entre elles sont peu ou pas minéralisées (0-25 mg/l); celles qui sont au contact du calcaire ont une concentration qui varie de 37 à 105 mg/l. La teneur moyenne est de 55 mg/l de $CaCO_3$. Leur teneur en ions sulfates et chlorures est variable (SO_4^{2-} : 0 - 24 mg/l; Cl^- : 0-10 mg/l); la silice est présente à l'état de traces (inférieur à 1 mg/l) (tableau III).

D'après les courbes d'équilibre, elles sont agressives à l'exception d'un échantillon qui provenait d'une eau au contact de petits blocs calcaires, qui est saturée (40 mg/l $CaCO_3$). Le test d'agressivité est possitif pour tous les échantillons. La teneur initiale moyenne des eaux minéralisées pour lesquelles on a effectué le test est de 32 mg/l de $CaCO_3$; en présence de $CaCO_3$ pulvérulent, elle atteint 83 mg/l, soit une augmentation de 16%. La concentration moyenne des eaux non minéralisées est, dans les mêmes conditions, de 73 mg/l de $CaCO_3$. Des échantillons (A) et (A') proviennent d'un même marais; l'un (A') prélevé à la surface est deux fois moins agressif que l'autre (A) provenant d'une profondeur de 60 cm (100-47 mg/l) bien que les D.C.O. soient du même ordre de grandeur. Pour l'ensemble des échantillons, la D.C.O. moyenne est de l'ordre de 36 mg/l, comparable à celle mesurée pour les eaux des tourbières d'Irlande. Dans ce cas aussi une concentration élevée des matières organiques ne provoque pas nécessairement une agressivité plus grande. Le plus souvent on constate que même après un contact prolongé avec $CaCO_3$ pulvérulent, les eaux apparaissent encore fortement sous-saturées.

5.- Conclusions.

La comparaison des teneurs initiales des eaux stagnantes au contact du calcaire des divers pays étudiés montre que si l'on se refère au nombre d'échantillons dans un état d'équilibre donné, par rapport au nombre total d'échantillons examinés, c'est en Laponie que l'on relève le pourcentage le plus élevé d'échantillons agressifs (88%). Ensuite viennent l'Irlande (80%) puis les régions tempérées (66%) et enfin les pays tropicaux humides (45%). Notons que l'évaporation doit jouer un grand rôle sur l'état de sursaturation de nombreuses eaux stagnantes des pays tropicaux.

Il est difficile de dire si les eaux sont en moyenne plus agressives dans un pays que dans un autre, car le nombre de valeur expérimentales dont nous disposons est trop faible pour définir un indice de saturation moyen ayant une signification.

Le classement diffère s'il est effectué à partir des teneurs initiales moyennes; celle-ci sont plus élevées dans les régions tempérées (111 mg/l), ensuite on trouve les eaux océaniques (96 mg/l), les eaux tropicales humides (78 mg/l) et enfin celles des régions arctiques (55 mg/l). Cet ordre est sensiblement le même que celui obtenu après le test d'agressivité (en tenant compte des réserves exprimées ci-dessus); climat tempéré (177 mg/l), climat océanique (104 mg/l), climat tropical humide (103 mg/l) climat arctique (83 mg/l), ce qui correspond respectivement à des pressions partielles de CO_2 de l'ordre de $7\text{-}8.10^{-3}$, $1,6.10^{-3}$, $2,3.10^{-3}$ et 9.10^{-4} atmosphère.

La pression partielle de CO_2 nécessaire pour atteindre les teneurs initiales de $CaCO_3$ des eaux stagnantes examinées est d'environ 6 fois (climat tempéré), trois-quatre fois (climat tropical humide) et trois fois (climat océanique)supérieure à la pression normale. Pour les régions arctiques, elle est sensiblement du même ordre de grandeur que celle de l'atmosphère.

III.- Discussion.

Si l'on se réfère à la convention adoptée pour définir le degré d'agressivité d'une eau, les eaux stagnantes examinées présentent une agressivité statique totale très forte (supérieure à 100 mg/l de $CaCO_3$) dans les régions à climat tempéré (177 mg/l), océanique (104 mg/l) et tropical humide (103 mg/l). Les eaux de ruissellement ont une agressivité forte dans les pays tropicaux (95 mg/l) et arctique (94 mg/l) et très forte dans les régions océaniques (115 mg/l). Nous n'avons aucune mesure pour les pays tempérés.

Il y a un fait qu'il convient de souligner particulièrement dans les expériences d'agressivité; sur les eaux minéralisées, agressives ou saturées, qu'elles soient de ruissellement ou stagnantes, on constate pour celles dont le pH initial est supérieur à 7,6, une diminution de la valeur de ce paramètre quand on ajoute du calcaire ce qui a pour effet, dans la plupart des cas, si l'on tient compte des courbes d'équilibre, de rendre agressive une eau saturée ou d'accentuer l'état d'agressivité initial (une seule exception, en France, ph initial 7,75). Le sens de variation du pH est en contradiction avec les courbes d'évolution calculées pour les eaux idéales; en effet, à une augmentation d'alcalinité correspond un accroissement de la valeur du pH. De plus, pour un échantillon, l'eau primitivement sursaturée (Jamaïque: teneur initiale (TI) : 90 mg/l de $CaCO_3$, ph : 8,22,20°C), est restée dans cet état (teneur finale (TF) : 85 mg/l) tandis que le pH a diminué (7,40).

Dans le cas où le pH est inférieur à 7,6 et pour les eaux initialement agressives, on observe en revanche une augmentation du pH, et l'état final reste agressif ou devient à l'équilibre ou saturé. Dans un autre exemple, l'eau initialement à l'équilibre (France : TI : 110, pH : 7,85, 10°C) n'a pas dissous plus de $CaCO_3$ (120) mais son pH est monté à 8,15 ce qui ce permet de dissoudre que 75 mg/l.

Pour les eaux non minéralisées, l'addition de carbonate de calcium provoque généralement une augmentation du pH; toutefois celles-ci restent fortement agressives.

Il ressort de l'analyse de ces quelques exemples que les réactions qui contribuent à la mise en solution du calcaire dans les eaux naturelles sont extrêmement complexes et qu'il est difficile d'appliquer les diverses relations élaborées dans le cas de solutions synthétiques de carbonate de calcium (eaux idéales). En effet, aux réactions habituelles intervenant dans le système $CaCO_3 - CO_2 - H_2O$ s'ajoutent ou se supersosent d'autres réactions dont la méconnaissance rend difficile l'interprétation des données expérimentales. De plus, chaque eau est un cas particulier.

La diminution du pH observée à la suite du test d'agressivité expérimental ne peut s'expliquer par les courbes d'évolution d'eaux idéales au contact avec $CaCO_3$. Dans l'état actuel de nos recherches, il semble que l'on ne puisse attribuer ce phénomène qu'à la présence d'agents agressifs autres que l'anhydride carbonique. Il en résulte que si la valeur du pH n'est pas la conséquence exclusive des équilibres dans le système $CaCO_3 - CO_2 - H_2O$, il n'est pas possible d'utiliser cette grandeur pour définir l'état d'équilibre d'une eau naturelle.

C'est probablement l'une des raisons pour lesquelles des eaux maintenues au contact de $CaCO_3$ pendant 11 jours paraissent rester ou devenir agressives. On peut aussi imaginer que cette agressivité provienne de réactions secondaires liées à la technique expérimentale utilisée; en effet, les échantillons d'eau étant conservés hermétiquement, il est possible que l'agent réactif produit résulte de la formation de composés agressifs apparaissant en régime anaérobie (acides organiques, etc.....). Pour expliquer l'agressivité observée pour les eaux non minéralisées, on peut envisager la même hypothèse; toutefois si dans ce cas, on ne se référait qu'aux réactions classiques faisant intervenir CO_2, il est possible que l'agressivité résiduelle ne résulte que de la vitesse des réactions qui diffèrent selon la concentration initiale de $CaCO_3$. Les courbes d'évolution d'eaux idéales d'allure hyperbolique (figure 1) montrent que si la vitesse initiale est relativement rapide et la même pour les eaux de faibles et fortes concentrations initiales de $CaCO_3$, une eau concentrée en $CaCO_3$ évoluera plus rapidement vers l'équilibre (courbe 2) qu'une eau peu minéralisée (courbe 1). Dans la partie plate de la courbe, les variations de la concentration de $CaCO_3$ sont relativement faibles tandis que celles du pH sont importantes. En conséquence, le temps de contact adopté (11 jours) pour faciliter les analyses sur le terrain et les conditions de conservation des échantillons, peuvent être à l'origine des anomalies observées.

Par ailleurs, rappelons que certaines eaux naturelles karstiques présentent une stabilité anormale; de plus, la présence de cations ou d'anions étrangers peut augmenter ou diminuer la solution du carbonate de calcium.

Il semble alors qu'il y a donc lieu, si l'on souhaite comprendre les mécanismes d'action des eaux naturelles sur les calcaires, de dissocier les problèmes et notamment d'effectuer des expériences systématiques détaillées devant permette de résoudre telle ou telle question particulière. De plus, il est indispensable que les analyses physico-chimiques des eaux naturelles soient aussi complètes que possible, car l'absence de données précises quantitatives fondamentales (en particulier, la plus importante, la concentration de CO_2 total) rend illusoire la résolution des problèmes. Il est évident qu'il faut poursuivre simultanément, comme par le passé, les analyses d'eaux systématiques dans diverses conditions climatiques ou morphologiques, mais les résultats obtenus ne permettront que de tirer des conclusions qualitatives générales.

Dans l'état actuel de nos recherches, les données expérimentales sont insuffisantes pour dégager une interprétation du relief karstique des régions à climat tropical humide (karst à mamelons), par rapport à celui que l'on observe dans d'autres zones climatiques, en particulier dans la zone tempérée. En effet, en tenant compte des réserves mentionnées ci-dessus, il apparaît que les pays dont les eaux de ruissellement et les eaux stagnantes présentent une agressivité et une teneur de $CaCO_3$ maximum, sont ceux situés dans les régions à climat tempéré.

Nous pensons avec Monsieur P. Birot (7), que le ruissellement superficiel peut être plus fréquent dans la zone tropicale en raison de l'intensité des averses. Par ailleurs, le ruissellement généralisé affectant les surfaces convexes dont les lignes de plus grande pente divergent vers le bas est le privilège des régions tropicales. Pour ce qui concerne les eaux stagnantes, il y a un facteur important qui intervient en faveur de la zone tropicale: dans ces régions, une mare temporaire occupe une surface beaucoup plus grande que dans la zone tempérée en raison de la concentration des averses, ce qui a pour effet de favoriser l'extension des poljés.

Enfin, si la teneur de $CaCO_3$ des eaux de dissolution superficielle relevée en climats tempéré et froid se confirme, il faudra admettre que la température n'est pas le facteur important qui contribue à la mise en solution du calcaire dans les zones tropicales humides. Pour dégager l'importance relative des différents processus de dissolution, il est nécessaire d'effectuer de nombreuses analyses et d'établir de nombreux bilans hydroliques locaux."

Bibliographie

1).- R. Muxart, T. Stchouzkoÿ et J.Cl. Franck, Spélaion-Corso, N° 1,1,1965.

2).- H. Roques, Ann. de Spéléologie, t. 19, N° 2,255,1964.

3).- D. Aubert, Bull. Soc. Vaudoise des Sci. Nat. 324,69,8365,1967.

4).- Y. Gams, consulter Spélaion- Carso, N° 6,31,1967.

5).- H. Roques, Ann. de Spéléologie, t. 18, N° 2,141,1963.

6).- R. Muxart et T. Stchouzkoy, Ann. de Spéléologie (sous presse).

7).- P. Birot, J. Corbel et R. Muxart, Mémoires et Documents (C.N.R.S.),335 , 1968.

Zur Ergänzung der vergleichenden Forschungen der Karstkorrosionsintensität

IVAN GAMS (Ljubljana / Jugoslawien)

Summary:

The author has tried to compare the published data on corrosion intensity in the river basins listed in this paper. The attempt has shown that many results could not be equivalently compared with each other as they were not obtained with the same methods, are not representative enough or because of insufficient documentation. If the International Commission for Karst Denudation at the Speleological Union aims to carry out a more exact and valuable comparison, it should demand from the researchers a minimum exactness in the determination of mean water hardness and run-off, and a better documentation of lithology, soil, climatology, vegetation and the methods used in the calculations. The paper aims to stress the influence of lithology, soil, vegetation, various methods of calculation on the calculated corrosion intensity and the annual oscillations of water hardnesses.

Die Erforschung der Korrosionsintensität ist in der Karstmorphologie eine Mode geworden. Besonders seit der Gründung der Kommission für Karsterscheinungen bei der IGU und nach den Anregungen zu quantitativen Methoden (LEHMANN, 1956) sind fast unübersehbare Abhandlungen zu dieser Problematik erschienen. Quantitative Daten über die Korrosionsintensität der Flussgebiete kann man u.a. finden in BÖGLI, 1962/63, für die Muota in der Schweiz, BAUER, 1965, für den Dachstein, BALAZS, 1968, für Indonesien und Ungarn, CORBEL, 1957, 1959, 1960, 1964, 1965, DOUGLAS, 1964, sowie Corbel mit einer Liste der Flussgebiete aus vielen Ländern, GAMS, 1962, 1966, 1968, für Slowenien und den übrigen dinarischen Karst, HABIC, 1968, für den Trnovski gozd in Slowenien, MARKOVICZ-LOHINOWICZ, 1968, für den Czenstochovska Jura, Polen, MUXART-STCHOUZKOY-FRANK, 1966, für den Jura, NICOD, 1967, für Basse-Provence, PULINA, 1968, für Sibirien, PITTY, 1966, SWEETING, 1963, 1964, SMITH, 1968, SMITH-MEAD, 1962, WILLIAMS, 1963, 1964, WILLIAMS-JENNINGS, 1968, alle für Britannien und Irland. Eine kritische Übersicht führt jedoch zum Schluss, dass wir wegen der mangelhaften Dokumentation nicht alle Ergebnisse als gleichwertig ansehen und miteinander vergleichen dürfen und dass noch viele Faktoren, die die Intensität beeinflussen, zu wenig erforscht sind. Da aber eine Korrelation der Forschungen und eine eventuelle Vereinheitlichung der Methoden das Bestreben der auf dem IV. Internationalen Speläologischen Kongress in Ljubljana im Jahre 1965 gegründeten Kommission für Karstdenudation ist, werden hier einige Erwägungen darüber angestellt, was diese Vergleichung m.E. hindert. Grundlage für die vielen Erwägungen sind die Ergebnisse der Forschung im slowenischen Karst, worüber eine Übersicht in der Veröffentlichung der Kommission für Karstdenudation anlässlich des V. CIS berichten wird (GAMS, 1969). Dieser Aufsatz soll als eine Fortsetzung des erwähnten Berichtes gelten. Sein Bestreben ist, die zukünftigen Forschungen zur Korrosion hinsichtlich folgender Elemente zu ergänzen, um eine Vergleichung zu erleichtern.

1. Lithologische Struktur

Aus den neuen Abhandlungen (u.a. BÖGLI, 1956, SWEETING, 1964, 1967, 1968, KELLER, 1963) geht hervor, dass jedem Gestein eine spezifische Wasserhärte entspricht. Die höchsten Härten der Gewässer findet man im Gips. Nach GORBUNOVA, 1968, beträgt die Mineralisation der Hydrofazies SO_4-Ca(HCO_3) 1500-2700 mg/l und der Gehalt an SO_4 von 700 - 1600 mg/l. Werte bis 2184 mg SO_4 hat in Sibirien auch PULINA, 1968, gefunden. Auch einige Arten des Dolomits geben höhere Gesamthärten des Abflusswassers (s. SWEETING, 1967, S.4). In Slowenien sind die in deutschen Härtegraden gegebenen Gesamthärten des Wassers im triadischen Dolomit, der auf der Oberfläche sandig ist, nominal um etwa 1/5 höher (nicht in mg/l), als im Kalkterrain in der Umgebung. Von den Kalkarten zeigen die höchsten Kalkhärten des Abflusswassers die sogenannten Biomykriten. In Nordengland sind die doppelt so löslich wie in Spariten und Mykriten (SWEETING, 1967, 1968). Dasselbe gilt für den biogenen Riffkalk in Slowenien (GAMS, 1966).

Die Einzugsgebiete der Wasserläufe, in denen die Messungen stattfinden, sind fast immer aus vielen karbonatischen Gesteinen und Kalkarten zusammengesetzt. Man kann die Korrosionsintensität der petrographische verschiedenen Einzugsgebiete nicht vergleichen, ohne zu wissen, was für einen Anteil die Sulfate, Dolomite, Mergel, Kalkarten, usw. ausmachen.

Besondere Behandlungen verlangen die Vergleichungen der Messergebnisse und Berechnungen auf Grund der Formel:

$$I = \frac{4\,E\,T\,n}{100}$$

I = jährliche Korrosion in m^3/km^2
E = jährliche Entwässerung in dm
T = Gewicht der gelösten Salze in mg/l
n = Teil des Einzugsgebietes, den die Kalke (manchmal Karstgestein) bzw. undurchlässigen Gesteine einnehmen.

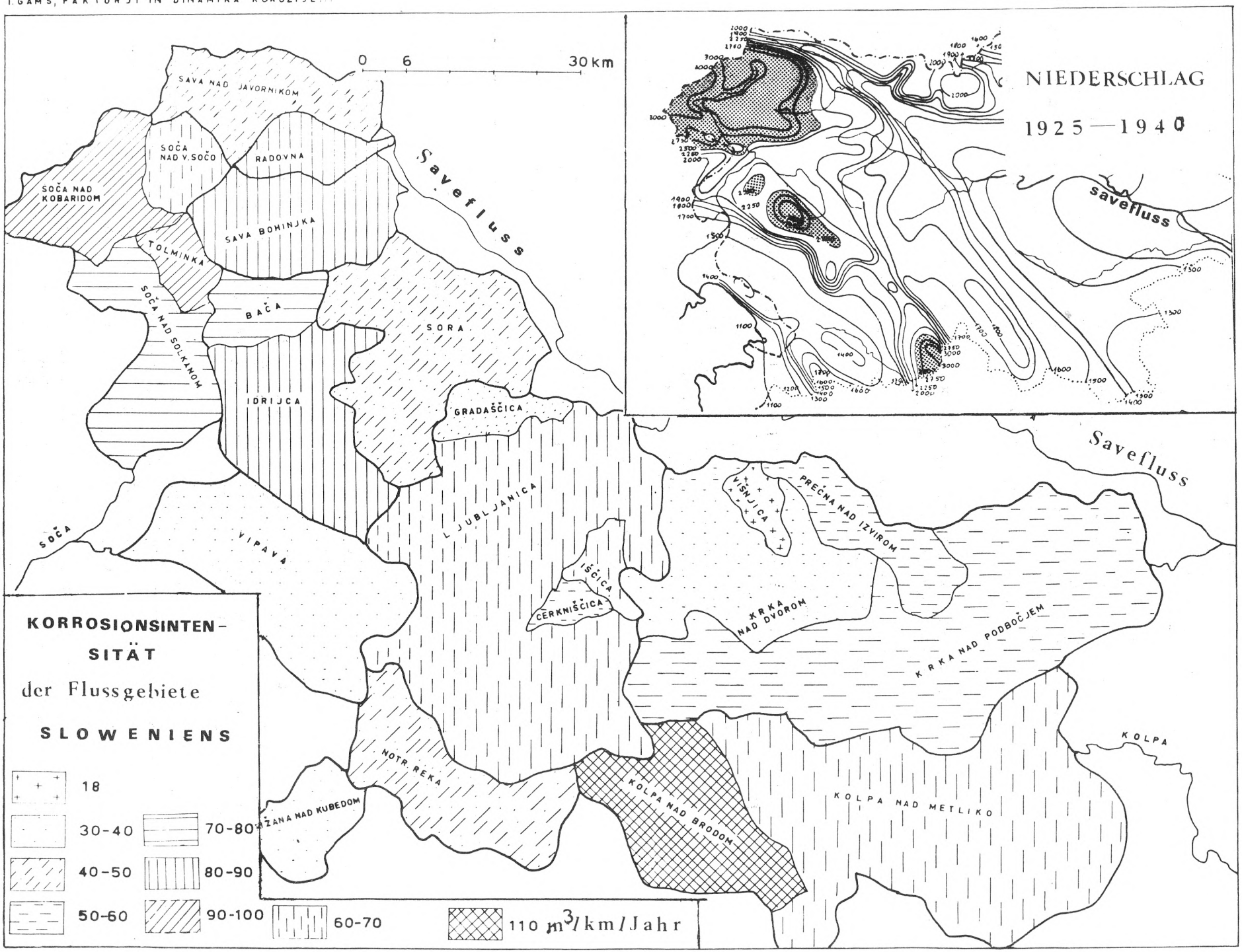
Nach dieser Formel vergrössert man die Korrosionsintensität des Kalk(Karst)gebietes, die man auf Grund der Messtelle im Fluss berechnet, im Verhältnis zur Grösse des Koeffizienten "n" (z.B. CORBEL, 1959), S. 105, für den Gold Creek). Diese Formel ist berechtigt nur im Falle, dass das übrige Gebiet keinen chemisch gelösten Stoff hinzufügt. Auch in Slowenien haben manche Mergel, karbonatische Sandsteine und Schiefer und einige Flysche grössere Kalkhärte als die Qzellen aus den reinen Kalken. Nur von fder oberflächlichen Entwässerung auf nichtkarbonatische Sedimente und Korrosionsintensität zu schliessen, ist deshalb nicht haltbar. Die Erforschung der Korrosionsintensität ist deshalb nicht nur die Sache unserer Kommission für Karstdenudation, sondern auch der Kommission für die rezenten geomorphologischen Prozesse, die auf dem Intenrationalen Geographen-Kongress in New Delhi im Jahre 1968 gegründet wurde.

2. Mittlere Härte des Abflusswassers als Grundlage für die Berechnung

Fast einwandfrei kann man die Korrosion mit täglichen Messungen der Wasserhärten und der täglichen Abflussmengen aus dem Einzugsgebiet bestimmen. Leider müssen sich die Karstmorphologen gewöhnlich auf wenige Messungen stützen. Es ist die Frage, wie weit man die Härtemessungen reduzieren darf, um die wirkliche jährliche Korrosionsintensität berechnen zu können. Die Antwort ist abhängig vom Ausmass der Härteoszillation während eines Jahres, von Jahr zu Jahr und in Bezug auf den Wasserstand. Das Ausmass der Schwankungen ist aber jedem Flussgebiet eigen und aus den diesbezüglichen Abhandlungen kann man nicht allgemeine Gesetze ableiten. Dabei muss man das Sickerwasser im Kalkkarst von dem oberflächlichen Flusswasser trennen. Ein zeitlich vergrösserter Durchfluss begleitet zeitlich vergrösserte Kalkhärte in der Höhle von POSTOJNA (GAMS, 1966) und Aggtelek (JAKUCZ, 1960). In den Höhlen Sloupske und Sosuvske jeskyne im Mährischen Karst sind die grössten Kalk- und Magnesiumhärten des Sickerwassers während des Wasserhochstands im Sommer (STELCL, 1964). Der Jahresverlauf der Kalk- und Gesamthärten in der Postojna-Höhle (GAMS, 1966), in den meisten Karstquellen in Slowenien (NOVAK, 1965, HABIC, 1968) und in den Quellen im Bayrischen Voralpengebiet (WILHELM, 1956) erreicht die grössten Werte im Spätherbst oder Frühwinter, die niedrigsten Werte im Spätwinter und Frühling. Im Central-Pennsylvania-Karstgebiet dagegen sind die niedrigsten Werte im März und April und der Gesamthärteverlauf scheint ein Gegenbild der Wasserführung zu sein (WHITE-STELLMACK, 1968). Die grösste Karstquelle in Bulgarien, Glava Panega, zeigt im Jahresverlauf der Karbonathärte eine Gegensätzlichkeit zur Temperaturkurve. Die Höchstwerte sind im Februar und März, die niedrigsten im August und September (PENCEV. 1965). PITTY (1966) hat mit der reicheren Dokumentation für die Zeit von Mai 1963 - Juli 1964 bewiesen, dass eine gesteigerte Tageslufttemperatur sich nach 84 Tagen in der vergrösserten Gesamthärte des Sickerwassers im Fergus-Flussgebiet in Irland auswirkt. Nach EK (1968) schwanken dagegen in den belgischen Höhlen Kalk- und Magnesiumhärte nur unwesentlich.

In den meisten oberflächlichen Karstflüssen haben die Forscher eine Verringerung der Kalk- und Gesamthärte bei vergrössertem Durchfluss gemessen, nicht jedoch im Black River, Jamaica (ASHTON, 1968).

Auch der Umfang der Härteschwankung ist von Ort zu Ort sehr unterschiedlich. Mit Messungen jede zweite Woche von Spril 1963 bis April 1964 konnte man in der Höhle von Postojna folgende Unterschiede zwischen dem Maximum und Minimum der Gesamthärte des Sickerwassers, das vom Waldgebiet kommt, bzw. Schwankung in Prozenten an drei Messtellen feststellen : 30 % (15,2° DH = 100 %, Minimum 10,7° DH = deutsche Härtegrade), 28 % (15,2 - 10,8°), 30 % (15,4 - 10,0° DH). Die kleinste Jahreschwankung (12,4 - 11,1° DH) zeigte das Sickerwasser unter der Wiese. Da auch in Mendip eine ähnliche kleine Schwankung gefunden wurde (SMITH-MEAD, 1962), liegt die Vermutung nahe, dass das eine Folge der Vegetation ist. In den echten Karstquellen in Slowenien haben Messungen der Gesamthärten einmal in der Woche im Auftrag der Geologischen Anstalt (NOVAK, 1965) folgende Extremwerte ergeben: in der Quelle Obrh 10,3 und 13,0° DH, Rizana 9,7 - 14,1, Bistra 11,0 - 13,1, Obrh in Ilirska Bistrica 7,6 und 10,5, Hubelj 5,8 und 8,2, Krupa 11,0 und 16,8, also eine durchschnittliche Schwankung von 24 %. Im Fluss Ljubljanica


0 6 30 km
SAVA NAD JAVORNIKOM
SOČA NAD V. SOČO
RADOVNA
SOČA NAD KOBARIDOM
SAVA BOHINJKA
TOLMINKA
SOČA NAD SOLKANOM
BAČA
IDRIJCA
SORA
GRADAŠČICA
Savefluss
LJUBLJANICA
SOČA
VIPAVA
IŠČICA
ČERKNIŠČICA
VIŠNJICA
PREČNA NAD IZVIROM
KRKA NAD DVOROM
KRKA NAD PODBOČJEM
KOLPA
NOTR. REKA
ŽANA NAD KUBEDOM
KOLPA NAD BRODOM
KOLPA NAD METLIKO
NIEDERSCHLAG
1925—1940
Savefluss
KORROSIONSINTEN-
SITÄT
der Flussgebiete
SLOWENIENS
18
30-40
40-50
50-60
70-80
80-90
90-100
60-70
110 m³/km/Jahr

in Ljubljana wurden in den Jahren 1961 - 1964 Extremwerte von 7,6 und 13,1°DH Gesamthärte (Schwankung 42 %) gemessen, in dem vom Flyschgebiet des Beckens von Postojna kommenden Fluss Pivka in der Zeit von April 1963 bis April 1964 4,8 und 11,5°DH (61 %). In der erwähnten Quelle Glava Panega, in deren Einzugsgebiet Schwindbäche vorkommen, wurden die Extremwerte von 8,13 und 16,03°DH Gesamthärte gemessen (PENCEV, 1965).

Jahresverlauf und Ausmass der Schwankung sind im Zusammenhang mit der Hydrofazies bzw. der Art der Mineralisation. In den Flüssen im Dolomitgebiet schwankt der Gehalt an $MgCO_3$ in Bezug auf den Wasserstand viel mehr als der an $CaCO_3$. In Slowenien ist die Magnesiumhärte in den kalkten Monaten gewöhnlich höher. In Mitteleuropa hat die Nitratkonzentration ein Maximum im Frühjahr, ein zweites im Herbst und ein Minimum im Sommer. Kieselsäure hat ein Frühjahrsmaximum und ein Frühsommerminimum (KELLER, 1963).

In der Höhle von Postojna komnte man beweisen, dass der Umfang der Kalk- und Gesamthärte des Sickerwassers in der Jahresschwankung von Jahr zu Jahr variiert.

Aus allen diesen Gründen ist die genauere Bezeichnung des Datums, der Zahl, Dauer und Art der Härtemessungen eine notwendige Ergänzung.

3. Bestimmung der Abflussmenge

In den Abhandlungen über die Korrosionsintensität in den Flussgebieten sind zwei nicht gleichwertige Verfahren zu finden: Berechnungen der Abflussmengen aus den durchschnittlichen Niederschlägen, reduziert um die Evaporation (die letzte berechnet mittels allgemeiner Formeln), oder aus dem am Pegel im Rahmen des hydrometeorologischen Dienstes gemessenen Durchfluss. Das erste Verfahren ist nicht imstande, alle Unterschiede von Flussgebiet zu Flussgebiet hervorzuheben. Im Karstgebiet werden diese Unterschiede auch durch die geologische Struktur beeinflusst. Im Dolomit sind z.B. in Slowenien die Abflusskoeffizienten beträchtlich kleiner als im Kalkgebiet. Das ergeben auch folgende Daten des hydrologischen Dienstes (FURLAN, 1965):

Name des Flussgebiets	Flussgebiet in km^2	Niederschlag in mm	Abfluss in mm	Evapotranspiration in mm	Abflusskoeffizient
V o r w i e g e n d K a l k e:					
Ljubljanica (Vrhnika)	707	1690	1031	659	0,61
Sava Bohinjka	380	2575	2104	471	0,817
V o r w i e g e n d e D o l o m i t, teilweise Kalk, Sandstein u. ähn.:					
Hribscica	40,7	1700	918	782	0,54
Podlipscica	30,2	1565	845	720	0,54
Borovniscica	60,1	1600	890	710	0,50

Im Dolomit ist die Evaporation grösser und die Härte des im Boden gebliebenen Wassers muss selbstverständlich auch grösser sein. Die Koeffizienten sind etwa um 1/10 kleiner als im Gebiet, in dem vorwiegend Kalke vorkommen. Trotz der höheren Gesamthärten sind deshalb die Korrosionsintensitäten die gleichen oder wenig niedriger als im Kalkgebiet.

Trotz der Unzulänglichkeiten des ersten Verfahrens sind wir bei den echten Karstquellen oft gezwungen, die Evapotranspiration mittels theoretischer Formeln zu berechnen, da bei ihnen der Umfang des Entwässerungsgebietes fast immer unbekannt ist. Auf rund 500 km^2 des dinarischen Karstes in Slowenien kennt man keine einzige grössere Quelle mit festgestelltem Umfang des Einzugsgebietes.

Eine oft vernachlässigte Tatsache ist, dass die Abflussmengen von Jahr zu Jahr bis zur Hälfte und mehr variieren und fast äquivalent mit ihnen auch die Korrosionsintensität. Beweise dafür führt DOUGLAS, 1964, an. Zur Ergänzung der Korrosionsintensität gehört also die Angabe, auf welche Zeitspanne sich die ausgenützten Abflussmengen beziehen und wie sie zum langjährigen Mittel stehen.

4. Einfluss der Boden- und Vegetationsverhältnisse

Wenn wir berücksichtigen, dass die Karbonathärte meist durch den CO_2-Gehalt der Bodenluft beeinflusst ist, müssen die genannten Faktoren eine sehr wichtige Rolle spielen. Es wurden nicht nur Unterschiede zwischen dem nackten und bedekcten Karst, sondern auch in der verschiedenen Zusammensetzung des Waldes Ursachen für die verschiedene Kalkhärte und ihren verschiedenen Jahresverlauf gefunden (GAMS, 1966).

5. Frage der Repräsentation des erforschten Gebiets

Bei sorgfältigen Messungen in den längeren Höhlen kann man Unterschiede von mehreren Gesamthärtegraden ineeiner Entfernung von wenigen zehn Metern konstatieren (GAMS, 1966). In jeder Ader des Sickerwassers muss ein zeitlich und örtlich verschiedenes Verhältnis zwischen Korrosion und Kalksedimentation im Boden (Kalzifikation!), im Gestein (Sinterablagerung in den Hohlräumen) und in den oberflächlichen Läufen herrschen. Einzelne Messungen der Wasserhärte repräsentieren deshalb nur örtliche Verhältnisse. Das Gleiche gilt für die Härte des Wassers in Brunnen oder Tiefbohrungen, die gewöhnlich eine höhere Mineralisation aufweisen und mitunter sehr verschieden sind. Soweit das Tiefwasser in die Entwässerungszirkulation einbezogen ist, wirkt es auf die Härte des Abflusswassers und ist in die allgemeine Korrosionsberechnung eingegliedert. Auf Grund der Differenzen in der Härte der oberflächlichen Gewässer und des Tief(=Grund)wassers die oberflächliche Korrosionsintensität von der Tiefkorrosion zu trennen (CORBEL, 1959), das ist auch für den Karst schwer zu befürworten und kann zu Fehlschlüssen führen. Lokale Messungen haben hinsichtlich der Repräsentation den gleichen Wert wie die Berechnungen der Korrosion auf Grund archäologischer Fundstellen, Veränderungen an Denkmälern, der Bodenbilanzierung, usw.

Obgleich sich die lokalen Unterschiede in grösserem Raum ausgleichen, bestehen in der Korrosionsintensität doch grosse Unterschiede von einem Flussgebiet zum anderen. Das zeigt die beigefügte Karte für den slowenischen Karst. Obgleich er fast im ganzen in einem Klimatypus (nach Köppen) liegt, variieren die Korrosionsintensitäten von rund 10 bis über 100 m^3/km^2 im Jahr. Sie sind genauer nur im Flussgebiet der Ljubljanica ermittelt, wo systematische langjährige Messungen stattfanden. Für die anderen Einzugsgebiete stützt sich die Berechnung auf einige Dutzend Messungen. Den Abfluss hat der hydrologische Dienst geliefert. Es hat m.E. wenig Wert, eine mittlere Intensität des slowenischen Karstes oder sogar des ganzen Klimagürtels zu suchen, und dies desto weniger, als die Intensität stark durch die Faktoren, die der Mensch verändert hat, beeinflusst wird (Bodenschwund, Veränderung der Vegetation, künstliche Düngung, Anreicherung von CO_2 in der Luft, usw.). Zur Bestimmung des Einflusses des reinen Klimas scheint das Verfahren mit den ausgesetzten Kalkplatten, auf die Steinoberfläche gelegt, zweckmässiger. Den Gewichtverlust der Platten (Go-Gl), hergestellt aus dem gleichen Kalk, berechnet man nach bestimmter Zeit für die Oberfläche (A) der Platte mittels der Formel (REBEK, 1964):

$$D(mm) = \frac{Go - Gl(mg)}{A(mm^2).2{,}7(mg/mm^3)}$$

wobei D die Dicke der gelösten Schicht in mm bedeutet.

Im Lichte der bisherigen Ergebnisse kann man die grössten Korrosionsintensitäten in den bedekcten Kalkgebieten (abgesehen vom Gipskarst) in den Gegenden mit den grössten Abflussmengen suchen, und umgekehrt.

6. Formeln zur Berechnung der Korrosionsintensität

Sie richten sich nach der Art der verfügbaren Daten. Die schon erwähnte und oft angewandte Formel

$$I = \frac{4\,E\,T}{100}$$

ist die einfachste und ist geeignet, wenn die Abflussangaben in mm zur Verfügung stehen. Die Formel ist begründet bei der Annahme, dass das spezifische Gewicht (oder die Dichte) des gelösten Stoffes 2,5 beträgt. Wenn es sich um Kalkhärte handelt und wenn die Dichte des Kalkes 2,7 (was das Übliche ist) beträgt, errechnen wir eine um 8 % zu hohe Intensität. Beim Wasser aus Dolomitgebieten mit 50 % Härte in MgO und bei einer Dichte von 2,9, beträgt der Unterschied 12 %.

PULINA, 1966, 1968, verwendet folgende Formel:

$$D = 12{,}6 \frac{t \cdot Q}{P}$$

D - chemische Denudation in m^3/km^2/Jahr, oder mm/1000 im Jahr
T - Gewicht der gelösten Salze in mg/l,
Q - Abfluss in m^3/sek.
P - Oberfläche des Entwässerungsgebietes in km^2

Auch diese Formel nimmt eine Dichte von 2,5 am.

WILLIAMS (1964, 1968) hat folgende Formel eingeführt:

$$S = \frac{E\ T\ n}{10\ D}$$

S - gelöster Kalk in m^3/Jahr/km^2 oder mm/1000 im Jahr
E - mittlerer jährlicher Wasserüberschuss (Niederschlag - Evapotranspiration) in dm
T - mittlere Gesamthärte ($CaCO_3$ + $MgCO_3$) in mg/l
D - Dichte des Kalkes oder Dolomits
$\frac{1}{n}$ - Teil des Einzugsgebietes im Kalk

Diese Formel ist angebracht, wenn der Wasserüberschuss aus Niederschlag und der theoretischen Formel für die Evaporation berechnet ist. Für den Fall des gemessenen Abflusses schlägt er vor:

$$S = \frac{f\ Q\ T\ n}{10^9\ AD}$$

S - korrodierte Schicht in mm
Q - Totalabfluss einer bestimmten Zeit
A - Grösse des Einzugsgebietes in km^2
f - Verwandlungszahl. Sie ist 1, wenn Q in Litern, 28,3, wenn er in cu.Fuss, 1,000, wenn er in m^3 gegeben ist.

Wenn die Gesamthärten in deutschen Kärtegraden, geteilt in Kalk- und Mg-Härte, und der Abfluss in Litern/sek./Jahr gegeben sind (das ist üblich in Zentraleuropa), eignet sich die Formel (GAMS, 1968):

$$I = \frac{1}{10^9} \left(\frac{(nCa)}{DCaCO_3} + \frac{nMg}{DMgCO_3} \right) \cdot Qs \cdot 31{,}500\ 000\ \frac{R}{100}$$

I = Korrosionsintensität in m^3/km^2/Jahr
nCa = Kalkhärte in deutschen Härtegraden,
nMg = Magnesiumhärte in deutschen Härtegraden,
$DCaCO_2$ = Dichte des Kalkes
$DMgCO_3$ = Dichte des Magnesiumkarbonats
Qs = mittlerer Abfluss in l/sek/km^2
$\frac{R}{100}$ = Reduktionsfaktor, benötigt im Falle, wenn ein vergrösserter Durchfluss eine zeitliche Verminderung der Härte verursacht und wenn die mittlere Härte ein Durchschnitt aus den Terminmessungen ist. Bei Hochwasserstand fliesst nämlich eine grössere Wassermenge mit niedrigerer Härte als bei Niederstand mit höherer Härte. Beim Fluss Ljubljanica in Ljubljana ist $\frac{R}{100}$ auf 0,95 berechnet.

Wenn wir die Dichte des Kalkes auf 2,7 und des $MgCO_3$ auf 2,9 bestimmen, können wir die obige Formel vereinfachen:

$$I = Qs\ (6{,}6\ nCa + 5{,}2\ nMg)\ \frac{31{,}5}{10^{-5}}\ R$$

Wegen der Folgen, die die verschiedenen Formeln für die Endergebnisse haben, ist die angewandte Formel zu erwähnen.

Am Ende schlage ich vor, dass die Kommission für Karstdenudation bis zum VI. CIS ein Kompendium mit den ergänzenden Forschungen der Korrosionsintensität vorbereitet. Diese Ergänzungen sollen m.E. das Studium in folgenden Richtungen vervollkommnen:

1. Lithologische Struktur des Einzugsgebiets: Oberfläche der einzelnen Gesteine. Kalke in Mykriten, Biomykriten und Spariten unterteilen;

2. Darstellung der Entwässerungsverhältnisse (Areal der vertikalen und oberflächlichen Entwässerung u.ä.);

3. Klimatische Daten: jährliche Niederschläge in der Messperiode, Abweichungen von langfristigen Werten, Verteilung der Niederschläge im Jahre, Temperaturverläufe;

4. Bodentypen, Bodentiefe;

5. Vegetation und Landnutzung. Wälder eingeteilt nach den überwiegenden Bäumen. Nutzungsfläche in % der Oberfläche, Düngung;

6. Wassertemperaturen - Jahresverlauf;

7. Messmethoden der Härtebestimmung. Mindestens eine vollständige Wasseranalyse;

8. Abflussmessungen: Dauer, Zahl, Jahresverlauf der Abflussmengen;

9. Formeln der Berechnung der Korrosion.

Literatur:

Proceedings = Proceedings of the 4th International Congress of Speleology in Yugoslavia, Postojna - Ljubljana - Dubrovnik, 12-26.IX.1965. Volume III. Ljubljana 1968.

Ashton, K., 1968 — Hydrological Analyses Applied to Tropical Karst. Proceedings

Balázs, D., 1968 — Karst Regions in Indonesia. Karst-es Barlangkutatés, Budapest

Bauer, F., 1964 — Kalkabtragungsmessungen in den Österreichischen Kalkhochalpen. Erdkunde, B. XVIII, 2

Bögli, H., 1956 — Der Chemismus der Lösungsprozesse im Karst. Report of the Commission on Karst Phenomena. IGU, New York

1962/63 — Das Hölloch im Muotatal. Leben und Umwelt, H.19

Corbel, J., 1957 — Les Kersts du Nord-ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaisons. Inst. des études rhodaniennes, Mémoires 12, Lyon

1959 — Erosion en terrain calcaire. Annales de Géographie, H.68

1960 — Nouvelles recherches sur les karsts arctiques Scandinaves. Zeitschr. f. Geomorphologie, Internat. Beiträge zur Karstmorphologie. Suppl. B.2

1964 — L'érosion terrestre. Étude quantitative. Ann. d. Géographie, T. LXXIII, No.398

1965 — Karsts en Yougoslavie (et notes sur le karst tcheque et polonais.) Revue Géographique de l'Est

Douglas, J., 1964 — Intensity and Periodicity in Denudation Process with special reference to the removal of material in solution by rivers. Zeitschr.f.Geomorphologie, 8, No. 4

Ek, C., 1968 — La teneur en $Ca(HCO_3)_2$ et en CO_2 des eaux des grottes belges. Proceedings

Furlan, D., 1965 — Ugotavljanje evapotranspiracije s pomocjo normalnih klimatskih pokazateljev. Elaborat in Manuscipto. NUK Ljubljana

Gams, I., 1962 — Meritve korozijske intenzitete v Sloveniji in njihov vpliv na geomorfologijo. Geografski vestnik, 34, Ljubljana

1966 — Faktorji in dinamika korozije na karbonatnih kameninah slovenskega dinarskega in alpskega krasa. Geografski vestnik 38, Ljubljana

1968 — Neka merenja intenziteta korozije u dinarskom krasu i njihov znacaj za geomorfologiju. Cvijicev zbornik. Beograd

1969 — Ergenisse der neueren Forschungen der Korrosion in Slowenien (NW-Jugoslawien) Im Druck

Gorbunova, K., 1968 — Himiceskij sostav podzemnih vod karbonatnogo i gipsovogo karsta. Proceedings

Habic, P., 1968 — Kraski svet med Idrijco in Vipavo. SAZU. Ljubljana

Jakucz, L., 1960 — Die Genetik der Höhlen des Aggteleker Gebirges im Spiegel komplexer Quellenuntersuchungen. Karsztés barlangkutatás. I. Budapest

Keller, R., 1963 — Der Einfluss von Boden, Gestein und Klima auf den Chemismus des Grundwassers. Int. Ass. Scientific Hydrology, Nr. 64, Berkeley

Lehmann, H., 1965 — Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. Report of the Commission on Karst Phenomena, IGU. Int. Geogr.Congress, Rio de Janeiro

Markovicz-Lohinowicz, 1968: Procesy współczesnej korozji krasowej masywu wapiennego Jury Czestochowskiej. Speleologia, T. III, No. 2

Muxart, R., Stchouzkoy, T., Frank, J., 1966: Le réseau de la rivière souterraine du "Puits Bouillant" (St. Aubin-Château-Neuf, Yonne). Spelaion Carso, No. 4, Arqueil

Nicod, J., 1967 — Recherche morphologique en Basse-Provence calcaire. Etudes et travaux de Méditerranée, 5

Novak, D., 1965 — Regionalna hidroloska raziskovanja slovenskega krasa. Geoloski zavod Slovenije. NUK. Novh nicht veröffentlicht

Pentschev, P., 1965 — Die Karstquelle Glawa Panega im Vorbalkan (Bulgarien). Steirische Beiträge zur Hydrologie, H. 17, Graz

Pitty, A., 1966 — An Approach to the Study of Karst Water. University of Hull, Occ. Papers in Geography, No. 5

Rebek, R., 1964 — Poskus merjenja korozije. Nase jame, 1-2, Ljubljana

Smith, D., 1968 — A Study of the Calcium and Magnesium Contents of Waters in Limestone Areas. Proceedings

Smith, D., Mead, D., 1962: The Solution of Limestone, with special reference to Mendip. Proc.Univ. Bristol Speleol.Soc., Vol. 9

Sweeting, M., 1963 — Denudation in Limestone Regions: a Symposium. Geogr. Journal, vol. 131, I

1964 — Some Factors in the Absolute Denudation of Limestone Terrains. Erdkunde, 8, No.4

1966 — The Weathering of Limestones. Essays in Geomorphology, London.

1967 — Recent Developments and Techniques in the Study of Karst Landforms in the British Isles. Maschinenschrift

1968 — Some Variations in the Types of Limestones and their Relation tothe Cave Formation. Proceedings

Stelcl, O., 1965 — Intensity of Karstification of Limestone in the zone of the vertical circulation in the mild climate of Central Europe. Journal of the Tchechoslovak Geographical Society.

Williams, P., 1963 An Initial Estimate of the Speed of Limestone Solution in County Clare, Irish Geogr. V 4, 6

1964 Aspects of the Limestone Physiography of Counties Clare and Galway, Western Ireland. Unpublished

Williams, P., Jennings, J., 1968: Contributions to the Study of Karst. Research School of Pacific Studies. Dep. o. Geogr.

Wilhelm, F., 1956 Physikalisch-chemische Untersuchungen an Quellen in den bayrischen Alpen und Alpenvorland. Münchener Geogr. Hefte, 10

Diskussion:

SWEETING (Oxford): I wish to add my congratulations to Mr. Gams for his paper. I agree entirely with the remarks of Dr. Williams and wish to add that it was also necessary to have detailed knowledge of the characters of the limestones of the area in which one was working. There areover 500 types of limestone. It is possible in our emphasis on climatic phenomena that we forgot the material with which we were dealing. The limestones themselves greatly influenced rates of denudation.

GAMS: I agree with M. M. SWEETING in emphasising the importance of types of limestone for the corrosion. The best we can do at the present state in knowledge of the relation: lithology of the carbonatic rocks - corrosion is to make descriptions of the carbonatic rocks occurring in the studied area. Factors dealt with in M. M. SWEETING's article "Recent Developments and Techniques in the Study of Karst Landforms in the British Isles" has to be taken into account. According to our studies the amount of recrystallisation of calcite is of great importance for the corrosion, soil and karstic features.

AUB (Arhus): 1) Data on sampling points are also needed. We are concerned with dynamic conditions, and especially where we sample small discharges it is essential that we know where in the boundary zone the sample is taken. In very small flows the sampling process itself may interfere with the boundary conditions. 2) Further, we need far more data on the type of rock involved. 3) There are many rocks which do not contain $CaCO_3$ as such which yield C'' ions in weathering. This has a major effect on the validity of the factor n.
4) (After P. W. WILLIAM's comment) Problems arise if there is not a simple relation between (Ca) and Q, as suggested by I. DENGLER. In such a case, WILLIAM's otherwise excellent suggestion cannot solve the problem.

EK (Strasbourg): La formule $I = \frac{4 \pi T n}{100}$ ne pose pas seulement des problèmes de standardisation des méthodes de mesure et de calcul. Son application peut poser de difficiles problèmes d'interprétation des données. Par example, n'est très difficile à définir lorqu'on a, outre les calcaires, des roches non karstiques mais contanant un certain pourcentage de carbonates (c'est le cas des grès calcaires du Zamennier belge, p.e.). La formule est d'autant plus intéressante qu'on l'applique à des bassins plus petits, ce qui réduit la plupart des eneurs problables. Mais la méthode qui vient d'été proposée par le Dr. P. W. WILLIAMS me semble d'un emploi plus rationnel et nous amène les données les plus objectives. Si nous souhaitons avoir des résultats comparables, ne pourrions nous essayer de l'appliquer chacun de notre côté?

GAMS: Der Bemerkung von Herrn EK bezüglich der Schwierigkeiten mit dem Faktor "n" stimme ich zu. Man darf "nichtkarstisch" nicht mit "nicht korrosionsfähig" gleichsetzen. Im Dinarischen Karst sind selten nichtkarstische Schichten des Karbons, der Trias oder des Tertiärs völlig frei von Karbonaten. Wenn man den Anteil von "n" bestimmen will, muss man in ihrem Bereich ebenso zahlreiche Karbonathärtemessungen durchführen wie im Karstgebiet.
Die gewährte Methode der vergleichenden Korrosionsforschung muss sich nach der Feldarbeit richten: je detailliertere Forschungen man durchführt, desto anspruchsvollere Methoden kann man anwenden. Für den Vergleich ist wichtig, dass man die verwendete Methode kennt.

Gedanken zur Abfolge von Entwicklungsphasen in Höhlen der alpinen Karstgebiete

HUBERT TRIMMEL (Wien/Österreich)

Wenn ich entgegen meiner Auffassung, daß zunächst eine nach modernen speläogenetischen Grundsätzen aufgebaute und alle Einzelheiten der Formung, der Sedimentation und der lokalen Entwicklungsfaktoren berücksichtigende Bearbeitung oder Neubearbeitung der großen Höhlensysteme der Ostalpen notwendig ist, bevor in einer Synthese die Einordnung des speläogenetischen Geschehens in die Landschaftsgeschichte versucht werden kann, Bausteine zu einer derartigen Synthese vorlege, so hat das zwei Gründe:

1. es liegen aus neuerer Zeit nicht nur Veröffentlichungen vor, die eine solche Synthese zu geben versuchen, sondern auch unveröffentlichte einschlägige Beobachtungen.
2. die beispielhafte Darstellung eines möglichen Weges zu einer Synthese könnte für die in Hinkunft einzuschlagende Arbeitsrichtung Anregungen geben und damit - wie ich hoffe - der speläogenetischen Forschung einen neuen Impuls verleihen.

Freilich kann in diesem Rahmen nur generell angedeutet werden, in welcher Weise sich eine - wie mir scheint - in gewissen Sinn doch neue Gesamtauffassung über Höhlenbildung und Landschaftsentwicklung in den Karstgebieten der Ostalpen erarbeiten ließe. Im allgemeinen ist für die Bearbeitung der ostalpinen Karstgebiete kennzeichnend, daß Speläogenese und Karstmorphologie nicht mitaneinander, sonder nebeneinander betrieben worden sind; sichere oder vermeintliche Ergebnisse der einen Arbeitsrichtung sind jeweils und nur dann, wenn sie dafür geeignet erschienen, zur Stützung einer Theorie der anderen Arbeitsrichtung herangezogen worden. Nicht selten wurden widersprechende Befunde außer Acht gelassen oder übersehen, daß richtige Beobachtungsergebnisse auf verschiedene Weise interpretiert werden können.

Eine Korrelierung zwischen karstmorphologischen und speläogenetischen Beobachtungen ist meines Erachtens nur dann gegeben und möglich, wenn ich von dem Grundsatz ausgehe, daß Oberflächenverkarstung und Höhlenbildung zwei parallel laufende und ineinandergreifende Teilvorgänge der Landschats e n t w i c k l u n g sind. Soe wie die Oberflächenformen des Karstgebietes allmählich gebildet und in Abhängigkeit von Gesteincharakter und Gebirgsbau unter dem Einfluß des jeweils herrschenden Klimas eine ständige Entwicklung aufweisen, ist das auch bei den Höhlen der Fall. Der gegenwärtige Höhlenraum ist das Ergebnis einer Entwicklung, in der Erosion, Korrosion und Inkasion mit einer in Einklang mit dem tektonischen Geschehen und den Klimaschwankungen wechselnden Intensität dauernd wirksam waren.

Schon diese Überlegung ist, wenn man die vorhandene Fachliteratur betrachtet, nicht selbstverständlich. Die ursprüngliche Ansicht über die alpinen Karsthöhlen verlegt ihre Entstehung insTertiär, wobei alle Horizontalhöhlen durch "tertiäre Höhlenflüsse" geformt und seither im wesentlichen unverändert erhalten sein sollen. Später wurde dieses Bild dahingehend modifiziert, daß in den Höhlen eine "Glaziale Veränderung" durch Inkasion erfolgt sei, die aber nur in Einzelheiten die Abhängigkeit aller Höhlensysteme von tertiären Talniveaus hätte verwischen können. Die Annahme einer absolut gegebenen Abhängigkeit der Horizontalhöhlen von einem obertägigen Talniveau führte schließlich zu der Vorstellung, daß das Alter der Höhlen in direktem Zusammenhang mit ihrer Höhenlage stehe. Jede Hebungsphase der Kalkalpen hat die Entstehung eines tieferen Höhlenstockwerks zur Folge; alle vorhandenen Höhlen werden bestimmten Stockwerken "zugeordnet". Die höchstgelegenen Höhlen gelten als die ältesten, die im Bereich des heutigen Talniveaus als die jüngsten Hö hlen.

Ich bin der Meinung, daß alle derartigen schematischen Auffassungen aufzugeben sind, wenn man den Gedanken einer beständigen Weiterentwicklung, wie er für das Karstrelief an der Oberfläche gilt, sinngemäß auch für die Höhlenräume anwendet. Es besteht nach den karstmorphologischen Befunden kein Zweifel mehr daran, daß die Entwicklung des gegenwärtigen Karstformenschatzes der Nördlichen Kalkalpen im Jungtertiär begonnen hat. Schon in der Ausgangsposition der Verkarstung gab es aber nicht nur wasserwegsame Klüfte und andere Fugen, sondern die Möglichkeit des Vorhandenseins von Höhlen: es waren einerseits wohl tektonische Höhlen, andererseits vielleicht aber auch Höhlen, die einer älteren, in keinem Zusammenhang mit der tertiären Oberflächenentwicklung stehenden Karstentwicklung entstammten, möglicherweise durch Sedimente oder Sedimentgesteine plombiert und schließlich erneut wegsam für die Sickerwässer geworden waren. Noch heute treffen wir beispielsweise auf Karsttaschen und Karstschächte, die als Relikte eines älteren Karstzyklus ("fossiler Karst") aus dem Rhät anzusprechen sind und eine Spaltenfüllung aus Hierlatzkalk (Lias) im umgebenden Dachsteinkalk (Obere Trias) aufweisen

Zu diesen bereits vorhandenen, in verschiedener Höhenlage befindlichen "Urhohlräumen" kamen nun mit fortschreitender Verkarstung neue, wobei diese vielleicht bevorzugt zu einem jeweils gegebenen Talniveau tendiert haben mögen, besonders in den Randzonen der Blöcke aus verkarstungsfähigen Gesteinen. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß - wie ebenfalls die Analyse der Karstflächen lehrt - die Verkarstung nicht in allen Teilen eines Kalkstockes gleichzeitig und mit gleicher Intensität eingesetzt hat, und daß daher auch die Höhlenbildung sehr ungleich rasch vor sich ging. Verschiedene Oberflächengerinne leisteten der Verkarstung lange Zeit erfolgreich Widerstand, als die zu ihren beiden Seiten liegenden Gebiete bereits tiefgreifend verkarstet gewesen sein mögen und flossen als "Fremdlinge" durch ein bereits unterirdisch entwässertes Gebiet.

An dieser Stelle sei betont, daß wir uns wohl von der Vorstellung frei machen müssen, daß ein die Karstlandschaft durchmessender Flußlauf unbedingt und um jeden Preis den unteren Saum einer Karstzirkulation bedeuten müsse. Ich glaube, daß die Untergrenze der Verkarstung nur durch die Basis des verkarstungsfähigen Gesteines gegeben ist. Wir dürfen auch nicht an stagnierendes Karstwasser denken, das etwa alle Fugen bis in den Bereich der Talsohle herauf erfüllt und karsthydrographisch unwirksam wäre. Nicht nur die praktischen Erfahrungen an Thermalquellen in Österreich und Ungarn weisen auf die Existenz einer Karstwasserzirkulation verschiedener Geschwindigkeit auch in großen Tiefen hin, sondern auch Beobachtungen bei Tiefbohrungen und schließlich im Laboratoriumsversuch. Das "tiefe Karstwasser" trägt genau so wie das den unterirdischen Karst rascher durchströmende Wasser im Bereich des Karstwasserspiegels zur Schüttung der Quellen im Talniveau bei; es ist aber auch in großer Tiefe karsthydrographisch wirksam, d.h. es vermag durch Mischungskorrosion für die Höhlenbildung wirksam zu werden.

Welche Konsequenzen ergeben sich aus diesen Überlegungen für die Höhlenentwicklung in den Ostalpen? Zunächst wohl die Feststellung, daß Höhlenbildung allein durch Korrosion (ohne die anderen Faktoren, die gleichfalls ihre Wirkung beitragen, deshalb zu übersehen) jederzeit über dem Talniveau, im Talniveau der oberirdischen Gerinne in den Karstgebieten und weit unter dem Talniveau möglich ist. Das jeweilige Ausmaß der Korrosion ist von der jeweiligen Versickerungsmenge, der jeweiligen Wassertemperatur und vom jeweiligen Zustand der Vegetationsdecke - also von klimatischen Faktoren abhängig. Um Mißverständnissen vorzubeugen, sei erwähnt, daß selbstverständlich daneben auch eine vom Klima unabhängige Gruppe von Faktoren die Höhlenentwicklung beeinflußt, zu denen etwa Weite und Dichte der dem unterirdischen Wasser angebotenen Fugen, Lösungsfreudigkeit des Gesteins und andere gehören.

Wir haben daher von den jungtertiären Anfängen der Verkarstung an mit keiner Uniformität, keiner Einheitlichkeit der sich entwickelnden Höhlen zu rechnen. Die Genese jedes Höhlensystems, jedes Höhlengebietes ist in Zusammenhang mit dem lokalen Entwicklungsablauf des zugehörigen Karstreliefs zu sehen - eine Aufgabe, die zweifellos sehr schwierig ist und auf jeden Fall die genaue Kenntnis der Höhle, wie des darüber liegenden Gebietes voraussetzt. Wir haben aber vor allem damit zu rechnen, daß eine besondere Aktivität bei der Bildung und Veränderung von Höhlen nicht nur e i n einziges Mal - z.B. also bei hochalpinen Höhlen in 1500 Meter Höhe zu dem Zeitpunkt, in dem das "Vorflutniveau" in dieser Höhe lag - gegeben war, sondern m e h r e r e Male zu verschiedenen Zeiten, nämlich immer dann, wenn das Zusammenspiel klimaabhängiger Faktoren eine den Fortschritt der Verkarstung begünstigende Phase einleitete.

Um eine intensive Verkarstung oder Sinterbildung herbeizuführen, bedarf es nicht unbedingt eines subtropischen Klimas, wie es im Jungtertiär zeitweise herrschte. Günstige Voraussetzungen waren sicherlich in allen Interglazialzeiten gegeben. Die wenigen Radiokarbondatierungen von Tropfsteinen, die aus dem hochalpinen Raum bereits vorliegen, aber auch verschiedene Sedimentuntersuchungen, lassen den Schluß zu, daß auch die Interstadialzeiten der Würmeiszeit bestimmte Phasen in der Entwicklung der Höhlen markieren.

Damit ist auch die Vorstellung aufzugeben, daß das Pleistozän in den Höhlen seine Spuren im wesentlichen nur durch Sedimentation und Verbruch hinterlassen hätte. In jeder der "korrosionsgünstigen" Zeiten innerhalb des Pleistozäns bestand demnach gleichermaßen die Möglichkeit einer Umformung, bzw. Weiterentwicklung bereits vorhandener, aber auch der Neubildung vorher unbedeutender Höhlen, und zwar nach dem oben gesagten theoretisch in jeder Höhenlage. Die einzelnen Abschnitte eines verzweigten Höhlensystems können daher sehr unterschiedliches Alter aufweisen; in der gleichen Höhenlage kann es "sehr alte" und "sehr junge" Räume und Profile nebeneinander geben. In einem Abschnitt können sehr alte Höhlensedimente als Relikt erhalten sein, wenige Meter daneben nicht nur das Sediment abgetragen, sondern auch der Formenschatz des Raumes wesentlich verändert und später ein "jüngeres" Sediment eingeschüttet worden sein.

Es wird dadurch schwierig, speläogenetische Forschungen zu betreiben; die genaue Erfassung der Beziehungen einzelner Höhlenräume zueinander, verschiedener Höhlensedimente zueinander und der Beziehungen zwischen Raumformung und Sediment ist aber der einzige Weg, die Karsthöhlenentwicklung gleichwertig und gleichrangig zur Oberflächenentwicklung als Teilphänomen des Karstprozesses zu sehen.

Freilich ist bei allen Beobachtungen eine Beurteilung nur mit Vorsicht möglich. In der Dachsteinmammuthöhle zeigt sich beispielsweise, daß die rezenten unterirdischen Sickerwassergerinne die Großräume mit ausgereiften Raumprofilen fast ausnahmslos verlassen haben und in canyonartigen Räumen zirkulieren, die allem Anschein nach einer neuen "Raumgeneration" angehören. Diese durchschneidet die im gleichen Höhenbereich liegende "ältere Raumgeneration". Beide Raumgenerationen sind vielfach schichtgebunden und zeigen die gleichen Gefällsverhältnisse. Der "Ersatz" der älteren Abflußwege durch neuere bereitete sich offensichtlich in einer Zeit des weitgehenden Rückganges der Karstzirkulation, einer Art "Entkarstung" vor, für die die Datierung in eine Kaltphase des Pleistozäns in Frage kommt. Es wäre aber falsch, aus dieser Beobachtung abzuleiten, daß Großräume mit ausgeglichenen Raumprofilen i m m e r älter und die Canyonstrecken i m m e r jünger seien. Im gleichen Höhlengebiet, im Teufelsloch bei der Schönbergalpe, zeigt sich, daß dort ein in Reststücken beiderseits noch erhaltener typischer Canyon in einem Mittelstück durch eine durch Inkasion herbeigeführte Großraumbildung teilweise zerstört und so angeschnitten ist, daß die erhaltenen Reststücke sich in mehreren nebeneinanderliegenden "Fenstern" zum Großraum hin öffnen. Dort ist sicherlich der Canyon älter als der Vorgang der Großraumbildung.

In manchen Karstgebieten hat man den Eindruck, daß die im alpinen Hochkarst eher mit einer "Kaltzeit" in Beziehung zu setzende "Entkarstungsphase", wie ichsie nennen möchte, die sich sowohl in den Höhlen als auch durch die Plombierung von Karsthohlformen an der Oberfläche, durch die Einschüttung von Moränenmaterial in Dolinen und dergleichen äußert, mit einer Warmzeit zusammenhängt oder daß es sich um zwei in zeitlichem Abstand liegende, von verschiedenen Ursachen ausgelöste, aber im Effekt gleichartige Phasen handelt.

So sind im Kalkstock der Tanneben bei Peggau (Steiermark) überaus zahlreiche Höhlen bekannt, die aber mit einer einzigen Ausnahme - soweit es den Typus der Horizontalhöhlen betrifft - nur randlich in das verkarstete Gebiet eingreifen. Die Ausnahme, das Lurhöhlensystem, wäre ohne künstliche Freilegung einzelner Passagen ebenfalls nicht durchgehend befahrbar gewesen. Auch die von der Hochfläche her in die Tiefe führenden Schachthöhlen sind, von den Randzonen des Kalkstockes abgesehen, nur dann kurzfristig befahrbar gewesen, wenn sie aus Dolinen heraus künstlich freigelegt worden sind. Man hat den Eindruck, daß in diesem waldbedeckten Mittelgebirgskarst im devonischen Schöckelkalk ein voll entwickeltes, dichtes Netz von Kluft- und Schichtfugenräumen beachtlicher Dimensionen vorhanden ist, daß dieses aber größtenteils mit einerm Füllmaterial plombiert ist, das mit der Terra rossa vergleichbar sein könnte und den reifen unterirdischen Karst seiner hydrographischen Wegsamkeit weitgehend beraubt hat. Nur an wenigen Stellen haben jüngere unterirdische Karstgerinne subrezent bis rezent die Ausräumung der plombierten Höhlen verursacht und damit den Karst neu belebt. An anderen Stellen sind die Sickerwässer lokal auf neue Fugensysteme ausgewichen und bei Stollenbauten, die in den Gesteinskörper vorgetrieben werden, trifft man immer wieder auf die mit "Kluftlehmen" vollständig ausgefüllten "Hohl"räume.

Die Heranziehung von Quellen an der Südseite der Schneealpe (Steiermark) für die nach Wien führende Wasserleitung hat dazu geführt, daß erstmals im ostalpinen Raum eine Art "Basisstollen" meridional durch einen ganzen, verkarsteten Kalkstock angelegt worden ist. Obwohl der Stollen unter dem Niveau der derzeitigen Quellaustritte angeschlagen wurde, wurden beim Vortrieb breite Karsthohlräume angefahren, die mit ähnlichen "Kluftlehmen" vollständig verstopft waren und deren Inhalt von oben her nachzusacken begann. Auch dieses Beispiel zeigt, daß wir nicht mti einem einfachen Ablauf der Höhlenentwicklung in linearer Abhängigkeit von den Hebungsvorgängen in den Alpen zu rechnen haben, sondern mit einem komplizierten Ineinandergreifen von Entwicklungsabläufen, die als Phasen des allmählichen Werdens der heutigen Höhle zunächst in der Regel nur durch eine relative Chronolgie erfaßt werden können. Es wird notwendig sein, die alpinen Großhöhlen unter den hier andeutungsweise geäußerten Gesichtspunkten zu untersuchen und dabei nach jenen Punkten zu suchen, wo eine Ansatzmöglichkeit für eine Zuordnung einer bestimmten Phase zu einem bestimmten Abschnitt der Landschafts- und Klimageschichte besteht.

Die ostalpinen Karstgebiete gehören zu den Gebieten, wo der mehrfache Wechsel zwischen Vergletscherung, Eisrückgang und Vegetationsvorstoß während des Pleistozäns krassere Unterschiede in den Raumbildungs- und Sedimentationsbedingungen hervorgerufen hat als in jenen Räumen, wo keine Vergletscherung erfolgte und der Klimacharakter nur zwischen "feucht" und "weniger feucht", zwischen "durchschnittlich wärmer" und "durchschnittlich kühler" schwankte. Es müßte daher in den ostalpinen Höhlen leichter fallen als in manchen anderen Gebieten, die Wirksamkeit der einzelnen aufeinanderfolgenden Klimaphasen beim Werden der Höhlen auseinanderzuhalten. Trotz der Schwierigkeiten, eine relqtive Chronolgie zu erarbeiteh, sollte der Versuch dazu in größerem Umfang als bisher gemacht werden. Es ist wohl nicht übertrieben, wenn man den Studien im hochalpinen Karst für den zur Diskussion gestellten Fragenkomplex besondere Bedeutung zumißt.

