

DIE HÖHLE

ZEITSCHRIFT FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE

Jahresbezugspreis: Österreich S 80,—
Bundesrepublik Deutschland DM 12,50
Schweiz sfr 12,—
Übriges Ausland S 90,—

Gefördert vom Bundesministerium
für Wissenschaft und Forschung (Wien)

Organ des Verbandes österreichischer Höhlen-
forscher/Organ des Verbandes der deutschen
Höhlen- und Karstforscher e. V.

AU ISSN 0018-3091

AUS DEM INHALT:

Gesteine der Graselhöhle (Seemann) / Kluft-
abhängigkeit der fossilführenden Höhlen und
Spalten im Karstgebiet der Hainburger Berge
(Verginis – Rabeder) / Stand der Höhlenfor-
schung in der Türkei (Güldali) / Zur Hydro-
chemie und Bakteriologie alpiner Karstwässer
(Pavuza – Traindl) / Kurzberichte / Veranstal-
tungen / Schriftenschau / Höhlenverzeichnis /
Inhaltsverzeichnis

HEFT 4

36. JAHRGANG

1985

Über die Gesteine der Graselhöhle bei Rosenberg (Niederösterreich)

Von Robert Seemann (Wien)

Die Graselhöhle (Kat.-Nr. 6845/30) liegt im östlichen Waldviertel am orographisch rechten Ufer des Kamp-Flusses. Von der nahe gelegenen Ortschaft Rosenberg ist sie über den Wanderweg zum Schloß Rosenberg leicht zu erreichen. Die für diese Region ungewöhnlich entwickelte Höhle entstand in nicht verkarstungsfähigen Paragneisen mit geringmächtigen Marmoreinschaltungen.

Das labyrinthartig verzweigte, 102 m lange Höhlensystem befindet sich in einem steil zum Kamp abfallenden Felsvorsprung. Bedingt durch die geringe Ausdehnung der Felsrippe ist die Höhle sehr oberflächennahe angelegt und hat dem entsprechend auch acht Eingänge. Der oberste, nach SO orientierte Eingang (Seehöhe: 275 m) liegt ca. 18 m über dem Flußniveau (Abb. 1). Die Gesamthöhendifferenz des Höhlensystems beträgt 11 m. Den Hauptkluftrichtungen folgend, erstrecken sich die Gänge NO-SW bzw. NW-SO; zum Teil sind sie auch NS ausgerichtet (Abb. 2). Sie sind meist röhrenartig, zum Teil auch schicht- und kluftgebunden, mit Dimensionen zwischen 0,5 bis 1 m entwickelt.

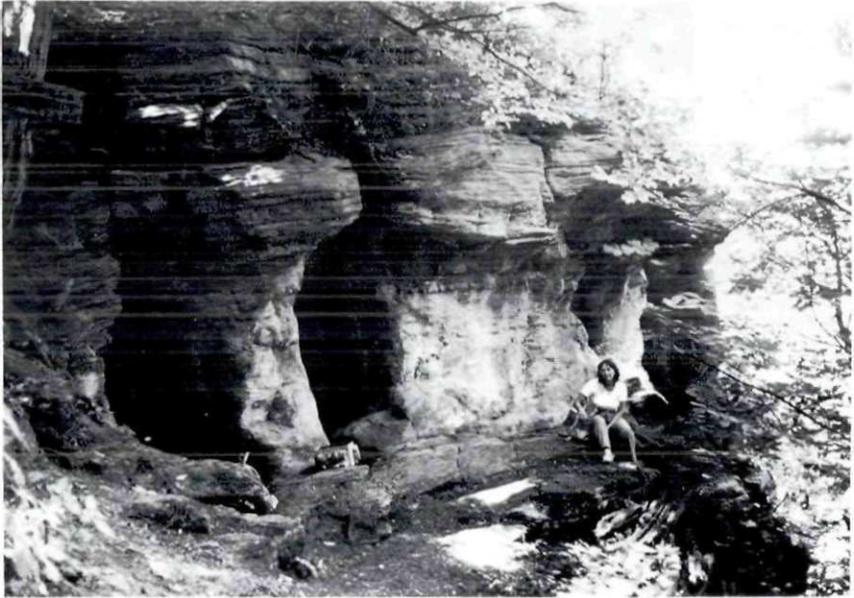


Abb. 1: Graselhöhle bei Rosenberg. Die drei oberen, nach SO gerichteten Eingänge

Nur an den Kreuzungspunkten sind etwas größere Raumerweiterungen ausgebildet (umfassende Zusammenstellung in HARTMANN, H. & W., 1985).

