

3. SYMPOSIUM
ÜBER DEN PSEUDOKARST

KÖNIGSTEIN (SACHSISCHE SCHWEIZ) * 30. SEPTEMBER - 3. OKTOBER 1988
DDR

VORTRÄGE

KULTURBUND DER DDR
DRESDEN 1988

INHALTSVERZEICHNIS

K. Mais, R. Pavuca: Höhlen im österreichischen Anteil des südböhmischen Kristallins und des östlich anschließenden Gebietes.....	1
Z. Alexandrowicz: Die Morphologie der Sandsteintore in den Polnischen Karpaten.....	3
M. Fengl, V. Lysenko, J. Slacik: Pseudokarsthohlräume in der Fluoritlagerstätte Jilove-Sneznič bei Decin in Nordböhmen.....	5
R. Celansky: Pseudokarsterscheinungen in den Polomenych horach.....	7
J. Urban, A. Mochon: Pseudokarstphänomene im Heiligenkreuzgebirge....	10
B. Wutzig: Pseudokarsterscheinungen in den anstehenden granitischen Besten in Gebiet der Oberlausitz.....	12
V. Mathe: Pseudokarsterscheinungen im Naturschutzgebiet Jizerske hory und ein Abriß ihrer Genese.....	15
F. Börner: Beziehungen zwischen dem Auftreten von Pseudokarsterscheinungen und der Stratigraphie in der Sächsischen Schweiz....	16
E. Knust: Röhrenförmige Strukturen in der Westpfalz.....	19
B. Böldner: Pseudokarsthöhlen in den Rotliegendesteinen bei Eisenach	23
J. Musil, J. Zacharias: Die Genese von Massenbewegungen in der Pseudokarsthöhle von Rozhrani.....	24
T. Schöne, B. Wutzig, O. Menges: Wurzelstalagmiten in der Sächsischen Schweiz und im Zittauer Gebirge.....	26
D. Hebert, F. Börner: Aussagen zum Alter von Pseudokarsthöhlen im Südtteil der Sächs. Schweiz anhand von C14-Altersbestimmungen an Höhlensedimenten.....	28
M. N. Michailow: Die Eishöhlen in Kirgisien.....	31
R. Völker: Thermokarsterscheinungen in Mecklenburg.....	32
J. Jenik, J. Kopecky: Erforschung und Dokumentation der Wurzelstalagmiten.....	35
R. Lobst, U. Rathner: Betrachtungen zur Bildung von Schichtgrenzhöhlen in Sandsteinen des Perm, der Trias und der Kreide.....	35
K. Kirchner: Verwitterungs- und Erosionsformen in den Hostynske vrchy, Ostmähren.....	38
K. Mais, R. Pavuca: Zum Problem des Pseudokarstes in Österreich.....	41
K. Kamann: Höhlen im Granit des Oberharzes.....	43

Karl Mais; Rudolf Pavuza (Wien)

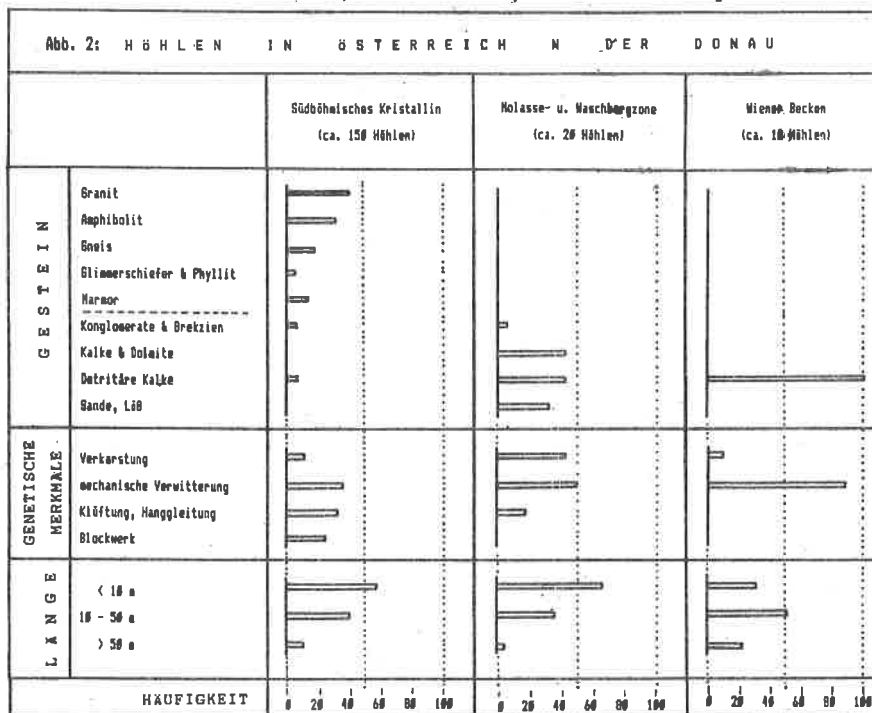
HÖHLEN IM ÖSTERREICHISCHEN ANTEIL DES SÜDBÖHMISCHEN KRISTALLINS UND DES ÖSTLICH ANSCHLIEßENDEN GEBIETES

1. Geologie

Das südböhmische Kristallin - in Österreich gerne als Böhmisches Masse bezeichnet - ist ein varistisches Rumpfgebirge, das in seinem österreichischen Anteil nur sehr selten von postvaristischen Sedimenten überdeckt wird. Kern des Gebietes ist ein Granitpluton, an den im Osten ein ausgedehntes Gneisgebiet und westlich eine Zone mit Migmatiten und Graniten anschließt. Eingeschaltet finden sich neben etlichen anderen Gesteinstypen bereichsweise auch Marmorzüge, die die einzigen echten Karstgesteine dieses ausgedehnten Areals darstellen. Gegen Osten wird das varistische Gebirge vom "Autochthonen Mesozoikum" überlagert, das aber seinerseits von Molassesedimenten überdeckt ist. In einigen Bereichen ist dieser karbonatreiche Molasseuntergrund aufgeschuppt und an der Oberfläche als sehr markante Klippe ("Waschbergzone") sichtbar. Weiter gegen Osten folgen bereits die meist tonreichen Sedimente des Wiener Beckens, die, zunächst noch in relativ geringer Tiefe, von Flyschsedimenten unterlagert werden. Im Gebiet des Steinberges findet sich indessen auch eine randnahe, kalkreiche Fazies des Badenien. Östlich des "Steinbergbruches" mit seinem Versetzungsbetrag von über 5000 m folgen pannonische Tone des Wiener Beckens. Die geologischen Verhältnisse in diesem Gebiet sind durch hunderte Erdölbohrungen gut bekannt (s. Abb.1).

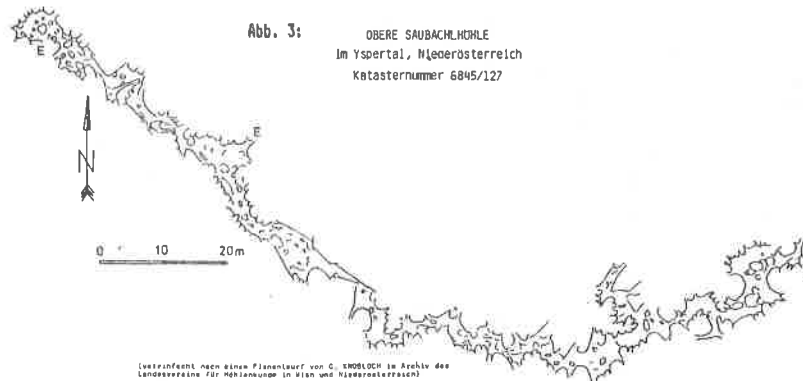
2. Die Höhlen des Gebietes

Das Gebiet nördlich der Donau gehört nicht zu den bekannten Höhlengebieten Österreichs. Zur Zeit sind an die 200 Höhlen bearbeitet, wobei der Großteil im Bereich des südböhmischen Kristallins liegt und nicht an das Karstphänomen gebunden ist. In der Abbildung 2 findet sich ein geologisch-speleogenetischer Überblick. "Pseudokarsthöhlen", also solche, die bei flüchtiger Betrachtung



karstähnliche Formen aufweisen, sind vor allem unter den Höhlen zu suchen, die ihre Entstehung vorwiegend der mechanischen Verwitterung der Gesteine (Frostsprengung, Ausräumung durch Wasser) zu verdanken haben. Reine Klufthöhlen ohne nennenswerte subsequeunte Korrosion, wie wir sie hier finden, gibt es im Karst auch (z.B. rezente Bergzerreibungen!), sind also, ähnlich wie Höhlen im Blockwerk bzw. Überdeckungshöhlen keine Pseudokarsthöhlen. Die größte Karsthöhle des Gebietes (über 200 m Länge) liegt in einem miozänen Konglomerat in der Molasse, wobei die Komponenten kalkalpin sind, also aus dem Süden kommen.

Die längsten Höhlen des Gebietes nördlich der Donau sind die beiden Saubachhöhlen - im Branitblockwerk einer Schlucht - mit einer Länge von jeweils rund 300 m. Der Plan dieser faszinierenden Objekte (Abb. 3) kann den zum Teil verwirrenden Charakter dieser in Österreich seltenen Erscheinungen kaum wiedergeben. Die Branitblöcke sind zum Teil in situ, zum Teil allochthon. Ihre Dimensionen sind gewaltig (bis 10 m im größten Durchmesser).



3. Literatur

- BRIX, F. & FUCHS, R. (1984): Geologische Exkursion in das nördliche Wiener Becken (Neogen) und in die Maschbergzone (Oberjura). - Exkursionsführer Nr. 2, Österr. Geol. Ges. (Wien), 37 Seiten.
- FRITSCH, E. (1987): Die Höhlen des kristallinen Grundgebirges in Oberösterreich. - Mitt. Landesver. f. Höhlenkunde in Oberösterreich. (Linz), 33(1):1-28.
- HARTMANN, A. & HARTMANN, W. (Red., 1982): Die Höhlen Niederösterreichs. Band 2. - Wiss. Beihfte z. Zeitschr. "Die Höhle" (Wien), 29, 368 Seiten.
- HARTMANN, A. & HARTMANN, W. (Red., 1985): Die Höhlen Niederösterreichs. Band 3. - Wiss. Beihfte z. Zeitschr. "Die Höhle" (Wien), 30, 432 Seiten.
- KNOBLICH, G. (1987): Österreichs größte Granithöhlen. Saubachl mal zwei. - Der Spitz, Zeitschrift d. Höhlenkundl. ARGE Wachau (Melk) 1(4):4-6, 20.

Zofia Alexandrowicz (Krakow)

THE MORPHOLOGY OF SANDSTONE TORS IN THE POLISH CARPATHIANS

The process of weathering and thereby, of the creation of various forms on tor surfaces, is directly controlled by microclimatic factors such as the alternate heating and cooling as well as humidification and desiccation of rock. This has been proved by observations of numerous authors, dealing with tors. However, in only a few papers precise data are given concerning the temperature and humidity of tor surfaces (Ollier 1963, Peel 1974, Smith 1977, Wisniewski 1983). The parameters change apparently during twenty-four hours, the differences between the highest and lowest values being extremely big in some particular climatic conditions. To study the range of the above mentioned variability the parameters were measured cyclically on the surface of two protected sandstone tors in the Polish Outer Carpathians (Alexandrowicz 1963, 1970). 10 day or day-and-night cycles of temperature and humidity measurements were completed at

various weather states (Alexandrowicz, Brzezniak in press). Fixed measurement points situated on tor walls varying in exposition were distributed between the basis and top of a tor, so that the distance between each two points was no more than 2 m. The measurement results were used to interpret some morphologic characters of the tors, mainly their shape.

Changes in temperature and humidity control the process of modelling the tor surfaces. The modelling is selective, so readjusted to the resistance of the formations to the processes of chemical solution and physical disintegration. Owing to this the tors are varied in form. The morphologic profiles of their walls, as seen from below to the top, boil down to three types:

type A profile: concave - strongly convex - weakly or strongly convex (retreating)
type B profile: strongly convex - weakly concave - weakly convex (retreating)
type C profile: convex - strongly concave - strongly convex

The shape of a tor in a given type depends to a various degree on the geological structure of the tor. Type A that is the most common in the Carpathians little depends on geological structure, while the remaining two are due to the occurrence strikingly dissimilar thick or particularly weathering-resistant layers which are either basal (type B) or top (type C). The objects under consideration represent the tor forms of type A. The temperature-humidity alterations measured at convexities and hollows of the tor walls were similar in general tendency, though differing in magnitude which was greater at convex than at concave forms. Based on the measurements, three sections were distinguished in the altitude profile of a tor: the lower, middle and upper ones. The parts of the tors, situated within the corresponding sections are distinct in temperature-humidity conditions. The zonation of the measured parameters was confirmed by measurements carried out within walls differing in configuration from those of type A, among them also within vertical joints. The distinguished sections of the model tors (type A) are characterized by the following features.

1. The lower part of the tor profile. This is the zone extending from the base up to 2 m upwards. In the warm seasons, if compared to the other sections of the profile, the walls in the zone can reach the lowest temperature and highest humidity during a day and night. The differences in temperature and humidity between day and night are there the smallest. In winter, on the contrary, the temperatures found there are the highest. A great humidity is due to the capillary draining of water from the substrate. The water migrates up the tor, dissolving rock components, mainly those of matrix. The solution products are carried away towards the upper parts of the tor. The intensive process of the chemical weathering in summer together with the geological action of frost (gelivation) in winter favour the relatively rapid destruction of the lower walls of the tors. This concerns especially the walls, exposed south- and northwards, whose microclimatic differences between night and day are the biggest, when compared to the west- and eastward walls. A morphologic effect of the process are niches situated at the base of a tor.

2. The middle part of the tor profile. It varies in altitude range. This is the zone of the decreasing capillary draining and descendent percolation of rainfall. In summer the temperature increase on the tor surface is there accompanied with the humidity decrease. The magnitude of day and night changes in temperature and humidity increases. In winter the zone is characterized by relatively low temperatures. By the lower limit of the discussed section of the tor profile (top of niche) an intensive salt weathering occurs, expressed in the form of mineral efflorescences (Alexandrowicz, Pawlikowski 1982). In the upper zone the formation of thin ferruginous crusts occurs being relatively the most intensive within the surface zone of the tor. Cementation results from the repeated alternate humidification and desiccation of rock and leads to the migration and reprecipitation of easily soluble chemical compounds. The uneven process of cementation effects in the formation of various structures of the tor microsculpture. The forms are particularly numerous in this zone. The discussed part of the tor is relatively the driest and its walls show the weakest tendency to retreat despite the processes of microexfoliation.

3. The upper part of the tor profile. It comprises the top and sub-top fragments of the tor, situated within the range of descendent rainfall water. This is the zone of relatively the biggest alterations in temperature and humidity. Thick ferruginous crusts are formed there as a result of a process which is similar as in the middle section, but much more intensive and penetrating deeper. Numerous processes are observed in the zone, especially physical and biochemical weathering, as well as surface wash, edge cutting and modelling, slit widening and dropping off fragments. Owing to the processes the progressive retreat of the walls is more rapid in this zone than in the convex middle part of the tor.

The three described, morphologically dissimilar sections of the typical profile of a sandstone tor in the flysch Carpathians are well developed within sufficiently large forms. If so, the tor must be high - so much so that in its lower part the capillary draining of water from the substrate occurs, its middle part lying in the zone of the decreasing ascendent and descendent solution movements, and the upper part supplied with percolated rainfall water. The morphology of the particular walls of the tor depends also on exposition. The processes of weathering vary in intensity depending on the magnitude of changes in temperature and humidity. However, when the geological structure is not the factor determining the tor shape, the morphologic changes resulting from the above processes are similar.

References

- Alexandrowicz Z. 1963. Skalka fliszowa na Zarze w Beskidzie Malym / The flysch Rock on the hill Zar in the Beskid Maly range. Ochrona Przyrody / Protection of nature / 29.
- Alexandrowicz Z. 1970. Skalki piaskowcowe w okolicy Cieszkowice nad Biala / Sandstone rocks in the vicinity of Cieszkowice on the Biala river. Ochrona Przyrody / Protection of nature / 33.
- Alexandrowicz Z., Brzezniak E. in print. Zmiany termiczno-wilgotnoscione na powierzchniach skałek piaskowcowych jako czynnik ich wietrzenia / Changes of temperatures and humidity of sandstone tor surfaces as their weathering factor. Folia Geographica, ser. Geogr.-Physica.
- Alexandrowicz Z., Paulikowski M. 1982. Mineral crusts of the surface weathering zone of sandstone tors in the Polish Carpathians. Mineralogia Pol. 13, 2.
- Ollier C. 1963. Insolation weathering examples from central Australia. American Journ. Sci. 261.
- Peel R.F. 1974. Insolation weathering: some measurements of diurnal temperature changes in exposed rocks in Tibesti region, Central Sahara. Zeitsch. Geomorph. N.F. 21.
- Smith J.J. 1977. Rock temperature measurement from the northwest Sahara and their implications for rock weathering. Catena 4.
- Wisniewski E. 1983. Bunger Oasis: the largest ice-free area in the Antarctic. Terra 93, 3.

Milan Fengl (Ústí nad Labem); Vladimir Lysenko (Beroun); Josef Glacik (Příbram)

PSEUDOKARSTHOHLRÄUME IN DER FLUORITLAGERSTÄTTE JILOVE-SNEZNIK BEI DECIN IN NORDBÖHMEN

Die Fluoritlagerstätte Jilove-Sneznik liegt im Massiv des Berges Decinsky Sneznik westlich der Kreisstadt Decin. Situieret ist sie in sedimentären Gesteinen des Cenoman, unteren und mittleren Turons. Sie ist in fünf Gangknotenpunkte geteilt, die an die Kreuzung der beiden tektonischen Haupttrichtungen (erzgebirgisch und West-Ost) gebunden sind. Im Laufe der Erkundungsarbeiten wurden am Knotenpunkt Nr. 4 weitläufige Pseudokarsthohlräume angefahren.

Pseudokarstphänomene sind in den Randgebieten der böhmischen Kreidetafel relativ häufig verbreitet. In knapper Nähe der Lagerstätte Jilove-Sneznik liegen z.B. die Felsenstädte von Jisa und Ostrov und Klufthöhlen an beiden Ufern der Elbe zwischen Decin und Hrensko. Ähnliche Phänomene beschreiben FOLDYNA (1968), FOLDYNA, PAVLICA (1968) von den Beskiden und VITEK (1981, 1986) von zahlreichen anderen Stellen.

Die Fluoritlagerstätte Jilove-Sneznik ist in der böhmischen Masse der bisher einzige bekannte Fall, wo Pseudokarsthohlräume in Bergwerksanlagen aufgefunden wurden. Die Hohlräume sind nicht mit der Erdoberfläche verbunden und zu den Pseudokarsterscheinungen der Umgebung bestehen nur genetische Beziehungen.

In der Lagerstätte kommen am meisten Klufthöhlen vor. Dem Ursprung nach gibt es Hohlräume, die entweder vor oder nach der Mineralisation entstanden sind. Auch Mischtypen sind bekannt. Hohlräume, die vor der Mineralisation entstanden waren, unterteilen wir weiter in Räume mit oder ohne Fluorit.

Die Klufthöhlen gehören zu den Makro- bis Mesoformen der Pseudokarsterscheinungen (VITEK 1981, 1986). Neben diesen kommen auch Mikroformen vor. Zu diesen gehören vor allem:

- Netz- und Wabenstrukturen an den Wänden der Höhlungen, entstanden durch Abtragung von weicheren Sandsteinspartien durch Wasser mit erhaltenen Flächen mit höheren Eisenoxydgehalten,

- Korrosionsrinnen mit Omega-Querschnitt in hangenden Partien der Ausfüllung von einigen Hohlräumen.

Der sogenannte Typ "Räume vor Mineralisation ohne Gangausfüllung" bildet verschieden große Räume zwischen Blöcken von stark verkieseltem Sandstein aus dem unteren Turon. Auf einzelnen Gangstrukturen liegen sie in der Verlängerung der Fluoritmineralisation. Der Typ "Räume vor Mineralisation mit Gangausfüllung" sind Hohlräume, die mit verschiedenen mächtigen Zonen von reinem Fluorit ausgekleidet sind. Der Ursprung dieses Types kann so dargelegt werden, daß bei der Kommunikation von Wasser die ursprünglich jüngsten Bestandteile der Ablagerungen - die Tonminerale - abgetragen wurden. Davon zeugen teilweise eingewachsene Tonminerale in den jüngsten Fluoritschichten.

Der dritte Typ - "Räume nach Mineralisation" - entstand erst nach der Ausbildung der Gänge. Bei der Eintiefung des Eulauer Baches und gleichzeitiger Aufwölbung der Hochfläche des Schneeberges wurde der Fuß des südlichen Hanges entlastet. Entlang der tektonischen Linien kam es dann zu einem allmählichen Abrutschen von Gesteinsblöcken nach Süden. Das ermöglichte die Plastizität des Liegenden, zu dem tonig-sandige bis sandige Sedimente des unteren Turon und Cenoman sowie stark zersetzte Gesteine des Kristallinikums gehören.

Bei der Bewegung der Gesteinsblöcke kam es an einigen Gangstrukturen zum Entstehen von Hohlräumen, in denen der Boden aus herabgefallenen Fluorit- und Gesteinsblöcken, die Decke meistens aus zusammenhängender Gangausfüllung bestehen. Die "Hohlräume nach Mineralisation" kommen namentlich an Gängen mit stark drusenartiger Gangausfüllung vor und ihre Bewegungen verlaufen offensichtlich noch in der Gegenwart.

Die Ausmaße der einzelnen Hohlräume sind sehr unterschiedlich. Die bisher größten aufgenommenen Ausmaße sind: Länge etwa 150 m, Höhe über 30 m und Breite bis 10 m. Die Höhen und Längen der Hohlräume sind in Wirklichkeit größer. Es ist oft nicht möglich, die tatsächlichen Ausmaße genau zu erfassen, entweder wegen lokaler Einengungen oder direkt Zuschüttung und infolgedessen Unzugänglichkeit. Eindeutig ist aber zu sagen, daß die Hohlräume nicht bis in die hangenden und liegenden plastischen Gesteine (tonig-sandige und sandige Ablagerungen) reichen. Ebenso kommt es zu einer schnellen Zuschließung der Hohlräume an den Stellen, wo die Verkieselung der Nebengesteine vor der Mineralisation ausklingt.

Morphologisch sind die Hohlräume nicht grundsätzlich verschieden. "Hohlräume vor Mineralisation mit Fluorit" sind regelmäßig linsenförmig mit flachem Boden aus Fluorit und Gesteinsblöcken. "Hohlräume vor Mineralisation ohne Fluorit" haben ebenso wie Hohlräume nach Mineralisation üblich Querschnitte von unregelmäßiger Vier- bis Vieleckform. Die Südflanken der Hohlräume haben meistens ein flacheres Einfallen. Auch die Böden dieser Hohlräume sind von Blöcken bedeckt. Im Längsschnitt sind die Hohlräume sehr unregelmäßig. Die vertikale Amplitude ist auch unterschiedlich; als größter wurde ein Unterschied bis über 50 m ermittelt.

In horizontaler Richtung ist der Verlauf der Hohlräume von den beiden Hauptrichtungen prädestiniert. Es konnte nicht eindeutig bestimmt werden, ob die Mächtigkeiten in einer der Richtungen größer sind, aber entlang der Richtung NO-SW weichen die Hohlräume regelmäßig ab.