Die hier vorgebrachten Gedanken mögen nicht als Polemik, sondern lediglich als Anregung und Diskussionsgrundlage aufgefaßt werden. Aus diesem Grunde wurde auch auf die Erwähnung einzelner Forscher und auf Hinweise auf die reichlich vorhandenen Veröffentlichungen verzichtet. Die angeführten Beispiele sollen ebenfalls nur darauf hinweisen, in welcher Art Beobachtungen im Hinblick auf die diesem Bericht zugrundeliegenden Gedanken auszuwerten sind. Eine eingehende Würdigung des vorhandenen Schrifttums und des vorhandenen und veröffentlichten Beobachtungsmaterials, sowie des Ergebnisses einschlägiger Untersuchungen müßte wohl im Rahmen einer umfangreicheren Arbeit erfolgen.

Theorien zur Knöpfchensinterentstehung

UWE JENATSCHKE (Klagenfurt/Österreich)

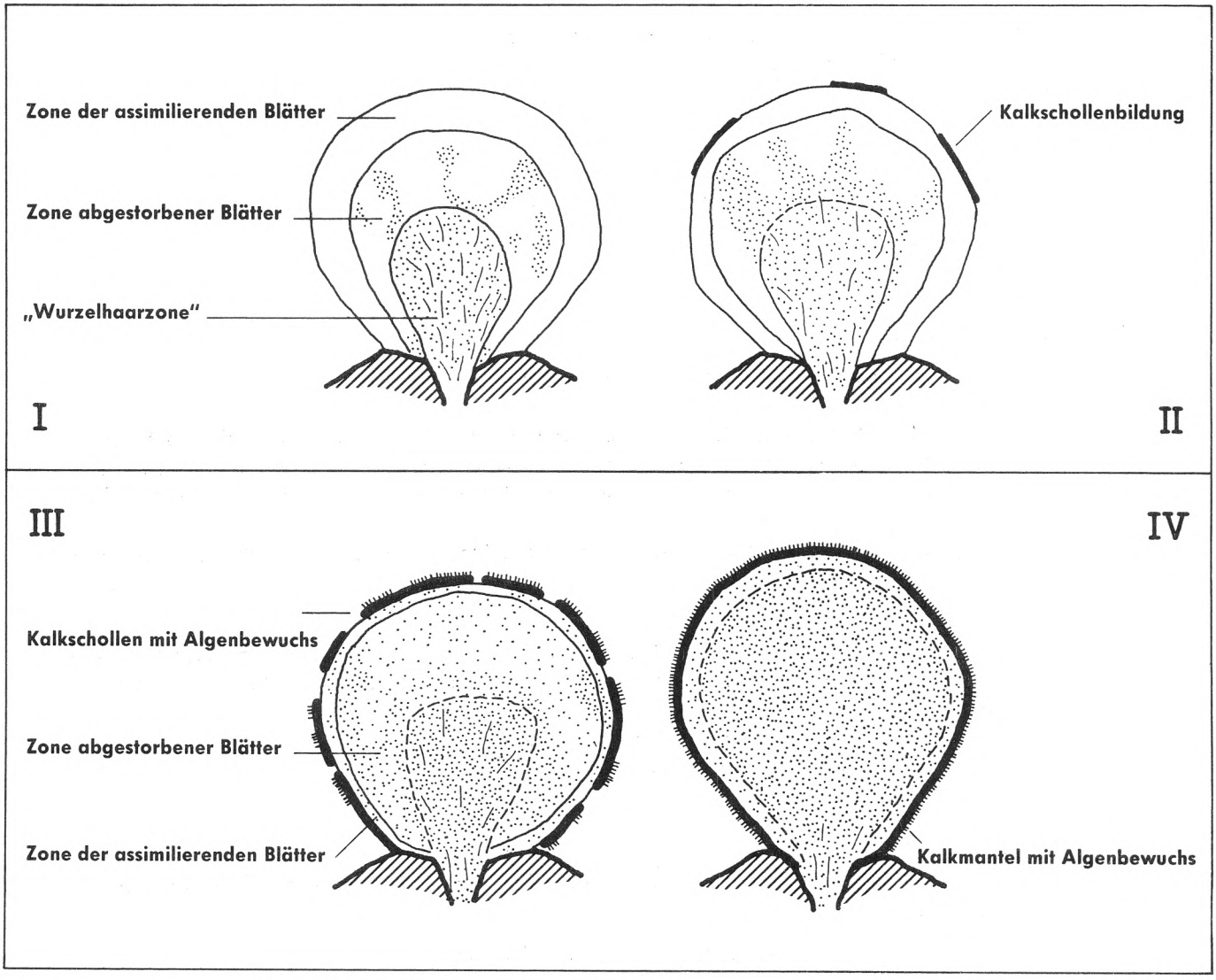
Summary:

THEORIES to the ORIGIN of "KNÖPFCHENSINTER"

According to the results from the existing literature and the author's own observations it shall be tried to give a difinition of this small-form group within the sinters and to give a survey of how it is formed.

A formation of "Knöpfchensinter" (knob-sinter) comes into question:

1) by partial biological processes assisted by inferior plants:
   a) algae in symbiosis with bacteria,
   b) algae,
   c) mosses;



Schematische Darstellung von verschiedenen Graden der Vertuffung bei „Eucladium-verticillatum-Polstern" aus dem Heuscheuerle bei Anhausen (Deutschland) · Zeichnungen nach K. DOBAT

Abb. 1

2) by the formation of moonmilk;

3) by sediment moisture raised by capillaries;

4) by crystallisation;

5) by formation under water;

6) by sediment from the air;

7) by sediment from the air assisted by air-electricity.

The author reports upon the methods applied by him for explaining the correlation between the sediment of air-suspended particles and the formation of "Knöpfchensinter" from the Steiner-Lehmhöhle in Carinthia (Austria) as well as upon analysing the test-pieces of sinter from this cave and others.

Having laid down an introductory survey of the forms, the author asks for further research-work for analysing the "Knöpfchensinter".

Auf Grund von Ergebnissen aus der vorhandenen Literatur und eigenen Beobachtungen wird versucht, eine Begriffsbestimmung und Übersicht der Entstehungsarten dieser Kleinformengruppe innerhalb der Sinter zu geben.
Eine Entstehung der Knöpfchensinter kommt in Betracht:

1) durch teilweise biologische Prozesse unter Mitwirkung von niederen Pflanzen:
a) Algen in Symbiose mit Bakterien,
b) Algen,
c) Moose;

2) durch Bergmilchbildung;

3) durch Absatz kapillar hochgezogener Gesteinsfeuchtigkeit;

4) durch Kristallisation;

5) durch Bildung unter Wasser;

6) durch Ablagerung aus der Luft;

7) durch Ablagerung aus der Luft unter Mitwirkung von Luftelektrizität.

Der Verfasser berichtet über die von ihm angewandten Methoden zur Klärung des Zusammenhanges zwischen dem Absatz von Luftschwebeteilchen und der Entstehung von Knöpfchensinter aus der Steiner-Lehmhöhle in Kärnten (Österreich), wie auch über Untersuchungen an Sinterproben aus dieser und anderen Höhlen.

Nach Aufstellung einer vorläufigen Formenübersicht werden weitere Arbeiten zur Erforschung der Knöpfchensinter angeregt.

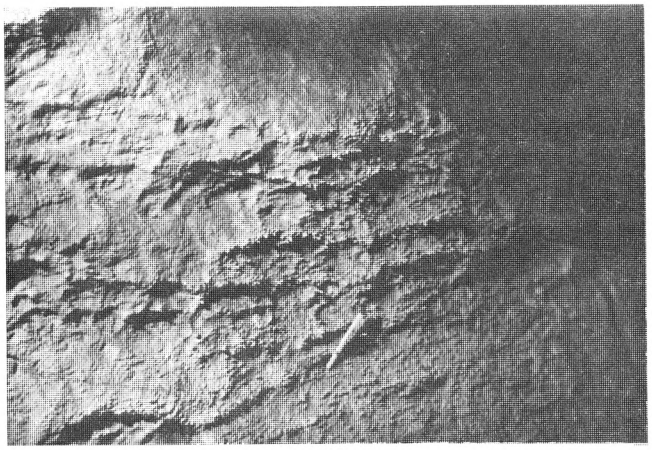
In letzter Zeit haben sich die wissenschaftlichen Aufgaben der jungen Höhlenkunde in immer grösserem Masse abgeklärt, so dass nunmehr auf den vorhandenen Ergebnissen basierend, Detailuntersuchungen begonnen werden können.
Der Verfasser hat bereits zum betreffenden Thema eine Übersicht gegeben (13) und möchte hiermit einen ausführlichen Bericht zur Diskussion vorlegen.

Allgemeines

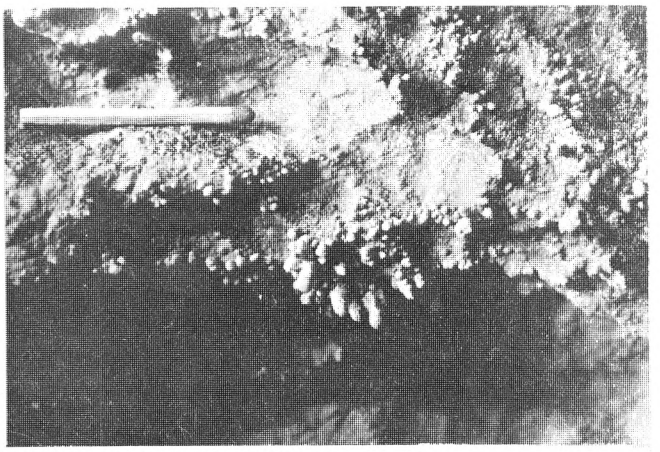
Der Begriff "Knöpfchensinter" ist die Sammelbezeichnung für eine Kleinformengruppe innerhalb der bekannten Sinterarten (24, 25).

Knöpfchensinter kann an allen Grenzflächen der Evakuation[1] auftreten:

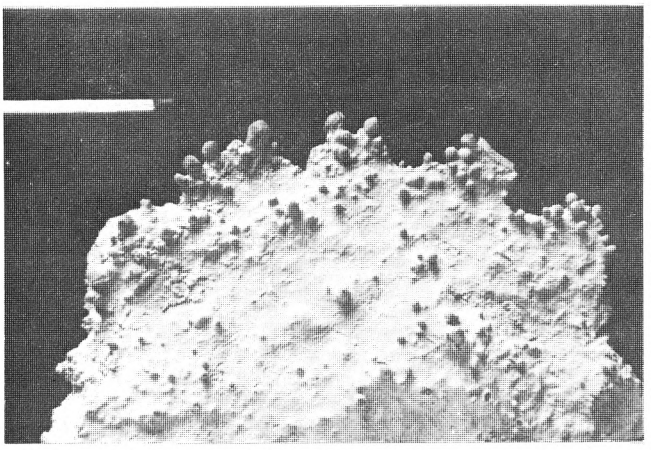
[1] Darunter versteht man jenen Hohlraum, dessen Begrenzung das Muttergestein darstellt. Das ist der Höhlen-Leerraum, welcher zumeist teilweise vom festen Höhleninhalt ausgefüllt wird.



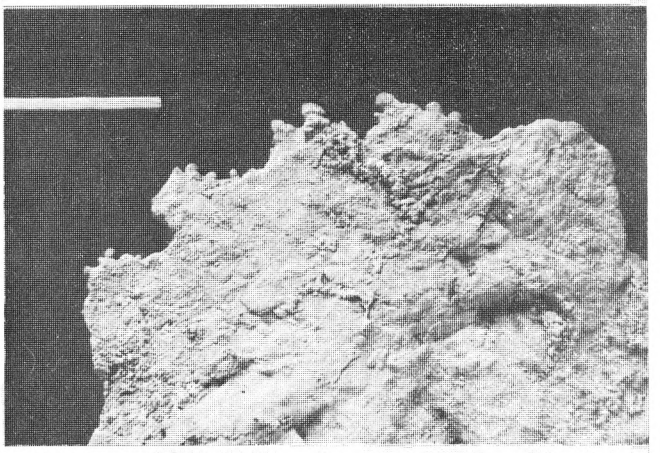
1) Wandausschnitt mit Knöpfchensinter



2) Detailaufnahme von Abb. 1

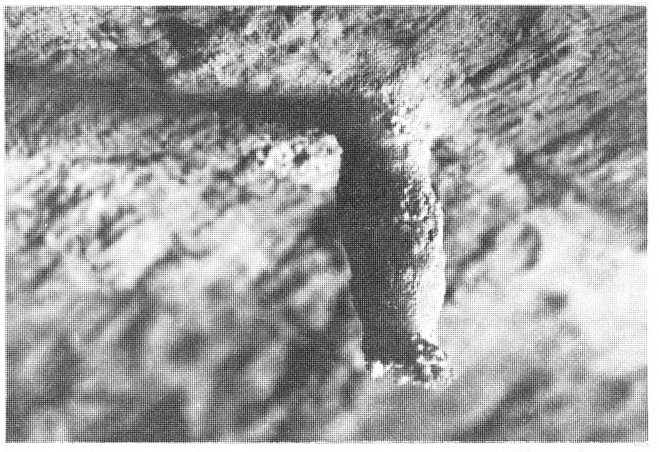


3) Knöpfchensinter auf Kalkplatte

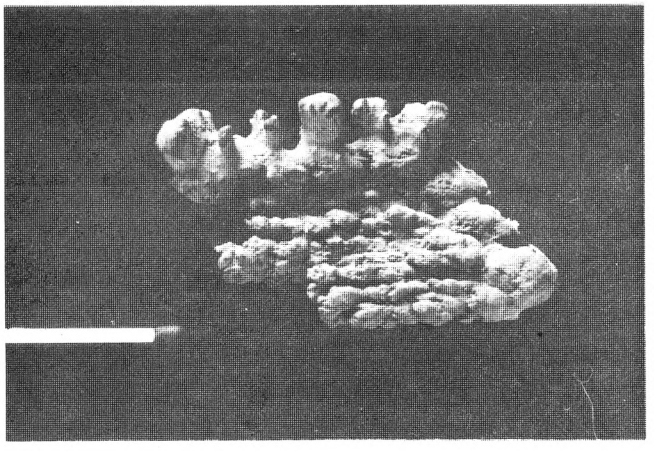


4) Verfestigte Knöpfchenansätze, Unterseite von Abb. 3

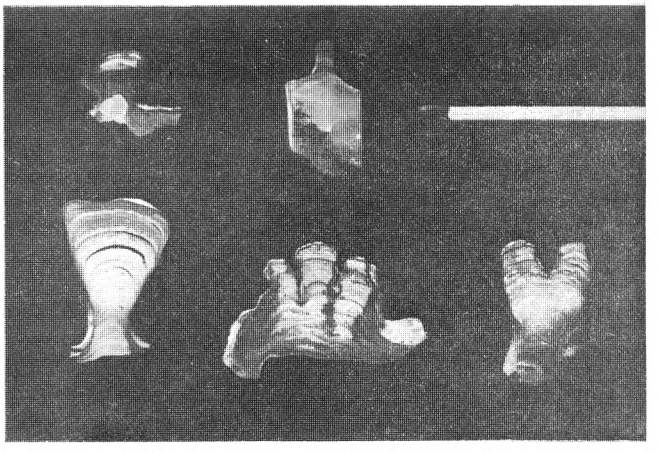
5) Lehmablagerungen durch Absatz aus der Luft



6) Stalaktit mit Sinterrosette — Krönchensinter



7) Abgebrochene Aragonitbäumchen mit Knöpfchensinter



8) Anschliffe verschieden gestalteter Knöpfchensinter

Sämtliche Abbildungen zeigen Formen aus der Steiner-Lehmhöhle in Kärnten (Österreich) · Fotos vom Verfasser

in Form millimeter- bis zentimetergrosser, oft gestielter Köpfchen, mehr oder minder verästelt, zart-stäbchenförmig, kegelig wie zylindrisch bis plump-kugelig und höckerig, so dass synonym der Ausdruck "Warzensinter" Verwendnung findet.

Diese Vielfalt führte schliesslich zu einer Reihe weiterer Namen, welche der subjektiven Auffassung des Beschreibenden entsprachen.

Gleichfalls wurde der Ursprung der oft rasenartig bis konfluierend (zusammenfliessend) angeordneten Sinter auf verschiedene Weise erklärt. Mehreren Autoren fiel eine grössere Entwicklung bei einzelnstehenden Knöpfchen auf.

Als Färbung kommt Weiss, Grau, Ocker und Braun in vielen Schattierungen und Tönungen vor. Bei gestielten Formen hebt sich der Kopf meist dunkler vom Hals ab.

Die in geschichteten Schalen, aber auch strahlig, bzw. mit einer Art Markröhre erfolgende Bildung kann von pastoser bis fester Konsistenz sein.

Chemisch gesehen, bestehen diese Sinter hauptsächlich aus dem rhomboedrisch kristallisierenden Kalzit (Kalkspat) mit der Formel $CaCO_3$ (Kalziumkarbonat). Bei höheren Temperaturen, dder aus kalten Lösungen mit Strontiumanteilen kann Aragonit ausgeschieden werden. Dieser kommt in Wechsellagerung mit Kalzit vor, wird aber auch anstelle desselben ausgefällt. Aragonit weist die gleichen chemischen Bestandteile auf, besitzt jedoch eine rhombische Kristallform (15). Weiter sind bei gewissen thermalen Verhältnissen Eisen-, Silizium und Schwefelverbindungen zu nennen (18, 22).

Die Entstehungsarten

1. Entstehung durch teilweise biologische Prozesse

1.1 Mitwirkung von niederen Pflanzen : Algen in Symbiose[2] mit Bakterien

Als erster hat sich P. MAGDEBURG (16, 17) mit dem Knöpfchensinter eingehend befasst. Er war es auch der den Begriff "Warzensinter" prägte, da eine Verwechslung mit dem losen, nicht auf der Unterlage angewachsenen "Teufelskonfekt" bestand. Seine Untersuchungen erstreckten sich in Deutschland auf das Gebiet der Fränkischen Schweiz, später auf die Schwäbische Alb. In nahezu allen Höhlen der Umgebung von Pottenstein bemerkte er diese Sinter an der Evakuation. Bezüglich der Einzelgestaltung hat fast jede Höhle ihre Sonderformen. "Bald stellen die Warzensinter krümelige, versinterte Massen dar, die - wenn ein Vergleich die Veranschaulichung ermöglicht - wie ein steinharter Streuselkuchen ganze Flächen des Höhleninnern überkleiden. In anderen Höhlen findet man erbsen- bis haselnussgrosse, gut ausgebildete Kugeln, die wie blasige Wülste ihrer Unterlage aufsitzen. Schliesslich stellt sich unser Sinter auch dar als eine Kolonie kleiner pilz- und kegelförmiger Warzen, deren Oberfläche etwas konkav eingesenkt ist." Dabei schwankt die Grösse eines einzelnen Sinters von kleinsten, noch sichtbaren Erhebungen bis zum Walnussformat, wobei die mächtigsten auffallenderweise meist Einzelstücke sind, während die kleineren in dichten Massen oft mehrere Quadratzentimeter bedecken. Die Konsistenz der Sinter zeigte meistens die gleiche Härte wie das benachbarte Gestein. Sie können aber auch so weich sein, dass sie beim Berühren zu einem weissen krümeligen Mehl (Bergmilch) zerfallen. Häufig befindet sich letztere Art seitlich oder an der Basis kleiner Stalaktiten als "schönheitsstörende Missbildung" in Form "verzerrter Tropfsteine". Fast alle Knöpfchen haben einen schwarzen Überzug. In diesem Anflug lassen sich bei stärkster Vergrösserung dunkelbraune Scheiden der Eisenbakterien Leptothrix ochracea KÜTZ. und Leptothrix crassa CHOL. erkennen. Der innere Aufbau ist bei allen Knöpfchensintern gleich. Die weichen können nach einer Glyzerintränkung mit einem dünnen Messer zerschnitten werden; die harten lassen das Anfertigen von Dünnschliffen zu. An den Querschnitten stellte er stets einen schaligen Aufbau fest. Die harten Sinter haben durchschnittlich 10^{-2} mm Schichtabstand, die weichen einen mehrfach grösseren. Nach vorsichtigem Lösen in stark verdünnter Salzsäure konnte er Tage später die organischen Bestandteile mikroskopisch untersuchen. Neben den schon genannten Eisenbakterien fanden sich Reste einzelliger Blaualgen (Cyanophyceen) der Chroococcaceen-Gattungen Aphanotece naegelii und Gloeocapsa biformis, deren Zelldurchmesser wenige μ beträgt.
Die Eisenbakterien schaffen aus anorganischem Material organisches, wobei sie zu dieser Assimilationsfähigkeit jene chemische Energie benötigen, die bei der Oxydation der Salze des zweiwertigen Eisens in solche des dreiwertigen frei wird. Die Bakterien vertreten somit in der Höhlenwelt die Rolle der

[2] Zusammenleben

grünen Pflanzen, welche bekanntlich die Existenzgrundlage für Tiere und saprophytische (fäulnisbewohnende Pflanzen darstellen. Die Eisenbakterien geben also den Blaualgen die Lebensmöglichkeit sich bei Lichtlosigkeit zu entwickeln. Unter der Voraussetzung, dass ihnen organisches Nährmaterial, nämlich die notwendigen Stickstoffverbindungen geliefert werden, gehen die ursprünglich autotrophen (sich selbständig ernährenden) Blaualgen zu einer heterotrophen[3] Ernährungsweise über. Auf der Knöpfchensinteroberfläche konnte er einige Algen mit blaugrünem Assimilationspigmenten entdecken, obwohl weder visuell noch mittels Fotoplatte der geringste Lichteinfall festzustellen war. Demnach haben die Farbstoffe keine physiologische Bedeutung im Sinne der Photosynthese mehr und sind wahrscheinlich Rudimente. Er nahm schliesslich an, dass die beiden mit den Eisenbakterien vergesellschafteten Algenarten in einen ursächlichen Zusammenhang mit der Knöpfchensinterentstehung zu bringen sind, wobei nachstehendes seine Folgerung war:

"Nehmen wir an, dass sich an einer Stelle der Höhlenwand einige Kolonien der Cyanophyceen und Bakterien angesiedelt haben, so sind deren Gallerthüllen eine Art Speicher des hydrokarbonathaltigen Sickerwassers. Durch Verdunstung des kolloidal (feinzerteilt) gebundenen Wassers findet in der Gallerte Kalkabscheidung statt, die lebenden Mikrophyten[4] verbreiten sich dann besonders auf dem Kalkhäutchen, ihrer neuen Unterlage, und dieser Vorgang wiederholt sich fortlaufend, so dass allmählich die beschriebenen Kalotten[5] entstehen. Wir hätten dann eine passiv-phytogene Tuffbildung vor uns, bei der die Organismen lediglich die Rolle von Ansammlungs- und Kondensationsflächen der Hydrokarbonatlösung spielen. Ein aktiver Kohlendioxyd-Entzug seitens der Gloeocapsen und der Aphanothecen würde gegebenenfalls die Wirkung der Verdunstung, d.h. die Kalkfällung unterstützen, aber an dem Entstehungsschema nichts grundsätzlich ändern. Die konzentrische[6] Schichtung der Tuffe in hellere und dunklere Kugelschalen erinnert an periodische Wachstumsvorgänge." Als äussere Ursache dieser Periodizität nahm er Schwankungen der Sickerwassermengen, einen Wechsel des Eisensalzgehaltes und dergleichen an. Er schränkte aber die Bedeutung der Bakterien in einzelnen Fällen ein, wo er anstelle der Leptothrix-Scheiden Schmetterlingsschuppen, Insektenhaare oder Fichtenpollenreste fand. Seine Ansicht neigte dazu, dass diese organischen Bestandteile für die Algen gleichermassen wichtig sein dürften, wie sonst die Eisenbakterien.

1.2 Mitwirkung von niederen Pflanzen : Algen

W. GRABHERR (7) konnte später an den Thermen von Badgastein in Salzburg (Österreich) analoge Verhältnisse bemerken.

Hierbei handelt es sich um heisse Quellen (36,2 - 48,3°C), deren Fassung direkt am Fels mittels Stollen erfolgte. Sie sind hochradioaktiv durch gelöste Radiumemanation (Radon)[7] in der Konzentration von 5,6 bis 142 · 10^{-9} C/Liter[8] und tragen den Charakter eines Natrium - Kalzium - Sulfat - Hydrogenkarbonat - Wassers.

Die dortigen Bildungen nannte er "thermale Warzensinter" und stellte sie den rein mineralischen Kalksinterabscheidungen gegenüber. Das Vorkommen zeigte sich ganz besonders in der Litoralzone (Uferzone) der Austrittsbecken auf dem anstehenden Quarzfels und beschränkt sich seiner Meinung nach "ganz auf den unmittelbar gegenwärtigen oder früher einmal an diesen Stellen ebenfalls vorhanden gewesenen Einwirkungsbereich des Thermalwassers". Im Aussehen erinnerten ihn die bis zu 10 mm Höhe und 10 mm Durchmesser erreichenden "Kalkknöpfe" an Nagelkopf-ähnliche, recht bizarre Gebilde, welche dicht aneinandergereiht oft grossflächig die Granitwandungen bedecken. Über einem Quellaustritt soll der Knöpfchensinter sogar in der Art von Stalaktiten abwärts gegen die Wasseroberfläche wachsen. Für das Entstehen werden kalkausscheidende Blaualgen der Gattung Gloeocapsa und Bakterien verantwortlich gemacht, da viele Blaualgenarten Kalk ausfällen. Dies geschieht beim Überrieseln, bzw. Bespritzen durch den in Kalziumkarbonat, $Ca(HCO_3)_2$, gelösten Kalk, der sich in den Gallerthüllen wieder als $CaCO_3$ ablagert. Bei den Blaualgen an den Gasteiner Thermen spricht er von sehr kleinen thermophilen (wärmeliebenden) Einzellern, deren Grösse ungefähr 2 bis 3 · 10^{-3} mm beträgt.

---

3 Auf organische Nahrung angewiesene Pflanzen
4 mit dem blossen Auge nicht mehr erkennbare Pflanzen
5 Kalotte : gekrümmte Fläche eines Kugelabschnittes
6 den gleichen Mittelpunkt umfassend
7 radioaktives Edelgas, RaEm (Rn), das bei Zerfall von Radium entsteht
8 Das Curie (C) ist die Masseinheit der radioaktiven Strahlung. Diejenige Stoffmenge strahlt 1C aus, von der 37 · 10^9 Teilchen pro Sekunde ausgehen.

"Noch viel ausgeprägter als die Höhlenvegetation vermögen diese Blaualgen mit einer Lichtstärke von etwa 1/2000 - 1/3000 des normalen Tageslichtes, also bei dauernder völliger Finsternis nach unseren Begriffen, das Auslangen zu finden. Sehr wahrscheinlich vertritt die in ungewöhnlichen Mengen im Gasteiner Thermalwasser vorhandene Radiumemanation physiologisch die Funktion des Lichtes, so dass diese spezifischen Thermen-Blaualgen auch bei dauerndem Lichtausschluss noch lebensfähig sind und nicht einmal das diffuse Tageslicht zu ihrer Lebenstätigkeit brauchen." Für stärker radioaktive Grundwässer und Gegenden, wo die Radioaktivität dem Erdinnern entströmt wird angegeben, dass sich dort trotz mangeldem Lichtes Blaualgen, sowie zahlreiche andere Kryptogamen (Sporenpflanzen) besonders gut entwickeln können. Nach dem Absterben bleibt der Rückstand, der weder "kalkspeichernden oder kalklösenden (kalkbohrenden), sondern ausgesprochen kalkausscheidenen Pflanzengesellschaft" als anorganische Gebilde erhalten, da sie keinen biologischen Abbauvorgängen unterworfen sind.

In einer weiteren Arbeit, die Thermen von Badgastein, Hintertux (Tirol) und Kleinkirchheim (Kärnten) betreffend, führen W. GRABHERR und F. SCHEMINZKY (21) gemeinsam nähere Einzelheiten aus. So bezeichnen sie die epipetrisch, d.h. auf der Gesteinsoberfläche wachsenden Kalksinterformen im Einzelwesen als "Epipetrium", bzw. in der Mehrzahl als "Epipetrien". Das Vorkommen derselben reicht nicht in den Unterwasserbereich, sondern umfasst vor allem die Litoralzone der Thermalwasserbecken oder -ströme, weiter vom Thermalwasser besprühte oder in dünner Schicht überrieselte Felswände und Mauerwerk. Am eisernen Abflussrohr eines Warmwasser-Staubeckens in Badgastein, wie auch im blechernen Auffangtrichter einer Fassung der Therme von Kleinkirchheim (Temperatur bis 22,5°C, Radioaktivität ca. $12{,}7 \cdot 10^{-9}$ C/l entstandenen Knöpfchensinter.

Selbst auf der Oberfläche eines Kerzenrestes, welcher lange Zeit in einem Gasteiner Quellstollen geblieben war, konnten sie gefunden werden. Bezüglich der Gestaltung wird hinzugefügt, dass in Badgastein sogar geweihartig verzweigte Formen anzutreffen sind, wogegen an der radioaktiv unbedeutenden Therme von Hintertux (Temperaturen bis 21,6°C) gestielte Knöpfe vorherrschen, welche "nicht selten den Anschein geben, als wären sie von oben her zusammengedrückt worden und dann zu einer fast gleichmässigen Fläche verwachsen". In Kleinkirchheim gibt es Knöpfchensinter im Aussehen von Warzen, gestielten Knöpfen und fingerförmige, oben kegelig zulaufende Bildungen. Die Anordnung zeigt sich überall rasenartig bis zusammenfliessend. Die Färbung variiert nach dem Fundort: In Badgastein und Hintertux ist sie weissgrau, in Kleinkirchheim ausgesprochen grau. Ebenso ist die Beschaffenheit verschieden: manche sind kreidig-weich und lassen sich zwischen den Fingern zerdrücken, andere können fast glashart und spröde sein. Von den Knöpfchensintern der Gasteiner und der Hintertuxer Quellaustritte wurden mehrere Dünnschliffe angefertigt, die alle einen schaligen Bau erkennen liessen. Die Entstehung wird, wie schon gesagt, auf Blaualgen zurückgeführt und schliesst sich der Theorie von P. MAGDEBURG weitgehend an. Im Falle der "thermalen Warzensinter" brauchen die Algen übrigens die Eisenbakterien als Basis für eine heterotrophe Ernährung nicht, da sie an allen Fundorten mehr oder weniger Licht für die Assimilation zur Verfügung haben. "Ob der Assimilationsprozess selbst aktiv zur Kalkausscheidung führt, oder ob daneben, oder vielleicht ausschliesslich das organische Material passiv nur als Substrat zur Aufnahme und zur Verdunstung des hydrokarbonathaltigen Wassers dient", wurde offengelassen. Vielmehr richtete sich die spezielle Aufmerksamkeit auf den aus dem Thermalwasser stammenden Urangehalt der Knöpfchensinter, welcher in Badgastein mit maximal 10^{-3} g U/g, in Hintertux mit $30 \cdot 10^{-6}$ g U/g und in Kleinkirchheim mit $1 \cdot 10^{-6}$ g U/g an eine Anreicherung denken lässt. Jene Mengen liegen nämlich über dem durchschnittlichen Urangehalt der Erdrinde mit $4 \cdot 10^{-6}$ g U/g und wesentlich über dem Urangehalt der mit den Sintern chemisch vergleichbaren Kalk- und Dolomitgesteine. Diese Besonderheit der Anreicherung befähigt die Knöpfchensinter, dass sie im gefilterten ultravioletten Licht lebhaft grün fluoreszieren. Das Alter einiger Bildungen wird mit rund 20 Jahren angegeben; die meisten sollen aber mehrere Jahrzehnte bis Hunderte von Jahren zu ihrer Entwicklung brauchen.

In der Folge beschäftigte sich vor allem F. SCHEMINZKY mit dem thermalen Knöpfchensinter, wobei verfeinerte Methoden zu interessanten Ergebnissen auf dem Gebiet des Nachweises radioaktiver Stoffe führten (19, 22).

Eine chemische Analyse dieser Sinter bringt E. KOMMA (22), wonach die Zusammensetzung ist:

Kalzium (Ca)	25,100 %	
Eisen (Fe)	0,020 %	
Mangan (Mn)	0,003 %	
Sulfat (SO_4)	0,600 %	
Karbonat (CO_3)	36,200 %	
in HCl unlösliches SiO_2	33,200 %	
mit HF abrauchbares SiO_2		31,700 %
Feuchtigkeit, Konstitutionswasser und Organisches	4,700 %	
	99,823 %	

Das ergibt nach weiteren Untersuchungen von H. Meixner (18) die folgenden mineralischen Bestandteile:

Kalzit ($CaCO_3$)	67 %
U-haltiger Glasopal ($SiO_2 . n H_2O$)	20 % (mit ca. 12 % Wasser)
Gips ($Ca[SO_4] \cdot 2 H_2O$)	13 %

Daneben begann auch G. MUTSCHLECHNER (briefl. Mitt.) eine Typensammlung anzulegen.

Anlässlich eines Besuches im Forschungsinstitut Gastein, wo dem Verfasser in dankenswerter Weise von Herrn Univ.-Prof. Dr. F. SCHEMINZKY* die Einrichtungen und die Quellstollen gezeigt wurden, konnte eine formale Übereinstimmung mit den Knöpfchensintern aus Höhlen festgestellt werden.

1.3 Mitwirkung von niederen Pflanzen : Moose

K. DOBAT (4) fand in den Höhlen der Schwäbischen Alb (Deutschland) keine Vergesellschaftung von Blaualgen mit Eisenbakterien vor, wie sie P. MAGDEBURG aus der Fränkischen Schweiz beschreibt. Er steht dessen Vermutung, dass die Chroococcaceen "vielleicht in ihrer ganz oder teilweise heterotroph gewordenen Ernährung von der Gegenwart der autotrophen Eisenbakterien abhängig sind" bis zu einer genauen Untersuchung skeptisch gegenüber. "Es ist ebensogut denkbar, dass die Algen, die sich hier am Rande ihres Existenzminimums befinden, den Bakterien ein geeignetes Nährsubstrat bieten, dass es sich also nicht um Symbiose (Zusammenleben), sondern um Zerstörung handelt." Die Knöpfchensinterentstehung nach P. MAGDEBURG wird in der Arbeit nicht erwähnt, wohl aber eine "Kalktuffbildung bei höhlenbesiedelnden Moosen". Im Gebiet der Schwäbischen Alb gehören nach mehreren Autoren zahlreiche Moosarten zu den wichtigsten rezenten Kalktuffbildnern.

Von ihm wurde jedoch nur bei Cratoneurum filicinum (Brunnensteinhöhle bei Honau), Cratoneurum commutatum (Falkensteiner Höhle bei Urach) und Eucladium verticallatum (Heuscheuerle bei Anhausen) eine Kalkfällung und Inkrustierung der Polster bemerkt. Die beiden ersteren Moose kommen eingangs in 30 - 50 cm^2 grossen, im basalen Teil stark inkrustierten und locker auf der Unterlage sitzenden Polstern vor, welche eine reichliche Wasserbenetzung erhalten. Dagegen wächst Eucladium verticillatum in kleinen Spalten der Decke und der Seitenwände im Eingangsbereich und "wagt sich nur selten an stark feuchten Sickerwasserstellen auf die umgebende Felswand". Die 1 - 1,5 cm dicken Polster halten sich meistens genau an den Verlauf der Spalten, aus denen sie leicht hervorragen. Im folgenden Querschnitte dieser Bildungen (Abb. 1).

"Im Normalstadium (I) steigt das Wasser im Polster kapillar auf, die Kalzitkristalle werden an den Blättern abgeschieden, die bei vollständiger Inkrustierung absterben. Bei einer Berieselung des Polsters durch Tropfwasser (II) setzt auch von aussen her eine Inkrustierung bei gleichzeitiger Besiedlung durch die Blaualge Gloeothece rupestris ein. Bei den ungünstigen Lichtverhältnissen des Höhleneingangs ist die Wachstumsrate der Moospflanzen zu gering, um die zunehmende Ausseninkrustierung zu durchbrechen (III). Die Kalkschollen schliessen sich zu einem Kalkmantel zusammen und bringen das Polster zum Absterben (IV)." Hieraus wird geschlossen, dass sich Tropfwasser sehr nachteilig auf das Wachstum des Mooses auswirkt, und ihm daher als Kalktuffbildner in den Höhlen der Schwäbischen Alb nur geringe Bedeutung zukommt.

2. Entstehung durch Bergmilchbildung

Die Bezeichnung "Bergmilch" ist ein Sammelname für Bildungen, die verschiedenster Entstehung sein dürften. In der Fachliteratur werden seit Jahrhunderten die gleichbedeutenden Begriffe "Montmilch" oder "Mondmilch" angewandt. Bergmilch kommt in der Regel als Überzug an der Höhlenwand, aber auch als feingeschichtetes Sediment vor. Daneben sind alle im Sinter auftretenden Formen zu beobachten, wie Stalaktiten, Stalagmiten, knöpfchensinterähnliche Gebilde usw. Die Farbe ist weiss, das Erscheinungsbild gleicht sich weitgehend, wogegen die Konsistenz weich bis pastos und häufig sehr wasserreich sein kann. Bei Wasserentzug bilden sich unter grossem Gewichtsverlust kreidige, verfestigte oder zu Staub zerfallende Substanzen. Man unterscheidet nach H. TRIMMEL (25):

a) lockere, wasserreiche Überzüge, die durch physikalisch-chemische, bzw. biochemische Vorgänge aus Sinterbildungen hervorgehen; (welche für eine Knöpfchensinterentstehung hauptsächlich in Frage kommen dürften)

* Vorstand des Physiologischen und des Balneologischen Institutes der Universität Innsbruck, Leiter des Forschungsinstitutes Gastein

b) lockere, wasserreiche Überzüge an der Oberfläche des Muttergesteins der Höhle, die aus diesem selbst hervorgehen;

c) wasserreiche bis sehr wasserreiche und dadurch plastische Ablagerungen, deren Kalkteilchen nach einem Transport durch unterirdische Wässer abgelagert wurden.

Die Bergmilch besteht im Normalfall aus einem Geflecht zartester Kalzitnadeln, zwischen welchen sehr feine Tonstoffe eingelagert sein können (23). Aus Höhlen im Dolomit ist Hydromagnesit ($4\ MgCO_3 . Mg(OH)_2 \cdot 4\ H_2O$) und aus der Grotte de la Clamouse (Frankreich) das 1953 in einer amerikanischen Höhle entdeckte Mineral Huntit ($CaMg_3(CO_3)_4$) nachgewiesen worden (6). Die Entstehung der Bergmilch ist noch ungeklärt. Inwieweit die biochemische Korrosion durch die autotrophe Bakterie Parabacterium spelei mitwirkt, muss zukünftig untersucht werden (27).

3. Entstehung durch Absatz kapillar hochgezogener Gesteinsfeuchtigkeit

Hierüber schreibt H. SALZER (20): "Sorgfältige wissenschaftliche Beobachtung hat gefunden, dass diese Kleinformen (die Knöpfchensinter) meist auf Kanten, Rippen und Graten des Gesteins aufgewachsen sind und wohl Absätze der hier kapillar hochgezogenen kalkbeladenen Gesteinsfeuchtigkeit darstellen. Verwandte Formen sind der kleinkugelige, traubige Perlsinter und der feingekrauste Karfiolsinter (Blumenkohlsinter). In der Eisensteinsteinhöhle bei Bad Fischau (Österreich) findet der Knöpfchen- und Perlsinter, der hier in vielfach aufgesetzten, zarten, spiessigen Kristalldrusen noch ein einzigartiges filigranes Zierat besitzt, eine besonders formenreiche Verbreitung. In jenen Höhlenräumen, in denen schwach dämmeriges Tageslicht noch das Wachsen niedriger Algen möglich macht, sind diese an der Entstehung knollig-warziger, knötchenartiger Sinterabsätze, welche zum Formenkreis des Knöpfchensinters gehören, beteiligt." Er interpretiert die Bildungen somit in erster Linie durch einen physikalisch-chemischen Vorgang, räumt jedoch ein, dass auch biologische Prozesse massgeblich sein können, womit er auf P. MAGDEBURG verweist.

4. Entstehung durch Kristallisation

H. W. FRANKE (5) schliesst neben der organogenen Bildung gleichfalls auf eine physikalisch-chemische Möglichkeit: "Ich habe aber auch wiederholt Arten von Knöpfchensinter gefunden, die sicher anderen Ursprungs waren. In der Witzenhöhle bei Muggendorf in Oberfranken (Deutschland) fiel mir zum Beispiel eine von feinen Kristallnadeln bedeckte Wand auf. Stellenweise waren diese jedoch verwittert und zeigten dort das typische Aussehen des Knöpfchensinters."

5. Entstehung durch Bildung unter Wasser

In einer weiteren Arbeit scheidet H. W. FRANKE (1) die Entstehung des kleinkugeligen, traubigen Perlensinters als "Unterwasserform" von der des an der Luft vorkommenden Knöpfchensinters. Genauere Angaben werden auch hier nicht gegeben.

6. Entstehung durch Ablagerung aus der Luft

Erstmals berichtet W. GRESSEL (8) über dieses Phänomen aus der Steiner-Lehmhöhle in Kärnten (Österreich). Die Kleinhöhle (rund 40 m Gesamtlänge), deren Eingang erst schliefbar erweitert wurde, ist an einer Schichtfuge in altpaläozoischen Wettersteinkalken angelegt. Wie schon der Name sagt, ist als Höhleninhalt vor allem Lehm anzuführen, welcher ansteigend fast gänzlich die Portalöffnung bis zur karrengefurchten Decke verschliesst. Im weiteren sind neben den bekannten Sinterarten, Knöpfchensinter und eigenartige Tropfsteinformen (Stalaktiten mit zarten Sinterkränzen an der Spitze, Excentriques[9], Abb. 6) zu nennen. Über letztere wird geschrieben: "Ihre Entstehung dürfte einerseits an Zeiten mit besonders schwacher Sickerwassertätigkeit gebunden sein, wodurch die Kalkablagerungen in allen Richtungen erfolgen können und nicht immer mit grösseren Tropfen in die Fallinie gelenkt werden, wie dies bei Tropfröhrchen der Fall ist; andererseits erfolgt auch Schwebestoffanreicherung aus der Luft bei Zirkulationsarmut und hoher Luftfeuchtigkeit - zwei Faktoren, die gerade in dieser Höhle überall nachgewiesen werden können - an allen Seiten der beginnenden Tropfsteinansätze.

[9] Bezeichnung aus dem Französischen (gleichbedeutend "Heliktiten" im angloamerikanischen Bereich), vielfältig gekrümmte, im Wachstum nicht schwerkraftorientierte Kalzitbildungen, die dem Formenkreis der Höhlensinter angehören (24, 25).

Parallel zu dieser Excentriquesentwicklung kann im Lehmteil ein ähnlicher Vorgang beobachtet werden, nämlich die Entstehung von Lehmknötchen und kleinen pilzartigen Lehmgebilden an ganz glatten und fugenfreien Wänden, die nicht durch Sickerwasser, sondern nur durch Niederschlag feinster Partikelchen aus der mit Schwebstoffen angereicherten Luft erklärt werden können." Während seines Aufenthaltes in der Höhle ist ihm auch ein feinkörniger Belag auf seiner Brille bemerkbar worden.

7. Entstehung durch Ablagerung aus der Luft unter Mitwirkung von Luftelektrizität

Der Verfasser hat ohne Kenntnis der vorhandenen Literatur eigene Beobachtungen und Untersuchungen angestellt, die grösstenteils übereinstimmende Ergebnisse brachten. In den meisten Höhlen, welche in Österreich und speziell in Kärnten besucht wurden, sind Knöpfchensinter aller Formen zu finden. Deren systematisches Erfassen war die erste Aufgabe, jedoch ist bis jetzt an keine Vollständigkeit zu denken. Am Beispiel der vorerwähnten Steiner-Lehmhöhle soll nun gezeigt werden, dass eine weitere Entstehungsart möglich sein dürfte.

Die hier an vorstehenden Wandpartien und am Boden auf Gesteinsbrocken sitzenden Knöpfchensinter können selbst in allernächster Nachbarschaft voneinander abweichende Gestaltung entwickeln: gestielte, mehr oder weniger verbreiterte und abgerundete Knöpfchen, zylindrische biskegelige und verzweigte Formen, sowie kleinste Erhebungen (siehe Abbildungen). Die Anordnung ist einzelstehend, locker bis dicht, wobei die braunen, allgemein harten Sinter (Hauptbestandteil $CaCO_3$) einen schaligen Aufbau haben. Auch dem Verfasser fiel der Schwebestoffreichtum in der Höhlenluft auf, dessen Zerstreuungswirkung im Strahl einer starken Lampe gut erkennbar ist. Man bezeichnet dies als "Tyndalleffekt". Die Luft stellt somit ein durch die kolloidale Verteilung kalk- und lehmhaltiger Wassertröpfchen erzeugtes Aerosol (Luftlösung) dar. Die Grössenordnung liegt bei $6 \cdot 10^{-3}$ bis $1{,}3 \cdot 10^{-1}$ mm. Dazu kommt es hauptsächlich in abgeschlossenen Räumen, welche vom Hauptwetterweg entfernt sind und deshalb eine verstärkte Kondensatbildung aufweisen. Diese unreinen Wassertröpfchen adsorbieren meist Ladungen und können daher elektrolytisch ausgeschieden werden. Hierbei spielt der stets vorhandene Ionengehalt der Luft insofern eine Rolle, als die in der Luft vorkommenden Ionen sich häufig an Luftschwebeteilchen und Mikroben anlagern, die Kondensationskerne für Wasserdampf abgeben. Ionen sind positiv oder negativ geladene Atom- oder Molekülteile, welche die Leitfähigkeit und teilweise den elektrischen Zustand der Luft bestimmen. Ein Moment zur Ionisierung (Ionenbildung) ist u.a. radioaktive Strahlung, die wohl in Höhlen der entscheidende Faktor sein dürfte. Bedeutungsvoll für die Knöpfchensinterentstehung mag sein, dass der Ionengehalt in Tiefenlagen der Landschaft und besonders in geschlossenen Räumen sein Maximum erreicht (11, 12, 14).

Analog hierzu haben schon früher F. CSER und L. MAUCHA (2) die Ursache der Entstehung von Excentriques erkannt: Wenn bei reiner $Ca(HCO_3)_2$-Lösung die Spitze eines Kalzitelementarrhomboeders in nasser Umgebung hervorragt, schwimmen elektrisch aufgeladene Tropfen auf die Spitze zu; durch die Rhomboederorientierung wird $CaCO_3$ ausgefällt und die Spitze zeigt ein Wachstum in Form einer Nadel oder ähnlichen Bildung. In ihrer letzten Arbeit definieren die beiden Autoren dieses Phänomen folgendermassen: "Drops dispersed in the air are mostly electrically charged. The cave is an electric conductor, so that the interior of the cave is a field free from potential. The electrically charged particles moving in this field can precipitate on the surface of all salients issuing drops into the field." (3)

Der Verfasser schlägt für die Knöpfchensinterentstehung vor: Wassertröpfchen der beschriebenen Art schlagen sich durch den "Spitzenentladungseffekt" auf der Evakuation nieder. Sie bilden bevorzugt an Vorsprüngen anstelle der Nadel eine Verdickung und Konkretion der (Lehm-)Partikel mit ausgefälltem Kalk, die schichtenweise emporwächst.

Aufgeladene Mikrowassertröpfchen entstehen auch an Tropfstellen durch den "Lenardeffekt", die sogenannte "Wasserfallelektrizität". Dabei werden aus der Oberfläche von Wassertropfen beim Zerblasen oder Auftreten auf ein Hindernis sehr kleine Tropfen herausgerissen, die sich als negativ erwiesen, während die grossen Tropfen positiv sind. Verunreinigungen des Wassers geben zu einem entgegengesetzten Verhalten hinsichtlich des Vorzeichens Anlass (14).

Zum Nachweis des Zusammenhanges zwischen dem Absatz von Luftschwebeteilchen und der Entstehung von Knöpfchensinter wandte der Verfasser in der Steiner-Lehmhöhle (und anderen Höhlen) Klinkerfliesen vom Format 10 x 10 cm an, die in verschiedener Lage fix eingebaut wurden. Bereits nach knapp 3 Monaten setzten sich auf den horizontalen Platten kleine, punktförmige Spuren ab; die vertikalen hatten unter dem Einfluss des ablaufenden Kondenswassers eine girlandenförmige Spurenanordnung.

Diese ist auch an den Wänden zu erkennen, wo sie auf Versuchsflächen entfernt wurde (Abb. 5). Später wiesen letztere gleichfalls junge Ansätze auf. Darüber schreibt ebenso W. GRESSEL in (9,10). Axiala Anschliffe von Knöpfchensintern aus dieser und anderen Höhlen ergaben einen schaligen Aufbau (Abb. 8). An Korallensinter (siehe Formenübersicht) aus dem Eggerloch bei Warmbad Villach (Kärnten) konnte eine Art Markröhre festgestellt werden.

Zur Klärung offener Fragen müssen weitere Höhlen- und Laboratoriumsuntersuchungen durchgeführt werden. So sind neben den Bildungen selbst auch Temperatur, Feuchtigkeit, Bewegungen und Leitfähigkeit der Luft als Gesamtheit zu registrieren. Ionisations- und Leitfähigkeitsmessungen von F. TROMBE und H. de la BLANCHETAIS (26) erbrachten, dass die Höhlenluft hundertmal mehr leitfähiger sein kann als Aussenluft, und die hohe Ionisation auf radioaktive Strahlung zurückzuführen ist, welche vom Lehm ausgeht.

Formenübersicht

Auf Grund der Zusammenfassungen von H. SALZER (20) und H. TRIMMEL (24) wird nachstehend vorläufige Formengruppierung gegeben:

a) Knöpfchensinter : gestielte Köpfchen (allgemeine Form);
b) Perlsinter : kleinkugelige, traubige Sinterbildung;
c) Traubensinter : dicht beisammenstehende Köpfchen mit ca. 1 cm Durchmesser (oder darüber);
d) Pilzsinter : abgeflachte, mehr oder minder verbreiterte (kegelige) Köpfchen;
e) Karfiolsinter (Blumenkohlsinter) : Knöpfchenansammlung auf breiter Basis;
f) Korallensinter : korallenartige Gestaltung;
g) Krönchensinter : Tropfröhrchen mit Rosettenbildung, Mischform (Abb. 6).

Der vorliegende Bericht wurde anhand von Ergebnissen aus der Literatur und eigenen Untersuchungen zusammengestellt, wobei mehrere Theorien Berücksichtigung fanden. Zur weiteren Erforschung der Knöpfchensinter sollte man eine allgemeingültige Klassifizierung schaffen. Dies ist durch eine umfassende Typensammlung anzustreben, welche auch Angaben über Fundort, Entnahmestelle mit detaillierten Bemerkungen und Fotografien, An- oder Dünnschliffe, sowie verschiedene analytische Daten enthält. Nach der gewonnenen Übersicht wird sich eine Terminologie festlegen lassen, d.h. es können ähnliche Entstehungsverhältnisse mit entsprechenden Formen und einer gleichartigen Substanz zu einem Begriff zusammengefasst werden.

Literatur:

1) BÖGLI, A. und H. W. FRANKE — Leuchtende Finsternis. S. 36, Bern 1965

2) CSER, F. und L. MAUCHA — Ein Beitrag zur Frage der Entstehung von Excentriques. Die Höhle 16, S. 57, Wien 1965

3) CSER, F. und L. MAUCHA — Contribution to the Origin of Excentric Concretions. Karszt- és Barlangkutatás, Bd. 5, S. 83-100, Budapest 1968

4) DOBAT, K. — Die Kryptogamenvegetation der Höhlen und Halbhöhlen im Bereich der Schwäbischen Alb. Abh.z.Karst- u. Höhlenk., Reihe E, H. 3, München 1966

5) FRANKE, H. W. — Wildnis unter der Erde. S. 123, Wiesbaden 1956

6) GEZE, B. und TH. POBEGUIN — Contribution à l'étude des concrétions carbonatées. Actes du Deuxième Congrès International de Spéléologie Bari - Lecce - Salerno 1958, 1, S. 396-414, 1962

7) GRABHERR, W. — Thermale Warzensinter pflanzlicher Herkunft an den Thermen von Bad Gastein. Bad Gasteiner Badeblatt, Nr. 3, 1949

8) GRESSEL, W. — Die Steiner-Lehmhöhle, eine neue Höhle im Seeberggebiet (Südkärnten). Die Höhle 14, S.45-47, Wien 1963

9) GRESSEL, W.? — Ergebnisse von Versuchen über den Absatz von Schwebestoffen aus der Luft in der Steiner-Lehmhöhle (Karawanken, Kärnten). Die Höhle 18, S. 5-8, Wien 1967

10) GRESSEL, W. — Die Naturhöhlen um Eisenkappel. In : 700 Jahre Markt Eisenkappel, S. 165-166, Klagenfurt 1968

11) HADER, F. — Klima und Wohnen. Heraklit-Rundschau, H. 73, S. 22-23, 1965

12) ISRAEL, H. Luftelektrizität und Radioaktivität. Verständliche Wissenschaft, Bd. 62, Berlin 1957

13) JENATSCHKE, U. Möglichkeiten zur Entstehung von Knöpfchensinter. Die Höhle 18, S. 1-5, Wien 1967

14) KILINSKI, E. v. Lehrbuch der Luftelektrizität. Leipzig 1958

15) LEITMEIER, H. und F. FEIGL Eine einfache Reaktion zur Unterscheidung von Calcit und Aragonit. Min. u. Petrogr. Mitt. 45, S. 447-456, 1934

16) MAGDEBURG, P. Organogene Kalkkonkretionen in Höhlen. Sitzungsber. d. Naturforsch. Ges. Leipzig, 56/59, S. 14-36, 1933

17) MAGDEBURG, P. Kalksinterbildung durch Höhlenpflanzen. In : 400 Jahre Höhlenforschung in der Bayerischen Ostmark, S. 38-41, Bayreuth 1935

18) MEIXNER, H. Die Uranminerale um Badgastein, Salzburg, im Rahmen Österreichs. Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Abt. I, 174, H. 5-6, Wien 1965

19) RÜLING, J. und F. SCHEMINZKY Die Alphastrahlung der Gasteiner Warzen- und Knöpfchensinter. Tschermaks min. u. petrogr. Mitt. 2, 3. Folge, H. 3, S. 283-289, Wien 1951

20) SALZER, H. Zauberwerk aus Stein. Karst- und Höhlenk. in Niederösterr. u. Wien. S. 58, Wien 1954

21) SCHEMINZKY, F. Und W. GRABHERR Über Uran anreichernde Warzen- und Knöpfchensinter an den österreichischen Termen, insbesondere in Gastein. Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., 2, 3. Folge, H. 3, S. 257-282, Wien 1951

22) SCHEMINZKY, F. und E. MÜLLER Uranvorkommen an den Austritten der Gasteiner Therme. Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Abt. II, 168, H. 1-4, Wien 1959

23) TRIMMEL, H. Die Arzberghöhle bei Wildalpen (Steiermark). Actes du Deuxième Congrès International de Spéléologie Bari - Lecce - Salerno 1958, 1, S. 330-340, 1962

24) TRIMMEL, H. Speläologisches Fachwörterbuch. Wien 1965

25) TRIMMEL, H. Höhlenkunde. Die Wissenschaft, Braunschweig 1968

26) TROMBE, F. und H. de la BLANCHETAIS Étude sur la conductibilité de l'air et la présence de radiations pénétrantes telluriques dans quelques souterrains des Pyrenées. Annales de Spéléologie, Moulis 1947

27) WILLIAMS, A. M. The formation and deposition of Moonmilk. Transaction Cave Res. Group. 5, H. 2, 1959

CO_2-Gehalte der Luft in alpinen Karstböden und Höhlen

ALFRED BÖGLI (Hitzkirch / Schweiz und Frankfurt)

Seit Frühjahr 1967 laufen am Geographischen Institut der Universität Frankfurt Untersuchungen über den CO_2-Gehalt der Bodenluft in verschiedenen Klimazonen, zur Zeit getragen durch A. Gerstenhauer, G. Nagel und den Autoren. Dieser arbeitet vorwiegend in den nördlichen Kalkalpen der Schweiz, nicht zuletzt, um die speläologischen und karsthydrographischen Untersuchungen im Muotatal zu ergänzen. Vor allem wurde die Bodenluft von Böden über Schrattenkalk (95 - 99 % $CaCO_3$) und auf dazwischen geschalteten glaukonitischen Mergelkalken des Gault mit Hilfe des Draegergerätes, einem Gasspürgerät, geprüft und der CO_2-Gehalt der Luft verschiedener Höhlen bestimmt. Mit diesem Gerät lassen sich schnell ausreichend genaue Messungen durchführen. Der Gehalt wird als Partialdruck in Atmosphären angegeben, was nur auf Meereshöhe gleichzeitig dem Gasanteil entspricht. Für höhere Lagen wird in dieser Arbeit ausnahmsweise der Anteil in Prozenten angegeben, da er bei geringerem Luftdruck höher ist als der Partialdruck ausweist. Für das Gleichgewicht mit dem Karbonatgehalt ist aber nur der Partialdruck massgebend.

1. Der CO_2-Gehalt der Luft. (Tab. 1)

Um eine Bezugsgrösse für die Bodenluft zu erhalten, wurde in allen Untersuchungsgebieten der CO_2-Gehalt der atmosphärischen Luft bestimmt. Die gemessenen CO_2-Konzentrationen weichen nur wenig von den in der Literatur angegebenen Werten ab. Über dem Hölloch wurden in Bödmerenwald, einem lichten Bergkiefern-Fichtenwald, 0,0002 Atm. gemessen. Der Anteil an der Luft des Messortes lässt sich aus der Temperatur und dem Luftdruck, 650 mm Hg auf 1395 m Höhe, festlegen, wobei die Temperaturabhängigkeit vernachlässigt werden kann. Die für die CO_2-Bestimmung auf Meereshöhe verlangten 10 Pumpenstösse ergeben bei diesem Luftdruck 85,5 % der vorgeschriebenen Luftmenge. Der gemessene Partialdruck muss mit dem Faktor 1,17 multipliziert werden und ergibt 0,023 %. In 0,5 cm über dem Boden wurde ein Partialdruck von 0,0003 Atm. bestimmt. Das Mittel von sechs weit auseinanderliegenden Orten beträgt 0,00027 Atm. und der Anteil am Volumen der Luft des jeweiligen Standortes im Mittel 0,031 %.

2. Der CO_2-Gehalt der Bodenluft. (Tab. 2 und 3)

Um den CO_2-Gehalt der Bodenluft in verschiedenen Tiefen zu messen, entwickelte G. Nagel ein einfaches Zusatzgerät. Es besteht in einem unten gelochten Aluminiumrohr, das mit einem Konus abgeschlossen ist und am oberen Ende einen Anschluss für das Draegergerät aufweist. Das Rohr wird in den Boden gerammt und durch die Draegerpumpe die Luft abgesaugt, so dass Bodenluft nachfliesst. Die Erfahrung zeigt, dass dem Rohr entlang keine nennenswerten Mengen atmosphärischer Luft nachströmen. Dann wird das Messröhrchen zwischengeschaltet und die vorgeschriebene Luftmenge durchgesogen. Das gestattet die Entnahme von Bodenluft aus verschiedenen Tiefen, sofern der Boden nicht zu dicht oder völlig durchnässt ist!

Der Bödmerenwald ist das wichtigste Untersuchungsgebiet, Lokalität Schluechtwald, ein lichter Bergkiefern-Fichtenbestand auf 1390 m bis 1400 m Meereshöhe (K_{11}, K_{12}, K_{13}, K_{14}). Die Bodenluft stammt aus der Deckstreu und der darunter liegenden Rendzina, die auf dem Kalk aufliegt oder Karrenspalten füllt. Die Partialdrucke liegen zwischen 0,0002 und 0,0008 Atm.

Zwei Messungen beim benachbarten Tuggsandloch auf 1680 m auf einem moorigen Bergrücken ergaben stark abweichende Werte (K_{15}). Der höhere zeigt einen Partialdruck von 0,083 Atm. Auf Grund der Umrechnung auf den herrschenden Luftdruck von 620 mm Hg enthält die Bodenluft 10,2 % CO_2! Die Messtelle ist ein humoser Kegel von ca. 1 m Durchmesser, der Sonne ausgesetzt, warm und frühzeitig schneefrei und daher mit hoher biologischer Aktivität. Drei Meter daneben, in lokalklimatisch wesentlich ungünstigerer Position wurden 0,0027 Atm. gemessen.

Das Untersuchungsgebiet am Gibel, Eingang Muotatal, 850 m Meereshöhe, gestattete, auch lehmige Böden zu prüfen (K_{17}). Deckstreu, Mull und Rendzinen auf Kalk ergaben CO_2-Partialdrucke von 0,0008 bis 0,0011 Atm. (K_{171}). In einer Doline in Buchen-Fichten-Mischwald mit viel Deckstreu, Mull und etwas tonigen Bodenbildungen ist CO_2 mit 0,006 bis 0,008 Atm. vertreten (K_{172}). Im Lehmboden einer benachbarten Mähwiese stiegen die Werte sogar auf 0,018 bis 0,035 Atm. (K_{173}, K_{174}), entsprechend 2 bis 3,9 % der Bodenluft (Luftdruck 685 mm Hg).

Am Alpenrand wurden Ende September 1967 Messungen am Bürgenstock und am Muoterschwandenberg, beide am Vierwaldstättersee gelegen, durchgeführt. Am Bürgenstock wurden in einem Buchen-Fichten-Mischwald nach sechs regenfreien Tagen 0,0045 bis 0,01 Atm. CO_2-Partialdruck gemessen (K_4). Der Boden war feucht bis nass und besteht aus humusreichem Lehm. Am benachbarten Muoterschwandenberg wurden zwei Messtellen eingerichtet. In einem Buchenwald auf Schrattenkalk, 700 müM, trocken, Rendzina, traten CO_2-Gehalte von 0,003 bis 0,013 Atm. auf (K_3). Offensichtlich wirkt sich die vorausgegangene warme und trockene Woche aus. Die Zunahme des CO_2 mit der Tiefe ist sehr ausgeprägt, vermutlich, weil die unterirdische Verkarstung wenig weit fortgeschritten ist und eine Ventilation durchs Gestein fehlt, obschon die Oberfläche gut ausgebildete Karren aufweist. Am Fusse dieses Bergrückens wurden zwischen den Kalkblöcken des Bergsturzes vom Kernwald (590 müM) in lockerem Humus Mittelwerte von 0,0021 Atm. angetroffen (K_2).

Es wurden, zusammen mit den Vergleichsbeispielen gegen 100 Messungen durchgeführt, die Kontrollmessungen nicht inbegriffen. Die Ergebnisse sind aufschlussreich. Auffällig ist der schnelle Wechsel des CO_2-Gehaltes im Bereiche weniger Dezimeter oder Meter, sowohl vertikal wie auch horizontal. Das ist eine der Grundlagen für die Mischungskorrosion, die auch bei bedecktem Boden infolge der unterschiedlichen, möglichen Kalkgehalte sehr wirksam sein muss. Durchlässige Böden zeigen wegen der guten Austauschmöglichkeiten nur geringe CO_2-Gehalte bis zum Dreifachen der atmosphärischen Luft, wenig durchlässige, dichte Böden dagegen das Zehn- bis Hundertfache. In grössere Tiefen reichende Kluftkarren mit gelegentlicher Ventilation drücken den CO_2-Gehalt wesentlich und bisnahe an den Wert der atmosphärischen Luft. In benachbarten Höhlen erreichte der Partialdruck nur 0,00025 bis 0,0004 Atm., nahezu jenem der Aussenluft entsprechend (H_2, H_3, H_4). Die erwartete allgemeine Zunahme mit der Tiefe trifft wegen der Vielfalt der beeinflussenden Faktoren durchaus nicht immer ein. In den Messprofilen kommt es zu Diskontinuitäten (K_{113}, K_{115}, K_{131}) und zur Konzentrationsumkehr (K_{142}, K_{126}). Andere bleiben konstant, in einer Rinnenkarre (K_{114}) durchgehend 0,0007 bis zu 80 cm Tiefe, in einer anderen (K_{124}) um 0,0004 Atm.

Für die Festlegung einer zeitlichen Abhängigkeit konnten im Bödmerenwald einige Stichproben gemacht werden, Reihenuntersuchungen wurden hier bisher nicht durchgeführt, sind jedoch unerlässlich, da Konzentrationsänderungen offenbar in kurzen Intervallen auftreten können. Messdaten:

17.7.67, morgens: seit einem Monat schneefrei, erster Sommertag, K_{11}
19.7.67, abends: drei warme, sonnige Sommertage, K_{12}
1.10.67, mittags: nasser Sommer, kühler Herbst. 10 Stunden nach Regen, K_{13}

Die Ergebnisse sind widersprechend. Das ist zum Teil auf die Störung der Bodenluft durch die Bohrungen zurückzuführen (17./19.7.). In einzelnen Fällen ist der CO_2-Gehalt im Spätherbst kleiner (K_{113}/K_{131}), in anderen ungefähr gleich (K_{115}/K_{135}). Das kann eine Konsequenz der geringen biologischen Aktivität als Folge der tiefen Temperaturen im Herbst sein (1400 müM), da während drei Wochen vor der Messung die Lufttemperatur zehn Grad nicht mehr überschritten hatte. Ein Teil des CO_2 wurde ausserdem durch den vorausgegangenen Regen ausgewaschen.

Zusammenfassung: Die Bodenuntersuchungen zeigen eine Abhängigkeit des CO_2-Gehaltes in der Bodenluft von der Dichte und dem Tongehalt des Bodens. Je geringer die Luftzirkulation und der Austausch des CO_2 mit der freien Atmosphäre, um so höher der CO_2-Gehalt in der Bodenluft. Am Kalk wird durch Korrosion CO_2- verbraucht, Ventilation durch Klüfte erniedrigt den CO_2-Gehalt, Regen wäscht CO_2 aus und verdrängt es aus den Poren. Bereiche höherer biologischer Aktivität enthalten mehr CO_2. Die jahreszeitliche Abhängigkeit ist noch durch Reihenuntersuchungen unter Berücksichtigung der jeweiligen Wetterbedingungen abzuklären.