Sedimente sind nur mehr in geringen Mengen vorhanden. Der Großteil der meist mit Bruchschutt vermengten erdigen Lockersedimente wurde bei prähistorisch bis zoologisch ausgerichteten Grabungen 1893, 1909 und 1928 entfernt. Dabei wurden rezente bis pleistozäne Tierknochen sowie wenige Steinartefakte und diverse Tonscherben gefunden (Näheres siehe HARTMANN, H. & W., 1985).

Erste Literaturhinweise über die Höhle stammen aus dem Jahre 1835. Die früher mit zahlreichen anderen Namen behaftete Höhle ist nach dem „Räuberhauptmann“ Johann Georg Grasel benannt.

Erste Höhlenraumbeschreibungen und Genesedeutungen erfolgten von F. KIESSLING (1898). Detailliertere Angaben über die Geologie der anstehenden Gesteine wurden ebenfalls von F. KIESSLING (1934) gemacht. Schon damals beschreibt er sie als kristalline Schiefer bis Gneise („Rosenburger Gneis“) mit Quarzadern und „Urkalk-Einschlügen“ mit einem „Übergemenge“ an Augit.

Zur Geologie

Den geologischen Rahmen des Gebietes um die Graselhöhle bildet die „Böhmische Masse“, die als hochmetamorpher Kristallinblock und als Restge-

birge einen der ältesten Gesteinskörper in Österreich darstellt. Sie wird hauptsächlich aus metamorph gewordenen Sedimenten und magmatischen Gesteinen jungpräkambrischen und altpaläozoischen Alters aufgebaut.

Die Gesteine wurden während der cadomischen (vor ca. 800–550 Mill. Jahren), der kaledonischen (vor ca. 500–450 Mill. Jahren) und der variszischen Gebirgsbildungsphase (vor ca. 350 Mill. Jahren) unter hohen Drücken und Temperaturen umgeprägt. Zahlreiche variszische Granitmassive durchdringen den mehrfach umgeformten geologischen Körper. Ab dem obersten Karbon (vor ca. 300 Mill. Jahren) wird die Masse rasch gehoben, bedeutende SW-NO und NW-SO laufende Brüche und Störungen, zum Teil permischen Alters (vor ca. 245 Mill. Jahren), zerteilen das Gebirge. Eine langandauernde, schon ab dem Ende des Perms einsetzende Abtragung und Sedimentation, die bis in das Tertiär und Quartär anhält, ebnet die „Böhmische Masse“ zur heutigen Rumpffläche ein (Zusammenfassung in FUCHS, G., & MATURA, A., 1976 und 1980, sowie MATURA, A., 1977).

Die „Böhmische Masse“ setzt sich aus drei Großeinheiten, dem Bavarikum im Westen, dem Moldanubikum im zentralen Teil und dem Moravikum