Vom genetischen Standpunkt können die Pseudokarsthohlräume in der Fluoritlagerstätte als analog zu denen im Elbtal angesehen werden. Die Ausnahmestellung des Vorkommens von Pseudokarsthohlräumen in der Lagerstätte besteht nicht in Ausmaß oder Morphologie der einzelnen Räume, sondern in deren Verbindung mit der hydrothermalen Fluorit-Mineralisation. In der Böhaischen Masse und offensichtlich nirgendwo in Europa sind Lokalitäten bekannt, in denen eine hydrothermale Fluorit-Mineralisation an Pseudokarst gebunden ist.

Die Lagerstätte wird z.Z. für den Abbau vorbereitet. Im Laufe der Erkundungsarbeiten mußten die Ausdehnungen aller Hohlräume geodätisch genau erfaßt werden. Zu dieser mühsamen und gefährlichen Aufgabe können laut unseren Bergsicherheitsvorschriften Bergmänner und Angestellte des Grubenbaus nicht eingesetzt werden. Die Amateurchöhlenforscher der CSS ZD 1-05 "Geospeleos" leisteten mit ihren Erfahrungen auf dem Gebiet des Einsatzes von Meßtechnik in ungewöhnlichem Milieu und der Speläoalpinistik einen gesellschaftlich nutzbringenden Beitrag.

Literatur:

- Fengl M. (1983): Otevrená dutiny na fluoritovém ložisku Jilové u Decína (Offene Höhlungen in der Fluoritlagerstätte Jilové bei Decin). Sbor. Český kras 8, 76-77. Okresní muzeum Beroun.
Foldyna J. (1968): Pseudokras v údoljských vřetvách dílčího příkrovu údoljského

- (Moravsko-slezské Beskydy) (Pseudokarst in den Godul-Schichten (Mährisch-schlesische Beskiden)). Sbor. ved. prací VŠB v Ostrave, roc. XIV, 1968, 2, r.hor. a geol., cl. 224, 83-105.
- Foldyna J., Pavlica J. (1968): Pseudokras masivu Lyse Hory a Knehyne (Predbezna zprava) (Pseudokarst Des Massivs der Lysa Hora und Knehyne - vorläufiger Bericht). Sbor. ved. prací VŠB v Ostrave, roc. XIV, 1968, 2, r.hor. a geol., cl. 223, 69-82.
- Lysenko V., Schwarzer J., Sluka M. (1986): Priroze kaverny v piskovcích jižní svahy Decinského Snežníku (Natürliche Kavernen in Sandsteinen des südlichen Hanges des Deciner Schneeberges). Sbor. Česky kras, 12, 100-105. Okresní muzeum Beroun.
- Rathner U., Wagner A. (1975): Kleintektonische Bewegungen als Ursache der Höhlenbildung im Elbtal zwischen Mehlen und Posta. Der Höhlenforscher 7, 2, 21-25. Dresden.
- Vitek J. (1981): Morfogenetická typizace pseudokrasu v Československu (Morphogenetische Typisation des Pseudokarstes in der Tschechoslovakei). Sbor. Čs. geograf. Spol., roc. 81, c. 3, sv. 86. Praha.
- Vitek J. (1986): Bibliografie pseudokrasu v CSSR (Schrifttum Pseudokarst der CSSR). SUPPOP DBIS-oddělení dokumentace, CSS, Ustr. oddělení pro dok., Praha.
- Wagner A. (1976): Schichten- und Lagegebundenheit der Höhlen im Quadersandstein der Sächsischen Schweiz. Der Höhlenforscher, 8, 3, 39-43. Dresden.
- Minkelhöfer R. (1975): Die Höhlentypen im Sandstein der Sächsischen Schweiz. Der Höhlenforscher, 7, 3, 38-41. Dresden.

Richard Celansky (Steti)

PSEUDOKARSTBILDUNGEN IN DEN POLOMER BERGEN

Die Polomer Berge sind die grundlegenden und zugleich flächenmäßig größten Berge im Umkreis der geomorphologischen Einheit der Dokesker Hügellandschaft, die sich durch den Typ des Reliefs der Quadersandsteine des mittleren Turon vom benachbarten Gebiet mit einer wesentlich einformigeren Oberfläche unterscheiden. Es handelt sich um ein Territorium, das sich aus Quarzsandsteinen mit quarzhaltigen, leitenhaltigen oder kalkhaltigen, in besonderen Fällen eisenhaltigen Kittmassen aufbaut. Die Färbung dieser Sandsteine ist vom Charakter des Bindemittels abhängig, besonders vom Fe₂O₃-Gehalt. Reine Quarzsandsteine sind weißlich bis weißgrau, Sandsteine mit hohem Fe₂O₃-Gehalt sind gelb, gelbbraun, rotbraun bis rotviolett. Das hervorragende Textur-Merkmal ist die horizontale, subhorizontale, schräge, eventuell kreuzförmige Schichtung. In Fällen der homogenen Körnigkeit in den größeren Mächtigkeiten gibt es offensichtlich keine Schichtung der Sandsteine. Für die Verwitterung der Sandsteine ist die Beschaffenheit der Schichtung von Bedeutung, in unserem Falle die Tafelform und die Bankform. In manchen Schichthöhlen - mit Öffnung der Eingänge nach N-NO - sind erhebliche Abrückungen der einzelnen geschichteten Lagen der Höhlengewölbe bemerkbar. In solchen Fällen befindet sich gewöhnlich eine Brotte, die mit einer beträchtlichen Schicht von sandigem Sediment bedeckt ist, stellenweise über eine Mächtigkeit bis zu 1,5 m. Bereits nach der Beseitigung einer geringfügigen Schicht des erodierten Sandsteins findet man Überreste der abgesättelten Felsentafeln. Die Polomer Berge stellen einen spezifischen Typ des Sandsteinreliefs dar, der in keinem anderen Gebiet der CSR vorkommt. Es ist eine orographisch verhältnismäßig homogene Einheit mit überwiegend hügeliger Oberfläche. In den Polomer Bergen ist es möglich, und das hinsichtlich der relativ geringen tektonischen Beanspruchung des Gebietes, durch geeignete lithologische Schnitte des Deckgebirges und der nahen erodierten Basis am besten von allen Sandsteingebieten der CSR die Entwicklung des eingeebneten plateauartigen Reliefs und besonders der eigenartigen Tafelformen zu verfolgen. Ebenso sind hier Formen der Verwitterung und abgetragenen Gesteins reich vertreten. Einige Mesoformen gehören zu den bedeutendsten bei uns überhaupt. Charakteristische Bildungen der selektiven Verwitterung der Quadersandsteine sind isolierte Felsensäulen, Abris, Höhlen, Felsenfenster und -tore, Pseudokarren und Waben. Eisenhaltige Lagen in den Sandsteinen bedingten die Entstehung von Felsenpyramiden, Stürzen, Pilzfelsen und auch Formen von Eiseninkrustationen. Da sind auch zahlreiche Elevationen vertreten, gebildet durch neovulkanische Gesteine. Der spezifische Riß des Reliefs der Polomer Berge ist eine stufenförmige Anordnung von strukturell denudierenden Flächen als Ergebnis verschiedener intensiver, erodierender Denudationsprozesse in unterschiedlich widerstandsfähigen Sedimenten der Oberkreide in Abhängigkeit von den örtlichen Erosionsbasen. Diese Plateaus sind in mehreren Höhenstufen angeordnet. Die

höchstgelegenen Plateaus sind jungtertiären, überwiegend pliozänen Alters, die tiefergelegenen Plateaus fallen dann in die Pleistozänzeit. Nirgendwo anders kann man so gut die rezente Entwicklung der Talanfänge verfolgen wie hier. Darin liegt die große Bedeutung der Polomer Berge; denn man kann die gegenwärtigen Erosionsprozesse verfolgen, deren vollständige Erkenntnis unstreitig praktische Bedeutung hat. So charakterisiert die Strukturstufung, zergliedert durch ein dichtes Netz von Tälern - oft Canons - und stellenweise abwechslungsreich gestaltet durch ausdrucksvolle Elevationen der schon genannten neovulkanischen Gesteine, die Polomer Berge. Der höchste Punkt im Gebiet ist der Berg Vlhost (1614m), der tiefste liegt in der Talflur von Libechov, lediglich 160 m ü.d.M. Die Höhe des Flächenreliefs bewegt sich zwischen 250 und 400 m. Wie ich schon anführte, sind für die detaillierte Modulation des Reliefs der Polomer Berge die Bildungen der selektiven Verwitterung der quaderförmigen Sandsteine charakteristisch. Ich werde hier deshalb einige Beispiele dieser Bildungen anführen, die für das Gebiet der Polomer Berge typisch sind.

Pilzfelsen und Becken

Die Pilzfelsen stellen eine spezifische Form der selektiven Verwitterung der Sandsteine der Polomer Berge dar. Man kann hier die einzelnen Etappen der Entwicklung dieser Felsformationen von wenig beschädigten Felsenplateaus über die allmähliche Erweiterung der Risse bis zu Spalten, die Entstehung von einseitigen Nischen und Überhängen in den bisher nicht abgetrennten Formen bis zu isolierten Türmen verschiedener Formen und Größen verfolgen. Der bedeutenste Abschnitt des Beckens ist der rechte Abhang des canonartigen Tales des Mocidlo, SW von Vojtechov. Ein interessantes Gebilde ist auch der Sandsteinfelsen "Blehen Brote", wo man die Abtrennung der einzelnen Sandsteinschichten anschaulich verfolgen kann. Man findet ihn westlich von Tupadly. Im Gegensatz zu den Embryonalformen der Becken findet man im Westen des Abhanges das hochgelegene Plateau "Auf der Galle" zwischen Dobren und Vidia. Es entstanden hier einige 7 bis 9 m hohe Säulen mit eisenhaltigen Inkrustationen in den oberen Teilen. Die Lage des widerstandsfähigen eisenhaltigen Sandsteines schützte das Scheitelplateau vor der Denudation.

Formen von Eiseninkrustationen

Die beachtenswertesten Formen der Verwitterung der quaderförmigen Sandsteine sind die durch eisenhaltige Lagen bedingten Formen, die von allen unseren Sandsteingebieten im Bereich der Polomer Berge am zahlreichsten und am besten entwickelt sind. Die Entstehung der eisenhaltigen Lagen in den Sandsteinen erklärt sich durch hydrothermale Prozesse, die mit tertiärer Vulkantätigkeit zusammenhängen (Auslaugung des Eisens durch Grundwasser und Ausfällung des Gesteins auf wenig durchlässigen Lagen der Sandsteine bis zu Konglomeraten). Am besten sind diese Formen auf der Spitze (Spicak, 390 m) bei Strazivojice herausgebildet, wo man östlich von der genannten Gemeinde eine ziemlich kleine Felsen elevation vorfindet, 16 m lang, 6 m breit und 9 bis 13 m hoch. An den vertikalen Wänden kann man verschiedene Lagen und Schichten, rotbraun, schwarz und dunkelgrau gefärbt, über eine Dicke bis zu 2 cm beobachten, die von Sandstein oder feinkörnigem Konglomerat durchsetzt sind. Auf dem "Steinernen Hügel" (Kamenny vrch, 382 m) östlich von Krenov, findet man winzige verbogene Schichten eisenhaltiger Inkrustation in einer Dicke von 2 bis 3 cm, besonders an der südlichen und westlichen Wand. Die Felsformation "Bans" (Husa, 449 m), südöstlich von Hvezda, stellt einen sandsteinförmigen Knorren dar, mit beachtenswerten Formen selektiver Verwitterung. An den dünnen eisenhaltigen, verbogenen Inkrustationen nehmen hier eigenartige kleinste Formen, durch das Aussehen an geysirartige Stalagmite erinnernd, 1 - 2 m hoch, mit einer kraterförmig entlüfteten Schale in der Mitte (bis 40 cm tief), ihren Ursprung.

Felsentore und -fenster

Obwohl die ausgebauchten Mesoformen der Verwitterung und abgetragenen Sandsteine in den Polomer Bergen relativ weit verbreitet sind, gehören die Felsentore und -fenster zu den selteneren Formen. Im Hinblick auf die Dicke der Felsblöcke haben sich offensichtlich keine geeigneten Bedingungen zur Entstehung einer Perforation gebildet. Das am besten entwickelte Felsentor findet man am rechten Abhang des Vojtechover Tales. Es entstand in einem engen quaderförmigen Felsen und ist 6 m lang, bis zu 2 m breit und 5 bis 7 m hoch. Das Tor ist 1,8 m tief (in Richtung O - W), bis zu 3,9 m breit und bis zu 2,8 m hoch. Der Felsgrund ist mit einer eisenhaltigen Inkrustation verstärkt und liegt ungefähr 50 m über dem Talgrund. Genetisch handelt es sich um ein Nischentor, ausgebildet auf einer Spalte in einer geomorphologisch sehr günstigen Lage. Die Felsfenster, sich von den Toren vor allem durch ihre hervorgeschobene Lage in den Sandsteinblöcken unterscheidend, sind in den Polomer Bergen zahlreicher vorhanden. Das gilt besonders für das Gebiet des Kokoriner Hügellandes, wo man sie oft mit ihnen in den Wänden des Kokoriner

Tales zusammen trifft. Häufig kommen die Felsenfenster auch in weiteren Subbezirken der Polomer Berge vor, namentlich im Vihoster Hügelland (in der Umgebung der "Bans", des "Pferdehügels" u.ä.). Wegen ihrer exponierten Lage sind sie ohne Anwendung der Seiltechnik größtenteils unzugänglich und nicht aussehbar.

Pseudokarren

Entsprechend der Besteinsart auf den einzelnen Lokalitäten und in Abhängigkeit von der geomorphologischen Lage entstanden an vielen Stellen in den Polomer Bergen Pseudokarren, und zwar entsprechend der Substanz zwei Typen - rillenförmige und gemeine.

Die rillenförmigen Pseudokarren entwickelten sich auf den mäßig bis stark geneigten Rändern der Sandsteinrücken und -flächen und auch auf der geneigten Oberfläche von Felsenstufen. Sie bilden hier zusammenhängende Rücken, getrennt durch in Richtung der Neigung des Hanges verlaufende Rillen, die an eine Tiefe von 10 bis 50 cm heranreichen.

Bei fortschreitender Destruktion verwandeln sie sich in gemeine Pseudokarren, die sich durch isolierte Rücken mit unregelmäßiger Gruppierung auszeichnen.

Die Rillenkarrren findet man in Sandsteinsohlen auf der "Bans" (Husa, 614 m), auf dem "Langen Kamm" (Dlouhý hřeben, 351 m) und auch auf der westlichen Seite des "Brauokopfes" (Sediny, 473 m), wo sich auffällige Rillen und kegelförmige Erhöhungen herausgebildet haben, die eine Höhe bis zu 50 cm erreichen.

Nischen

Ausdrucksvoll sind diese Mesoformen auf dem Gebiet der Polomer Berge durch die Nischen "Tropfstein" (Krapník, 47 m lang, 10,5 m tief, Höhe der Decke einschließlich des Überhanges (Wächte) 12 m), "Tausendstein" (Tisicový kámen, 32 m lang, 12,5 m tief, 7 m hoch) und "Zufluchtsstätte", auch Brandenburger Grotte genannt (Utocista = Braniborska jeskyne, 44 m lang, 12 m tief, 6 m hoch), dargestellt. Außer bei weniger widerstandsfähigen Lagen von feinkörnigen mergelhaltigen Sandsteinen und Diagonalrissen wirken sich bei ihrer Entstehung auch die Frostverwitterung (Abgefallenes der Bänke von der Decke) und die geomorphologische Position (Höhe der Nische über der Talsohle), stark von mikroklimatischen Verhältnissen beeinflusst, aus. Die Nischen dienten in der Vergangenheit in Kriegzeiten z.T. als Versteck für die Einwohner der Umgebung, wovon die eingehauenen Inschriften mit den Jahreszahlen 1702 und 1741 zeugen, und z.T. als Versteck für das Nutzvieh (Tisicový kámen).

Pseudokarsthöhlen

Diese Form der Pseudokarstgebilde ist in den Polomer Bergen am meisten vertreten. Seit 1986 richten die Mitglieder der Gruppe ZO ČSS 1-07 ihre Tätigkeit auf die gründliche Registrierung aller Objekte mit Pseudokarstcharakter aus. Bis jetzt wurden über 100 dieser Objekte und weiterer von Menschenhand geschaffener registriert (Felsenwohnstätten, Felsenschlupflächer u.ä.). Seit Januar dieses Jahres läuft eine Kartendokumentation besagter Objekte. Die Gruppe dokumentiert nur den SO-Teil der Polomer Berge, d.h. das Gebiet "Brocenská pahorkatina".

Hier wurden 13 Pseudokarsthöhlen registriert, vorwiegend geschichtete. In 3 von ihnen finden sich alle Zeichen einer Prolongation. In der Höhle 83504 wurde schon mit den Ausgrabungsarbeiten begonnen. In einer Tiefe von ca. 1,2 m wurden Überreste einer Feuerstätte und ein linker Kiefer eines Tieres gefunden. Dieses Material wurde nach der Registrierung an das Národní muzeum (Nationalmuseum) in Prag zur Bestimmung des Alters und der Abstammung der Objekte gesandt. Unter der Voraussetzung, daß die Auswertung des vorgelegten Materials günstig ausfällt, verspricht die Fortsetzung dieser Arbeiten in dieser Höhle sicher manche Überraschung. Die bis jetzt einzige Konstatierung und Registrierung des ausgestorbenen "Nickaminku" in der Höhle Nr. 83508 ist eine Rarität. Umgekehrt ist das Objekt Nr. 83501 "Mordloch" ein interessantes Beispiel einer Kombination einer Pseudokarsthöhle mit einer von Menschenhand herausgehauenen Räumlichkeit.

Die anthropogene Höhle hat eine Länge von 7,4 m, eine Breite von 2,2 m und eine ebenso 2,2 m hohe Decke. Im hinteren Teil befinden sich Überreste einer Treppenstufe, die an einen Sockel eines Futtertroges für Haustiere erinnert. Eine Sage erzählt, daß hier in der Vergangenheit Kohlenweiler standen und die damaligen Bewohner das Vieh in der Höhle unterstellten. Es ist jedoch nicht gelungen, diese Behauptung zuverlässig zu beweisen. Im Gebiet der Polomer Berge findet man auch Fälle von schwacher Verkarstung, wie z.B. in der Höhle "Domingokeller" (Domingov skleb). Es handelt sich um eine klüftartige Höhle, die nach der vorläufigen Untersuchung wiederum die Möglichkeit einer Prolongation aufweist.

Auch fehlt hier nicht eine so interessante Erscheinung wie z.B. das rätselhafte Verschwinden des Osinalického Baches ins Unterirdische.

(Übersetzt von W. Truxa, Karl-Marx-Stadt)

Andrzej Mochon (Kielce); Jan Urban (Krakow)

PSEUDOKARSTPHÄNOMENE IM HEILIGENKREUZGEBIRGE (MITTELPOLEN)

Die Region des Heiligenkreuzgebirges ist ein altes, kaledonisch-varistisches Gebirgsaassiv, das während der alpidischen Orogenese im zentralen Teil von Polen emporgehoben wurde. Das westliche und nördliche Massiv (Kambrium-unteres Karbon) ist von der perm-mesozoischen Bedeckung umgeben (Perm-Jura) - Abb. 1a, b. Am geologischen Aufbau des Massivs sind praktisch fast nur sedimentäre Gesteine beteiligt. Unter anderem treten Karbonatkomplexe von großer Mächtigkeit auf: vom mittleren und oberen Devon und vom oberen Jura. Im Bereich dieser Komplexe haben sich im Tertiär und Quartär Karstphänomene entwickelt. Sie entstanden auch in den devonischen Kalksteinen nach der varistischen Orogenese in Perm und Trias. Das sind höchst wahrscheinlich die ältesten gegenwärtig bekannten Karstphänomene in Polen (Z. Rubinowski, 1975). Infolge der Verkarstungsprozesse sind mehrere nicht große Höhlen entstanden - darunter die durch viele Tropfsteine weitbekannte und dem touristischen Verkehr zugängliche, nicht weit von Kielce entfernte Höhle "Raj" ("Paradies") (Z. Rubinowski, T. Wroblewski, 1986). In der letzten Zeit ist die längste Höhle mit einer Länge von ca. 1500 m entdeckt worden. Das wäre, ausgenommen das Gebiet der Tatra und des Sudetengebirges, die längste Höhle in Polen. Sehr interessant sind auch die sich immerfort an der Oberfläche herausbildenden Karstformen: Erdfälle, Schluchten, winzige Formen wie Tiefen und Rippen.

Im Gegensatz zu den Karstphänomenen sind die Pseudokarstphänomene im Gebiet des Heiligenkreuzgebirges bisher nicht untersucht und beschrieben worden. Das kann dadurch erklärt werden, daß sie nicht so zahlreich (sowohl in der Menge als auch im Umfang) wie die Karstphänomene vorkommen. Im Vergleich zu manchen anderen Gebieten Polens (Beskiden, Sudeten) ist die Region des Heiligenkreuzgebirges ärmer an Pseudokarstphänomenen. Im untersuchten Gebiet bilden sie sich auf den Sandsteinaufschlüssen aus der unteren Trias und aus dem unteren Jura und im Gebiet der pleistozänen Lössdecke. Die Sandsteine haben ihre Aufschlüsse vor allem im nördlichen Teil des Gebietes und bilden dort einige zehn Gruppen von felsigen Formen und Einzelfelsen. Die am häufigsten erscheinenden Typen der felsigen Formen sind die im oberen Teil der Abhänge gelegenen Felsen. Sie reichen bis zu den oberen Rändern der Abhänge. Meistens sind das Schwellen, Kanzelformen, seltener Felsüberhänge mit einer Höhe von meistens 3 bis 6 m. Die Schwellen und Kanzeln bilden oft einige hundert Meter lange Ketten. Manchmal erscheinen oberhalb der Schwellen an den Bergrücken Bankfelsen und Pizfelsen. Die Felsen bestehen in der Regel aus den ungleichkörnigen Sandsteinen (mit der Anlage der Konglomerate) mit schwacher Bankabschöderung, die am häufigsten fast horizontal vorkommen. E. Lindner (1972) stellt fest, daß die Hauptrolle bei der Ausformung der Felsen der lösschaffende Wind in der nordpolnischen Vereisungszeit zukam. Die Herausbildung der Felsen war auch durch verschiedene Lithologie der Sandsteine bedingt. Zu der anderen Gruppe der Felsen gehören die Tafelfelsen - die felsigen Wände an den Abhängen der engen Täler und Schluchten und die Schwellenfelsen auf den Schluchtböden. Diese Felsen bestehen hauptsächlich aus den feinkörnigen oder sehr feinkörnigen Banksandsteinen, die der Erosion gegenüber nur eine schwache Standfestigkeit aufweisen. Sie sind als Formen jung und entstanden infolge Wassertiefenerosion und rückschreitender Erosion vor allem im Holozän (J. Urban, 1987). Die wirklichen Pseudokarstformen sind die oft vorkommenden Unterschlüpfе und die kleinen Höhlen (Abb. 2). Im Fall der Felsen des Abhangs und des Gebirgskammes haben die Unterschlüpfе meistens eine Tiefe von 2 bis 3 m. Wahrscheinlich haben sie sich infolge der intensiven Verwitterung herausgebildet, die in den unteren Teilen der Felsen zustande kam und durch die verschiedene Lithologie und die Wasserheranziehung verursacht wurde. In den Schwellenfelsen auf dem Talboden sind die felsigen Unterschlüpfе tiefer (4 bis 5 m). Sie gehen manchmal in die kurzen Höhlen über. Ihre Herausbildung ist ganz deutlich mit den lithologischen Unterschieden verbunden. Den Deckenteil der Schwelle (die Traufe) bildet meistens der mehr dicke Sandstein, dagegen darunter vorkommende Sandsteine oder Schläme sind locker und unterliegen der Desintegration infolge der Prozesse Erosion und Suffosion, die durch das vom oberen Felskomplex durchsickernde Wasser bewirkt wird (Abb. 3).