3. CO_2-Gehalt der Höhlenluft. (Tab. 4)

Die Höhlenluft wurde an vier Höhlen im Muotatal geprüft. H_2 und H_3 befinden sich im Schluechtwald unmittelbar bei den Messtellen für die Bodenluft, H_4 ist das Tuggsändloch unmittelbar neben der Messung K_{15}. Diese drei Höhlen reichen wenig tief ins Erdinnere und gehören zum Typ der Klein- und Mittelhöhlen. 300 bis 500 m darunter liegen jene Teile des Hölloches (104 km vermessen), in denen Messungen durchgeführt worden sind. Schächte wurden keine erfasst. Alle untersuchten Höhlen weisen Luftzirkulation auf. Die Messresultate unterscheiden sich nur wenig von jenen der freien Atmosphäre.

Sie liegen zwischen 0,0022 und 0,00035 Atm., wobei die höheren Werte nur bei geringer Ventilation auftreten; im Tuggsandloch wurden 0,0004 Atm. erreicht. Im ventilierten Bereich des Hölloches wurden Werte zwischen 0,00023 und 0,00031 gemessen, und zwar unabhängig von der Richtung des Höhlenwindes. Das war bei Einwärtsventilation auch in 2 1/2 km Abstand von Eingang zu erwarten, doch änderte sich bei Auswärtsventilation der Wert nicht. Dieser Befund passt so gut zu den theoretischen Überlegungen, dass er verallgemeinert werden darf. Diese Verallgemeinerung muss jedoch nochdurch Messungen in den ventilierten Abschnitten anderer Riesenhöhlen bestätigt werden. Das ist durch die örtlichen Forschergruppen mit dem einfach zu handhabenen Draegergerät leicht durchzuführen. Die geringen CO_2-Gehalte sind für die Beurteilung der unterirdischen Korrosion von grosser Bedeutung. Das Gleichgewicht mit dem gelösten Kalk liegt im Hölloch bei 4 1/2°C zwischen 75 und 95 mg/L., Werte,die bei Wässern,die längere Zeit in Kontakt mit der Höhlenluft stehen, ganz allgemein auftreten.

Besonderes Interesse bieten absteigende Gänge mit geringer oder fehlender Luftzirkulation. Im Chorgang gibt es bei nur 15 m Höhendifferenz schon einen messbaren Unterschied, obschon wegen der Grösse der Räume eine schwache Ausgleichszirkulation auftritt. Am oberen Ende wurden 0,00031, am unteren 0,00035 Atm. gemessen (H_{123}, H_{124}). Der Gang ist von einem Bach mit 90 mg/L. Kalk durchflossen. Im viel engeren Höllental, wo aber eine ganz geringe Luftzirkulation feststellbar ist, wurden 0,00038 und 0,0004 Atm. CO_2 angetroffen (H_{125}, H_{126}). Kennzeichnend sind die Verhältnisse am Abstieg zum "Zürichsee", in der unteren Etage des vorderen Höhlenteiles gelegen.(H_{13}). Vom ventilierten Raum der oberen Gänge führt ein Abstieg in vielen Stufen in die Tiefe und taucht beim "Zürichsee" ins Karstwasser. Alljährlich, von der Schneeschmelze bis zum Herbst, stürzt hier mehrmals bei grossem Hochwasser ein Bach hinunter und füllt allmählich das ganze Gangsystem auf. Dadurch wird alle Luft verdrängt und beim Zurückgehen des Wassers aus dem CO_2-armen Bereich wieder nachgesogen. Bei kleinem Hochwasser steigt der Spiegel des "Zürichsees" kurzfristig an, ohne die Abzweigung des "Blinddarms" zu erreichen. Auch dieser Vorgang führt zu einem gewissen Luftaustausch, der den Blinddarm jedoch nicht beeinflusst. Am Ende des Winters, somit nach einer mehrmonatigen hochwasserfreien Periode, wurden oben 0,00025 Atm. Partialdruck gemessen (H_{131}) und unten am"Zürichsee" 0,00065 Atm. (H_{132}). Am unteren Ende des "Blinddarm" erreichte er 0,0013 Atm. (H_{133}). Das entspricht einem Kalkgehalt des Wassers von ca. 130 mg/L., was leicht über dem dort gemessenen Wert von 120 mg liegt. Der CO_2-Gehalt ist auf die Diffusion aus dem Wasser in die ursprünglich kalkarme Luft zurückzuführen, da eine Entstehung aus organischer Substanz wegen deren geringen Mengen, wegen der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit und wegen der niedrigen Temperatur von 5°C auszuschliessen ist. Im absteigenden Teil fliesst seitlich aus dem Sintergang ein Bächlein mit 185 mg/L. Kalk hinzu. Diese Konzentration entspricht einem CO_2-Partialdruck von 0,003 Atm. Da die Sinterausscheidung beträchtlich ist, muss CO_2 in ziemlicher Menge abgegeben werden. Es besteht jedoch keine Möglichkeit, dass dieses CO_2 in den "Blinddarm" fliessen könnte. Eine allochthone Herkunft des CO_2 ist daher nicht anzunehmen.

Zusammenfassend sei festgehalten, dass Höhlen mit deutlicher Ventilation einen CO_2-Gehalt ähnlich jenem der Aussenluft aufweisen, dass aber in ventilationslosen Gängen sich ein Gleichgewicht mit dem Kalkgehalt des Wassers einstellt, das je nachdem durch Diffusion Spender oder Empfänger von CO_2 ist. Nicht berücksichtigt sind Höhlen mit Temperaturen wesentlich über 5°C und mit grösseren Ansammlungen von organischen Substanzen, etwa von Kadavern und Guano, oder mit grösseren Fledermauspopulationen, wo die CO_2-Gehalte vermutlich wesentlich höher liegen. Unberücksichtigt blieben auch ventilationslose Schachthöhlen, wo sich unter Umständen toxische Konzentrationen an CO_2 einstellen können.

Literatur:

Neben Lehrbüchern wurden vor allem verwendet:

BÖGLI, A. Der Schleichende Brunnen. NZZ. "Technik", Zürich, 1953

" " Die Entstehungsbedingungen von Kalkausscheidungen. - Atti del Symposium Internationale di Speleologia, Como, 1961

" " Kalklösung und Karrenbildung. - Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 2, 1960

" " Korrosive Bildungsbedingungen von Höhlenräumen. - 3. Internat. Kongress f. Speläologie, Wien, 1963

" " Mischungskorrosion, ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. - Erdkunde, Archiv f. wissenschaftl. Geogr., H. 2, 1964

" " Präglazial und präglaziale Verkarstung im hinteren Muotatal, Regio Basiliensis Basel, 1968

Tabelle 1: Kohlensäuregehalt der Luft. (Die Nummern beziehen sich auf die nachfolgenden Tabellen)

Nr.	Höhe über Boden cm	Biotop	T°C	CO_2-Gehalt Partialdruck	Volumenanteil am Messort
K_{1111}	50	Wald	20	0,0002 Atm.	0,023 %
K_{1211}	150	idem	20	0,0002	0,023 %
K_{1221}	0,5	idem	18	0,0003	0,035 %
K_{411}	100	Obstgarten	25	0,0003	0,033 %
--	150	Obstgarten	16	0,0003	0,032 %
--	150	Garten	17	0,0003	0,032 %

Tabelle 2: Muotatal östl. Schwyz, meist Rendzinen (K: Karstoberfläche)

Nr. (1)	Lage des Messpunktes (2)	T°C (3)	CO_2-Partialdruck Atmosphären (%)	Bemerkungen (5)
K_{11}	Schluechtwald (Bödmerenwald), 1395 m, 17.7.1967			
K_{111}	Kiefernwald, 1 Monat schneefrei			
K_{1111}	+ 50 cm	20°C	0,0002	
K_{1112}	- 1 cm	12°C	0,0004	besonnt
K_{1113}	- 5 cm	10°C	0,0005	Deckstreu
K_{112}	1 m westl. K_{111}			
K_{1121}	- 1 cm	10°	0,0003	schattig
K_{1122}	- 5 cm	10°	0,0005	Deckstreu
K_{113}	1 m südl. K_{111}			
K_{1131}	- 10 cm	10°	0,0010	besonnt
K_{1132}	- 20 cm	9°	0,0013	
K_{1133}	- 30 cm	8°	0,0008	
K_{1134}	- 50 cm	8°	0,0017	
K_{1135}	- 60 cm	8°	0,0017	
K_{114}	6 m südl. K_{111}			
K_{1141}	- 10 cm	10°	0,0007	lockere Streu
K_{1142}	- 20 cm	8°	0,0007	idem
K_{1143}	- 40/80 cm	8°	0,0007	Hohlraum, Karre
K_{115}	neben K_{114} auf Karrenrücken			
K_{1151}	- 10 cm	10°	0,0079	dichte Rendzina
K_{1152}	- 20 cm	8°	0,0081	idem, 0,947 Vol.%

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
K_{12}	Standort wie K_{11}, seit 3 1/2 Tagen sonnig und warm, 19.7.1967			
K_{121}	wie K_{111}			
K_{1211}	+ 150 cm	20°	0,0002	Sonnseite
K_{1212}	- 1 cm	13°	0,0003	
K_{1213}	- 2 cm	13°	0,00045	
K_{122}	1 m westl. K_{121}			
K_{1221}	+ 0,5 cm	15°	0,0003	Schattseite
K_{1222}	- 2 cm	13°	0,0004	
K_{123}	0,5 m neben K_{113}			
K_{1231}	- 10 cm	9°	0,0006	Streu
K_{1232}	- 20 cm	8°	0,00065	
K_{124}	bei K_{113} in Karrenrinne			
K_{1241}	- 10 cm	9°	0,0008	etwas zersetzte Streu
K_{1242}	- 20 cm	8°	0,0004	
K_{1243}	- 30 cm	7 1/2°	0,0004	
K_{1244}	- 40 cm	7 1/2°	0,0004	
K_{1245}	- 60 cm	7 1/2°	0,00042	
K_{1246}	- 80 cm	7 1/2°	0,00045	
K_{125}	bei K_{115}			
K_{1251}	- 10 cm	9°	0,0037	
K_{1252}	- 20 cm	8°	0,0035	
K_{1253}	- 30 cm	8°	0,0038	
K_{126}	neben K_{125}			
K_{1261}	- 10 cm	9°	0,0039	dichte Rendzina
K_{1262}	- 20 cm	8°	0,0020	
K_{1263}	- 30 cm	7°	---	keine Luft, zu dicht und zu feucht
K_{13}	Standort wie K_{11} und K_{12}, 10 Stunden nach Regen, 1.10.67			
K_{131}	bei K_{113}, in Kluftkarre			
K_{1311}	- 2 cm	13°	0,0003	Streu
K_{1312}	- 10 cm	12°	0,0005	
K_{1313}	- 20 cm	11 1/2°	0,00055	
K_{1314}	- 30 cm	11°	0,0007	
K_{1315}	- 50/80 cm	11°	0,0006	Hohlraum
K_{1316}	- 90 cm	11°	0,0008	Lockermaterial

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
K_{132}	1 m neben K_{131}			
K_{1321}	- 3 cm	13°	0,0011	Rendzina
K_{1322}	- 10 cm	11°	0,0014	
K_{1323}	- 20 cm	10 1/2°	0,0025	
K_{1324}	- 30 cm	10 1/2°	0,0020	
K_{133}	6 m südl. bei K_{115}			
K_{1331}	- 3 cm	12°	0,007	dichte Rendzina
K_{1332}	- 10 cm	10 1/2°	0,008	idem
K_{1333}	- 20 cm	10 1/2°	0,007	idem
K_{14}	Schluechtwald beim Hotzenloch, 1400 m, 17.7.1967			
K_{141}	5 m nördl. Hotzenloch, 3 Wochen schneefrei, Schmelzwasserreste			
K_{1411}	- 30 cm	10°	0,0007	leerer Raum in tiefer Rinnenkarre
K_{142}	10 m nördl. Hotzenloch			
K_{1421}	- 10 cm	10°	0,002	nasse Rendzina
K_{1422}	- 20 cm	9°	0,0012	
K_{1423}	- 30 cm	7°	0,0010	
K_{1424}	- 40 cm	7°	---	keine Luft, zu nass
K_{143}	2 m neben K_{142}, etwas trockener			
K_{1431}	- 10 cm	1o°	0,0009	
K_{15}	östl. Tuggsandloch			
K_{151}	- 20 cm	---	0,083	Torfhügel, 10,2 Vol.%! warm
K_{152}	3 m neben K_{151}			
	- 15 cm		0,0027	torfig, feucht
K_{16}	Bödmerenwald, Strassenende auf 1700 m, 1.10.1967			
K_{161}	- 10 cm	9°	0,0009	feuchte Karrenspalte
K_{17}	Gibel, Eingang Muotatal, 850 m, 28.9.67			
K_{171}	Mischwald, nördl. Strasse			
K_{1711}	- 10 cm	15°	0,0008	lockere Streu
K_{1712}	- 20 cm	14°	0,0011	idem
K_{1713}	- 30 cm	13°	0,0011	lockere Rendzina
K_{1714}	- 37 cm	13°	0,0011	idem
K_{172}	Doline im Mischwald			
K_{1721}	- 10 cm	12 1/2°	0,008	Streu
K_{1722}	- 20 cm	12°	0,006	Mull, sehr feucht
K_{1723}	- 30 cm	11°	0,007	idem
K_{1724}	- 40 cm	--	---	keine Luft wegen zu grosser Nässe

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
K_{173}	Mähwiese südl. Strasse. Nähe Waldrand und Schattenkalk, Boden			kalkarmer, dichter, lehmiger
K_{1731}	- 10 cm	15°	0,018	2% der Luft (685 mm Hg)
K_{174}	10 m westl. K_{173}			
K_{1741}	- 10 cm	15°	0,035	3,9% der Luft
K_{1742}	- 20 cm	--	--	nass, keine Luft erhältlich

Tabelle 3: Bürgenstock und Südufer des Alpnachersees (Vierwaldstättersee, Westarm)

K_2	Kernwald, Farnrüti, 590 m, 27.9.1967			
K_{21}	Mischwald zwischen den Kalkblöcken eines Bergsturzes			
K_{211}	- 10 cm	17°	0,002	trockene Streu
K_{22}	2 m neben K_{21}			
K_{221}	- 10 cm	17°	0,0022	trockene Streu
K_{222}	- 20 cm	14°	0,0021	
K_{223}	- 30 cm	13 1/2°	0,0021	
K_3	Muoterschwandenberg, 700 m, 26.9.1967			
K_{31}	Waldrand, Westexposition			
K_{311}	+ 100 cm	25°	0,0003	
K_{312}	- 10 cm	20°	0,004	Residuallehm
K_{32}	60 m von K_{31}, 5 m im Innern des Buchenwaldes, Rendzina			
K_{321}	- 10 cm	20°	0,0091	
K_{322}	- 20 cm	15°	0,0105	
K_{323}	- 30 cm	14°	0,013	1,4 %
K_{33}	wie K_{32}, doch 15 m im Waldesinnern			
K_{331}	- 10 cm	15°	0,006	
K_{34}	30 m im Waldesinnern, Rendzina			
K_{341}	- 10 cm	15°	0,003	
K_{342}	- 20 cm	13°	0,004	
K_{343}	- 30 cm	12°	0,005	
K_{344}	- 39 cm	12°	0,006	
K_4	Bürgenstock, Mischwald mit Rubus, 6 regenfreie Tage, 27.9.67			
K_{41}	Lehmiger, nasser Boden			
K_{411}	- 10 cm	13 1/2°	0,01	
K_{42}	neben K_{41} in Karrenspalte			
K_{421}	- 20 cm	12 1/2°	0,0045	
K_{422}	- 30 cm	12 1/2°	0,009	

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
K_{43}	daneben zwischen Steinen in einer Mulde, Rendzina			
K_{431}	- 10 cm	13 1/2°	0,006	
K_{432}	- 20 cm	13 1/2°	0,008	

Tabelle 4: CO_2-Gehalte in der Höhlenluft

Nr.	T°C	CO_2-Partialdruck	$CaCO_3$eq. mg/L	Bemerkungen
H_1	Hölloch (Muotatal), 640 - 900 müM, Luftfeuchtigkeit 93-98 %			
H_{11}	Dolomitenhalle, 10.7.1967			
H_{111}	5°	0,00025 Atm.	78	
H_{112}	5°	0,00025	78	
H_{12}	Hauptgang, 25.2.1968			
H_{121}	5°	0,00028	80	Aquarium, am Kleinen Höllbach
H_{122}	5°	0,00023	76	Riesensaal
H_{123}	5°	0,00031	84	Chorgang, Zufluss
H_{124}	5°	0,00035	87	Chorgang, 15 m tiefer
H_{125}	5°	0,00038	90	unter dem Hexenkessel
H_{126}	5°	0,00040	92	Höllental unterhalb H_{125}
H_{13}	Abstieg zum "Zürichsee", 17.3.1968			
H_{131}	5°	0,00025	78	700 müM, Ventilation
H_{132}	5°	0,00065	110	"Zürichsee", 640 müM
H_{133}	5°	0,0013	130 ca.	"Blinddarm", 642 müM
H_{14}	Hauptgang, 25.1.69			
H_{141}	5°	0,00025	78	50 m nach Eingang
H_{142}	5°	0,00030	83	"Kapelle"
H_2	Holländerloch, Schluechtwald (Bödmeren), 1400 m, 17.7.67			
H_{21}	12°	0,0003		Am Grunde der Doline
H_{22}	10°	0,00035		austretende Höhlenluft
H_{23}	10°	0,00022	18.7.67,	kein Luftzug feststellbar
H_3	Hotzenloch, Schluechtwald, 1400 m, 19.7.67			
H_{31}	7°	0,00027		austretende Höhlenluft
H_4	Tuggsandloch, Silbernstöckli (Bödmerenwald), 1660 m, 20.7.67			
H_{41}	6°	0,0004	50 m ab Eingang, leichte Ventilation	
H_{42}	5°	0,00035	100 m ab Eingang, tiefster Punkt	

Diskussion:

GEYH (Hannover): Die Messungen des CO_2-Gehaltes der Bodenluft in sandigen, also mit einer dichten Grasnarbe bewachsenen Böden durch die Bundesanstalt für Bodenforschungen zeigen ebenfalls Werte bis zu 10% Vol. Daraus folgt, dass die CO_2-Konzentrationen in Böden nicht allein von der Permeabilität, sondern von vielen anderen Faktoren wie Bedeckung, Wassergehalt, Lufttemperatur u.ä. abhängig sind.

BÖGLI: Wenn von Durchlässigkeit die Rede war, so ist damit nicht nur die Bodenpermeabilität gemeint, sondern die Fähigkeit des Gasaustausches mit der Luft. Eine dichte Grasnarbe behindert dieses Gasaustausch beträchtlich, ebenso die Bodenfeuchtigkeit.

MIOTKE (Hannover): Prof. Bögli hat gezeigt, dass in dichten Böden die schlechter durchlüftet werden, die CO_2-Werte der Bodenluft steigen. Eine Verminderung der Bodendurchlüftung (Ausgleichsdiffusion) tritt auch ein, wenn die oberen Bodenbereiche durch Wassersättigung von der Atmosphäre weitgehend abgeschlossen werden. So werden in trockenen Böden sowohl in Nordspanien (1965, Picos de Europa) als auch in Puerto Rico (1969, Mogotes) niedrige CO_2-Werte gefunden - im Gegensatz zu hohen Messergebnissen in wassergesättigten Böden. Dieser Unterschied in der Höhe des CO_2-Gehaltes konnte auch jeweils in gleichen Böden beobachtet werden. In trockenen Zeiten ergaben sich niedrige CO_2-Werte (gute Durchlüftung), nach Regenperioden höhere CO_2-Gehalte der Bodenluft.

BÖGLI: Diese Beobachtung stützt meine Auffassung der Abhängigkeit des CO_2-Gehaltes von der Durchlässigkeit des Bodens, denn diese sinkt mit Zunahme der Feuchtigkeit. Wahrscheinlich spielt aber noch ein anderer Faktor hinein. Es ist noch nicht abgeklärt, welchen Anteil an der höheren CO_2-Konzentration die biologische Aktivität in diesem Falle hat, da diese stark vom Feuchtigkeitsgrad des Bodens abhängt. Das muss noch untersucht werden.

GERSTENHAUER (Düsseldorf): Es wird darauf hingewiesen, dass vereinzelte CO_2-Messungen mit Vorsicht interpretiert werden müssen. Der CO_2-Gehalt der Bodenluft ist nicht nur abhängig von Bodenart, Vegetation, Witterung, Entnahmetiefe usw. sondern vor allem auch von der Jahreszeit. In Hessen wurde 1968 ein Minimum von Dez. bis April festgestellt. Im Mai erfolgt ein CO_2-Anstieg auf 2 bis 3%. Ein zweites Minimum liegt im Spätsommer. Nach einem weiteren Maximum im Oktober folgt das winterliche Minimum.

BÖGLI: Die Untersuchungen im Muotatal bezweckten eine erste, räumlich breit angelegte Prüfung der CO_2-Gehalte. Sie sind die Grundlage für weitere, genauere Untersuchungen. Die gleichzeitigen grossen Unterschiede unmittelbar benachbarter Messtellen, und, wie seither bestätigt wurde, die noch grösseren jahreszeitlichen Differenzen, sind eine widhtige Grundlage für die Mischungskorrosion auch in geringen Tiefen. Ich frage mich, ob die von GERSTENHAUER beobachteten Spätsommer-Minima in Beziehung stehen zur Abnahme der Bodenfeuchtigkeit im Verlaufe des Hochsommers.

CORBEL (Calais): Les variations du CO_2 en fonction du sol sont peut-être plus importantes que celle de la végétation. Dans les tourbières où se trouve le maximum du CO_2 l'argile et les limons sont important.
Remarque technique sur le DRÄGER. Parfois il y a un décalage mécanique des gradations (ce qui permet toujours les comparaisons), mais donne parfois 0,02% dans l'air extérieur au lieu de 0,031%.

BÖGLI: Der Vergleich der CO_2-Gehalte verschiedener Böden setzt möglichste Ähnlichkeit der übrigen Faktoren voraus, ähnliche Vegetation, ähnliche Temperatur (gleichzeitige CO_2-Bestimmung bei gleicher Exposition.). Dann ist die Abhängigkeit von der Bodendichte eindeutig. Andererseits besteht eine starke Abhängigkeit von der biologischen Aktivität, die bei Temperaturen über 15°C bei genügender Durchfeuchtung gross ist.
Zum DRÄGER-Gerät sei festgestellt, dass es den Partialdruck angibt. 0,02 % entsprechen bei genügender Höhe durchaus 0,03 Vol.%. Ich habe die Reproduzierbarkeit der gemessenen Werte zwischen 400 mÜM und 1800 mÜM geprüft und die Richtigkeit der abgelesenen CO_2-Konzentrationen auf diesem Wege feststellen können.

Methoden für experimentelle Forschung im Studium der Eishöhlen

JOSIF VIEHMANN (Institutul de Speologie Cluj / Rumänien)

Der Verfasser hat im Jahre 1963 ein System für chronologische, periodische Forschungen in der Eishöhle von Scărişoara (West Karpaten, Rumänien) eingeführt. Besuche in der Eishöhle wurden in einer Zeitspanne von 5 Jahren gemacht, jährlich in je 11 Monaten (mit Ausnahme des Augusts) und endigend im Frühjahr des Jahres 1968. Der Zweck der Forschungen war, die Dynamik des Eisblocks (der Eisblock hat ein Volumen von 75.000 m^3 Eis) sowie der Eisstalagmiten aus dieser Höhle kennenzulernen.

Die Eishöhle von Scărişoara befindet sich in der Höhe von 1150 Metern. Den Abstieg in die Höhle nimmt man durch eine 50 m tiefe Schlucht, welche der einzige Eingang in die Höhle ist. Inmitten der Höhle befindet sich der große Eisblock, von einer Dicke bis zu 20 m, in einer Tiefe zwischen 50 und 85 m. In den tiefer befindlichen Zonen der Höhle ist die Temperatur das ganze Jahr hindurch über $0^{\circ}C$, die unterirdischen Säle sind mit Kalzitsinterbildungen geschmückt. Der Grund der Höhle ist geschlossen wie "der Boden eines Sackes". Er befindet sichin einer Tiefe von 105 m. Die Forschungen (I. VIEHMANN, G.H. RACOVITA, M. SERBAN, 1965) haben versucht, Beziehungen zwischen dem unterirdischen Klima und dem der Oberfläche festzustellen, sowie die Art, in welcher diese beiden die Dynamik des Eisblocks und der Eisstalagmiten beeinflussen. Dieses Programm unserer Forschung fortsetzend, beschreibe ich einige Methoden für experimentelle Forschung, welche ich ausgedacht habe.

I. Die Technik zur Erforschung des Klimas

Ein kleiner meteorologischer Beobachter, ausgestattet mit Thermometern, Baro- und Hydrographen, wurde draussen eingerichtet. Unterirdisch, auf dem Eisblock und an dessen unterem Rande wurden monatlich für 6 - 21 Tage registrierende Thermometer, Hygro- und Barometer aufgestellt. Um die Parameter des Klimas auch von der Eishöhlendecke kennenzulernen, machten wir zum Gebrauch im Saal über dem Eisblock einen aus Holz angefertigten "Beobachtungsturm" von 10 m Höhe. Dieser hatte die Form eines Bohrturms, bei dem auf einer der Seiten sich eine Leiter befand, die auf eine Plattform führte, auf der die meteorologischen Apparate aufgestellt waren. Ebenfalls in diesem Saal errichteten wir in einer Höhe von 17 m einen Flaschenzug mit Seil. Als Stütze benützte ich ein Kabel aus Stahl, welches vom Boden durch Dehnen, wie ein Brückensteg, bis zur gewünschten Höhe hochgezogen wurde. Das aus Kunststoff hergestellte Seil, befestigt an dem Flaschenzug mit dem Metallkabel, wurde zum Hinaufziehen eines Thermometers (oder Thermohggraphen) für kurze Eintragungen verwendet.

Wir wünschten die Rolle der Luftströmungen bei der Entstehung der Eisstalagmiten zu ergründen. Aus diesem Grund schirmten wir einige beobachtete Bildungen, die sogenannten Teststalagmiten, ab. Dies erfolgte unter Verwendung einiger Schirme und Zylinder aus Pappe, damit wir die Wirkung der Strömungen auf die Eissäulen trennen konnten.

Um den Vorgang der Verdunstung, der Sublimation und Kondensation des Eises kennzulernen, "verbanden" wir in Form von Ringen mit Leukoplast verschiedene Teile des Eisstalagmitenkörpers. Die Flächen, die von diesem adhäsiven Verband geschützt wurden, stellten "Verdunstungszeugen" her, und bewiesen somit das Phänomen.

Es interessierte uns ebenfalls, wie die Tropfen von der Decke (das Wasser zur Versorgung der Eisstalagmiten) die Morphogenese dieser Bildungen beeinflusst. Die Chronometer zeigten monatlich den Rythmus und die Anzahl der Tropfen in der Zeiteinheit für die Teststalagmiten an. Um die wechselnden Rythmen und die Veränderungen in der Plätze der Tropfen zu bestimmen, wurde eine besondere Apparatur entworfen und mit Erfolg ausprobiert. Es ist die Rede von zwei verschiedenen Einrichtungen:

1). Der statische Stalagmograph. Ein Stativ von 2 m Höhe stützt eine klappbare Platte mit einer Fläche von 50/30 cm. die Platte besteht aus 2 Plexiglasblättern, zwischen welchen sich ein Millimeterpapier befindet, das in gezählte Karos eingeteilt ist. Das Stativ ist am Fusse des Versuchseisstalagmiten, betoniert. Zur Zeit der Forschungen öffnet man die Platte horizontal, unter welcher der Teststalagmit ist. Auf die Platte streut man Sägemehl. Diese verhilft zu einer guten Darstellung der Wassertropfen auf dem Plexiglas. Der Stalagmograph zeigt uns genau wie and wo die Wassertropfen fallen.

2) Der kinetische Stalagmograph. Hier ist die Rede von einem Zylinder, mit einem Durchmesser zwischen 20 und 30 cm, versehen mit einem Motor, mit einer Spannfeder und einer aufzeichnenden Schreibfeder. Der Metallarm, welcher die Feder stützt, ist mit einem Teller zum Auffangen der Tropfen versehen. Bei jedem Wassertropfenfall beschreibt die Feder eine Schleife, so mit grosser Genauigkeit den Rhythmus der Tropfen markierend. Der Durchmesser des Tellers muss nicht grösser als 3 cm sein, um empfindlich auf die Abweichungen der Tropfen zu reagieren. Die Umdrehungsgeschwindigkeit des Motors muss in der Weise verstellbar sein, dass der Rhythmus der Tropfen sich in idealer Weise graphisch einschreiben kann. Es gelang mir zu diesem Zweck die Registriergeräte aus dem Tierphysiologielaboratorium zu verwenden (Registrierzylinder Marey).

Diese beiden Apparate haben den Rhythmus und Arhythmus der Tropfen und ihre Abweichungen von der Senkrechten beim Fallen bewiesen, verursacht von den Luftströmungen aus der Höhle, wie auch anderen Erscheinungen.

Die Entstehung des kondentrierten Wassers aus der unterirdischen Luftfeuchtigkeit wurde erforscht mit Hilfe eines interessanten Apparates, welchen ich K o n d e n s i m e t e r nannte. Dieser besteht aus einem Blechkegel mit der Spitze nach unten gerichtet, welcher an der Höhlendecke oder in einer etwas tieferen Höhe hängt, nach der Methode Kabel-Brückensteg, die oben beschrieben ist. Der rotgefärbte Kegel hat unter der Spitze einen Trichter mit einem gradierten Zylinder. Die Oberfläche des Kegels ist 0,25 m^2. Den Apparat hebt man mit dem Kabel in eine gewünschte Höhe und bringt ihn nach 48 Stunden herunter. Die erste Ablesung schliesst man aus der Beobachtung aus. In den folgenden Ablesungen hatte sich das gesetzte kondensierte Wasser vom Kegel im gradierten Zylinder gesammelt. Die Ergebnisse brachten und Aufschluss über das Bestehen und die saisonalen Veränderungen der Quantität des kondensierten Wassers im Laufe eines Jahres. Wasser, das sich eventuell im Kegel gesammelt hat, nimmt man nicht in Betracht.

II. Das Studium der Morphodynamik des Eises.

Bei den 55 Gelegenheiten des Hinabsteigens bis zu den Stalagmitentestzonen sollte monatlich einmal das Klima aus der Umgebung der untersuchten Bildungen registriert werden: Ablesungen des Barographen, des Thermographen, des Hygrographen und des Thermometers, um die Genauigkeit zu überprüfen. Im Falle einiger Eisstalagmiten mit einem besonderen Wachstum und Form wurde gleichzeitig der Parameter des umgebenden Klimas und des Wachstumsrhythmus registriert. Es ist die Rede von "saisonalen" Eisstalagmitenarten, welche in den letzten Tagen des Dezembers zu wachsen beginnen, in den Monaten März - April einhalten, doch im Mai schmelzen und verschwinden. Der Wachstumsrhythmus wurde nach jedem zweiten Tag auf eine kleine Visierlinie aus der unmittelbaren Nähe der Bildungen aufgezeichnet. Dies Eisstalagmiten sind aus einigen Übereinandergestellten Keulen zusammengesetzt, gebildet aus klaren, verdickten und matten, dünnen Zonen. Man hat bewiesen, dass diese Morphologie von den Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen hervorgerufen ist, aus welchem Grund sie T h e r m o i n d i k a t o r e n benannt sind.

Dieses Beobachtungssystem wurde oftmals durch die Verwendung der Fotogrammetrietechnik ergänzt. Zu diesem Zweck wurden die Teststalagmiten oder die Gruppen der untersuchten Bildungen nach jedem zweiten Tag oder einmal im Monat, bei absolut denselben Umständen (Ort und Höhe des Stativs, Apparattyp und Belichtungssystem), photographiert. Die erhaltenen Negative oder Diapositive desselben Gegenstandes im Verlaufe eines Jahres, oder zum Beispiel das Aussehen des Stalagmiten Nr. 6 in den Januarmonaten der Jahre 1964-1968, wurden im Laboratorium nach den Projektionen auf der Leinwand studiert. Jedes Negativ oder Diapositiv wurde auf der Leinwand in einer anderen Farbe bezeichnet, so dass am Ende der Projektionen der Schirm alle morphologischen Veränderungen in der photographierten Zeitspanne darstellte. Diese Technik verhalf dazu die abweichenden Ergebnisse zu bestätigen und die aufgetretenen Veränderungen in den grossen Eisstalagmitengruppen zu kontrollieren.

Um die eventuellen Bewegungen des Eisblocks zu kontrollieren, dachte ich mir, die Wände des Eisblocks zu markieren, und die Kontrolle dieser Marken mit Hilfe des Theodoliten zu machen. Die Idee wurde von meinen Kollegen T. RUSU und Gh. RACOVITA in die Praxis umgesetzt. Diese Beobachtungen begannen erst im Jahre 1967, so dass wir noch keine ausschlaggebenden Ergebnisse haben. Metallpfähle wurden senkrecht um die Blockwände gesteckt. Die Stellung der Pfähle, bezogen auf einen festen Punkt, wird von einer Kalkwand in der Umgebung abgelesen.

Von einer der äußeren Grenzen des Eisblocks beschreibt das Eis im Inneren der Höhle alljährlich eine fortschreitende (Januar-Februar) und eine rückschreitende Bewegung (März-Dezember). Diese "Eiswanderung" wurde mit der Aufzeichnungsmethode (Datum, Monat und Jahr) der Beobachtung direkt auf den Boden mit Ölfarbe markiert, welches eigentlich die Eisgrenze darstellt. Auf Grund dieser Aufzeichnungen konnten drei Karten mit den Eisgrenzen in der Zeitspanne 1966-1968 angefertigt werden (I. VIEHMANN, V. CRACIUN, 1969).

Zum Schluss sei ein anderes interessantes Experiment, meines Kollegen M. SERBAN erwähnt werden, das Hervorrufen eines k ü n s t l i c h e n W a c h s t u m s d e r E i s s t a l a g m i t e n. Zu diesem Zweck wurden auf Dreibeinstativen, die aus Holz hergestellt worden waren, zwei mit Wasser gefüllte Eimer in eine Höhe von 7 bzw. 3 m gehängt. Wegen der Kapillarität des Baumwolldochtes am oberen Rande des ersten Eimers herabhängend, tropfte dieser. Beim zweiten Eimer durchlöcherte man den Boden. Diese Installationen erzeugten künstliche Stalagmiten, doch der Rhythmus der Tropfen verschwand langsam. Die Zeit zwischen zwei Tropfen vergrösserte sich stark. Die Ursache liegt in der Unreinheit des Wassers wie auch der aufgetretenen Veränderungen in der Kapillaritätsstruktur der Dochte begründet. Aus diesen Gründen waren die Ergebnisse nicht überzeugend.

III. Die Technik zur Beobachtung der Höhlenperlen

In der Eishöhle von Scarisoara, in den unteren Sälen, die am Rande des Eisblocks gelegen sind, befinden sich mehrere Arten von Höhlenperlen (I. VIEHMANN, 1967). Die interessantesten scheinen uns die polyedrischen Perlen zu sein, die sich in "Nestern" oder in kleinen Becken (vom Typ "gours" nach E. A. MARTELL) befinden.

Ich untersuchte zwei Nester im freien Raum und ein g o u r s mit Höhlenperlen. Zu diesem Zweck bezeichnete ich in Farben, in jedem der drei Fälle, die apikale Spitze einiger bemerkenswerter Perlen. Dreimal im Jahr, drei Jahre land, photographierte ich mit der Fotogrammetrietechnik die drei Beobachtungsorte der Perlen. Das erste Negativ auf dem Schirm stellte die Grundlage der Beobachtung dar. Aus den Projektionen der anderen Negative beobachtete man die Qualität und die Quantität der bewegten oder verschobenen Perlen. Auf diese Weise stellte man fest, dass sowohl die polyedrischen, eine an der anderen, befestigten Perlen, fast 50% im Laufe eines Jahres kleine Bewegungen vollführen.

Ein guter Teil der Experimente und Techniken, beschrieben im Falle der Eishöhle von Scarisoara, sind auch in den gewöhnlichen Forschungen in den Höhlen ohne Eis anzuwenden.

Literaturverzeichnis:

1965 VIEHMANN, I., RACOVITA GH, si SERBAN M., Observatii asupra microclimei Ghetarului de la Scarisoara. Lucr. Inst. de Speol. "E. Racovita" t. IV. Bucuresti

1967 VIEHMANN, I. Noi contributiuni la geneza perlelor de caverna inpesterile cu gheata. Lucr. Inst. de Speol. "E. Racovita" t. VI. Bucuresti

1968 VIEHMANN, I., si RACOVITA GH., Un caz particular de stalagmite de gheata in pestera de la Scarisoara. - Natura seria Geografie - geol. Nr. 2 Bucuresti

1969 VIEHMANN, I., si CRACIUN VAL., Migratia ghetii in pestera de la Scarisoara. Lucr. Inst. de Speol. "E. Racovita" t. VIII, Bucuresti.

Diskussion:

HOMANN (Darmstadt): Die von Ihnen nachgewiesenen Höhlenperlenbewegungen stehen im Gegensatz zu eigenen Markierungen an deutschen Fundstellen über einen Zeitraum von zwei Jahren. Wir konnten keinerlei Perlenbewegungen nachweisen. Im Unterschied zu Ihren Fundstellen sind unsere Vorkommen ganzjährig frostfrei. Können Ihre Bewegungen auf zeitweiliges Durchfrieren des in den Perlennestern befindlichen Wassers und die damit verbundenen Volumensänderungen zurückzuführen sein?

VIEHMANN: Die Perlenbewegungen innerhalb der Fundstellen sind allein auf die Vereisung zurückzuführen. Perlenbewegungen unter tropfendem Wasser wurden nicht registriert.

HOMANN: Die von Ihnen gezeigten Eisstalagmiten (bie uns bekannt unter dem Namen "Eiskeulen", u.a. beschrieben von KYRLE) zeigen in rhythmischer Abfolge Verdickungen und Verdünnungen. Welche Ursachen sind hierfür verantwortlich (Änderungen der Tropfintervalle, Klimaschwankungen, Korrosion)?

VIEHMANN: Nach den bisher vorliegenden Beobachtungen entstehen während strenger Kälteperioden die dünneren Abschnitte der Stalagmiten, während in relativ wärmeren Zeiten ein vermehrtes Dickenwachstum beobachtet wird. Schwankungen in den Tropfabständen scheinen keinen Einfluss zu haben.

AUB: Haben Sie Altersstudien an dem grossen Eisblock gemacht?

VIEHMANN: Die Pollenanalyse ergab ein Alter von 3 000 Jahren.

Ein Beitrag zur Frage der Laugung bei gleichzeitiger Anwesenheit von Sediment

- Die Entstehung von Ruheflächen in Höhlen -

LOU R. GOODMAN (München, Bundesrepublik Deutschland)

Summary

When uniform solution operates on a passage in a uniform country rock, the successive profiles can be predicted as shown by Lange (1959). When a sedimentation occurs, (here defined as a constant lifting and settling of an insoluable sediment), then planes can develop with successive solution. The planes (planes of repose or "Ruheflächen") will maintain an angle which will be dependent on the local conditions and above which no sediment can remain at rest on landing on such an inclined surface.

Planes of repose are not dependent on country rock but occur in Gypsum, limestone and the harder dolomite. One example in Gypsum and two in Dolomite are described. The average inclination of the planes in the dolomite caves were 40^{0} and 43^{0}. The author believes that the forms previously described as "Laugfacetten" are more likely to be "Ruheflächen" although he does not exclude the formation of forms by pure solution.

Allgemeines:

1959 zeigte Lange (LANGE 1959) in seiner Einführung in die geometrischen Betrachtungen von Höhlengebilden, dass die Entstehung neuer Formen dann vorherzusagen ist, wenn die aufgelösten und die auflösenden Mittel in Aufbau und Tätigkeit einheitlich sind. Ferner erklärt Lange die Auslaugung eines Profils folgendermassen:

Wird ein Kreis auf einer bestehenden Profillinie abgerollt, so beschreibt der dem jeweiligen Berührungspunkt gegenüberliegende Punkt auf dem Kreisbogen den Verlauf des Profils nach erfolgter Laugung. Der Kreisdurchmesser ist dabei proportional dem Produkt aus Laugungsintensität und Zeit.

Dies sei an zwei Extremfällen erläutert, Eine Gerade bleibt immer eine Gerade, und ein Punkt (Urröhrchen) wird sich zu einem Kreis entwickeln. Vorausgesetzt ist allerdings eine ungestörte Laugung. Im Folgenden sei zunächst eine Störung dargestellt, und dann soll versucht werden, die Auswirkung dieser Störung auf die Profilentwicklung zu beschreiben.

Sedimentation:

Unter den schon genannten Bedingungen verläuft die Entwicklung des neuen Profils ungehindert in allen Richtungen. In diesem idealisierten Bild wird ein Hindernis in Form eines unlöslichen Sediments angenommen. Unter dieser Sedimentschicht wird die weitere Auflösung behindert. Dadurch wird eine Abweichung von der normalen, ungehinderten Entwicklung verursacht, die man als mittelbare Folge der Schwerkraft bezeichnen kann.

Unter Sedimentation wird hier das ständige Absetzen und Aufsteigen der Sedimentteilchen verstanden. Wenn die in Suspension gehaltenen Teilchen sich auf einer zu stark geneigten Fläche absetzen, können sie nicht zur Ruhe kommen. Die Neigung einer Fläche, bei der eine Ablagerung von Teilchen gerade noch möglich ist, wird hier als kritische Neigung bezeichnet.

Lange (LANGE 1963) behauptet nun, dass bei Sedimentation in aggressiven Wässern Flächen mit kritischer Neigung entstehen. (Plane of repose). Dieser Vorgang sei folgendermassen erklärt: Am Rand des Sediments wird das ungeschützte Gestein solange aufgelöst, bis die kritische Neigung erreicht ist. Es lagert sich Sediment ab und schützt die entstandene Fläche vor weiterer Auslaugung. So wächst kontinuierlich eine Fläche mit kritischer Neigung. Diese Fläche sei in Anlehnung an Lange Ruhefläche genannt.

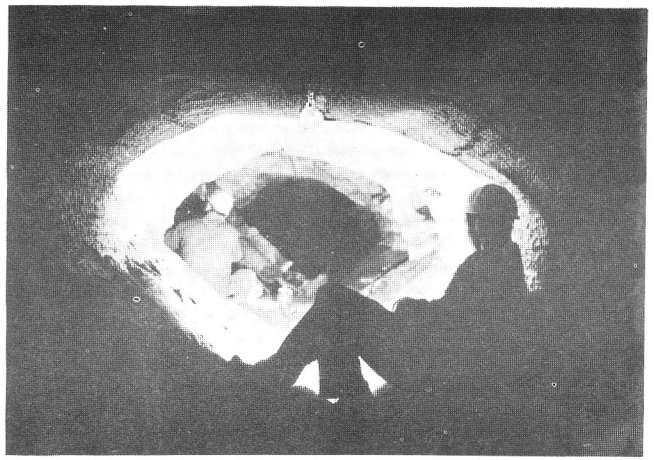


Abb. 1: Gangprofil aus der "Höllern". Siehe Text.

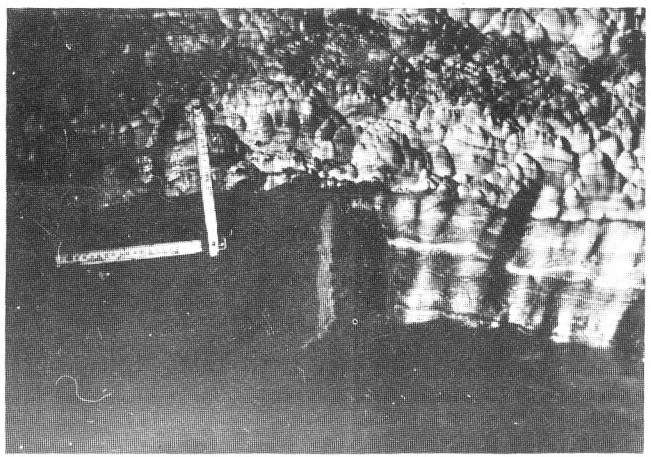


Abb. 2: Ruhefläche teilweise vom Sediment freigelegt. Masstab ca. 20 cm. Siehe Text.

Alle Aufnahmen vom Verfasser.

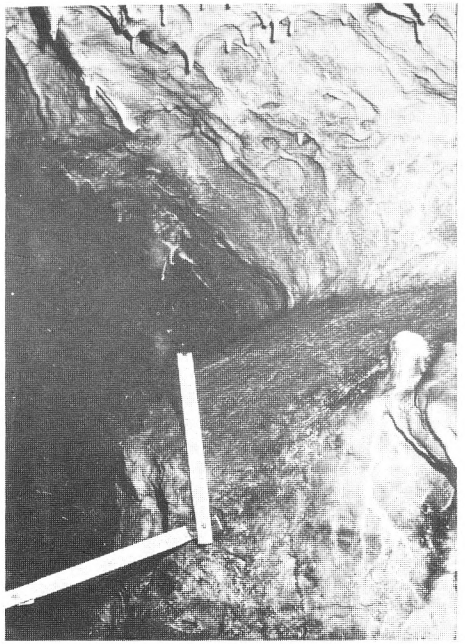


Abb. 3: Ruhefläche im oberen, hinteren Teil des Windlochs bei Sackdilling. Masstab ca. 20 cm. Siehe Text.

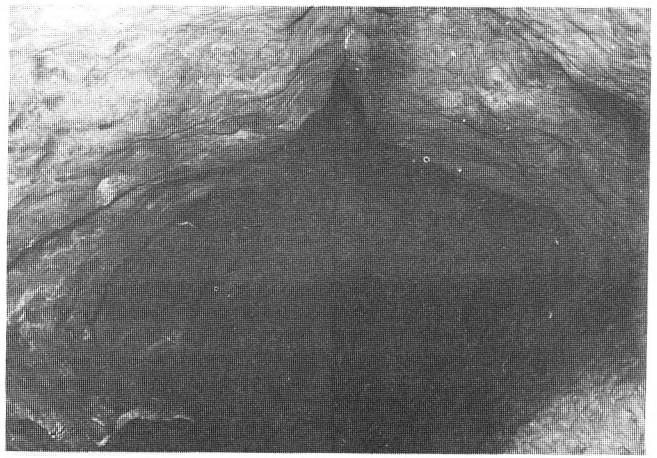


Abb. 4: Gangprofil mit Ruheflächen aus der Maximiliansgrotte. Vergleiche mit Abb. 1. Siehe Text.

Abb. 5: Grosse flache Ruhefläche in der Mariengrotte (Halle) in der Maximiliansgrotte. Darunter sind kleinere Ruheflächen auch zu erkennen. Siehe Text.

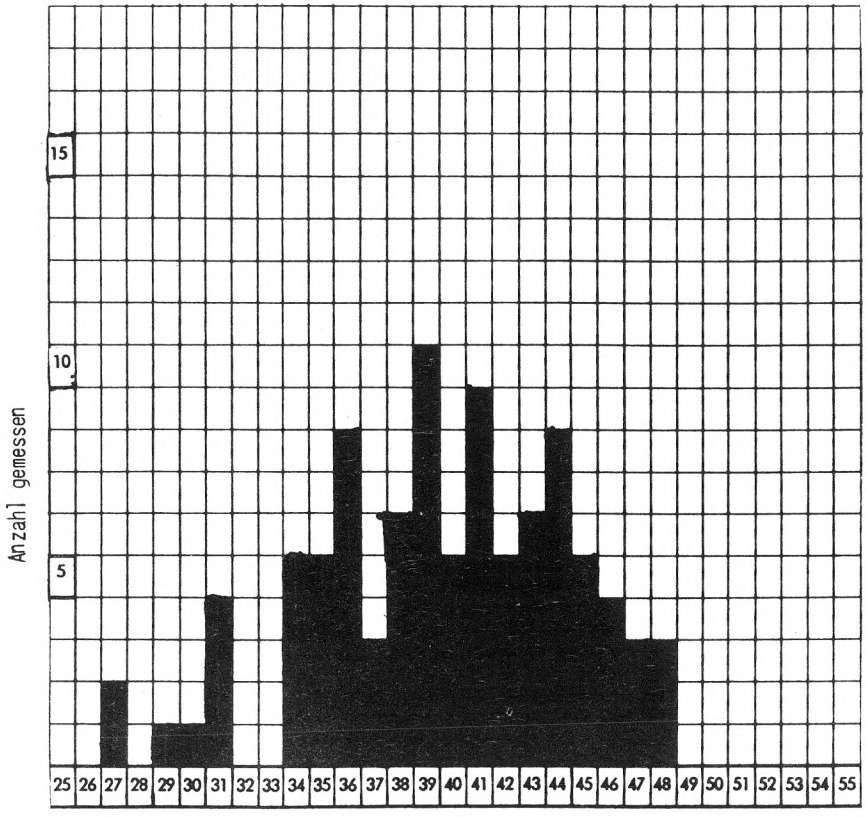


Diagramm 1: Abweichungen der gemessenen Neigungswinkel im Windloch bei Sackdilling. Siehe Text.

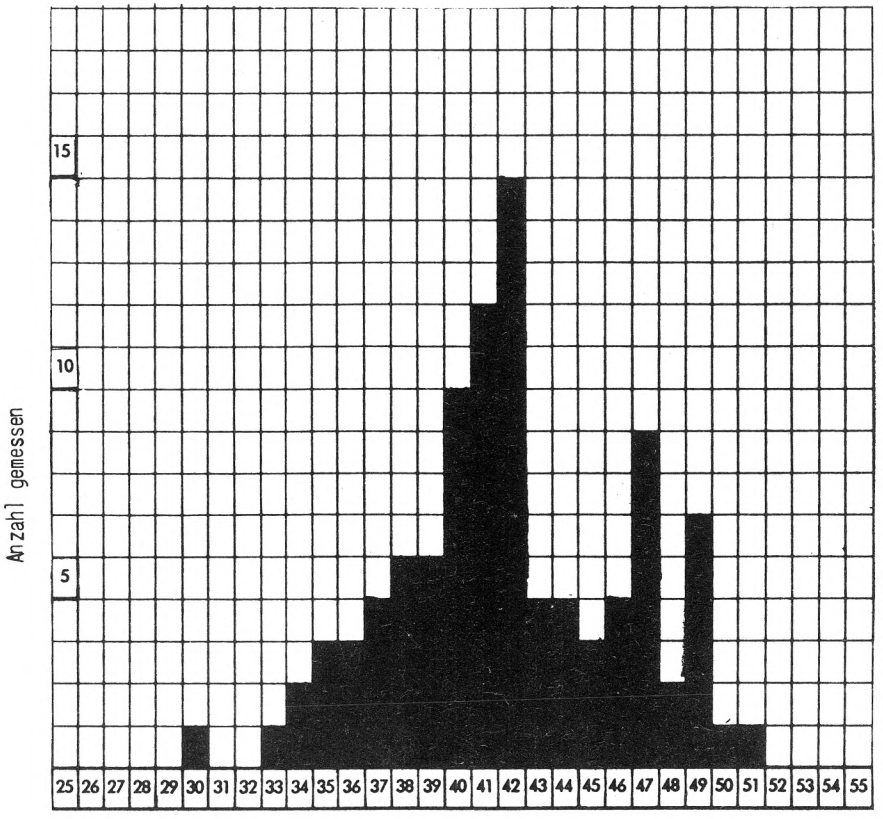


Diagramm 2: Abweichungen der gemessenen Neigungswinkel in der Maximiliansgrotte. Siehe Text.

Ruheflächen in Höhlen

1964 beschrieb der Verfasser (Goodman 1964) das Vorkommen von Ruheflächen in der "Höllern" bei Markt Nordheim/Ufr. In Abb. 1 sind die Ruheflächen noch mit Sediment bedeckt. In der Decke ist die Leitkluft zu erkennen. Abb. 2 zeigt eine Aufnahme eines Wandstückes aus dem gleichen Gang. Die schützende Sedimentschicht wurde entfernt, und die Ruhefläche ist deutlich abgegrenzt zu erkennen. Die Höhle war zur Zeit der Aufnahme stellenweise überschwemmt. Die Sedimentablagerung besteht aus einer feinkörnigen unteren und einer grobkörnigen oberen Schicht. Bei einem späteren Besuch der Höhle wurde festgestellt, dass das Wasser bereits wieder Sediment auf der freigelegten Ruhefläche abgelagert hatte.

Die Höllern liegt im Fränkischen Gipskeuper. Reinboth (REINBOTH 1968) kam bei einer Untersuchung der Gipshöhlen im Harz, unabhängig von Lange und dem Verfasser, auf die gleiche Rolle des Sediments bei der Bildung von Ruheflächen.

Zur Frage der Laugung unter Sediment:

Es erhebt sich die Frage, ob unter dem Sediment die Laugung aufhört. Cramer (CRAMER 1927) vermutet, dass selbst Höhlengänge, die vollständig mit Sedimenten gefüllt sind, sich durch Laugung noch erweitern können. Diese Erweiterung ist nur möglich, wenn ein ständiger Wasseraustausch an der Grenzfläche Sediment-Gestein vorhanden ist.

Die Bildung der Ruheflächen vollzieht sich, wie bereits erwähnt, in strömendem Wasser. Dadurch dringt wohl Wasser in die Grenzfläche Sediment-Gestein ein, es findet jedoch kein nennenswerter Austausch mehr statt. Das eingedrungene Wasser ist bald gesättigt und die stattfindende Laugung geht auf ein Minimum zurück. Dass eine Auflösung trotzdem noch vorhanden ist, zeigt Abb. 2. Die Fläche ist in ihrem unteren Teil wesentlich stärker ausgeglichen als in der Entstehungszone am oberen Rand.

Für die Entwicklung der Ruheflächen ist dieser Vorgang jedoch nicht von Bedeutung. Er stellt vielmehr bereits eine Zerstörung dar. Dies gilt besonders, wenn das auflagernde Sediment trocken gelegt wird, und die Wandsickerwässer, der Schwerkraft gehorchend, unter einem gewissen Druck unter die Sedimentdecke gelangen, und so eine verstärkte Laugung hervorrufen.

Das Vorkommen von Ruheflächen im Fränkischen Jura:

Alle Höhlen im Fränkischen Jura, in denen Ruheflächen bisher gefunden wurden, liegen im Frankendolomit. Die zwei Hauptbeispiele, die im Folgenden näher untersucht werden sollen, weisen viele Ruheflächen auf, die aber im Gegensatz zur "Höllern" nicht mehr mit den Ursedimenten bedeckt sind, sondern bereits von Sinter überzogen sind.

Dieser Sinter ist durch Sickerwässer nach der Entstehungsphase abgelagert und nicht identisch mit der Sinterbildung auf geneigten Flächen von Holz (HOLZ 1965).

Die im Folgenden vom Verfasser angegebenen Neigungswinkel der Ruheflächen stellen keine für die Entstehung derselben absoluten Werte dar. Sie sind rein statistischer Natur und sollen aufzeigen, zwischen welchen Werten die Flächenneigung schwanken kann. Es ist daraus auch kein Zusammenhang zwischen Neigung und Tiefe des Ruheflächenvorkommens in der Höhle abzuleiten.

Windloch bei Sackdilling (A 41):

Das Windloch bei Sackdilling ist an einem N-S/W-O verlaufenden Kluftsystem im Frankendolomit angelegt (HUBER 1967). Es ist bis in eine Tiefe von 22 m erforscht.

Die Höhle weist, neben deutlich ausgeprägten Ruheflächen, die dem Verfasser bisher als grösste Ruhefläche bekannte Wandform auf. Die schönsten Beispiele liegen im Eingangsniveau, aber es sind auch bis in eine Tiefe von 10 m weniger ausgeprägte Flächen nachzuweisen.

Die im Windloch von Sackdilling gemessenen Neigungswinkel schwanken zwischen 27° und 48° (Diagramm 1). Der Mittelwert aller Neigungen ist 40°.

Abb. 3 zeigt eine Ruhefläche unterhalb der sog. "Bonebed-Kammer" im hinteren Teil der Höhle. Deutlich ist der Übergang von der Höhlenwand in die geneigte Ruhefläche zu erkennen. Auch sie liegt im Eingangsniveau.

In der Eingangshalle, unterhalb einer Einsturzdoline, sind keine Ruheflächen vorhanden. Die Wände sind durch Frostsprengung überarbeitet und tauchen senkrecht in die aus Frostverbruch bestehende Raumfüllung ein. Von der Eingangshalle gelangt man über einen 3 -m-Abstieg in den oberen Teil der "Hörmann-Halle".

In diesem Niveau liegen die grössten und ausgeprägtesten Ruheflächen, die sich, hauptsächlich auf der rechten Seite, durch den gesamten oberen Teil der Hörmann-Halle ziehen.

Steigt man auf den etwa 10 m tiefer liegenden Boden der Halle ab, so kann man an den Seitenwänden mehrere Ruheflächen in verschiedenen Höhen beobachten. Im hinteren Teil der Halle weisen die Wände bis hinauf in den oberen Teil keinerlei Ruheflächen mehr auf. Es ist möglich, dass evtl. vorhandene Ruheflächen an dieser Stelle durch Abbrechen grösserer Wandpartien verschwunden sind.

Da der obere Hallenteil Ruheflächen in einem Niveau aufweist, muss während einer der frühesten Entstehungsphasen eine länger andauernde Sedimentation im bereits beschriebenen Sinne stattgefunden haben.

Spöcker beschrieb die Höhle als fossilen Wasserschlinger aus der Wende des Pliozäns. (SPÖCKER 1933) Bei einer von Heller durchgeführten Grabung im hinteren oberen Teil der Hörmann-Halle (Bonebed-Kammer) (HELLER 1930) wurden die auf den Ruheflächen lagernden Sedimente im Profil freigelegt. Spöcker beschreibt diese Sedimente als Dolomitrückstände mit auflagernden Kreidesanden und bezeichnet das angetroffene Raumprofil als hydromorph. Er schreibt seine Entstehung ruhigem Wasser zu. Einen Zusammenhang zwischen Sedimentation und Entstehung des Raumprofils stellt Spöcker nicht her.

Die im unteren Teil der Halle bereits erwähnten Ruheflächen werden vom Verfasser jüngeren Entstehungsphasen zugeschrieben.

Maximiliansgrotte bei Krottensee (A27):

Die nächste zu beschreibende Höhle ist die Maximiliansgrotte bei Krottensee. Sie hat ein stark verzweigtes Gangsystem von über 1300 m Länge und 70 m Tiefe und liegt ebenfalls im Frankendolomit. Verteilt in dem ganzen Gangsystem wurden vom Verfasser Ruheflächen festgestellt. Sie sind zumeist übersintert, teilweise mehrere Zentimeter stark. Die Neigungswinkel schwanken zwischen 30° und 51°. Der Mittelwert liegt bei 43°. (Siehe Diagramm 2). Interessanterweise wurde vom Verfasser hinter dem "Eisberg" eine Sedimenthalde angetroffen, deren Neigungswinkel ebenfalls einen Wert von 43° aufweist.

Abb. 4 zeigt ein Gangprofil aus der Maximiliansgrotte, in dem links und rechts Ruheflächen zu erkennen sind. In gewissem Sinne ist das Profil mit dem aus der "Höllern" (Abb. 1) zu vergleichen. Der abgebildete Teil hat eine Höhe von 80 cm.

Abb. 5 zeigt eine grössere Ruhefläche in der "Mariengrotte". Der Masstab hat eine Länge von 1 m. Sie ist unterschnitten und weist kleinere Ruheflächen unter dem Überhang auf. Oberhalb der Grenze Ruhefläche/Wand sind Lösungsnäpfchen vorhanden (im Bild nicht sichtbar), ähnlich wie in der "Höllern" (Abb. 2), die auf fliessendes Wasser schliessen lassen. Sie sind allerdings nicht so ausgeprägt wie in Abb. 2, allerdings grösser und flacher.

Während im Windloch bei Sackdilling die Ruheflächen in der Hauptsache horizontal orientiert sind, liegen die Beispiele in der Maximiliansgrotte des öfteren mit ihrer Längsachse zur Achse des Höhlenganges geneigt. Es sind auch keine so ausgeprägten Ruheflächen dort vorhanden, die den Schluss auf bestimmte Entwicklungsphasen zulassen. Es erscheint vielmehr, als ob die Flächenentwicklung mit der Gangentwicklung parallel verlaufen wäre. Das wiederum liesse auf eine ständige Sedimentation während der Höhlenentwicklung schliessen.

Spöcker bezeichnet die Höhle, genau wie das Sackdillinger Windloch, als einen ehemaligen Wasserschlinger (SPÖCKER 1952). Da die Höhle an einer Störungszone liegt, sind sicher einige Höhlenteile, die mehr Licht auf die Entstehungsgeschichte werfen könnten, bereits zerstört.

Zusammenfassung:

Ruheflächen entstehen durch die Schutzwirkung von Sedimenten während der Höhlenentwicklung. Sie sind nicht vom Gestein abhängig, sondern kommen sowohl im Gips als auch im härtesten Dolomit vor.

Die Ruheflächen wurden bisher von Trimmel (1965), Biese (1931), Cramer und Heller (1934) als Lösungs- oder Laugfacetten bezeichnet. Da sie aber ihre Entstehung der laugungshemmenden Wirkung von Sedimenten verdanken, wären sie eher als "Nichtlösungsfacetten" anzusprechen.

Der Verfasser schliesst aber nicht aus, dass reine Laugungsformen entstehen. Jedoch wurde bisher der Sedimentation inddiesem Zusammenhang keine Bedeutung beigemessen.

Diese Arbeit ist als Anregung für eine weitere Forschung in dieser Richtung zu verstehen.

Literatur

Biese, W. — Über Höhlenbildung, 1. Teil: Entstehung der Gipshöhlen am Südlichen Harzrand und am Kyffhäuser. Abh. Preuss. Geol. L. Anstalt, N.F., H.137, Berlin 1931

Cramer, H. — Druckleitungsformen durch reine Gesteinsauflösung. Mitt. über Höhlen- und Karstforschung, H. 2, 1927, S.56-58

Cramer, H. & Heller, F. — Das Karstphänomen im Grundgips des Fränkischen Keupers. Mitt. über Höhlen- und Karstforschung, Jg.1934, S 65-73, 97-107

Goodman, L. R. — Planes of Repose in Höllern, Germany. Cave Notes, Vol. 6, No. 3, 1964

Heller F. — Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). Neues Jahrbuch für Mineralogie, etc., Beil.Bd. 63, Abt. B, 1930, S 247-298

Holz, H. W. — Die Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Entstehung. Decheniana, Bd. 118, H.1, Aug. 1965, S 85-92

Huber, F. — Die Höhlen des Karstgebietes A Königstein. Jh. für Karst- und Höhlenkde. H. 8, 1967

Lange, A. L. — Introductory notes on the Changing Geometry of Cave Structures. Cave Studies, No. 11, 1959

Lange, A. L. — Planes of Repose in Caves. Cave Notes, Vol. 5, No. 6, 1963

Reinboth, F. — Beiträge zur Theorie der Gipshöhlenbildung. Die Höhle, Jg.19, H8, 1968

SPÖCKER, R. G. — Die Maximilianshöhle bei Krottensee 1926. Nürnberg, 1926.

SPÖCKER, R. G. — Die jungpliozänen Ablagerungen in der Sackdillinger Höhle und ihre Beziehungen zur Landschaft (ein fossiler Wasserschlinger). Neues Jahrbuch für Mineralogie, etc. Beil. Bd.70, Abt. B, 1933, S. 215-226

SPÖCKER, R. G. — Zur Landschafts-Entwicklung im Karst des Oberen und Mittleren Pegnitz-Gebietes. Forschungen zur Deutschen Landschaft, Bd. 58, Remagen, 1952

TRIMMEL, H. — Speläologisches Fachwörterbuch. Jahreshefte für Karst- und Höhlenkunde. Jh. 1964, 1965

Diskussion:

C. F. AUB (Arhus): If the mechanism of sediment protection is valid, then there should be a direct relation between the sediment grain size and the slope angle of the protected surface.

GOODMAN: Although a range of slope angles has been observed in caves in dolomite, the reason for variation could not be traced to grain size since the sediment had long since been removed. In Höllern I observed sediments still covering the Ruheflächen (see Fig. a). These sediments consisted of a lower fine grained sediment (b) covered by an upper layer of a coarser grained sediment (c). If the sediment that produced the plane is the insoluable components of the country rock, then there may be a uniformity of grain size caused by the disintegration of the country rock being worked on by the agressive waters. There does seem to be a grouping of slope angles around 42-3° indicating some sort of uniformity. Dependency on grain size, conditions determining angle (turbulence, etc.) and size of insoluable components of country rock are all objects for laboratory experiments. Until such experiments have been made, one can conjecture and theorize.

F. REINBOTH (Walkenried): Von besonderer Wichtigkeit für die Beurteilung der Entstehung (nicht Konservierung) der Ruheflächen ist m.E. die Ausbildung der oberen Begrenzungslinie, die im Regelfalle (Harzer Gipshöhlen) verschieden weit nach oben reicht, aber stets in der Ebene der Ruhefläche liegt. Eine Entstehung dieser Erscheinung ist nicht aus einer Graduierung der Lösungsdichte nach Gripp (1912) und Biese (1931) erklärbar, wie hin und wieder angenommen wird, sondern nur aus einer Erweiterung der Fläche nach oben. Weiterhin ist zu bemerken, dass die Ruheflächen seit Biese auch als Fazetten (genauer Laugfazetten) bezeichnet werden. Die Bezeichnung "Ruheflächen" erscheint mir treffender.

ELRAMLY (Cairo): I should like to refer that structures either primary or secondary are the first and most influencing factor in the formation of caves together with other factors such as sediments, water movement, etc. From my experience in the following areas:

- Carlsbad Caverns in the Permian Basin in New Mexico, USA,
- Matcocha caves in Moravia north of Brno, ČSSR,
- Caves west of Budapest, Hungary,
- Caves developed in eastern and western deserts of Egypt.

I can conclude that structures should be taken into consideration for their importance as the primary influencing factor for cave formation.

GOODMAN: Ruheflächen are secondary developmental features that are dependent on existing structures as pointed our by Dr. Elramly above. The presence of Ruheflächen indicates a developmental phase with sedimentation although their absence does not necessarily indicate the absence of sedimentation since all of the factors in their development have not been thoroughly examined as yet.

K. PRIESNITZ (Göttingen): Für die Erhaltung der "Ruheflächen" oder "Fazetten" scheint die geschilderte Modellvorstellung durchaus eine einleuchtende Erklärung zu geben, für ihre Bildung jedoch ist das Argument Gripps und Bieses, dass nämlich das niedriger konzentrierte, leichtere und aggressivere Wasser an der Oberfläche eine schnellere Rückverlegung der Höhlenwand in der Nähe der Wasseroberfläche bewirkt, nicht widerlegt, ja diese Schichtung konnte in zahlreichen Höhlenseen in Gipshöhlen des südlichen Harzrandes eindeutig durch Messungen nachgewiesen werden. Modifizierend ist zu Gripps Deutung lediglich zu sagen, dass es sich nicht um eine statische, sondern um eine dynamische Schichtung - beruhend auf ständiger Zufuhr ungesättigten Wassers von oben - handelt.