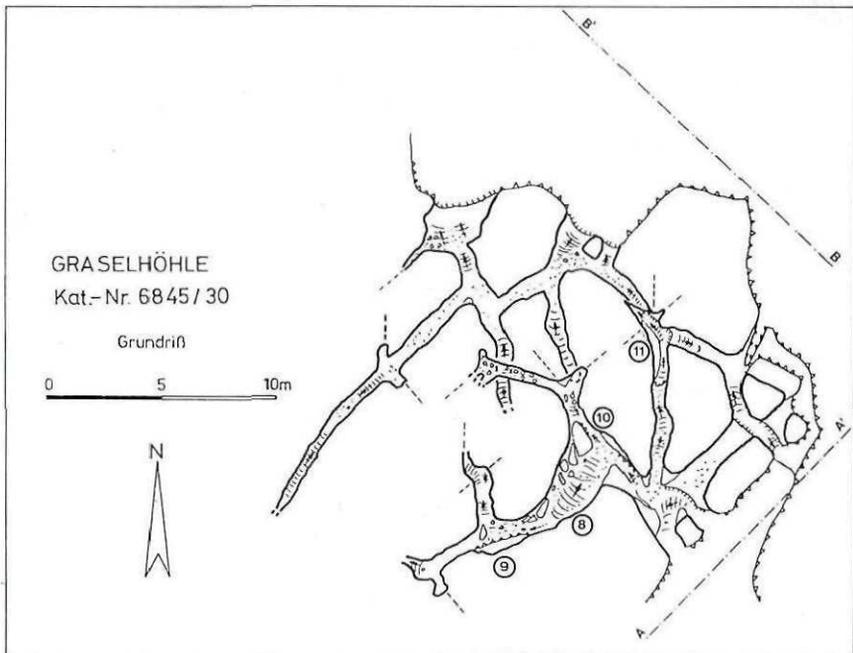


Abb. 2: Grundriß der Graselhöhle (aus Hartmann, H. & W., 1985) mit den eingetragenen Hauptklufrichtungen und Entnahmestellen der in der Höhle genommenen Gesteinsproben (Nr. 8–11). Die Profile A – A' und B – B' sind in den Abb. 4a und 4b dargestellt

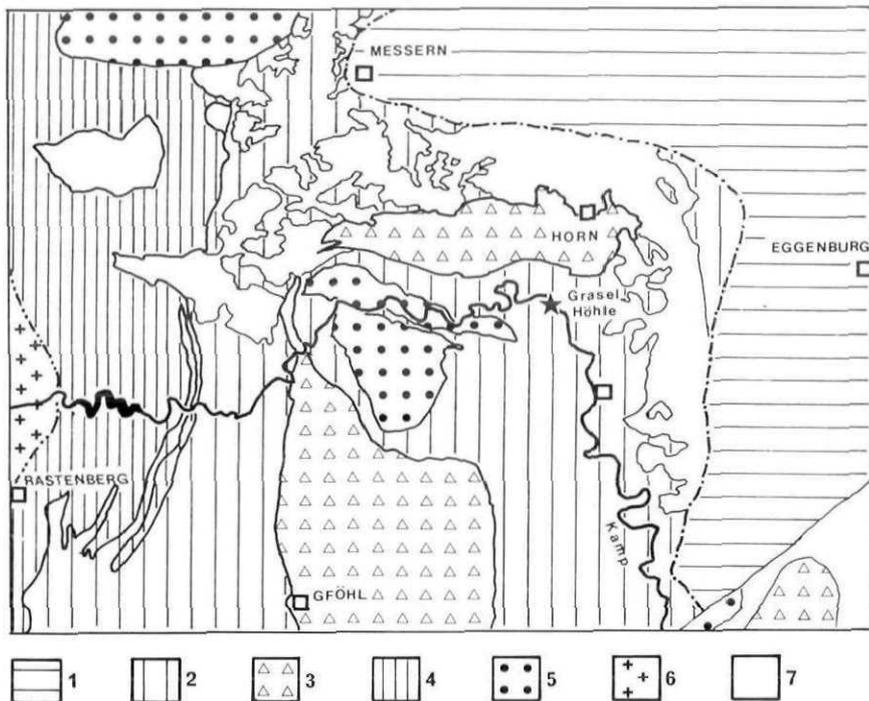


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Gebietes um die Graselhöhle; Ausschnitt aus der Karte des Waldviertels von Fuchs, G., & Matura, A. (1976) mit stark vereinfachter Konturenführung
Signaturen:

(1) Moravikum, im allgemeinen. (2) Moldanubikum, „Bunte Serie“, „Gföhler Einheit“: Paragneise mit eingelagerten Marmoren, Kalksilikatgesteinen, Quarziten, Graphitschiefern, Amphiboliten und Orthogneisen. (3) „Gföhler Gneis“ und Verwandte in der „Bunten Serie“. (4) „Dobra-Gneis“ in der „Bunten Serie“. (5) Granulit in der „Bunten Serie“ mit eingelagerten Ultrabasiten, (6) „Rastenberger Granodiorit“ in der „Monotonen Serie“ des Moldanubikums. (7) Tertiäre und quartäre Bedeckung

im Osten, zusammen. Die Grenze zwischen Moldanubikum und Moravikum ist durch die Linie knapp östlich des Kamps nach Norden, ins Horner Becken und über Messern nach Geras gegeben (Abb. 3). Diese tektonische Grenze entstand durch die vorvariszische bis variszische, von Westen her folgende Überschiebung des abtauchenden Moravikums durch das Moldanubikum.