Manche Formen des Mikroreliefs der Sandsteinfelsen am Abhang erinnern an die Pseudokarstrippen, aber auch an andere Formen wie arkadenartige, kavernöse, zellenartige. Ihre Herausbildung kann man durch die mit den Prozessen der örtlichen Zementation in Verbindung tretenden äolischen Vorgänge und die physikalische Verwitterung (z.B. in der Form der Decke an der Felsoberfläche) und durch die Desintegration der Sandsteine infolge der in felsigen kreisenden Wasserlösungen erklären. Nebenbei ist bemerkenswert, daß auch interessante kugelige Formen des Mikroreliefs vorkommen, deren Ursprung bisher ungeklärt ist und die an die in den Sudeten vorkommenden Formen erinnern (B. Dumanowski, 1961).

Ein anderes Problem sind die Pseudokarstformen in der Lössdecke, die im östlichen Teil des Heiligenkreuzgebirges vorkommen (Sandomierz Hochebene). Die Lössdecke hat sich zur nordpolnischen Eiszeit herausgebildet und eine Mächtigkeit bis zu einigen zehn Metern erreicht. Die dort an der Oberfläche vorkommenden morphologischen Formen sind für die junge Lösserosion und Lössuffosion typisch - die tiefen Schluchten, steil abfallenden Böschungen, die Wände und auch Suffosionsbodenbrüche die Suffosionskammer. Die Suffosion, die die Entstehung der unterirdischen Hohlräume und ihres Einbrechens bewirkt, bildet den die Denudation der Lössdecke anregenden Prozess. Aus diesem Grund findet sie in den oberen Teilen der Lösschluchten statt.

Literaturverzeichnis:

- Dumanowski B., 19761 - Forms of spherical cavities in the Stolowe Mts. Studies on geology of the Sudetic Mts. Zesz.Nauk.Uniw.Wrocl., Seria B.No 8, Wroclaw
 Lindner L., 1972 - Origine and Age of the Sandstone Rocklets of Mt.Pieklo near Nieklan (Holy Cross Mts.), ActaGeol.Pol.v.22,z.1,Warszawa
 Rubinowski Z., 1975 - Karst Areas and Caves in the Holy Cross Mts. and in the Nida River Basin. Chronay Przyrode,R.31z.5,Warszawa
 Rubinowski Z., 1986 - Jaskinia Raj. Wyd.Geol.,Warszawa
 Wroblewski T., Urban J. - Mezozoiczne skalki plaskowocowe polnocnej czesci Gor Swietokrzyskich. Kwart.Geol.T.31,z.3,Warszawa.



Abb.1a Gebiet des Heiligenkreuzgebirges (schraffiert)



Abb.1b Geologische Karte von Zentralpolen (ohne Quartär)
 1-Tertiär, 2-Kreide, 3-Jura, 4-Trias, 5-paläozoisches Massiv
 ---- westl. Reichweite Lössdecke

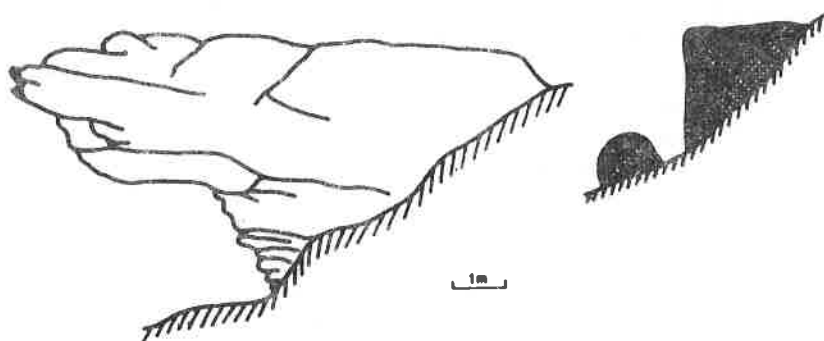


Abb.2 Beispiel eines im oberen Teil der Abhänge gelegenen Felsens (Adamow bei Skarzysko)

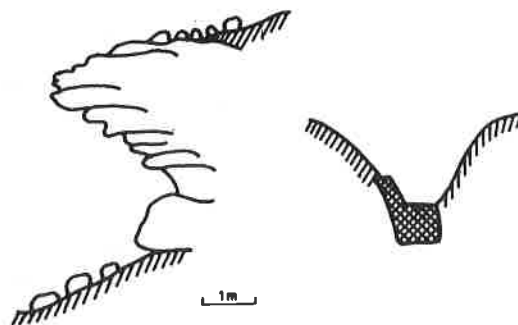


Abb.3 Beispiel eines im Tal gelegenen Felsens (Bromadzice bei Ostrowiec)

Bernd Mutzig (Dresden)

PSEUDOKARSTERSCHEINUNGEN IN DEN ANSTEHENDEN GRANITISCHEN GESTEINEN IM BEBIE DER OBERLAUSITZ

Angeregt durch die in den letzten Jahren verstärkte Beachtung der Pseudokarst-Thematik in der speleologischen Theorie und Praxis, sowie durch Feldbeobachtungen im Granitrelief der Oberlausitz, möchte ich mit diesem Beitrag einen Einblick in die Genese und Morphologie bei der Verwitterung von granitischen Gesteinen in diesem Gebiet geben.

1. Geografischer Überblick

Das Granitmassiv der Oberlausitz stellt das größte zusammenhängend aufgeschlossene Granitgebiet Mitteleuropas dar und tritt im Dreieck Dresden-Zittau-Görlitz geländebildend in Erscheinung. Es zeigt sich als wellige Landschaft, durchzogen von verschiedenen gerichteten Höhenrücken und Bergscheiteln, welche bei der flächenhaften Abtragung herausmodelliert wurden. Begrenzt wird dieser Granitkomplex im Norden durch das Görlitzer Schiefergebirge und im Westen durch den Lausitzer Brauwackenkomplex. Diese alten Gebirge sind jedoch größtenteils von tertiären und quartären Lockermassen überdeckt. Im Osten stellt der Neißegraben die Grenze dar und im Süden der Kreidesandstein des Elbsandsteingebirges (Lausitzer Überschiebung).

2. Arten und Vorkommen granitischer Gesteine der Oberlausitz

Das Granitmassiv der Oberlausitz stellt keinen einheitlichen Granitkörper dar, es ist ein Komplex verschiedenartiger und verschiedenalter granitischer Massen. Im wesentlichen unterscheidet man:

- den älteren Ostlausitzer Granodiorit (Präkambrium - Kambrium),
- den Rumburger Granit (Silur - Devon),
- den Zweiglimmergranodiorit/Anatexit (Silur - Devon),
- den Westlausitzer Granodiorit (Karbon),
- die Stockgranite von Arnsdorf-Königshain und Stolpen (Oberkarbon).

Die granitischen Gesteine der Oberlausitz gehören ihrem Mineralbestand nach alle den Feldspat-Quarz-Plutoniten an und haben ihren Ursprung in den sauren Magmen alter Sedimente, wie Brauwacken und Tongesteine. Der Mengenanteil der Feldspäte und die Priorität des Quarzes sind ausschlaggebend für die Art des Gesteines.

Bei den Graniten überwiegt der Anteil an Orthoklas (Kalifeldspat), bei den Granodioriten überwiegt der Anteil an Plagioklas (Na/Ca-Feldspat). Der Mengenanteil an Quarz im Gestein ist in den Graniten größer als in den Granodioriten. Der Zweiglimmergranodiorit (Anatexit) ist ein ultrametamorphes Gestein, welches unter extremen Bedingungen aus Grauwacken und Tonschiefern umkristallisiert. Die Gesteine haben alle die typische Granit-Textur, isometrische Gestalt der Hauptgemengenteile, in richtungsloser, körniger Anordnung, je nach

Gesteinsvarietät feinkörnig bis grobkörnig. Die langsame Abkühlung dieser Tiefengesteine, tektonische Faktoren und die oberflächliche Druckentlastung bei der Abtragung des Deckgebirges bewirkten die Entstehung eines Systems von drei nahezu senkrecht aufeinanderstehenden Klüftflächen in den Gesteinskörpern. Diese Makrotextur ist morphologisch gut vergleichbar mit der "Quaderung" des Kreidesandsteins und wesentlich für die Genese einiger Pseudokarstformen in den granitischen Gesteinen.

3. Morphologie der Pseudokarstformen granitischer Gesteine der Oberlausitz

Bei Feldbeobachtungen der Verwitterungsformen in den anstehenden granitischen Gesteinen der Oberlausitz, aus der Sicht des Speläologen, kommt man nicht umhin, Parallelen zu ziehen zwischen Pseudokarstformen im Kreidesandstein zu ziehen. Trotz der Unterschiede beider Gesteinsarten (Genese, Mineralbestand und Gefüge, Wasseraufnahmefähigkeit, innerkristalline Wasserbewegung usw.) gibt es in der Morphologie ihrer Pseudokarstformen zahlreiche Gemeinsamkeiten oder Ähnlichkeiten. Als genetische Voraussetzungen für Pseudokarstformen haben beide Gesteinsarten das "quadernde" Klüftsystem und Inhomogenitäten im Mineralgefüge.

Auf Grund dieser Tatsachen bin ich der Meinung, daß es praktisch ist für die Erfassung und Einordnung der Pseudokarsterscheinungen in den granitischen Gesteinen der Oberlausitz, die von VITEK 1981 vorgegebene Klassifizierung von Pseudokarstformen, welche sich im Kreidesandstein bewährt, auch auf die granitischen Gesteine anzuwenden und sie in Makroformen, Mesoformen und Mikroformen zu unterscheiden.

I Makroformen	I Mesoformen	I Mikroformen	I
I Felsenstädte/Burgen	I Wollsackverwitterungen	I Karren	I
I Gipfelklippen	I Höhlen	I Felsenkessel	I
I Blockfelder		I Näpfchen	I

3.1. Makroformen

Felsenstädte, Felsenburgen und Gipfelklippen: kommen auf zahlreichen Bergen und Höhenrücken des Lausitzer Berglandes in einer Höhe über 450 m NN, wo das elsterkaltzeitliche Eis nicht hinreicht, vor. Man muß zwei Gruppen von Felsenklippen unterscheiden: Klippen, die in ihrer Form schon unter Bedeckung korrosiv vormodelliert wurden und solche, die in Kaltzeiten unter eisrandnahen Bedingungen als Frostkliffs entstanden. Erstere zeigen meist stark gerundete Blockformen, während die kaltzeitlich geprägten kantige Blockformen aufweisen. Markante Vorkommen: Czschorneboh, Bieleboh, Königshainer Berge, Hochstein (NW-Lausitzer Berge)

Blockfelder, Blockmeere: An einigen Berghängen der Oberlausitz findet man konzentrierte Vorkommen von Blockschutt. Man spricht von Blockfeldern und Blockmeeren. Entstanden sind sie im Pleistozän. Spaltenfrost sprengte die Blöcke vom anstehenden Fels, die im Gesteinsverband schon durch Klüftung und Restspannung vorgeprägt waren. Solifluktionsvorgänge transportierten die Schuttmassen talwärts. Gesteinsbedingt kommt es durch chemische Verwitterungsvorgänge zur Bildung von kugelschaligen Verwitterungsrinden an den Blöcken (speziell beim Granit und Granodiorit), physikalische Verwitterungseinflüsse (Temperaturschwankungen) führen zum Abplatzen dieser Rinden. Die Blöcke nehmen eine runde Form (Findlingsgestalt) an. Blockschutt aus meist feinkörnigem Zweiglimmergranodiorit liegt scharfkantig bzw. wenig kantengerundet vor. Markante Vorkommen: Angstberg-Hohwald, Hochstein/Ohorner Steinberg (NW-Lausitzer Berge), Czschorneboh

3.2. Mesoformen

Höhlen: Mir ist im Bearbeitungsgebiet bisher nur ein Objekt, die Zigeunerhöhle in einer Gipfelklippe im Arnsdorfer Stockgranit, bekannt. Die Höhle ist ca. 5.0 m lang und 2.5 m breit bei einer Raumhöhe von 1.2 m. Matratzenförmig verwitterter Stockgranit bildet einen ca. 2.5 m tiefen Überhang, über diesen sind zwei Granitschollen abgekippt und bilden so eine Höhlenwand. In verschiedenen Gipfelklippen gibt es noch "befahrbare" Felsnischen, welche jedoch nicht als Höhlen zu bezeichnen sind. Vorstellbar, aber mir noch nicht bekannt, könnten Hohlräume von Blocktrümmernhöhlencharakter in großen Blockmeeren (z.B. Angstberg) sein.

Wollsackverwitterung: Wollsackverwitterungen, auch Matratzen- und kastenförmige Verwitterungen, sind ein markantes Erscheinungsbild an den freistehen-

den granitischen Felsen der Oberlausitz. Die Intensität ihrer Ausbildung ist gesteinstypisch unterschiedlich. Die Wollsackverwitterung geschieht primär im Gesteinsverband und unter Bodenbedeckung. Von den Klüften ausgehend wird durch intensive chemische Verwitterungsvorgänge der "Wollsackcharakter" der Gesteinspakete vorgeprägt. Besonders wirksam werden die korrosiven Prozesse an den Kluftschnittpunkten der Gesteinspakete, das Ergebnis ist eine intensive Kantenrundung.

Nach Freilegung der Felspartien durch flächenhafte Abtragung werden die Wollsackformen sekundär herausmodelliert und bilden nun natürlich auch die Hauptangriffsfläche für die übertägigen Verwitterungsfaktoren.

Markante Vorkommen: Hochstein (NW-Lausitzer Berge), Königshainer Berge

3.3. Mikroformen

Karren: Karrenformen muß man nach meinen bisherigen Beobachtungen in den granitischen Gesteinen der Oberlausitz in zwei Typen unterscheiden: Einmal wären das Kluftkarren, d.h. Klüfte in der Gesteinsoberfläche, welche durch korrosive und erosive Faktoren zu Karren erweitert wurden. Sie sind z.T. frei und fungieren als Ablaufrinnen der Niederschlagswässer von der Gesteinsoberfläche, auch als Auslaufstellen von Felskesseln. Teilweise sind diese Kluftkarren mit Humus gefüllt und bilden den Siedlungsgrund für Pflanzen (meist Moose). Mit Sicherheit sind diese Kluftkarren biologischen Verwitterungsfaktoren ausgesetzt.

Den zweiten Typ, die Rinnenkarren, welche anscheinend nicht an primäre Klüfte der Gesteinsoberfläche gebunden sind, findet man im Beobachtungsgebiet sehr selten. Mir ist nur ein markantes Vorkommen auf dem Totenstein (Königshainer Berge) bekannt. Inhomogenitäten im Gesteinsgefüge müssen zur Herausbildung der Fließbahnen der Oberflächenwässer geführt haben. Einmal vorgeprägte Fließbahnen sind dann einer stärkeren Durchfeuchtung ausgesetzt und bieten exogenen Verwitterungsfaktoren bevorzugte Angriffsflächen.

Felskessel, Schüsseln und Näpfe: Schüsselartige Pseudokarstformen findet man auf den Oberflächen der Felsklippen. Sie stellen selektive Auswitterungen von gesteinsbedingten Inhomogenitäten dar. Sind sie in der Gesteinsoberfläche erst einmal vorgezeichnet, forcieren die Verwitterungsprozesse. Die Vertiefungen stehen oft voll Niederschlagswasser, halten lange die Feuchtigkeit und bei Frost sind sie eisgefüllt. Mechanische und chemische Verwitterung können intensiv wirken.

Eine genetisch gleichartige Pseudokarsterscheinung sind die schüssel- und näpfchenförmigen, selektiven Auswitterungen in der Oberfläche einiger Blöcke in den Blockfeldern. Diese Auswitterungen liegen im ca-da-Bereich. In einigen Fällen sind diese Vertiefungen tiefer als ihr Durchmesser. Hier dürfte eine intensive biologische Verwitterung eine Rolle spielen, denn im Gegensatz zu den exponierten Felskesseln und Schüsseln auf den Gipfelklippen sind die Auswitterungen in den Blockoberflächen meist mit Humus gefüllt und mit Pflanzen besiedelt.

Ansatzpunkt für diese Verwitterungsformen sind Gesteinsinhomogenitäten. Im Königshainer Stockgranit sind dies pegmatitische, vorwiegend mit Quarz und Feldspat gefüllte Brusen und Schlieren. In den Granodioriten kommen dafür biotitreiche Schlieren und Einschlüsse (Xenolithe) in Frage. Diese Schlieren und Einschlüsse sind nicht aufgeschmolzene oder nicht völlig granitisierte Grauwackenreste und Kalksilikathornfelse. Im frischgebrochenen Gestein sind diese Einschlüsse sehr gut zu erkennen und es gibt viele Varietäten. Häufig haben sie ein dichtes, feinkörniges, meist dunkles Mineralgefüge und sind in runder oder bräktischer Gestalt scharf abgegrenzt vom Umgebungsgestein. Aber auch mit granitartiger Textur und fließendem Übergang zum Umgebungsgestein kommen diese Einschlüsse vor.

Literatur:

- Börner, F.: Pseudokarsterscheinungen im Elbsandsteingebirge. Berichte und Mitteilungen ZFA Höhlen- und Karstforschung, Berlin 1986
- Kettner: Allgemeine Geologie II., 1959
- Jubelt/Schreier: Gesteinsbestimmungsbuch. Leipzig 1982
- Prescher: Zeugnisse der Erdgeschichte Sachsens. Leipzig 1988
- Schlegel/Mai: Die Oberlausitz - Exkursionen. Mühlhausen 1987
- Wagenbreth/Steiner: Geologische Streifzüge. Leipzig 1982

Vojtech Mathe (Liberec)

PSEUDOKARSTERSCHENUNGEN IM NATURSCHUTZGEBIET JIZERSKE HORY UND EIN ABRISSE
IHRER ENTSTEHUNG

Die Jizerske Hory nehmen die Form eines Ovals von ca. 60x30 km ein. Die Hauptachse ist von SW nach NO gerichtet. Das Massiv des Gebirges besteht hauptsächlich aus grobkörnigem Granit, der überwiegend in Form von herausgearbeiteten Felsblöcken an die Oberfläche tritt. Bei diesen ist die Block- und Plattenabscheidung entwickelt. Im Gebiet der J.H. kommt der überwiegende Teil der bekannten Pseudokarstformen vor. Die bedeutendsten und zahlreichsten sind die Felsenschüsseln (Opferschüsseln). Einer der ersten Autoren, der ihnen eine besondere Aufmerksamkeit gewidmet hat, war Frantisek Hübler (1882). Die bedeutendsten Felsenschüsseln befinden sich auf folgenden Felsen: Vyhlička bei Sarzovka, Brucoun in der Forstverwaltung Harcov, Certov odpocinek in der Forstverwaltung Bedrichov und Jeziskovy skaly in der Forstverwaltung Harcov. Meistens sind an die Felsenschüsseln Abfallrinnen gebunden, selten auch Zuflußrinnen. Felsenrinnen - Öffnungen durch den kompakten Felsen erscheinen im Granit nur selten. Im Gebirge Jizerske Hory sind fünf Lokalitäten (G. Binzel, E. Novak) erwähnt. Die größten sind an der Lokalität Drbny, in der Forstverwaltung Bily Potok, wo die Öffnung 15 cm erreicht, und auf dem Frydantske ciaburi ausgebildet. Wackelsteine, Felsentore und Felsenpilze sind im Gebiet Jizerske Hory häufig vertreten. Die Höhlen sind meistens schuttartig. Höhlensysteme bilden auch die Wasserbetten einiger Bäche. An der Lokalität Hruskove skaly wurden in einer Nische bearbeitete Gegenstände aus Feuerstein gefunden (Sebauer 1926). Mit Vorbehalt könnte es sich um eine Höhlensiedlung von eneolithischen Prospektoren handeln (Waldhauser 1971). Frostblockhäuser - die gegenwärtige Entwicklung können wir gut an der Lokalität Klasterni vrch in der Forstverwaltung Harcov beobachten. Das Frostblockhaus bildet hier eine Nische von 6x2x2 m. Durch den unteren und oberen horizontalen Sprung sickert das Wasser. Der Sprung ist 6-12 cm hoch und durch Felssäulen, Uhren unterbrochen. Ein Vorkommen von Abflußrinnen ist Kobyli hlava in der Forstverwaltung Oldrichov v Hajich. Diese Lokalität wird von einem Felsenkamm mit einer ganzen Reihe von Felsenschüsseln mit Rinnen gebildet. Die Richtung der Rinnen auf den einzelnen Blöcken zeigt, daß diese Rinnen und Schüsseln vor der Zerteilung des Blockes ein verbundenes System gebildet haben. Die ganze Anordnung der Schüsseln und Rinnen verleitet zur Analogie mit Schüsseln im Wasserbett der Bäche oder Flüsse. Sollte man diese Arbeitshypothese akzeptieren, würde es bedeuten, daß die Entstehung der Pseudokarstformen dieser Lokalität in diejenige Zeit verschoben werden kann, als das Wasser noch über die Felsblöcke strömen konnte. Auch der Felsen Brucoun in der Forstverwaltung Harcov ist eine geomorphologische Besonderheit. Der Felsen ist 2,7 m hoch. Vor dem Umsturz um 90 Grad hat sich auf dem Scheitel eine Felsenschüssel mit einem Durchmesser von 100 cm und einer Tiefe von 70 cm gebildet. Zu- und Abflußrinne sind gut entwickelt. Form und Querschnitt der Schüssel zeigen wieder die Möglichkeit der Entstehung der Schüssel durch strömendes Wasser. Der Felsen befindet sich am Gipfel des Kammes. Das bedeutet, daß diese Schüssel im Verlauf der Denudation des Kammes entstanden ist und in dieser Zeit kam es wahrscheinlich auch zu dem Umsturz um die erwähnten 90 Grad. Alle diese erwähnten Hypothesen kann man teilweise durch Modelltests prüfen und damit einen Abriß von den möglichen Formen der Entstehung sowie des Alters der Schüsseln geben.

Literatur

- Bernhard J.H. a kol. (1969) Mineralogie Ceskoslovenska. Academia Praha 1969.
Cepok P. (1986) Zaklady stratigraficke geologie Ucebni texty vysokych skol Karlovskaja Universita v Praze. Praha 1986.
Demek J., Zeman J. (1979) Typy reliefu zeme. Academia Praha 1979.
Binzel G., Novak E. (1962) Topografie skal Jizerskych hor. Severoceske muzeum Liberec 1962.
Habetin V. a kol. (1985) Geologie SNTL-Nakladatelstvi technicke literatury 1985.
Kettner R. (1954) Vseobecna geologie III. Prirodovedecke nakl. Praha 1954.
Kukal Z. (1983) Rychlost geologickych procesu. Academia Praha 1983.
Nevrly M. (1981) Kniha o Jizerskych horach. Severoceske nakladatelstvi 1981.
Pelisek J. (1968) Pudni pomeri Jizerskych hor. Severoceske muzeum Liberec 1968.
Rubin J., Balatka B. a kol. (1986) Atlas skalnich, zemnich a pudnich tvaru. Academia Praha 1986.
Vitasek F. (1966) Zaklady fysickeho zemepisu. Academia Praha 1966.
Waldhauser J. (1971) Archeologicky vyzkum v Severnich Cechach. Severoceske muzeum Liberec 1971.