Zu diesem Problem liegen bereits einige Veröffentlichungen vor (u.A. von Reinboth), interessant ist die Häufigkeit derartiger Fazetten in Kalk und Dolomitenhöhlen, die Herr Goodman vorgeführt hat.

S. KEMPE (Hamburg): Ich möchte auf einen Aufsatz von mir, der demnächst in der "Höhle" erscheint, hinweisen, der das Problem der Fazettenentstehung in Gips auf Grund komplexer Lösungszustände und zweier Arten von Sedimentation (Lösungsrückstände und chemische Sedimente) zu deuten versucht. Laugung setzt dann die Fazetten parallel zurück (vgl. Abbildung).

Die genaue Ausführung umfasst ein Manuskript von ca. 60 Seiten, das jedem Interessierten leihweise zur Verfügung steht (vgl. Literaturverzeichnis).

GOODMAN: Die Entwicklung von Ruheflächen durch einen abnehmenden Lösungsgradienten, wie Herr Kempe meint, stösst auf einige Schwierigkeiten. Soll der Gradient konstant und abhängig von der Tiefe sein, dann entstehen mit der Zeit "Fazetten", aber der Winkel wird dann von der Zeit abhängig (Abb. A). Die Fläche bleibt zwar eine Ebene, aber zieht nicht parallel zurück, (LANGE 1962a). Damit ein paralleles Zurückziehen zustandekommt, muss auf die schon entstandene Fläche eine einheitliche Auflösung wirken (LANGE 1959) oder, wie oben erwähnt, muss durch die Verhinderung die Auflösung minimal sein. Ferner meinte KEMPE (S. 131, 132) dass es mit der Tiefe zwei weitere Wirkungen gäbe, die die Auflösung unter dem Sediment verhindern würden. Obwohl es fraglich ist, was für eine Rolle diese Wirkungen in der Entwicklung der Flächen spielen, führen sie meiner Meinung nach nicht, wie Kempe meint, zu einer "Verflachung der Fazette", sondern im Gegenteil lassen sie die oberen Teile sich sogar schneller zurückziehen. Bei dem reinen Lösungsbild bedeutet dies, dass statt einer ebenen Fläche eine leicht gewölbte Fläche entstehen wird. Deshalb finde ich, dass es weniger möglich ist, die Entstehung von "Fazetten" durch das von KEMPE vorgeführte reine Lösungsbild zu erklären.

Als letztes Beispiel zeigt Herr KEMPE (Abb. B, unten) einen Laborversuch. Die Wände des erzeugten Hohlraumes sind nicht flach, sondern gewölbt. Er zeigt eher, dass sich die Wände in der reinen Lösungsform nicht parallel zurückziehen, sondern dass sie sich in den oberen Schichten schneller zurückziehen. Der Versuch scheint KEMPE zu bestätigen, dass eine Verminderung der Auflösung mit der Tiefe stattfindet, aber nicht in der Parallelität des Zurückziehens. Der Laborversuch scheint KEMPE in seinem Hauptentwicklungsthema jedoch mehr zu widersprechen als zu bestätigen. Es ist jedoch kaum möglich, auf Grund eines Versuchs Theorien abzulehnen oder anzuerkennen.

Um das Profil, das KEMPE zeigt (KEMPE, Abb. 2, auch oben nachgemacht), zu erreichen, darf an der Decke keine Auflösung stattfinden. So etwas wäre möglicherweise entweder durch statischen Wasserspiegel (LANGE 1962b) oder durch eingeschlossene Luftblasen (LANGE 1964) zu erklären. Da REINBOTH der Meinung ist, dass in den Gipshöhlen des südlichen Harzrandes beides nicht vorkommen konnte, bleibt die Entstehung der flachen Decke dort praktisch ungelöst.

KEMPE, BIESE, GRIPP, u.a. gründen ihre Untersuchungen auf Höhlen in Gips. Da Gips leichter löslich ist als Kalk oder Dolomit, mag dieser Gradient in der Entwicklung dieser Höhlen eine grösserer Rolle spielen als in den Höhlen härterer Gesteinsarten. Aber meiner Meinung nach sind die Wirkungen des Gradienten nur sekundär im Vergleich zu denen, die durch Sedimentschutz hervorgerufen sind. Einige Abbildungen von BIESE (Platte 3.1, 4.1) zeigen diese Nebenwirkungen des Lösungsgradienten auf dem oberen Rand der Ruhefläche, dadurch dass sie leicht gewölbt ist. Deshalb spielt dieser Lösungsgradient eine Rolle in der Speläogenese, aber auf Ruheflächen hat er nur einen relativ geringen Einfluss.

Literatur:

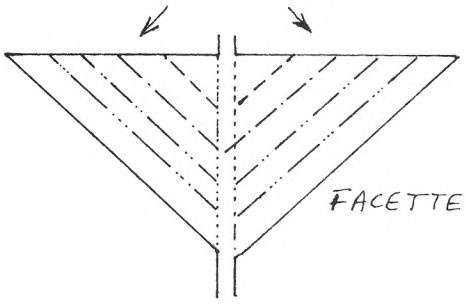
LANGE, A. — New Developments in Cave Geometry, Cave Notes, Vol. 4, No. 5, 1962 (a) p 39-40

LANGE, A. — Water Level Planes in Caves. Cave Notes, Vol. 4, No. 2, 1962 (b), p 12-16

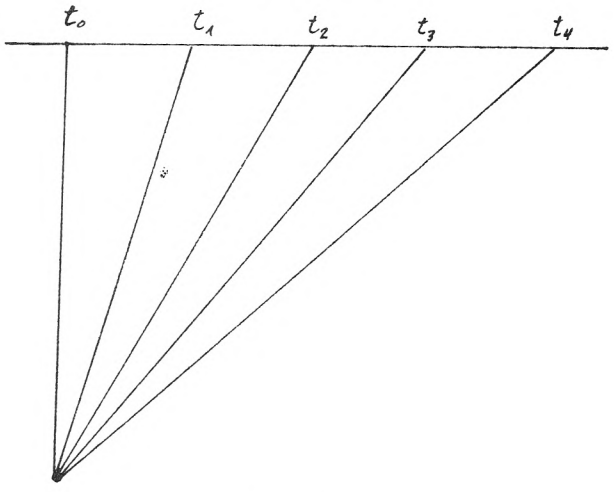
LANGE, A. — Planar Domes in Solution Caves. Cave Notes, Vol. 6 No. 3, 1964, p20 - 23

KEMPE, S. — Beiträge zum Problem der Speläogenese im Gips unter besonderer Berücksichtigung der Unterwasserphase. Die Höhle, 21, 1970, S 126-134

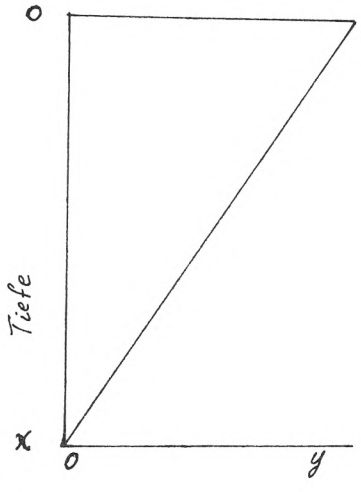
Zur Antwort auf die Diskussionsbemerkung von AUB



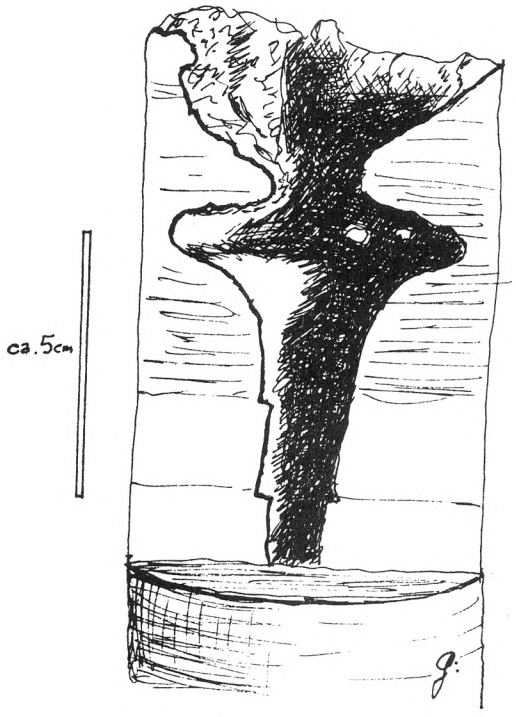
Zur Diskussionsbemerkung von KEMPE



Entwicklungsstadien eines Ganges (rechte Seite)
bei konstant abnehmendem Lösungsgradienten



Lösungsgradient
$g(x) = ax$



Langexperiment. Laufdauer: 3 Wochen
Nach Kempe, Abb.3
vom Verfasser gezeichnet

Analytische Untersuchungen über die Luftbewegungsverhältnisse der Höhlen von Baradla und Abaliget in Ungarn

ISTVÁN FODOR (Pécs / Ungarn)

Summary:

The air current system of caves and their meteorological character were examined in two caves of different types, in the Baradla of stato-dynamic character and in the cave of Abaliget of static character. Studying all elements of the microclimate it was evident that in the inside climate of the two caves of different character the air current conditions show mainly strong differences.

The direction and strength of the air current are connected in both cases with the temperature of the free air and that of the inside air-space of the cave (Fig. 1, 3, 4). On the basis of this we are able to distinguish in the direction of the air current system a summer and a winter situation in opposition to one another. The air current system of the cave in Abaliget with one entrance is more simple. The air streams here in the main branch through the entrance outwards but in the lateral branch and in the mountain gorges the air flows to the main branch. The air current system of the cave Baradla is more composite. The sections of Domica and Aggtelek have - in consequence of the larger number of gates - an independent air current system within those the colder air flows in summer through the lower lying entrances outdoors, in the higher lying branches (the artificial entrance of Domica, the entrance of "Bat-branch") however streams the warmer air inwards and at the artificial entrance of Jósvafo the cold air flows outwards during the summer, too. During winter the whole system has an inversed direction.

By the well closed draught gates in the Baradla the air current is considerably decreased but not stopped.

When the temperature of the free and inner air-space is equivalent - this condition takes place during the transitional seasons, in spring and autumn, as well as in strongly cooled summer nights - the strength of the air current is minimal in the cave, its direction changes in a few moments, even the total no-wind condition can arise.

Die Luftbewegung spielt eine sehr wichtige Rolle bei der Gestaltung des spezifischen Charakters des Höhlenklimas. Die statischen und dynamischen Gesetzmässigkeiten der äusseren Atmosphäre sind auch für die in den Höhlen auftretende Luftströmung gültig. Die Richtung und Stärke der Luftbewegung weist einen engen Zusammenhang zwischen der äusseren Lufttemperatur und der Temperatur des inneren Luftraumes der Höhle auf. Nach der Auffassung von Baumgartner liegen die Ursachen der Höhlenwinde am meisten in den Temperaturunterschieden zwischen der äusseren Luft und der Höhlenluft (1). Die in den Höhlen auftretende advektive und konvektive Luftbewegung ist auf die inneren Temperaturunterschiede zurückzuführen, welche die Ausgleichung der relativ kleinen Unterschiede in den inneren Räumen begünstigen. Vom Standpunkt der Biosphäre aus betrachtet, ist der Höhlenwind von grosser Bedeutung, besonders bei der Verbreitung der einzelnen Exemplare der Phitobiosphäre, wie z.B. bei der Fortpflanzung der Sporen der Pilze und der in den Höhlen eingesiedelten Moose und Farne. Durch die Luftbewegung wird die Verteilung der anthropogenen verunreinigenden und störenden Faktoren (die Ausgleichung der durch Touristen und Kurgäste erwärmten Lufttemperatur, die Zerstreuung und Vernichtung der Bakterien, die Vermischung der durch elektrische Reflektoren aufgewärmten Luft usw.) in den Höhlen gesichert. Durch den ständigen Luftaustausch herrscht eine reine und gesunde Luft in den Höhlen. Die Luftbewegung beeinflusst auch das Komfortgefühl der in den Höhlen für längere oder kürzere Dauer verweilenden Personen (Kranke oder Touristen). Die zugigen Windröhrenhöhlen sind darum z.B. gar nich als unterirdische Sanatorien geeignet.

In dem Baradla-Domica-System von stato-dynamischem Charakter, das sich in Nord-Ungarn, in dem Karstgebiet von Aggtelek, befindet (mit einer Länge von 22 km), wurde ein eigenartiges Luftbewegungssystem ausgebaut, bei dem solche selbstständigen kleineren Systeme, wie der Teil von Aggtelek oder die Umgebung des Domica-Einganges, zustandegekommen sind. Die Strecken von Aggtelek - Jósvafó wurden von Dénes Berényi und János Justyák ausführlich untersucht (2). Unsere Untersuchungen wurden in zwei Perioden durchgeführt (zwischen 1959 - 1960 und 1966 - 1967).

In der Veränderung der Luftbewegungsrichtung ist ein eigenartiger Jahresgang charakteristisch, wobei die Richtung der Luftbewegung im Sommer in allen Punkten der Höhle der Winterrichtung entgegengesetzt ist. Im Sommer strömt die Luft an der Strecke Jósvafó des Baradla-Domica-Systems in dem ganzen Durchschnitt nach aussen. In dem Haupteingang bei dem Tschechoslowakischen Hotel Domica strömt die Luft auch nach aussen. In der Aggteleker Strecke wurde die Hauptrichtung der Luftströmung früher (vor dem Jahre 1960) nur von zwei grossen Öffnungen bestimmt, und die Luft strömte im Sommer durch den Fledermaus-Gang nach innen, durch den Haupteingang von Aggtelek aber nach aussen. Durch völliges Freilegen des Befreiungsganges - wo die Luft auch im Sommer nach aussen strömt - tritt eine gewisse Unruhe in Bezug auf Richtung und Stärke der Luftzirkulation auf.

Diese erweist sich zuerst in der gesteigerten Schwankung der Luftbewegungsstärke und in der Veränderung der Richtung mit kürzeren Zeitabschnitten. In der Winterperiode wird die Richtung der Luftbewegung in allen Eingängen entgegengesetzt. In den von den Hauptgängen abzweigenden Seitengängen finden wir ein Zweirichtungssystem der Luftbewegung vor. Im Sommer strömt die kältere Luft unten in dem Hauptgang nach aussen mit einer Geschwindigkeit von 4-5 cm/sec. oben strömt aber die wärmere Luft einwärts, mit ähnlich schwacher Intensität. Im Winter ist die Richtung der Luftbewegung auch hier umgekehrt.

Das System der Luftbewegung in der Höhle von Abaliget, deren Länge im nordwestlichen Gebiet des Mecsek-Gebirges nur 1300 m beträgt - die nach der Gresselschen Klassifikation (3) als eine statische Höhle mit einem Eingang zu betrachten ist - ist nicht so kompliziert, wie in der von Baradla. Da geht die Luftbewegung im Sommer nach aussen, wenn aber die äussere Lufttemperatur unter die Temperatur des Höhleninnenraumes sinkt, beginnt eine einwärtige, nach innen führende Luftströmung durch den Eingang der Höhle von Abaliget. Die einen Ausgleich herbeiführende Gegenströmung tritt in dieser Höhle zuerst in den Seitengängen, entlang den verschiedenen Rissen und Spalten auf. Diese Erscheinung wird durch die 1. Abbildung veranschaulicht, die den Tagesgang der Temperatur in dem Freien und bei dem Höhleneingang in verschiedenen Höhenniveaus darstellt.

Wenn die Temperatur beider Lufträume - äussere und innere Luft - gleich ist, herrscht eine Windstille in der Höhle. Ein solcher Zustand kommt in den Übergangsperioden im Frühling und im Herbst, ferner in den stärker abgekühlten Sommernächten vor. In der Abbildung 1 kann man diese kritischen Punkte in einer lauen Nacht nach einem charakteristischen warmen Sommertag ungefähr in der Periode von 21 Uhr bis nach Mitternacht (0,30 Uhr), und morgens von 5 Uhr bis 6 Uhr einsetzen. Die Abbildung zeigt nur die Zeitperiode der einwärts gerichteten Luftbewegung. Es ist auffallend, dass es in den Vormittagsstunden trotz der starken Erwärmung keine einwärtsgerichtete Luftbewegung gibt und die Luft in dem ganzen Durchschnitt von 7 Uhr bis 12 Uhr mit einer sich ständig steigernden Intensität nach aussen strömt. Zu dieser Periode ist die Höhle von Abaliget ein vermutlich divergenter Raumteil.

Die Veränderung der Luftbewegungsstärke wird durch die Gesetzmässigkeiten beeinflusst, durch welche auch ihre Richtung bestimmt wird. Durch die grossen Unterschiede, die auf den Gebieten des Luftdrucks und der Temperatur auftreten, werden grosse Luftmengen in Bewegung gesetzt, die nach Entstehung desGleichgewichtszustandes streben,

Zuerst werden die Verhältnisse des Baradla-Domica-Systems von uns untersucht. Im Sommer drängt die Luft der Höhle mit einer Temperatur von 9,5°C (1959), fallweise von 11°C (1960) durch den völligen Durchschnitt des Ausganges von Jósvafő mit einer ausserordentlich grossen Stärke ins Freie hinaus. Die Luftströmung ist in der Achse des Ganges und von der Achse dem Boden entgegen am stärksten, ihr Maximalwert betrug am 18. Juni 1959 4,5 m/sec (Abb. 2). Da war die Temperatur im Freien 19,4°C, also um 9°C niedriger als die Temperatur des "Saales der Riesen".

Die Stärke des Zuges betrug in dem Eingang von Jósvafő am 1. August 1960 um 10,50 Uhr 6,3 m/sec; gleichzeitig war der Temperaturwert der freien Luft 25,2°C, der Temperaturunterschied betrug also 14°C.

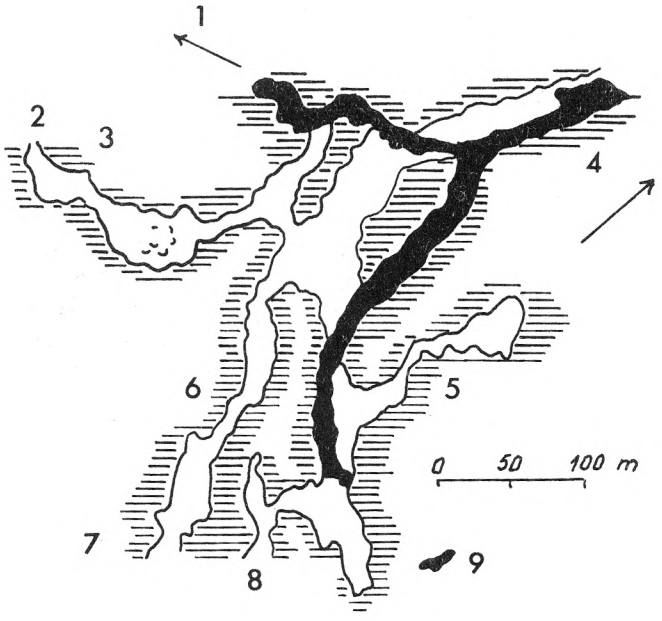
Die am 1. August 1960 durchgeführten Messungen beweisen deutlich, wie die Stärke der Luftbewegung mit der Zunahme des Temperaturunterschiedes zwischen der freien Luft und der Höhlenluft wächst (Abb. 3). Infolge des heiteren klaren Wetters betrug die Temperatur schon um 9 Uhr 21,8°C; die Stärke der Luftströmung in der Höhle 3,1 m/sec.; um 10 Uhr 30 Minuten betrug die Temperatur 26,4°C; belief sich schon auf dasTagesmaximum, das bei der Luftbewegung mit einer Verspätung von einer Vierteilstuden (7,4 m/sec) auftrat.

Die Untersuchungen der letzten Jahre beweisen, dass durch gut geschlossene Eingänge die Intensität des Luftaustausches wesentlich vermindert wird und der Maximalwert im Sommer im Falle von geschlossenen Türen sogar in dem Eingangsraum von Jósvafő den 40-50 cm/sec Wert nicht übersteigt.

Der Temperaturwert betrug am 18. Juni 1959 im Freien 22,0°C, in dem "Knochensaal" 5,8°C. Der Differenzwert beträgt 16,2°C, gleichzeitig besitzt die Luftströmung eine Maximalstärke von 2.9 m/sec Wie es in der Abbildung 4 zu sehen ist, befindet sich noch ein Tagesgang an dem "Befreiungs-Gang" neben dem Jahresgang in der Richtung und Stärke der Luftbewegung.

Im Sommer 1959 wurde der Klein-Baradla-Wasserschlinger (Eingang von dem Befreiungs-Gang) lange Zeit von uns beobachtet, wo die Veränderung der Zugstärke von einem Tag zum anderen festzustellen war.

Durch die Messungen, die während 24 Stunden zweiminütig durchgeführt wurden, wurde die Existenz der Tagesschwankung bewiesen. In den Vormittagsstunden mässigte sich die Stärke der Luftbewegung, nach 10 Uhr fiel der Wert mehrmals bis auf 0 m/sed herab, und zwischen 13 -14 Uhr veränderte sich auch die Richtung der Luftbewegung und richtete sich von der Höhle nach dem Freien hinaus. Die Ursache dafür liegt darin, dass der Rauch im Verhältnis zu dem zurückgelegten Weg relativ spät durch den Höhleneingang nach aussen zieht. Nach 14 Uhr erreichte die Stärke der Luftströmung plötzlich wieder 0 m/sec, dann veränderte sich ihre Richtung wieder beinahe ohne Übergang, mit einer Stärke von 2 - 2,5 m/sec, und die Luft strömte nach dem Höhleninnenraum zu.

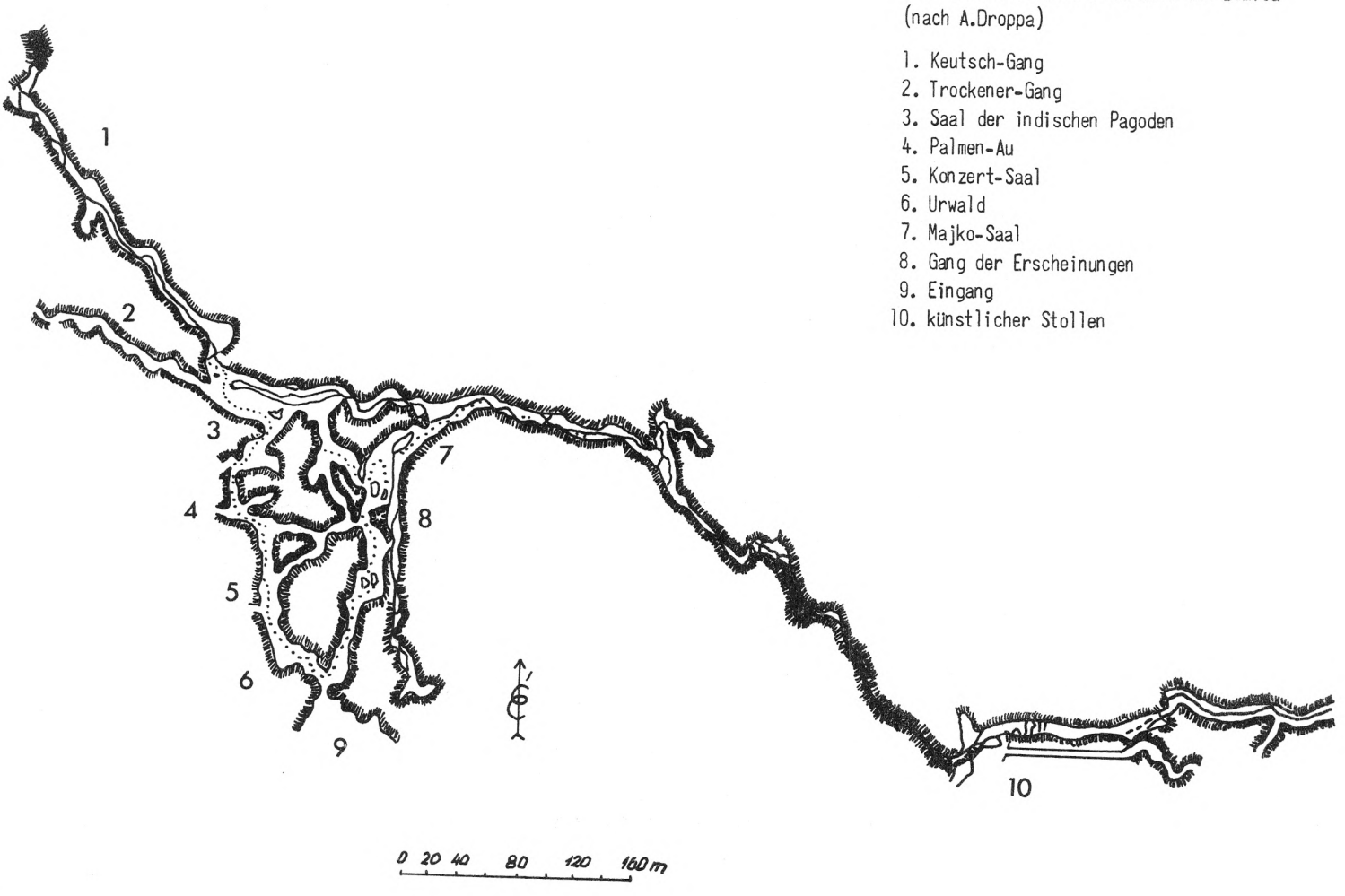


1.Karte:
Die Höhlenstrecke der Baradla von Aggtelek

1. nach der Domica
2. Ausgang
3. Befreiungs-Gang
4. nach Jósvafö
5. Fuchs-Gang
6. Fledermaus-Gang
7. nicht gebrauchter Ausgang
8. Haupteingang
9. Bachbett mit fliessendem Wasser

2.Karte:
Die Höhlenstrecke der Baradla von Domica
(nach A.Droppa)

1. Keutsch-Gang
2. Trockener-Gang
3. Saal der indischen Pagoden
4. Palmen-Au
5. Konzert-Saal
6. Urwald
7. Majko-Saal
8. Gang der Erscheinungen
9. Eingang
10. künstlicher Stollen



S 31/4

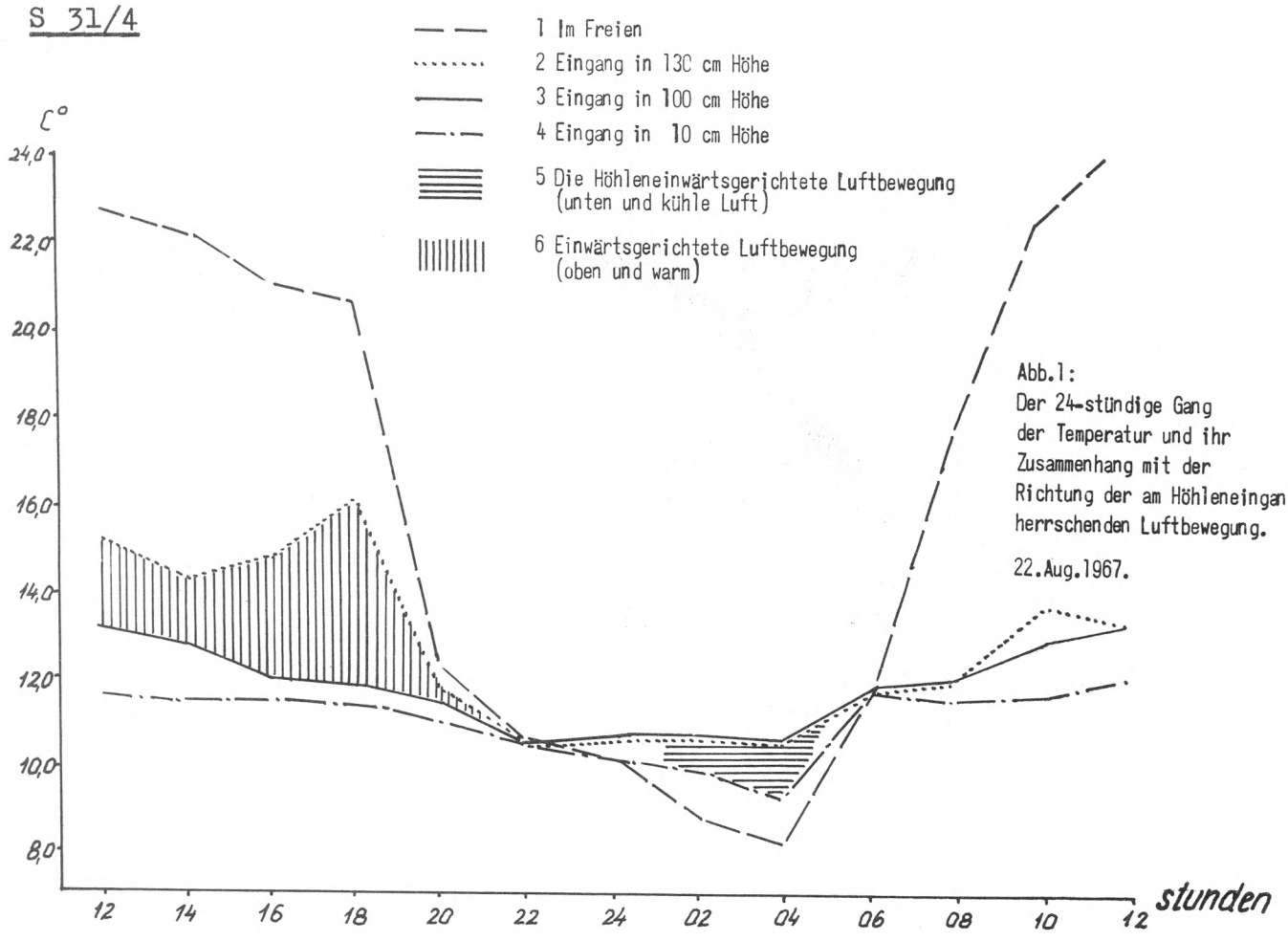


Abb.1:
Der 24-stündige Gang der Temperatur und ihr Zusammenhang mit der Richtung der am Höhleneingan herrschenden Luftbewegung.

22.Aug.1967.

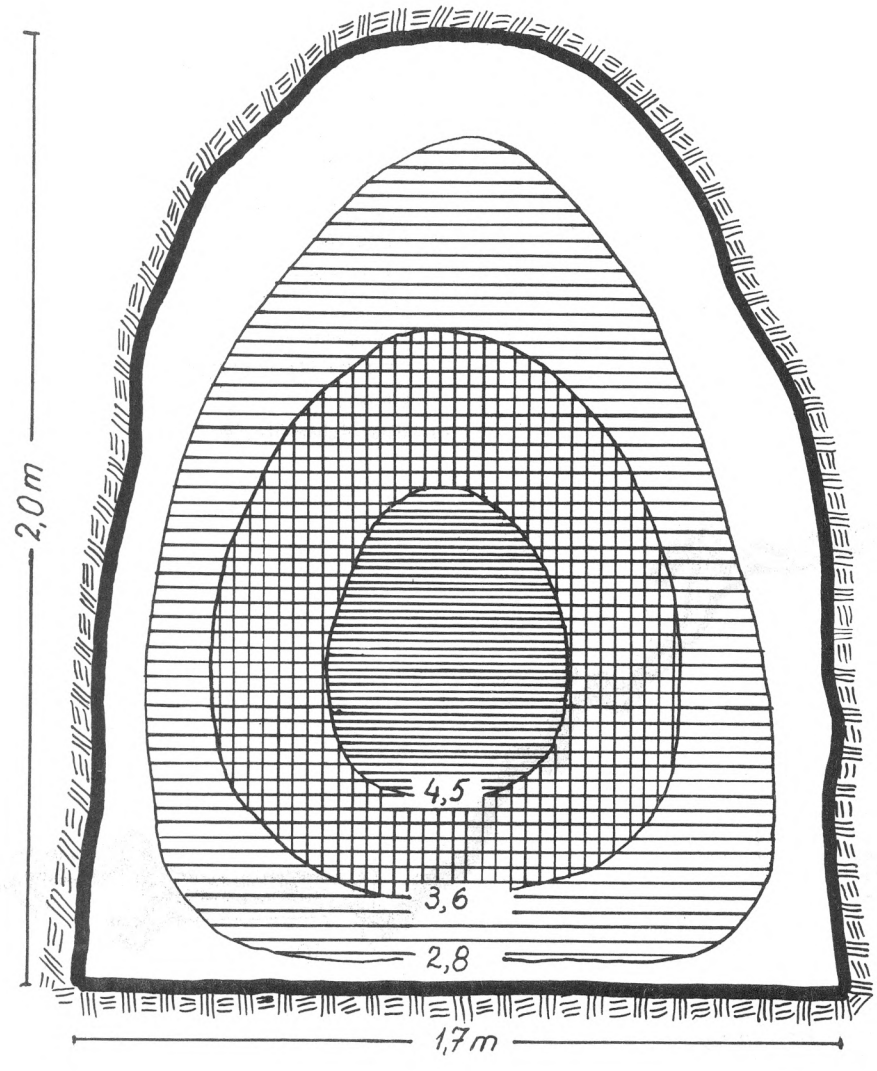


Abb.2:

Die Stärke des auswärtsgerichteten Zuges im Durchschnitt des Einganges von Jósvafö in m/sec.

18.Juni 1959.

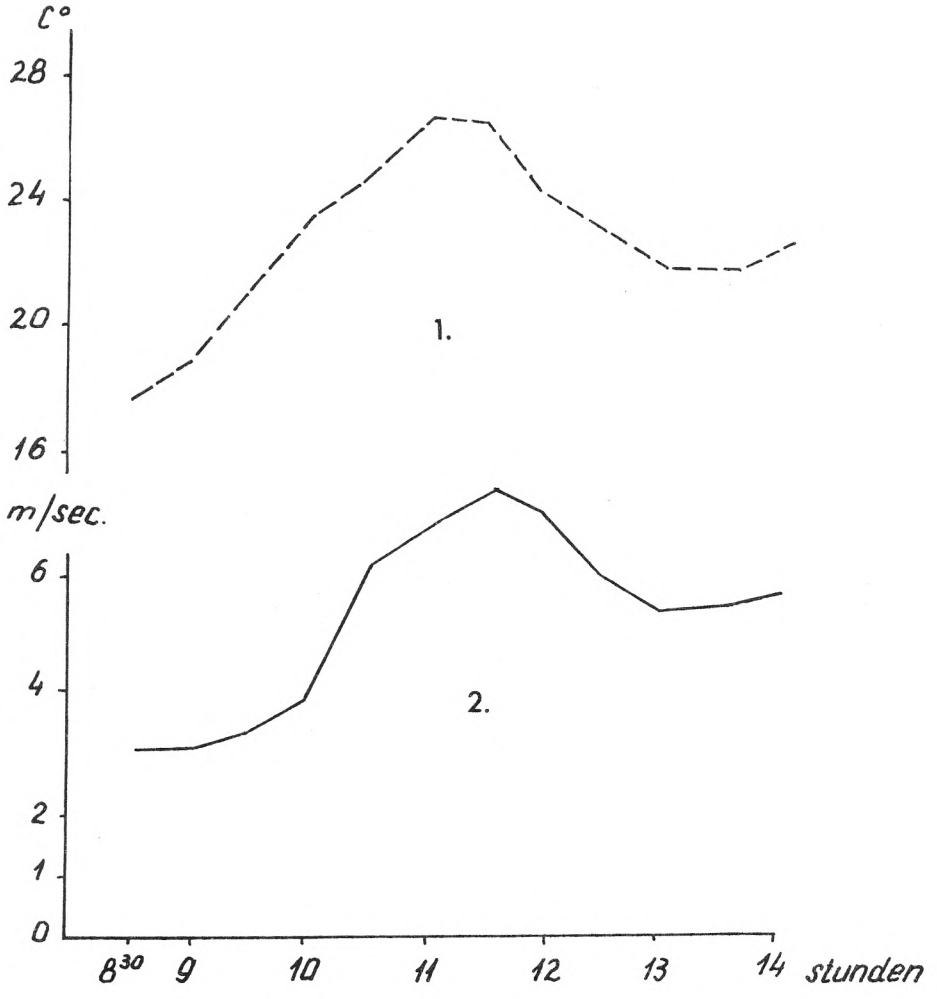


Abb.3:

Der Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Luftbewegungsstärke bei dem Eingang von Jósvafö der Baradla-Höhle.
1.August 1960.

1. Lufttemperatur im Freien

2. Luftbewegungsstärke in m/sec.

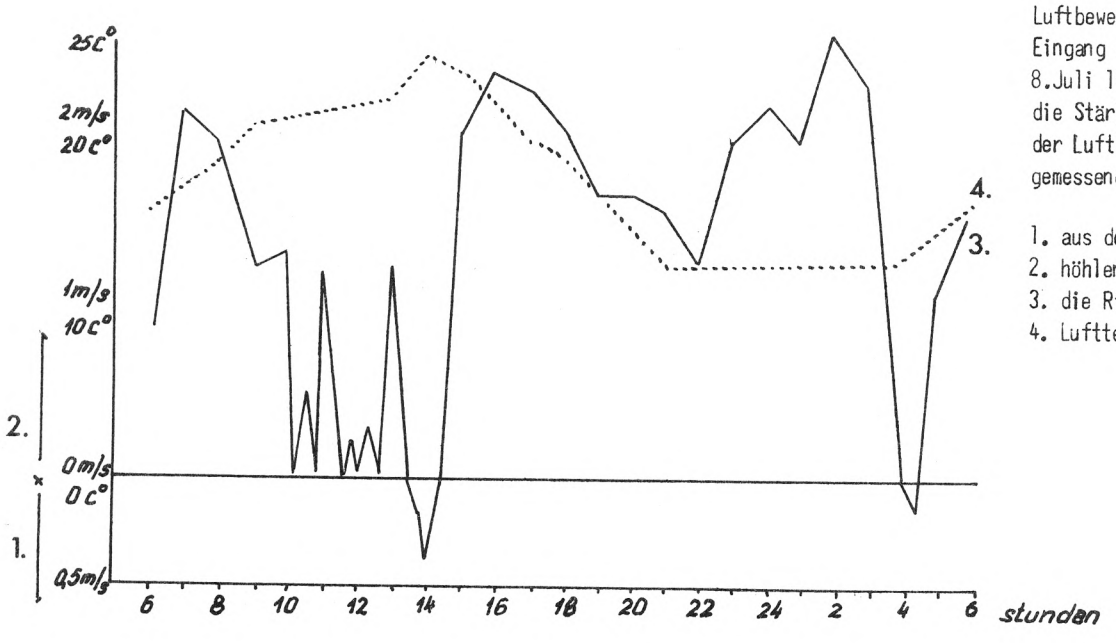


Abb.4:

Die Beobachtung des Tagesganges der Luftbewegung bei dem noch uneröffneten Eingang des Befreiungsganges am 8.Juli 1959. Das Graphikon stellt die Stärke m/sec. und die Richtung der Luftbewegung und die im Freien gemessene Temperatur dar.

1. aus der Höhle nach dem Freien
2. höhleneinwärts
3. die Richtung und Stärke der Luftbewegung
4. Lufttemperatur

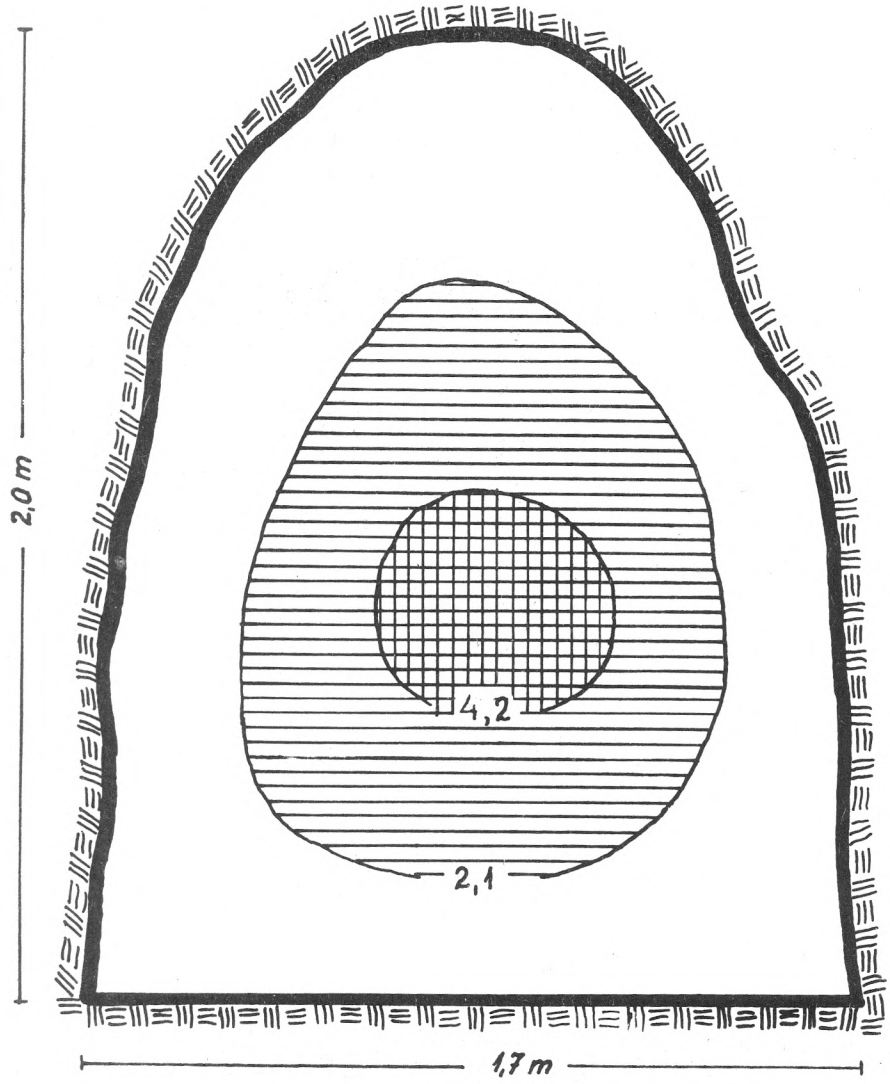
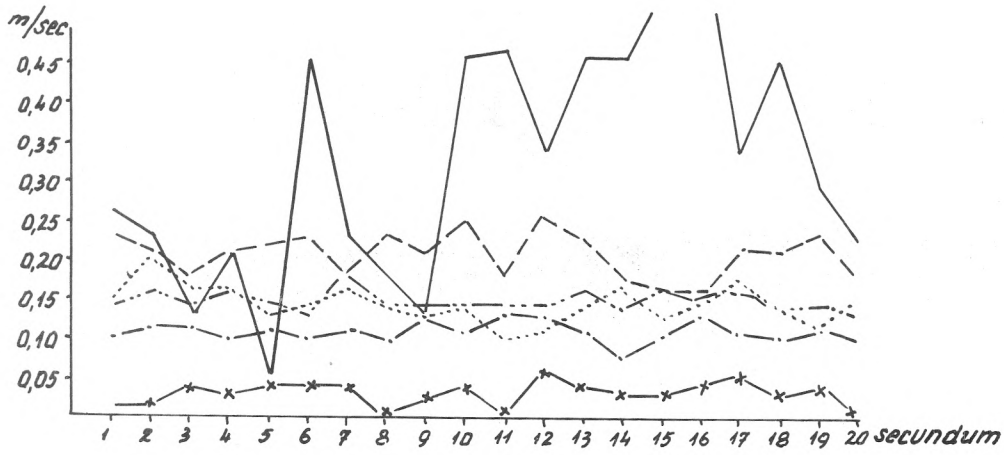


Abb.5: Der Durchschnitt der Luftbewegungsverhältnisse des Einganges von Jósvafö. 7.Dez.1960 (Die Luftbewegungsstärke in m/se

Abb.6: Die zeitliche Veränderung der Luftbewegungsstärke in 50 cm Höhe über dem Boden bei den fünf charakteristischen Punkten der Höhle von Abaliget am 19.April 1967 zwischen 15 - 17 Uhr.

1. die Pulsation der Luftbewegung am Höhleneingang
2. 10 m vom Höhleneingang entfernt
3. am Seitengang I. /45 m nach dem Eingang
4. nach der Florian-Quelle /160 m nach dem Eingang
5. am Schwingernden Stein /250 m nach dem Eingang
6. vor dem Seitengang II. /320 m nach dem Eingang



Eine wesentliche Veränderung in ihrer Geschwindigkeit trat nur in den Morgenstunden auf: um 3 Uhr 30 Minuten stellte sich eine völlige Windstille in dem Höhleneingang ein, darauf folgte eine Richtungsveränderung in dem Zug, die aber nur kurze Zeit dauerte. Diese Erscheinung wiederholte sich jeden Tag während des Sommers. Eine ähnliche kurzfristige Veränderung wurde von uns auch in dem Haupteingang von Aggtelek mehrmals beobachtet.

Den neuen Verhältnissen gemäss nimmt die Intensität der Luftbewegung während der Sommerperiode in diesen Eingängen ab und übertrifft den Wert von 0,5 m/sec auch in Extremfällen kaum, mit der Ausnahme von dem offenen Fledermaus-Gang.

In den Übergangsperioden im Frühling, wenn sich die äussere Temperatur bis 9,0 - 10,0°C erwärmt und im Herbst, wenn die grosse Sommerhitze schon aufhört und das Herbstregenwetter hereinbricht, ergibt sich kaum ein Unterschied in der Temperatur. Durch diese sind die Luftbewegungsverhältnisse beeinflusst. Die Stärke des während der grossen Temperaturunterschiede auftretenden Zuges nimmt stark ab, sie verändert sich sogar in ihrer Richtung.

Diese Übergangsperiode wird durch die ständige Veränderung der Richtung und Stärke der Luftbewegung gekennzeichnet. Die Temperatur der freien Luft erreichte zum Beispiel am 10. Oktober 1960 um 19 Uhr 45 Minuten noch 12°C, während sie beim Eingang von Jósvafó 11,6°C, also höher als im Juli oder August war. Die Ursache hierfür liegt darin, dass es in der ganzen Strecke von Josvafo während der Übergangsperiode keine Luftbewegung mit ständiger Richtung gibt. Darum ist die Verfertigung eines realistischen Durchschnittes über die Zugstärke in diesem Eingang auch unmöglich.

Während der Winterperiode wird die Luftbewegung der Bardla-Domica-Höhle durch folgendes charakterisiert: Am Eingang von Jósvafó ist die Luftbewegung ausgesprochen gleichläufig. Diese Richtung weist vom Freien nach der Höhle hin. Ihr Wert beträgt in der Nähe des Einganges bei geöffneter Tür mehr als 4 m/sec. Durch die 5. Abbildung wird der Durchschnitt der am 7. Dezember 1960 bei dem Eingang von Jósvafó beobachteten Luftbewegung dargestellt. Wie es in der Abbildung zu sehen ist, kann der Maximalwert der Geschwindigkeit in der Achse des Ganges gemessen werden. Die Luftströmungsstärke verändert sich in dem ungefähr 125 m langen künstlichen Stollen nicht wesentlich.

In den inneren Teilen, wo die Höhlenräume sich erweitern, ist die Luftbewegung weniger zu bemerken. In dem "Bruchstein-Saal" ist sogar der Effekt der hereinströmenden Aussenluft nicht wahrzunehmen oder wenigstens niedrigerwertig (Am 7. Dez. betrug die Temperatur 10,2°C).

In den Innenräumen des Baradla-Domica-Höhlensystems ergibt sich infolge der durch die Eingänge ständig hereinströmenden Luft, abgesehen von ganz kleiner Zeitspanne, sogar eine ständige Luftbewegung. Diese Werte sind aber wegen der inneren geräumigen Gänge und riesigen Säle nur geringwertig; diese Werte wechseln ständig zwischen 0,00 und 0,15, fallweise auch zwischen der 0,20 m/sec Grössenordnung. Natürlich muss neben der Luftbewegung in horizontaler Richtung auch eine konvektive Luftbewegung in Betracht genommen werden. Csomor und Zalavári halten sogar die vertikale aufwärtsgerichtete Luftströmung für beständiger als die horizontale.

Für die Winterverhältnisse der Höhle von Abaliget sind die folgenden charakteristisch: die Luft, die mit niedrigem Wasserdampfgehalt durch die Höhle strömt, ruft eine starke Verdunstung hervor und begünstigt das Austrocknen der Höhle im Winter. In dieser meteorologischen Lage strömt die durch wärmeren Wasserdunst angereicherte Höhlenluft in allen Nebengängen und Rissen der Höhle dem Hauptgang nach aussen zu. Entsprechend der sommerlichen Jahreszeit wird infolge der wärmeren Aussenluft im ganzen System die Luftbewegung umgekehrt (die Aussentemperatur liegt über der der Höhle). Die beim Eingang nach aussen strömende Luft erreicht bei starker Temperaturzunahme der Aussenluft eine Geschwindigkeit von ebenfalls 0,20 m/sec. Zugleich ist jedoch auch in den obersten Regionen der Höhle auf einer Fläche von etwa 5-600 cm^2 eine laue Gegenströmung höhleneinwärts mit einer Geschwindigkeit von 0,08 - 0,10 m/sec zu beobachten. Die Luftbewegungsstärke schwankt jedoch in allen Perioden zwischen sehr extremen Werten, zwischen o,oo und o,45 m/sec; einzelne Luftstösse erreichen sogar den Wert von 0,60 m/sec. Dadurch ist die ununterbrochene Durchlüftung der Höhlung - die Kapillarrisse und Spalten entlag - durch den Eingang das ganze Jahr hindurch gewährleistet.

Interessante Ergebnisse können aus den an verschiedenen Punkten der Höhle bei verschiedenen Höhen und fast gleichzeitig bei unveränderter äusserer Wetterlage durchgeführten Messungen der Luftbewegungsintensität erzielt werden. Die 6. Abbildung stellt die Schwankungen der Luftbewegung in mehreren Punkten der Höhle von Abaliget bei 20-20 sec. Messungsintervallen dar. Die Messungen wurden in Sekundenabstand 20 Sekunden lang am 19. April 1967 zwischen 15-17 Uhr durchgeführt. Die Luftströmungskurve des Messungspunktes - 10 m vom Eingang entfernt -, veranschaulicht dies. Die extremen Amplituden sind schon wesentlich ermässigt, das turbulente Gepräge aber kommt noch zur Geltung. Die Luftbewegung der Innenräume wird durch gesteigerte Ausgeglichenheit charakterisiert. Die die Luftbewegunsstärke darstellenden Amplituden wandeln sich nur mit kleinem Wert um, bzw. die Verstärkung und Abschwächung tritt stufenweise ein.

Schrifttum:

1. Baumgartner, A. — Meteorologische Beobachtungen am Hölloch / Kleines Wälsertal. 21 X., 14 Abb., München, 1950. Meteorol. Institut

2. Berenyi, D. - Justyak, J. — Mikroklimatológiai megfigyelések az Aggtelekicsppkőbarlangban. (Mikrometeorologische Untersuchungen in der Tropfsteinhöhle von Aggtelek). Kossuth L. Tudományegyetem Met. Int. Közlem. 17 sz. Debrecen, 1960

3. Gressel, W. — Über die Bewetterung der Alpinen Höhlen = Meteorologische Rundschau 1958, 2 H. 11 Jg.

4. Jakucs, L. - Markó, L. — A barlangi légáramlás keletkezése (Die Entstehung der Höhlenluftbewegung). = Hidrológiai Közlem. 1956

5. Droppa, A. — Domica-Baradla jaskyne predhistorického človeka. (Domica-Baradla, die Höhlen des Urmenschen). Bratislava, 1961 (Die Kapitel über die Baradla wurden von L. Jakucs geschrieben. 106-128 S.)

6. Csomor, M. - Zalavári, L. — Barlangklimamérések a Baradlában és a Béke-barlangban (Höhlenklimamessungen in der Baradla und Frieden-Höhle). = Karszt és Barlang 1964 2 évf. 45-51 p.

La grotta Arnaldo Germoni N° 4429 V.G. Nuova Gavita' Sperimentale

CARLO MOSETTI (Gruppo Triestino Speleologi/Italia)

N° 4429 V.G. = Grotta "Arnaldo Germoni".

Carta topografica I.G.M. - 25.000 = F°40A della Carta d'Italia - II Quadrante - Tavoletta S.O. Poggioreale del Carso.
Coordinate geografiche: 1°21'39",8 longitudine Est (Meridiano di M.Mario)
45°40'55",6 latitudine Nord
Coordinate polari: distanza m 1.540 in direzione NO+5°N dalla chiesa di Trebiciano.
Coordinate U.T.M.: 33 T UL/VL 07 62 59 74
Quota ingresso: m 328 s.l.m.
Quota di fondo: m 208 s.l.m.
Profondità: m 120
Primo pozzo: m 5
Pozzi interni: m 14; m 4; m 8; m 12; m 22; m 8; m 25; m 14; m 4; m 7;
Lunghezza: m 197
Sviluppo totale: m 238
Data del rilievo: 30/1 - 8/2 - 15/2 - 22/2 - 26/2 - 1/3 - 1969
Rilevatore: Carlo Mosetti del Gruppo Triestino Speleologi.
Tempo impiegato per il rilievo: ore 25.

Premessa:

La grotta, battezzata "Arnaldo Germoni" dal Gruppo Grotte "Carlo Debeljak" che per primo la scoperse, venne in luce durante una campagna speleologica condotta nella zona di Banne, presso Trieste.

L'accessibilità al complesso sotterraneo fu realizzata mediante la dicostruzione del pozzo d'accesso, intasato da detriti di varia grandezza.

Il rilevamento topografico porta la data del 1966 ed è dovuto a G.Nicon e E.Merlak del G.G."C. Debeljak". La cavità venne inserita nel Catasto con il N° 4429 V.G.

Nel 1968 il Gruppo Triestino Speleologi acquisì il terreno adiacente, divenendo cosi proprietario della grotta in oggetto.

L'attuale ciclo di ricerche che il G.T.S. sta conducendo, reclamava impellentemente la disponibilità di un ambiente sotterraneo proprio, protetto da visitatori sgraditi - o addirittura vandalici - et a sicuro riparo delle apparecchiature e degli strumenti destinati a rimanere installati in permanenza nel sottosuolo. A tale scopo, la cavità è stata chiusa con una grata in ferro imperniata a cerniera. Ci preme qui far presente che l'accesso alla cavità rimane libero a chiunque lo richieda; le finalità dello studioso o la passione dello sportivo possono essere sufficiente garanzia di serietà per richieste in tal senso.

Il pozzo d'accesso è stato armato con una scala fissa in ferro, mentre altri lavori sono stati compiuti nell'interno della grotta, come il getto di gradini in calcestruzzo, la posa in opera di sbarre di ferro a sostegno di scale fisse, che consentono un'agevole discesa nei primi pozzi interni. Sono statiancora resi più sicuri, con opere adeguate, i passaggi più scabrosi.

All'esterno si è provveduto alla costruzione di una baracca in lamiera ondulata, che serve da riparo e da magazzino per gli attrezzi. In essa è pure allogato un generatore elettrico a benzina, che provvede energia all'impianto di illuminazione della grotta, in via di definitiva sistemazione.

Il Carso triestino si arricchisce così di una nuova cavità sperimentale, che va ad aggiungersi a quelle già esistenti nella nostra Regione.

Caratteristiche morfologiche e geologiche esterne.

Il lembo caratteristico di settore carsico, entro il quale si apre la cavità, è costituito essenzialmente da una vasta zona ampiamente penepianizzata. Essa è compresa tra la Statale N° 58 (della Carniola) a Nord, e la provinciale che collega il paese di Trebiciano con Poggioreale del Carso (Opicina) a Sud. Ancora più a Sud, si snoda la Statale N° 202 (Tarvisiana), oltre la quale si trova la località di Banne.

In questa porzione di territorio il carsismo si presenta a volte con fenomeni poco evidenti, ma pur sempre con tipiche manifestazioni di una certa entità. Altre volte, invece, l'accentuarsi del fenomeno è tale, da eclissare gli aspetti meno vistosi.

La grotta è ubicata in un terreno morbidamente ondulato, privo o quasi di vegetazione. Verso NO, alla

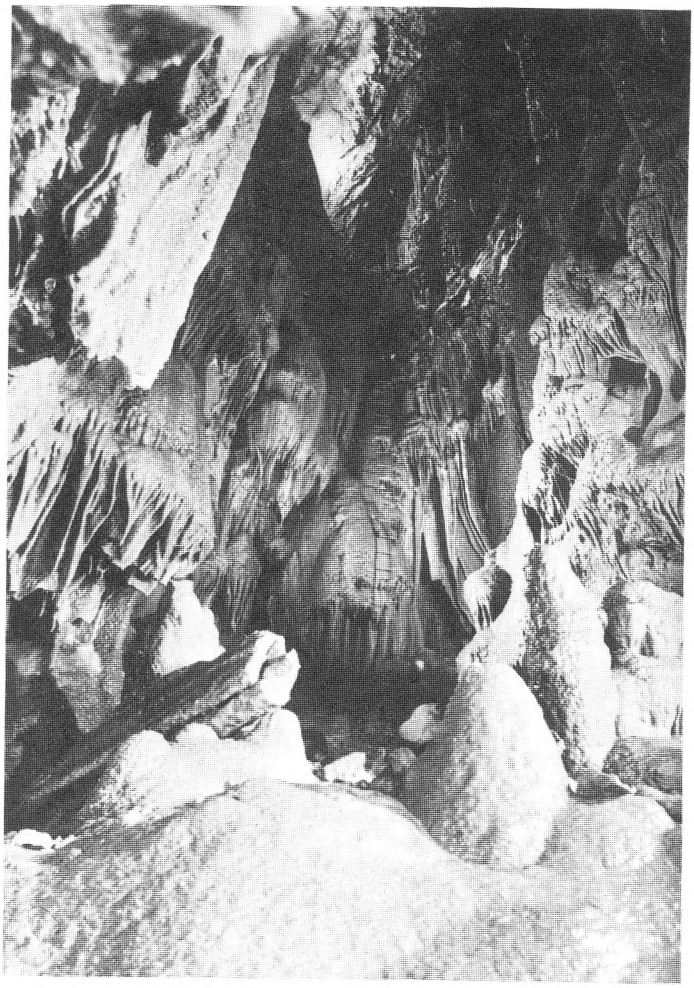


Abb. 1: Veduta della prima caverna - Luciano Benedetti

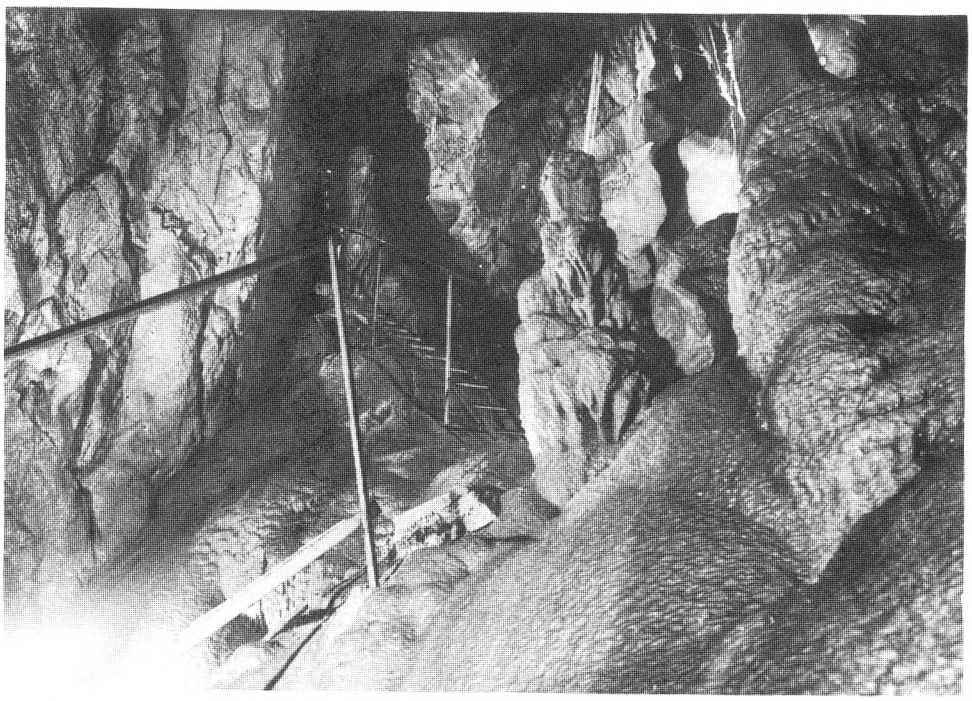
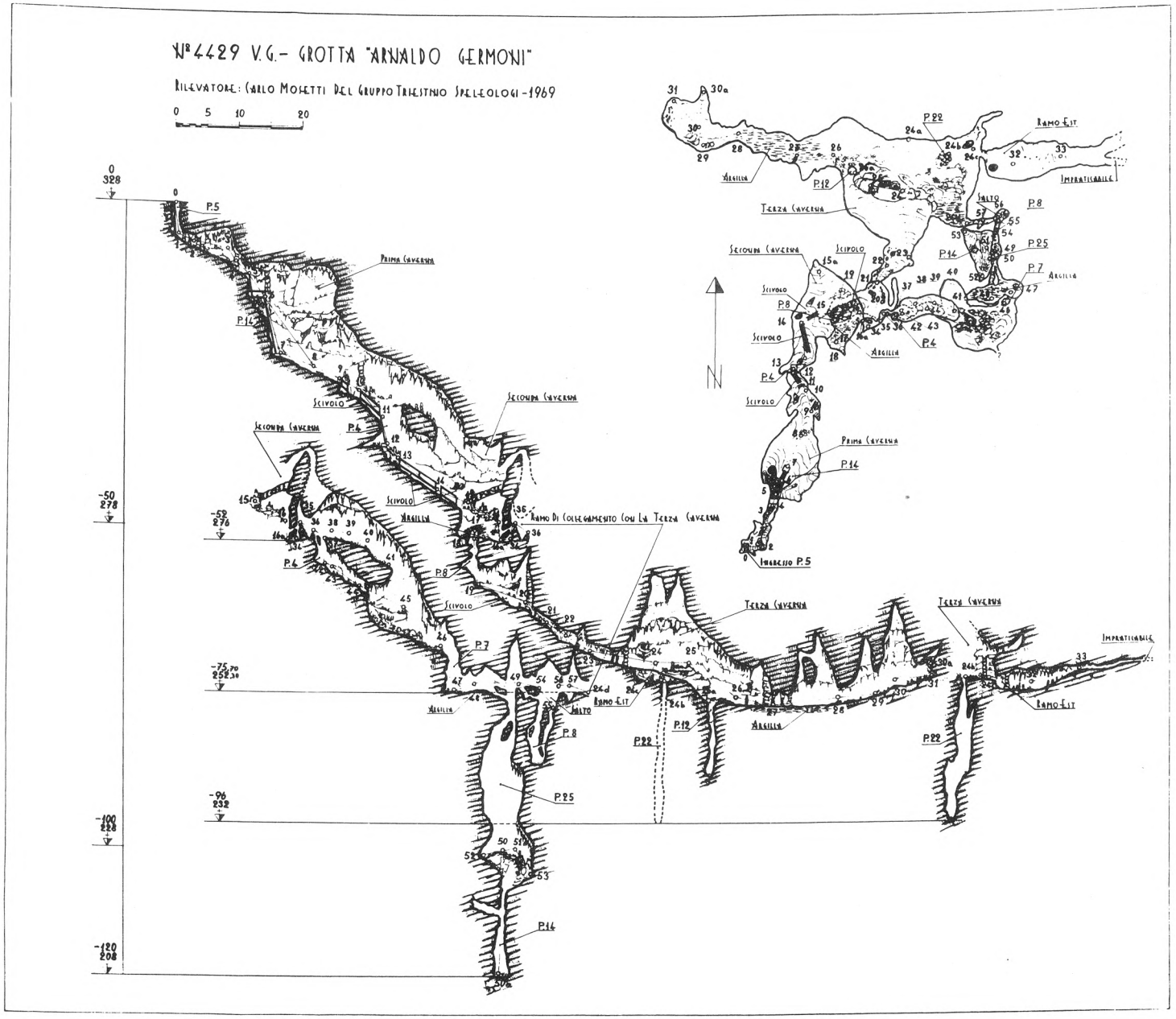


Abb. 2: Veduta della seconda caverna - Luciano Benedetti


Nº 4429 V.G.- GROTTA "ARNALDO GERMONI"
RILEVATORE: CARLO MOLETTI DEL GRUPPO TRIESTINO SPELEOLOGI - 1969
0 5 10 20
0
328
-50
278
-52
276
-75
253
-96
232
-100
228
-120
208
P.5
PRIMA CAVERNA
P.14
SCIVOLO
SECONDA CAVERNA
P.4
ARGILLA
RAMO DI COLLEGAMENTO CON LA TERZA CAVERNA
P.8
P.7
RAMO E-IT
ALTO
P.25
TERZA CAVERNA
P.12
P.22
IMPRATICABILE
INGRESSO P.5

distanza di una trentina di metri circa, si sprofonda una dolina il cui diametro si aggira attorno ai 50 m. Sul lato più meridionale di questa si apre la Grotta a NO di Trebiciano N° 4290 V.G. ed una seconda piccola cavità. Nelle vicinanze, specie verso N, il suolo è butterato da un susseguirsi veramente imponente di cavità doliniformi, come raramente si riscontra in altre parti dell'altipiano carsico. Un manto erboso vegeta su gran parte della zona, che è ricoperta quasi ovunque da un minuto strato di terriccio. Mancano in tal modo veri e propri banchi affioranti, se si eccettuano singoli blocchi, variamente dimensionati, costituenti l'unica conferma di precedenti emersioni. Fenomeni di particolare entità, almeno nella zona immediatamente circostante, non sono rilevabili in superficie. Sensibilmente apprezzabili, invece, e con una certa frequenza, le evoluzioni speleogenetiche nel sottosuolo, che danno luogo al susseguirsi di numerose cavità ipogee di dimensioni anche notevoli. E' da notare, a questo proposito, che la zona in questione è lambita dal 'Solco di Trebiciano' (che è il naturale prolungamento di quello di Castelnuovo), antico alveo percorso dal Paleotimavo, sprofondato in seguito per carsismo.

All'azione di questo antico corso d'acqua si saranno ovviamente accompagnate altre fasi di deiezione fluviale, con la presenza di paleocorsi provenienti dallo spartiacque costituito dai rilievi posti sulla sinistra idrografica del'Solco di Trebiciano', che corrispondono quindi alla flessura marginale dell'altipiano carsico e alla naturale prosecuzione dei rilievi del Vena.