Das Moldanubikum wird gegliedert in die von West nach Ost gereihten drei Einheiten: das „Südböhmische Granitmassiv“, die „Monotone Serie“ und die „Bunte Serie“.

Die Graselhöhle liegt in der wegen ihrer Gesteinsvielfalt sogenannten „Bunten Serie“, die wieder in die „Drosendorfer Einheit“ im Norden und die

„Gföhler Einheit“ im Süden unterteilt wird (FUCHS, G., 1976). Die zum großen Teil aus alten abwechslungsreichen Sedimentfolgen entstandenen metamorphen Gesteine dieser Serie sind vorwiegend aus Gneisen, Quarziten, Granuliten, Graphit- und Glimmerschiefern sowie Marmoren und Amphiboliten zusammengesetzt. Dazwischen treten alle Übergangs- und Mischformen auf; örtlich eingelagert sind kleine Ultrabaskörper.

Die Marmore sind als Leitgesteine der „Bunten Serie“ anzusprechen. Zusammen mit Quarzit und Amphibolit bilden sie kilometerlange Bänder und Gesteinszüge mit Mächtigkeiten zwischen Zentimetern und 200 Meter. Diverse Kalksilikatgesteine stellen Kontakterscheinungen und Übergänge dar.

Die Graselhöhle selbst ist in Paragneisfolgen der „Gföhler Einheit“ entwickelt. Die Gesteinsassoziation ist einerseits stark geprägt durch die nahegelegene tektonische Grenze zum Moravikum, andererseits durch hochmetamorphe Gesteinskomplexe im N und S („Gföhler Gneis“ um Gföhl und Horn) sowie durch den Granulitkörper um St. Leonhard im W. Alle Faktoren zusammen (Druck, Temperatur und Bewegung) bewirken ausgeprägte Klüftungen und Falungen wie auch Mineralumwandlungen und damit auch entsprechende Auswirkungen auf sekundäre Hohlraumbildungen in diesem Gesteinskörper.

Mineral- und Gesteinsvergesellschaftung im Bereich der Graselhöhle

Die deutlich geschichteten und zum Teil stark verfalteten Gesteinsabfolgen der Graselhöhle sind in drei Gruppen zu unterteilen (Abb. 4).

- A. Das geringmächtige Dach der Höhle besteht aus einem deutlich geschichteten, dünnbankigen, im oberen Eingangsbereich schwach nach SW einfallenden Biotitgneis (Probe 1 in Abb. 4 a). Örtlich treten im Gesteinsgefüge in sich stark verfaltete Zonen (Probe 7) aus älteren tektonischen Phasen auf, dabei sind migmatitische Schlieren und granatreiche Lagen auffallend, die auf hochmetamorphe Beanspruchungen hindeuten.

Im O- und N-Teil der Höhle fällt das Biotitgneispaket deutlich nach W bis NW ein (Neigungen zwischen 20–30°). Die markanten Hauptklüftungsrichtungen stehen ungefähr rechtwinklig aufeinander und verlaufen ca. NO-SW und NW-SO. Sie sind auf relativ jüngere geologische Aktivitäten (variszisch) zurückzuführen.