Frank Börner (Dresden)

BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEM AUFTRETEN VON PSEUDOKARSTERSCHEINUNGEN UND DER STRATIGRAPHIE IN DER SÄCHSISCHEN SCHWEIZ

1. Geologisch-petrographische Charakterisierung des Gebietes

Das Gebiet der Sächsischen Schweiz wird aus einer über 400 Meter mächtigen Folge oberkretazischer Sandsteine aufgebaut. Die zeitlich sowie lateral wechselnden Sedimentationsverhältnisse zwischen Cenoman und Coniac (z.B. Sedimentationsrate, Fazies) bedingten differenzierte lithofazielle und strukturelle Merkmale des Gesteins. Für die Pseudokarstproblematik von Interesse sind insbesondere

- das weite Spektrum in der Korngrößenverteilung (Ton- bis Kieskornbereich) und der mitunter rasche Wechsel von Kornverteilungsparametern sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung,
- Sedimentationsstrukturen (z.B. Schräg- und Kreuzschichtung) sowie
- die daraus resultierende Veränderlichkeit von Porosität und Permeabilität des Sandsteins.

Das primäre Ablagerungsgefüge wird von sekundären Veränderungen des Gesteins überlagert. Dazu zählen z.B.

- die unterschiedliche Verfestigung durch verschiedene Kornbindemittel (tonig, kalkig, kieselig),
- die Anreicherung von Eisenoxiden und -hydroxiden ("Brauneisenschwarten"),
- die Beeinflussung des Mineralbestandes im Grundwasserbereich,
- die Erzeugung bevorzugter Bruchrichtungen im Gestein infolge tektonischer Beanspruchung der Schichten.

Alle genannten Faktoren führen zu einer lokal sehr differenzierten Widerstandsfähigkeit und somit zur selektiven Verwitterung des scheinbar homogen aufgebauten Sandsteins (Abb. 1). Das betrifft sowohl den Dekameter- als auch den Zentimeterbereich im Gestein.

2. Lithostratigraphie und Pseudokarsterscheinungen

Die vertikal veränderliche morphologische Wirkung der Gesteinsfolge in der Landschaft (Stufenformen, Zeugenberge, Canons) ist sichtbarster Ausdruck der wechselnden Widerstandsfähigkeit des Gesteins. Die selektive Verwitterung erzeugt dagegen im kleineren Maßstab konkave und konvexe Formen an der Gesteinsoberfläche und im Gestein in vorgezeichneten Schwächezonen aushaltendere Hohlformen.

Eine Gliederung der Sandsteinschichten in der Sächsischen Schweiz erfolgte erstmals von LAMPRECHT 1927 in Ermangelung repräsentativer Fossilfunde nach morphologisch-lithologischen Gesichtspunkten. Weiterentwickelt wurde sie von GEIFERT 1955, HIBUS 1975 und PRESCHER 1987. Die lithostratigraphische Einteilung in

- wand- bzw. stufenformenbildende Schichten (Labiatussandstein, Stufen b, c3, d und e,
- zur Verebnung neigende kleinbankige Schichten (Stufen a, c1 und c2) und
- feinkörnigere sowie wenig verfestigte Zwischenhorizonte (Beta, Gamma2 und Delta)

besitzt für die Betrachtung der Verwitterungsformen unter dem Aspekt des Pseudokarstes grundlegende Bedeutung. Die morphologischen Merkmale der Schichten sind im wesentlichen über das gesamte Gebiet der Sächsischen Schweiz verfolgbar und bieten somit günstige Voraussetzungen für eine Korrelation von Pseudokarstphänomenen zu bestimmten Sandsteinschichten.

3. Einige Beispiele

Neben der seit langer bekannten Häufung schichtgebundener Verwitterungsformen (Schichtfugen, Schichthöhlen, z.T. Sanduhren) an den Zwischenhorizonten Beta, Gamma2 und 3 sowie Delta wurde auch ein bevorzugtes Auftreten von Sandstein-

karren in der Stufe d (RAST 1959) und eine gewisse Schichten- und Lagegebundenheit einiger Höhlentypen in der Sächsischen Schweiz (WAGNER 1976) beschrieben.

Bei der Erfassung der Pseudokarsterscheinungen in der Sächsischen Schweiz in den letzten Jahren zeigte sich, daß prinzipiell alle ober- und unterirdischen Verwitterungsformen an bestimmte lithostratigraphische Sandsteinstufen oder Zwischenhorizonte der Schichtenfolge gebunden sind (Abb. 2). Die folgenden Beispiele sollen diesen Zusammenhang belegen:

- Neben Schichthöhlen, Abris und Nischen sind auch Felsenkessel und Pilzfelsen an die Gesteine im Bereich der Horizonte Gamma2, Gamma3 und Delta gebunden. In der Umgebung dieser Schichten treten auf engstem Raum erhebliche vertikale und laterale Festigkeitsunterschiede auf. Daneben bedingen diese Schichten infolge ihrer verminderten Permeabilität horizontale Wasserströmungen im Porenraum des Sandsteins und damit Vorgänge wie Suffosion, Subrosion und innere Erosion.
- Das Auftreten von Karren beschränkt sich im gesamten Gebiet im wesentlichen auf die obersten 10 Meter der Sandsteinstufe d sowie die Stufe e. Ausgezeichnetes Merkmal dieser Schichten ist ein Wechsel von grob- bis mittelkörnigem und mittel- bis feinkörnigem Sandstein. Permeabilität und Porosität sind durchgehend hoch, der Anteil des Kornbindemittels ist niedrig.
- Abgesehen von kleinen Objekten treten Klufthöhlen atektonischer Entstehung (Zerkluftungshöhlen) nur im Niveau des Labiatussandsteins auf (BÖRNER 1985). Ursache sind Verwitterungsprozesse im Hangenden der Cenoman/Unterturon-Grenze, die die Gesteinsfestigkeit erheblich beeinträchtigen und Blockbewegungen auslösen. Neben Bielatal und Gottliebatal in der Sächsischen Schweiz liegen ähnliche Verhältnisse z.B. in der Böhmischeschweiz bei Labyska strán (CSSR) vor.
- Durch Blockakkumulation entlang der Talkerbe entstandene Trümmerröhren bilden sich bevorzugt ca. 5 bis 15 Meter unter den Zwischenhorizonten Beta, Gamma2, Gamma3 und Delta. Die schichtgebundene Verwitterung im Bereich der Zwischenhorizonte führt zur Ablösung von Sandsteinblöcken, die sich erst bei Vorhandensein einer ausreichenden Höhendifferenz bis zum Tal tiefsten höhlenbildend sammeln können.

Obwohl noch eine ganze Reihe offener Fragen bezüglich der Genese einzelner Pseudokarstformen bestehen (z.B. die Rolle einer Pflanzenbedeckung und das Zusammenwirken geologischer, geographischer und klimatischer Faktoren), bietet die Analyse des Zusammenhangs zwischen Pseudokarstformen und der Lithostratigraphie Ansatzpunkte für weitere Untersuchungen in dieser Richtung wie auch für eine systematische Suche von bestimmten Höhlentypen in der Sächsischen Schweiz.

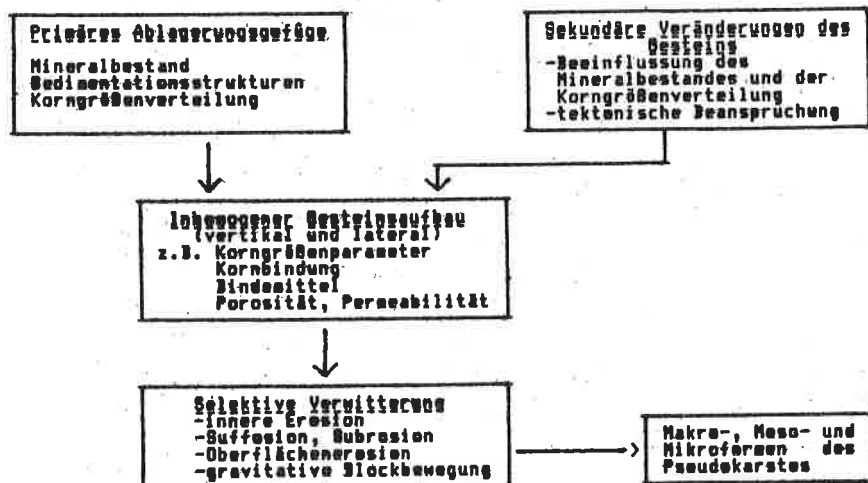


Abb. 1. Schema zu den gesteinsbedingten Ursachen der Entstehung von Pseudokarstformen in der Sächsischen Schweiz.

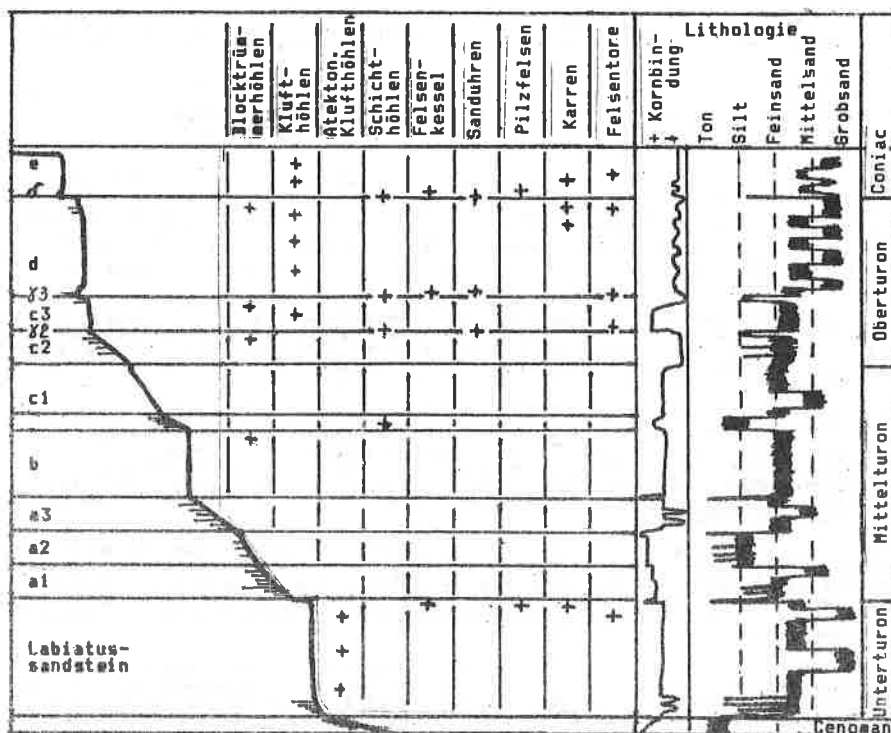


Abb. 2. Geomorphologie, lithologische Verhältnisse und Lagegebundenheit von Pseudokarsterscheinungen in der Sächsischen Schweiz (Zusammengestellt unter Verwendung von Angaben aus WIDM 1975 und BRUHNERT 1986).

3. Literatur

- BEEBER, H.-B. (1982): Zur Festigkeit d. Sandsteins. Mb. des DMBO-SFA Dresd., 7/8
 BÖRNER, F. (1977): Höhlenkat. S. Schweiz; Langh.-Mielat. Der Höfo., 2, Dresden
 BÖRNER, F. (1985): Atoll, Klufthöhlen im ob. Mielat. BuM. ZFA Hukf., Berlin, 1
 BÖRNER, F. (1986): Pseudokarsterach. im Elbsandst.-geb. BuM. ZFA Hukf., Berlin, 2
 BERTITZ, G., EIBL, W. (1962): Die Höhlen der Sächsischen Schweiz. Jahrbuch
 Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden
 BRUHNERT, W. (1986): Der Sandstein d. Sächs. Schweiz. Abh. Staatl. Mus. Min.
 Geol. Dresd., Bd. 34, Leipzig
 LAMPRECHT, F. (1927): Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiet
 des Elbsandsteingebirges. Mitt. d. Vereins für Erdkunde, Dresden
 HIRSH, W.-P. (1975): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Elbsandsteingebirges.
 Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresd., Bd. 22, Dresden
 PRESCHER, H. (1959): Geologie des Elbsandsteingebirges. Dresden
 PRESCHER, H. (1987): Zeugnisse der Erdgeschichte Sachsens. Leipzig
 RABT, H. (1959): Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge. Freiberg
 SEIFERT, A. (1936): Sandwester im Turonsandstein der Sächs. Schweiz und ihre
 Bedeutung für Verwitterungsformen. Sitz.-ber. Abh. Isis Dresden 1935, Dresden
 SEIFERT, A. (1955): Stratigraphie und Paläogeographie des Cenozoans u. Turons im
 sächsischen Elbtalgebiet. Freiburger Forschungsheft C14, Berlin
 VITEK, J. (1981): Morphogen. typ. pseudokrasu Českoslov. Sb. Českoslov. Geogr.
 Společnosti, 86, Praha
 WABNER, A. (1976): Schichten- u. Lagegebundenheit der Höhlen im Quadersandstein
 der Sächs. Schweiz. Ber. Höhlenforscher, 3, Dresden
 WEBER, M. (1979): Höhlenuntst. im Buntsandstein d. Pfalz. Laich. Höhlenfr., 14

Erich Knust (Karlsruhe)

RÖHRENFÖRMIGE STRUKTUREN IN DER WESTPFALZ

Lage und geologische Einordnung

Das Vorkommen der röhrenförmigen Strukturen liegt in einem 10 km breiten und 35 km langen Streifen am Westrand des Pfälzerwaldes, zwischen Kaiserslautern im Norden und der Landesgrenze zu Frankreich südlich Pirmasens im Süden. Es ist an das Hauptkonglomerat gebunden, den Übergang vom Mittleren zum Oberen Buntsandstein. Die Schichten fallen in diesem Gebiet mit 4 bis 6 Grad nach Westen ein. Das Vorkommen ist deshalb auf einige Talhänge, an denen sich Steilstufen oder Felsbänder gebildet haben, beschränkt. Unterstützt wird die Stufenbildung durch die relativ größere Härte gegenüber den unter- und überlagernden Schichten.

Die in Verbindung mit den röhrenförmigen Strukturen entstandenen "Höhlen am Rothenborn" bei Neusöhle werden mehrfach beschrieben, der ausführlichste Bericht stammt von JAKUB (1913). Er hält die Höhlen für künstlich. GAUDA et al (1982) untersuchen die Vorkommen im nördlichen Korridor und versuchen, die natürliche Entstehung zu deuten.

Untersuchungsgebiet

Das Hauptkonglomerat am Westrand des Pfälzerwaldes bildet keine zusammenhängenden Felsbänder, eine Ausnahme ist das Hilstbachtal mit seinen teilweise mehrere hundert Meter langen Felswänden, das bislang südlichste Vorkommen. An allen anderen Vorkommen sind die Felsbänder vielfach aufgelöst, oft bis zum Verbleib nur weniger isolierter Felsklötze. Eine unterschiedliche Verteilung der röhrenförmigen Strukturen in Abhängigkeit von der Orientierung der Felswände ist nicht zu erkennen. Bedingt durch das Schichtenfallen liegen die Fundorte im Westen nur wenig über der Talsohle, die im Osten auf den Berggipfeln. Lediglich im südlichsten Korridor kommt es, bedingt durch zahlreiche Nord-Süd streichende Verwerfungen, zu einem mehrfachen Ausstreichen des Hauptkonglomerates. Der nördlichste Fundort, im Bärenloch bei Landstuhl-Kindsbach, liegt als einzige Ausnahme nicht im Hauptkonglomerat sondern in den Rehbergsschichten des Mittleren Buntsandsteins.

Ausbildung der röhrenförmigen Strukturen

Die gegenseitige Lage der Fundorte weist gewisse Regelmäßigkeiten auf, die im Falle der nördlichen Vorkommen einen Korridor von etwa 800m Breite und 9km Länge bilden. Die anderen Vorkommen lassen auf das Vorhandensein weiterer Korridore schließen. Das statistische Material reicht jedoch für qualifizierte Aussagen noch nicht aus. Außerhalb der Korridore wurden bislang trotz ähnlicher topographischer und geologischer Verhältnisse keine Röhren nachgewiesen. Im nördlichen Korridor liegen 86 der 135 bisher gefundenen röhrenförmigen Strukturen. Einer der Fundorte ist fraglich, da bislang erst 2 unsichere Exemplare gefunden wurden. In ihrer Nähe liegt die "Obere Bärenfelshöhle" mit einer Länge von 37 Metern, deren Hauptgangrichtung von 58 Grad der Korridorrichtung folgt. Unter Annahme der Existenz weiterer Korridore wurden bislang wenig erfolgreiche Geländebegehungen durchgeführt. Die am Rand des südlichsten Korridors gelegene "Birkenhöhle" mit einer Länge von 44 Metern, sowie zwei weitere 23 und 18 m lange Höhlen folgen mit ihrer Hauptgangrichtung von 58 bis 62 Grad ebenfalls der Richtung des Korridors.

Die über eine Fläche von 10x35 qkm verteilten Fundorte weisen zwar gewisse Unterschiede in der jeweiligen Ausbildung der röhrenförmigen Strukturen auf (große Durchmesser, mehrere Meter Länge an den Felsen im "Bauwald" und am "Rothenborn", meist kleine, ovale Querschnitte, nur selten Längen von mehr als 1,5 m an den anderen Vorkommen), gemeinsam sind ihnen jedoch die zigarrenähnliche Form und einige Ausbildungscharakteristika: So liegt die Richtung der Längsachse zwischen 50 und 90 Grad - mit Ausnahme der am "Rothenborn" - deutlich außerhalb der Kluftrichtungen. Die Längsneigung der Achse liegt bei maximal 10 Grad.

Die meisten der röhrenförmigen Strukturen sind ungefüllt, auch solche, die noch allseitig vom Fels umgeben sind. Bei Raumerweiterungen der "Höhle 3 am Rothenborn" wurden 1945 bis dahin abgeschlossene Röhren angeschlagen, die keinerlei Spuren einer Füllung zeigen. Verschiedentlich enthalten die röhrenförmigen Strukturen jedoch eine Füllung aus wenig verfestigtem, farblich von der Röhrenwand abgesetztem, stärker eisenhaltigem und ausschließlich eisengebundenes Material.

Höhlenbildung

Ausgehend von den röhrenförmigen Strukturen kam es zu einer Höhlenbildung, schon deshalb, weil manche Röhren aufgrund ihrer Abmessungen selbst als Höhlen angesprochen werden können, zum Beispiel die "Bauwaldhöhle 1" mit einem Eingangsdurchmesser von 0.7 m und einer Länge von 8.0 m.

Durch die Ausrichtung der röhrenförmigen Strukturen sind die Ansätze für eine Höhlenbildung günstig, wenn auch nicht bei jedem Vorkommen vorhanden. So ist am nordöstlichsten Fundort "Am Hohen Stein" eine große Röhrenzahl zu beobachten. Sie liegen jedoch zu weit auseinander, so daß sich bei ihren geringen Durchmessern keine Höhlen bilden konnten. Anders liegen die Verhältnisse am "Rothenborn". Durch die enge Nachbarschaft zahlreicher, verhältnismäßig großer, langer Röhren kam es nach dem Herauswittern der oft nur wenige Zentimeter dicken Zwischenwände zu einer Höhlenbildung, die bei der "Höhle 3 am Rothenborn" zur Entstehung einer 42 m langen Höhle geführt hat. Durch das Auslaufen und den mitunter versetzten Neubeginn der bis zu 5 m langen, zigarrenförmigen Röhren entstanden typische Höhlenquerschnitte, die durch aneinandergesetzte Kreisabschnitte geprägt sind.

Bei anderen Höhlen, wie der "Höhle 8 am Rothenborn", der "Höhle 2 im Buchenwäldchen" oder der "Bauwaldhöhle 1" hat es den Anschein, als bestünde die Höhle im wesentlichen aus einer Röhre. Unbeantwortet muß hier die Frage nach einer nachträglichen Überformung durch Sickerwasser bleiben, das den Querschnitt erweitert haben könnte. Zumindest die Eingangsbereiche wurden vergrößert. Wegen der feinkörnigen Gesteinsstruktur bilden sich runde Formen, die sich übergangslos an bestehende Röhrenstrukturen anschließen.

Einen weiteren Höhlentyp bilden zwei nebeneinanderliegende Röhren, die mitunter auch in der Höhe um einen halben Durchmesser versetzt sein können, wie die "Dicke Berta" und der "Rammersfels 2". Deutlich erkennbar sind die Zwischenstufen des Herauswitterns des Zwischensteiges. Stark beeinflusst wird dieser Vorgang durch die Gesteinszusammensetzung. Während das Felsband am "Rothenborn" aus feinkörnigem Material besteht, sind die südlichen Fundorte überwiegend in grobkörnigen bis konglomeratischen Schichten angelegt. In den grobkörnigen Schichten sind die Rundungen der Röhrenwände nicht so gleichmäßig wie in geröllarmen Schichten.

Einige Höhlen, wie die "Höhlen 1 und 5 am Rothenborn" haben in ihrer Sohle mehrere parallel laufende Röhren, die nur noch teilweise erhalten sind. Die Decke zeigt nur noch am inneren Höhlenende Röhrenspuren, vorn ist sie gleichmäßig gekrümmt und flach über dem Höhlenraum gespannt.

Chemismus des Gesteins

Die Untersuchung der Gesteinsproben aus dem Hauptkonglomerat ergab einen deutlich höheren Eisengehalt der Röhrenfüllung gegenüber der Röhrenwand. Das Eisen liegt hauptsächlich als Oxid und Hydroxid vor. Der Eisengehalt von Außengestein und Röhrenwand liegt bei etwa 1%. Darüber hinaus ist in der Röhrenwand und im Außengestein, im Gegensatz zur Füllung, ein Zusammenwachsen der Quarzkörner zu beobachten. Eine granulometrische Analyse ergab keinen Unterschied zwischen Wand und Füllung. Bemerkenswert ist der geringe Befüßungszusammenhalt der Füllung, soweit diese noch vorhanden ist. Unklar ist der Mechanismus, der letztlich zur Bildung der Röhren geführt hat. Dabei wäre die Entstehung der Röhren mit Füllung in unterschiedlichen Abläufen, im Zusammenhang mit einsickernden und aufsteigenden Wässern verschiedener Zusammensetzung noch erklärbar. Nicht in diese Theorie passen jedoch die Röhren ohne Füllung, die entweder auf völlig andere Art entstanden sind oder deren andersartige Füllung vollständig aufgelöst und wegtransportiert worden wäre.

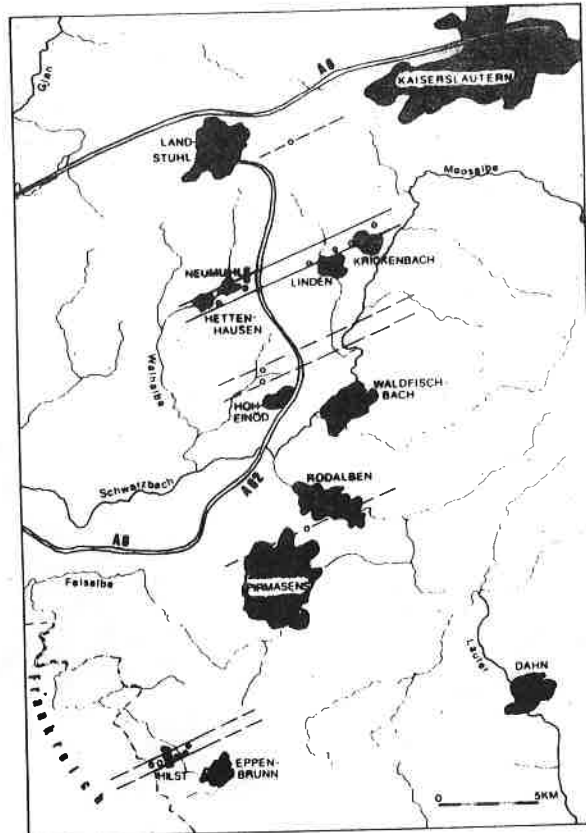
Zusammenfassung

In der Westpfalz begünstigt die Anhäufung von Röhren in bestimmten Horizonten der zutage tretenden Felswände in Verbindung mit der gleichen Ausrichtung der Röhrenlängsachse die Höhlenbildung. Auffällig ist auch, daß andere Höhlen im Hauptkonglomerat der Westpfalz, in denen sich keine röhrenförmigen Strukturen nachweisen lassen, eine Hauptlängserstreckung im Bereich zwischen 50 und 70 Grad haben. Das statistische Material hierüber ist jedoch noch zu lückenhaft, um eine qualifizierte Aussage machen zu können.