Queste fasi combinate di ampia divagazione idrica, hanno inciso in maniera determinante sullo spianamento avvenuto tra l'alto Oligocene ed il basso Miocene. Durante questo periode ebbe origine l'abrasione e la penepianizzazione dell'anticlinale del Carso triestino, anticlinale non estranea all'orogenesi dinarica. E' appunto in questo periodo che il Paleotimavo ed i suoi affluenti contribuirono alla genesi di questo penepiano, non certo limitatamente alla zona che a noi interessa, ma in senso tanto ampio da investire l'intero altipiano carsico. Ne seguì, quindi, in ordine di tempo, la fase che chiameremo precarsica, la quale svolse un'azione preparatoria a quei fenomeni che, evolvendosi, oggi possiamo direttamente constatare.

Questo breve panorama meglio serve ad inquadrare uno degli aspetti che da una condizione primitiva preesistente sono derivati.

La grotta, oggetto del presente lavoro, non può certo sottrarsi ai fenomeni che la condizionarono, come il ruolo rilevante che i paleocorsi ebbero nella determinazione dei fenomeni ipogei colà esistenti, e alla cui genesi contribuirono in maniera determinante.

Non vogliamo dilungarci oltre su questo argomento - del resto ben noto - per non esulare dal tema prefissoci, anche se questa doverosa introduzione serve a spiegare la dinamica dei fenomeni che più avanti illustreremo.

Passiamo pertanto ad un breve esame della natura litologica della roccia e dell'attuale sovrapposizione stratigrafica che la compone.

La serie, partendo dagli orizzonti inferiori, inizia con gli affioramenti più remoti, che comprendono calcari di origine clastica, grigi o nerastri, spesso bituminosi, attribuibili al Cenomaniano inferiore, con possibilità di passaggio all'Albiano (Cretacico Superiore). Successivamente tale formazione è superiormente delimitata da calcari lastroidi, a facies dolomitica, del Cenomaniano medio. Seguono nell'ordine i calcari brecciati di Monrupino, che costituiscono la fase di passaggio dal Cenomaniano superiore al Turoniano, giungendo fino al Turoniano medio, che presenta un potente banco di calcare radiolitico, con una gamma di tinte che passano dal bianco al grigio, al bluastro e al nero.

La formazione del Turoniano superiore è costituita da calcari grigi o chiari, ma non sono escluse varietà più scure o nere (calcare inferiore di Aurisina), ricche di Rudiste e di Ostree.

La serie cretacica è chiusa dal calcare superiore di Aurisina, a facies radiolitica (Radiolites), con inglobamento di Ippuriti e Nerinee. Tale formazione va dal Turoniano superiore al Senoniano. Su questo complesso litologico si adagia la serie dei calcari argillosi e bituminosi dello Spilecciano (Eocene inferiore) a Caracee e Stomatopsidi.

Il Luteziano inferiore (Eocene medio) è presente con calcari grigio-chiari, ben stratificati, a Miliolidi. Il Luteziano medio, invece, è caratterizzato da formazioni ad Alveoline, Assiline e Nummuliti.

Chiude questa breve panoramica la potente serie marnoso-arenacea del Flysch, che costituisce il Luteziano medio e superiore. I rilevamenti fondamentali sono di G. STACHE, che servirono di base alle più approfondite, recenti e complete classificazioni di C.D.'AMBROSI.

Per quanto interessa più direttamente la cavità in esame, possiamo stabilire ch'essa si apre nella serie del calcare superiore di Aurisina, attribuibile al Turoniano superiore (Cretacico Superiore). Si tratta di calcari in genere di colore grigio-chiaro, talora subcristallini, a facies radiolitica (Radiolites radiosus); vi abbondano pure fossili di Ippuriti (Hippurites nabresinensis).

Nei vani più profondi della grotta, il calcare assume una tinta più scura, a volte nerastra, tanto da far pensare alla serie del calcare inferiore di Aurisina, con passaggi dal Turoniano medio al Turoniano superiore.

Gli strati, di potenza variabile, sono orientati verso SE, con una immersione che non supera i 20°.

Morfologia

Ramo principale. - Il primo pozzo (P. 5) profondo 5 m, è formato da una piccola cavità cilindroide, nel complesso ben equilibrata, anche se qualche modesta rientranza ne turba lievemente il profilo. Dalla base del pozzo (P.5-p.1)si prosegue per un corridoio, alto in media m 2 e largo m 1, che volge a E per un breve tratto. Con un angolo di quasi 90° la cavità piega bruscamente verso N-NE. La volta si eleva in alta spaccatura, prevalentemente diaclasica, formando una prima caverna alta m 5 ma con le pareti molto ravvicinate (p.3). Dopo la prima sala, la volta si abbassa a m 2, ma r riprende poi ad elevarsi formando due cupole susseguentisi, la seconda delle quali raggiunge la massima altezza sopra la caverna alla base del P. 14 (pp.7-8). Questa cavità puteiforme presenta un profilo turbato da pronunciate rientranze, alternate a delle convessità marcatamente arrotondate. Lateralmente le pareti si allargano in maniera progressiva, interrompendo il carattere di spaccatura fin qui seguito. Siamo quindi in presenza di una vasta caverna, la cui altezza supera i 15 m, mentre la larghezza massima raggiunge i m 10. La volta è ogivale, ad evacuazione regolare, con la sezione palesemente chimioclastica.

L'asse della cavità si sposta ora verso N-NO con un salto di m 2. Sul lato O alcuni vani si insiuano nella parete, in gran parte mascherati da cospicui gruppi concrezionati. La galleria sembra voler riprendere il carattere di alta spaccatura, ma i turbamenti morfologici non le consentono di riassumere il primitivo assetto. Si giunge così alla somità di uno scivolo molto inclinato, che termina con l'assumere la verticalità di un pozzo (P. 4). La cavità poggia ora leggermente a NE, mantenendo costantemente un andamento anomalo rispetto agli strati, orientati a SE+20°E, che presentano un'immersione di 20° ed una potenza di m 2. Dopo qualche metro la galleria volge a N con un'inclinazione sempre marcata. Il soffitto della galleria si eleva per oltre 15 m, mantenendo inalterati i caratteri morfologici e genetici dei vani precedenti, per niente favoriti dalla disposizione tettonica degli strati. A 7 m dal suolo un ponte naturale di notevoli dimensioni denuncia una morfologia graviclastica in fase di assestamento, che constrata palesemente con l'evoluzione morfometrica di equilibrio raggiunta dalla volta. Il vano risulta apparentemente poligenico, per la concomitanza di due morfologie che presentano differenti cicli di evoluzione: la stabilità chimioclastica eminentemente insenilita della volta, e quella più recente, graviclastica, del ponte naturale. Questo setto divisorio, quindi, rappresenta l'aspetto vestigiale di un diaframa litologico, la cui morfologia abortita, per l'estinguersi del fenomeno speleogenetico, costituisce la separazione tra due gallerie sovrapposte; differentemente si avrebbe avuto l'anastomosi completa tra le due gallerie, con il totale disfacimento del diaframma stesso.

Con un ultimo salto si arriva in una vasta sala, quasi circolare, con gli assi maggiori che misurano in media m 13 x m 10. Il suolo fortemente inclinato, è rivestito da una coltre calcitica molto spessa e ampiamente distribuita. Questa crosta d'insenilimento litogenico, che ricopre il materiale clastico sottostante, appare disordinatamente variegata da numerose evidenti fratture profondamente incise: siamo quindi in presenza di una morfologia gliptogenica, che pur riempiendo e mascherando il vano originale, ne lascia tuttavia intuire la disposizione topografica primitiva. Pure verso il lato E della sala si notano le stesse fenditure nel pavimento, segno evidente di un cedimento del suolo, posteriore di certo all'azione litogenica di riempimento. Una grossa colonna stalagmitica spezzata, alta più metri, costituisce l'esempio più clamoroso. Essa si è spezzata lungo tutta la sua circonferenza e, inclinandos i, si è appoggiata alla parete E della caverna, reggendosi per mutuo contrasto. L'estensione di queste fratture a quote diverse, può far sospettare che la cavità sia stata interessata da movimenti di origine sismica. Scendendo tra i blocchi si arriva a un vano formato dalla parte più bassa della grande caverna (p. 17). Il suolo è ingombro di detriti evacuati dalla parete: il loro clivaggio presenta una forma poligonale, un po' smussata, a frattura concoide. Nella parte più settentrionale di questo vano (p. 18) si sprofonda uno stretto passaggio che immette in un pozzo profondo 8 m (P.8-pp.18-19). Dalla sua base la grotta cambia bruscamente direzione., volgendosi verso E-NE con una sala lunga 9 m e larga in media m 4, col suolo molto inclinato e concrezionato. La parete NE scende verso il suolo con colate calcitiche frazionanti un basso passaggio. Il tetto va lentamente ma progressivamente elevandosi e presenta un profilo costante. Questo passaggio non è brusco, ma si accompagna per gradi all'abbassarsi del suolo, finchè il corridoio sfocia in una vasta caverna (pp.24-24a-b-c-d-25-26). La sua forma ricorda vagamente quella di un triangolo, i cui lati misurano m 18 (lato NE) e rispettivamente m 20 (lati N e NO). L'altezza media è di m 10, ma due ampi camini fusiformi e paralleli la elevano ad almeno 15 m. Al centro della caverna, nel punto sottostante gli alti camini, si eleva un gruppo stalagmitico, che ricopre detriti autoctoni di notevole mole. Ai lati di questo gruppo di concrezioni si trovano due solchi profondamente incisi. Scendendo paralleli, convergono poi verso O, dando maggior risalto al gruppo stalagmitico che, così isolato, si erge a guisa di promontorio. Alla sua base si sprofonda un pozzo verticale di 12 m (p. 26a). Davanti a un'ansa della parete N, inoltre, sprofonda un altro pozzo, profondo 22 m (P. 22-p.24b).

Il ramo principale della cavità prosegue invece verso O con una galleria lunga 25 m (pp.27-31). Abbiamo finora detto galleria, ma già all'inizio appare con evidenza il geometrico allineamento di più cavità caminiformi, alte in media m 10, la cui morfologia si concretizza con l'unione di più fusoidi collegati basalmente in tipica associazione. Dobbiamo quindi concludere che ci troviamo di fronte ad una 'pseudogalleria', in una delle sue più caratteristiche e inconfondibili manifestazioni. La galleria termina con un vano in salita verso N, sormontata da un alto camino (p. 30a), e con l'abbassarsi della volta verso NO, finchè le pareti si chiudono col suolo.

Ramo Est. - E' questa una tipica cavità d'interstrato, e ce lo conferma l'invariata concordanza esistente tra l'inclinazione del soffitto - costituito dalla faccia inferiore degli strati - e quella del pavimento, anche se quest'ultimo ha subito un vistoso insediamento litogenico. E' l'unico caso, quindi, in questa cavità, che la direzione degli strati è normale all'andamento del vano.

Ramo di collegamento tra la seconda e la terza caverna. - Si tratta di un sistema di pozzi e gallerie che mettono in comunicazione la seconda caverna con la terza. L'accesso è formato da un basso passaggio di forma quadrangolare (p.16a), un po' arrotondata, non più alto di 60 cm, che si addentra nella parete E a livello del suolo. Dopo circa 1 m si sbocca in una cavità cilindroide, mentre dalla parte opposta una stretta fenditura si eleva per alcunimetri. Una marcatissima strettoia, non più larga di 40 cm (p. 35), congiunge ad un vano perforato da un pozzo profondo 4 m (P.4-pp.36-37-42). Proseguendo oltre il pozzo si entra in un'ampia galleria inclinata (pp.38-41), a vani sovrapposti, divisa da un grande ponte naturale dal corridoio sottostante. L'aspetto topografico è determinato da una morfologia che si richiama palesemente a quella della galleria compresa tra i pp. 11 e 14, cioè si verifica la ripetizione degli stessi fenomeni che hanno dato origine ai vani precedenti. Ciò sta a dimostrare come nei due casi si abbia un parallelismo nella dinamica dei fenomeni, ove azioni, anche se di disuguale entità, hanno dato luogo ad assetti morfometrici topograficamente analoghi. La caverna in cui confluiscono le due gallerie è semicircolare; gli assi maggiori misurano all'incirca m 13 x m 11. Verso NE la sala degrada terminando con un pozzo verticale profondo 7 m (P. 7-pp.46-47), sormontato da un camino. Dalla base del pozzo la cavità prosegue quasi a N con due fenditure a profilo verticale, contorte a meandro, che convergono un po' sotto la bocca di un pozzo profondo 25 m, isolando un ponte di roccia (P. 25-pp.49-5o). Il pozzo, quindi, si allarga notevolmente fino al fondo, dove va a formare una bella caverna di forma triangolare. L'asse maggiore di questa misura 8 m ed è rivolto a N-NE (pp.51-52-53). Sul lato O si sprofonda un altro pozzo per 14 m (P.14). La cavità prosegue molto stretta fino al fondo, toccando la massima profondità di questo imponente e complesso sistema sotterraneo, a - 120 m (p.50a).

Oltre il P. 25 (p.49) la fenditura, un po' più allargata, prosegue nella stessa direzione. La grotta, quindi, piega decisamente a O sfociando nella terza caverna del ramo principale e realizzando così il congiungimento con il resto della cavità (p.24d).

Genesi ed evoluzione della cavità.

Con la definitiva emersione del Carso triestino sotto l'azione delle spinte orogenetiche, già forse all'inizio del Cattiano, principia un lungo processo fluviale e meteorico di penepianizzazione. Ha origine così quella fase di spianamento chiamata Cattiano-Langhiana, alla quale si associa un periodo di ampia divagazione idrica di superficie, che completa ulteriormente il livellamento dell'anticlinale, posticipato all'innalzamento definitivo del territorio. Questa emersione ha inizio alla fine dell'Oligocene attraversando un lungo periodo d'instabilità, dovuto al susseguirsi di ingressioni e regressioni marine, che durano dal Cattiano all'Elveziano.

L'idrografia epigea di questo altipiano trae principale alimento nel Paleotimavo e nei suoi affluenti, operando quell'azione precarsica che si evolverà successivamente in un futuro carsismo ipogeo.

Questo transitorio dominio delle acque si conclude nel Pontico, alla fine del Miocene, per il sollevamento del Carso triestino dovuto all'azione epirogenica positiva. Questa crisi orogenetica determina lo sprofondamento dei paleocorsi, con la scomparsa quasi totale dell'idrografia epigea, determinando l'inizio del fenomeno carsico. Presumibilmente in questo periodo si ha un' intensa fratturazione nell'edificio calcareo, con una più spiccata tendenza all'affermazione dell' incipiente carsismo.

Se le spinte orogenetiche hanno agito da NE verso SO, è ovvio che la diaclasizzazione ortogonale principale della massa rocciosa è in diretto rapporto con la direzione di queste azioni. A questi effetti tettonici di particolare entità, possiamo aggiungere sistemi minori privi di un orientamento prevalente, come le fratture litoclasiche. Tutti questi sistemi, incrociandosi, formano dei plessi di fratture che, nel loro assieme, condizionano la genesi di processi speleoevolutivi, sia in profondità con pozzi o sistemi sotterranei più complessi, sia in superficie con polje, uvala e doline. Proprio quest'ultime presentano vari allineamenti a frequenza ricorrente, la cui relazione diretta con l'antico alveo fluviale del Paleotimavo (Solco di Trebiciano) è più che manifesta.

La genesi della Grotta "A.Germoni" N° 4429 V.G., non è pertanto estranea a questa situazione, anche se, a parer mio, ad essa non può venirle attribuita una passata funzione di inghiottitoio diretto, almeno nel senso stretto del termine. Un'accurata analisi morfogenetica - ed anche topografica - sembra escludere tale possibilità per svariati motivi.

Innanzi tutto dobbiamo osservare che il meccanismo di ampliamento di una cavità diretta presuppone una morfologia erosiva gravitazionale, con evidenti terrazzamenti e infossamenti a cañon che qui mancano. Anche se le obliterazioni litogeniche mascherano l'originale struttura, non dovrebbero tuttavia mancare le caratteristiche creste longitudinali, con più ventri, proprie di una morfologia idromorfa. Non sono riconoscibili neppure sezioni efforative circolari o subcircolari. Inoltre la struttura litologica non presenta gradi diversi di permeabilità (se non debolmente o localmente limitati), nè le condizioni tettoniche ne favoriscono la genesi con una stratificazione disposta a franapoggio. Anzi, al contrario, va notato che la grotta si sviluppa direzionalmente in aperto contrasto con l'immersione degli strati, inclinati a regipoggio rispetto l'asse lingitudinale della cavità.

Ora, pur ammettendo l'esistenza di un paleocorso epigeo, le acque avrebbero certamente seguito la via di minor resistenza, non sottraendosi al richiamo esercitato dai giunti di stratificazione. In tal caso la grotta si sarebbe sviluppata direzionalmente nel senso della corrente, diretta da S verso N, dando origine, ovviamente, ad un inghiottitoio diretto, anche se la cattura del flusso idrico fosse avvenuta in un punto che non coincide con l'attuale ingresso. Tutto ciò, alla luce delle recenti osservazioni, non è avvenuto, in quanto la direzione degli strati non presenta concordanza alcuna con la direzione delle acque.

Esclusa questa ipotesi, si potrebbe pensare ad un inghiottitoio retroverso. Ma anche in tal caso lo sviluppo planimetrico dei vani si sarebbe orientato prevalentemente a monte del corso d'acqua, piuttosto che a valle.

Mi sembra, dunque, che di inghiottitoio non si possa parlare, intendendo con questo termine una cavità assorbente un corso d'acqua, sia questo a carattere periodico o perenne.

Certamente un fenomeno così clamoroso di concamerazione ipogea, come la grotta presenta, reclama necessariamente una cospicua vascolarizzazione nella massa rocciosa, con intensa percolazione vadosa delle acque in senso verticale. Ad alimentare questa percolazione ora sì che può essere invocata la presenza di acque scorrenti in superficie, siano esse divaganti oppure invaleate, a regime torrentizio o a carattere perenne.

A mio modesto avviso è stato questo drenaggio ipogeo il punto di partenza che ha dato il via al processo speleogenetico vero e proprio della cavità. Naturalmente questo processo è stato largamente favorito, ed anche accelerato, da plessi di fratture esistenti nella pila calcarea, e da una ben evidente diaclasizzazione che ha convertito la percolazione ipogea, da divagante ed anarchica, in canalizzazione orientata secondo le linee di frattura. E' solo in tal senso che la cavità può venir considerata un inghiottitoio, alimentato direttamente dalla superficie da uno o più punti idrovori di assorbimento.

Esaminando le varie morfologie che interessano la grotta in questione, sarà opportuno premettere che l'affermazione del processo speleogenetico è condizionata da alcuni fattori essenziali, in assenza dei quali ogni azione resta priva d'efficacia. Primo fra tutti questi fattori è la preparazione tettonica, fornita dalla presenza di fratture diaclasiche, orientate, che stanno alla base di ogni futura evoluzione. Che la presenza di queste fratture sia reale, è ben noto, e lo abbiamo già detto nel corso di questo lavoro.

In ordine cronologico segue la genesi vera e propria della cavità, dovuta, nel caso particolare, ad una intensa percolazione di acque provenienti direttamente dalla superficie, a scapito del reticolo idrografico epigeo.

L'ampliamento che ne deriva, segue differenti modalità, che variano da caso a caso, ma che in linea generale sono dovute a processi erosivi, corrosivi, decalcificanti e clastici. Tali fenomeni, a volte, sono abbinati o policiclici, e caratterizzano le morfologie a seconda dei processi ai quali sono prevalentemente interessate.

Un ruolo rilevante riveste pure il drenaggio ipogeo, che può essere verticale (morfologia erosiva isogravitazionale), oppure suborizzontale (morfologia erosiva eterogravitazionale).

Esaurita questa breve ma doverosa premessa, passiamo ora ad un esame più diretto della cavità.

Il ramo principale consiste di una prima parte, formata da una galleria inclinata, intercalata da salti e scivoli, lunga 50 m (pp.1-17); di un secondo tratto, sempre molto inclinato, che porta alla terza caverna (pp.18-23), inclusa quest'ultima (pp.24-24a-b-c-d-25-26); e di una galleria pianeggiante, lunga 25 m (pp. 27-31). Tale distinzione non è fatta a caso, ma è invece postulata da un certo ordine, sia cronologico che genetico.

La sezione, lungo l'asse di questo ramo principale, è quasi ovunque prevalentemente diaclasica, con pareti verticali accostate in alte spaccatura. Si sottraggono a questa regola le caverne, ove i processi clastici hanno operato un ampliamento dei vani, discostandosi da questo andamento generale.

Il primo tratto conserva una certa uniformità morfologica e genetica, turbata solo verso il suo termine, nella seconda caverna. Essendo questo tratto la parte più prossima alla superficie, è stata certamente la prima ad essere direttamente interessata dal drenaggio ipogeo delle acque di percolazione, sensibili al richiamo di un'ampia diaclasi tettonica di notevole lume, orientata da S-SO a N-NE. Certi scostamenti da questa linea teorica portano solo a fenomeni locali di modesta entità. Il drenaggio di queste acque percolanti si evolve successivamente in canalizzazione orientata eterogravitazionale, con acque scorrenti a pelo libero. A questo meccanismo genetico longitudinale si sovrappongono, a volte, deviazioni isogravitazionali, con l'escavazione di pozzi per la cattura del deflusso da parte di fenomeni d'erosione inversa. Attualmente la morfologia eterogravitazionale è completamente mascherata da quella litogenica, ma lo sprofondamento del corso sotterraneo può essere dedotto dalla presenza del grande ponte naturale (pp. 13-14), che testimonia inoppugnabilmente l'abbassamento del thalweg ipogeo. Questo diaframma litologico non è che il relitto superstite dall'anastomosi tra le due gallerie sovrapposte. Il profilo di equilibrio raggiunto dalla volta lungo tutta la galleria, è interessato da un processo chimioclastico evidentemente senile, e comporta l'estinzione delle azioni erosive precedenti che determinarone l'ampliamento graviclastico.

Per la caverna che segna la fine della galleria in esame, il discorso è un po' diverso. Non si è ancora estinto il processo erosivo sulla volta, dove due camini tendono ad elevarsi con l'evacuazione clastica di materiali che attualmente ricoprono il suolo Anche la parete sottostante è meno calcificata delle altre e presenta (caso davvero raro) slabbrature beanti tra i giunti di stratificazione. A questa azione si aggiunge quella mecanoclastica, dovuta certamente ad un attivo stillicidio, con trasporto di argilla in finissima sospensione. Questo deposito pelitico sembra di data remota, e pare abbia fatto da tampone alle acque per un certo periodo, visto che queste si sono cercate vie di drenaggio più permeabili (ad es., il ramo che collega la seconda alla terza caverna). A questo tamponamento può aver contribuito anche una limitata lente calcarea più omogenea e compatta, come effettivamente sembra.

Il drenaggio proveniente anche dalla parte alta della seconda caverna, tende ad assestarsi su di una linea definitiva isogravitazionale. Ma le acque vengono temporaneamente trattenute, formando un livello freatico molto mutevole e provvisorio. Le canalizzazioni nella roccia soprastante non hanno ancora raggiunto un orientamento prevalente e sono quindi alla ricerca di una via più permeabile, possibilmente senza soluzioni di continuità. Si stabilisce, quindi, un livello piezometrico che trattiene per un certo tempo queste acque. Ecco che nella parte alta, allora,

tende ad affermarsi una canalizzazione eterogravitazionale, ad una quota molto corrispondente al livello freatico. Inizia così la genesi del ramo di collegamento tra la seconda e la terza caverna (pp.34-35.....57-24d), favorito da un plesso di fratture tettoniche orientate a E. Questa situazione non riesce a perdurare, manifestandosi perdite per filtrazione nelle fratture sottostanti, che vanno evolvendosi in vere cavità.

Il livello piezometrico di quota -52 (po.16-17) cade rapidamente con la cattura del drenaggio da parte del P. 8 (pp.18-19), in senso isogravitazionale. La caduta del letto si evolve rapidamente dando luogo alla formazione di evorsioni, oggi mascherate da una morfologia litogenica.

Una soluzione di continuità blocca nuovamente il drenaggio, dando luogo a perdite nel ramo di collegamento sottostante, dove si ripetono gli stessi fenomeni che hanno dato origine al primo tratto del ramo principale. Anche qui la sezione è diaclasica, con pareti verticali accostate in alta spaccatura. La morfologia risultante è identica a quella del ramo principale fin nei dettagli: gallerie sovrapposte a drenggio eterogravitazionale; isolamento di un notevole ponte di roccia, con cattura del deflusso in senso isogravitazionale (pp.35-41 e pp.42-45).

Nel ramo principale il deflusso ristagna per un certo periodo, dando luogo a qualche meandrizzazione, finchè riesce ad infiltrarsi raggiungendo l'attuale terza caverna.

Nel frattempo, al di sotto di questo alveo sospeso, si ha una più rapida evoluzione per la cattura del corso soprastante, a scapito del drenaggio superiore. I vani superiori, prima interessati da questo deflusso., abortiscono nella loro morfologia ora coperta da un processo litogenico di riempimento eminentemente senile.

Al di sotto di questo sistema, si forma un nuovo livello di drenaggio incanalato eterogravitazionale, con un maggior incremento nell'apporto idrico.

La percolazione dei vani superiori interessa comunque i vani sottostanti: l'effetto trova riscontro nelle ortoevacuazioni caminiformi, a fusoide, che frastagliano la volta del sistema posto a quota inferiore e interessato da un fascio di diaclasi tettoniche orientate da O a E.

Il corso epigeo, ormai affermatosi, tende alla deviazione isogravitazionale nel P. 7 (pp.46-47). Un nuovo livello freatico, formatosi a quota -75.70(pp.47-48), blocca momentaneamente questa tendenza, che non riesce tuttavia ad essere soffocata per l'incontro con il P.25 (pp.49-50), probabilmente già precostituito per erosione inversa, almeno nel tratto superiore. Infatti a questo livello abbiamo l'anastomosi fra alcuni vani allineati, la cui genesi inversa è indubbiamente legata ad un medesimo meccanismo genetico (pp.49-54-55-56-57). Con una nuova deviazione del drenaggio in senso verticale, si forma la seconda parte del P.25, che risulta composto dall'associazione terminale tra due ortoevacuazioni verticali, e il P.8 (p.55). Questa deviazione in profondità si conclude definitivamente con la genesi del P. 14 (P.50a), che presenta inoltre un modesto cunicolo retroverso rispetto al vano soprastante.

Con l'abbattimento dell'ultimo diaframma (pp.57-24d), puramente casuale e geneticamente estraneo al ramo principale, si opera il congiungimento con il resto della cavità.

La terza caverna (pp.24-24a-b-c-d-25-26) è l'epicentro dei sistemi diaclasici incrociati e paralleli che hanno un orientamento prevalentemente diretto da S-SO a N-NE, e da O-NO a E. Questo punto d'incrocio non è soltanto topografico, ma è anche il punto di confluenza al quale convergono plessi di fratture che sono altrettante vie di drenaggio. La caverna, infatti, risulta spazialmente la più evoluta, soprattutto per la maggior conduzione idrica che in essa vi confluisce, sia dai vari rami che compongono la grotta, sia direttamente dall'alto, attraverso le normali vie di percolazione alimentate direttamente della superficie.

Nel pavimento sono riconoscibili due ampi solchi longitudinali e paralleli, rivolti a O, traccia evidente di un'intensa azione idrica che ha abbassato il suolo della caverna con bruschi dislivelli. Attualmente questi solchi sono in parte modificati da una morfologia mecanoclastica, alla quale si è sovrapposta quella litogenica: entrambe, comunque, non sono riuscite a cancellarli completamente.

La volta della sala è forata al centro da due alti camini, tipici di una morfologia erosiva, divisi da un diaframma circuite da cornicioni sporgenti a mensola, residui di uno strato in parte crollato a seguito di azioni clastiche di ampliamento. Risulta pertanto evidente che, mentre al suolo l'abbassamento è operato principalmente dal drenaggio che qui confluisce, sul soffitto l'innalzamento si manifesta con processi di erosione inversa, tendenti a sempre più elevare la volta, assestandola su di un'ogiva di equilibrio.

Verso O, nella parte più bassa della sala, l'acqua reca in sospensione colloidi argillosi, i quali, depositandosi, vanno a formare sul suolo uno strato impermeabile. Un deposito analogo, seppure più limitato, si trova alla stessa quota nel ramo di collegamento tra la seconda e la terza caverna. La coincidenza di due depositi pelitici isopici fa pensare al carattere sincrono dei riempimenti, presentanti la stessa facies e probalimente una concordante origine.

L'acqua nuovamente bloccata su un livello piezometrico riesce quindi ad infiltrarsi in singoli punti localizzati, e smaltisce attraverso il P.12 (p.26a) ed il P.22 (p.24b). Anche più a O e a E si ha lo sfondamento di due diaframmi divisori ed il successivo incontro con dei vani precostituiti (pp.27 e 24c-32). Mentre la pseudogalleria orientata a O risulta formata dal susseguirsi di almeno sei camini di erosione inversa anastomosati, il Ramo Est risulta una cavità d'interstrato formatasi tra i giunti di stratificazione e ampliata da un drenaggio normale al loro andamento.

Ulteriori evoluzioni in profondità non trovano riscontro, forse per l'esaurirsi del plesso di fratture orientate, o per l'attenuarsi dei fattori speleogenetici, rimasti esclusi da un drenaggio impoverito e geneticamente poco efficace.

Ultimo atto di questa metamorfosi è l'apertura in superficie della cavità, che acquista così definitivamente quella continuità morfologica che fa della Grotta "Arnaldo Germoni" una delle grotte più belle e complesse del Carso triestino.

BIBLIOGRAFIA

BERTARELLI L.V. - BOECAN E. Duemila Grotte, Milano 1926.

BOEGAN E. - Il Timavo, studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea, Mem.Ist.Ital. di Spel., serie geog. e geogr., II, 1938.

BIANCHI A. Corso di mineralogia e geologia, Padova, 1947.

CIMAROSTI R. Una ipotesi sulla formazione delle cavità sotterranee, pubbl. a cura del G.T.S, Trieste, 1967.

D'AMBROSI C. Sviluppo e caratteristiche geologiche della serie stratigrafica del Carso di Trieste, Boll.Soc.Adr.Sc.Nat., Trieste, LI, 1960.

D'AMBROSI C. Sull'origine delle doline carsiche nel quadro genetico del carsismo in generale, Boll.Soc.Adr.Sc.Nat., Trieste, LI, 1960.

G.G."C.DEBELJAK"" Ricerche e scoperte speleologiche, Trieste, 1966.

MARTEL E.A. La théorie de la Grundwasser et les eaux souterraines du Karst, La Géographie, XXI, 1910.

MARINI D. Grotte della Venezia Giulia, Alpi Giulie, N°62, Trieste, 1967.

MARUSSI A. Ipotesi sullo sviluppo del carsismo, Giornale di Geologia, 1941.

MARUSSI A. Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso triestino, Boll.Soc.Adr.Sc.Nat., Trieste, XXXVIII, 1941.

MAUCCI W. L'Abisso di Opicina Campagna (N°3873 V.G.), Rass.Spel. Ital., II, 1-2, 1950.

MAUCCI W. Studio sulla Grotta di Padriciano (N°12 V.G.), Rass.Spel. Ital., III, 4, 1951.

MAUCCI W. L'ipotesi dell'erosione inversa come contributo allo studio della speleogenesi, Boll.Soc.Adr.Sc.Nat.,Trieste, XLVI, 1951-52.

MAUCCI W. Contributo per una terminologia speleologica italiana, Boll.Soc.Adr.Sc.Nat.,Trieste, LI, 1960.

MAUCCI W. La speleogenesi nel Carso triestino, Boll.Soc.Adr.Sc. Nat., LI, 1960.

MAUCCI W. Il fenomeno della retroversione nella morfogenesi degli inghiottitoi, Atti VII Congr. Naz.Spel. di Sardegna, 1955.

MAUCCI W. Evoluzione geomorfologica del Carso successiva all'emersione definitiva, Boll.Soc.Adr.Sc.Nat.,Trieste,LI,1960.

MONTORIOL POUS J. Los procesos clasticos hipogeos, Rass. Spel. Ital., III, 4, 1951.

TROMBE F. Traité de Spéléologie, Paris 1952.

WOODWARD H. P. A stream piracy theory of cave formation, Bull.Nat.Spel. Society, XXIII, p.te II, 1961.

Erscheinungsformen von gebrochenen Sinter

BODO SCHILLAT (Hamburg / Bundesrepublik Deutschland)

Information on appearance of broken sinters and discussion of diverging views

The present paper is to give information on further phenomena observed on broken sinters. Sinters dealt with in this paper mostly originate from the Riesenberg system forming part of the Weserbergland in Lower Saxony, the site being near Hessisch Oldendorf.

The caves referred to are the Langenfeld cave, the H. Rose cave recently discovered during quarry work and the protruding portal A of the Langenfeld cave on the east front of the Riesenberg.

Information further deals with the old cave neat Sundwig in the Sauerland.

The material is being investigated in connection with stalagmites/stalactites broken by earthquakes. A final discussion deals with work and views which partly deviate from those of the author.

Summary:

A description is given of observations, investigation, results and possible consequences in the following sectors:-

(1) Phenomena observed on broken sinters from cave walls, ceilings and floors.

(2) Striking differences in sinter material and investigation as to when relevant changes may have occurred.

(3) Crystal strain and fissure formation in stalagmites and stalactites. Reactions to vibrations provoked by tremors, blasting or mechanical shocks.

(4) Reaction to special tectonic conditions.

(5) Recommendations for dealing with broken sinters.

(6) Discussion.

In dieser Arbeit sollen weitere Beobachtungen an gebrochenen Sinter genannt werden. Das hier behandelte Material stammt zum grössten Teil aus dem Riesenbergsystem des niedersächsischen Weserberglandes, Lage nahe Hessisch Oldendorf.

Ausser der Langenfelder Höhle werden die durch Steinbrucharbeiten neu entdeckte H. Rose-Höhle, sowie das auf der Ostseite des Riesenberges ausbeissende Portal A der Langenfelder Höhle genannt.

Weitere Beobachtungen beziehen sich auf die Alte Höhle bei Sundwig im Sauerland.

Das Material wird im Zusammenhang mit dem Bebenabbruch von Tropfsteinen betrachtet.

Wandsinter

In der Rätselklamm (Kluftfuge, die den Raum der Langenfelder Höhle schneidet) und einer Verzweigung der H. Rose-Höhle, wurden abgelöste und wieder eingesinterte Platten einer älteren Wandsintergeneration gefunden (siehe Abbildung 1). Die Ablösungen beschränkten sich auf die westlichen Wände und erreichten in bestimmten Winkeln ihre grössten Beträge, so dass hier wohl der gesamte ehemalige Wandsinter abgelöst wurde. Beim Schneiden und Anschliff der gebrochenen alten Wandsinterplatten aus beiden Höhlen, konnte ein gleichartiges Schichtbild festgestellt werden. So, dass Gleichaltrigkeit und Ablösung zur gleichen Zeit angenommen werden darf.

Vor zwei Jahren konnte die Ablösung einer 4 qm grossen Wandsinterfläche auf der Ostseite der Rätselklamm festgestellt werden. Der noch haftende Wandsinter weist Rissbildungen auf. Diese Ablösung ist in der Folge einer Grosswandsprengung im benachbarten Steinbruch aufgetreten, die zur Begradigung auf der Höhlenseite erfolgte.

In beiden Fällen liefen Stosswellen durch die hier annähernde horizontale Schichtenfolge des Gesteins und trafen dann auf eine senkrechte Schichtung, (Wandsinter) die nicht, oder nur ungenügend in der Lage war, die Stossenergie aufzufangen oder abzuleiten.

Die stärksten Zerstörungen des Wandsinters zeigten sich da, wo der Stosstrahl senkrecht auf den Wandsinter traf.

Deckensinter

Die labilste Form des Deckensinters sind wohl die Hohlformen der Sinterröhrchen. Bei Erstbefahrungen von Höhlen, konnten immer reichlich abgebrochene Sinterröhrchen beobachtet werden. Ihre Verteilung erstreckt sich über den ganzen Raum. Ein gehäuftes Vorkommen ist in niedrigen Seitenpartien zu beobachten. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Röhrchensäulen, die durch die unterschiedliche Schwingung von Bodensinter und Höhlendecke, selbst bei geringen Erderschütterungen, zerstört werden. Gebrochener Röhrchensinter, konnte auch in den älteren, durch Grabung aufgeschlossenen Sinterphasen beobachtet werden.

Der heutige Stalaktitenbestand der Langenfelder Höhle weist nur noch relativ junges Material auf. Eine Erscheinung, die auch in den Höhlen des Sauerlandes beobachtet werden konnte. In oberflächennahen Schichten der Langenfelder Höhle sind jedoch Stalaktiten aus drei älteren Generationen vorhanden. Die Generationen sind nach Lage, unterschiedlichem Schichtaufbau und unterschiedlichen Grössen differenziert und damit unterscheidbar.

Die älteste der genannten Stalaktitenformationen ist gekennzeichnet durch massige Formen, die im Längsschnitt vorwiegend klares, vollkristallines Material zeigen. Längen von 400 mm und Durchmesser von 190 mm wurden am geschnittenen Material gemessen. Noch vorhandene Objekte übertreffen diese Masse beträchtlich.

Die zweite Generation mit Längen von 250 mm und Durchmessern bis zu 50 mm zeigt im Anschliff einen feinschichtigen Wechsel von klaren und weisslichen Materal, vollkristallin.

Die dritte und jüngste Generation weist einen periodischen Wechsel von schwachbraunen und kreidig weissen Schichten auf. Die kreidigen Schichten sind kryptokristallin und zeigen unter U.V. Licht (lang u. kurzwellig) starke Verunreinigungen mit Fremdmaterial. Diese kreidigen, bergmilchähnlichen Materialänderungen gelangten belegbar durch die Tropfwasserzufuhr zum Absatz und sind nicht als Verwitterungserscheinungen anzusehen. Sie sind im gleichen Schichtaufbau in den entsprechenden Stalagmiten und Bodensinterformationen zu beobachten, (Abbildung 2, 3, 4).

Diese Phase wurde durch Datierungen an gebrochenen Stalagmitenmaterial aus der Langenfelder Höhle eingegrenzt Die Datierung Hv 1071 , 1 Abbruch des Stalagmiten E 21 (Atlantishalle), erfasst die Untergrenze einer auf dem Stumpf gebildeten kreidigen Kappe mit dem Alter 7080 ± 430 Jahren a.b.p.

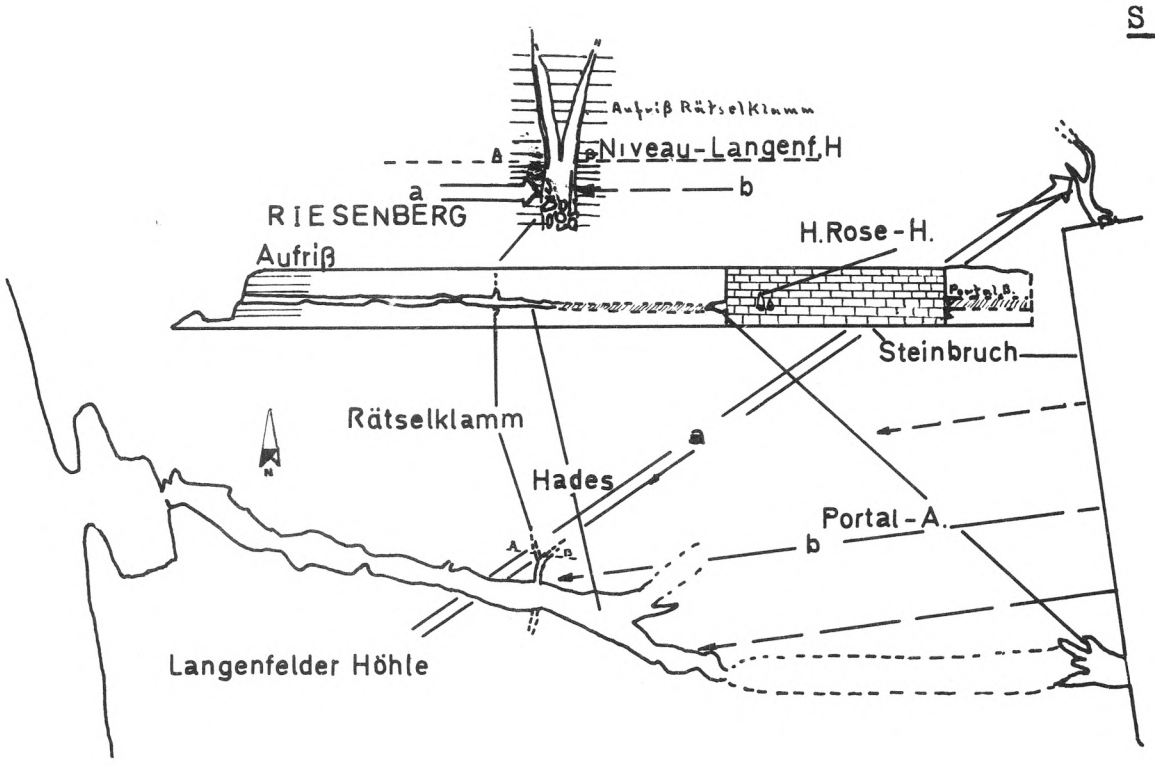
Der Abbruch des Stumpfes mit der Kappe wird von der Datierung Hv 1073 E 21b mit 4 000 ± 260 Jahren a.b.p. erfasst. Das Ende der Phase wurde mit den Proben Hv 1074, E 11, 3 310 ± 160 Jahre a.b.p. und Hv 1067, AQ 9b, 3 140 ± 160 Jahre a.b.p. erfasst.

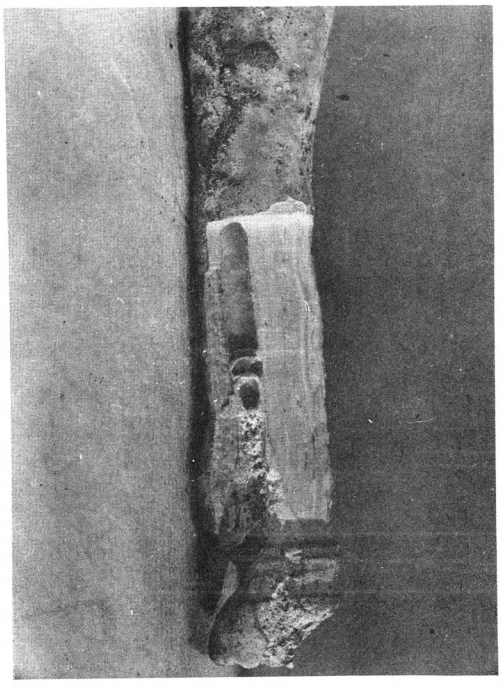
Diese, von Dr. M. A. Geyh durchgeführten Datierungen decken sich mit Ergebnissen von Franke und Münnich aus dem süddeutschen und österreichischen Raum.

Die Zufuhr dieses Materials erfolgte reichlich und führte häufig in den Stalaktiten zu bizarren Verkrüppelungen und möglicherweise auch zu teilweisen Verstopfungen der Sickerwasserzufuhren, denn Teile der Langenfelder Höhle weisen Sinterformationen auf, deren Wachstum in dieser Phase endete, z.B. Sinterbecken AQ 9.

Bankungsfugen im Gesteinskörper einer Höhle können ebenfalls zu Angriffsflächen von Erdbeben werden. Das dürfte häufig für Schichtfugenhöhlen in Gebirgen mit annähernd horizontaler Schichtung Bedeutung haben (Langenfelder Höhle).

So zeigt in jüngster Zeit die noch primäre Höhlendecke im Hades (Langenfelder Höhle) deutliche Abrisserscheinungen, die auf die summierende Wirkung der Sprengungen zurückzuführen sind. Die vom Abriss bedrohte Partie des Gewölbes ist an eine Schichtfugengrenze, des an sich sehr festen Korallenooliths, gebunden. (Anmerkung: Das Gestein wird als Schotter abgebaut). An dieser 4-5 m breiten und 20 m langen Partie konnte schon bei den Erstbefahrungen das Fehlen jeglicher Deckenversinterung festgestellt werden (5 Jahre vor der Aufnahme des Steinbruchbetriebs). Untersuchungen des Bodensinters unter dieser Partie zeigten abgebrochene und eingesinterte Stalaktiten, sowie Flächenstücke mit Stalaktitenbesatz, Reste einer nicht sehr stark entwickelten, jüngeren Deckenformation.





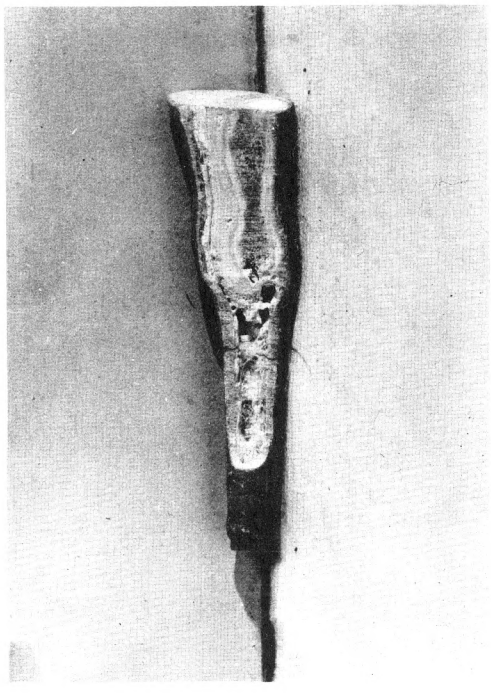


Abb. 1: Grundriss und Aufriss, Riesenberg mit Langenfelder- und H.Rose Höhle.
Portal A und B. der Langenfelder Höhle sowie H.Rose Höhle im Korallenoolith Steinbruch, Segelhorst.
Beide Höhlen auf der Grenze Mittlerer/Unterer Korallenoolith "Florigemma-Korallenbank" - Oolithbank.
a) Stosstrahl aus 245° W. Wandsinterablösungen in der Rätselklamm (Langenfelder Höhle) und H.Rose Höhle.
b) Erschütterungswelle durch Grosswandsprengung im Korallenoolithsteinbruch. Ablösung und Rissbildung im Wandsinter, östliche Wand- Rätselklamm.

Abb.2 und 3: Anschliffe von gebrochenen Stalaktiten mit deutlichen Wachstumsstörungen durch Zufuhr eines kryptokristallinen, bergmilchähnlichen Materials.

Foto C.Möller

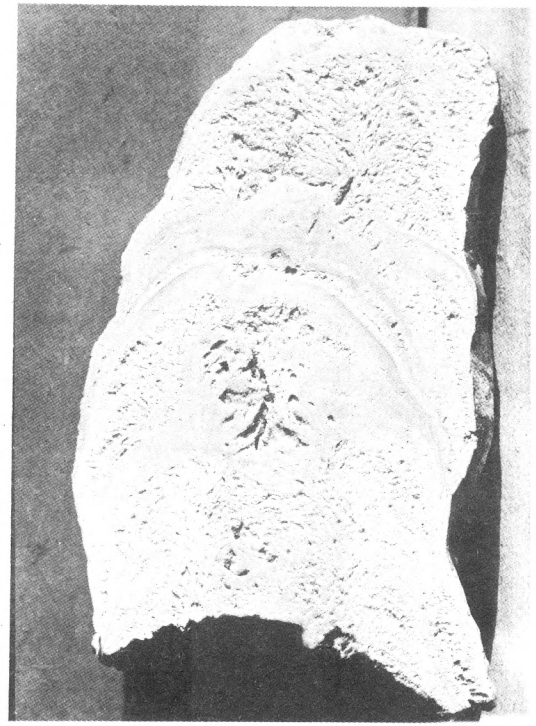


Abb.4: Gebrochener Stalagmit, längsgeschnitten.

Poröse Zonen bergmilchähnliches Material (kreidig weiss), dazwischen schwachbraune Zonen von Normalisierungen des Sinters.

Foto C.Möller

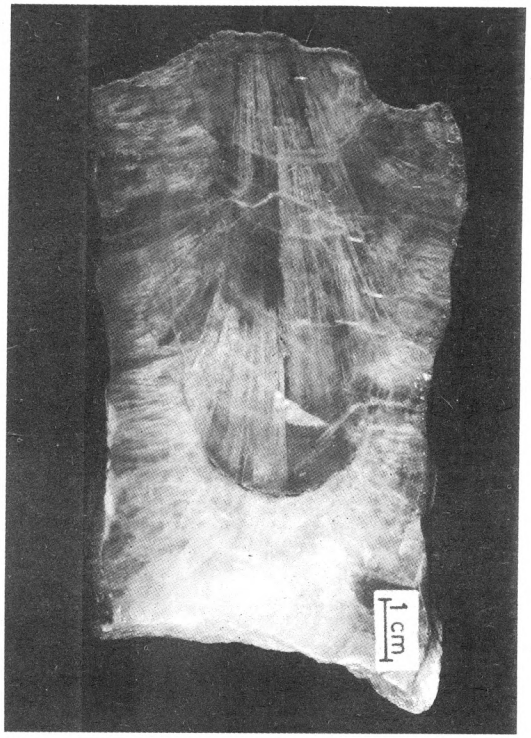


Abb.6: Bruchstück eines Stalaktiten.

Rissbildung nach dem Längsschneiden. Fiederförmige Spannungsrisse. Im Zentrum Spannungsrisse nach 10$\bar{1}$1.

Foto J.Lierl

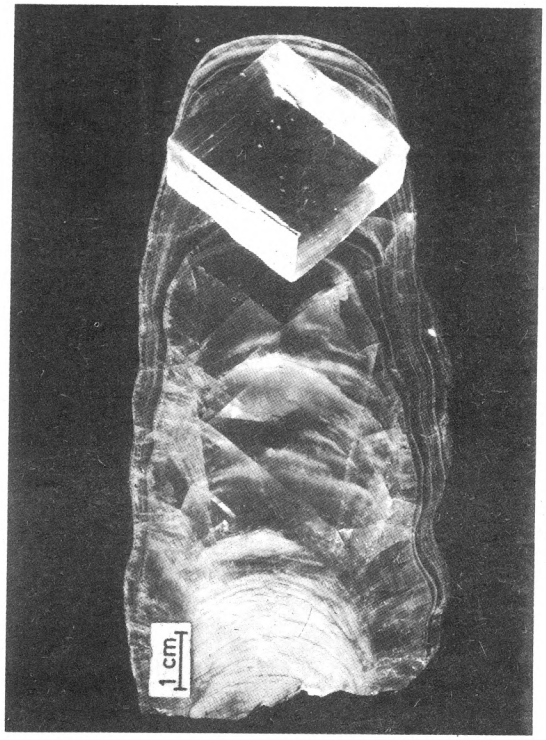


Abb.7: Gebrochener Stalagmit.

Nach dem Längsschneiden Rissbildung nach dem Hauptrhomboeder 10$\bar{1}$1. Zum Vergleich wurde ein Spaltrhomboeder von klarem Kalkspat aufgelegt.

Foto J.Lierl

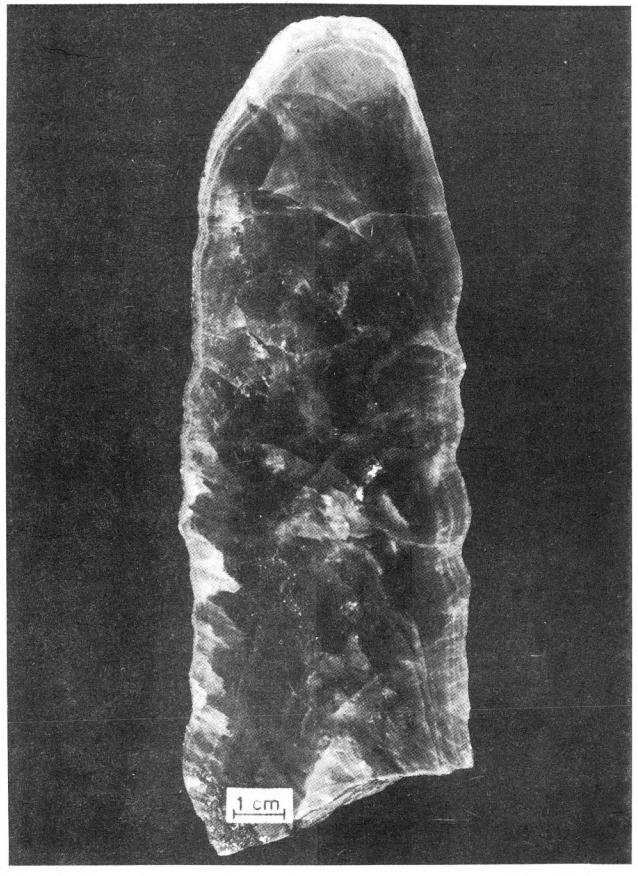


Abb.8: Gebrochener Stalagmit.
Rissbildung nach dem Längsschneiden. Verrundung der Risse im oberen Teil deutlich sichtbar.
Foto J.Lierl

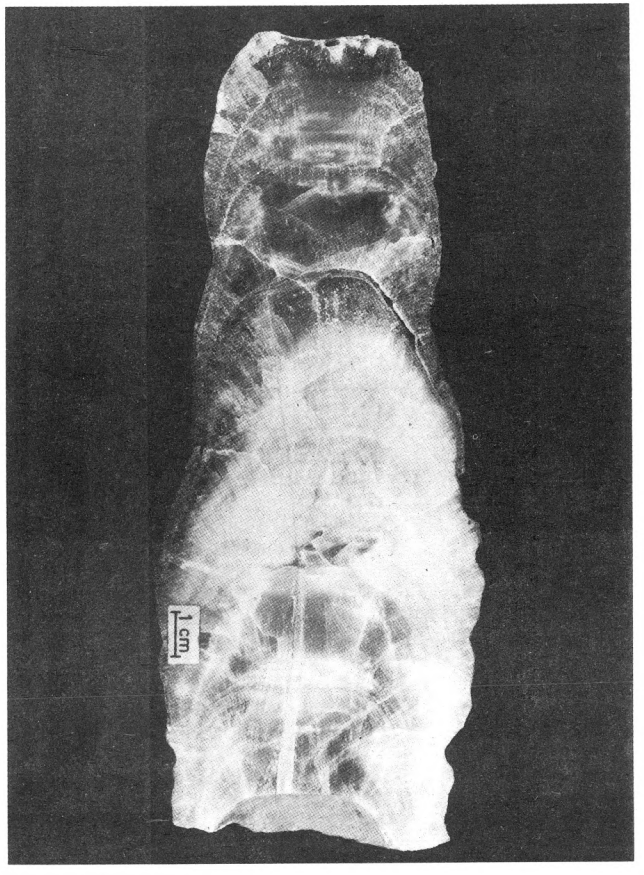


Abb.9 C: Gebrochener Stalagmit mit Fremdmaterialschichten.
Der Längsschnitt zeigt im oberen Drittel 3 Fremdmaterialschichten. Der Abbruch erfolgte napfförmig an der vierten untersten Fremdmaterialgrenze.
Foto J.Lierl

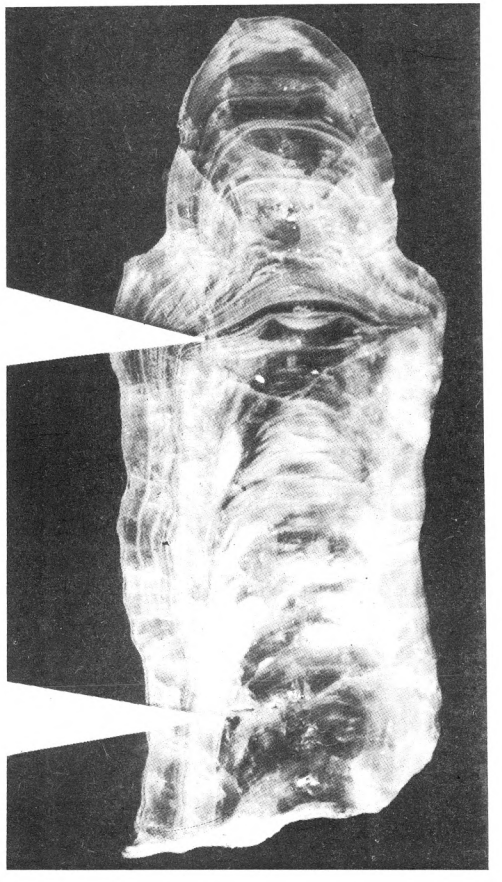
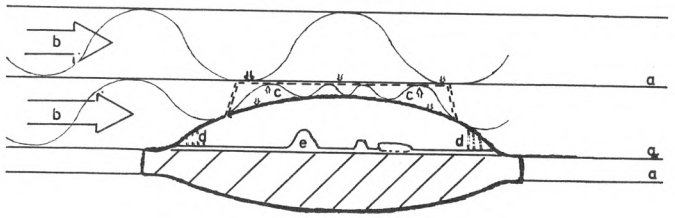


Abb. 10: Gebrochener Stalagmit mit regenerierter Kappe, oberer Pfeil.
Unterer Pfeil zeigt einen äusserlich verheilten Riss im Stumpf. An einem weiteren Riss erfolgte der zweite Abbruch.
Foto C.Möller



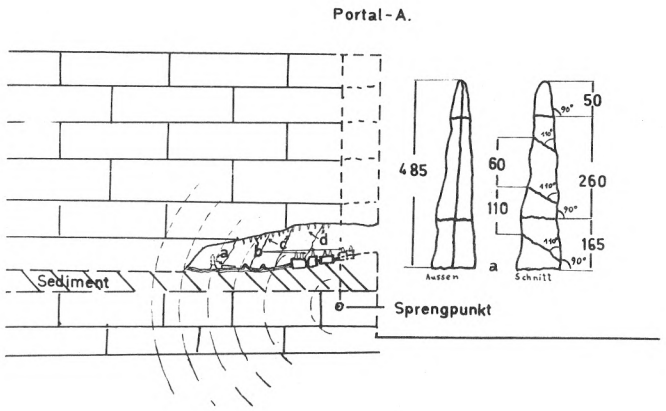
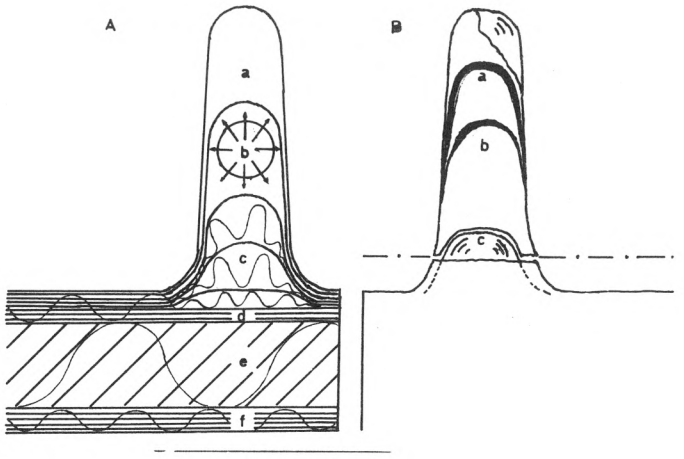


Abb.5: Profil Hades, Langenfelder Höhle.
a) Bankungsfugen der Gesteinsschichten
b) durch Sprengungen verursachte Stosswellen
c) Ablösungserscheinungen der Decke an einer Bankungsfuge
d) gehäufter Sinterröhrchenverbruch
e) Bodensinter

Abb.12: Auswirkung einer Wandsprengung am Portal A, Langenfelder Höhle.
a) Durch die Stosswelle der Sprengung gefällter Stalagmit, rechts in der Skizze Stalagmit a, aussen und Schnitt.
b) Stalagmiten auf Verbruchblöcken
c) Rissbildungen im Wandsinter, d) Deckensinter



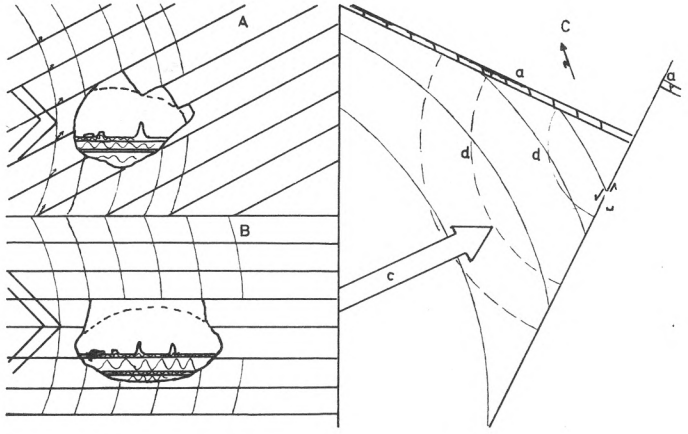


Abb.9 A: a) 20fache Schichterhöhung im Stalagmiten.
Die Bodensinterschichten sind in Natura so fein, dass eine zeichnerische Gesamtvergrösserung nötig war.
b) Die im Stalagmiten vorhandene Kristallspannung erstreckt sich über den ganzen Körper.
c) Auswirkung von Schichterhöhung und Kristallspannung auf Stosswellen.
d) 1. Sinterschicht, e) Sediment, f) 2. Sinterschicht

Abb. 14 A und B: Auswirkungen von Erdbeben auf Höhlen im schräg und horizontal gebankten Gestein.

14 C: Angenommene tektonische Situation
a) vererzte tiefreichende Spaltenfüllung b) Störung
c) Stosswelle eines Bebens d) reflektierte Wellen

Man darf annehmen, dass die im Scheitelpunkt des Gewölbes stark verjüngte Gesteinsbank, besonders schwingungsempfindlich ist. So, dass es trotz der recht stabilen Gewölbeform bei der weiteren Beanspruchung zum Abriss und somit zu einem typisch kastenförmigen Profil kommen wird. Es ist denkbar, dass dieser durch künstliche Erschütterungen bewirkte Vorgang, bei starken Erdbeben wesentlich plötzlicher und umfangreicher auftrat. Kastenförmige Profile sind aus einer Reihe von Höhlen in horizontal gebankten Gesteinen bekannt, (Abbildung 5).

Bodensinter

Beim Schneiden von Stalagmiten mit Bodensinterplatte wird deutlich, dass die Bodensinterschichten im Stalagmiten ganz erheblich verstärkt sind. So konnten bei den geschnittenen Stalagmiten der Langenfelder Höhle 20 - 30-fache Überhöhungen festgestellt werden. Diese Beobachtungen wurden auch von Franke beschrieben.

Für Recentsinterdatierungen wurden unter Tropfstellen der Atlantishalle, Uhrgläschen für die Dauer von zwei Jahren montiert. Diese Gläser zeigen eine Schicht von wohlausgebildeten, mikroskopisch kleinen Kalkspatkristallen. Jede Kalksinterformation wird von einer Unzahl dieser Kristalle aufgebaut. Bauelement ist das Hauptrhomboeder (1011) im mikroskopischen wie auch im sichtbaren Bereich. Das heisst, dass die Mikrokristalle das Bestreben haben, sich zu grossen Individuen zu vereinigen. Bei sehr reinem und Auftriebssinter, ist diese Tendenz äusserlich sichtbar. Eingezwängt in den Schichtverband eines Stalaktiten oder Stalagmiten ist die Umkristallisation jedoch nicht ohne weiteres möglich.

Bei Längsschnitten von gebrochenen Stalaktiten und Stalagmiten konnte der Verf. folgendes beobachten: Besonders bei klarem Material überzieht sich die vorher völlig rissfreie Fläche nach dem Schneiden mit einem Netzwerk von tiefreichenden Sprüngen, die nach den Spaltbarkeitsflächen von (1011) orientiert sind. Stärkere Stalaktiten zeigen ein etwas abweichendes Bild. Im Zentrum Risse nach (1011), nach den Seiten und zur Spitze fächerförmige Risse. Bei Stalagmiten konnten auch Spaltflächen mit bogenförmigem Verlauf beobachtet werden, die wohl spannungsbedingt sind. Die Schnittbilder von Boden- und Wandsinter weisen in der Regel nur fächerförmige, langgestreckte Kristallbündel auf, die senkrecht auf der Schichtung stehen (siehe Abbildungen 6, 7 und 8).

Diese Vorgänge zeigen deutlich, dass sich Stalaktiten und Stalagmiten in einem Zustand latenter Kristallspannung befinden. An den alten und jungen Abbruchflächen sind regelmässig auch Flächen des Spaltrhomboeders zu beobachten.

Erdbebenschwingungen, die den Bodensinter durchlaufen, treffen also in den Stalagmiten auf Punkte wesentlich erhöhter Kristallspannung und eine bis zu 30-fache Schichtverstärkung. Die Amplitude und Beschleunigung der durchlaufenden Schwingung wird dabei ganz erheblich verstärkt. Bei genügend grosser Energie führt dies zum blitzartigen Abbrechen oder gewissermassen zum Absprengen der Stalagmiten, Abb. 9. In der Regel bleibt dabei ein Stumpf stehen. Bemerkenswert ist, dass längere Stümpfe meistens noch ein bis zwei Querrisse aufweisen, Eine Fällung des Reststumpfes an solchen häufig äusserlich verheilten Rissen ist nicht selten und erfolgt wahrscheinlich mit geringerer Energie. Fig. 10, 11. Die abgebrochenen Stalagmiten zeigen nur bei grossen Objekten ein oder mehrere Querrisse.

Längsschnitte an 40 gebrochenen Stalagmiten weisen nur bei zwei Exemplaren über 20 cm Länge einen Querriss auf.

Daß die abgebrochenen Stalagmiten keine Spaltflächen nach (1011) aufweisen, (diese erscheinen erst nach dem Längsschnitt) spricht für die Plötzlichkeit des Abbruchs. Abstandsverhältnisse der beobachteten Querrisse lassen eine Gesetzmässigkeit in Verbindung mit der Schwingung vermuten.

Ein 25 cm langer, gebrochener Stalagmit in der Biwakhalle, bietet ein interessantes, abweichendes Bild. Dieser Stalagmit ist in seiner unteren Hälfte in eine Reihe von 20 mm dicken Scheiben zerlegt, die in ihrer Aufreihung an eine geschnittene Wurst erinnern. Zudem ragt aus der secundären Versinterung unter ihm der Schädelvorderteil einer Myotis, möglicherweise ein Erdbebenopfer.

Im Zusammenhang mit dem Bebenabbruch soll auf andere Arten der Fällung hingewiesen werden.

Es ist z.B. eine bekannte Tatsache, dass eine Tropfsteinkerze beim Versuch des Abmeisselns in Stücke zerspringt. Es entstehen Schwingungen, die sich aufschaukeln, überschneiden und den Stalagmiten schließlich in mehrere Stücke zerbrechen. Diese Stücke zeigen dann im Anschliff und Längsschnitt sofort Spaltrisse nach (1011) und diese sind auch äusserlich an der Oberfläche erkennbar. (Anmerkung: Der Verf. hat dafür Proben verwandt, die von Andenkenjägern als nun untauglich zurückgelassen wurden).