Mineralbestand der Biotitgneise (Proben 1, 7, 8 und 14 in Abb. 3 und 4):

Hauptmenge: Quarz, Albit-Plagioklas, Biotit

Nebenumenge: Kalifeldspat, Diopsid-Augit, Tremolit, Granat (Almandin), Muskovit sowie geringe Mengen an Chlorit und Erzen

- B. Das mittlere Schichtpaket ist eine im oberen Eingangsbereich relativ mächtige Marmorlage, die in Richtung NW zum Teil auskeilt und zum Teil in geringmächtigen oder parallel laufenden schmalen Bändern weitergeführt wird. Die Schichtung verläuft im hangenden Bereich des Marmorpaketes parallel zum überlagernden Biotitgneis. Im Liegenden ist keine

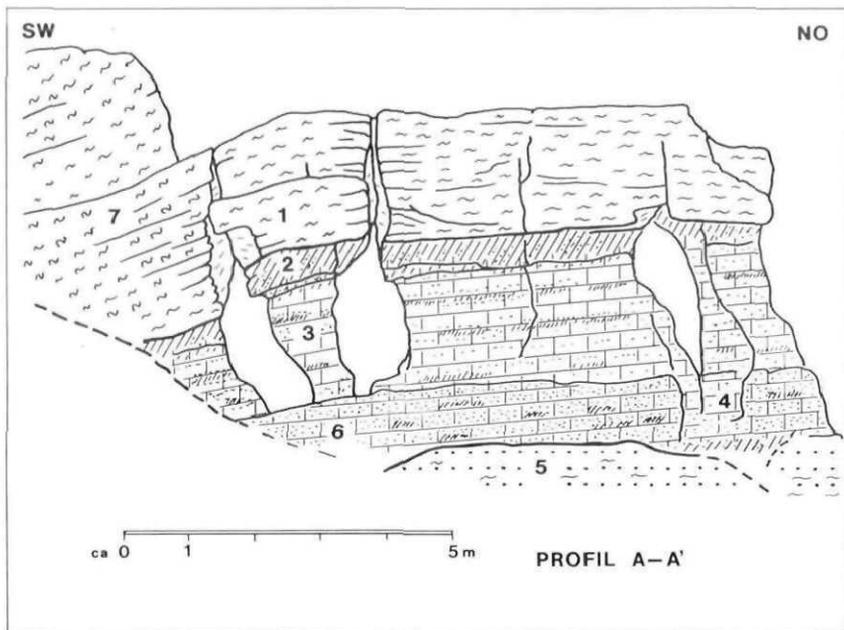


Abb. 4 a: Schematische Skizze des oberen Eingangsbereiches, entsprechend dem Schnitt A – A' in Abb. 2. Die Ziffern 1–7 sind Entnahmestellen von Gesteinsproben: (1) + (7) deutlich geschieferter Biotitgneis (Dach der Höhle). (2) Kalksilikatgestein (Tremolit – Diopsidfels). (3) + (4) + (6) Marmor mit wechselnden Gehalten an Silikaten. (5) Quarzit, der unteren Gneislage angehörend

exakte Schichtgrenze erhalten; die starken Verfaltungen und Verwerfungen des unteren Gneises wurden hier mitvollführt. Der Marmor als plastisches Material bildete in diesem Abschnitt offensichtlich eine Pufferzone zwischen den zeitlich und räumlich differenzierenden Bewegungsabläufen des oberen und unteren Paketes. Der Marmor ist stark verunreinigt, der Karbonatanteil schwankt zwischen 20 und 60 %. Fremdkomponenten sind hauptsächlich Tremolit, Diopsid, Quarz, Granat und Graphit. Zum Nebengestein hin steigert sich der Anteil dieser Kontaktminerale, die zum Teil auf Reaktionen des Calcits mit dem silikatischen Nebengestein im Zuge der Metamorphose zurückzuführen sind. Der Graphit ist, wie auch das restliche meist feinverteilte Fremdmaterial, auf organische und silikatische Verunreinigungen im primären Sediment zurückzuführen. Die Kontaktzonen selbst bestehen aus Tremolit-Diopsid-Granat-Fels (Kalksilikatgestein) mit wechselnden Quarz-Feldspat-Gehalten und nur sehr geringem Karbonatanteil. Linsen- und lagenförmige Kalksilikateinschlaltungen treten örtlich auch in den Marmorschichten auf, die im Höhlenbereich auffällig herauswittern.

Weißer bergmilchartige Überzüge an den Höhlenwänden sind meist feinkörnige Gipsausblühungen, die auf Verwitterung von Pyriten und anderen sulfidischen Erzen zurückzuführen sind.