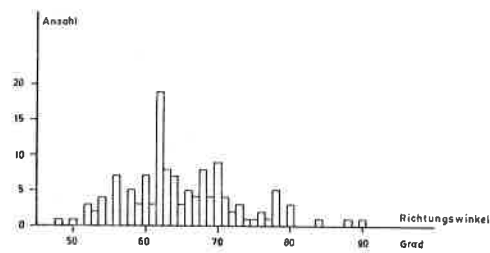
Literatur

BAUDA, H. KLOSE, H. KNUST, E. NESS, A. WEBER, D. & H. (1982): Röhrenstrukturen und röhrenförmige Höhlen im pfälzischen Buntsandstein. - Abhandlungen zur Karst- und Höhlenkunde, Reihe A, Bd. 20, 102 S., 34 Abb., 9 Tab., 3 Ktn. München 1982

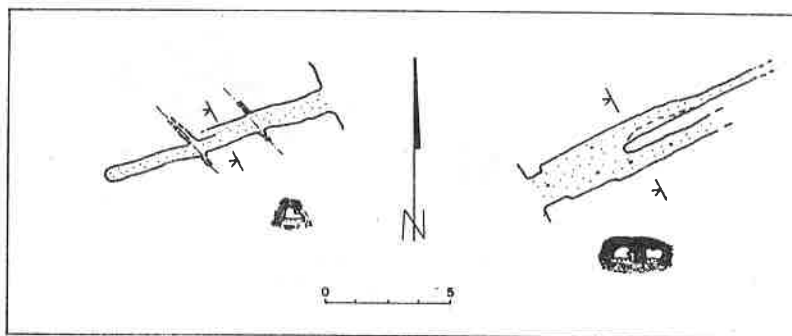
- JACOB, L. (1913): Die Höhlenwohnungen am Rothenborn. - Der Pfälzerwald 14, (2), S. 17-21, 5 Abb., 3 Pläne, Kaiserslautern
- KNUST, E. & WEBER, D. (1987): Röhrenförmige Strukturen und Röhrenhöhlen im Sandstein. - Karst und Höhle 1986/87, S. 103-110, 12 Abb., München 1987
- KONRAD, H.J. (1975): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz Erläuterungen zu Blatt 6711 Pirmasens-Nord. - 57 S., 3 Abb., 3 Tab., Mainz
- KONRAD, H.J. (1975): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz Erläuterungen zu Blatt 6811 Pirmasens-Süd. - 63 S., 1 Abb., 3 Tab.
- SPÜHLER, L. (1957): Einführung in die Geologie der Pfalz. - Veröffentlichung der pfälzischen Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften, Bd. 34, 432 S., Speyer



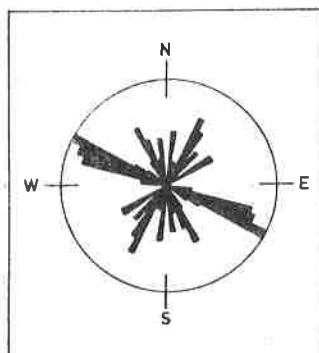
Lage des Untersuchungsgebietes



Verteilung der Röhrenlängenrichtungen



Bauwaldhöhle 1 (6611/19); Höhle 8 am Rothenborn (6611/10).



Kluftrose aus 247 Messungen im Bereich Hettenhausen-Krickenbach im röhrenführenden Horizont.



Typischer Querschnitt in der Höhle 3 am Rothenborn.

Bernhard Göddner (Eisenach)

PSEUDOKARSTHÖhlen IN DEN ROTLIEGENDESTEINEN BEI EISENACH

1. Besonderer geologischer Aufbau

Das an der Wende Devon/Karbon und im Oberkarbon gefaltete und emporgehobene Varistische Gebirge bildete eine Reihe SW-NO-streichender Sattel- und Muldenzonen. Zu letzteren ist die Eisenacher Mulde zu zählen. Sie wurde im Oberertrliegenden durch den Abtragungsschutt des alten Varistischen Gebirges aufgefüllt. In der Kreide- und Tertiärzeit fand eine erneute Hebung des Gebietes statt - der Thüringer Wald bildete sich als ein NW-SE-streichendes, zwischen zwei Verwerfungen liegendes Horstgebirge heraus (WAGENBRETH, STEINER 1982). Erneut setzte die Abtragung ein und bewirkte die Freilegung und Zertalung der Rotliegendeschichten. Während der Hebung zersprang der Thüringer Wald in seinem NW-Teil in einzelne Schollen, wodurch ein S-W- und SE-NW-streichendes Kluftnetz entstand.

Das Rotliegende in der ehemaligen Eisenacher Mulde ist als eine Wechsellagerung von relativ festen Konglomeratbänken und weicheren Sandstein-/Schiefertonschichten ausgebildet. Es ist hauptsächlich in dem durch folgende Ortschaften begrenzten Gebiet verbreitet: Stadtfeld, Eisenach, Nachstein, Etterwinden, Unterkoda.

2. Die Entstehung der Höhlräume im Rotliegenden

Ausgangspunkt soll die Herausbildung des Thüringer Waldes während der senonischen Gebirgsbildungsphase (Tertiär) und die damit verbundene Hebung der Teubacher Schichten (Rotliegendesedimente) um Eisenach sein. Da sich der tektonische Druck während der Gebirgsbildung erhöhte, wurden zahlreiche vertikale und horizontale Klüfte und Fugen erzeugt, die das Gestein in klotzige Blöcke zerlegten. Danach setzte die Verwitterung ein. Exogene Kräfte zertalten die gehobenen Bruchschollen, so daß ein stark gegliedertes Landschaftsbild entstand.

Bei der Analyse der bekannten Höhlen und Grotten im Rotliegenden südlich von Eisenach sind zwei Höhlrautypen zu unterscheiden:

Typ 1. Die Höhlräume entstehen durch Zurückwittern leichter zerstörbarer Tongesteine unter den härteren Konglomeratschichten. Zu den typischen Vertretern dieser Grottengebilde gehören die Luise- und die Hochwaldgrotte. Dazu zählen aber auch solche lochförmigen Auswitterungen entlang von Schichtfugen, wie sie sich in den Felswänden der Elfengrotte befinden. Durch auftretende Schichtwässer oberhalb der Felsüberhänge findet dieser Verwitterungsprozeß gegenwärtig noch statt. Häufig dringt die Verwitterung auch in feinste Spalten ein, die sich dicht hinter den Wandflächen befinden, und es kommt zu einer blättrigen Ablösung des Gesteins. Das zu tonig-sandigem Grus zerfallende Konglomeratgestein wird meistens durch das fließende Wasser wegtransportiert. Dabei entstehen typische Wollsackformen. Die Höhlräume des Typs 1 sind jedoch meistens entweder nur Halbhöhlen (halbseitig offene Gesteinsgewölbe) oder bieten nur in gebückter Stellung Unterschlupf.

Typ 2. Die Höhlräume dieses Typs sind kluftgebunden. Zu den typischen Vertretern dieser Kluftspalten gehören Eliazhöhle und Verfluchtes Jungferloch. Diese Spalten sind der Verwitterung mehr oder weniger intensiv ausgesetzt. Der Niederschlag, der im Bereich der Konglomeratfelsen niedergeht, wird von den Klüften nach unten geleitet und wirkt so zerstörend auf das Konglomerat. Die Klüfte werden nach unten immer mehr erweitert und ziehen sich als offene Spalten in den Felsen hinein. Alle die kluftgebundenen Objekte (im Gebiet südlich von Eisenach meistens herzynisch verlaufende Klüfte), die das charakteristische Profil (unten weiter als oben) aufweisen, gehören zum Höhlraumtyp 2. Im Gegensatz zu den Höhlen des Typs 1 zeichnen sie sich durch eine relativ große befahrbare Länge aus.

Interessant ist weiterhin, daß sich außer der Elfengrotte (ro3 - Aschburgkonglomerat) alle Objekte im Konglomerathorizont ro2 (Wartburgkonglomerat) befinden. Die Ursache liegt vor allem darin, daß der Horizont ro2 und teilweise noch ro3 im Untersuchungsgebiet stark feisbildend sind.

3. Literatur

Wagenbreth, O.; Steiner, W.: Geologische Streifzüge. Leipzig 1982.

Jaroslav Musil+; J. Zacharias (Hradec Kralove)

GENESIS OF MASS MOVEMENT IN THE PSEUDOKARST CAVE AT ROZHRAŇI

The Rozhrani Cave

This cave has been known as the longest crevice cave in Czechoslovakia since 1987 when the members of the CSS (Czech Speleological Society) group 5-04 OSIRIS succeeded in discovering its new rooms. Its total length reaches 390 m, its depth is 25 m, consisting of 9 floors.

The cave is situated in the Svitavy syncline (Bohemian Cretaceous Basin) in Bradlna creek valley. The whole area of the valley is formed by the marlstones of the Bila hora Formation (Lower Turonian) with underlying glauconitic sandstones.

Morphology of the caves consists of narrow passages leading into high crevice galleries and chasms. High crevices are filled with rock debris in several levels and arched by larger blocks thus forming bottoms of the individual floors.

The Cretaceous sediments of this region show distinct signs of the Saxon tectonics with systems of longitudinal dislocations parallel and perpendicular to the axis of the Svitavy syncline (NNW-SSE). According to the measurements of the fractures in the cave, their maximum frequency is NNE-SSW. Secondary crevices, originated in the mass movement processes, have a maximum frequency NE-SW and NW-SE. This means that the block movement was not directed perpendicular to the valley (W-E), being slightly inclined to SE.

Genesis of the Mass Movement

All crevice caves, including the cave of Rozhrani, are formed by the movement of at least one block of rock.

Vitek (1977) was the first who tried to explain the mass movement genesis in the Rozhrani cave, with the assumption of damping of the "clay facies of the marlstones", especially of those with glauconite content, and formation of their subsequent plasticity. On the contrary, Musil (1986) proposed a single, geochemical induced plastic zone underlying the rigid blocks.

According to the given hypothesis (Musil 1986), places of the greatest tendency to reach the plastic zone were followed. Rock samples for X-ray analyses and chemical analyses were taken from these places and some other places in the cave. Results from the analyses are presented on Table 1.

In some of the samples from the plastic zone, non-disintegrated angular fragments of marlstone were found. The existence of the plastic zone in marlstones was also confirmed by the X-ray analyses.

By the means of the chemical analysis, a significant decrease in the carbonate component content was detected. This decrease is likely to be the main reason for the plastic zone formation.

In the first phase, the plastic zone is formed as a result of CaCO_3 dissolution and its removal from the marlstone. The strongest karstification (subrosion) is located at the level of the percolation water - ground water contact, because of the different rate of CaCO_3 saturation of these waters. Removal of CaCO_3 is necessary for the first phase to be accomplished.

The interstices which originated by the carbonate material removal are filled with water in the second phase. Hereby, the damping and swelling of clay mineral take place, and the clay mineral become plastic.

Subrosion itself is not satisfactory for the formation of the mass movement. Only after an erosional cut-through of the plastic zone, such processes as creep and formation of caves may occur.

There are two theoretical possibilities considering the evolution of this plastic zone from the point of view of valley formation:

1. the level of the ground water remained relatively at the same altitude,
2. the level of the ground water was relatively higher in the past and it gradually descended.

The first possibility, simplified to a great extent, assumes that the denudation rate of the hydrogeological structure relief was proportional to the rate of the erosional deepening of the river valley. The plastic zone is formed at the intersection of the valley bottom and the ground water level, being shifted in the direction against the river flow.

In the second case, the intersection of the valley bottom and the ground water level depends on the rate of the valley deepening (vertical erosion rate) and the rate of the ground water level descending. The intersection could develop only in the case that the rate of the valley deepening was always higher than the rate of the ground water level decrease.

All this suggests that the plastic zone was possible to develop in the discussed area of the Svitavy syncline only in the space between the lateral

stream outlets of the Svitava River and the recent intersections of the valley bottoms and the ground water level. This hypothesis was confirmed also by the occurrence of other caves in the studied area.

Adapted from Musil (1987) by J. Zacharias

Literature cited

- Musil, J.+ (1986): Las cuevas de grietas en las margas arcillosas de la parte oriental de la Cuenca Checa, Checoslovaquia. Comunicaciones del 9. Congreso Internacional de Espeleologia, 2, Barcelona.
 Musil, J.+ (1987): Vyznam rozsedlinovych jeskyni pro vyzkum svahovych pohybu. MS Prirrodovedcka fak. UK, 36 s.
 Vittek, J. (1977): Vyvoj skalnich a jeskynnich forem ve slinovcich vychodni casti ceske kridove panve. Sbornik Cs.spol. zemepisne 82/4: 279-922. Praha.

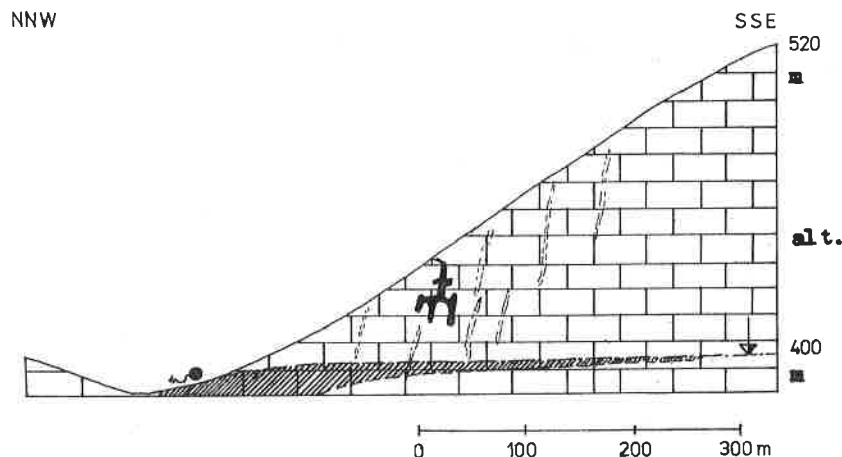


Figure 1.
 A scheme of the plastic zone formation and the speleogenesis. Under the ground water level $\downarrow$, rocks are subroded. Empty interstices of the marlstone collapsed texture are filled with water, which enables damping and swelling of clay minerals and the plastic zone formation $\sim$ *~~~~~*. The overlying beds are differentiated into the blocks, between which the crevice caves are formed. The Rozhrani cave is marked black, the spring area by an arrow $\rightarrow$.

Table 1. Selected chemical analyses of the samples from the Rozhrani cave and from the Bradina creek valley.

Locality	Rock	Carbonate content %	Silicate content %	Water content %
Spring area, 200 m SE of the entrance to the cave	grey clay	8.68	87.00	4.32
Rozhrani cave, lower dome	marlstone	29.61	67.42	2.97
Rozhrani cave, upper dome	marlstone	45.22	52.47	2.31

Schöne, T., Wutzig, B. (Dresden); Menges, O. (Zittau)

WURZELSTALAGMITEN IN DER SÄCHSISCHEN SCHWEIZ UND IM ZITTAUER GEBIRGE

1. Vorbemerkungen

Bei der planmäßigen und komplexen speleologischen Bearbeitung der Sächsischen Schweiz und des Zittauer Gebirges zeigten sich nicht nur interessante geomorphologische Formen, sondern auch eine Reihe biologischer Erscheinungen. Zu ihnen gehören stalagmitenförmige Wurzelbildungen ("Wurzelstalagmiten"). Es handelt sich dabei um ein Wurzelgeflecht, das entgegen der Schwerkraft keulen- oder kuppelförmig wächst. Um Aussagen über Entstehungsmechanismus und Verbreitung treffen zu können, werden auf Vorschlag tschechoslowakischer Höhlenforscher Langzeitbeobachtungen durchgeführt. Dazu wurden in der Sächsischen Schweiz zwei und im Zittauer Gebirge eine Wurzelstalagmitenlokalität ausgewählt.

2. Geographische Verbreitung

Die Bestandsaufnahme ergab 9 Fundorte in der Sächsischen Schweiz mit insgesamt 28 und im Zittauer Gebirge 5 Fundorte mit insgesamt 11 Wurzelstalagmiten (Stand Ende 1987). In beiden Gebieten beschränkt sich das Auftreten auf die Sandsteinregionen. Die Lokalitäten verteilen sich etwa gleichmäßig, eine Häufung von Fundpunkten in bestimmten Bereichen ist auf den unterschiedlichen speleologischen Bearbeitungsstand zurückzuführen. Funde von Wurzelstalagmiten in der DDR sind nur aus Sandsteingebieten bekannt.

3. Klimatisch-geographische Charakteristik der Gebiete

Das Elbsandsteingebirge (ESG) ist eine geologische Einheit im Süden der DDR. Die Abgrenzung nach Norden wird durch die Gesteinsgrenze zwischen Granodiorit und Sandstein bestimmt. Am westlichen und südlichen Rand erfolgt der Übergang zum Elbtalgebiet bzw. zum Erzgebirge. Nach Südosten zieht sich das Felsengebiet auf das Territorium der CSSR.

Klimatisch gehört das ESG zum Mitteldeutschen Berg- und Hügellandklima. Eine makroklimatische Einordnung bringt hinsichtlich der Niederschlagsverteilung einen kontinuierlichen Anstieg von Nordwest (650 mm/Jahr) nach Südost (900 mm/Jahr). Die Werte des ESG liegen über dem Durchschnitt. Die Temperaturverteilung ist bei Höhen von ca. 300 - 400 m mit Jahresmittelwerten von 7,5 - 8,0 Grad Celsius normal.

Das Zittauer Gebirge wird im Norden vom Sandstein-Granit-Übergang begrenzt. Im Süden zieht sich der Sandstein ebenfalls auf das Territorium der CSSR. Das Zittauer Gebirge gehört zum Binnenlandklima. Hinsichtlich der Temperaturschwankungen von Januar (-2,4 Grad C) bis Juli (16,2 Grad C) kann man es als kontinentales Mittelgebirge bezeichnen. Durch die schroffe Erhebung nach Süden steigen die Niederschläge mit zunehmender Höhe rasch an (Zittau 700 mm/Jahr, Oybin 900 mm/Jahr).

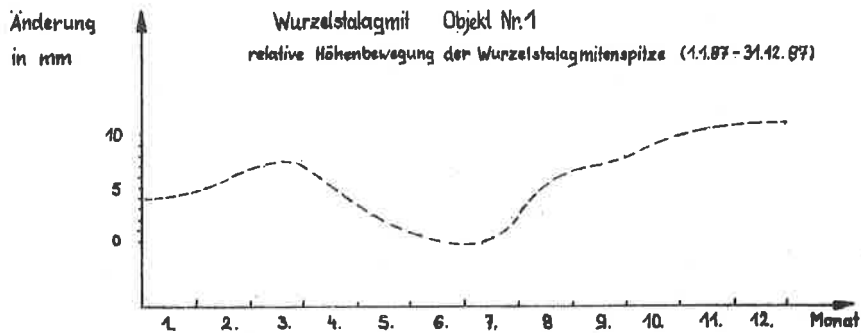
Durch die morphologische Vielfalt der Gebirge (Täler, Ebenheiten, Tafelberge usw.) entsteht eine starke standortgeographische Differenzierung des Geländeklimas. Eine umfassende Charakterisierung klimatischer Art des Gesamtgebietes ist daher nicht möglich.

Eine erkennbare klimatische Gemeinsamkeit der beiden Gebirge ist aber der gegenüber den umliegenden Gebieten stark erhöhte Niederschlag in der Wachstumsphase der Wurzelstalagmiten (Juni-August): ESG 250-300mm, Zittauer Gebirge 280-320 mm.

4. Entstehung und Entwicklung

Wurzelstalagmiten entstehen dort, wo Wurzeln in einen Bereich optimaler Wachstumsbedingungen gelangen. Solche Bedingungen sind zum Beispiel geringer Lichteinfall und hohes Wasserangebot. Sandsteinhöhlen, insbesondere Trümmern- und Schichtfugenhöhlen, bieten wegen ihrer Morphologie gute Voraussetzungen für die Entstehung von Wurzelstalagmiten. Hier können die Bäume ihre Wurzeln durch die Spalten treiben, so daß diese in die günstigen Bereiche gelangen. Die Wurzelstalagmiten wachsen im Halbdunkel oder Dunkel unter Tropfstellen. Bedingt durch das hohe Wasser- und Nährstoffangebot kommt es beim Zusammentreffen von Wurzeln eines Baumes mit der Auftropfstelle zum Wachstum von Haarwurzeln. Durch deren Schichtung und Verzweigung entsteht der "Stalagmit". Unter günstigen Bedingungen erreicht das Wurzelgeflecht die Firste und es entsteht ein "Stalagmit". Infolge von Verwitterungsvorgängen an der Tropfstelle werden außerdem Quarzkörner in den Stalagmitenkörper eingelagert. Wurzelneubildungen finden bevorzugt an den Stellen mit dem höchsten Wasserangebot statt. Deshalb überwiegt das Höhen- gegenüber dem Seitenwachstum. Das Wachstum der Wurzelstalagmiten weist eine jahreszeitliche Schwankung auf. Die Abbildung zeigt die relativen Bewegungen der Spitze des Wurzelstalagmiten gegenüber einem

festen Bezugspunkt innerhalb eines Jahres. Von November bis April kommt es zu einer Größenzunahme, die wahrscheinlich mit der Volumenzunahme des in Wurzelstock und Boden vorhandenen Wassers zusammenhängt. In den Folgemonaten wird die ursprüngliche Größe wieder erreicht. Im Juli setzt dann mit dem Wachstum von neuen Wurzeln die eigentliche Größenzunahme ein.



Die neuen Wurzeln haben einen weißlich-gelblichen Farbton und teilweise rote Spitzen. Die Farbe wechselt aber schnell zu dem charakteristischen Braun. Alle Wurzelstalagmiten, die bisher gefunden wurden, sind an bestimmte Baumarten gebunden. Die Mutterbäume sind in der Sächsischen Schweiz Birke (*Betula pendula*) und Fichte (*Picea abies*), im Zittauer Gebirge auch Lärche (*Larix decidua*). Verallgemeinern kann man diese Aussage aber nicht, da sowohl Sächsische Schweiz als auch Zittauer Gebirge überwiegend mit Fichten- und Birkenforsten bewaldet sind.