Interessant waren die Auswirkungen einer Sprengung unmittelbar am Portal A, im Korallenoolithsteinbruch, Segelhorst. Das Portal wurde vor und nach der Sprengung auf Veränderungen im Sinterbestand beobachtet, Abb. 12 mag zur Veranschaulichung der folgenden Ergebnisse dienen.

a) Ein aus dem Bodensinter gewachsener 620 mm langer und an der Basis 110 mm starker Stalagmit war in einer Länge von 485 mm abgebrochen und lag in der Richtung zu dem nächsten Sprengpunkt auf dem Boden. Gedrungene Stalagmiten auf dem Bodensinter zeigten orientierte Rissbildungen wie auch der Bodensinter selbst.

b) Auf grossen Verbruchblöcken stehende Stalagmiten zeigten keine sichtbaren Veränderungen.

c) Der Wandsinter zeigte schräglaufende, feine Rissbildungen, jedoch keine Ablösungen.

d) Der Deckensinter wies erstaunlicherweise selbst in seinen zarten Formen nur sehr geringe Störungen auf. Es scheint, als ob die Stosswelle ihre Hauptwirkung im unteren Schichtenpaket hatte.

Der abgebrochene Stalagmit a) liess äusserlich einen längslaufenden und zwei querlaufende, feine Risse erkennen. Er wurde in der Ebene des Längsrisses geschnitten. Die Abb. 12a zeigt die vorhandene Rissbildung. Abweichend zu bebengefällten Material ist hier der Längsriss und die zusätzlich zur Querrissbildung auftretenden, schrägverlaufenden Risse. Vermutlich sind sie Folgeerscheinungen der verschiedenen Frequenzen, die bei einer chemischen Explosion entstehen. Das Stumpf- und Querrissverhältnis entspricht bebengefälltem Material. Die Rissbildungen im Boden- und Wandsinter bieten ebenfalls Vergleichsmöglichkeiten.

Als letzte Erscheinungsform sollen Stalagmiten mit napfförmigen Abbruchzonen genannt werden.

Es handelt sich hier durchweg um Stalagmiten mit Fremdmaterialschichten. Das Fremdmaterial unterbricht die Umkristallisation und steht damit auch an der Grenze von Spannungsfeldern, Bebenwellen werden hier reflektiert und es kommt meistens schon an der untersten Fremdmaterialgrenze zum Abbruch, Abb. 9b, c.

Bebenwellen haben möglicherweise Einfluss auf die Zufuhrwege des Sickerwassers. Ein interessantes Beispiel dafür ist in der Alten Höhle bei Hemer-Sundwig im Sauerland zu sehen.

Auf einem, in Richtung 130° SO abgebrochenen, normalen Stalagmiten hat sich eine starke, kaskadierte Säule gebildet. Die anderen Stalagmiten dieses Raumes bieten das Bild eines normalen, langsamen Wachstums. Es erhebt sich die Frage, warum gerade an diesem Punkt so eine erhebliche Wachstumszunahme nach einer Erschütterung zu verzeichnen ist. An anderen Stellen der Höhle existieren ebenfalls solche auffallenden kaskadierten Formen neben normalem Sinter.

Es wäre interessant zu klären, ob Zusammenhänge zwischen der Orientierung der Zufuhrrisse und dem Einsetzen der Kaskadierung an diesen Stellen bestehen.

Beben und Tektonik

Die Ausbreitung von Erdbeben geht in Form elastischer Wellen vonstatten. Bei der Erdbebenausbreitung gelten die Gesetze der geometrischen Optik. Reflektion, Bündelung und Aufspaltung sind also im geschichteten Gesteinskörper möglich. An Verwerfungen oder Spaltenfüllungen wird es durch Reflektion zu stärkeren Erschütterungen kommen. So haben die Nachbeben des Lissaboner Bebens, 1756; 1757 u. 1767 starke Auswirkungen im Raum von Altenbeken gehabt. Der leider nicht zugängliche Karstkörper dieser Gegend wurde stark betroffen. Karstwasseraustritte versiegten oder veränderten sich und neue öffneten sich. Altenbeken liegt in einem tektonisch beanspruchten Gebiet auf der Grenze der Oberkreide. Westlich von Altenbeken der Westheimer Abbruch, südlich der Barlinghausener Abbruch, östlich davon die Egge Achse. Das Ganze am östlichen Rand des Ruhrkarbons.

Es wäre interessant, die Auswirkungen eines schweren Bebens in solchen tektonisch interessanten Zonen zu untersuchen.

Im Sinter der Langenfelder Höhle hat ein Beben aus 245° West sehr starke Spuren hinterlassen. Es kann nach den erfolgten Datierungen vor 27 000 - 30 000 Jahren a.b.p. erfolgt sein. Im benachbarten höhlenreichen Sauerland müsste eine Höhle zu finden sein, die in einem Gebiet liegt, für das die angenommene tektonische Situation in Abb. 14/c annähernd zutrifft. Der Ruhrkarbon ist von einer Reihe sehr tiefer, versetzter Sprünge durchzogen, die sich mögliche weise bis in das Sauerland fortsetzen. Verlauf der Sprünge vorwiegend 322° Nord. Sattelachsen und Störungen mit west-östlichem Verlauf sind vorhanden. Die Einwirkung künstlicher Erschütterungen auf die Höhlendecke einer im horizontal geschichteten Gebirge angelegten Höhle wurde beschrieben.

In Abb. 14/A wird die mögliche Einwirkung auf eine Höhlendecke im schräggeschichteten Gestein skizziert.

Man darf annehmen, dass der kristalline Höhlensinter einem Beben die gleichen oder doch sehr ähnlichen Bedingungen in allen sinterführenden Höhlen bietet. Der Verfasser konnte bisher in jeder von ihm befahrenen Tropfsteinhöhle gebrochenen Sinter feststellen. Es ist dabei unerheblich, ob diese in schräg oder horizontal gebanktem Gestein angelegt ist.

In diesem Zusammenhang sei eine interessante Erscheinung in einem sehr bebenreichen Gebiet wir Kalifornien genannt. Drusen (kleine Hohlkörper im Gestein, oft mit Kristallen ausgekleidet) mit Edeltopas u.a. zeigen häufig verletzte und abgebrochene Kristalle. Diese Zerstörungen werden auf Erdbeben zurückgeführt.

Bebengenerationen und Bearbeitung von gebrochenem Material

Weitgehende Zerstörungen von Sinterformationen, wie sie in der Langenfelder Höhle festgestellt wurden, führen zu einer Art Bebengeneration, relativ vor und nach dem Beben. Ausnahmen bilden in der Langenfelder Höhle die massigen Stalagmitenburgen in der Atlantishalle mit Höhen und Breiten von 2 m, die wegen ihrer stabilen Form nicht gefällt werden konnten. Diese weisen aber deutliche Spuren in Form von orientierten Rissbildungen und Abwerfen der Spitzen auf (beschr. in : "Nachweis von Erdbeben in Höhlen", B. Schillat). Nach diesen Zerstörungen bedarf es eines gewissen Zeitraumes bis wieder eine neue Generation herangewachsen ist. Beben, die in der Zwischenzeit auftreten, finden als geeignete Angriffspunkte nur noch verletzte und eventuell mit Regenerationskappen versehene Stalagmiten, siehe Abb. 6, oder die relativ schnellwachsenden Röhrchenstalagmieten vor. Bei beiden Formen genügt eine wesentlich geringe Energie zum Abbruch.

Der Raum einer Höhle bildet ein hervorragendes Archiv für die verschiedensten Wissensgebiete. Leider sind die Vorgänge in diesem Archiv nicht immer wohlgeordnet und leicht überschaubar.

Der Höhlenforscher, der sich mit den Abbruchproblemen im Sinter befasst, steht zunächst vor einem chaotischen Durcheinander. Ein systematisches Vorgehen in folgender Dreiteilung wird jedoch zum Erfolg führen:

a) Aufnahme der zunächst sichtbaren Erscheinungen, wie: Abbruchrichtung, Rissbildung in massigen Formen, Versetzungen von Boden- und Deckenformationen, unterschiedliche Stärke der Objekte. Grad der Wiederversinterung.

b) Längsschnitte von gebrochenem Material ermöglichen den Vergleich der Schichtbilder und ihre Zugehörigkeit zu verschiedenen Abbruchsgenerationen.
Es sei darauf hingewiesen, dass in den Schichtbildern ausgezeichnete Merkmale vorhanden sind, auf die in einer künftigen Arbeit eingegangen wird.

c) Datierungen nach der 14 C Methode gestatten eine altersmässige Eingliederung von Material bis zu 50 000 Jahren. (Beschrieben in "Messungen der Kohlenstoffisotopenhäufigkeit von Kalksinterproben aus der Langenfelder Höhle", M. A. Geyh und B. Schillat).

Verschiedene Ansichten zu gebrochenem Sinter und Diskussion

Die zur Diskussion gestellten, gegenteiligen Auffassungen ergaben sich aus der Korrespondenz des Verf. und einer Arbeit von Rado Gospodaric "Umgestürzte Stalaktiten und Stalagmiten in der Höhle von Postojna". Für letztere konnte der Verf. nur die ausführliche französische Zusammenfassung heranziehen, da Übersetzungsschwierigkeiten bestanden.

Entgegnungen zu den einzelnen Punkten (Korrespondenz) am Fusse der Ansicht.

Aus R. Gospodaric werden die wichtigsten Zitate aus der französischen Zusammenfassung genannt. Entgegnungen geschlossen am Ende der Zitate.

1. Ansicht : Stalagmiten brechen auf Grund der durch das Wachstum erreichten Grösse und des Gewichtes ab!

Entgegnung : Stalagmiten zeigen in der Regel statisch ausgewogene Formen. Die Materialzufuhr beschränkt sich nicht nur auf den Stalagmiten, sondern auch der Bodensinter (das Fundament) erfährt eine laufende Verstärkung. Die Festigkeit des Materials ist so gross, dass ohne Energieeinwirkung nicht mit einem Abbrechen zu rechnen ist. Ausserdem widerspricht dieser Ansicht der häufige Abbruch kleiner Stalagmiten.

2. Ansicht : Stalagmiten wackeln oder schwingen bei den Erschütterungen hin und her und brechen dann in einer willkürlichen Richtung ab.

Entgegnung : Die im Abschnitt "Bodensinter" beschriebenen Erscheinungen widersprechen dieser Auffassung. Ergänzend dazu haben die Datierungen an gebrochenem Material aus der Langenfelder Höhle, zu den unterschiedlichen Richtungen auch unterschiedliche Alter erbracht die zudem durch die Übereinstimmung der gewonnenen Schichtbilder gestützt werden.

Folgende Datierungen aus der Arbeit M. A. Geyh u. B. Schillat:

Schwere Bebenauswirkungen aus SW Richtung (vorwiegend 245°) im alten Sinterbestand der Langenfelder Höhle

H.v 1075 = 27 700 ± 2 250 Jahre a.b.p.
H.v 1068 = 30 350 ± 3 400 Jahre a.b.p.
H.v 1026 = >26 000 Jahre a.b.p.
H.v 1072 = >27 000 Jahre a.b.p.
H.v 1027 = >29 500 Jahre a.b.p.

Gebrochenes Stalagmitenmaterial ohne sichere Bezugsrichtung

H.v 1029 = 23 000 ± 2 600 Jahre a.b.p.
H.v 1028 = 22 000 ± 2 250 Jahre a.b.p.

Gebrochenes Stalagmitenmaterial mit Bezugsrichtung 130° SO

H.v 1074 = 3 310 ± 160 Jahre a.b.p.
H.v 1073 = 4 000 ± 260 Jahre a.b.p.

Zitate aus der französischen Zusammenfassung der Arbeit R. Gospodaric:
Zitat a).

Wir haben nun für die Untersuchung des Problems die 400 m lange Galerie hinter Velika gora gewählt, weil sie die grösste Zahl umgestürzter Stalaktiten und Stalagmiten aufweisst. Die Arbeit bestand in einer morphologischen und geologischen Untersuchung der Galerie, in der Analyse aller Arten von Sinterbildungen, von Geröll und "allochtonen Sedimenten und in der Messung der Richtungen und der Neigungswinkel der umgestürzten Stalaktiten und Stalagmiten.

Zitat b).

Die Galerie besteht aus turonischem Kalkstein mit Hornstein; sie liegt in der Mitte der Antiklinale von Postojna, welche in der dinarischen Richtung verläuft und nach Südwesten "dringt". Für das Entstehen der Galerie und ihre Zerfallsphasen sind zwei Verwerfungen wichtig; es handelt sich um die NW-SO-Verwerfungen, die das mit Kalk gesättigte Wasser und das "agressive" Wasser herbeiführen.

Zitat c).

Wir haben die in den 5 interessantesten Teilen der Galerie (Nr. 1, 2, 3, 4, 5 auf dem Plan s Fig Nr 1) umgestürzten Stalaktiten und Stalagmiten mit besonderer Genauigkeit beschrieben. Im ersten Teil (Nr 1) senkt sich der Stalagmiten-Boden, weil das Regenwasser zur Anschwemmung von Flysch führt, der sich unter dem Boden befindet. Die Stalagmiten neigen sich in Richtung auf den niedrigsten Teil der Galerie.

Zitat d).

Die umgestürzten Stalagmiten und Stalaktiten mehr oder weniger junger Entstehung sind in alle Richtungen zerstreut (Abb. Nr. 9), wodurch die Hypothese von Erdstössen regionalen Charakters aus bestimmter Richtung in Frage gestellt wird. Schwache Stösse können durch Erdrutsche und Einstürze hervorgerufen worden sein. Diese Stösse waren jedoch wahrscheinlich nicht stark genug, um die Stalagmiten und Stalaktiten sowie Säulen deren Durchmesser 2 m erreicht, zu zerbrechen. Eine Verbindung zwischen den Erdrutschen und den umgestürzten Stalagmiten und Stalaktiten ist auch deshalb wenig wahrscheinlich, weil nach dem Schema von I. Gams (1965-64) die Täler schon zu der Zeit eingefallen sind, als die Galerie kaum trocken war und als die Bildung der ersten Kalkablagerung (Sinterung) dort kaum begonnen hatte (z.B. Doline von Jersanova, in 200 m Entfernung von der hinter Velika gora liegenden Galerie). Die Tatsache, dass die umgestürzten Stalaktiten und Stalagmiten sich

nicht nur in unmittelbarer Nähe von Velika gora befinden, der stärksten Zerstörung der Grotte von Postojna, sondern auch in anderen, von den Einstürzen sehr weit entfernten Galerien, beweist, dass auch die Einstürze selbst mit der Zerstörung der Stalaktiten und Stalagmiten nicht in Verbindung stehen. Zahlreiche Beispiele beweisen indessen (Fig. Nr. 3, 4, 7), dass die umgestürzten Stalagmiten und Stalaktiten in engem Zusammenhang mit der Senkung des Sekundärbodens der Galerie stehen.

Zitat e).

Nach der Senkung des Bodens blieben die Stalagmiten an die Wände gestützt stehen oder aber sie befanden sich inmitten des Anschwemmungsmaterials.

Zitat f).

Zu den tiefsten Teilen des jetzigen Bodens dringen auch die mit einer Kalkschicht bedeckten Bodenfragmente, welche wachsende Stalagmiten tragen. Der Einsturz der Stalaktiten und Stalagmiten bildet also einen integrierenden Teil der Zerfallsphasen der Galerie und dieser Zerfall tritt in Karstgrotten auf, wo neben ständig einsickerndem Wasser auch horizontale unterirdische Ströme bestanden, die die Galerie mit Anschwemmungen füllten.

Entgegnung

Es wurde darauf hingewiesen, dass die Lage an tektonisch beanspruchten Zonen eine Verstärkung der Bebenauswirkungen erwarten lässt. Das gehäufte Auftreten von gebrochenem Material in der Galerie spricht dafür (Zitat a) und b). Auf dem Plan sind Orientierungen sichtbar, die zumindest bei den in ihren Umrissen eingezeichneten vier sehr starken Stalagmiten paarig gleich sind. Zwei davon liegen in Richtung 335° mit einem Abstand von 15 m Basis-Basis. Die anderen zwei, anscheinend ohne Spitzen (2. Abbruch?) in Richtung 225° mit einem Abstand von 44 m Basis-Basis. Nur einer davon kann mit den eingezeichneten Senkungsgebieten in Bezug gebracht werden (Zitat c).

In Zitat d) erwähnt R. Gospodaric ausführlich, dass die Zerstörung der Sinterformationen weder von Menschen noch von lokalen Einsturzbeben herrühren kann, das widerspricht den bisher gewonnenen Ansichten zur Bebenfällung keineswegs. Dassgefällte Stalagmiten verschiedenen Alters in verschiedener Richtung liegen, wurde auch in der Langenfelder Höhle festgestellt, und es entspricht der Einwirkung verschiedener Stossrichtungen zu unterschiedlichen Zeiten.

Für die Langenfelder Höhle ist eine Senkung der oberen Sediment-Sinterdecke auszuschliessen. Diese Sinterdecke liegt mit vollem Anschluss an die Höhlenwände auf dem Sediment und ihre Untergrenze wurde in H.v 1760 mit >43 000 Jahren a.b.p. bestimmt. Trotzdem liegen auf ihr gebrochene und eingesinterte Stalagmiten.

R. Gospodaric erwähnt auch die mit einer Sinterschicht bedeckten Stümpfe der Stalagmiten, das spricht wieder für eine Fällung durch Erdbeben. Auf den der Arbeit Gsopodarics beigegebenen Fotos zeigt Figur 4 abgebrochene wiedereingesinterte Stalagmiten und Regenerationskappen auf Stalagmitenstümpfen. Das ganze auf einem mässig geneigten, mit Sinterterrassen besetzten Bodensinter. Figur 6 zeigt 3 grosse gebrochene Stalagmiten. Zwei davon lehnen schräg an einer massiven Sinterbank, der dritte liegt abgebrochen auf dieser. Alle drei sind offensichtlich nach einer Richtung orientiert und mit Stalagmiten einer jüngeren Generation besetzt.

Eine durch Wegspülung des unterlagernden Sedimentes zerstörte Sinterdecke zeigt regelmässig Stalagmiten mit dem dazugehörigen mehr oder minder grossen Bodensinterstück.

Zudem kann der immer wieder mitgenannte Abbruch von Stalaktiten nicht mit einer Senkung des Bodensinters in Verbindung gebracht werden. Auch zu Richtungsangaben können gebrochene Stalaktiten nicht herangezogen werden, da sie nach ihrem Herunterfallen von der Decke, willkürliche Richtungen einnehmen.

Sollten eindringende Sedimentströme die Gewalt gehabt haben, beide Formen, Stalaktiten und Stalagmiten, abzubrechen, so wären sie auch kräftig genug gewesen, diese mit sich zu führen und irgendwo abzulagern. Dieser Vorgang würde jedoch ein gänzlich anderes Erscheinungsbild hinterlassen haben.

Es muss festgestellt werden, dass die Arbeit R. Gospodarics keinen stichhaltigen Beweis gegen den Abbruch von Stalagmiten und Stalaktiten durch Erdbeben enthält.

Zusammenfassung

Beobachtungen, Untersuchungen, Befunde und mögliche Auswirkungen wurden für die in der Folge genannten Gebiete beschrieben.

1) Beobachtungen an gebrochenem Sinter von Wand-, Decken- und Bodenformationen.
2) Eine auffallende Materialänderung im Sinter und ihre zeitliche Eingrenzung
3) Kristallspannung und Rissbildung in Stalagmiten und Stalaktiten. Verhalten bei Schwingungen, die durch Beben, Sprengungen und mechanische Erschütterungen hervorgerufen werden.
4) Auswirkungen auf tektonische Verhältnisse
5) Vorschläge zur Bearbeitung von gebrochenem Material
6) Diskussion

Literaturverzeichnis

F r a n k e, H. W. — Zur Entnahme von Sinterproben für Radiocarbondatierungen. Die Höhle, Heft 4, 1966

G e y h, M. A. und S c h i l l a t, B. — Messungen der Kohlenstoffisotopenhäufigkeit von Kalksinterproben aus der Langenfelder Höhle. Mitteilungen d. Verbandes deutsch. Höhlen- und Karstforscher, 13, 1967

G o s p o d a r i c, R. — Podrti kapniki v Postojnski Jami, Nase jame, 9, 1967

H a m m, Fr. — Des Egge-Gebirges "Bollerborn", Aufschluss, Heft 4, 1964

S c h i l l a t, B. — Nachweis von Erdbeben in Höhlen. Mitteilungen d Verbandes deutsch Höhlen- und Karstforscher, 4, 1965

ЦАСТВОРИМОСТЪ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР КАРБОНАТНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ЧАШИ ВОДОХРАНИЛИЩ ПРИДГОРИЙ ХРЕБТА КАВКАСИОНИ

К.г.-м.н. АБАШИДЗЕ Е.М.

В гидротехническом строительстве весъма важное значение имеет прогнозирование возможного увеличения раскрытия трещин карбонатных пород основания за определенный период времени.

В настоящей работе приводятся результаты изучения процесов растворимости карбонатных пород различной структуры, слагающих дно водохранилищ Грузинской ССР в пределах распространения меловых отложений хребта Кавкасиони.

Работа выполнялась в Грузинском научно-исследовательском институте гидротехники и мелиорации в период с 1954 по 1966 годы.

На керновых материалах буровых скважин и образцах, взятых по обнажениям пойменной части и периферии /до создания водохранилищ/, нами были определены минералогический, химический составы и структура, литологические типы карбонатных пород и границы их распространения на территории водохранилищ Грузии.

В лабораторных условиях было изучено растворяющее воздействие атмосферной воды в узких /с раскрытием от 0,1 до 0,25 мм/ трещинах карбонатных пород, распространенных на дне водохранилищ. При опытах была моделирована начальная стадия карстообразования при открытой системе растворения. Установлена зависимость степени и скорости растворения этих пород в узких трещинах при разных скоростях течения воды, что дает возможность прогнозирования ожидаемого раскрытия трещин за определенный период времени. Микросъемкой и с помощью шлифов определено состояние поверхностей трещин, а профилографом - шероховатость стенок трещин до и после опытов.

На основании проведенных исследований, по структурным признакам и минералогическому составу в породах баррема и апта Кавкасиони выделены следующие комплексы: органогенно-обломочные или детритусовые, псевдооолитовые, криптокристаллические и микрокристаллические, глауконитовые, песчанистые, кремнистые, доломитизированные известняки и известковые доломиты /табл.1/.

Как видно из таблицы 1, органогенно-обломочные макро и микрокристаллические, доломитовые известняки и известковые доломиты содержат нерастворимой части от 0,0 до 12,0% породы. В псевдооолитовых известняках нерастворимая часть достизает 12,0%, а в глауконитовых известняках от 12,0 до 22,0%, в песчанистых и кремнистых известняках нерастворимая часть колеблется от 7,0 до 84,0%.

Большая часть карбонатных пород пиритизирована, пирит приурочен в большинстве случаев к трещинам. Присутствие пирита в породе обусловливает условие сульфатной аэрессии карбонатных слоев.

Для экспериментального изучения процессов растворения в трещинах карбонатных пород с ненарушенной структурой, при фильтрации воды через них нами были поставлены опыты.

До проведения опытов нужно было установить рациональное для исследований раскрытие щели в карбонатных породах /по нашим представлениям процесс дожен былбыть изучен при ламинарном режиме движения воды в пределах диффузионного растворения с переходящей зоной растворения и до процесса разрушения, т.е. при малом раскрытии трещин и малых скоростях воды/.

Таблица 1

Литологические типы пород баррема и апта хребта Кавкасиони по структурным и минералогическим признакам x/

№№ пп	Типы пород	Структура пород	Химический состав пород			
			нерастворимая часть в %	гидроокиси Fe и Al в %	$CaCO_3$ в %	$CaMg(CO_3)_2$ в %
1	Органогенно-обломочные или детритусовые известняки	Органогенная, органогенно-обломочная	0,0-8,14	0,0-0,5	88,0-99,0	0,0-3,0

x/ Для определения отдельных типов пород использована схема классификации карбонатных пород по С.С.Вишнякову.

№№ пп	Типы пород	Структура пород	Химический состав пород			
			нерастворимая часть в %	гидроокиси Fe и Al в %	$CaCO_3$ в %	$CaMg(CO_3)_2$ в %
2	Псевдооолитовые известняки	Псевдооолитовая	12,0	0,75	85,2	1,04
3	Крипто и микрокристаллические известняки	Криптокристоллическая и микрокристалическая	11,85	0,7	84,2	2,8
4	Глауконитовые известняки	Криптокристаллическая и микрокристаллическая	10,0-22,0	1,7-1,8	76,2-88,3	0,0
5	Песчанистые известняки	Псаммитовая,криптокристаллическая и псевдооолитовая	7,0-84,0	0,5-1,1	15,0-87,0	0,0-4,3
6	Кремнистые известняки	Криптокристаллическая и псевдооолитовая	7,8-90,0	1,1-4,0	5,0-88,0	0,0-3,0
7	Доломитовые известняки	Псевдооолитовая,порфиробластовая	0,0-5,0	0,0-6,0	49,0-56,0	34,0-46,0
8	Известковые доломиты	Порфиробластовая,мозаичная	0,8-0,9	0,0-0,5	15,0-16,0	82,0-84,0

Согласно литературным данным,имеются исследования режима движения воды через трещины определенных раскрытий с описанием существующих процессов.

По литературным источникам границы поровых пространств в горных породах характеризуются следующими размерами /Г.М.Ломизе,1951/ /таблица 2/.

Таблица 2

Характеристика каналов по величине	Диаметр при трубкообразной форме в мм	Щаскрытие щели в мм
Сверхкапиллярные	0,508	0,254
Капиллярные	0,508-0,0002	0,254-0,0001
Субкапиллярные	0,0002	0,0001

Опираясь на результаты этих экспериментальных данных,а также учитывая вышесказанное о величине трещин,мы поставили опыты так,чтобы получить вместе с ламинарным движением воды в щели,ответ,до какаго раскрытия щели распространяется дополнительное "расклинивающее давление" /Дерягин,1955/ и свойства "капиллярной системы" /Б.Ф.Релтов,1956/.В наших опытах были приняты первоначальные раскрытия щели от 0,1 до 0,25 мм,моделировавшие незаполненные волосяные трещины при цементации или же контакты, существующие между стенкой трещины и цементом с учетом возможного увеличения раскрытия щели до 0,5 мм в результате выщелачивания.

Монолиты,взятые в районе водохранилищ Грузии,ориентированные по элементам залегания,были распилены и из них созданы горизонтальные искусственные трещины.

Размеры поверхностей трещин всех образцов равнялись 3x5 и 6x10 см /3-6 см - ширины,5-10 см - длины/.

Профилографом до и после опыта сняты профилограммы поверхностей трещин,с помощью которых определена их шероховатость до опыта и ее изменение после растворения стенки трещины.

Для создания одинаковых раскрытий искусственных трещин использован целофан,который прокладывался в два слоя по краям между пластинками /трещина слоя целофана 0,0056 см,он инертен к действию воды/. Замер раскрытия трещин производился щелемером,состоящим из подвижной лупы Амслера и нониуса с точностью делений до 0,001 мм /на расстоянии 3 см сделано 6-8 замеров и установлена средняя ширина трещин/.

Для получения сравительных величин выщелачивания и растворения образцов карбонатных пород в трещинах необходимо было,чтобы все они имели одинаковые геометрические параметры,чтобы все они находились в равных гидродинамических и гидрохимических условиях.

Опыты проводили в металлических и прозрачных/изготовленных из оргстекла/ фильтрационных приборах, в которых очень тщательно исключалась пристенная фильтрация.

Образец с трещиной помещался в прибор с заливкой пространства между прибором и образцом парафином.

Вода подавалась в прибор снизу,сбор фильтрата производился сверху.Градиенты в опытах приняты от 0,2 до 0,8.Для каждого образца величина градиента в течение опыта сохранялась постоянной.

Опыты проводились при температуре,мало изменяющейся и в среднем равной $20^{o}C$.

В процессе опыта фиксировались температура воды и воздуха,давление воздуха,градиент напора, определялся суточный расход фильтрации,изучалась насыщенность фильтрата Ca,CO_2 и величина pH. Насыщенность Ca определялась общепринятым трилонометрическим методом,указанным в книге "Современные методы химического анализа природной воды" /изд.АН СССР,Гидрохимический институт.Москва,1955/ с помощью микробюретки и пересчитывалась на $CaCO_3$.

pH определяли электрометрическим методом,CO_2 воздуха по методу,описанному у Б.Н.Макарова /1955/ и CO_2 подаваемой воды - по книге О.А.Алекина 1952 .

Скорость воды в трещине рассчитывалась по формуле для равномерного напорного движения в щелях с гладкими стенками,приведенной в книге Г.М.Ломизе /1951/. По ней определялась средняя скорость V и расход q потока в щелях.

При $20^{o}C$ μ =0,0101 г массы/см сек и при γ =981 г массы/$см^2$ $сек^2$ расчетная формула принимала вид:

$$q=8094\,\delta^{3}J \qquad 1$$

и

$$=8094\,\delta^{2}J \qquad 2$$

Исходная ширина трещин δ была определена щелемером/как это выше сказано/ и проверена опытным путем по расходу q и градиенту J по расчетной формуле /1/.При расчетах было допущено,что раскрытие щели за одни сутки практически не меняется.Также считался неизменным удельный вес жидкости.

После определения δ были вычислены скорости потока по расчетной формуле/2/.Ширину трещины и скорость потока определяли для каждого образца при разных опытных расходах 100,200,300,400 и т.д. $см^3$/сут.

В пределах исследованных величин раскрытия трещин /0,1-0,5 мм/ и градиентов напора /0,2-0,8/ наблюдалась практически линейная зависимость между напором и расходом воды в трещине,что свидетельствует о ламинарном режиме фильтрации.

Наблюдения за динамикой расхода воды в процессе экспериментов показали,что расход фильтрации через трещину раскрытием 0,1-0,25 мм при неизменном градиенте со временем уменьшается.

В некоторых образцах этот процесс былзамечен с самого начала опыта,что вызвано было выделением пузырьков воздуха на поверхности трещин /в прозрачных приборах наглядно было показано на поверхности трещен пузырьков воздуха/.Однако закупорка трещин и,как следствие,уменьшение расхода продолжались.

Уменьшение расхода вызвано было также и выделением с поверхности трещин коллоидных частиц и образованием бактериальной среды,что было подтверждено нефелометрическим и микробиологическим анализами.

Последнее обстоятельство через три недели фильтрации привело к необходимости прочистки трещин. Прочистка производилась кратковременным пропуском воды при повышенных градиентах,что моделировало поступление в карстовые трещины ливневых осадков.Последенее приводило к восстановлению первоначального расхода.За период проведения опытов трещины прочищались 5 раз.Суточные расходы фильтрации между моментами прочисток колебались от 6000 $см^3$ до 50 $см^3$.После первой прочистки и возобновления фильтрации через трещину явление закупорки повторилось.

По нашим опытам можем высказать предположение о том,что причина закупорки не только в образовании бактерий,выделении коллоидных частиц /в виде белого сметанообразного слоя на поверхности трещин/, а также и во влиянии выделенного из воды воздуха.

В некоторых опытах было замечено,что с определенного момента дальнейшее закупоривание трещин прекратилось.

Величины раскрытия трещин в случаях,когда трещины вели себя как не капиллярная система,варьируют от 0,034 до 0,067 см и в среднем равняются 0,05 см.

Из сказанного можно сделать вывод,что выделяющийся воздух,коллоидные растворы,бактериальная среда,которые препятствуют свободному движению воды в узких щелях,незначительно влияют на режим динамики воды в указанных увеличенных трещинах / =0,05 см/ и при этом имеет место ламинарный режим потока в трещине.

Проведенные опыты показали,что процесс карстообразования в узких трещинах /0,1-0,25 мм/ является циклличным нарастающим процессом.

Ниже в таблице 3 даны пределы отверстий - раскрытий,в которых замечались вышеописанные явления, полученные различными авторами и по нашим опытам.

Из указанной таблицы можно сделать вывод,что пределы диаметров отверстий капиллярной системы, установленные авторами,можно считать от 0,0001 до 0,5 мм.

В результате проведенных опытов выясняется также,что суммарное количество растворенного $CaCO_3$ пропорционально количеству профильтровавшейся воды.

Таблица 3

Авторы	Диаметр отверстий при капиллярной системе в мм
Гаусс.....	0,001 - 0,01
Саваренский Ф.П.....	0,0001 - 0,254
Релътов Б.Ф.....	0,1
Цискрели Г.Д. и Вербицкий Г.П.....	0,02 - 0,20
Абашидзе Е.М.....	0,1 - 0,5

При малых расходах фильтрации суммарное выщелоченное количество $CaCO_3$ во всех образцах почти одинаковое и равняется 28,0-40,0 мг/л.

Насыщенность фильтрата $CaCO_3$ зависит от скорости потока.С увеличением скорости потока снижается насыщенность фильтрата $CaCO_3$.

На основании данных наших экспериментов имеется возможность существующий в природе процесс растворения карбонатных пород представить в виде математических зависимостей.

Длительные /130 дневные/ наблюдения в процессе проведения опытов дали возможность установить зависимость между скоростью растворения и выщедачивания карбонатных пород разреза хребта Кавкасиони и мрамора и скоростью воды в трещинах раскрытием от 0,1-0,25 мм.

Скорость или интенсивность растворения m принята нами в размерности мг/см^2 сек и выражает количество растворенного вещества с единицы площади в единицу времени.Эта величина определяется непосредственно из опытов.

Ежесуточное количество ренного $CaCO_3$ делится на площадь поверхности трещины и на время растворения.Таким образом,полученная скорость растворения сопоставляется со скоростью воды по формуле 2 .

Зависимости скорости растворения от скорости воды для мрамора и карбонатных пород различной структуры носит параболический характер вида $m=a+B_V n$

Обработка результатов опытов по А.Уорсинг и Д.Ж.Гафнер /1949/ определила зависимость кривых.

Для двух образцов мрамора микрокристаллической структуры мы получили формулу,выражающую зависимость скорости выщелачивания от скорости фильтрации в трещине,вида:

$$m=a+1,02\cdot 10^{-3}V^{2,39}$$

где a - отрезок на ординате,равный 2x 10^{-7} мг/см^2 сек;

V - скорость потока,см/сек.

Ниже приводится таблица формул,определяющих скорости растворения карбонатных пород,слагающих хребет Кавкасиони,в зависимости от их структурных признаков /табл.4/

Указанная таблица дает возможность сопоставить растворимость разных структур карбонатных пород. Как выясняется мрамор отличается большой скоростью растворения,затем растворение пород идет в убывающем порядке.

Изучение состояния поверхностей трещин до и после опытов методами микросъемки,изучением шлифов и шероховатости профилографом показали,что растворение идет в основном по незаметным глазу трещинам; образуются микропоры,приуроченные к криптокристаллической массе.

Таблица 4

№№	Типы пород	Стуктура пород	Формулы скорости растворения
1	Мрамор	Микрокристаллическая	$m = 2.10^{-7} + 1,02.10^{-3}.V^{2,39}$
2	Глауканитовый известняк	Криптокристаллическая	$m = 2.10^{-7} + 1,05.10^{-5}.V^{1,32}$
3	Криптокристаллический известняк	Криптокристаллическая	$m = 2.10^{-7} + 1,88.10^{-5}.V^{1,48}$
4	Органогенно-обломочный известняк	Органогенная органогенно-обломочная	$m = 2.10^{-7} + 1,09.10^{-5}.V^{1,29}$
5	Псевдооолитовый известняк	Псевдооолитовая	$m = 2.10^{-7} + 1,01.10^{-5}.V^{1,25}$
6	Доломитизированный известняк	Псевдооолитовая и порфиробластовая	$m = 2.10^{-7} + 1,5.10^{-5}.V^{1,54}$
7	Доломитизированный известняк	Порфиробластовая мозаичная	$m = 2.10^{-7} + 1,9.10^{-5}.V^{1,6}$
8	Доломитизированный известняк	Криптокристаллическая порфиробластовая	$m = 2.10^{-7} + 1,37.10^{-5}.V^{1,35}$

Микрокристаллическая масса превращается в криптокристаллическую.В результате растворения стенок трещин раскрытием 0,1-0,25 мм при скоростях воды от 0,1 до 1,0 см/сек шероховатость повышается по показателям неровностей от1,2 до 3,7 раз.

В результате стодневной фильтрации воды через трещины карбонатных пород разреза хребта Кавкасиони с исходным раскрытием 0,01-0,025 см,при скоростях воды в трещинах 0,02-1 см/сек,раскрытие трещин в большинстве образцов увеличилось до 0,027 -0,056 см.

ЛИТЕРАТУРА

Алекина О.А.Гидрохимия.Гидрометиздат.Л,1952.

Ломизе Г.М. фильтрация в трещиноватых породах.Госэнергоиздат,М.-Л,1951

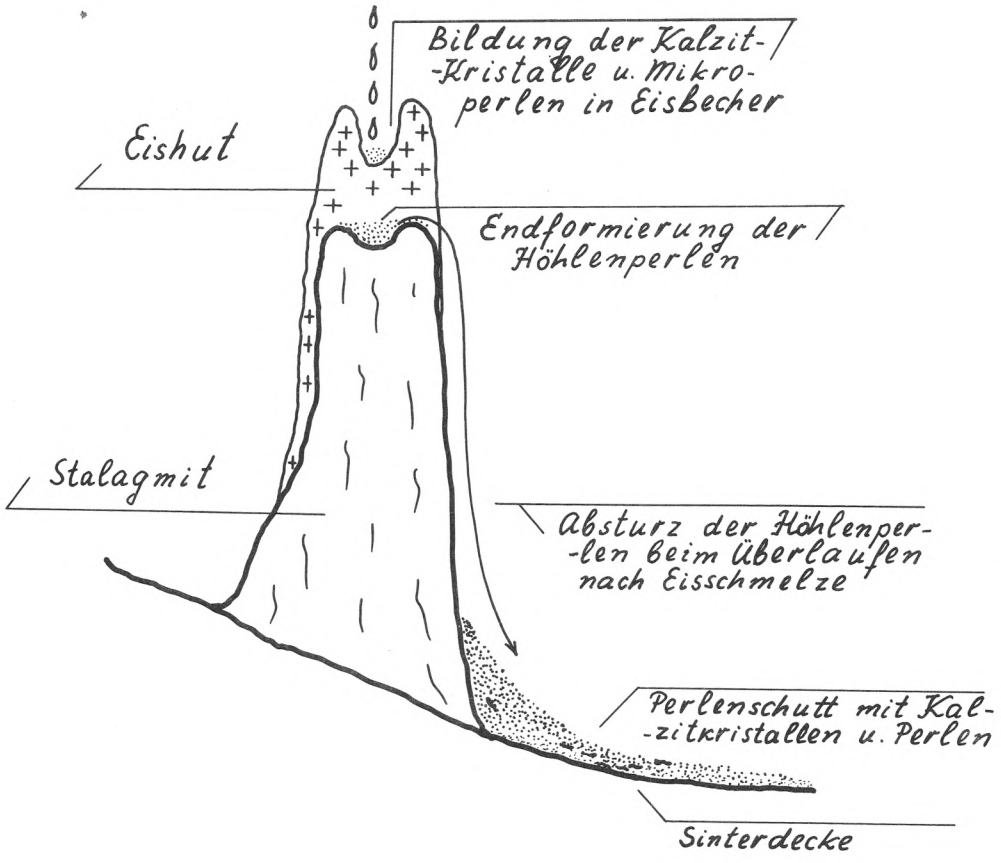
Макарова Б.Н. Определение углекислоты надпочвенного воздуха.Почвоведение.Изд.АН СССР.М.,1955.

Релътов Б.Ф. Влиание физикомхимических факторов на водопроницаемость и деформируемость связных грунтов. Труды Совещания по механике грунтов,основаниям и фундаментам.М.,1956.

Уорсинг А. и Гафнер Д. Методы обработки экспериментальных данных.Изд.ин.лит.,М.,1949.

Höhlenperlen aus Bulgarien - Genesis und Systematik

PETER TRANTEEV (Sofia /Bulgarien)



I.1. GESCHICHTLICHE NOTIZEN. Über die Höhlenperlen Bulgariens ist sehr wenig gearbeitet worden. Frühere Autoren (Schkorpil, Popov) haben sie lediglich als interessante Bildungen erwähnt. Eine Abhandlung von Tranteev (1963) gibt allgemeine Auskunft über einige Fundstellen in Bulgarien. Tscholakoff (1964, 1965) schrieb zwei grössere Abhandlungen über die von ihm in den südbulgarischen und einigen Balkanhöhlen gesammelten Höhlenperlen.

In der Dienstsammlung des Verfassers, die seit 30 Jahren besteht, befindet sich eine grosse Zahl von Höhlenperlen von 130 Fundstellen in 88 verschiedenen Höhlen. Es ist aber nicht in jeder Höhle und nicht an jeder Fundstelle in der betreffenden Höhle selbst gesammelt worden. Trotzdem gibt die Übersicht der gesammelten Materialien die Möglichkeit, Schlussfolgerungen über die Systematik und die Genesis der Höhlenperlen des Landes zu ziehen.

I.2. METHODIK. Es liegen für die Mehrzahl der Fundorte folgende Angaben vor: Höhe der Sinterbarragen und Tiefe der dadurch gebildeten Formen (2.3.; 2.4.; 2.5.; 2.6.; 2.7.); Fallhöhe der Wassertropfen, falls dies charakteristisch gewesen ist; Kristallbildung auf dem Boden der Form; Vorhandensein von Material, das Kerne für die HP liefern könnte. Falls vorhanden, ist die Anwesenheit weicher oder dicker, aber nicht verhärteter Bergmilch ausdrücklich erwähnt worden. Für einige Fundstellen ist auch der innere Winkel der Sinterbarragen gemessen worden. Bei der Beschreibung der HP aus den einzelnen Fundstellen ist ausser dem Obenerwähnten folgendes beachtet worden: Menge der HP, maximale Grösse nach den drei Hauptachsen; Gewicht in Gramm, Oberflächenkristallisation und Form.

Einige HP von jeder Fundstelle sind durchgesägt und die Oberflächen poliert worden. Zwecks Feststellung der Zusammensetzung der Kerne und der Schichten fand die Beobachtung bei einer Vergrösserung von 8 - 60 x statt. Ein Teil der Kristalle der obersten Schicht (besonders bei Anwesenheit von Nadelkristallen) ist mittels Kobaltnitratreaktion auf Kalzit-Aragonit untersucht worden.

2.1 Die Höhlen Bulgariens

(etwa 2000, davon 700 erforscht, beschrieben und kartiert) befinden sich hauptsächlich in der Donauebene (Kreide); im Vorbalkan und Balkan (Trias, klassischer bulgarischer Karst im Westen); im Rhodopengebirge (proterozoischer Marmor); im Pirin-gebirge (ebenfalls Marmor). Einzelne Höhlen in Karstflecken gibt es im Strandjagebirge, in dem westlichen Bergen und im Südteil des Witoschagebirges. Die bulgarischen Höhlen haben unterschiedlichen Charakter. Die Wasserhöhlen überwiegen im Vorbalkan, während sich die Abgründe und die Schachthöhlen in den übrigen Balkanteilen befinden. In den südbulgarischen Höhlen ist kein überwiegender Typ festgestellt worden. Die charakteristischen klimatischen Besonderheiten des Landes haben ihren Einfluss auch auf das Klima der Höhlen. Die unterirdischen Ströme sind vorwiegend periodisch, das tropfende Wasser ebenfalls. Die maximalen Temperaturen in den innersten Abschnitten der Höhlen steigen bis 16°C, während die minimalen Temperaturen 3°C betragen (ausgenommen die kurzen Schwarzmeerstrandhöhlen, die höchsten Berghöhlen und die eisbildenen Höhlen).

2.2 Fundstellen der Höhlenperlen

2.3 In Aushöhlungen des Tropfwassers

Solche Aushöhlungen sind in bulgarischen Höhlen mehrmals gefunden worden. Es sind jedoch nicht alle kalzinert und enthalten nicht alle Höhlenperlen. Auch in ein und derselben Höhle findet man kalzinierte und nicht kalzinierte Aushöhlungen (Imàmowa dupka Höhle, Df. Jàgodina, Bez. Smòljan). Die Kalzinierung solcher Aushöhlungen und die Bildung von Höhlenperlen in ihnen ist direkt abhängig vom gelösten Kalk. Die geringste Fallhöhe der Tropfen in die Aushöhlung, wobei die Bildung typischer porzellaner Höhlenperlen beobachtet worden ist, beträgt 30 cm (Dùchlatahöhle, Df. Bosnèk, Bez. Pernik). Gewöhnlich ist die Fallhöhe 2-4 m. Aushöhlungen in Kleinschotter- und sandigen Materialien, gut geformt und voll Tausender von Höhlenperlen in einer Fundstelle, sind beobachtet in der Lepenitza-höhle bei Welingrad (Rhodopengebirge).

2.4 In Sinterseen

In den grossen Sinterseen der bulgarischen Höhlen sind selten, und wenn, dann nur grobe Höhlenperlen gefunden worden, obwohl solche Seen in vielen Höhlen vorhanden sind. In beständigen Seen mit einer Wasserschicht von 30-40 cm sind Höhlenperlen ebenfalls sehr selten.

2.5 In kleinen Sinterbecken und Sintertellern

Sie sind die günstigsten für die Perlenbildung, gewöhnlich 5-12-20 cm tief (entsprechend der Sinterbarrage) und haben eine Fläche von über 400 cm^2. Die meisten von uns gesammelten Höhlen-perlen stammen aus solchen kleinen Becken. Sie werden periodisch aufgefüllt. Oft werden sie mit (2.6) kombiniert, liegen treppenartig und werden nicht nur vom Tropfwasser, sondern auch vom Fliesswasser der Wände aufgefüllt. Die Höhlenperlen im letzten Fall sind höchst verschiedenartiger Form undliegen zu Hunderten oder zu Tausenden an einer Stelle. (Ownàrkatahöhle, Df. Karlùkowo, Bez. Lòwetsch; Zidankahöhle, Bahnhof Lakàtnik, Bez. Sofia; Rùschowahöhle, Df. Gradèschnitza, Bez. Lòwetsch, u.a.).

2.6 In Sintertaschen

Diese kleinsten Formen sind entweder in Kombination mit (2.5) oder können auf den versinterten Höhlenwänden, zwischen den Rippen der grösseren Bildungen gefunden werden. Hier findet man entweder mehrere, aber kleinere Höhlenperlen, oder weniger, aber grosse, was von der Fliessge-schwindigkeit des periodischen Wassers abhängt.

2.7 In Perlenschutt

In den letzten Jahren wurden in einigen bulgarischen Höhlen eigenartige Fundstellen angetroffen, die teilweise den Bedingungen entsprechen, die von Viehmann (1959) beschrieben worden sind. In unseren Höhlen fehlen permanente unterirdische Eisfelder. Es existieren Bedingungen für die Eis-bildung im Winter, die bis zum Frühling andauern. Perlenschutt als Form in solchen Höhlen ist möglich durch die Mechanik der Bildung von Perlenmehl und Höhlenperlen auf Eisstalagmiten, Eis-decken und auf Stalagmiten, die einen Eishut haben (Abb. 1). Ausser in der Tschelewèschnitza-Höhle (Df. Pàwelsko, Bez. Smòljan) ist Perlenschutt in grösseren Umfang entdeckt worden in folgenden Höhlen: Imàmowadupkahöhle, Sàntschowadupkahöhle, Dòlna- und Gòrna Karanskàhöhle (alle bei Df. Jàgodina, Bez. Smòljan), Haramìjskahöhle bei Trìgrad (Bez. Smòljan), Golèmi petsch und Tèmni petsch bei Df. Warbòwo (Bez. Widin) u.a. In einigen Höhlen erreicht der Höhlenschutt eine Länge von 5 bis 6 m, eine maximale Breite von 2 m und Tiefe bis 40 cm.

2.8 Fundstellen von einzelnen Höhlenperlen

Obwohl selten, findet man auf schrägliegenden Sinterdecken oder auf Stalagmitenspitzen Einzelperlen. Die Vertiefungen auf den obersten Stellen der Stalagmiten können relativ breiter und grösser als die sich im Zentrum befindlichen Höhlenperlen sein. Die negativen Formen mit einzelnen Perlen auf den Sinterdecken entsprechen in der Form völlig den Perlen. Solche charakteristischen Fälle gibt es viele in der Reznjöwetehöhle bei St.Wratza.

3.0 Kerne der Höhlenperlen

Bei den verschiedenen Schnitten zeigte das Material der Höhlenperlen grosse Mannigfaltigkeit. Hier muss man sich vor Augen halten, dass in derselben Fundstelle ausser Höhlenperlen mit gleichförmigen Kernen aus Bergmilch, auch Höhlenperlen mit Kernen aus anderem Material gefunden worden sind. Das zwingt zu der Annahme, dass die Höhlenperlen trotz Verschiedenheiten im Kernmaterial eine Einheit darstellen.

3.1 Autochthone Materialien als Kerne der Höhlenperlen

Das sind: Bergmilch als Material vom Boden negativer Formen; Höhlenlehm; von der Decke gefallene Bildungen; Steinstückchen, $CaCO_3$- Kristalle. In der Zidankahöhle haben wir einen der charakteristischsten Fälle der Einschliessung von Dendriten(blumenkohlartige Aggregate) als Kernmaterial. In dieser Höhle gibt es in einem kleinen Saal mit einem grösseren See und einer Kaskade kleiner Becken. Die von 6 m Höhe auf die Sintermasse des grossen Sees fallenden Tropfen haben bis 25 cm Tiefe negative Formen ausgehöhlt. Die Böden und die Wände dieser Aushöhlungen sind mit brüchigen Dendriten bedeckt, die leicht vom fallenden Wasser abgebrochen werden. So werden sie zu potenziellen Kernen zukünftiger polyedrischen Porzellanperlen. In diesem Volumen sind einwandfrei polierte Höhlenperlen, "unvollendete" oder nur einseitig polierte Höhlenperlen, mit den Dendriten vermischt.

3.2 Allochthone Materialien als Kerne der Höhlenperle

gibt es genug: Sandkörnchen, angeschleppter Lehm, Schutt, Holzstücke (auch verkohlt), Schneckengehäuse, Knochen, Schädel und Kiefer von Fledermäusen, Nagetieren und Kleinräubern. Eine der grössten Höhlenperlen, zusammen mit den kleineren Perlen, haben wir aus der Galabarnikahöhle (Df.Kunino, Bez. Wratza). Sie hat als Kern einen Raubritterschädel und hat die Masse 110 x 67 x 53 mm und Gewicht von 201 Gramm. Eine interessante Entdeckung machte der Verfasser in der Kozarskahöhle (Lakatnik, Bez. Sofia), wo aus einer einzigen Fundstelle als Perlenkerne Keramikstückchen bekannt sind. Auf dieser Keramik sind mindestens drei Kalkschichten. Die erste gibt Auskunft über das Verlassen der Höhle durch den Menschen nach dem Bruch des Gefässes (Ende des Neolithikmus, Überschemmung der Höhle ?), die zweite (dunkelgrau bis schwarz)- über die Erneuerung der Ansiedlung (Bronze ?), und die dritte Schicht- über die neue Verlassung. Das Gefäss hat zusammen mit anderen Materialien für die Bildung von gut geformten Perlen gedient. Ähnliches wurde zwischen den Materialien aus der Ownarkatahöhle (zit.) gefunden.

4.0 Die Bedeckung der bulgarischen Höhlenperlen

ist in ihrer Mannigfaltigkeit charakteristisch. Viel und verschiedenartig sind die Bedingungen für die Bildung der Bedeckung. Von den detaillierten Untersuchungen konnte folgendes festgestellt werden: Die Schichten sind konzentrisch um den Kern angebracht. Manchmal, wenn sie mehrere sind (aber auch einzeln), fehlen einige auf der Unterseite. Das setzt geringe Bewegung der Perle (oder des Kernes) wegen des Gewichtes voraus (z.B. Andrücken der Höhlenperlen durch die darüber liegenden Höhlenperlen). Einige typische Fälle haben wir, wenn die Höhlenperlen einen Kern aus sehr feuchtem Lehm besitzen (Ruschowahöhle u.a.). Wenn die negative Form in diesem Falle für lange Zeit trockengelegen hat, geschieht eine Austrocknung solcher flachen Höhlenperlen mit dünner Bedeckung, die rissig werden oder sich biegen wegen innerer Spannungen. Einige Fälle haben wir, wo die erste Schicht typische radiale Anordnung hat. Das sind Höhlenperlen mit sehr schweren Kernen, die nahe aufsprengender Wassertropfen liegen. In den übrigen Fällen sind die Schichten mehr oder weniger dicht und zeigen unter dem Mikroskop keine radiale Anordnung der Kristalle. Dort, wo in der Bedeckung Aussparungen vorhanden sind oder die ganze Bedeckung rissig ist, bilden die Kristalle Drusen oder Blumenkohlköpfchen. Meist sind es 4 - 8, maximal 19 Schichten (Lèpenitzahöhle).

Einschichtige Bedeckung haben sowohl die ganz kleinen, einschliesslich der im Eis gebildeten, sowie die grössten, so dass hier keine Regel aufgestellt werden kann. Die vielschichtigen, mit abwechselnder Färbung können mit mehrmaliger Unterbrechung des Bildungsprozesses erklärt werden. Das letzte ist in direkter Verbindung mit Veränderungen des Klimas in gewissen Zeitabständen (einige Jahre), doch kaum in Verbindung mit den Jahreszeiten. Die einschichtigen Bedeckungen erreichen eine Dicke von 4 mm, die vielschichtigen bis 20 mm, normal sind aber 10 - 12 mm. "Fleckige" Höhlenperlen nennen wir unregelmässig und nicht gänzlich geformte Perlen, deren einzige Schicht immer noch so dünn ist, dass das Kernmaterial hindurchscheint. Solche Fälle sind typisch für die Perzellanperlen.

4.1 Die kristallinen Formen

der von uns untersuchten Höhlenperlen sind äusserst mannigfaltig, dank der Vielzahl der verschiedenen einfachen und komplizierten Formen des Kalzits. Besonders wichtig und interessant sind in dieser Hinsicht die Oberflächenteile. Bei den Porzellan-Höhlenperlen ist es fast unmöglich, klar begrenzte Kristalle festzustellen, ausser bei hohen Vergrösserungen, was jedoch nicht das Ziel dieser Untersuchung ist. Die klarsten und zugänglichsten für niedrige Vergrösserungen (x60) sind Höhlenperlen, die in kombinativen Formen gefunden wurden - Becken mit periodisch langsam fliessendem Wasser, die nahe von Tropfstellen liegen. In diesen Fällen sieht man sowohl rhomboedrische, als auch skalenoedrische Kalzitkristalle, einschliesslich verschiedenartigster Kombinationen: Rhomboeder mit Rhomboeder, Skalenoeder mit Skalenoeder, Rhomboeder mit Skalenoeder. Es sind nicht selten auch Höhlenperlen, die mit plattenförmigen, stufenartigen, prismatischen und sehr oft stumpf rhomboedrischen Kristallen versehen sind. Die letzteren sind für Höhlen mit gröberen Bildungen charakteristisch und überwiegen allgemein in der Sammlung. Die Kristallfarbe variiert zwischen klar-durchsichtig bis milchigweiss und goldgelb.

Im Laufe der Arbeit wurden 27 chemische Untersuchungen mit Kobaltnitrat durchgeführt. Keine Untersuchung zeigte Anwesenheit von Aragonit bei gleichzeitiger Durchführung von Kontrollproben mit echtem Aragonit.

4.2 Nach der Art der Bildung

in verschiedenen Bedingungen können wir die bulgarischen Höhlenperlen folgendermassen unterteilen:

A. Porzellanperlen - gebildet unter der Einwirkung des tropfenden Wassers in Tropfwasseraushöhlungen. Sie sind mehr oder weniger poliert, öfters grob; die überwiegende Form: polyedrisch, flach, sphäroidal.

B. Karfiolförmige (blumenkohlartige; Dendrite) Höhlenperlen - gebildet in Wasserbecken mit schneller fliessendem (teilweise auch tropfendem) Wasser (2.5), mit überwiegend rhomboedrischen Kristallen (regelmässig oder abgestumpft, körnig), treppenförmig, treppenpilzförmig oder blumenkohlartig. In der Regel ist Kristallisation auf dem Boden der Wasserbecken identisch der Oberflächenkristallisation der Höhlenperlen. Die überwiegenden Formen sind: nierenförmig, schwach diskoidal, unregelmässig.

C. Klarkristalline Höhlenperlen. Sie werden in Becken mit sehr langsam fliessendem oder fast unbeweglichem Wasser gebildet oder auf Sinterflächen unweit von tropfendem oder sprühendem Wasser. Überwiegende Formen: diskoidal, ellypsoidal.

D. Schuttperlen. Die Bildungsart ist bei (2.7) erklärt. Sie sind vorwiegend polyedrisch, schwach oder gut poliert, oder auch blumenkohlartig, jedoch nicht klarkristallin. In der Masse von Tausenden von solchen Perlen konnte festgestellt werden: Anwesenheit von Perlenmehl, bestehend aus einem bis einigen Kalzitkristallen, überwiegende Menge von Mikroperlen (0.1 - 3 mm, alle einschichtig), die wegen der Anordnung der Kristallkerne polyedrisch sind; Höhlenperlen mit unregelmässig-sphärischer Form, grob, mit 1-3 Schichten; daraus entstehen Perlenaggregate durch mechanische Bindung mit Kalkmaterial. Die Schuttperlen können auch als besondere Abart der Porzellanperlen angesehen werden.

5.0 Die Abmessungen der Höhlenperlen

aus Bulgarien sind sehr verschieden und hängen von vielen Bedingungen ab und hauptsächlich von der Korngrösse. Die kleinsten Schutt-Höhlenperlen haben eine Grösse von 0.1 mm. Hier sind die Maximalgrössen angegeben:

101 x 75 x 42, 113 g., ellypsoid, Kern-Schädel, Galabàrnikahöhle
110 x 40 x 20, 76 g., länglich, Kern-Lehm, Rùschowahöhle
88 x 80 x 40, 209 g., biplaner Diskus, Kern-?, Samujlitza, Df. Kumino, Bez. Lowetsch

Abmessungen auf Grund 3 800 Höhlenperlen nach der längsten Achse

3-9 mm	10-19	20-29	30-59	60-100[1)]	über 100[1)]
450 St.	1320	1010	832	150	50
11 %	33	29	22	4	1

1) Ausgenommen Höhlenperlen mit Kern aus Knochen u. Makkaronistalaktiten
Bem.: Höhlenperlen von 0.1 - 3 mm sind ausschliesslich Schuttperlen.

5.1 Das Gewicht

der bulgarischen Höhlenperlen bewegt sich ebenfalls in weiten Grenzen. Hier haben das niedrigste Gewicht die Schutt-Höhlenperlen. Ein cm^3 aus der Tschelewèschnitzahöhle (4.2 D) stammender Höhlenperlen unter 3 mm Grösse enthält 400 Stück mit dem Gesamtgewicht von 500 g. Das mittlere Gewicht von 750 ausgewählten Exemplaren (möglichst ohne Kerne aus Schutt und grossen Gesteinstücken) ist 10.2 g. Das maximale Gewicht beträgt 254 g.

5.2 Die Form

der bulgarischen Höhlenperlen wird durch sehr grosse Mannigfaltigkeit ausgezeichnet. Regelmässige sphärische Form ist relativ selten für die verschiedenen Fundstellen, ist aber typisch für einzelne Becken. Wegen der gewissen Ähnlichkeit werden sie bekanntlich Erbsenperlen genannt. Die unregelmässige sphärische Form ist die dominierende. Die zweite ist die Linsen- (Diskoidale) Form, die bikonvex sein kann, aber auch oberseitigkonvex, seltener unterseitig. Die polyedrischen und unregelmässigen bilden die dritte Art. Seltener sind ellypsoidale, unregelmässig-kubische, flache oder eiförmige Höhlenperlen. Ganz unregelmässig sind Höhlenperlen, die als Kerne Unterkiefer, Schulterblätter, Wirbel, Phalangen u.ä.m. haben. Zylindrische Höhlenperlen haben als Kerne Röhrchenknochen oder Stalaktiten.

6.0 Über die Frage der Bezeichnung "Oolith-Pisolith"

Sie ist oft und scharf gestellt worden wegen folgender Besonderheiten: Beide Bezeichnungen sind in die Speläologie durch die geologische Literatur gekommen. Wir sind der Meinung, dass die einfache Übertragung dieser Begriffe, die die Struktur des Kalksteins als Gestein bezeichnen, auf auf die in vielen Fällen nicht immer identischen Höhlenperlen unrichtig ist. Falls nur die Grösse - 2 mm - die Grenze für den Oolith bildet, so ist es zwecklos (besonders bei Schutt-Höhlenperlen,), die auf dieselbe Weise und in derselben Fundstelle gebildeten Höhlenperlen mit nach Genesis und Grösse gleichen Kernen mit zwei Namen zu bezeichnen. Die Tatsachen zeigen, dass abhängig von verschiedenen Bedingungen die Höhlenperlen aus einer Fundstelle verschiedene Grösse, aber gleiche Kerne und Bildungsweise haben können. Es muss folglich die Bezeichnung Höhlenperlen für diese Höhlenbildungen beibehalten werden. Die Unterteilung muss dann auf Grund der Bildungsweise geschehen.

Literatur:

Tranteev, P. — Perlen unter Tage. Tourist, 3:1963 (bulg.)

Tscholakoff, N. — Höhlenperlen Bulgariens. Peschteri, 4(5); 1964, Perm (russ.)

Tscholakoff, N. — Formation des Oolithes et des Pisolithes dans certaines de nos grottes. Trav. Sc. de l'école norm.sup. Plovdiv, vol.3, fasc.2, 1965 (en bulg., resum. en franc.)

Viehmann, I. — Příspevky k vivoji jeskinnich perel. Ceskoslov. kras, 12:1959

Some Considerations on the Formation of the Limestone Caves

ARRIGO A. CIGNA (Rome / Italy)

The problem of cave formation is the fundamental one in speleology. Many theories have been developed following the progress in this field of investigations. Some years ago an excellent review was given by Warwick (1). He subdivided the theories into three main groups: the vadose (Malott, Gardner, Cvijic, Swinnerton), the phreatic (Grund, Davis, Bretz) and the compromise theories (Rhoades, Sinacori, Piper). It is interesting to observe as each hypothesis was based on either some logic connection of phenomena or on the direct observation of characteristic cave features, but none was supported by a quantitative evaluation of the effects due to the factors involved. The lack of a real experimental confirmation hindered the confluence of the different hypothesis into a general theory of caves formation. In fact, many differences among the original hypothesis were more formal than substancial because very often the importance of the role played by each step of a process was not defined.

Therefore, from a certain point of view, the facts considered by these hypotheses could be considered as different or successive aspects of the same complex phenomenon. But, as it was pointed out by Weyl (2), the saturation of the karstic water is achieved in a rather short penetration distance. The penetration distance was defined as the distance at which the solution is 90% saturated.

Under geological conditions, taking into account the sizes of the rock fractures and pores, the solution of limestone can only take place where the water first enters the rock, or where the solubility changes. The former condition limits the solution processto a rather thin layer immediately below the interface air-limestone. The latter one, when it was stated by Weyl, seemed to be a purely theoretical possiblity, with a reduced practical importance because the solubility changes were thought to be due to temperature or pressure gradients only. In other words, the cave formation was attributed to the reaction between the calcium carbonate and the carbon dioxide present in karstic water. But in the most part of the underground environment the progress of this reaction should be inhibited , the water being completely saturated with respect to calcium.

The existence of the mixture corresion reported by Bögli (3) in 1964 for the first time, gives the solution to the problem of limestone cave formation. It seems to be rather peculiar that at present to Bögli's discovery has not been given the credit it deserves. If a parallel is drawn between speleology and physics, the importance of mixture solution is as great as Einstein's relativity!

Bögli's contribution to the advancement of speleology is by far the most considerable in any time. Probably the language of chemical reactions and equations of equilibrium is not easily understood by many speleologists. But special emphasis must be laid on the mixture solution to achieve real progress in the field of the study of the karstic phenomenon. From this point of view the theories of cave formation must be revised in order to consider the effect of the mixture solution. When possible each theory can be considered a tentative description of the karstic phenomenon in a particular environment.

Therefore, inthe vadose zone, the formation of passages is due to the existence of joints and the development process takes place in correspondence to their intersection where water films with different CO_2 concentrations are flowing. Near the top of the phreatic zone (both above and below it, i.e. in the zone of the fluctutation) the solutional activity plays an important role when the vadose water meets the groundwater, because of the difference in the CO_2 concentration.

Below the water table the solutional processes will take place every time waters with different CO_2 concentrations will mix together. But the mixture solution occurs also with waters at different temperatures, notwithstanding the reduced results observed in comparison with the effects due to the mixture of waters with different CO_2 concentrations. In the phreatic zone this effect may give a great contribution to the development of cave passages starting from a solutional activity in correspondence to some rock discontinuity.

In fissures with flowing water, a CO_2 concentration gradient inversely proportional to the velocity gradient is established. Thus, in some points the mixture solution can contribute to the widening of the fissures (4). When the first passages are formed, the cave formation can progressboth for the mixture solution process and for mechanical erosion.

In the fifties Maucci exposed a theory on cave formation based upon direct observations carried out during many years of caving in the karst around Trieste (5 to 8).

He defines an "elementary cave" as a cavity with a single main axis. The investigations in many caves led Maucci to observe that the main axis of the elementary caves grouped around a vertical or a horizontal direction, intermediate inclinations being very rare. Furthermore, he found that vertical caves formed in the vadose zone (vadose at least at the time of cave formation), while horizontal caves formed, with a similar assumption, in proximity of the phreatic zone. Then according to his hypothesis, caves develop according to two modes: either as shafts (in general not open to the surface) or as passages. The former is peculiar to the vadose zone, and the latter to the water-table zone.

The shafts and the passages can be considered the elementary cavities which caves are composed of. These shafts are called "fusi"*. It must benoted that sometimes a pseudo-passage can form due to the enlargement of many "fusi" (Fig. 1). The "fusi" forms in correspondence to an intersection of two joints where waters with a different concentration of $CaCO_3$ flow.

After the discovery of the mixture corrosion effect, Maucci's hypothesis seems to be justified not only on the grounds of the experimental observations, but from the theoretical point of view also.

The passages form in the zone of fluctuation when the vadose water reaches an aquifer with a different $CaCO_3$ concentration. Of course, the mixture corrosion occurs also when water at different temperature mixes together, but the results are less important. It seems rather interesting to consider the contribution of the mixture solution effect when applied to another peculiar feature observed very often by Maucci in many karstic systems: the change of direction of the underground course of a stream (Italian: "retroversione del corso") with respect to the direction of the epygean stream. He divided watersinks or swallets into two classes: those in which the cave passage runs in the same direction as the surface stream (Italian: "inghiottitoi diretti") and those in which the cave passage runs back under the surface stream (Italian: "inghiottitoi inversi") (6) (Fig. 2).

The formers are generally associated to the following conditions:

a) high flow and water speed

b) horizontal bedding-planes with water percolating along bedding-planes

c) existence of an aquifer just below the stream bed

d) upstream from the growing sink the limestone bed can be easily eroded.