Eine erste Auswertung der Langzeitmessungen ergab eine durchschnittliche Tropfintensität von 15-25 Tropfen je Minute, in Jahreszeiten mit ergiebigen Niederschlägen auch darüber. Als Maximum wurden bisher 38 Tropfen/Minute mit 10 ml Wasservolumen gemessen. Das Höhenwachstum betrug an einem Meßobjekt 7mm. An den beiden anderen Wurzelstalagmiten konnten keine Wurzelneubildungen nachgewiesen werden. Die Höhenänderung im Winterhalbjahr, die beschrieben wurde, ist mit geringeren Werten auch hier nachzuweisen. Die Haupttrichtung des Lichteinfalls auf die Wurzelstalagmiten ist Osten, die Intensität ist auf <50% reduziert. Sind die Wurzelstalagmiten hellerem Licht ausgesetzt, kommt es an der dem Licht zugewandten Seite zu Moosbildung. Der pH-Wert des Tropfwassers liegt bei etwa 3,7 bis 4,0. Auch hier gibt es jahreszeitliche Schwankungen. Bei hohem Wasserangebot wurden die niedrigsten Werte gemessen. Der im Mittel niedrige pH-Wert hat Ursachen in Bodenversauerung des Waldes und mineralischer Zusammensetzung des Sandsteins. Die ersten Wurzelneubildungen konnten ab Anfang Juli beobachtet werden.

5. Rückbildung und Absterben

Zur Beendigung des Wachstums eines Wurzelstalagmits kommt es beim Absterben des Baumes oder der Wurzel oder beim Versiegen oder Verlegen der Tropfstelle durch die Sandsteinverwitterung. Der Wurzelstalagmit bleibt aber dann noch wegen seiner inneren Feuchtigkeit einige Jahre in seiner Form erhalten. Möglichkeiten des Verfalls entstehen auch bei zu starkem Lichteinfall, da dann Moose und Farne das Wurzelgeflecht zerstören. Durch Zersetzung und Verwesung der Wurzeln verliert der Wurzelstalagmit seine Form und bleibt dann nur noch als Humuskegel erhalten.

6. Biologie

Die Wurzelstalagmiten stellen nach den bisherigen Erkenntnissen komplizierte ökologische Systeme dar (JENIK, J. 1985). Bei Kontrollbeobachtungen wurden auf den Wurzelstalagmiten Spinnen, Schnecken und Würmer aber auch Schimmel und Pilze beobachtet (die genaue Bestimmung steht noch aus). Eine Symbiose ist dabei wahrscheinlich.

7. Literatur

- : Naturräume der sächsischen Bezirke, Sächsisches Heimatblätter, Dresden, 5(1986), 32.Jg., S.215 ff
- JENIK, J. : Stalagmitische Korani v jeskynich, Vesmir, 64(1985)6, S.357, Praha

Detlef Hebert (Freiberg); Frank Börner (Dresden)

AUSSAGEN ZUM ALTER VON PSEUDOKARSTHÖHLEN IM SÜDTEIL DER SÄCHSISCHEN SCHWEIZ
ANHAND VON C14 - ALTERSBESTIMMUNGEN AN HÖHLESEDIMENTEN

1. Einleitung

In dem im Süden der sächsischen Schweiz gelegenen Bielatal sind eine Reihe atektonischer Klufthöhlen bekannt, die talparallel verlaufen und über Zugänge im Talhang- oder Plateaubereich verfügen (Längen bis 200 m, Tiefen bis 45 m). Ihre Genese steht mit talwärts gerichteten Blockbewegungen im Zusammenhang, die durch gesteinszerstörende Prozesse im Bereich der Cenoman-Turon-Grenze initiiert wurden. Zur Hohlraumabildung kam es innerhalb des im Hangenden lagernden Labiatussandsteins. Alle Objekte besitzen den Charakter von Spaltenhöhlen. Die Öffnungsbeträge der Klüfte und damit die Profilbreite befahrbarer Hohlräume liegt zwischen 0,25 und 1,2 m. Oftmals sind die Spaltensysteme nur über ein einziges Mundloch zugänglich.

Auf der Sohle dieser Hohlräume kommt es zur Sedimentation sandigen Materials, das entweder durch aperiodisch zufließendes Wasser eingespült wurde oder infolge der Oberflächenverwitterung des Gesteins entstand. In Mundlochnähe erfolgte in einigen Höhlen zusätzlich eine Sedimentation organischen Materials, das heute in Form von kohligem Einlagerungen in den weißen bis gelben Sandschichten auffällt.

Zwei im oberen Bielatal gelegene Höhlen weisen außergewöhnlich mächtige Sedimentschichten auf, die aus einer Wechsellagerung von reinem Sand und kohligem Material bestehen. Für die Untersuchungen wurde in diesen beiden Höhlen je ein Profil aufgenommen (Abb. 1). Die Lage relativ zum Mundloch ist Tab. 1 zu entnehmen.

In verschiedenen Tiefen wurden Sedimentproben mit inkohltem organischem Material entnommen (Abb. 1). C14-Datierungen dieser Proben hatten das Ziel, Aussagen zum Alter der Sedimente und damit zum Mindestalter der Höhlen zu gewinnen.

Tab. 1. Lage der Profile in den Höhlen

Profil	Profilbreite	horizontale Entfernung vom Mundloch	vertikale Entfernung vom Mundloch
Höhle 1	0,7 m	8,0 m	31,0 m
Höhle 2	0,5 m	12,0 m	31,5 m

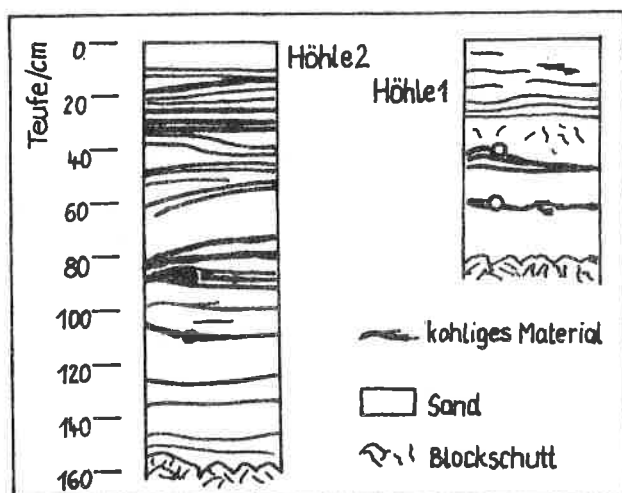


Abb. 1.
Sedimentprofile mit
Probenahme Punkten

2. Ergebnisse der C14-Datierung

Zur C14-Datierung der beprobten Schichten des Sedimentmaterials wurde der enthaltene Kohlenstoff zu Benzin umgewandelt (FRÖHLICH u.a. 1977) und dessen spezifische C14-Aktivität im Flüssigkeitsszintillationspektrometer (Modell TRI-CARB-4530, Fa. Packard) gemessen. Entsprechend der Beziehung

$$a(t) = a_0 \cdot \exp(-(\ln 2 / T_{1/2}) \cdot t)$$

wurden den ermittelten spezifischen C14-Aktivitäten Alter t zugeordnet (a_0 = spezifische C14-Aktivität in rezenten Pflanzen ($226 \text{ Bq/kgC} \pm 100$ modern), $T_{1/2} = 5730 \text{ a}$). Diese sind in Abb. 2 in Abhängigkeit von der Lage der datierten Schicht im Sedimentprofil graphisch dargestellt. Folgende qualitative Aussagen sind unmittelbar abzulesen:

- Es handelt sich um postglaziale Sedimentschichten.
- Die Sedimentationsgeschwindigkeit $v_s = \Delta z / \Delta t$ zeigt im Falle der Höhle 2 eine signifikante Abhängigkeit von der Zeit, wobei im Zeitraum von 6000 B.P. (Bevore Present) bis 3000 B.P. ein besonders geringer Zuwachs hinsichtlich der Höhe der Sedimentschicht beobachtet wird.

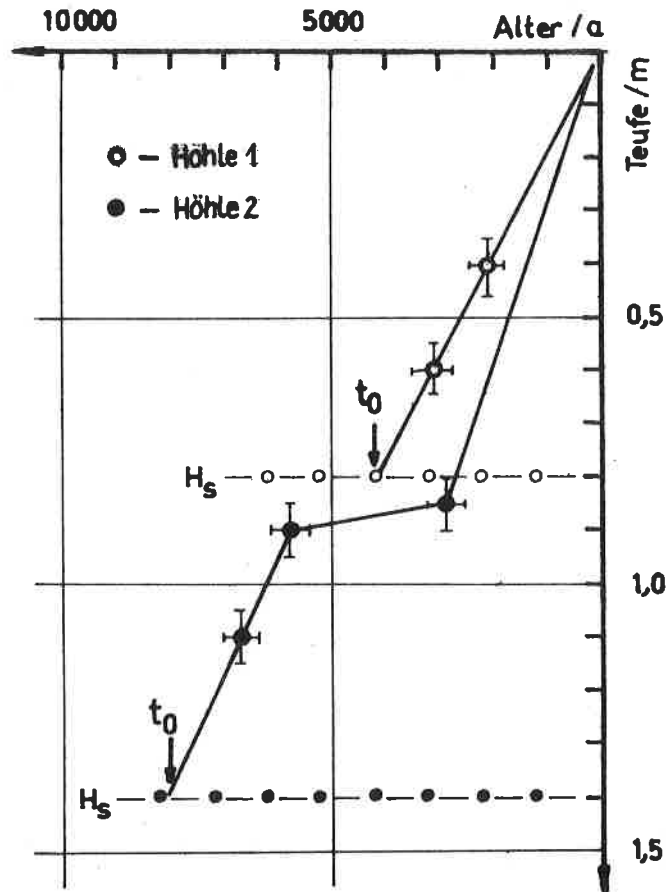


Abb. 2. Graphische Darstellung der Meßergebnisse

3. Interpretation der Ergebnisse

Nimmt man entsprechend Datierungsbefunden (Abb. 2) für jeweils größere Zeitabschnitte (0-4000 B.P. für Profil 1 bzw. 0-3000 B.P., 3000-6000 B.P. und 6000-8000 B.P. für Profil 2) konstante Sedimentationsgeschwindigkeit (d.h. $\Delta z = v_s \cdot \Delta t$) an, so läßt sich als Zeitpunkt des Sedimentationsbeginns (das ist das Alter der untersten Sedimentschicht unmittelbar über der Profilbasis) aus Abb. 2 entnehmen: 4000 B.P. für Höhle 1 bzw. 8000 B.P. für Höhle 2.

Im Falle der Höhle 1 ergibt sich daraus, daß diese Hohlräume bereits um 4000 B.P. existiert haben. Der Beginn der Sedimentation in der Höhle 2 markiert möglicherweise das Eiszeitende für das Untersuchungsgebiet. Die Höhle existiert somit mindestens seit dem Ende der Eiszeit. Nimmt man eine Verlagerung älterer Sedimente oder eine erst später entstandene Verbindung zur Erdoberfläche als möglich an, so ergäbe sich daraus, daß es sich bei dem Maximalalter der Sedimente (8000 Jahre) um das Mindestalter der Höhle handelt. Der Zeitpunkt 8000 B.P. könnte auch die Entstehung der Höhle datieren.

Der Vergleich der für die Höhle 2 erhaltenen zeitlichen Variation der Sedimentationsgeschwindigkeiten mit den jeweiligen Klimaelementen Temperatur bzw. Niederschlagsmenge (Abb. 3) zeigt: Die Sedimentationsgeschwindigkeit ist besonders gering im Zeitraum des postglazialen Klimaoptimums, in dem feucht-warmes Klima herrschte.

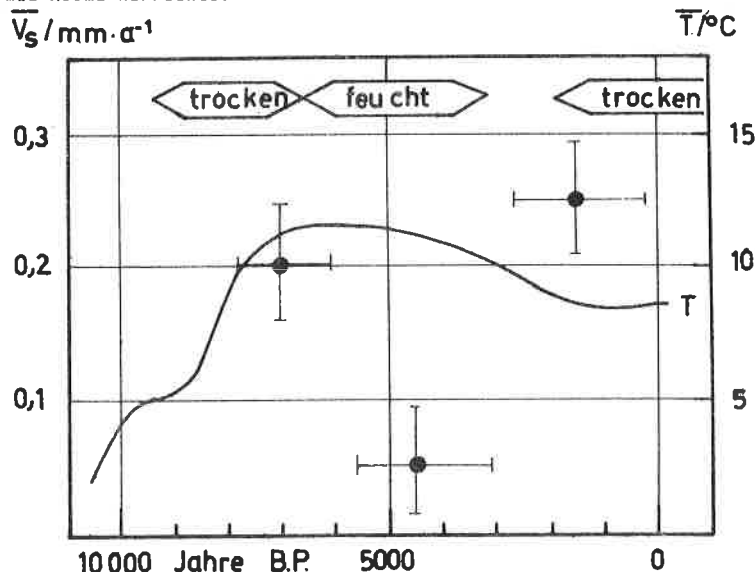


Abb. 3. Gegenüberstellung von Sedimentationsgeschwindigkeit und Klima

Unter solchen Klimabedingungen sollte man aber gerade eine verstärkte Sedimentation infolge begünstigter Verwitterungsprozesse erwarten. Der starke Abfall der Sedimentationsgeschwindigkeit nach 6000 B.P. kann somit nicht zwingend als Folge einer Klimaänderung interpretiert werden.

Mit den Messungen ist es gelungen, in der Sächsischen Schweiz erstmals anhand von in Höhlen "konservierten" Sedimenten Aussagen zum Alter tektonischer Klufthöhlen und damit auch zum Alter der zu ihrer Entstehung führenden Verwitterungsprozesse zu treffen.

4. Literatur

- FRÖHLICH, K.; JORDAN, H.; HEBERT, D.: Radioaktive Umweltisotope in der Hydrogeologie. Freiburger Forschungsheft C330. Leipzig, 1977
 MANIA, D.: Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie im mittleren Elbe-Saale-Gebiet. Geologie 21(1973) Beih. 78/79, S. 1-175

W. N. Michailjow (Frunse)
DIE EISHÖHLEN IN KIRGISIEN

In Kirgisien sind 7968 qkm mit Gletschern bedeckt. Mächtig vereist sind das Kungei-Alatoo, Teskei-Alatoo, Kokschaal-Too, die Kirgisskaja, Alaïskaja und Saalajskaja Gebirgsketten. Dort gibt es Talgletscher, Karrengletscher und manche andere.

Die speleologischen Forschungen, die auf den Gletschern Kirgisiens 1976-1986 durchgeführt wurden, ermöglichten es, 20 Höhlen und Grotten zu entdecken (Tabelle). Die Analyse der topographischen, morphometrischen und klimatischen Angaben ermöglichte es, einige gemeinsame Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung der Eishöhlen festzustellen:

1. Gewöhnlich entstehen die Höhlen in der Ablationszone der Gletscher, unterhalb der Riegel, falls es solche gibt, oder in den Spaltensystemen. Die Eishöhlen bilden sich in absoluten Höhen zwischen 3200 und 3800 m. Die reifen Höhlen werden durch einen 2-3 Etagenbau charakterisiert.
2. Das Netz der Höhlengänge stimmt i. allg. mit dem Netz der Hauptspalten der Gletscher überein.
3. Die größten Grotten und Galerien befinden sich in der untern Etage.
4. Morphologisch sind die oberen Etagen durch spaltenartige Schnitte und linienartig ausgestreckte gewundene Bänge charakterisiert.
5. Die Temperatur der Luft in den Höhlen schwankt im Laufe des Jahres von 2 bis 8 Grad Celsius, wenn die Höhlen nicht mit der Oberfläche verbunden sind. Die Feuchtigkeit wechselt von 97 bis 100 %.
6. Die Temperatur und Feuchtigkeit der Eingangs- und der gut ventilierten Teile der Höhlen sind direkt mit den Bedingungen der Oberfläche verbunden. Jedoch bei Plustemperaturen an der Oberfläche (im Sommer und im Herbst) wird dieses Verhältnis gestört.
7. Die Temperatur des Wassers schwankt in den Höhlen im Laufe des Jahres zwischen 2.2 und 0.2 Grad Celsius. Das Tauen des Eises im Winter ist wahrscheinlich mit den konvektiven Wärmeströmen aus den Tiefen der Erde verbunden und mit den Reibungen, die durch die Bewegung der Gletscher entstehen.

Zur Zeit ist die Kaschkasu-Karakija-Höhle die längste der erforschten Höhlen. Wahrscheinlich ist jedoch das Eishöhlensystem im Gletscher Inyltschek unweit der Berge Pobeda und Chan-Tengri das größte in Kirgisien. Durch das Eishöhlensystem fließt das Wasser aus dem See Märzbachers jährlich in den Fluß Inyltschek und überwindet dabei unterirdisch eine Strecke von 16 km.

Morphometrische Charakteristika der Eishöhlen Kirgisiens

Berggrücken	Kirgisien	Kirgisien	Kirgisien	Teskei	Kirgisien
Gletscher	Bolubina	Aksaji	Aksaji	Angisaji	Kaschkasu-Karakija
Höhle	Rutscheji-naja	Aksajis-kaja	Aksajis-kaja-1	Angisajis-kaja	Kaschkasu-Karakija
Länge (m)	148	670	130	357	700
Tiefe (m)	37	100	60	5	60
Amplitude (m)	37	100	60	15	60
mitt. Höhe (m)	1.9	1.7	3.0	6.1	2.8
mitt. Breite (m)	5.5	3.1	4.5	10.2	6.3
Fläche (qm)	375	3000	225	2050	3500
Umfang (kqm)	556	4700	562	9754	7250

Reinhard Völker (Uftrungen)

DIE JUNGPLEISTOZÄNLANDSCHAFT IM NORDEN DER DDR - RESTE EINES FOSSILEN EISKARSTES ?

Wenn man Eis als Mineral ansieht, dann kann dieses, wie andere wasserlöslichen Minerale, auch verkarsten. Wird Gletschereis, welches einst das Gebiet Norddeutschlands mehrfach bedeckte, von einem Strom wärmeren Grundwassers korrodiert, dann unterliegt es im Sinne der Karstdefinition auch den bekannten Verkarstungsprozessen. Dabei entstehen typische Landschaftsformen. Diese könnten unter der gemachten Annahme folgerichtig als "Karsterscheinungen" bezeichnet werden.

Geographen und Geologen haben in der jüngsten Vergangenheit mehrfach auf solche Formen und die Verbindung zu karstähnlichen Vorgängen hingewiesen. JAKUCS hat 1977 in "Morphogenetics of karst regions" die Mecklenburger Jungpleistozänlandschaft zu einem Thermokarstgebiet erhoben. Im Gegensatz zu den noch heute ablaufenden Vorgängen im Permafrostboden Sibiriens ist das Eis aber seit rund 15000 Jahren aus der Landschaft verschwunden. Die letzten Toteisblöcke verschwanden bestimmt vor rund 8000 Jahren. Die heute noch vorhandenen Landschaftsformen sind nicht die eines Thermokarstes, sondern Reste eines fossilen Eiskarstes. Im Gegensatz zu klassischen Karstgebieten waren in diesem "Eiskarstgebiet" nur wenige typische Karstformen ausgebildet. MUCKE empfahl deshalb 1983, von einem Halbkarst zu sprechen. Er schlug vor, die Bezeichnung "fossiler, glazigener Merokarst" zu verwenden (siehe "Höhlen- und Karstforschung" Nr. 2/86, S.11-12).

Da auf dem 3. Symposium über den Pseudokarst die unterschiedlichsten "karstähnlichen" Prozesse vorgestellt werden, sollen an dieser Stelle die "karstähnlichen" Prozesse eines "fossilen Eiskarstes" vorgestellt werden. Dabei kann es sich nur um Landschaftsformen handeln, die ihre Entstehung der Korrosion des Eises im wärmeren Wasser verdanken. Das Abtauen des Eises in der wärmeren Luft und die dabei entstandenen Landschaftsformen haben nichts mit "karstähnlichen" Prozessen zu tun.

Im Prinzip sind Landschaftsformen, die durch Toteisauflösung im wärmeren Grundwasserstrom entstanden, die gesuchten morphologischen Elemente. Das sind in erster Linie die Sölle. Die Abbildung verdeutlicht ihre Entstehung.

Eine Lage von Gletschereis (1) löst sich nach Klimaerwärmung und Eisrückzug in Toteisblöcke auf (2). Durch erneute Eisbewegungen, Eisvorstöße und Schmelzwasserströme werden einzelne Toteisblöcke mit Sedimenten überschüttet - übersandet (3). Im wärmeren Grundwasserstrom taut der isolierte Eiskörper lange Zeit später, die Sedimente sacken nach und es ergeben sich wassergefüllte Mulden - sogenannte Sölle (4). Ihre Form zeichnet den ehemaligen Eiskörper nach und ist selten kreisrund! Im Holozän beginnt die biologische Phase, eine typische Vermoorung der wassergefüllten Hohlform setzt ein (5+6). Am Ende dieser Entwicklung steht eine völlig mit Mudden und Torfen verfüllte Hohlform (7). Durch Veränderungen im Klima und durch Wasserspiegelschwankungen können die idealen Abfolgen der einzelnen Torfe und Mudden anders ausgebildet sein, als es die Abbildungen 6-8 darstellen. Die Abfolge dieser Sedimente gestattet eine gute Rekonstruktion der zurückliegenden Vorgänge. Durch Übersandung kann eine solche Hohlform in der Landschaft völlig verschwinden, ein "überdecktes Soll" bilden (8).

In der Jungpleistozänlandschaft Mecklenburgs kommen Tausende solcher Hohlformen vor. Viele von ihnen sind keine echten Sölle, es sind "Pseudosölle"! Sie weisen nicht die typische Abfolge einer Vermoorung auf, sind also in ihrer Entstehung bedeutend jünger. Sie können in der Phase der menschlichen Besiedlung durch Waldrodung und die damit einhergegangene Veränderung des Grundwasserspiegels hervorgegangen sein. Es kann sich um ehemalige Ton- oder Mergelschürfe handeln, auch als Produkt mittelalterlicher oder noch jüngeren Ackerbaus und damit einhergehender Bodenselektierung und -verdichtung. Pseudosölle durch Bodenverdichtung mit Großgeräten kann man gerade in der jüngsten Zeit betrachten. Die Tätigkeit des Menschen hat den Söllen die "typische" Form gegeben. Sie wurden im Laufe der Zeit "rundgepflügt". Das kann man sehr schön auf Luftbildern sehen. Eine Unterscheidung in der Natur, ob es sich um echte oder Pseudosölle handelt, kann man nur durch Peilstängensonderungen oder Bohrungen mit einer Kammersonde vornehmen. Der Verfasser führte zu dieser Thematik 1983 und 1984 im Bezirk Neubrandenburg zwei Veranstaltungen im Rahmen der Kulturbundtätigkeit durch. Bei praktischen Standortuntersuchungen im Bezirk Neubrandenburg kam der Verfasser zur Erkenntnis, daß der Anteil der vollendeten und überdeckten Sölle in der Landschaft erheblich ist, und daß es andererseits viele Pseudosölle gibt. Es ist also vermessen, vom rein optischen Eindruck aus auf die Formen des "fossilen Eiskarstes" schließen zu wollen.

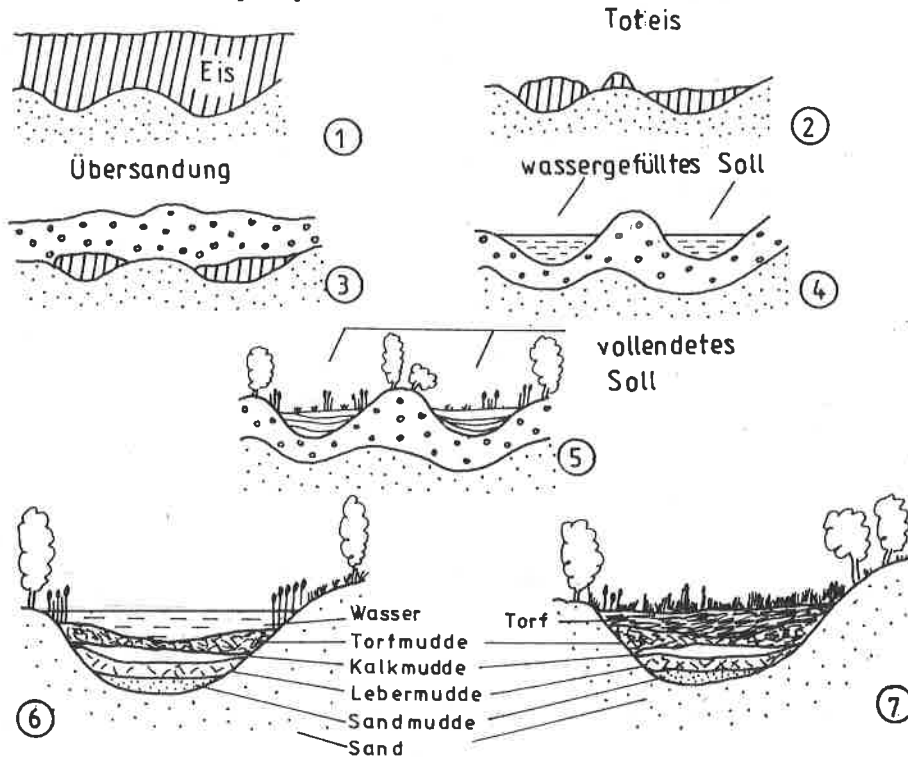
Geht man davon aus, daß große Gletscherspalten auch als Eishöhlen definiert werden können, dann weisen noch einige andere Landschaftsformen auf den ehemaligen "Eiskarst" hin. Die auf langgestreckten Gletscherspalten fließenden Schmelzwässer hinterließen mächtige Sedimentaufschüttungen (9). Schließlich kann die Gletschermasse bis zu 60 % aus mineralischen Bestandteilen bestehen! Nach dem Abtauen des Eises blieben diese Spaltenfüllungen als erhabene, bahndammähnliche Körper von vielen Kilometern Länge erhalten (10). Man nennt sie Oser. Oszüge sind nach solcher Betrachtungsweise liegendegebliebene Höhlensedimente einer ehemaligen Eishöhle.

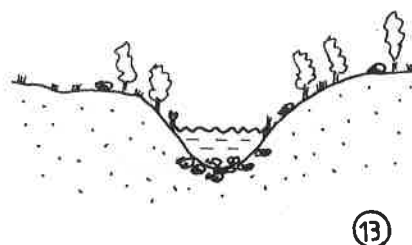
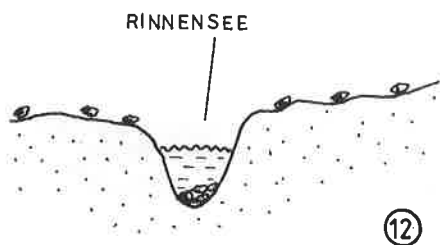
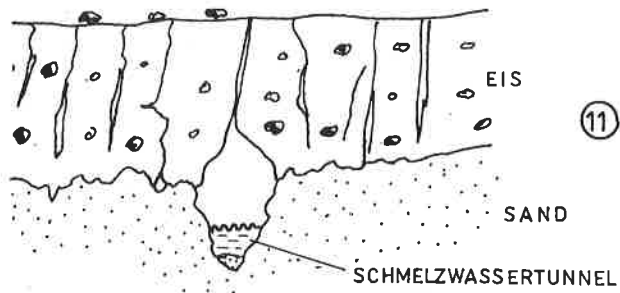
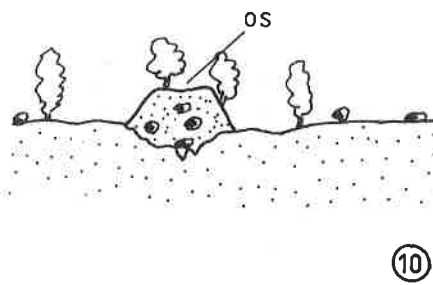
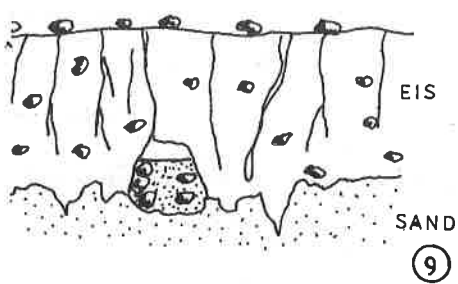
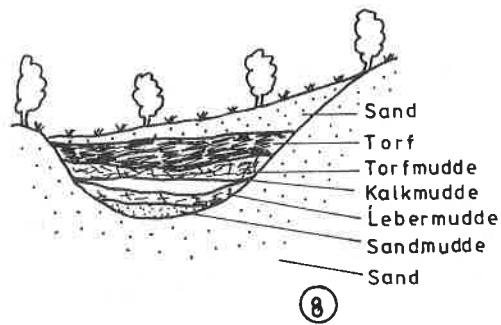
Bleibt schließlich noch die völlige Ausräumung des Untergrundes durch das auf Gletscherspalten fließende Schmelzwasser, welches tiefe Rinnensysteme hinterließ. Nach dem Niedertauen des Gletschereises blieben die Tinnen erhalten und bildeten Rinnenseen von kilometerlangen Ausdehnungen. Auffällig ist das typische Verhältnis von Tiefe und Breite eines solchen Sees. Diese Seen können ebenfalls vermoort sein und heute kilometerlange vermoorte Rinnen bilden. Diese Rinnensysteme deuten den Verlauf von Gletscherspalten, also ehemaligen Eishöhlen, an.

Allerdings zeigt sich hier bereits, daß solche Verbindungen zum "fossilen Eiskarst" sehr weit hergeholt sind. Man könnte solche Beziehungen weiterentwickeln:

- Die Bildung von Eisstaueisen an Gletschertoren wären Sedimentausschüttungen an großen Höhlenmundlöchern
- Aufpressungen im Zusammenhang mit Gletscherspalten zeigen ebenfalls den Verlauf ehemaliger Eishöhlen

Der Verfasser ist aber der Meinung, daß all diese Verbindungen zu weit hergeholt sind und auch nicht mehr annähernd unter den sowieso umstrittenen "Pseudokarsterscheinungen" genannt werden dürfen.





J. Kopecky, J. Jeník (Broumov)

ERFORSCHUNG UND DOKUMENTATION DER WURZELSTALAGMITEN

Im Verlauf der speleologischen Arbeiten im Relief des Pseudokarstes des Hügellandes von Broumov in Nordostböhmen wurde eine Reihe von Höhlen und Felsabhängen entdeckt, in deren sekundärer Ausfüllung auch die sogenannten Wurzelstalagmiten vorkommen. Sie werden von verflochtenen Baumwurzeln gebildet, die eine Verbindung mit Stielsporenpilzen (Ektomykorrhizen) und zerstreuten Quarzkörnern haben. Kegel- oder polsterartige Formen wachsen stufenweise hoch auf den Stellen, wo das von der Decke tropfende Wasser auf das Sediment trifft und sich Baumwurzeln befinden, die von der Oberfläche oder von der Umgebung durchgedrungen sind.

Schon die beginnende Erforschung der Wurzelstalagmiten hat erwiesen, daß es sich um eine wertvolle biospeleologische Problematik handelt. Aus diesem Grund hat die Organisation der tschechischen speleologischen Gesellschaft in Broumov seit dem Jahr 1985 systematische Untersuchungen an drei ausgewählten Lokalitäten der Wurzelstalagmiten begonnen. Sie sollen dazu dienen, Morphologie und Ökologie dieses wenig bekannten biologischen Phänomens zu erkennen und fachgerecht zu bewerten. In den seither vergangenen drei Jahren wurden monatlich die wichtigsten physikalischen Faktoren registriert und der Wuchs der Wurzeln sowie die Änderungen im gesamten Ökosystem erfolgt.

Gegenwärtig werden die Forschungen fortgesetzt und spezielle Dokumente über die Wurzelstalagmiten erarbeitet. Das geschieht nicht nur im Pseudokarstgebiet des Hügellandes von Broumov (wo bisher an 15 Lokalitäten 50 Wurzelstalagmiten entdeckt wurden), sondern auch im Elbsandsteingebirge zu beiden Seiten der Staatsgrenze zwischen DDR und CSSR. Auf der deutschen Seite von Elbsandsteingebirge und Lausitzer Gebirge wurde die Zusammenarbeit mit den Höhlenforschern beider Staaten zu dieser Problematik begonnen.

Rainer Lobst; Ursula Rathner (Freiberg)

BETRACHTUNGEN ZUR BILDUNG VON SCHICHTHÖHLEN IN SANDSTEINEN DES PERM, DER TRIAS UND DER KREIDE

Die seit langem bekannten - und wie man meinen sollte gut bearbeiteten - "Schichtfugenhöhlen" des Elbsandsteingebirges sind nach übereinstimmender Ansicht der meisten Autoren (s. z.B. BÖRTITZ, EIBISCH 1963, S. 189-191) jeweils über wasserstauenden Zwischenhorizonten innerhalb einer mächtigen Quarzsandstein-Folge ausgebildet. Bei der geologischen Erstbearbeitung der "Backofenquellhöhle" in unterpermischen Sandsteinen bei Dresden zeigte sich, daß diese Schichthöhle in der als vermutlich wasserstauend anzusehenden Schicht auftritt. Dieser Gegensatz war der Ausgangspunkt für weitere, exemplarische Untersuchungen, deren Ergebnisse im folgenden mitgeteilt werden sollen.

Die Backofenquellhöhle liegt am Fuß einer ca. 20 m hohen Steilwand am linken Prallhang der Weißeritz in Freital-Hainsberg südlich Dresden. Die Felsen bauen sich aus unterpermischen, dickbankig-massigen, stark geröllführenden, unsortierten Arkosen auf. Ihnen sind hier in zwei Niveaus dm- bis m-mächtige, linsenhafte Schichten feingeschichteter, schluffstreifiger, feinkörniger Arkosen eingelagert. Im unteren Niveau, etwa 5 m über der Aue, ist die Höhle - z.T. in voller Höhe der feinkörnigen Schicht - an einer äußerst unregelmäßig verlaufenden, steilen Kluft auf ca. 8 m Länge bei max. 3,5 m Breite entwickelt. Die seit langem bekannten, z.T. kluftgebundenen Hohlkehlen des nahegelegenen "Backofens" gehören (als Höhlenrest?) dem gleichen, flach nordöstlich, d.h. bergwärts einfallenden Niveau an. Zur Zeit der Schneeschmelze schüttet die "Backofenquellhöhle" sowie einige Kluftspalten zwischen ihr und dem "Backofen" beträchtliche Mengen Wasser. Z.T. sind an diesen Klüften - aber nur im Höhlenhorizont - erosive Erweiterungen zu beobachten. In keinem Fall tritt über der schluffigen Feinsandstein-Schicht flächenhaft Wasser aus bzw. Hohlkehlen-Auswitterung auf (RATHNER und LOBST).

Westlich Weißeritz wird der Prallhang der Saale südlich des Dorfes Boseck von flach lagernden Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins gebildet. Etwa 50 m über der Saaleaue sind hier in einer kleinen Steilstufe zwei Kleinsthöhlen entwickelt. Neben diesen treten, an Schichtfugen und steile Klüfte im Sandstein

1) Dieser Begriff wird von BÖRTITZ und EIBISCH (1963) und WINKELHÖFER (1976) benutzt; LAMPRECHT (1931), RAST (1959) sowie BÖRNER (1986) sprechen richtiger von Schichthöhlen. Zum Terminus Schichtgrenzhöhle siehe weiter unten.

gebunden, zahlreiche cm- bis dm-große, sanduhr- und kolkartige Wandvertiefungen sowie "Höhlchen" auf. Die Stufe baut sich aus hellgrauen, grobbankigen Feldspatsandsteinen wechselnder Körnung auf, denen zurücktretend grüngaue, dm-mächtige, feinschichtige Schluff-Feinsandsteine eingeschaltet sind. Die Sandsteine sind infolge buntsandsteinzeitlicher Verwitterung karbonatfrei und mürbe. Die "Kleine Igelsberg-Höhle" ist eine ca. 7 m tief erosiv ausgeräumte Fuge in einer Feinsandsteinlage; die "Große Igelsberg-Höhle" ist eine gangförmig erosiv erweiterte, hangparallele steile Kluft, der ein in einer Feinsandsteinlage ausgeräumter Erosionsgang seitlich zustrebt (ausführlicher siehe LOBST 1987).

Im Zittauer Gebirge wurden Schichthöhlen im Wackelsteingebiet am NE-Abhang des Igger nordöstlich Oybin studiert. Hier sind oberkretazischen, bis 300 m mächtigen, bankigen, gelbgrauen mittel- bis grobkörnigen Quarzsandsteinen (Schicht m 1) zahlreiche dm-mächtige, fein- bis mittelkonglomeratische Lagen eingeschaltet. Sie weisen gegenüber den Sandsteinen mit kiesligem Bindemittel eine geringere Verfestigung auf (PIETSCHE 1964, S. 415 ff.). Lokal macht sich das trotz der flachen, bergwärts nach Süden gerichteten Schichtneigung in ihrer verstärkten horizontalen Wasserführung ("Wassergrotte") bemerkbar. In deren Gefolge entwickeln sich Hohlkehlen ("Westfuge") oder, durch steile, wasserführende Klüfte geschieht, tiefere Schichthöhlen, die sich ins Hangende erweitern ("Wassergrotte"). Verschiedentlich diente eine an der Obergrenze der jeweiligen konglomeratischen Lage angelegte flache Harnischfläche (Nähe der Lausitzer Überschiebung) als Ablösefläche; sie bildet dann die Höhlendecke ("Westfuge" mit "Tunnel", "Wassergrotte").

Zur Bildung von Schichthöhlen im Elbsandsteingebirge wird im Vortrag das wesentliche aus der Literatur zitiert. Hier sei zusammengefaßt nur angeführt, daß in den in die oberkretazischen Quarzsandsteinfolge eingeschalteten, dm- bis m-mächtigen, tonigen Grenzhorizonten (α_3 , β_3 , γ_3 , δ_2 nach LAMPRECHT 1928) als Wasserstauer große Bedeutung zukommt. Über diesen entwickelt sich, unter wesentlicher Beteiligung von dem tonigen Bindemittel der Sandsteine zersetzenden chemischen Prozessen, ein horizontales "Verwitterungssystem", das nicht (zumindest nicht ausschließlich; LOBST, RATHNER) von der Felswand-Oberfläche ausgeht (BÖRTITZ, EIBISCH 1963, S. 190 ff.). In ihrer petrographischen Ausbildung und Mächtigkeit variieren diese Grenz- wie auch alle ähnlichen untergeordneten Zwischenhorizonte räumlich stark. Hierin liegt wohl auch begründet, daß MIBUS (1975, S. 81 u. 91) die höheren Horizonte γ_3 und δ_2 lediglich durch primäre Bindemittelarmut, nicht stärkere Tongehalte, ausgezeichnet seien sollen. Demgemäß ist die an sie gebundene Höhlenbildung in Intensität und Extensität sehr wechselhaft.

Die größte Schichthöhle des Elbsandsteingebirges, der "Diebskeller", ist im Basisbereich der NE-Wand des Quirl-Massivs angelegt. Der Quirl wird von mittelkörnigen Sandsteinen der Schicht ϵ_3 gebildet. Nach MIBUS (1973, S. 81-88) unterscheidet sich diese Schicht von der hangenden, ebenfalls wandbildenden Schicht d durch "geringere Festigkeit und gebietsweise Häufung von sandigen, bindemittelarmen Zwischenzonen", von denen besonders ausgeprägt die abschließende Grenzzone γ_3 ist. Die geologische Übersichtsbearbeitung des "Diebskeller" zeigte, daß die Hohlraumabgrenzung von einer 75 cm mächtigen, dünnbankigen Wechsellagerung von z.T. schluffigen, wasserführenden Feinsandsteinen mit Mittelsandsteinen ausging. Dabei wechselt schon im kleinen Bereich der Höhle die morphologische Wirksamkeit einzelner Feinsandsteinlagen. Von dieser Zwischenschicht aus hat sich die Höhle z.T. ins Liegende, vorwiegend aber ca. 1,5 m ins Hangende fortentwickelt. Ihr meist nur längs Querklüften ausgebildetes 2. Stockwerk ist an eine etwas höher liegende, konglomeratische Lage innerhalb gröberbankiger Mittelsandsteine gebunden. Diese Lage führt ebenfalls deutlich Wasser. Die 29 m lange, 5 - 8 m breite Höhle ist an keine durchgehende Längskluft gebunden; nur im Eingangsbereich treten parallel zur Raumstreckung im Streichen und Fallen sehr absatzige Klüfte auf. Die Querklüfte machen sich im unteren Niveau, bis auf die südlichste, morphologisch kaum (noch) bemerkbar. An der NE-Wand des Quirl-Massivs zeichnet sich dieser "Höhlenhorizont" (γ_3) weithin durch Sanduhrbildung ab.

In etwa gleicher (auch stratigraphischer) Höhe befinden sich in einer, dem Fuß der NE-Wand des Königsteins vorgelagerten Stellstufe ausgeprägte Sanduhrhorizonte. Mit nur einer kleinen Öffnung an der Felswand, reicht die "Teufelhöhle" (BÖRTITZ und EIBISCH 1963, S. 230) bei größeren Raumhöhen (max. 1,7 m) bis 9 m in das Massiv, ohne daß eine Bindung an Klüfte zu beobachten ist! Die Höhle hat den Charakter eines - z.T. in zwei Niveaus entwickelten - Labyrinthes flacher, weitspanniger Großsanduhren. Die nordwestlich benachbarte, im Charakter ähnliche Schichthöhle läßt nur sehr untergeordnet eine Raumanlage längs steiler Klüfte erkennen. Die einzelnen Sanduhrniveaus dieses "höhlen-

2) Für die ausgezeichneten Führungen im Gelände danken die Verfasser den Herren H.-J. Ulz, FB Weißenfels, sowie R. Wünsche, FB Zittau.

führenden" Horizontes zeigen keine makroskopisch erkennbaren, wesentlichen Gesteinsunterschiede.

Zusammenfassend kann zur Bildung der untersuchten Höhlen folgendes festgestellt werden:

- Die "höhlenführenden" Horizonte zeichnen sich in allen Fällen durch geringere mechanische Widerstandsfähigkeit (petrographische Wechselhaftigkeit; Feinschichtigkeit; Bindemittelarmut) als ihre Umgebung aus. Dabei können schlecht und gut permeable Schichten unterschieden werden. Neben der wesentlichen (inneren) Erosion können chemische Verwitterung eines Bindemittelanteils und Suffosion unterstützende Bedeutung für die Bildung dieser Schichthöhlen haben. Der Hohlraum wird stets in, nicht über dem petrographisch ausgezeichneten Horizont angelegt. Es handelt sich nicht um Schichtgrenzhöhlen.
- Im einfachsten Fall erfolgt eine Ausräumung durch Seitenerosion oberflächiger Fließgewässer (Kleine Igelsberg-Höhle, Backofen?).
- Über Klüfte wird zweitens einem exponierten Horizont direkt Wasser zugeführt; längs dieser erfolgt eine geschnittenen Erosion flacher Räume, u.U. sogar entgegen einer geringen Schichtneigung.
 - bei schlecht permeablen Schichten nur im Verein mit einer tieferen (späteren) Höhlenniveau stagnierenden Erosionsbasis möglich (Backofenquellhöhle, Backofen?; z.T. Große Igelsberg-Höhle).
 - bei gut permeablen Schichten Unterstützung durch Suffosion und z.T. chemische Verwitterung eines Bindemittelanteils (Wassergrotte, Westfuge und Tunnel, 2. Stockwerk und Anlag des 1. Stockwerkes des Diebskellers, z.T. Schichthöhle am Königstein).
- Drittens kommt es in permeablen Schichten bei fehlender (oder im Laufe der Entwicklung zurücktretender) direkter Wasserzufuhr über Klüfte zur Ausbildung einer (linear-)flächigen Wasserströmung (im Schichteinfallen und ?längs petrographisch-sedimentologischer Vorzeichnungen), die über chemische Verwitterung eines Bindemittels und Suffosion zur erosiven Ausgestaltung eines "horizontalen Verwitterungssystems" führt. Dieses kann auch stärker hangende Bereiche des "Höhlenhorizontes" mit erfassen (Ausgestaltung des 1. Stockwerkes des Diebskellers, Teufelshöhle, Schichthöhle am Königstein).

Inwieweit im letztgenannten Fall bereichs-/gebietsweise tonige Stauhorizonte im Liegenden des "Höhlenhorizontes" oder in ihm eine Rolle spielen können, bedarf weiterer Untersuchungen. Ebenso bleibt die Frage nach dem Vorhandensein oder Fehlen von eindeutig über einem Stauhorizont angelegten Höhlen zunächst offen. Hierzu müssen weitere gezielte Studien im Elbsandsteingebirge erfolgen. Über die hier vorgestellten exemplarischen Untersuchungen hinausgehenden Arbeiten sollten sich vor allem petrographisch-feinstratigraphischen, flußgeschichtlichen und morphologisch-klimatischen Problembereichen widmen.

Literatur

Die zitierte, hier nicht aufgeführte Literatur findet sich in den ersten beiden genannten Arbeiten.

- BÜRNER, F.: Pseudokarsterscheinungen im Elbsandsteinteengebirge.-Höhlen- und Karstforschung (Berichte und Mitteilungen des ZFA), 2(1986)2, S. 1-12.
- BÜRTITZ, S.; EIDISCH, W.: Die Höhlen der Sächsischen Schweiz.-Jb. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, Dresden 1962(1963), S. 177-264.
- LÖBST, R.: Über Höhlenbildungen im Igelsberg bei Boseck westlich Weißenfels.-Unveröff. Ber., Freiberg 1987, 3 S.
- RATHNER, U.; LÖBST, R.: Zur Geologie der Backofenquellhöhle bei Freital-Hainsberg (in Vorber.).

Karel Kirchner (Brno)

THE FORMS OF WEATHERING AND EROSION IN THE HOSTYNSKE VRCHY MTS.
(EASTERN MORAVIA)

The Hostynské vrchy Mts. are situated in the eastern part of Czech Socialist republic. According to a regional geomorphological division, the Hostynské vrchy Mts. belong in the Outer Western Carpathians sub-province and form a western part of the Western Beskydy Mts. region. Their relief is that of a flat highland, built up of Tertiary sandstones and claystones (Paleogene) of the Magura flysh. Their extent reaches 291 qkm, the mean altitude is 506.4 m and the angle of slope, 9° 24' (DEMEK, ed., et al. 1987). The relief consists of a chain of ridges stretching mostly in the NE - SW direction. The border-line in the N and NW is a conspicuous one, formed by a 300-350 m high slope, tied to the front of the Magura nappe. The S and SE slopes of the Hostynské vrchy Mts. have a conspicuous character as well, they are tied to the Holesov tectonic fracture. In the Hostynské vrchy Mts. relief, the influence of a geological structure can be seen. The ridges are tied rather to groups of beds with prevailing sandstones, valleys and gaps are formed mainly by claystones. The Hostynské vrchy Mts. relief is characterized by the existence of a number of extensive rock formations as well as of that of minor isolated rocks, which can be found both on ridges and on steep valley slopes.

The morphology and development of rock forms in this region were studied by CZUDEK, DEMEK, STEHLÍK (1961). The selected rock localities were dealt with by VITEK (1983a, 1983b, 1987), KIRCHNER (1985). A fissure-type cave at the top of Smrdutá was described by DEMEK (1963), the minor ones at the Krizový vrch Hill near Semetin WAGNER (1982).