In such a situation the water percolates downwards along the openings. The mixture solution will develop in correspondence to the aquifer whereit is reached by the water lost by the epygean stream. As solution progresses, this process will be speeded up till the epygean stream is captured; the underground stream flows in the same direction as in the passages formed along the bedding-planes. The latter sinks (i.e. when the underground and the epygean stream flow in contrary directions) develop generally under these conditions:

a) low flow

b) massive limestone, more joints than bedding-planes

c) vadose zone extending to a great depth.

Then the vertical percolation along the joints prevails upon the precolation along the bedding-planes. The solution due to the mixture of waters within the joints leads to the formation of "fusi" which successively coalesce into a pothole. When one of these "fusi" reaches the surface and the epygean stream is drained, the inverse water sink is formed**. The last phase of this process was considered by Woodward (9) as the first step of the cave formation according to the so-called "Stream Piracy Theory". Although Woodward's paper can be retained as one of the best examples of exposures on speleological researches, his theory can hardly be considered as a general theory on speleogenesis. Indeed, he implies the existence of a pre-cave solution network, whose development is not considered by his theory.

---

* The Italian terms "Fuso" or "cavità fusiforme" mean: a chamber having a lenticular shaped vertical cross-section with a circular horizontal cross-section, i.e. a cigar-shaped cavity.

** As reported before, the enlargement of many "fusi" can lead to the formation of pseudo-passages. The solution canyons reported by Watson (10) can probably be considered as pseudo-passages according to the theory of Maucci. Also the considerations reported by Glennie (10 bis) are in agreement with this theory.

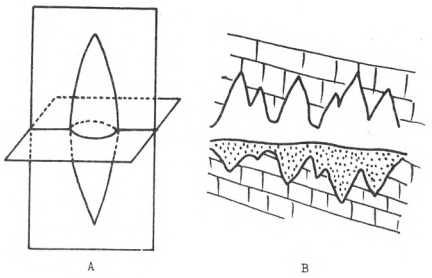


Fig.1:
A- Scheme of a "fuso" (=cigar-shaped cavity). Intersections with vertical and horizontal planes are indicated.
B- Pseudo-passage due to the coalescence of many "fusi".

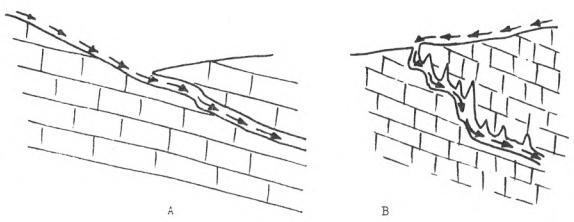


Fig.2:
Water sinks in which the cave passage runs:
A- in the same direction as the surface stream (Italian: "inghiottitoio diretto".
B- back under the surface stream (Italian: "inghiottitoio inverso").

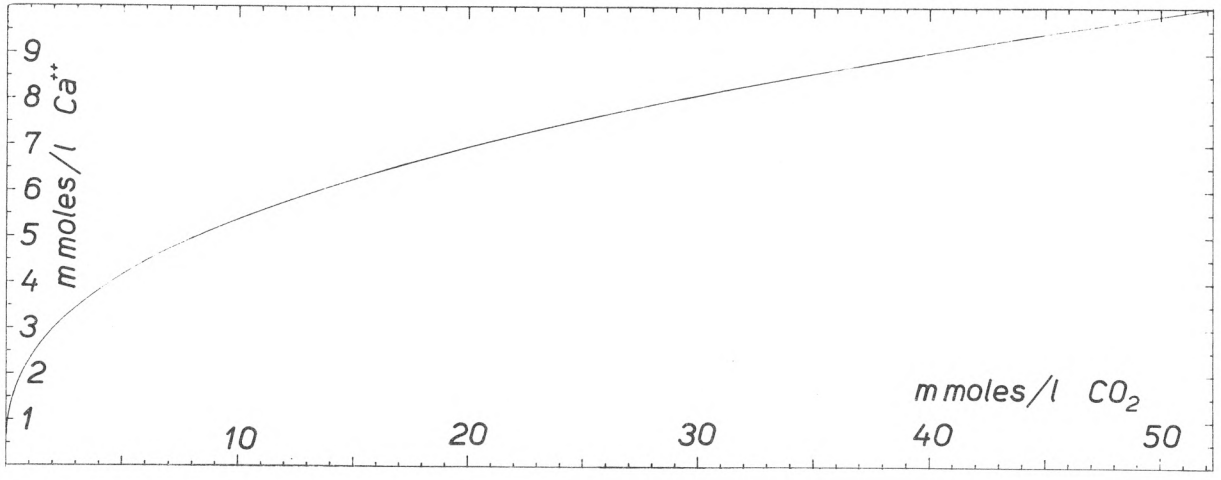


Fig.3: Saturated solution of $CaCO_3$ in water at 10° C.

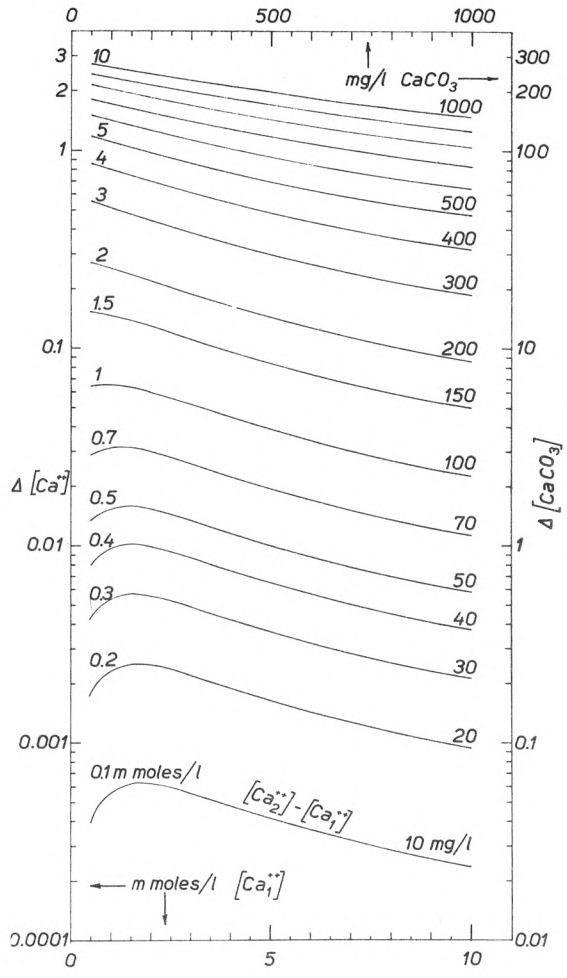


Fig.4:
The effect of mixture solution when equal volume of waters with Ca concentration (Ca_1++) and (Ca_2++) are mixed.
The additional amoint of Ca dissolved can be read on the vertical scales.

Now it is necessary to define a cave in order to develop the problems of cave formation. Curl (11) discussed the definition of a cave and in Table 1 the definitions given by some authors are summarized according to his classification. He took into consideration these categories:

- bounds: the surfaces which are considered to fix the limits of a cave,
- explorer: the boject entering a cave,
- module: the minimum dimension considered in the definition of a cave volume,
- entrances: boundary to the cave space in respect of the soil surface,
- purpose: reason for which the definition was given.

TABLE 1

DEFINITION OF A CAVE ACCORDING TO SOME AUTHORS

Author	Ref.	Bounds	Explorer	Module	Entrances	Purpose
Bretz and Cullingford	12, 12	Rock and Fill	Human	Human	-	Descriptive
Davies	14	Solution surfaces	-	Larger than "primitive tubes"	-	Theory of origin
Howard	15	Solid rock (original)	-	(small)	Not required	Descriptive
Curl	16	Rock, fill, water	Human	Human	Traversable by humans	Statistical theory of evolution
Woodward	- 9	Rock and fill	Water	Freely flowing water	-	Theory of origin
Cigna	This paper	Solution surfaces	-	Larger than primitive fissures	Not required	Theory of origin

Obviously the purpose of the classification can give a certain bias to the definition itself and in order to have an intercomparison among homogeneous statements also the purpose has to be quoted. If the evolution of a cave is considered it seems inconvenient to adpot a human as a module for the definition of the cave itself. The possibility of entering a cave by a man doesn't affect the existence of the cave. Therefore with an iteration process, modules smaller and smaller can be considered. The lower limit of this series of modules corresponds to an "embryonic cave". From the point of view of the speleogenesis a primitive fissure just enlarged by a solution process can be assumed to be an "embryonic cave". At the present state of the knowledge, the mixture solution seems to be the only mechanism by which a solution process can develop in limestone at any depth under the soil surface. Then, in general, an "embryonic cave" will correspond to an intersection of fissures enlarged by a solution process due to the mixture of the waters percolating through the same fissures. According to such a definition the history of a cave begins a long time before the possibility of having freely flowing water as requested by Woodward's theory. At present, a general theory on speleogenesis is given by Maucci's theory of the "fusi" originated by solution of limestone due to the mixture of waters percolating through fissures, bedding-planes, pores, etc. After the formation of a suitable network, erosion processes also will contribute to the growth of the cavities. Recently, Lange (17) studied the changing geometries of cave structures under different conditions of the rate-of-solution gradient: uniform rate-of-solution, constant gradient and exponential gradient. The varied structures arising under these conditions can be observed very often in caves, but it appears rather difficult to identify the real conditions in every case on account of the superimposed effects of different processes.

TABLE 2

EQUILIBRIUM CONSTANTS AT 10°C

Equilibrium	Picknett (21)	Reques (20)
$\frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{(CO_2)} = K_1$	$3.44 \cdot 10^{-7}$	$2.838 \cdot 10^{-7}$
$\frac{(CO_3^{--})\ (H^+)}{(HCO_3^-)} = K_2$	$3.24 \cdot 10^{-11}$	$3.23 \cdot 10^{-11}$
$(Ca^{++})\ (CO_3^{--}) = K_S$	$2.65 \cdot 10^{-9}$	$3.45 \cdot 10^{-9}$
$\frac{(HCO_3^-)\ (Ca^{++})}{(CaHCO_3^+)} = K_3$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1.6 \cdot 10^{-1}$

TABLE 3

SATURATED SOLUTION OF $CaCO_3$ IN WATER AT 10° C

Ca^{++} m moles/litre	$CaCO_3$ mg/litre	CO_2 m moles/litre	CO_2 mg/litre
0.5	50.05	0.013	0.572
0.6	60.05	0.022	0.968
0.7	70.06	0.034	1.496
0.8	80.07	0.050	2.200
0.9	90.08	0.069	3.037
1.0	100.09	0.094	4.137
1.1	110.10	0.123	5.413
1.2	120.11	0.157	6.910
1.3	130.12	0.196	8.626
1.4	140.13	0.242	10.650
1.5	150.14	0.294	12.939
1.6	160.14	0.352	15.491
1.7	170.15	0.417	18.352
1.8	180.16	0.489	21.521
1.9	190.17	0.570	25.086
2.0	200.18	0.657	28.915
2.1	210.19	0.754	33.184
2.2	220.20	0.857	37.717
2.3	230.21	0.970	42.690
2.4	240.22	1.092	48.059
2.5	250.23	1.221	53.736
2.6	260.23	1.361	59.898
2.7	270.24	1.513	66.59
2.8	280.25	1.669	73.45
2.9	290.26	1.838	80.89
3.0	300.27	2.020	88.90
3.2	320.29	2.412	106.15

ctd.

TABLE 3 contd.

Ca^{++} m moles/litre	$CaCO_3$ mg/litre	CO_2 m moles/litre	CO_2 mg/litre
3.4	340.31	2.843	125.12
3.6	360.32	3.329	146.51
3.8	380.34	3.867	170.19
4.0	400.36	4.447	195.71
4.5	450.41	6.149	270.62
5.0	500.45	8.193	360.57
5.5	550.50	10.611	466.99
6.0	600.54	13.418	590.53
6.5	650.59	16.638	732.24
7.0	700.63	20.340	895.16
7.5	750.68	24.475	1077.14
8.0	800.72	29.039	1278.01
8.5	850.77	34.114	1501.36
9.0	900.81	39.644	1744.73
9.5	950.86	45.727	2012.45
10.0	1000.90	52.279	2300.80

In order to evaluate quantitatively the effects of the mixture corrosion some calculations were carried out on the equations concerning the equilibrium between the carbon dioxide and calcium carbonate in karstic water.

The most simplified form is that reported by Ernst (18) and Franke (19):

$$[CO_2] = \frac{[Ca^{++}]^3}{K_T} \qquad 1$$

where the square brackets represent the concentration (in gram moles per litre) of the ion or molecule inside them and K_T is a constant depending on temperature. A more detailed form was given by Roques (20) (valid when pH $\leq$ 8.3)

$$[CO_2] = \frac{4 \cdot K_2 \cdot f_{Ca^{++}} \cdot f^2_{HCO_3^-}}{K_S \cdot K_1 \cdot \left(1 - \frac{[Ca^{++}] \cdot f_{Ca^{++}}}{K_3 \cdot f_{CaHCO_3^+}}\right)^2} \cdot [Ca^{++}]^3 \qquad 2$$

where the "f" are the activity coefficients. The notations and values of the equilibrium constants according to Picknett (21) and Roques (20) are reported in Table 2. Equation 2 was calculated introducing the activity coefficients of Packnett (21) and the equilibrium constants according to Roques (20) because these values seem to be the best available today, (Fig. 3). For this reason, equation 2 is also tabulated in Table 3. It is interesting to observe that the Ca concentration values for a given CO_2 concentration are somewhat smaller than these reported in Bögli's paper (3). Ernst (18) developed a calculation of the amount of Ca dissolved by mixture corrosion when waters with different CO_2 concentrations mix together in various proportions. At present, only the case of a mixture of waters in the same proportion (50% each) was taken into account for a first evaluation of the phenomenon. So the reciprocal of the $[Ca^{++}]^3$ coefficient in the right side of equation 2 was substituted in place of the constant K_T in Ernst's equation (18, page 73) and the following equation was obtained:

$$\Delta[Ca^{++}] = \frac{[Ca_1^{++}] \left\{ \left[0.5 \left(1 + \frac{[Ca_2^{++}]^3}{[Ca_1^{++}]^3} \right) \right]^{1/3} - 0.5 \left(\frac{[Ca_2^{++}]}{[Ca_1^{++}]} + 1 \right) \right\}}{1 + \frac{K_S \cdot K_1 \cdot \left(1 - \frac{[Ca_1^{++}] \cdot f_{Ca^{++}}}{K_3 \, f_{CaHCO_3^-}}\right)^2}{12 \cdot K_2 \cdot f_{Ca^{++}} \cdot f^2_{HCO_3^-} \cdot [Ca_1^{++}]^2 \cdot \left[0.5 \left(1 + \frac{[Ca_2^{++}]^3}{[Ca_1^{++}]^3} \right) \right]^{2/3}}} \qquad 3$$

where $\Delta[Ca^{++}]$ = the amount of additional Ca dissolved when a saturated solution with concentration $[Ca_1^{++}]$ is mixed (1 : 1) with another saturated solution with concentration $[Ca_2^{++}]$. It is assumed $[Ca_2^{++}] > [Ca_1^{++}]$. The equilibrium constants and the activity coefficients are the same as in equation 2. Equation 3 was solved by use of a desk computer, Olivetti Programma 101, for concentrations of $[Ca_1^{++}]$ ranging between 0,5 and 10 millimoles/litre and for a difference $[Ca_2^{++}] - [Ca_1^{++}]$ ranging between 0.1 and 10 millimoles/litre (Fig. 4). A remarkable feature is the maximum of $\Delta[Ca^{++}]$ in correspondence to the interval 1 ÷ 2 millimoles/litre of $[Ca_1^{++}]$ when the difference $[Ca_2^{++}] - [Ca_1^{++}] < 1$ millimole/litre. This means that for a given value of the difference $[Ca_2^{++}] - [Ca_1^{++}]$ the most important effect of the mixture corrosion is obtained when the Ca concentration in the first solution is rather low and corresponds to a $CaCO_3$ concentration less than 200 mg/litre. It may be of some interest to evaluate the length of time required for the formation of an elementary cave by the mixture corrosion alone.

Let the cave be cigar-shaped, 5 m long, with a maximum circular cross-section of 1 m in diameter. The volume is about 3 m^3, corresponding to 7500 kg of limestone. If two waters with Ca concentrations respectively of

$[Ca_1^{++}]$ = 1.3 millimoles/litre

$[Ca_2^{++}]$ = 1.4 millimoles/litre

mix together the additional amount of $CaCO_3$ dissolved is 0.06 mg/l. A flow of 10 cm^3/sec would take 400,000 years to form the cave.

If $\left[Ca_2^{++}\right]$ = 2.3 millimoles/litre, the time required would be only 4,000 years.

As can beseen, the effect of mixture corrosion playsan important role in the mechanism of cave formation together with the erosion processes.

Acknowledgements

I am very grateful to Dr. F. G. GIORCELLI who studied the programs for the desk computer Olivetti Programma 101 and for the helpful discussions.

References:

1 - G. T. Warwick in — C. H. D. Cullingford (Ed.) - British Caving, R.&K. Paul, Ltd , London (1953), 41/61

2 - P. K. Weyl — J. Geology 66, 163/176, (1958)

3 - A. Bögli — Int. J. Speleology 1, 61/70, (1964)

4 - H. W. Franke — Die Höhle, 16, 61/64, (1965)

5 - W. Maucci — Boll. Soc. Adriatica Scienze Naturali, 46, (1951/52).

6 - W. Maucci — Atti VII Congr. Naz. Spel., Sardegna 3 - 8 ottobre 1955, Memoria III Rass. Spel. Italiana e Soc. Spel. Italiana, 1, 221/237, (1956)

7 - W. Maucci — Boll. Soc. Adriatica Scienze Naturali, 51, (1960); reprinted also in : Le Grotte d'Italia, S.3, 3, 25/42 (1959/60).

8 - W. Maucci — Actes II Congr. Int. Spéléologie, Bari - Lecce - Salerno, 5-12 ottobre 1958, Istituto Italiano di Speleologia, 1, 23/43, (1962)

9 - H. B. Woodward — Bull. Natl. Speleological Soc., 23, 39/58, (1961).

10 - R. A. Watson — Int. J. Speleology, 2, 369/376, (1966)

10 bis - E. A. Glennie — Trans. Cave Research Group of Great Britain, 2, 73/93 (1952)

11 - R. L. Curl — Bull. Natl. Speleological Soc., 26, 1/6 (1964).

12 - J. H. Bretz — Mo. Geol. Survey, 39, 1, (1956)

13 - C. H. D. Cullingford (Ed.) — British Caving, Routledge and Kegan Paul, 438, (1953)

14 - W. E. Davies — Bull. Natl. Speleological Soc., 22, 5/18, (1960)

15 - A. D. Howard - — J. Yale Speleological Soc., 2, 63, (1960)

16 - R. D. Curl — Bull. Natl. SpeleologicalSoc., 22, 66/76, (1960)

17 - A. L. Lange — Caves and Karst, 10, 1/10,13/18, 29/32, (1968)

18 - L. Ernst — Die Höhle, 15, 71/75, (1964)

19 - H. W. Franke — Die Höhle, 18, 38/40 (1967)

20 - H. Roques — Ann. Spéléologie, 19, 255/484, (1964)

21 - R. G. Picknett — Trans. Cave Research Group of Great Britain, 7, 41/62 (1964)

Discussion:

TRIMMEL:

Die theoretische Berechnung des Höhlenalters unter Berücksichtigung der Bedeutung der Mischungskorrosion läßt noch die unterschiedliche Lösungsfreudigkeit des Gesteins außer Acht, die in der Praxis zusätzlich berücksichtigt werden müßte.

Zur Ablagerung von Schwebestoffen aus der Luft und Ausbildung von Sinterformen in alpinen Höhlen und Bergwerken

WALTER GRESSEL (Klagenfurt / Österreich)

Bei längerem Aufenthalt in der Steinerlehmhöhle im Seeberggebiet in Südkärnten wurde im Lichtkegel der Lampen immer wieder das Auftreten von Schwebestoffen in der Luft beobachtet, die sich auch am Körper und vor allem besonders augenscheinlich an Brillen ablagerten. An Decken, Wänden und Felspartien wurden bei näherer Umschau weiche und feuchte Lehmansammlungen festgestellt, die zum Teil auch Draperien und rippenförmige Gestalt zeigten und nach der Luftströmung ausgerichtet waren (Abb.1). Stellenweise waren sie auch schon verhärtet und bildeten verschiedenförmige Konkretionen aus, auf glatten Felsflächen traten sie als lockere mäander- oder hieroglyphenartige Formen auf (Abb. 2). Bei Stalaktiten bildeten sich an deren Oberfläche feinste Knöpfchenansätze oder an ihrem unteren Ende krönchenartige Erweiterungen der Deckenzapfen, wie sie noch in keiner anderen Höhle angetroffen werden konnten (Abb. 3).

Um nun für die theoretischen Überlegungen, dass die beobachteten Formen auch tatsächlich auf Ablagerungen von Schwebestoffen aus der Luft zurückzuführen sind und in der weiteren Entwicklung zu Konkretionen und Sinterbildungen führen können, einen praktischen Beweis zu erbringen, wurde im Jahr 1966 eine Versuchsreihe begonnen und Klinkerplatten im Ausmass von 10 x 10 cm in der Höhle verteilt horizontal und vertikal aufgehängt und ausgelegt. Bereits einige Monate später waren auf diesen Platten punktförmige Ablagerungen zu erkennen, die in der Folgezeit an Umfang immer weiter zunahmen. Dabei erscheint es besonders bemerkenswert, dass die stärkste Anhäufung der Partikel an der Unterseite der horizontal hängenden Platten erfolgte, während an den vertikal aufgehängten Platten infolge der immer wieder auftretenden hohen Luftfeuchtigkeit schwache Kondenswasserspuren erkennbar waren, welche die angesetzten Partikel teils umgelagert und zu Streifenformen verändert, teils aber auch schon wieder abtransportiert haben. Auch an den betroffenen Gesteinspartien, an denen kleine Felder gesäubert wurden, konnten bereits wieder neue Ablagerungen offensichtlich dieser Schwebestoffe aus der Luft festgestellt werden. Somit scheinen die theoretischen Überlegungen durch praktische Beweise bestätigt worden zu sein und es bleibt künftig nur noch zu beobachten, in welcher Zeiteinheit bestimmte Entwicklungen nach Grösse und Form vor sich gehen.

Im Raucherkarhöhlensystem im Toten Gebirge konnten ähnliche Erscheinungen beobachtet werden, die auf eine Ablagerung von Schwebestoffen aus der Luft unter dem Einfluss einer Mikrozirkulation mit Ausbildung von Konkretionen hinweisen. In erster Linie waren sie an Stellen zu finden, wo ein engerer und belüfteter Gang in einen grösseren Raum mündet. Im Strömungslee der Gangmündung im grösseren Raum führten dann die Ablagerungen vor allem in Kolken und Hohlformen der Wände zur Ausbildung von Konkretionen, meist in Form von Knöpfchensinter. An Tropfsteinen und Sinterformen können ebenfalls immer wieder schwarze oder bräunliche Überzüge oder Ansätze beobachtet werden, die nicht von Sickerwässern sondern von Ablagerungen aus der Luft stammen.

Aber auch für die Entstehung von Excentriques, deren filiforme Entwicklung in allen Richtungen erfolgt, spielt der Absatz von Schwebestoffen aus der Luft eine nicht unbedeutende Rolle, der unter dem Einfluss einer Mikrozirkulation und elektromagnetischer Molekularkärfte erfolgt und im weiteren Verlauf zu einem derartigen Formenreichtum führen kann. Selbstverständlich kann allerdings mit der Feststellung dieser Tatsachen nicht generell behauptet werden, dass die Schwebestoffe in der Luft die einzige Möglichkeit zur Entwicklung von Konkretionen und Excentriques bieten, bekanntlich entstehen diese Formen auch durch Sickerwässer an Haarrissen und Gesteinsfugen. Trotzdem aber sollen diese Beobachtungen und Versuchsergebnisse auf eine der Entwicklungsrichtungen hinweisen, die in der Natur vorkommen können, eine Verallgemeinerung wäre hier, wie überall im Naturgeschehen, weit verfehlt. Es wäre aber wünschenswert, wenn auch in anderen Höhlen ähnliche Beobachtungen angestellt werden könnten, um in vergleichender Weise die verschiedenen Entwicklungsmöglichkeiten der einzelnen Erscheinungen gegenüberstellen zu können.

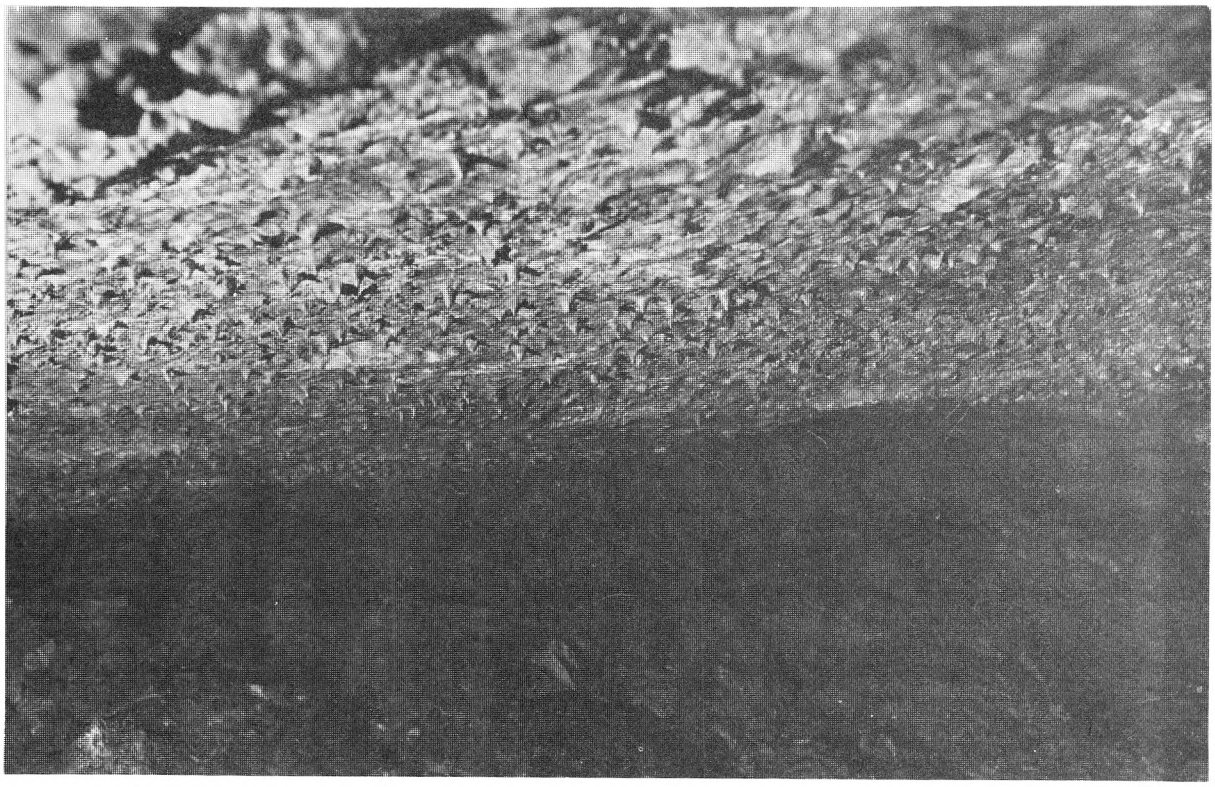
Dass aber dertige Ausbildungen nicht nur in Naturhöhlen, sondern auch in künstlich geschaffenen Räumen unter Tag zustandekommen, beweisen einschlägige Beobachtungen aus den Bergwerksstollen von Hüttenberg, Bleiberg und Eisenerz. Hier ist noch dazu die Möglichkeit gegeben, die Vorgänge zeitlich abgrenzen und bestimmen und verschiedene Entwicklungsstadien in der Zeiteinheit beobachten zu können. Trotzdem allerdings muss davor gewarnt werde, auf Grund Einzelerkenntnisse Verallgemeinerungen über das Wachstum in der Zeiteinheit anzugeben, da ja das Wachstum von Sinterformen undTropfsteinen jeder Art weitgehend schwankt und zwar in Abhängigkeit von Sickerwasserangebot und dessen Kalkreichtum und diese Faktoren wieder werden von den sehr schwankenden Niederschlagsverhältnissen in der Atmosphäre und der stark unterschiedlichen Schneeschmelze von Jahr zu Jahr bestimmt. Immerhin aber geben die Entwicklungsformen in den erwähnten Bergwerken für angewandte Verhältnisse recht gute und verwertbare Erkenntnisse. In Stollen mit einem Alter von 60 bis 80 Jahren war die Ausbildung von Sinterformen überaus reichlich. Die Sinterröhrchen erreichten eine Länge bis zu 10 cm, Sinterrippen, Sintertreppen mit kleinen Becken und Kammsinter verkleidete mit mehreren Centimetern Stärke die Wände und das Gestein, wobei je nach Eisengehalt alle Farben von reinstem Weiss über gelb bis dunkelrot vertreten waren. Das Stadium der Entwicklung war durchwegs aktiv, manche Teile waren auch noch gar nicht verfestigt und glichen einer gallertigen Masse. In 30-50-jährigen Stollen waren die Sinterformen etwas schwächer ausgebildet und die Sinterröhrchen hatten eine Länge bis zu 5 cm. Besonders schöne und filigrane Excentriques (Abb. 4) mit einigen blütenkelchartigenauskristallisierten Formen (Abb. 5) waren auf 20-jährigen Holzbalken zur Ausbildung gelangt. Das Ende dieser Stützbalken, an dem diese seltenartigen und bisher unbekannten Excentriquesformen zur Entwicklung kamen, befindet sich in einer Seitennische des Albertstollens, in der die Stollenbewetterung Luftwirbel bildet. Unter dem Einfluss der Wirbelbewegung der Luft und durch die Zufuhr von kalkhältigen Stoffen entstanden diese Formen einheitlich nach dem Strömungsverlauf gerichtet, was wieder einen Beweis für die Bedeutung von Mikrozirkulationen und ihren Transport von Schwebestoffen in unterirdischen Räumen erbringt. Desgleichen konnten in ganz ähnlicher Weise wie in der Steinerlehmhöhle Ablagerungen von bodenständigem Material in Bergwerken beobachtet werden. Das durch die Stollenarbeit wesentlich höhere Angebot von Schwebestoffen in der Luft lagerte sich auch hier an Wänden und Felspartien ab und bildete mäander- oder hieroglyphenartige Formen, wie sie uns aus den zuvor erwähnten Naturhöhlen bekannt sind.

Aber auch in Stollen jüngerer Herkunft von 5 - 10 Jahren konnten leichte Ansätze von derartigen Mäanderformen festgestellt werden, ferner waren dort ganz dünne flächenartige Sinterüberzüge und Ansätze zu Sinterröhrchen zu beobachten. Die Entwicklung von Sinterdraperien lässt sich hier in ihrem Anfangstadium gut erkennen, abgelagerte Schwebestoffe von einigen Millimetern Stärke begannen sich unter dem Einfluss von Sickerwässern zu verformen, einerseits treppenartige Strukturen mit kleinen Becken auszubilden und andererseits sich an Felskanten überzugartig zu verfestigen, während im stärker berieselten Bereich das Material abgetragen wurde.

Im lehmigen Bereich des Stefaniestollens konnten excentriques-artige Lehmformen, also Lehmexcentriques festgestellt werden.

Bei der Struktur von Sinterröhrchen konnten zwei typische Arten unterschieden werden, die einen, bei denen das Wachstum ringförmig gegliedert erfolgte und die anderen, die eine längsgefaserte Struktur mit stellenweiser Bogenformung aufweisen.

Wie rasch und umfangreich eine Entwicklung bei Sinterformen vor sich gehen kann, wird im Schlackenbergstollen bei Eisenerz erkennbar. In einigen Teilen des über 100 Jahre alten Stollens waren durch reichliches Kalk- und mässiges Feuchteangebot unzählige bis zu über 1 m Länge ausgebildete Sinterröhrchen vorhanden mit zum Teil excentriquesartigen Formen und bauchartigen Erweiterungen. Letztere entstanden dadurch, dass das gerade Wachstum durch Kalkteilchen verlegt wurde, sich dafür seitlich Ansätze ausbildeten, die zu teilweisen Hohlformen führten, in denen sich das Wasser sammelte und von diesen aus wieder neue Verzweigungen und Kristallformen an den Wasserrändern entstanden. Alle derartigen Gebilde hatten auf Grund ihres sehr raschen Wachstums eine nur geringe Festigkeit, am anschaulichsten mit Windbäckerei vergleichbar, und zerbrachen leicht bei unvorsichtiger Berührung. Man könnte sie nach Ihrer Entstehungsart und ihrem Habitus weitgehend mit den Excentriques vergleichen, denen allerdings in Naturhöhlen nur selten ein derartig reiches Kalkangebot zur Verfügung steht. Daher nehmen sie dort auch nur in seltensten Fällen so grosse Formen an, sind aber dafür wesentlich stärker den Einflüssen von Mikrozirkulationen und elektromagnetischen bzw. molekularen Kräften und Gesetzmässigkeiten unterworfen, wodurch schliesslich ihr überaus grosser und filigraner Formenreichtum erklärbar wird.



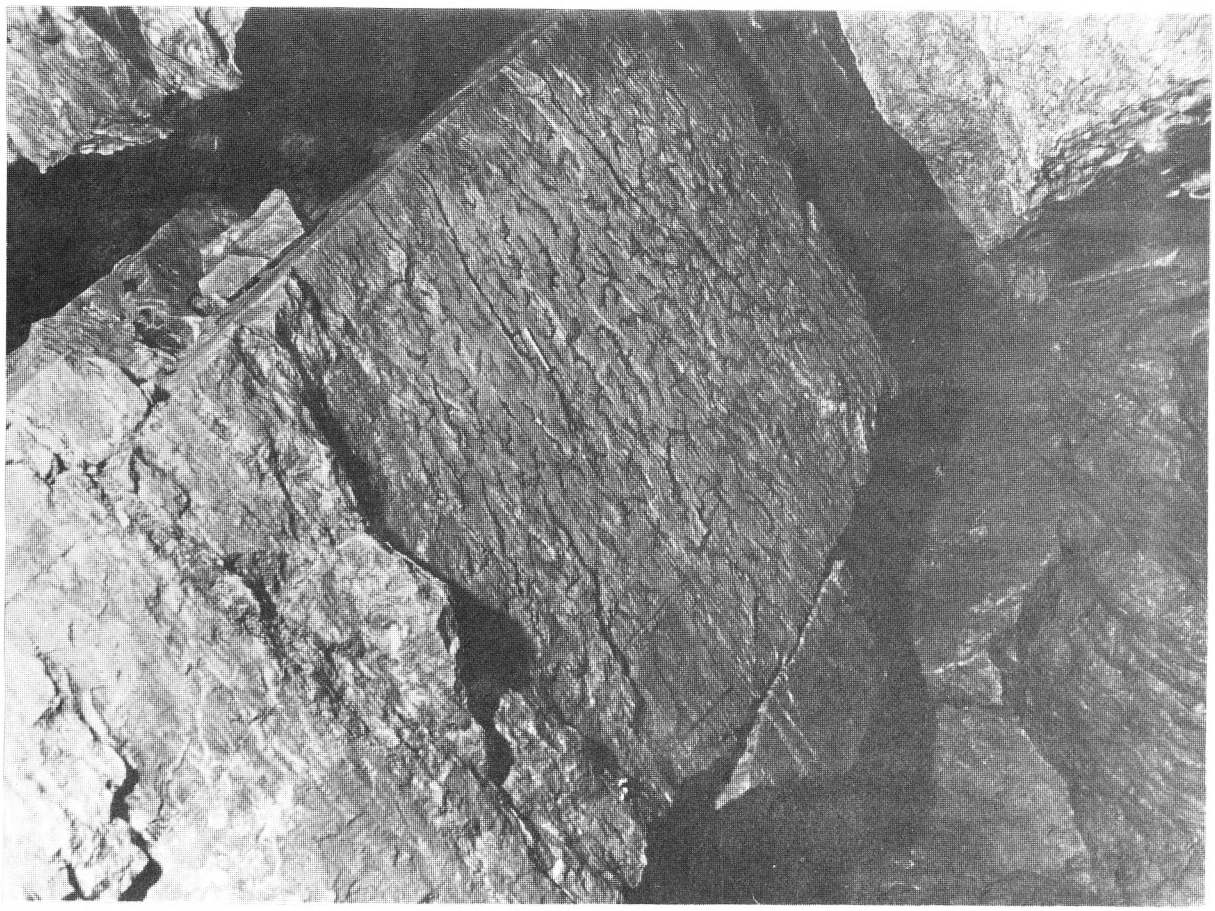
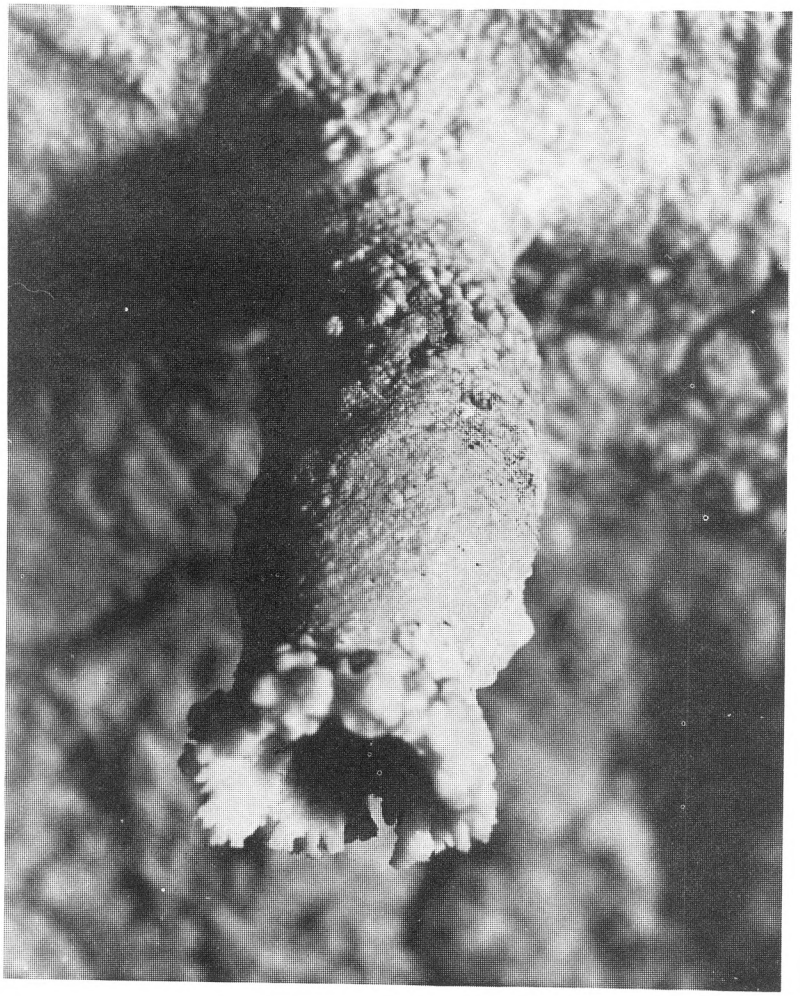


Abb.1 Steiner Lehmhöhle
Lehmkegelbildungen und Draperien aus Lehm an der Höhlendecke, 1 - 4 cm.

Abb.2 Steiner Lehmhöhle
Mäander- oder hieroglyphenartige lockere Lehmablagerungen.



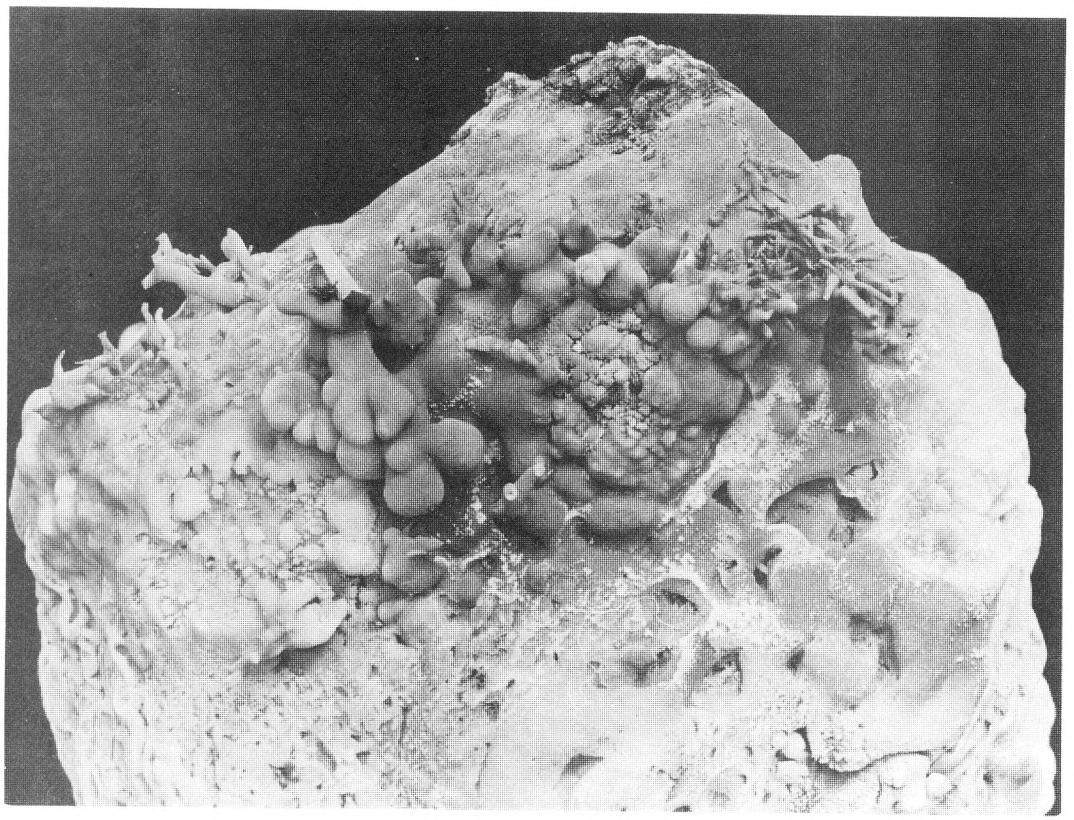
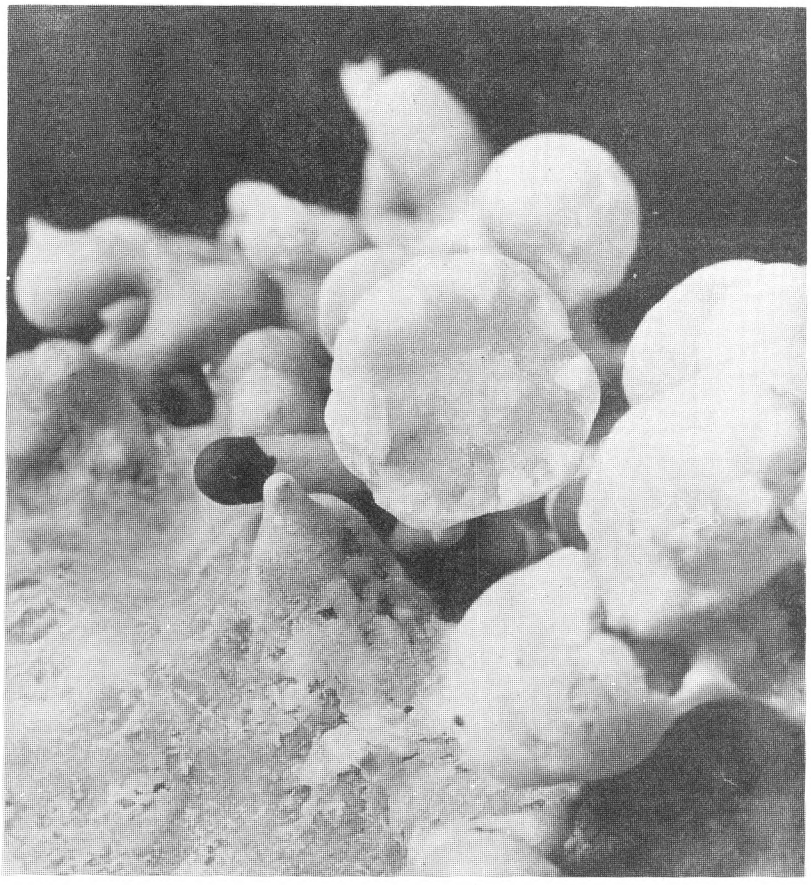


Abb.3 Steiner Lehmhöhle,
Tropfstein mit Krönchensinterbildung 8 cm.

Abb.4 Bergwerksbereich von Hüttenberg, Albertstollen.
Excentriquesbildung auf Pfosten der Stollenverschalung Ø 23 cm.



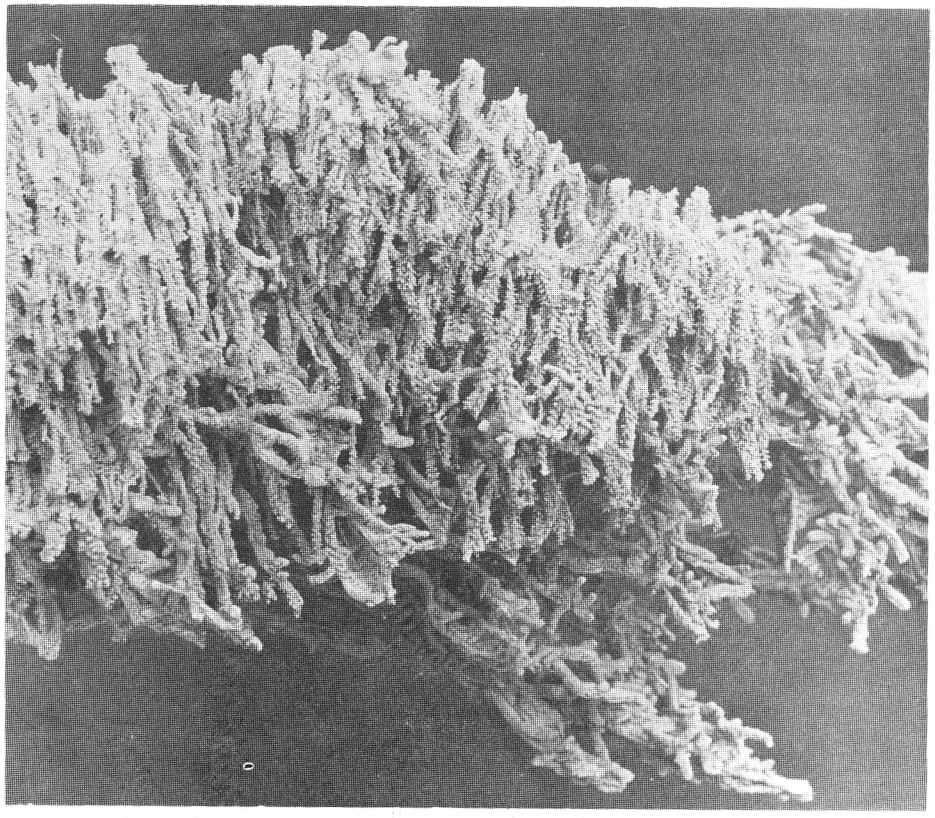


Abb.5 Bergwerksbereich von Hüttenberg, Albertstollen. Blütenkelchartige Excentriques auf Pfosten der Stollenverschalung.

Abb.6 Höhlengebiet von Plitvice, Moos mit Kalküberzug.

Photos: M.Leischner, Landesmuseum Klagenfurt

Ein anderes Gebiet, in dem die Existenz von Schwebestoffen sehr deutlich zum Ausdruck kommt, ist das kalk- und feuchtigkeitsreiche Waldbereich der Plitvicer Höhlen in Jugoslawien. Hier sind es weniger die Lehm- als vielmehr die Kalkpartikelchen, die sich zu einem mannigfaltigen Formenreichtum an Wänden und Felspartien, aber auch an Tropfsteinen ansetzen und im Laufe der Zeit sogar zu vollkommenen sinterartigen Überzügen der Moose geführt haben (Abb. 6). Bei flüchtiger Betrachtung sehen sie einem filigranst entwickelten Excentriquesgeflecht sehr ähnlich, unterscheiden sich aber im Gewicht und bei näherer Untersuchung der feinen Moosstruktur eindeutig von den echten Excentriques.

All diese Beobachtungen führen schliesslich zu der Erkenntnis, dass über die Existenz von Schwebestoffen in der Luft, die ja auch ober Tag im Sonnenlicht- schlechthin als Staubpartikel bekannt - sehr leicht festzustellen sind, keine Zweifel mehr bestehen können. Ihr Material stammt aus der näheren und weiteren Umgebung (Lehm, Kalk u. dgl.), welches durch chemische oder mechanische Erosion gelockert, durch die Zirkulation verfrachtet und durch Feuchtigkeit wieder gebunden - die drei wichtigsten Faktoren des Prozesses - an Wänden, Felspartien, Tropfsteinen, Holzverschalungen in Bergwerken und anderen Gegenständen zur Ablagerung gelangt. Wie weit sich diese Stoffe kristallin verfestigen, durch normale Austrocknung verhärten oder unter dauernder Feuchtigkeit überhaupt weich bleiben, hängt einerseits von ihrem Material und andererseits vom Feuchtigkeitsangebot in der Zeiteinheit des Entwicklungsprozesses ab. In ganz trockenen oder überaus feuchten Höhlen sind jedenfalls keine günstigen Bedingungen zur Ausbildung von Konkretionen irgendwelcher Art oder für eine mäanderartige Formentwicklung gegeben. Denn gerade die mäander- oder hieroglyphenartigen Erscheinungen sind auf molekulare und mikroelektromagnetische Kräfte zurückzuführen, die vor allen bei wechselndem Feuchtigkeitsgehalt Adhäsions- und Kohäsionseinflüsse zur Auswirkung bringen. An einem Beispiel mit ganz ähnlichen Vorgängen mikromolekularen Zusammenhanges aus dem Alltag kann man beobachten, dass sich, wenn man einen Espresso mit Schaumauflage einige Minuten stehen lässt, der Schaum allmählich setzt und sich in typisch mäanderartige Teile und Streifen zu gliedern beginnt. Dasselbe kann man erkennen, wenn man Staub auf einer glatten Unterlage längere Zeit liegen lässt und diese Fläche Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen aussetzt. Es kommt zur Ausbildung von Mäanderformen.

Schliesslich ist auch der Höhlenreif nichts anderes als ein Ablagerungsprodukt feuchter Luftpartikel an unterkühlten Felswänden, entstanden unter dem Sublimationsprozess und unter dem Einfluss der Luftverfrachtung und geformt durch Molekularkräfte, zum Teil auch noch zusätzlich unter der Ausbildung kristalliner Strukturen. Ganz ähnlichen Gesetzmässigkeiten unterliegt auch das so mannigfaltige Gefüge der winterlichen Eisblumen an Fensterscheiben.

Diskussion:

KRAMM (Köln): 1. Sind die durch Anflug entstandenen Excentriques chemisch oder mineralogisch untersucht worden?

GRESSEL: Nur teilweise und vor allem nur die Schwebestoffe. Nähere Untersuchungen werden im weiteren Programm durchgeführt.

KRAMM: 2. Ein Herabrieseln von der Decke reicht zur Erklärung für das Vorkommen von Tonmineralien als Schwebestoffe nicht aus. Da die Oberfläche von Tonmineralien starke elektrische Ladungen tragen, sind zur Disperzierung in die Luft stärkere Kräfte notwendig.

GRESSEL: Da chemische und mineralogische Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, kann man über die Eigenschaften der Substanzen auch noch kein genaues Urteil abgeben, noch viel weniger über ihre Reaktionen, ich verweise auf die Antwort zur Diskussionsbermerkung von Franke, aber eines ist sicher, nämlich die Existenz der Schwebestoffe, die jeder Höhlenbesucher optisch erkennen kann und ausserdem durch die Versuche mit den ausgehängten Klinkerplatten bewiesen ist. Ob und welche rein theoretischen Überlegungen komplizierter Form dabei zutreffen oder nicht, scheint mir von nur untergeordneter Bedeutung. Vielmehr wird auf diesem Neulandgebiet noch vieles zu beobachten und zu untersuchen sein, vielleicht ergeben sich dabei noch ganz neue Gesichtspunkte, bevor man althergebrachte theoretische Schlüsse zu ziehen beginnt. In ähnlicher Art kann man ja auch Schwebestoffe in jedem Raum bei Sonneneinfall beobachten und sogar bei völliger Unberührtheit dieses Raumes kann man nach Wochen auf allen darin befindlichen Flächen einen Staubniederschlag wahrnehmen. Warum sollen in belüfteten Höhlenräumen nicht auch bodenständige Partikel transportiert werden können, zumal ganz eindeutig parallel dazu auch in Bergwerksstollen derartige Ablagerungen bodenständigen Materials beobachtet werden konnte!

FRANKE (Kreuzpullach): Ungeklärt scheint noch das Problem der Entstehung des Aerosols. Die Abhubkräfte durch Windströmungen scheinen nicht zu genügen.

GRESSEL: Sicher sind es nur unter anderem auch die Windströmungen, die die trockenen z.T. verwitterten Partikel zum Abfall bringen und als Schwebestoffe in der Luft verfrachten. Unter der Einwirkung chemischer Erosion blättern sie auch zum Teil von selbst ab, wobei feinst zerstäubte Teilchen auch auf diese Weise in der Luft schwebend verbleiben. Dass dabei natürlich Einflüsse mikroelektromagnetischer Vorgänge von nicht geringer Bedeutung sind, ist selbstverständlich. Man braucht sich nur einige Zeit im Höhleninneren aufzuhalten, kann man alle Vorgänge par exemple vor Augen geführt bekommen.

EXPOSITION DES TRAVAUX TOPOGRAPHIQUES DU "COMPLEJO CARSTICO DE OJO GUAREÑA" (BURGOS - ESPAÑA)

PEDRO PLANA PAÑART (Servicio de Investigaciones espeleologicas de la excma. diputacion provincial de Burgos/España)

EXPOSITION DES TRAVAUX TOPOGRAPHIQUES DU "COMPLEJO CARSTICO DE" OJO GUARENA" (BURGOS)-ESPAÑA)

Nous essayons d'exposer dans ce travail un bref résume de ce qu'a été jusqu'à présent les travaux topographiques dans ce "complejo cárstico", ainsi que les plans de travail qu'on a preparés ou qui sont prévus pour un futur inmédiat.

D'abord on donne un rapport des campagnes annuelles qui ont été réalisées, en spécifiant les différents secteurs qui ont été incorporés et le blancement spéléométrique obtenu.

Les campagnes de topographie se sont commencées le 1958, en ayant obtenu jusqu'à la dernière révision on Mars 1969 un développement de 32.193 mètres.

Ensulte on décrit quelques caractéristiques techniques des élévations topographiques. D'abord l'organisation cartographique: étant donné la grande extention qu'occupe cette cavité on a procédé à la diviser en cinq secteurs (Dédalo Oeste, Sector Central, Sector Este, Segunda Axial y Sector de Resusgenica). On en a de chacun un plan général aux échelles de 1/1.000 ou 1/500 selon la difficulté. On a en plus les plans partiels des zones labyrinthiques ou d'intérêt archéologique a des échelles plus grandes (1/250).

On décrit ensulte les méthodes employées dans les élèvements. Ils ont été toujours réalisés par des procédés dégagés, en employnat des légers instruments de main. Néanmoins on a attaché beaucoup de valeur à la précision, avant tout à l'égard des galeries principales ou axiales.

Pour en finir on expose un programme des besoins qui comprend des travaux de topographie extérieure, pour situer avec précision toutes les entrées entre elles mêmes; et aussi de topographie intérieure d'appui afin d'établir une chaîne de points, desquels on partire pour réaliser la topographie interne de détail.

PRÄSENTIERUNG DER ARBEITEN ÜBER DIE TOPOGRAPHIE DES KARSTGEBIETES VON "OJO GUARENA" (BURGOS-SPANIEN)

In dieser Arbeit wollen wir eine Zusammenfassung geben, sowohl über die topographischen Arbeiten, die über dieses Karstgebiet bisher geleistet worden sind, als auch über die Arbeitspläne, die ausgearbeitet wurden oder für die unmittelbare Zukunft vorgesehen sind.

Zuerst wird eine Übersicht gegeben über die jährlich geleistete Arbeit, wobei die verschiedenen Teilgebiete erwähnt und die speläometrische Bilanz gezogen wird.

Die topographischen Arbeiten begannen im Jahre 1958, und man hat bis zur letzten Revision im März 1969 die Zahl von 32.193 m erreicht .

Im folgenden werden einige technische Besonderheiten der Erhebungen beschrieben.

1. die kartographische Organisation. Da diese Höhle sehr groß ist, hat man sie in 5 Sektoren aufgeteilt (West-Labyrinth, Zentralsektor, Ostsektor, Achsenteil und Sektor der Quellen). Von jedem dieser Teile gibt es einen allgemeinen Plan im Maßstab 1:1.000 oder 1:500 je nach Schwierigkeit. Es gibt auch noch Teilpläne der Labyrinthzonen oder für die Archäologie in größeren Maßstäben (1:250).

   Es wird dann beschrieben, welche Methoden bei den Vermessungen verwendet wurden. Es wurden immer eingeführte Verfahren verwendet und leichte Handinstrumente benutzt. Nichtsdestoweniger wurde großer Wert auf Genauigkeit gelegt,vor allem in Bezug auf die Hauptgalerien oder den Sektor der Achsen.

   Zum Schluss wird ausgeführt, daß noch äußere topographische Arbeiten gemacht werden müssen, um mit Genauigkeit alle Eingänge festzulegen: eine innere Hilfstopographie, um eine Serie von Punkten festzulegen, von denen man ausgehen kann, um die innere Topographie im einzelnen verwirklichen zu können.

PREAMBULO

Es nuestra intención, al presentar este breve trabajo sobre el Complejo Cárstico de "Ojo Guareña" , exponer algunos puntos tocantes exclusivamente a las características de la labor de levantamiento topográfico que se viene realizando desde el año 1958 en este importante fenómeno que por su desarrollo ocupa el quinto lugar mundial.

No es nuestra función, por tanto, dar ninguna visión de conjunto sobre los múltiples aspectos que presenta esta sistema, lo cual se cubrirá en buena medida a lo largo de las restantes ponencias tocantes al mismo, que se presentan a este V Congreso Mundial de Espeleologiía.

Así, nos limitaremos a tratar, en primer lugar, sobre las etapas del levantamiento, citando los distintos grupos espeleológicos que han intervenido en los trabajos y las partes más importantes que se han ido incorporando en las sucesivas campañas. A continuación daremos algunas características técnicas de la topografía efectuada, apuntando los inconvenientes que en ella se nos evidencian y los trabajos consecuentes pare su remedio, tanto efectuados como en proyecto.

Terminamos este prólogo dando cuenta de que el conocimiento total de este gran complejo subterráneo que es "Ojo Guareña", dista mucho aún del estado actual de las exploraciones. Es por esto que esperamos, que desde la presentación de esta ponencia hasta la celebración del Congreso, la cifra del desarrollo total se haya incrementado considerablemente, y tengamos, por tanto, que corregir la relación que en este trabajo presentamos.

ETAPAS DEL LEVANTAMIENTO.

Año 1958. - El G.E.S. del C.M. Barcelonés y un equipo vasco-burgalés-alcoyano topografían el PRIMER P150, los "GOURS", Galería de la Esperanza y realizan un esbozo de los Pisos 2º y 3º.

El recorrido completa los 12 km.

Año 1961. - Se levante la topografía de los principlaes abrigos prehistóricos pare el Museo Arqueológico de Burgos.

Año 1963. Participan en la topografía los equipos de Burgos, Vitoria y Alcoy. Se completa el levantamiento del 2º Piso; se hace el de la Galería de los Iralianos hasta el Laberinto Vitoria; se levanta una gran parte del sector del Laberinto Alcoy y casi se complets el sector de la "Chimenea de los Hussos".

Desarrollo total logrado: 16.100 mts.

Se topografían también las cuevas de San Bernabé, Cubía y Cornejo, pertenecientes al mismo aparato, pero separadas por obstrucciones.

Año 1964.- Los equipos de Burgos, Alcoy, Bilbao y Vitoria operan en la revisión del 3-er Piso, topografía de las nuevas galerías Speos, Vía Seca y otras laterales de la Galería Principal, además de los Pasos de Mahoma y Alava.

Se consiquen los 21.550 mts. de desarrollo.

Se exploran y topografían, asímismo, las cavidadesde Covanería, Sumidero del Río Guareña y Surgencia de la Torcona.

Año 1966. - Se hace un levantamiento de detalle de la Sima Dolencias, a gran escala, para su estudio genético. Se localiza, mediante brújula taquimétrica, el punto probable que corresponde, en superficie, a la "Chimenea de los Huesos", para intentar desobstruírla y utilizarla como acceso directo al Sector Este del Complejo.

Es descubierta la Galería del Hambre y su continuación, la Galería del Aburrimiento. Un equipo vasco-burgalés procede a la topografía de la primera.

La topografía de la Cueva Torcona es el principal avance efectuado esta año, la cual cuenta ya con cerca de 2.000 metros de desarrollo topografiado, sin haberse agotado sus posibilidades.

Se levanta, también, la topografía de las cuevas de Villamartín, y Prado Vargas.

Los espeleólogos que realizan estos trabajos son de los grupos de Burgos, Córdoba y Alava.

Año 1967. - Se desarrolla una única campaña topográfica, durante la última semana del mes de Marzo, con participación de Burgos, Córdoba y Sabadell, consiguiéndose el levantamiento casi total de la nueva Galería del Aburrimiento.

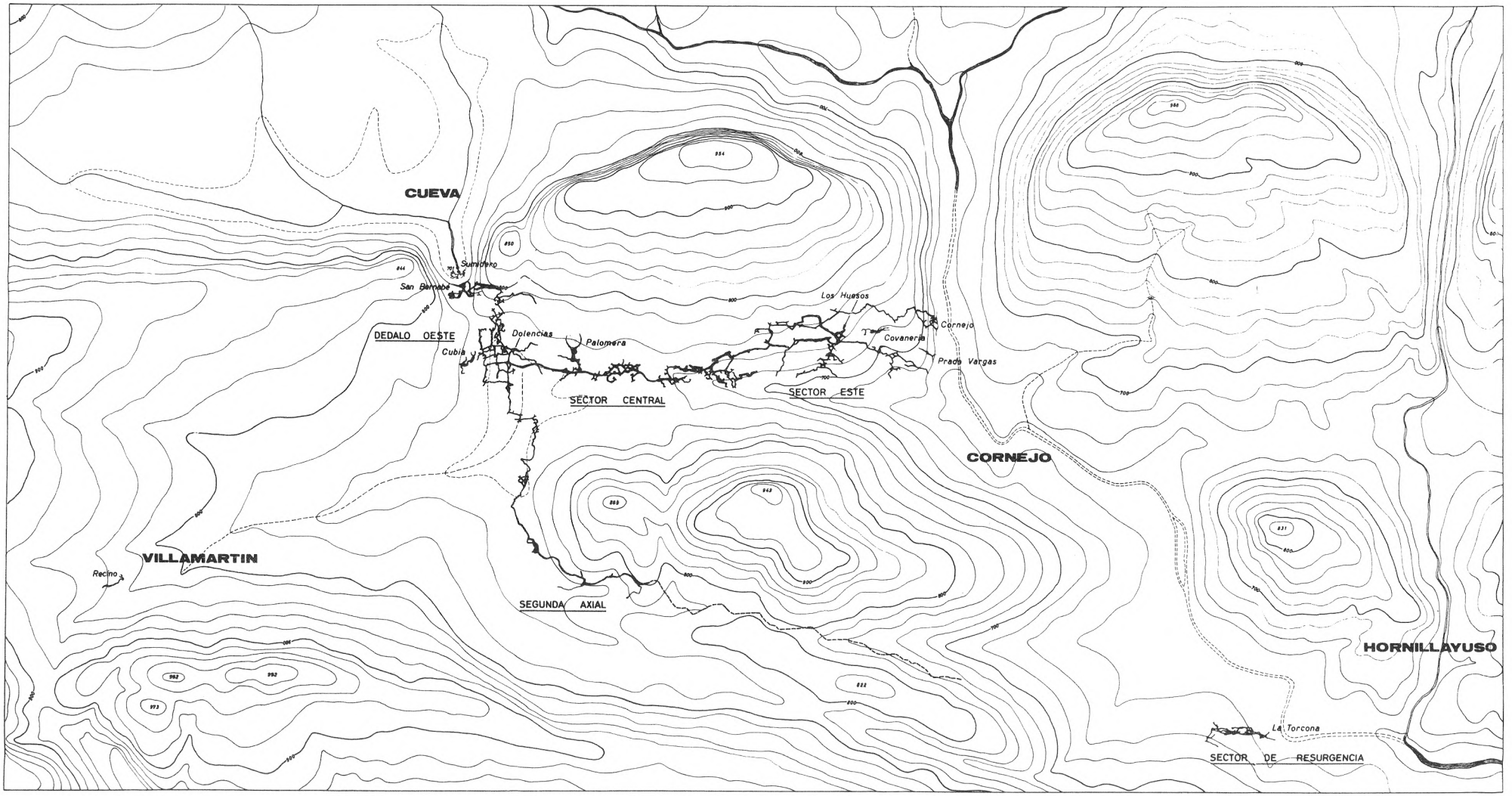
En cortas jornadas esporádicas se topografía la Cueva-Sima de Covanería y las galerías artificiales excavadas en ella a fin de establecer comunicación con el Sector Este. Tambien son levantadas algunas pequeñas galerías interiores de este mismo sector, todo ello a cargo del grupo de Burgos.

En Mayo de este año, el desarrollo total topografiado es de 25.430 mts.

Año 1968. - En unas primeras exploraciones, realizadas por el grupo de Burgos, se consigue unir al Complejo la Cueva de Cornejo, por desobstrucción de una galería colmatada, con el consiguiente incremento superior a los 1.000 mts. En el mes de Agosto, en una campaña de ámbito nacional, se topografía lo restante del Aburrimiento, los Laberintos Alcoy y Vitoria, unos sectores arqueológicos, y se efectúa una revisión, con métodos más precisos, de la Galería de los Italianos, que adquiere una mayor importancia topográfica por ser el único eje de unión con la Galería del Aburrimiento.

La participación en la topografía de esta fase, corre a cargo de grupos de Burgos, Córdoba, Barcelona, Tarragona, Lérida, Alava, Guipúzcoa, Vizcaya, Madrid, Asturias, Alicante y Valencia.

El desarrollo total topografiado, que en espera de nuevas exploraciones damos como definitivo al cierre de estas líneas, es de 32.193 m.



1.000 500 0 1.000 2.000 m.

Escala 1 / 10.000

COMPLEJO CARSTICO DE "OJO GUAREÑA"

MERINDAD DE SOTOSCUEVA BURGOS

Representacion del relieve tomada del MAPA NACIONAL 1 / 50.000 por LUISO ORTE y PEDRO PLANA

S 28 / 3

CARACTERISTICAS TECNICAS

ORGANIZACION CARTOGRAFICA

En el estado actual de la topografía de "Ojo Guareña", hemos dividido el Complejo en cinco sectores, en los que hemos incorporado todas las cuevas adyacentes que tienen correspondencia topográfica e hidrológica actual o pasada. No obstante, estas no se han tenido en cuenta en la relación de los sucesivos desarrollos que hemos dado hace un momento.

Damos esta división para poder relacionar más fácilmente las distintas galerías que se van citanto, con el bloque de conjunto:

I. - DEDALO OESTE
Sima Dolencias; Primero, Segundo y Tercer Pidos, hasta el "sifón" o codo inferior de la Galería de los Italianos, al sur; Sumidero del Río Guareña (aparte); Cuevas de San Bernabé (aparte) y Cueva Cubía (aparte).

II. - SECTOR CENTRAL
Cueva Palomera; Galería Principal o 1ª Axial; Sala de Cartón y Galerías de la Fotoquina; Vía Seca y zona del Laberinto Alcoy, hasta los "Siete Gours".

III. - SECTOR ESTE
Sima de los Huesos; Galerías Turísticas; Paso de Mahoma; Paso Alava; Laberinto Gruyère; Galería Speos; Galería de la Esperanza, hasta el Sifón Terminal; Cueva-Sima de Covanería (aparte); Cuevas de Cornejo; Cueva de Prado Vargas; Sumideros del Trema (aparte, y aún por explorar en su mayor parte).

IV. - SEGUNDA AXIAL
Galería de los Italianos; Laberinto Vitoria; Galería del Hambre y Galería del Aburrimiento.

V. - SECTOR DE RESURGENCIA
Cueva Torcona; Cueva Torquilla y Fuente del Torcón.

Las primeras topografías efectuadas se fueron recopilando en un plano global a escala 1/2.500, de todo el conjunto formado por la cavidad principal (Cueva Palomera-Sima Dolencias). Las restantes cavidades se dibujaron en planos separados, a la misma escala.

Al irse extendiéndo los ejes de la cavidad explorada y al hacer su aparición zonas tan intrincadas como los Laberintos, hubo que pensar en hacer un plano más detallado, a una escala mayor, y por tanto, con la necesidad de dividirlo en los sectores citados.

Al precisar una mejora de los detalles representados sobre el papel, los datos existentes de los primitivos levantamientos fueron quedando insuficientes con lo que se hizo necesaria la revisión de la mayoría de los levantamientos. Hasta el momento, los dos ejes principales del sistema han sido revisados y cartografiados. En 1.964 se inició la revisión de la 1ª Axial o Galería Principal, efectuándose desde su entrada por Cueva Palomera hasta los "Siete Gours". En el pasado año, se hizo la ya mencionada revisión de la "Galería de los Italianos" que enlaza con la 2ª Axial o Galería del Aburrimiento, y que adquiere por ello una importancia extrema. Estos dos nuevos levantamientos se han realizado a las escalas 1/1.000 y 1/500, respectivamente, en relación a su trazado complicado. Se han realizado, igualmente, un considerable número de revisiones locales en los Laberintos y partes con yacimientos arqueológicos o con especial interés turístico, de todos los cuales se han hecho planos a escalas mayores (1/500 ó 1/250).

METODOS EMPLEADOS EN LOS LEVANTAMIENTOS

Se han venido usando hasta este momento, métodos de topografía expedita Brújulas de mano de distintos tipos (Breithaupt, Bézard, Recta, etc.), generalmente con eclímetro incorporado, y con una apreciación que oscila entre los 2 y 1º sexagesimales, tanto en medición de rumbos como de ángulos de pendiente. La medición de distancias se ha hecho siempre por medio de cinta métrica metálica o de tela.

Las condiciones en que se han efectuado algunas poligonales, especialmente las de laberintos y zonas inundadas, no han sido siempre favorables, con lo que se han llegado a cometer errores de cierre bastante considerables, obligando a nuevas revisiones. Sin embargo, podemos afirmar que, en general, el error lineal en el cierre ha sido menor del 8% de la longitud de la poligonal. De todos modos, este error, comprobado sólo en una minoría de poligonales cerradas sobre sí mismas o por método de ida y vuelta, no ha podido ser calculado en una gran parte de itinerarios que por premura de tiempo se han dejado "colgados". Si se considera la gran longitud de algunas galerías, como la 2ª Axial, que cuenta con 6,3 km. de galería única sin posibilidad de ningún enlace con otras poligonales que puedan servir para basar la compensación, se hace evidente la magnitud de los errores de situación de los puntos extremos. Por esta causa, en estos casos como el citado, los sistemas empleados se han afinado en lo posible, aún sin salirse de los métodos expeditos, con el empleo de una brújula Universal Meridian, de suspensión cardan, cuya apreciación es de 1/2 grado centesimal en ámbos limbos, y con el uso de bastones de estacionamiento, los cuales han disminuído considerablemente el error por imprecisión de estación, aumentando, al propio tiempo, la exactitud de las distancias y asegurando el un mayor paralelismo de las visuales con la líne del suelo entre puntos. El error de cierre ha disminuído, así, a un 2 %, en el caso concreto de la Galería de los Italianos, sin que esto haya suquesto, en absoluto, agotar todas las posibilidades de precisión, con estos mismos medios.

Con la aparición de comunicaciones entre las diversas cuevas de que consta el Complejo (Sumidero del Guareña y Cueva de Cornejo con la cavidad principal) y con el descubrimiento de un nuevo punto de acceso (Sima de los Huesos), aparece la posibilidad de compensar varios de los itinerarios "colgados", pudiéndose rebatir la casi totalidad de la topografía interior sobre la superficie del terreno, y ligarla, de este modo, a una red topográfica externa, mucho más precisa.

Con todo esto, nos presentamos ante un programa de necesidades inmediatas, que tratamos de exponer a continuación:

TRABAJOS A EFECTUAR

A. - TOPOGRAFIA EXTERIOR

La representación del relieve externo,del área de "Ojo Guareña", ha sido obtenido por ampliación del Mapa Nacional a escala 1/50.000, el más detallado de que disponemos. Por esta causa, las deformaciones del original se han transmitido y multiplicado, en el plano que presentamos a escala 1/10.000, de modo que en ninguna forma puede servirnos de base para la fijacíon exacta de las bocas, máxime cuando tenemos que inter-relacionarlas.

Necesidades:

1ª. - Construcción de hitos señaladores fijos en los puntos-base de cada una de las bocas de entrada.

2ª. - Trianqulación con teodolito a partir de las cotas fijas de Villamartín, Cueva y Cornejo, para fijar la situación altimétrica y planimétrica de todas las bocas.

3ª. - Fijar las coordenadas locales de ellas, en un sistema cuyo origen puede ser el Sumidero del Guareña, por ser el punto situado más al Norte y Oeste de las cavidades intercomunicadas, y por ser, precisamente, los sentidos de avance de las aguas, Sur y Este.

B. - TOPOGRAFIA INTERNA DE APOYO

1ª. - Poligonal-base con taquímetro o brújula taquimétrica, entre los PUNTOS-BASE de Sima Dolencias - Cueva Palomera - Sima de los Huesos - Cueva de Cornejo. Esta poligonal será compensada mediante el conocimiento de las coordenadas de estos puntos-base, por la triangulación exterior.

2ª. - Poligonal secundaria con brújula taquimétrica desde el punto-base de la Sima Dolencias hasta el punto final de la Galería del Aburrimiento. A fin de compensarla, se hará por el método de ida y vuelta.

La poligonal-base se habrá de prolongar, por su extremo Oeste, hasta su enlace con la topografía del Sumidero del Guareña, de la que el Complejo está separado, tan sólo, por unos pocos metros de material clástico, y desde la misma Sima Dolencias tratará de hacerse lo mismo con la Cueva Cubía.

Estas dos poligonales de apoyo deberán ser completadas, en los tramos que comprenden los laberintos y lagos, por visuales deducidas de un número suficiente de observaciones expeditas promediadas.

C. - TOPOGRAFIA INTERNA DE DETALLE

Revisiones topográficas expeditas y a la escala que requiere cada caso (aunque unificando los planos por sectores a la escala común 1/1.000, tomando como puntos de partida los de las pligonales taquimétricas anteriores.

РОЛЬ ТОПОГРАФИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ПЕЩЕРООБРАЗАНИИ ГОРНЫХ СТРАН НА ПРЕМЕРАХ ИЗВЕСТНЯКОВЫХ МАССИВОВ ГРУЗИИ

З.К.ТИНТИЛОЗОВ

Тбилиси, ул.З.Рухадзе I, Институт географии им. Вахушти.

В пещерообразовании горных стран первостепенную роль при других благоприятных условиях играет топографический фактор, в частности, уклоны, орографических поверхностей. Роль этого фактора в современном карстообразовании наглядно иллюстрируют не только грузинские и крымские горные массивы, но и другие карстовые области СССР. Исследования этих районов повсеместно показали, что с увеличением наклона склонов как правило значительно уменьшается интенсивность закарстовывания, а уже при уклоне более 12-15°, за редким исключением, карстообразование прекращается (по этому поводу см. работы известных советских исследователей карста: Н.А.Гвоздецкого, 1954; И.К.Зайцева, 1940; Г.А.Максимовича, 1963; Д.С.Соколова, 1962 и др.).

В этом смысле примечателен крупный известняковый массив Арабика в Абхазии, рельеф которого сформирован единой сложной антиклинальной возвышенностью. Господствующими формами его являются крутосклонные (35-55°) хребты с узкими гребнями. На первый взгляд весьма благоприятные условия для развития карста в нем создают мощные толстослоистые и массивные чистые известняки верхнеюрского и нижнемелового возраста, а также обильные атмосферные осадки (1400 мм на курорте Гогра, 1737 мм в районе метеостанции[x/] на Гагрском хребте). Однако несмотря на это большинство прибрежных хребтов закарстованы на редкость слабо и лишены не только шахт и пещер, но даже элементарных карстовых образований. Аналогичная картина наблюдается и на других высокогорных массивах Грузии. На поверхностях крутых склонов, явно преобладающих в пределах высокого карста Грузии, атмосферные осадки быстро стекают в тальвеги и фильтрация дождевых и талых снеговых вод в губину массивов сводится на нет. Из сказанного вытекает, что для пещерообразования недостаточно наличие растворимых пород и обилие атмосферных осадков; даже трещины в неблагоприятных орографических условиях теряют свойственную им ведущую роль в пещерообразовании.

Современный этап спелеологического изучения Грузии позволяет по плотности карстовых полостей и густоте[x/] пещерных ходов отчетливо выделить массивы, сложенные субгоризонтально залегающими породами и имеющими более или менее ровную или слегка наклонную поверхность (см. в табл.1 Верхне-Имеретинский, Гудаута-Отхарский, Цебельдинский массивы). Для этих трех массивов показатели плотности пещер и густоты пещерных ходов составляет соответственно: 196,0 и 37850; 247,0 и 42400; 228,0 и 37500; а для высокогорных хребтов, какими являются Гагрский, Бзыбский и Охачкуэ, соответственно: 53,6 и 3405, 23,4 и 1328; 72,0 и 2865.

Любопытно отметить, что 65% от общего количества известных пещер Грузии являются горизонтальными полостями, что объясняется не столько более широким распространением слоистых карстующих толщ, по сравнению с массивными известняковыми породами, сколько тем, что субгоризонтальное залегание известняков на платообразных поверхностях создает благоприятные геоморфологические и гидрометеорологические условия для пещерообразования. Кстати, почти все крупные исследованные пещеры южного склона Кавкасиони заложены и развиты в почках слоистых известняков меловой системы /пещеры Абрскила, Ткибула-Дзеврула, Уатап-ахы, Келасурские и др./. В пределах только Верхне-Имеретского плато насчитывается 24 карстовые пещеры длиннее 100 м., тогда как по всему Крыму и Уралу их только по 26 /Дублянский, 1956, стр.124; Максимович, 1965, стр.67/. Такие районы, как справедливо замечает Н.А.Гвоздецкий, обеспечивают "...чрезвычайно широкую циркуляцию вод в боковом направлении при наличии определенных сестем дренажа" /1954 стр.III/

[x/] Находится на абс.высоте 1644 м.

[x/] Понятие плотности и густоты карстовых пещер введены в литературу Г.А.Максимовичем 1963. Плотность - это количество пещер, а густота - общая длина всех пещерных ходов, приходящаяся на 1000 км^2 площади карстующихся пород.

И в полосе высокого карста Грузии наиболее интенсивно закарстованные участки приурочены к выравненным элементам рельефа,на что указывает плотная сеть воронок на "Дидваке" и в окрестностях Мамдзышхи (Арабика),на вершинных поверхностях Бзыбского хребта,Рихва,Охачкуэ,Накерала,а также вдоль омертвевших плоских днищ долин (Гелгелукская,Шраттовая,Орта-балаганские,(Арабика),Бгия (Бзыбский хр) Бееши,"Диди Опудже" (Охачкуэ) и др.

Выположенность рельефа здесь обусловлена длительным плоскостным воздействием внешнединамических агентов (ледниковая эрозия,нивация,морозное выветривание) или общим планом тектонического строения района или же участием обеих факторов.Яркие примеры подобных зависимостей можно наблюдать почти на всех массивах Грузии,крутые склоны которых совпадают с крыльями широтно направленных тектонических структур,правильно выраженных в рельефе.На примерах этих массивов устанавливается,что наклонные залегание пластов,оказывая направляющее действие на коррозионный процесс,ограничивает,вмещает в строгие рамки территорию поверхностного проявления карста.Именно в этом случае формируется т.н. направленный или ориентированный карст Шукин,1964,стр.11 .

Несмотря на ряд неблагоприятных моментов,знач тельно задерживающих в прошлом и задерживающих в настоящее время ход карстовых процессов,карст в пределах высоких массивов Грузии в целом достиг такого интенсивного и поистине мощного развития,что массивы эти не имеют себе аналогов среди других районов СССР (см.также Гвоздецкий,1965,стр.103).

Таким образом,в условиях горной области развития карста может иметь интенсивный характер и при наклонном залегании пластов,если они в ареалах выхода на поверхность образуют выровненные трещиноватые участки,обеспечивающие не только площадную медленную инфильтрацию,но и аккумуляция снега и свободный отвод вод в глубину.

Нашими исследованями подтверждается,что наиболее благоприятная среда для формирования глубинных карстовых форм в условиях сильно расчлененного высокогорного рельефа создается ниже горнолесной высотной зоны,где происходят заметные выполаживания поверхностей и сосредотачивания вод,рассредоточенных на весьма расчлененных и трещиноватых гребневых участках средне- и высокогорных массивов.

Из 426 известных (на 1.XI. 1968) в карстовой полосе южного склона Кавкасиани глубинных полостей, имеется 149 колодцев и шахт,суммарной глубиной 5397 м,а суммарная длина горизонтальных ходов пещер - 50569 м.Для сравнения интересно отметить,что аналогичные данные для Крымского карста на 1.X.1965, года составили соответственно:16343 м и 29804 м (Дублянский,1965,стр.123).
Таким образом,суммарная глубина крымских исследованных вертикальных пещер в три с лишним раза больше по сравнению с подобными полостями Грузии,а по суммарной длине горизонтальных ходов крымские массивы значительно отстают от грузинских,несмотря на то,что у нас количество исследованных полостей гороздо меньше[x/],чем в Горном Крыму.

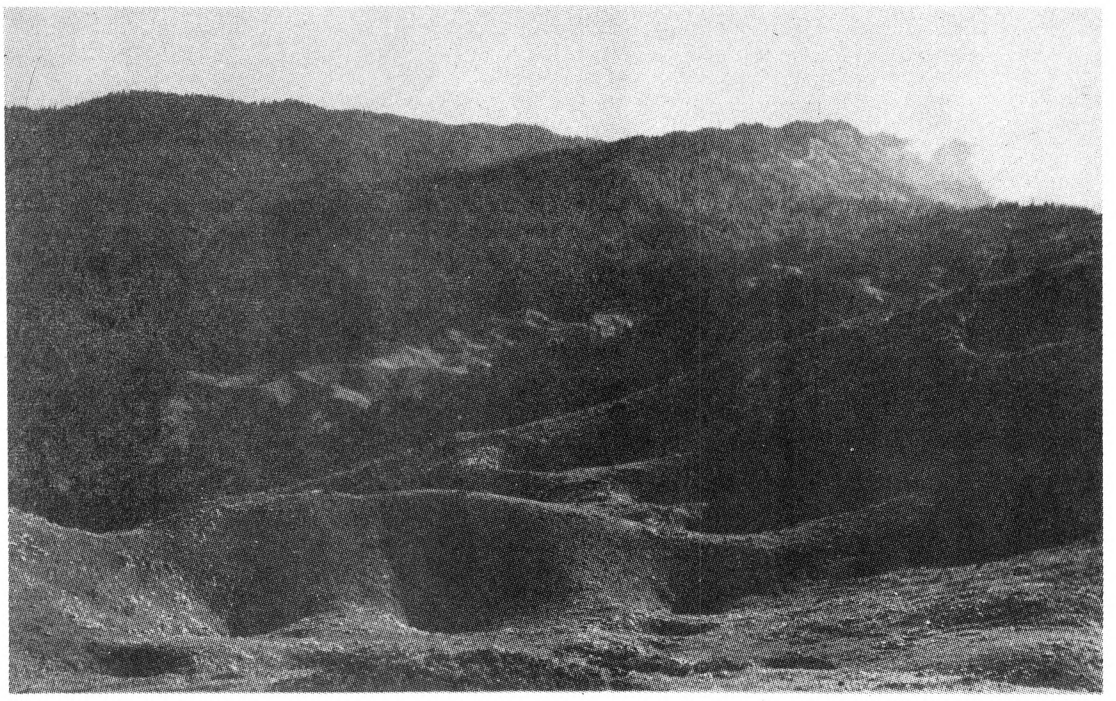
В Западной Грузии шахты и колодцы глубиной до 50 м составляют 77,7 % от общего количества вертикальных пещер:20% приходится на пещеры глубиной от 50 до 100 м,а глубже 100 м (до 300 м) - 2,3%[xx/].

Чем же объясняется весьма незначительное количество глубоких карстовых полостей (см.табл.1) в известковой полосе южного склона Кавкасиони? Ведь по основным условиям развития карста горные массивы Грузии ничем не уступают интенсивно закарстованным регионам Альп,Динарских гор и,тем более, Яйлинским столовым массивам Крыма.

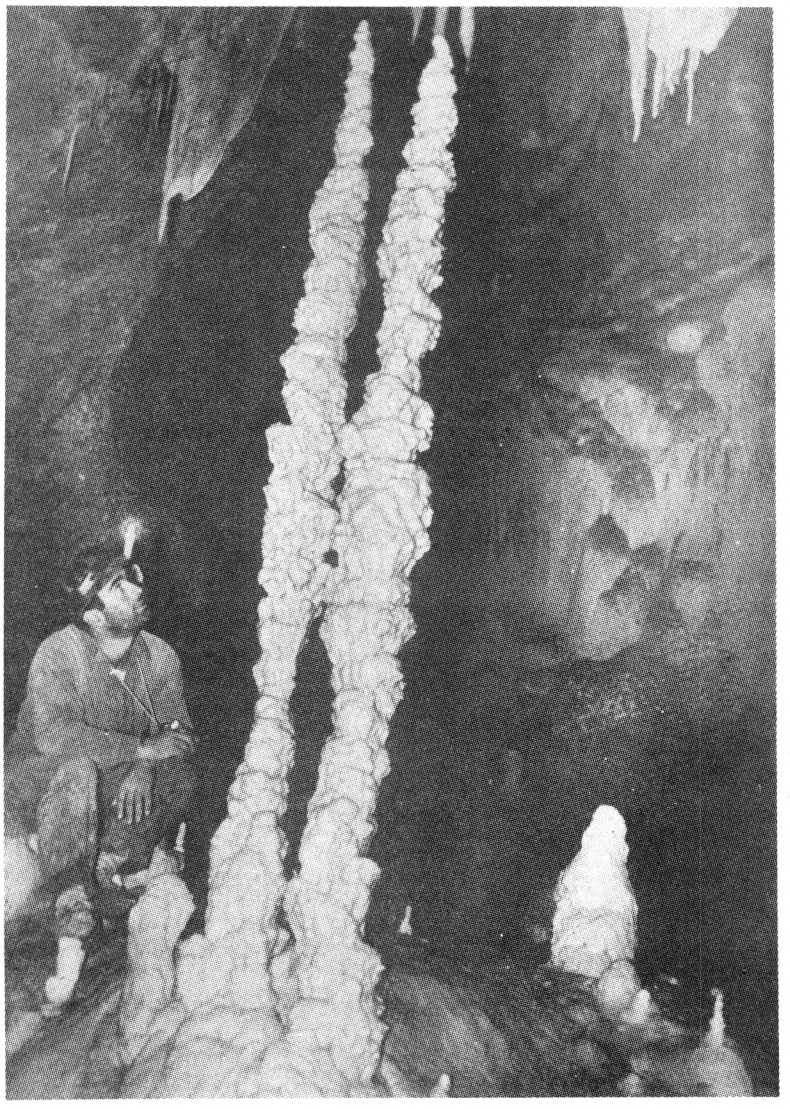
Площадь карстующихся пород южного склона Кавкасиони (с общей мощностью до 3000 м) более чем в 5 раз превышает площадь карбонатных пород Горного Крыма,а годовая сумма атмосферных осадков на горных известняковых массивах составляет 1800-2000-2400 мм,на Яйлинских массивах же не превышает 1000 мм,а в большинстве районов Динарской карстовой области -от 900 до 1800 мм.

[x/] Например,совершенно не исследованы полости,находящиеся в полосе разгрузки многоводных подземных рек Мчишта,Репруа,Речхи,Легвешара и др.

[xx/] Из имеющихся 5 пещер с глубиной от 100 до 300 м две открываются в пределах низкогорья.В Крыму же 35 пещер с такими же глубинами.



Закарстованные поверхнати массива Охачкуэ /западная Грузия/ фото: З.К.Тинтилозова



Сталагмиты в зала Сухуми /Абхазия/
фото: З.К.-Тинтилозова

Исключительное избыточное увлажнение горных известняковых массивов Западной Грузии обусловливается не только их большой снежностью,но и большим числом туманных дней (в год 189).Коэффициент увлажнение здесь составляет 2-2,5.Такие гидрометеорологические условия благоприятствуют круглогодичному функционированию ряда довольно мощных воклюзских источников,среди которых особо выделяется Мчишта (южный склон Бзыбского хребта,85 м над ур.м.),одна из крупнейших карстовых рек СССР,отличающаяся значительными колебаниями стока.Ее минимальный расход -1,35 $м^3$/сек (13-16.X.1962),а максимальный - 197 $м^3$/сек. 1963 ; соответствующие данные для Рачхи (Охачкуэ) -172 $м^3$/сек (2-4.VI.1962) и 34,0 $м^3$/сек (5.VI.1962) ,для Олори (правого притока Речхи) - 0,2 м/сек (15.X.1964) и 20,0 $м^3$/сек (15.XI. 1964).

Эти источники Гидрокарбонато-кальцево-натриевого состава.Их общая минерализация крайне невелика (0,1777-0,2326 гр л),что является несомненным показателем того,что подземные воды движутся в хорошо проработанных полостях.На это же указывает быстрое влияние дождевых и талых снеговых вод на режим подземных карстовых вод;в это время дебит некоторых из них увеличивается в несколько раз.Приходится предполагать,что в питании круглогодично дебитирующих крупных карстовых источников принимают участие не только низко- и среднегорные склоновые поверхности,но и водосборные бассейны вершинных поверхностей высокогорья.Если же это так,что глубина закарстования в известняковой полосе Грузии,т.е,вертикальная разница между областями питания и разгрузки,по самым скромным подсчетам,колеблется в пределах 1200-2200 м.

Итак,из вышесказанного можно сделать обобщающий вывод:известняковые массивы южного склона Кавкасиони безусловно содержат в себе глубокие карстовые полости и длинные пещерные системы,пока не раскрытые и недоступные для непосредственного исследования.Нераскрытость входных отверстий крупных обводненных полостей (Мчишта,Речхи,Репруа,Легвешара и др.) предгорной полосы и весьма затрудненный расход вытекающих из них потоков вызывается господс вом узких отводящих щелей в ареалах разгрузки и более глубокими положениями дниш питающих их бассейнов,по сравнению с очагами непосредственного излива.Проникновение циркулирующих по трещинам вод значительно глубже,чем их современные выходы на поверхность,при наличии благоприятных геологических условий,вполне реальный факт и зависит прежде всего от раскрытости тектонических трещин и характера их глубинного заложения.

В этом отношении ценный материал дают глубокие структурные скважины Абхазии и Колхидской низменности,пробуренные для разных целей (поиски нефти,газа,угля,термальных вод).Так,например: структурное бурение,проведенное в ущелье Гагрипш (скважина № 2)[x/],выявило явные признаки закарстования в интервале глубин 975-980 м.С этой глубины была получена практически пресная холодная (16,5°), гидрокарбонатно-натриевая вода,дебит которой составлял 0,33 $м^3$/мин.,а общая минерализация - 0,5-0,7 г/л.Интенсивное поглощение промывочной жидкости наблюдалось в трещинах Гагрской скважины № I[xx/],в интервале 1450-1468 и 1468-1474 м.Эта скважина рассекла одну из тектонических трещин на глубине 2310 м.Приведение аналогичных примеров можно продолжить.

Итак,приведенные данные буровых скважин бесспорно свидетельсвуют о наличии отдельных явных очагов закарстования,уходящих на чрезвычайно большие глубины от местных дренажных уровней.С другой стороны,полная безводность известняковых толщ верхних горизонтов исследованных скважин заставляет уверенно предполагать,что движение вод под только что упомянутыми уровнями происходит исключительно по изолированным каналам и разгрузку их,в зависимости от направления и раскрытия тектонических трещин,можно ожидать как на дне моря и глубоко над морским дном,так и на разных гипсометрических уровнях склонов речных ущелий.

А недоразвитость и нераскрытость карстовых форм высокого карста связывается не только с резким снижением градиентов выщелачивания известняков на глубине ниже 50-150 - от поверхности,но и с его весьма сложным геологическим строением и горно-складчатым рельефом,развивающимся в обстановке

[x/] Буровой инструмент был установлен в сводовой части антиклинали Мзиур-Зуква,на расстоянии 3 км. от морского берега,на высоте 65 м над ур.м.

xx/Она была задана в районе Шапшаловке,на высоте 5 м над ур.м на территории Новой Гагры.

интенсивных тектонических поднятий[x/], а также влиянием гипсометрического фактора и тесно с ним связанных особенностей высокогорного климата.

[x/] На неотектоническом этапе амплитудой поднятия южного склона Кавкасиони считают 2500-300 м.

Таблица 1

РЕЗУЛЬТАТЫ СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР ГРУЗИИ /1958 -- 1968 гг./

№№ пп	Название карстового массива	Возраст господствующих карстующихся пород	Площадь карстующих пород км^2	Макс. абс. высота м	Кол-во пещер			Суммарная		Значительные пещеры /длина, м/, пропасти и шахты /глубина и длина, м/ в пределах массива
					горизонтальных	вертикальных	всего	длина м	глубина м	
1	Гагрский	Верхнеюрские и нижнемеловые известняки	455,2	2757,6	14	15	29	1116	730	пропасти и шахты: Вахушти-Багратиони /170/160/, Мюртеля /100/45/, Крубера /90/60/, Тюэле /85/25/
2	Рихва	--"--	97,3	2377,8	11	15	16	64	345	шахты Рихва V45/15/. Ширван-Яшта /35/35/, Колодец /25/
3	Бзыбский	--"----	556,0	2684,1	6	7	13	387	353	шахты: Асадзхицра /85/, Ахду /65/, Арпхо /45/
4	Гудаута-Отхарский	Нижнечетвертичные известковистые конгломераты	40,5	250	9	1	10	1676	35	пещеры: Лыхненская /335/, Аджимчигрокая /270/
5	Гумишха-Псырцхинский	меловые известняки	210,0	1804.4	16	5	21	4485	490	пропасти: Анакопийская /183/1780/, Акую /80/125/
6	Чаамский	меловые и нижне-палеогеновые известняки	79,4	1298	12	4	16	1025	154	шахта Ахалшени /100/, пещера Мтискалта /335/
7	Цебельдинский	Меловые и нижне-палеогеновые известняки	197,0	1387	37	8	45	6939	452	пещеры: Келасурская 1 /86/ 1380/, Шакуранская 3 /1290/ Харъковская /540/
8	Панавская группа массивов	Меловые известняки	189.0	1100	4	4	8	4352	103	пещеры: Абрскила/3000/, Уатапахы V1050/
9	Джалъский	Плиоценовые известковистые конгломераты	14,4	258	3	--	3	296	-	пещера Джальская/146/
10	Охачкуэ	Нижн.Меловые известняки	139,0	2156	5	5	10	306	93	Шахта Джакония /50/35/
11	Квира	--"---	60,0	2038,2	33	3	6	107	83	Шахта Цотне Дадиани /55/
12	Гауча	меловые известняки	14,8	1000	1	--	1	20	--	
13	Мингария	-"---	71,0	2023,5	3	6	9	505	89	Шахта Саджаго /40/. пещера Ко /175/
14	Асхи	Меловые и нижн. палеогеновые известняки	459,0	2518,8	35	37	72	3320	1358	Шахти Сочиквано /100/. Диди-гарами /85/, пещера Арс.Окроджанашвили/1150/
15	Централъной Мегрелии	неогеновые конгломераты и песчаники	517,0	400	1	13	14	2951	25	пещеры: Корцхели/790/, Касоделаво/600/, Каличона /465/.
16	Урта	Верхнемеловые известняки	28,0	466	7	-	7	280	--	пещера Урта /218/
17	Унагира /группа массивов/	--"--	45,0	624	1	6	7	161	33	пещера Кварджгали/80/
18	Хвамли	Нижемеловые известняки	61,6	2001,7	10	2	12	127	66	Шахта Бога /50/
19	Цхалубский	меловые известняки	249,0	500	19	8	27	4222	219	пещеры: Сатаплиа I/890/, Сатаплиа II/450/
20	Окрыбо-Аргветский	Верхнемеловые известняки	134,0	1360	14	1	15	4085	356	пещеры: Ткибула-Дзеврула /290/1800/, Сапичхиа /750/, Цуцкватская /ок.800/
21	Рачинский	Меловые известняки	594,0	2243	15	3	18	3852	167	пещеры: Кариани-Кулдэ/680/, Цахи/650/,Цхра-джвари I /460/
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

22	Верхне-Имеретский	Верхнемеловые известняки	235,0	860	47	--	47	8968	65	Пещеры: Таро-клдэ/1370/, Варсина/105/, Швилобиса /860/,Самерцхле-клдэ/790/
23	Кударо-Валхохский	Верхнеюрские известняки	8,0	2359,2	14	5	19	1325	160	шахта Учлета/59/8/,пещеры Маскотиком I/410/. Маскотиком II/275/, а также Кударо и цона, содержащие нижнепалеолитические остатки.
24	Рибиса-Алхяшендский	меловые известняки	30,8	2479	-	1	1	--	21	
Всего По Грузии			4475		277	149	426	50569	5397	

ЛИТЕРАТУРА

Гвоздецкий Н.А.Карст,Географгиз,М.,1954.

Гвоздецкий Н.А.Карст Кавказа в сопоставлении с карстом других горных областей СССР.Сообщ.АН Груз. ССР,XXXIX,1,Тбилиси,1965

Дублянский В.Н.Новые данные о глубинном карсте Горного Крыма.Пещеры,вып.5 6 ,Пермъ,1965.

Зайцев И.К.,Вопросы изучения карста СССР.Госгеолтехиздат,л.-м.,1940.

Кипиани Ш.Я.,Тинтилозов З.К.,Подрусловые карстовые пещеры Келасури,Сообщ.АН Груз.ССР,т.XXУ,№6,1960.

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

Максимович Г.А.,Плотностъ и густота пещер Пермской области.Пещеры,вып.5 6 ,Пермъ,1965.

Маруашвили Л.И.,Тинтилозов З.К.,Результаты новейших спелеологических исследований в карстовой полосе Западной Грузии 1957-1960 .Землеведение,т.УI (XLУI),М.,1963.

Николаев Н.И.,Об эволюционном развитии карстовых форм и значение структурно-тектонического фактора. "Сов.Геология",№ 10,1946.

Соколов Д.С.,Основные условия развития карста.Госгеолтехиздат,м.1962.

Тинтилозов З.К.,Некоторые вопросы физической спелеологии карстовой области южного склона Б.Кавказа в пределах Зап.Грузии .Proceedings of the 4 th International Cfngress of Speleology in Yugoslavia.Vol.III,Ljubljana 1968.

Тинтилозов З.К.Анакопийская пропастъ, Опыт комплексной спелеологической характеристики ,Тбилиси,1968

Шукин И.С.Общая геоморфология,т.П,М.,1964.

Тбилиси,ул.З.Рухадзе 1,Институт географии
им.Вахушти. Тинтилозов Зураб Константинович

Excentriques
- Probleme, Formen und Wachstum -

KURT AUBRECHT (Wiener Neustadt / Österreich)

Wenn auch einige Excentriquesprobleme gelöst scheinen und zum Teil auch sind, so muss ich doch neue Probleme aufzeigen und nochmals über jene sprechen, über die ich bereits im Rahmen des letzten Kongresses in Laibach gesprochen habe, um einer Lösung näher zu kommen.

Im weiteren Verlauf meines Referates möchte ich die Begriffe "Art" und "Form" genauer erläutern. Wenn ich nun von Arten spreche, so will ich die Excentriques ihrer Entstehungursache nach trennen.

1. Entstehung durch die Höhlenatmosphäre
2. Entstehung durch die Kapillare

Diese beiden Gruppen werden wieder den Formen entsprechend geteilt:

1. Filiformes, entstanden durch die Höhlenatmosphäre
2. Filiformes, entstanden durch die Kapillare

2a Vermiformes, entstanden durch die Kapillare

2b Vermiformes mit anderer Entstehungsursache

Die Unterteilung der Hauptgruppen ist zwar nicht neu, allein mit dem Unterschied, dass die beiden Arten der Filiformes bisher nicht getrennt wurden, wahrscheinlich deshalb, weil die Filiformes der ersten Art noch nicht bekannt waren. Auch bei den Vermiformes ist es durchaus möglich, dass sie auf verschiedene Art entstehen können.

Vorerst aber noch zu den Formationen von Excentriques, wie sie Cser in seinem Referat (IV. Int. Kong., Laibach) unterteilt hat. Er weist bei den vier Formationen seiner Unterteilung auf wesentliche Farbunterschiede bei den Excentriques hin. Hier kann man schon erkennen, dass die Entwicklung der Excentriques und ihrer Formen regionale Unterschiede aufweist. Cser zählt auch die spiessartigen Auswüchse zu den Excentriques, obwohl es möglich ist, dass die Entwicklung dieser Form auf einer anderen Ursache beruht und ausserdem keine exzentrische Form darstellt. Ich glaube, es gibt keinen Grund, an den exakten Berechnungen und Versuchen von Cser und Maucha zu zweifeln, welche die Entwicklungs- und Entstehungsursachen betreffen. Aber auch nach früheren Überlegungen von Prinz, Gèze und Viehmann bleibt immer noch irgend eine Möglichkeit offen, die besagt, dass dies oder jenes auch anders sein kann. Mit anderen Worten heisst das, dass die exakten Berechnungen wohl stimmen, ob sich die Vorgänge in der Höhle aber wirklich so abgespielt haben, ist immer noch fraglich. Dies ist hauptsächlich bei jenen Filiformes der Fall, die ihre Entstehung der Hähle natmosphäre verdanken, die also durch Kondenswasser entstanden sind, die keine Kapillare besitzen und auch keine besitzen können.

Und nun zu der nächsten Art Filiformes, deren Entstehung nach Prinz auf die Kapillare zurückzuführen ist. Wir haben zwei Arten Filiformes, die auf Grund ihrer vorgenannten Entstehungsursachen auch verschiedene charakteristische Merkmale aufweisen. Sind die Filiformes ihrer Form wegen eben Filiformes, so möchte ich versuchen, diese beiden Arten ihrer verschiedenen Entstehung wegen namentlich zu trennen. Ich möchte die weniger in Erscheinung tretende Art (Entstehungsursache Kondenswasser) Pseudofiliformes nennen.

Da ich noch weiter über Arten und Formen berichten werde, möchte ich noch etwas einflechten, was dem derzeitigen Gesamtbild der Excentriquesforschung entspricht. Es dürfte eine Tatsache sein, dass in verschiedenen Höhlen, in denen Excentriques vorkommen, nicht nur die Arten, sondern auch die Formen verschieden in Erscheinung treten, daher ist es auch manchmal zu grundverschiedenen Meinungen über ihre Entstehungsursache gekommen. Es dürfte der Fall sein, dass in den einzelnen Höhlen die Entwicklungsbedingungen nicht die gleichen waren, die bestimmte Formen entstehen liessen. Ich spreche hier nicht von jenen Höhlen, in denen Excentriques nur vereinzelt vorhanden sind, sondern von solchen Höhlen, in denen Excentriques in grosser Anzahl und in verschiedenen Formen zu finden sind. Wahrscheinlich werden sich noch mehrere Aspekte ergeben, die regional gebunden sind, die vor allem das Mikroklima betreffen und mit diesem auch die Vielfalt der Formen.

Ich möchte hier nun auf das Verhalten verschiedener Arten und Formen zueinander hinweisen. Man kann in diesem Falle ohne weiteres sogar von einer Verhaltensforschung sprechen, denn das Verhalten einiger exzentrischer Formen, im besonderen der Filiformes, ist zu interessant, als dass man diese Erscheinungen unbeachtet liesse. Verschiedene Formen verhalten sich anziehend oder abweisend zueinander.

Vor allem sind es die geradlinigen Filiformes,die Pseudofiliformes - wie ich sie genannt habe -, die sich aus der Höhlenatmosphäre gebildet haben. Diese Art verhält sich dem Muttergestein und den anderen Sinterformen gegenüber wesentlich anders als die Vermiformes. Auf Tafel 1, Abb. 1, ein Beispiel, welches ein Ausweichmanöver eines Filiformes zeigt. Vor Erreichen des Deckenzapfens wird die Richtung spontan geändert. Auf Tafel 1, Abb. 2 sind es wieder die geradlinigen Filiformes, die bei Erreichen des Muttergesteines ihre Richtung um 90 Grad ändern. Bei Abb. 3 auf Tafel 1 hat man den Eindruck, als würde diese Filiform vom Muttergestein nicht mehr loskommen.

Ganz anders verhält sich eine bestimmte Art von Vermiformes. Wenn das Muttergestein oder irgend eine Sinterform ihre Wachstumsrichtung behindert, dann verschmelzen diese Vermiformes scheinbar mit diesen Formen, um nach einer kurzen Unterbrechung die Wachstumsrichtung zu ändern und in der alten Form weiterzuwachsen. Für dieses Verhalten (Tafel I, Abb. 2) kann man verschiedene Ursachen annehmen.

Die Bildung der Pseudofiliformes setzt wahrscheinlich auch magnetische Kräfte voraus. Es könnten die Deckenzapfen eine abstossende Wirkung auf die heranwachsenden Filiformes ausüben, es könnte sich um eine Störung des Mikrokreislaufes durch den Deckenzapfen handeln oder um eine Störung des Magnetfeldes. Wenn man nun das Verhalten der Filiformes auf Tafel I, Abb. 2 betrachtet, kommt man fast zu der Überzeugung, dass die letztere Möglichkeit zutrifft, denn hier wächst das Filiform bis es mit dem Muttergestein in Berührung kommt. Dieses rechtwinkelige Weiterwachsen könnte seine Ursache im kristallinen Aufbau dieser Excentriques haben.

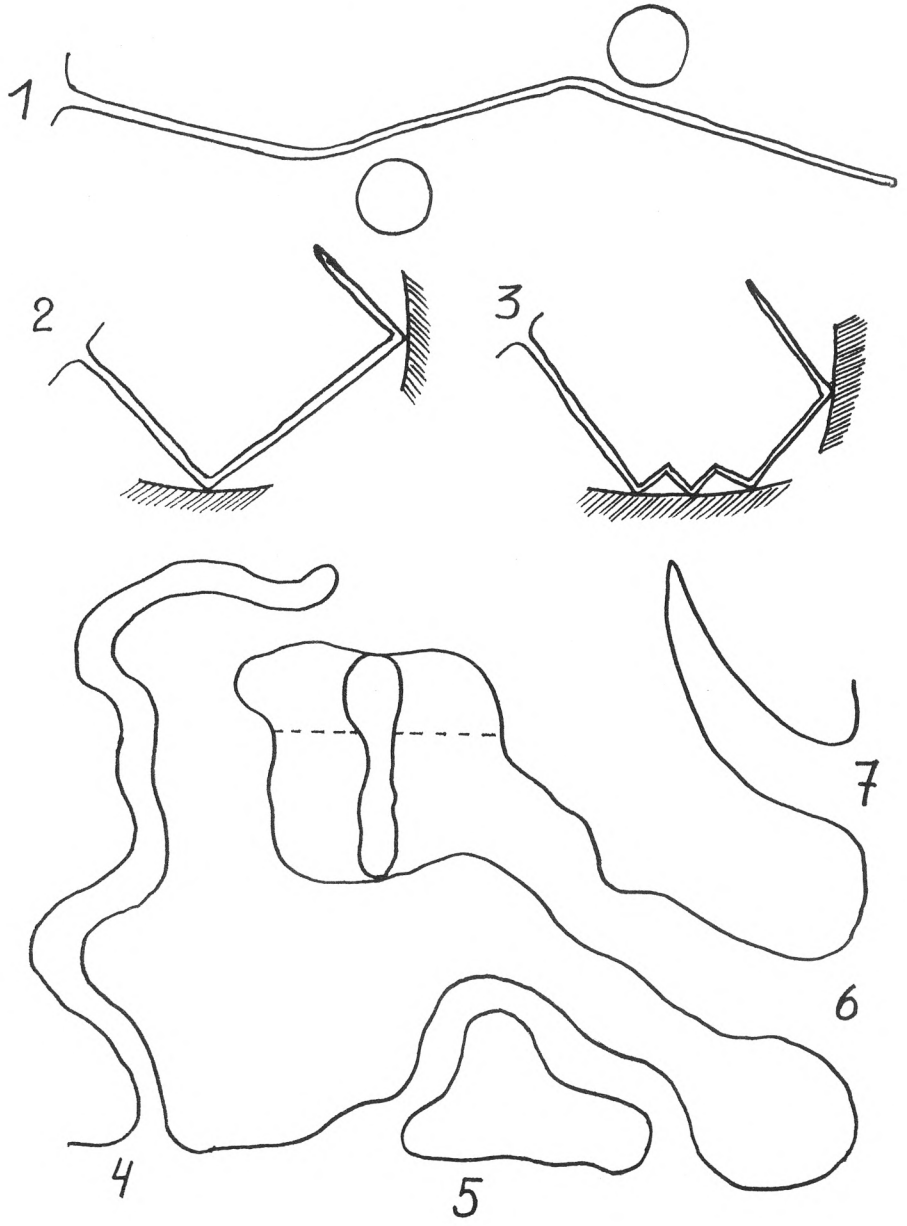
Vergleicht man nun das Verhalten dieser beiden Excentriquesarten, so kommt man zu dem Schluss, dass das unterschiedliche Verhalten eine Folge der verschiedenen Entstehungsursache ist.

Bei den dauernden Beobachtungen in der Excentriqueshöhle kommt einem die Frage in den Sinn: was früher war, das Huhn oder das Ei? Die Excentriqueshöhle bietet uns nämlich ein verwirrendes Beispiel in Bezug auf die Wachstumsgeschichte der verschiedenen Arten und Formen von Excentriques, sowie anderer Kristallformen und es ist keineswegs klar, welche Formen zuerst entstanden sind. Eine Ursache dafür ist, das Grundwasser, welches für einen wesentlichen Teil aller Ablagerungen verantwortlich ist. Querschnitte der Sinterschichten aus den tiefer gelegenen Höhlenräumen zeigen, dass die Excentriqueshöhle bald nach ihrer Entstehung überflutet wurde, und dass schon damals wie heute der Wasserspiegel grösseren Schwankungen unterworfen war, bis das Wasser endlich zurückwich, Nach einer sehr langen Trockenperiode, in der sich zum Teil mächtige Sinterformationen gebildet haben, setzt wieder die Überflutung ein. Es dürfte klar sein, dass sich dieses dauernde Wechseln von Überflutung und Trockenperiode auf das Höhlenklima ausgewirkt hat. Es ist auch durchaus möglich, dass sich dieser dauernde Wechsel auf den Feuchtigkeitsgehalt der Höhlenluft und dadurch auf die Bildung verschiedener exzentrischer Formen, vielleicht auf die Bildung der Pseudofiliformes, ausgewirkt hat.

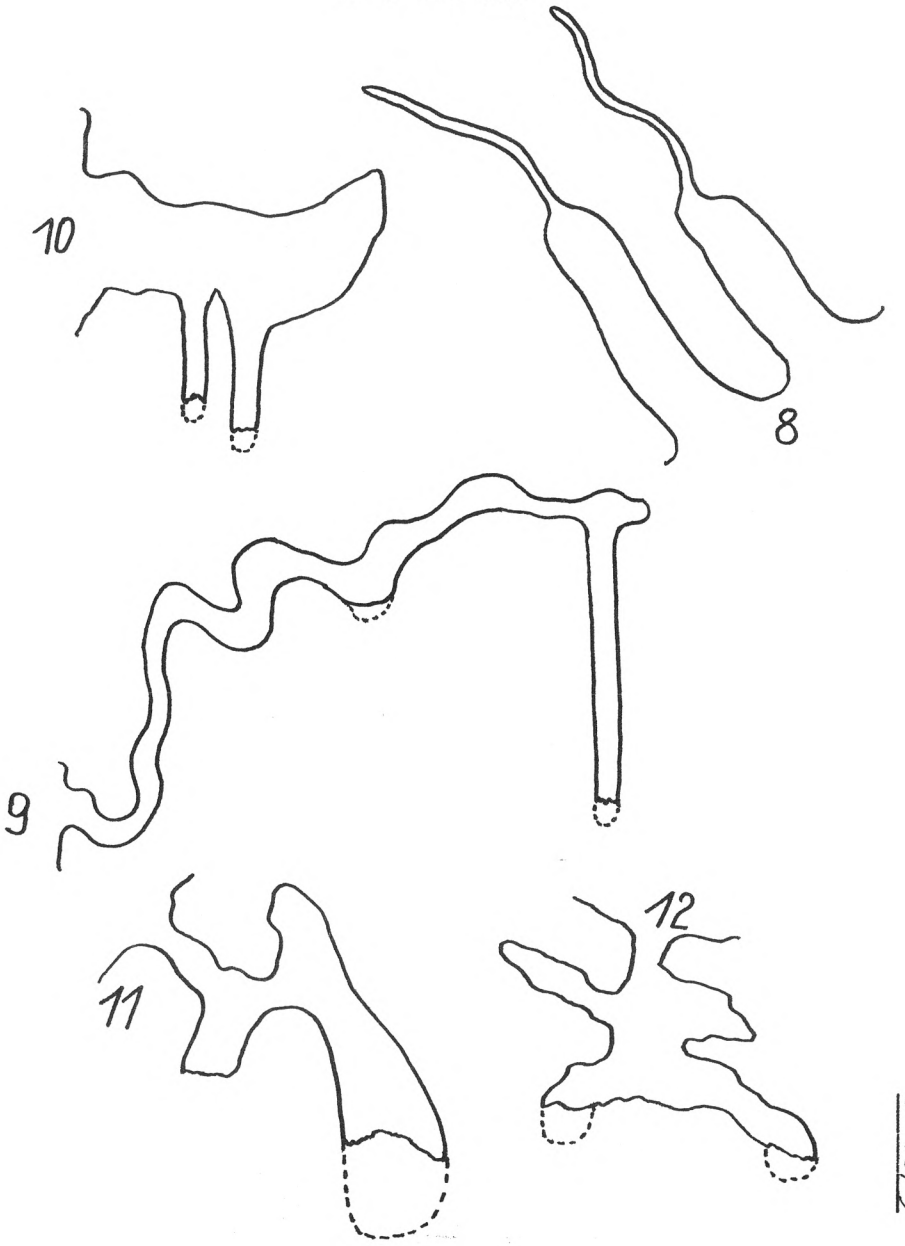
In den ersten Jahren meiner Beobachtungen in der Excentriqueshöhle habe ich die überaus hohe Luftfeuchtigkeit mit den anhangenden Wassertropfen an mehreren Excentriques, also mit Kondenswasser, in Zusammenhang gebracht. Ich musste aber später feststellen, dass man diesen starken Wechsel des Feuchtigkeitswertes an den Excentriques nicht mit der gleichbleibend hohen Luftfeuchtigkeit in Verbindung bringen darf. Zuerst meinte ich, dass der stark und oft schwankende Grundwasserspiegel mit der Kondenswasserbildung an den Excentriques in Einklang zu bringen ist, aber bald musste ich erkennen, dass das mehrmalige Zusammentreffen dieser beiden Erscheinungen nur zufällig war. Hingegen wirkt sich dieser Feuchtigkeitswechsel auf die Farbe der Excentriques aus. Wenn sie den höchsten Feuchtigkeitswert erreicht haben, sehen die Excentriques glasig durchscheinend aus und treten zum Teil mit anhangenden Kondenswassertropfen in Erscheinung. Im trockenen Zustand sind sie ganz weiss und matt. Dieser Zustand kann, wie ich in der Excentriqueshöhle beobachten konnte, sogar einige Jahre dauern. Wenn nun Cser diese weissen Excentriques zu einer Formation zählt, so wäre es durchaus möglich, dass diese ihr glasiges und durchscheinendes Aussehen wieder erreichen, wenn die Feuchtigkeit dementsprechend zunimmt. Aber wie ich schon erwähnt habe, könnte diese Erscheinung regional bedingt sein. Nach mehrjähriger Beobachtung konnte ich feststellen, dass die Ursache dieser Erscheinung in der Bergfeuchtigkeit zu suchen ist. Auch in der Excentriqueshöhle tritt dieser Wechsel des Feuchtigkeitswertes nicht überall auf.

In meinem letzten Referat habe ich bereits auf die starken Korrosionserscheinungen hingewiesen, die durch die anhangenden Wassertropfen an den Excentriques entstanden sind.

TAFEL I



TAFEL II



S 40/3

Nach meinen letzten Beobachtungen und Überlegungen bin ich zur Überzeugung gekommen, dass das Mikroklima doch einen wesentlichen Anteil an der Excentriquesbildung haben muss. Es gibt viele Höhlen, die Excentriques beherbergen. Meist sind es primitivere Formen, weil diese Höhlen zu sehr mit dem äusseren Klimageschehen in Verbindung sind. Die Annahme dürfte richtig sein, dass hauptsächlich geschlossene Höhlenräume ein für die Entwicklung von Excentriques notwendiges Klima schaffen können. Diese Vorbedingungen sind ja auch für die Entwicklung der Eisenblüte notwendig. Dass die Eisenblüte aus Aragonit besteht und immer dieselbe Form annimmt, mag wohl ihre Ursache im Muttergestein haben, auf dem es sich bildet. Es wäre natürlich auch falsch, würde man die ganze Entwicklung der Excentriques von den heute gegebenen klimatischen Verhältnissen aus betrachten. Man ist überzeugt, dass nur mediterranes Klima über eine längere geologische Epoche hinweg solche Formen in tief im Bergesinnern gelegenen Höhlenräumen entwickeln kann. Dies mag auch der Grund sein, dass man in höher gelegenen Höhlen fast keine Excentriques auffinden kann. Den Beobachtungen nach zu schliessen, dürften nur wenige Grade (Durchschnittstemperatur) ausschlaggebend sein, um eine vollständige andere Reaktion der Diffusion hervorzurufen, welche diese oder jene Form entstehen lässt.

Natürlich darf man einen wichtigen Faktor nicht vergessen: die Kapillarität des Muttergesteines und der Sinterformen,auf denen die Excentriques wachsen. Sind doch die meisten Formen der Excentriques durch eine Kapillare entstanden. Prinz sagt ja, dass die Excentriques durch maximale Verdunstung, der aus der Kapillare tretenden doppelkohlensäuren Lösung entstehen. Der weitere Aufbau vollzieht sich dann gewöhnlich in Richtung des Stollens.

Betrachten wir nun all die Formen, die durch die Kapillare entstanden sind, so drängt sich die Frage auf, wieso sind die einen so lang und dünn geworden und die anderen dick und kurz? (Tafel I, Abb. 5-7)

Zuerst war ich überzeugt, dass die Ursache im Wechsel des Mikroklimas gelegen war. Später dachte ich an einen unregelmässigen Nachschub der Lösung und an die verschiedenartige Zusammensetzung des Muttergesteines. Als letzte Möglichkeit kommt der unterschiedliche Durchmesser der Kapillare in Frage, also der Durchmesser der Kapillare des Muttergesteines oder der Sinterformen,aus der die Excentriques wachsen.

Weiter wären die Filiformes zu erwähnen, die man ihrer Dicke wegen zu den Vermiformes zählt, obwohl diese ihres Aufbaues wegen den Filiformes wesentlich ähnlicher sind. Der Unterschied besteht vor allem im Durchmesser dieser Excentriques, der das Drei- bis Vierfache der normalen Formen beträgt, in der starken Unebenheit der Oberfläche und darin, dass diese Formen nicht wie die anderen aus der Wand wachsen, sondern auf Bodensinter aufsitzen, also von unten nach oben wachsen (Tafel I, Abb.4).

Eine weitere Abweichung der exzentrischen Formen wären jene Vermiformes (Tafel II, Abb. 8), die später als Filiformes weiterwachsen.

Noch interessanter aber dürften jene Filiformes und Vermiformes sein, die ihr exzentrisches Wachstum eingestellt haben und in der Form eines Sinterröhrchens weiterwachsen (Tafel II, Abb. 9+10). Diese Zeichnungen zeigen zwei für diese Art charakteristische Formen. Das bereits bekannte "M" gehört ebenfalls hierher. In meinem letzten Referat habe ich noch die Meinung vertreten, dass das anstehende Sinterröhrchen durch Tropfwasser entstanden sei. Durch das Auffinden vieler ähnlicher Formen konnte ich mich aber davon überzeugen, dass Tropfwasser nicht die Ursache dieser Bildung sei. Es sieht vielmehr so aus, als hätten diese Formen spontan ihr exzentrisches Wachstum eingestellt, obwohl die Lösung weiter durch die Kapillare nachkommt. Die einzige Erklärung, die ich für diese Erscheinung habe, wäre eine rasche Änderung des Mikroklimas. Die Bedingungen für das Weiterwachsen als Filiform sind eben nicht mehr gegeben. Tafel II, Abb. 10 zeigt ein Vermiform, welches ebenfalls bestrebt ist, in vorgenannter Weise weiterzuwachsen.

Zu Beginn meines Referates habe ich auf noch unbekannte Entstehungsursachen der Vermiformes hingewiesen, wobei das Wachsen der nachfolgend beschriebenen Formen regional bedingt sein kann. Das Fragezeichen ist deshalb angebracht, weil einige Gruppen Vermiformes in ihrem Aufbau Verschiedenheiten zeigen. Als Vermiformes bezeichnet man ja wurmförmige Excentriques. Die Vermiformes auf Tafel I, Abb. 5-7 sind aber alles andere als wurmförmig. Abgesehen von den hier beschriebenen Formen sind in der Excentriqueshöhle die typischen Vermiformes in grosser Anzahl vorhanden, die ich weiter nicht zu beschreiben brauche.

Wenn alle erwähnten Formen, wie bisher zu beobachten waren, ihr Wachstum eingestellt haben, so scheint eine bestimmte Form der Vermiformes noch aktiv zu sein. Dass ihr Aussehen von den anderen wesentlich abweicht, ist sicher eine Folge ihrer Entstehungsursache (Tafel II, Abb. 11 und 12). Ihre äusserst unregelmässige Konstruktion, sowie die Unebenheit der Oberfläche lässt momentan noch keine genauen Schlüsse in Bezug auf ihre Entstehung zu. Sollten sich an ihren Enden, wie bei anderen Filiformes und Vermiformes auch Sinterröhrchen bilden, so wäre diese Form wohl als die sich zuletzt entwickelnde anzusprechen. Ob die anhangenden Wassertropfen von abrinnendem Wasser der Höhlendecke stammen oder aus der Kapillare dieser Excentriques, muss erst festgestellt werden. Sollten die weiteren Untersuchungen an den Vermiformes verschiedene Entstehungsursachen erkennen lassen, wäre, wie ich eingangs erwähnt habe, noch eine zusätzliche Benennung notwendig.

Zum Abschluss meines Referates soll noch eine Entstehungstheorie der Excentriques von Franke erwähnt werden. Im Rahmen des III.Int. Kongresses in Wien hat Franke auch auf eine Bildung von Excentriques unter Wasser hingewiesen. Es könnte sich dabei ja auch nur um eine übersättigte, aus der Kapillare austretende Lösung handeln, die an einem bereits vorhandenen Kristall weiterbaut. Natürlich wäre die Bildung einer Kapillare nicht möglich und es könnte dann sein, dass sich nicht nur Filiformes, sondern auch Vermiformes bildeten. Franke hat selbstverständlich recht, wenn er sagt, dass der Formenschatz der Excentriqueshöhle auch diese Möglichkeit einer Excentriquesbildung zuliesse. Ich habe mich in den vergangenen Jahren bemüht, in dieser Richtung Beobachtungen anzustellen und esist wirklich schwer, zu dieser Hypothese Anhaltspunkte zu finden. Wenn ich einer bestimmten Art der Excentriques diese Entstehungsart zubillige, so wären dies die Vermiformes von Tafel II, Abb. 6, eine Formengruppe also, die nur sehr selten in der Excentriqueshöhle in Erscheinung tritt. Vielleicht könnte hier eine genaue Feststellung über die Anordnung der Kristalle weiterhelfen.

Literaturnachweis:

Franke, H. W. (III.Int.Kongress f.Sp., Wien)

Cser, F. (IV.Int. Kongress f. Sp., Ljubljana)

Diskussion:

U. KRAMM (Köln): 1. Hingewiesen wurde auf eine Arbeit von L. C. Huff (1940), in der der Zusammenhang zwischen den Sinterformen der Makkaroni und der Excentriques (vermiformes et filiformes) eindeutig auf den unterschiedlichen hydrostatischen Druck und damit auf der Ausflussmenge/Zeiteinheit aufgezeigt wird.

AUBRECHT: Ich glaube, dass die Arbeit von L. C. Huff wesentlich zur Klärung über die Entstehung der exzentrischen Formen beiträgt, weniger aber über die Entstehung der verschiedenen Arten.

U. KRAMM: 2. An der Oberfläche der Excentriques können Wachstumsstufen und Korrosionsformen beobachtet werden. Wachstumsstufen befinden sich gewöhnlich an der Unterseite der Excentriques, hier besonders deutlich an Stellen, an denen Kondenswasser Tropfen bilden, Korrosionsformen findet man an der Oberseite. Diese Verteilung lässt eine postgenetische Umlagerung des Calcits vermuten.

AUBRECHT: Hier ist genau zu beobachten und zu überlegen, ob es sich um eine Umlagerung des Calcits handeln kann. Das Ansetzen von Kondenswasser setzt eine hohe Luftfeuchtigkeit voraus, selbstverständlich bildet sich der anhangende Wassertropfen relativ schnell, ob aber das von der Oberseite der Excentriques abrinnende Wasser soviel Zeit hat, Kalk aufzulösen und zu transportieren, ist fraglich. Ich glaube, dass der Wassertropfen recht dick sein müsste, um den Transport durchführen zu können; andererseits würde er infolge der Schwerkraft zu rasch abrinnen, um an der Oberseite Kalk aufzulösen. In der Excentriqueshöhle konnte ich, wie im Referat besprochen, nur Korrosionserscheinungen durch Kondenswassertropfen feststellen. Ich habe aber auch schon mehrmals betont, dass viele Erscheinungen an den Excentriques örtlich bedingt sein können.

V e r ö f f e n t l i c h u n g e n

des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V, München

zu beziehen durch die FR. MANGOLD'SCHE BUCHHANDLUNG, D 7902 Blaubeuren, Karlstrasse 6, Postfach 37

JAHRESHEFTE FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE (Mitgliederpreise in Klammern)

1. Heft 1960: "Karst und Höhlen im Gebiet der Brenz und der Lone (Schwäb. Alb)" - XXIII u. 274 S.,143 Abb.,1 Karte 1 : 50 000. - 8.- DM (6.80 DM).

2. Heft 1961: "Karst und Höhlen in Westfalen und im Bergischen Land" - XXII u. 297 S., 106 Abb., 1 Faltkarte. - 8.20 DM (6.90 DM).

3. Heft 1962: "Das Laubensteingebiet im Chiemgau - seine Landschaft, seine Höhlen und Karsterscheinungen" - XVIII u. 338 S., 90 Abb., 12 Beil. (1 geol. Karte 1 : 12 500). - 11.50 DM (9.50 DM).

4. Heft 1963: "Vom Wasser und von den Höhlen der mittleren Schwäbischen Alb (östl. Teil)" - XXXII u. 384 S., 153 Abb., 1 Karte 1 : 50 000 u. 5 Beil. - 12.80 DM (10.90 DM).

5. Heft 1964: "Fachwörterbuch für Karst- und Höhlenkunde (Speläologisches Fachwörterbuch)" - vergriffen.

6. Heft 1965: "Die Alblandschaft zwischen Rosenstein und Wasserberg" - XX u. 192 S., 72 Abb., 1 Karte 1 : 50 000 - 7 Beil. - 12.- DM (10.50 DM).

7. Heft 1966: "Die nördliche Frankenalb - ihre Geologie, ihre Höhlen und Karsterscheinungen", 1. Bd. - XVIII u. 118 S., 30 Abb., 1 Karte 1 : 50 000 - 13.50 DM (11.50 DM).

8. Heft 1967: "Die nördliche Frankenalb - ihre Geologie, ihre Höhlen und Karsterscheinungen", 2. Bd.: "Die Höhlen des Karstgebietes A Königstein" - XVIII u. 196 S., 1 Abb. - 11.50 DM (10.- DM).

9. Heft 1968/69: "Der Südharz - seine Geologie, seine Höhlen und Karsterscheinungen" - XVI u. 112 S., 27 Abb., 2 Tab., 4 Beil. - 10.80 DM (9.50 DM).

10. Heft : "Mittlere Schwäbische Alb (Arbeitstitel).

BIBLIOGRAPHIE FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE IN DEUTSCHLAND

Nr. 1 (1959) vergriffen, Nr. 2 (1960) - Nr. 10 (1969) 1.20 - 2.40 DM (-.80 - 1.60 DM).

SCHAUHÖHLEN DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (vergriffen)

ABHANDLUNGEN ZUR KARST- UND HÖHLENKUNDE

Reihe A (Speläologie)

Heft 1 (1966): HENNE & KRAUTHAUSEN: "Eine seismische Methode zur Ortung geologischer Feinstrukturen des Untergrundes" - 16 S, 6 Abb. - 3.- DM.

Heft 2 (1966): GERSTENHAUER & PFEFFER: "Beiträge zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen" - 46 S.,10 Diagr. - 5.-DM.

Heft 3 (1968): ADAM, BINDER, BLEICH & DOBAT: "Die Charlottenhöhle bei Hürben" - 54 S., 32 Abb., 3 Tab., 1 Plan - 2.- DM.

Heft 4 (1969): BINDER, BLEICH & DOBAT: "Die Nebelhöhle (Schwäbische Alb)" - 55 S., 36 Abb., 1 Tab., 1 Plan - 2.50 DM.

Heft 5 (1969): GERSTENHAUER: "Die Karstlandschaften Deutschlands" - 8 S., 1 zweifarbige Karte - 3.50 DM.

Heft 6 (1972): "Das Gipskarstgebiet bei Düna" (Arbeitstitel).

Heft 7 (1972): SCHMID, STIRN & ZIEGLER: "Die Olgahöhle in Honau" - 53 S., 28 Abb., 4 Tab., 1 Plan - 2.50 DM.

Reihe B (Hydrologie)

Heft 1 (1969): HERRMANN: "Die geologische und hydrologische Situation der Rhumequelle am Südharz" - 6 S.,2.Abb. - 1.- DM.

Reihe C (Vor- und Frühgeschichte, Anthropologie)

Heft 1 (1971): DOMNING: "Zur Technik der Eiszeitmalereien im franco-cantabrischen Raum" - 26 S., 12 Abb.(4 farbig) - 5.- DM.

Reihe E (Botanik)

Heft 1 (1964): STIRN: "Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwäbischen Alb" - 92 S., 23 Abb.,3 Prof. - 7.50 DM.

Heft 2 (1965): GRÜNINGER: "Rezente Kalktuffbildung im Bereich der Uracher Wasserfälle" - 113 S., 31 Abb., 9 Tab. - 8.- DM.

Heft 3 (1966): DOBAT: "Die Kryptogamenvegetation der Höhlen und Halbhöhlen der Schwäbischen Alb" - 153 S., 79 Abb., 21 Tab. i. Text, 14 Tab. u. 1 Karte als BEIL. - 13.5o DM.

Reihe F (Geschichte der Speläologie, Biographien)

Heft 1 (1967): BERGER: "David Friedrich Weinland" - 32 S., 1 Abb. - 3.- DM.

Heft 2 (1967): BAUER: "Alte Höhlenansichten der Fränkischen Alb" - 36 S., 19 Abb. auf Tafeln - 7.- DM.

Heft 3 (1969): GRIEP, LAUB & STOLBERG: "Harzer Höhlen in Sage und Geschichte" - 34 S. - 3.- DM.

Kleiner Führer zu den Exkursionen der 14. Jahrestagung des Verbandes der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., München, vom 8. bis 1o. Oktober 1971 in Kolbingen, Kreis Tuttlingen - 21. S., 8 Abb. - 2.5o DM (2.- DM).

5. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR SPELÄOLOGIE STUTTGART 1969

Exkursionsführer Schwäbische Alb, Fränkische Alb, Bayerische Alpen, Dachstein, Tennengebirge - 92 S., 14 Abb. 1o.-DM (3.8o DM).

Exkursionsführer Schweiz - 47 S., 25 Abb. - 5.- DM (2.- DM).

Abhandlungen

Band 1: Morphologie des Karstes

Band 2: Speläogenese I

Band 3: Speläogenese II / Höhlenbesiedelung

Band 4: Biospeläologie

Band 5: Hydrologie des Karstes

Band 6: Dokumentation / Höhlentouristik.