In the framework of geomorphological research, the author has discovered, up to date, 22 localities with rock formations in the Hostynské vrchy Mts. The mostly consist of sandstones, in place, of conglomerates of the Solan beds (Paleogene - Lower Eocene) of the Magura flysh. The morphology of rock formations is being complemented by many micro-forms (such as weather pits, honey-combs, karren) and caves. The following survey will characterize, on the basis of geomorphological analysis, only significant localities with typical forms.

S k a l n ý (730 m) - the hill with several rocks near the village of Rusava. The most conspicuous rocks come out of the top ridge. In the southern part, a frost-riven cliff (10 m high) originated, the morphology of which depends on the dip of sandstone layers 45 degree to the SSE. In the top part, a rock tower (13 m high), modelled by a selective weathering, and an isolated 8 - 10 m high rock form can be seen. The selective weathering manifests itself markedly, also honey-combs, rill lapies and tafoni can be found. On the western top slope, a number of rock formations exists, the most conspicuous of them is a 13 m high frost-riven cliff.

V e l á (526 m) - the locality N of the town of Lukov - with many rock formations. The top part of the hill is crossed by a sandstone ridge in the NE-SW direction and reaches the height of 2 - 3 m. This top part is characterized by the mushroom rock. The NW rock wall of this formation is covered with honey-combs (of the size of 7 - 12 cm). There are 4 minor step-like weather pits at the rock top, forming a considerable depression with the total width of 75 cm and depth of 50 cm. On the NE slope, the edge-like rock formations can again be found (8 rocks 3 - 8 m high). They originated on the front of a sandstone layer tilted 25 degree to the SSE. The existence of small weather pits, niches and embryonic forms of the tafoni type was discovered on the surface rock flats.

S m r d u t á (746 m) Mt. - SE of the town of Bystrice pod Hostynem. The top of the hill is formed by several sandstone rock and split by fissures. A crevice-type cave originated along the fissures (55.9 m long, 0.5 - 1 m wide). A heavy block stream, interrupted by sandstone walls, spreads SW of the top rocks. In the thick stream, minor talus-type caves can be found.

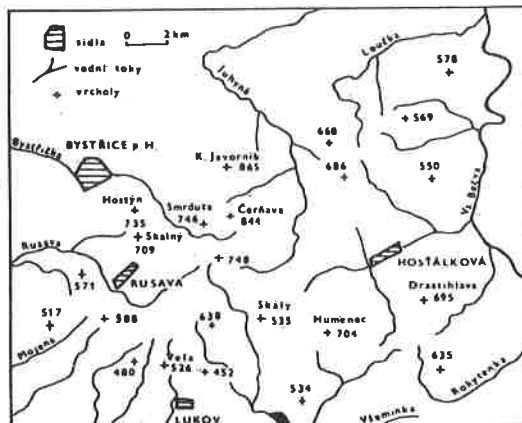
It is possible to say that the morphology of the majority of rock formations in the top or slope parts depends on a rock resistance of sandstones and on their structure (the dip of layers and jointing). The mostly edge-shaped rocks stretch, for the most part, in accordance with the course of layers. The rock meso-forms (frost-riven cliffs, isolated rocks) resulted from cryogenic processes during the Pleistocene, in close connection with a geological structure. The rock micro-forms (weather pits, honey-combs, karren, niches, tafoni) have been developing also at present by means of a combined activity of the physical and chemical weathering, attended by plant microorganisms. A very important factor is the porosity of previous sandstones (the rise of micro-climatic aridity). The micro-forms often depend on the course of joints and

joint zones. The crevice-type caves originated on joints by a gravitation retreat of the sandstone blocks, their rise has been participated also by the processes of a deep creep. From the petrographic viewpoint, the described rock meso- and micro-forms of the sandstone weathering and erosion can be taken as those of the pseudokarst.

In the Hostynské vrchy Mts., near the village of Liptal, the author studied the suffosion (piping) forms, quite rare in that region (KIRCHNER 1987). The suffosion forms have been observed since 1978 up to the present. In that period the author carried out measurements and determined the main stages of the development of the form (Fig.1). The first stage is characterized by the rise of a suffosion tunnel. As the initial suffosion activity was not caught up, it is impossible to determinate its time span. The open tunnel was 4.46 m long, its maximum depth reached 1.4 m. In the second stage, the tunnel widely opened up and a suffosion cave arose (with the length of 4.86 m and the maximum depth of 1.26 m). In the third stage, the cave began to get lost and a elongated depression, resembling a blind valley, started to be formed (5.9 m long, 1.5 m deep). The activity of natural processes (suffosion, water erosion, physical weathering) was interrupted by man (the form was covered up with a made-up ground in 1983). Since this year, however, the geomorphological processes have partially removed the made-up ground and the development of the form has been going on. Suffosion affects fine-grained sediments (loam and clay). A constant vegetation cover enables infiltration of precipitation (there is an annual mean of precipitation 800 - 900 mm in this region). Suffosion gives rise to characteristic forms with quite a fast further development, but for Hostynské vrchy Mts. region, it is only of a local modelling significance.

References

- Czudek, T.-Demek, J.-Stehlik, O. (1961): Formy zvetravani a odnosu piscovcu v Hostynských vrších a Chřibech. *Casopis pro mineralogii a geologii*, VI, 1961, 3, pp. 262-269.
- Demek, J. (1963): Jeskyne ve flysovcich piskovcich moravskolezkych Karpat. *Ceskoslovensky kras*, 15, pp. 127-130.
- Demek, J. (ed.) a kol. (1987): Hory a niziny. *Zemepisny lexikon CSR*. 584 p., Academia, Praha.
- Kirchner, K. (1985): Krajina Hostynských vrchu. *Zpravy Zemepiseho sdruzeni KSV BV v Brne*, 1985, 5, pp. 1-3.
- Kirchner, K. (1987): Vyskyt sufosnich tvaru v pkoli Vsetina. *Ceskoslovensky kras*, 38, pp. 129-132.
- Vitek, J. (1983a): Smrduta. *Turista*, 22, 7, pp. 241-242.
- Vitek, J. (1983b): Skalni utvary na Skalnem v Hostynských vrších. *Pamatky a priroda*, 1983, 7, pp. 440-441.
- Vitek, J. (1987): Drzkovske skaly. *Lide a zeme*, 1987, 36, 3, pp. 108.
- Wagner, J. (1982): Vyvoj a morfologie pseudokrasovych forem vnejsiho flysoveho pasma Zapadnich Karpat. *Stalagmit, zvlastni priloha 1982 - Symposium o pseudokrasu v CSSR*. pp. 11-16.



Schematic map of the Hostynské vrchy Mts.

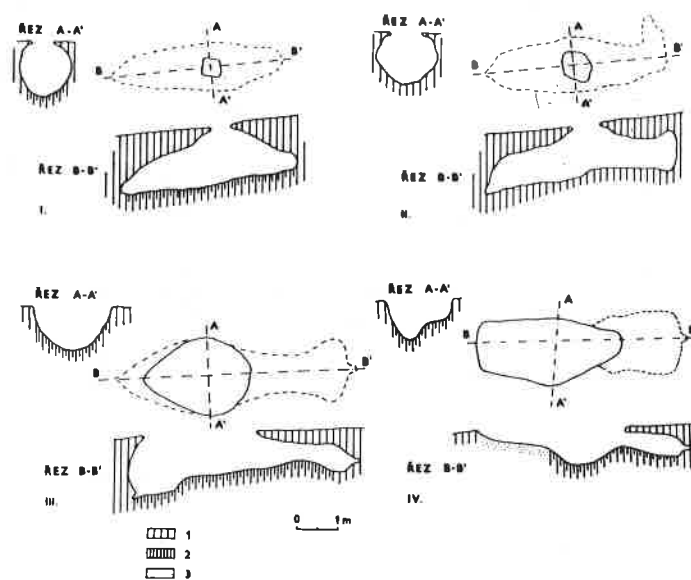


Fig.1 Development of the suffosion form north of village of Liptal. The stage in: I - 2.12.1978, II - 14.7.1979, III - 7.8.1982, IV - 1.12.1983.
 1 - fine-grained slope sediments, loam and clay,
 2 - fine grained slope sediments transported by suffosion, water erosion and physical weathering,
 3 - made up ground.

Karl Mais, Rudolf Pavuza (Wien)

ZUM PROBLEM DES PSEUDOKARSTES IN ÖSTERREICH

Allgemeine Übersicht

Dem Pseudokarst mit seinen Erscheinungen wurde in Österreich bisher kaum Beachtung geschenkt. Dies wegen der noch nicht abgeschlossenen speleologischen Bestandsaufnahme und dem Umstand, daß die Höhlenforscher fast nur in Karstgebieten arbeiten. Dazu lebt die Tradition der speleologischen Handbücher von F. KRAUS 1894, S. KYRLE 1923 und schließlich H. TRIMMEL 1968 fort, derzufolge die als pseudokarstisch bezeichneten Erscheinungen meist als sekundäre Höhlen klassifiziert werden können.

Bis jetzt liegt keine brauchbare Statistik über die rund 9500 katastermäßig erfaßten Höhlen Österreichs vor, welche Objekte dem Formenkreis des Pseudokarstes zuzuschreiben wären. Trotz dieses Mangels kann ein Überblick über jene Höhlentypen gegeben werden.

Tektonische Höhlen

Ihre Entstehung ist vorwiegend von gebirgsbildenden und -verändernden Vorgängen, durch die das Muttergestein mit Bruch- und Kluftsystemen durchsetzt wird, bestimmt. An diesen Trennflächen treten syn- und postgenetische Verschiebungen auf, die zur Bildung ansehnlicher Hohlräume in fast allen Gesteinsarten führen, so:

- * im Kristallin des Alpenhauptkammes: alpine Zerrklüfte mit Kristallfüllungen, wie in der Laperwitz bei Kals, Ktn., der Knappenwand im Salzburger Pinzgau oder dem Gasteinertal,
- * im Flysch: Dambergwindloch bei Steyr, Oö.,
- * im Dolomit: Bodenbergschächte bei Heiligenkreuz im Wr. Wald, Nö., zwei Objekte, 40 - 50 m tief, rund 20 - 30 m in Klufttrichtung verfolgbar,
- * im Kalk: zahlreiche Bergrutschzonen, hangparallele oder anders verlaufende Abrißklüfte und Druckentlastungsrisse gegen Bletscherträge z.B.: Schöckkogel bei Bad Mitterndorf, Stmk. (auf liegendem Liabachergel driften hangende Hallstätter Deckschollen auseinander); Trockene Klammern bei Eisbächen, Bbg. (oberjurassische Schichten gleiten auf stauenden Liasschichten talwärts),
- * im Dachsteinkalk rutschen ebenfalls bisweilen große Gesteinspakete auf geneigten Flächen auseinander.

Viele tektonische Klufthöhlen sind zwar bekannt, aber nur wenige sind katastermäßig aufgenommen, eine große Anzahl ist bisher noch unbeachtet.

Überdeckungshöhlen

In Bergsturzgebieten bzw. tektonisch zerrütteten Zonen sind diese sekundären Höhlen verbreitet, aber nur gelegentlich höhlenkundlich aufgenommen. Die Art und Ausformung des Hohlraumes ist abhängig von Größe und Zahl des Blockwerkes und nicht vom Muttergestein. Eine unterschiedliche Morphologie ergibt sich durch die weitere Entwicklung und die speziell wirkende Verwitterung. Es seien genannt:

- * im Karbonatgestein: Bergsturzzone Höll im Warscheneckgebiet, Oö.,
- * im Sneis- und Granitgebiet nördlich der Donau: Ypserklamm und Saugraben, dort gleichen die Höhlen jenen im Gebiet Broumov in Böhmen, es gibt aber auch "Einblock-Überdeckungshöhlen",
- * im zentralalpinen Gebiet sind sie auch vorhanden.

Bei der Inkasion großer Hohlräume bilden die Versturzmassen häufig ausgedehnte Überdeckungshöhlen. Diese besitzen meist einen eigenständigen Verlauf, stellen aber auch Verbindungen zu den nicht ganz verschütteten Höhlenräumen her, wie in der Dachsteinsammuthöhle-Defflingerlabyrinth oder der Elmhöhle, Totes Gebirge. Hier tut sich das Problem Karsthöhle - Überdeckungshöhle auf.

Wegen des weitgehend identischen Beno- und Phaenotyps - auch bei unterschiedlichem Muttergestein (karstic & non karstic) - der Kluft- und Überdeckungshöhlen sind diese Objekte nicht als pseudokarstisch zu bezeichnen. Sind derartige Höhlen in Kalken gelegen, erfahren sie vielfach weitere Veränderungen durch die Verkarstung; in der Höll kommen etwa Höhlen-Rillenkarren, in den Trockenen Klammern massive Wandversinterungen vor.

Zum Pseudokarst

Als Pseudokarsterscheinungen sind nach der Wortbedeutung Formen anzusehen, die den Karsterscheinungen gleichen bzw. ähneln und "die aber nicht durch Verkarstungsvorgänge entstanden sind", wie dies nach eingehenden Diskussionen für das speleologische Fachwörterbuch formuliert wurde (TRIMMEL 1965:76). Die Erkenntnis, daß auch in "non karstic rocks" Lösungsvorgänge zur Höhlenbildung wesentlich beitragen, z.B. in den Quarzitsandsteinen Venezuelas, muß dazu führen, daß solche Erscheinungen ebenfalls in die Karstvorgänge einzubinden sind. In diesem Sinne werden auch die "Pseudokarren" besser als "Silikat/gesteins/karren" angesprochen, wie dies bereits im Handbuch LOUIS-FISCHER 1979:396 der Fall ist, da zu Karbonatgesteinskarren kein grundsätzlicher Unterschied in der Bildung besteht, lediglich ein gradueller in der Löslichkeit und dem Abtransport der unlöslichen Partikel.

Die tiefgreifende Verwitterung, weitestgehend eine chemische Wirkung, muß jedoch für manche pseudokarstische Erscheinungen berücksichtigt werden. Sie führt im Gneis-Granit zur Wollsackverwitterung und dem damit höhlenkundlich beachteten Formenkreis. Im Dolomit bzw. in dolomitischen Zwischenlagen sind Zerklüftung und tiefdringende Verwitterung für eine große Zahl sekundärer Hohlräume mit karstähnlichem Charakter verantwortlich.

Aus dem Hauptdolomit der Thermenlinie in Nö. seien die Elfen- und die Einhornhöhle als Beispiel erwähnt, deren Entstehung erst auf das Ausrutschen und ev. Abschwemmen - durch Regenwässer - von Verwitterungsgrus bzw. Dolomitmasse, dann aber, anthropogen, auf die Reibsandgewinnung zurückzuführen ist. Härtere, nicht vergrusende Partien werden wandbegrenzend und erhalten vielfach ein kolkförmiges Aussehen, das eine korrosiv-erosive Genese vortäuscht. Diese Höhlen wurden mehrfach als "Brandungshöhlen" angesprochen. Die Entstehung solcher Höhlen durch physiko-chemische Kräfte ist vielfach in Dolomitsteinbrüchen zu sehen, etwa in jenen bei Bad Vöslau. Dort weisen Stollenpartien gekolkt-gewölbte Decken und Wandpartien auf. Im dolomitischen Teil des Bruches von Deutsch-Altenburg ist innerhalb weniger Jahre Verwitterungsschutt und Grus aus den Abbauwänden gerieselte und hat "Kolkungen" hinterlassen, die nach einer überformenden Verwitterungsphase als erosiv-korrosive Formen angesehen werden können. Die exogenen Kräfte glätten solche "Kolkungen" derartig gut, daß kehlenartige Mandnischen wie Uferkolkungen aussehen (z.B. Steinwandklamm, Nö.) und dadurch Ufer- und Erosionsniveaus vortäuschen.

Ähnliche Kehlen an Konglomeratwänden spiegeln meist aber nur eine ungleiche Verkittung einzelner Gerölllagen wider, wie etwa in Salzburg am Mönchsberg und Heilbrunnerberg. Es können größere zusammenhängende Nischen und Hohlräume auftreten, die Brückellöcher darstellen. Über diese Erscheinungen, bisher kaum höhlenkundlich beachtet, hat letztlich STOCKER 1986 gearbeitet.

Zum verwitterungsbedingten Formenkreis zählen auch Kluftweiterungen an stark geklüfteten, aber kompakten Gesteinen, in denen "Strukturkarren" auftreten, wie im Wechselgebiet bei Mariensee, Nö. Dort treten auch echte Pseudokarren an geneigten Felsflächen auf, die nur die gewellte, orogenetisch bedingte Oberfläche der Gesteinspakete besitzen.

Schlussbemerkung

Benauere Untersuchungen unter dem Gesichtspunkt Pseudokarst erscheinen in Österreich geboten, da vielfach Oberflächenformen und Höhlen einander im Phänotyp, nicht aber im Genotyp gleichen. Ohne aber ihre Entstehung genau zu kennen, sollte die Bezeichnung Pseudokarst vorsichtig verwendet werden. Es wären nur jene Formen als pseudokarstisch zu bezeichnen, die einwandfrei ohne korrosiven Anteil entstanden sind und jenen im Karstland ähnlich sind. Die Morphologie tektonischer Kluft- und Überdeckungshöhlen ist nicht gesteinsabhängig und nicht mit Karsthöhlen zu verwechseln. Daher werden sie in Österreich auch nicht als pseudokarstisch bezeichnet. Bei Kehlen, Brückellöchern, Dolomitvergrusung u.ä. erscheinen genetische Analysen nötig, um diese Formen richtig anzusprechen und zu deuten.

Literatur

- Louis, H. - Fischer, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. - Berlin - New York, Walter de Gruyter, 4.A., 814 S.
Trimmel, H. (Red.) (1965): Speleologisches Fachwörterbuch. Fachwörterbuch der Karst- und Höhlenkunde. - Akten 3.Int.Kongr.f.Spel. (Wien 1965) Band C: 109 S.

Knut Kamann (Wernigerode, DDR)

HÖHLEN IM GRANIT DES OBERHARZES

Der Harz stellt sich als nördlichstes Mittelgebirge Deutschlands mit etwa 400 bis 800 m Höhe dar. Über die Harzhochebene erheben sich wie ein besonderes Gebirge das Brockenmassiv, dessen Vorberge 900 - 1000 m erreichen, und schließlich, alles überragend, der Brocken mit 1143 m. In der kurzen Entfernung von der Vornulde bis zur Brockenkuppe sind es dabei über 1000 m Höhenunterschied. Das hat kein anderes Gebiet Nord- und Mitteldeutschlands aufzuweisen. Kein Wunder, daß unter diesen Bedingungen die Naturkräfte besonders intensiv wirken.

Geologisch gesehen gehört der größte Teil des Harzkerngebietes dem Devon (320 Mio. Jahre) an. Die Entstehung des Brockengranites ist jedoch in Verbindung mit der varistischen Gebirgsbildung des Oberen Karbon (265 Mio. Jahre) zuzuordnen. Der Brocken in seiner heutigen Form ist das Ergebnis einer viele Millionen Jahre währenden Abtragung, die bereits im Rotliegenden (210 Mio. Jahre) begann. Durch ein Absinken im Zechstein (200 Mio. Jahre) wurde dieser Prozeß unterbrochen und es kam zu einer erneuten Überdeckung mit Sedimenten. Der heutige Harz hob sich dann infolge der alpidischen Gebirgsbildung während der Kreidezeit (110 Mio. Jahre) wieder als große Scholle an und schob sich von SW nach NO mit einer großen Faltung bis zur Überkippung über jüngere Schichten hinweg. Diese Faltung heißt nach dem Harz die "herzynische" Faltung. Sie hält auch noch heute mit 4 - 5 mm/Jahr an. Von der Hebung in der Kreidezeit an bis heute wurden Tausende Meter Deckgebirge und etwa 300 m Granit abgetragen.

Die Verwitterung des Granites geht nur langsam vor sich, da er schlecht wasser-durchlässig ist und keine Schichtung wie bei einem Sediment vorhanden ist. Infolge veränderlicher Drücke und Temperaturen während seiner Hebung ist er jedoch unterschiedlich gekörnt und bankig. Seine dunklen Bestandteile sind besonders eisenhaltig. Bei Zutritt von Luftsauerstoff und Wasser wird das Eisen zu Eisenhydroxid ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) umgewandelt. Es nimmt eine ockergelbe Färbung an. Solch verfärbter Granit wird im Harz als "faul" bezeichnet. Er ist technisch nicht mehr verwendbar. Bei der weiteren Verwitterung scheiden sich dann Aluminiumbestandteile als brauner Lehm ab. Das Wasser wäscht die Verwitterungsprodukte aus. Es bleiben Blöcke als Härtlinge erhalten, die teilweise beachtliche Ausmaße erreichen können.

Begünstigt werden die Verwitterungsvorgänge auch durch die speziellen klimatischen Bedingungen. So werden beispielsweise für den Oberharz mehr als 220 trübe Tage/Jahr und davon 190-200 Tage mit Niederschlag und 185 Frosttage angegeben.

Die sogenannte Wollsackverwitterung hat dazu geführt, daß große Klippengebilde entstanden, die den Charakter des Oberharzes, speziell des Brockengebietes, prägen. Als Harzwanderer kann man in einem wildromantischen Gebiet, das südwestlich hinter Wernigerode beginnt, diese Verwitterungsformen betrachten.

I. allg. sind die Hohlräume nur in den großen Klippengebilden anzutreffen. Sie erreichen dabei nur selten mehr als 5 m Längsausdehnung bei sehr unterschiedlicher Höhe und einer Breite um 1 m. Wie überall gibt es hier jedoch auch Ausnahmen von der Regel. So ist die "Ottöhöhle" im Ottofelsen immerhin schon 12 m lang. Die größten Hohlräume sind uns bisher im Bereich der mittleren und unteren Zeterklippe, der Höllenklippe, der Bärenklippe und in der Leistenklippe bekannt. Diese Hohlräume haben den Charakter von Bruchhöhlen, und erreichen wie in der unteren Zeterklippe, immerhin über 30 m Länge. Wo fließendes Wasser die Auswaschung der Verwitterungsprodukte beschleunigt hat, gibt es so interessante Erscheinungen wie unterirdische Fließwege (Ilse in Höhe der Schneelöcher) und tiefe Klüftungen, die teilweise mit Schnee gefüllt sind, der nie vollständig taut (Schneelöcher).

Das hier angesprochene Gebiet wurde bisher noch nicht unter speläologischen Gesichtspunkten bearbeitet. Die hier genannten Hohlräume wurden nicht durch intensive Suche sondern mehr zufällig bei Wanderungen gefunden. Es soll hier auch kein Anspruch auf Vollständigkeit und Richtigkeit alles Gesagten erhoben werden. Es würde mich jedoch freuen, wenn dieser Beitrag Interesse an beschriebenen Gebiet und seinen Höhlen wecken und Grundlage einer Diskussion der geologischen Erscheinungsformen sein könnte.

Literatur

Pörner, E.: Der Brocken im Harz, Wernigerode, Heimatmuseum 1956

Veröffentlicht im Namen aller Mitorganisatoren
des 3. Symposiums über den Pseudokarst von

Kulturbund der DDR

Otto-Muschke-Str. 1
Berlin
DDR-1080

Redaktion: F. Börner, D. Stork, L. Wagner,
S. Börner, H. Simmert und B. Mutzig

Dieser Band enthält alle Vortragskurzfassungen
des 3. Symposiums über den Pseudokarst, sofern
diese rechtzeitig den Organisationskomitee
zugesandt wurden.
Die Verantwortlichkeit für den Inhalt liegt
bei den Autoren der entsprechenden Beiträge.