Mineralbestand der Marmore (Proben 3, 4, 6 und 15):

Hauptmenge: Calcit, Quarz, Albit/Plagioklas

Nebmenge: Tremolit, Diopsid, Biotit, Chlorit, Graphit, Granat (Andradit-Grossular), Pyrit u. a.

Mineralbestand der Kalksilikatgesteine (Proben 2, 9, 10, 11, 13):

Hauptmenge: Tremolit, Diopsid, Biotit

Nebmenge: Albit, Quarz, Granat, Calcit, Pyrit u. a.

Die Mengenverhältnisse zwischen den einzelnen Komponenten sind von Probe zu Probe stark schwankend.

- C. Das unterlagernde Schichtpaket besteht wieder aus Gneisen, die aber sowohl im Bestand als auch in der Lagerung anders gestaltet sind. Der Gneis ist nicht so deutlich geschichtet wie der überlagernde Biotitgneis, dafür aber wesentlich stärker verfaltet, zerschert und staffelartig versetzt; Harnische sind vorhanden.

Das graue feinkörnige Gestein hat einen deutlich höheren Feldspatgehalt, dafür weniger Biotit und relativ mehr Amphibol. Der Granatgehalt ist relativ hoch. In Wechsellagerung ist der Gneis von zahlreichen linsen- und bänderförmigen, 1 bis 30 cm mächtigen Marmoreinschaltungen durchzogen. An den Kontaktzonen treten Kalksilikate, verbunden mit Bleichungszonen in den Gneisen, auf. Neben Tremolit und Diopsid treten hier auch große Biotite auf. Ergänzend zu den Marmorbändern sind auch z. T. relativ mächtige quarzitisches Lagen und Quarzlinsen zu beobachten.

Mineralbestand der Biotit-Amphibol-Gneise (Probe 12):

Hauptmenge: Albit, Quarz

Nebmenge: Biotit, Tremolit, Diopsid, Granat, Chlorit, Calcit

In den Marmoreinschaltungen sind relativ hohe Graphitgehalte festzustellen.

Hohlraumbildung

Die Höhlenbildung ist in den Zeitraum der eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Landschaftsentwicklung des Waldviertels zu stellen und speziell mit der Eintiefung des Kamptales in Verbindung zu bringen.

Noch im ehemaligen Grundwasserbereich ist die Hohlraumbildung von den zahlreichen Klüftungen in den geringmächtigen Marmorlagen ausgegangen und hat die Karbonatgesteine trotz des hohen Fremdgesteinsanteiles so weit ausgelaugt, daß stellenweise nur mehr das silikatische Nebengestein höhlenraumbegrenzend wurde. Durch weiter einwirkende Auslaugung wie auch

durch spätere Vergroßung schritt die Höhlenraumbildung selbst in den nicht karbonatischen Gesteinen fort.

Vorteilhaft für diesen bereits im vadosen Milieu stattfindenden Prozeß sind der hohe Feldspatgehalt und die geeignete Kornform und Korngröße. Örtlich beschleunigt wird die Zersetzung oder Auflösung des Kornverbandes durch geringe Erz- und Karbonatanteile in den Kalksilikat- und angrenzenden Gneislagen. Bei derartigen Korrosionen und/oder Erosionen fallen große Sedimentmengen an, da nur Kalk in gelöster Form abtransportiert werden kann und nicht die grobkörnigen bis tonigen Lösungsrückstände aus dem Marmor und begleitenden Silikatgesteinen. Eine Plombierung der Karsthohlform durch die eigenen Rückstandssedimente konnte ab dem Zeitpunkt vermieden werden, als eine durchgehende Verbindung zu den unteren Ausgängen gegeben war. Ursprünglich existierten offensichtlich zwei voneinander getrennte kleine Höhlensysteme in übereinander und versetzt gelagerten Marmorschichten (Abb. 4b). Die obere mächtigere nach N und NW auskeilende Marmorlage entspricht dem Schichtpaket B, die untere, deutlich schmalere und tektonisch stark aufgegliederte entspricht einem schmalen Marmorband im Gneis der

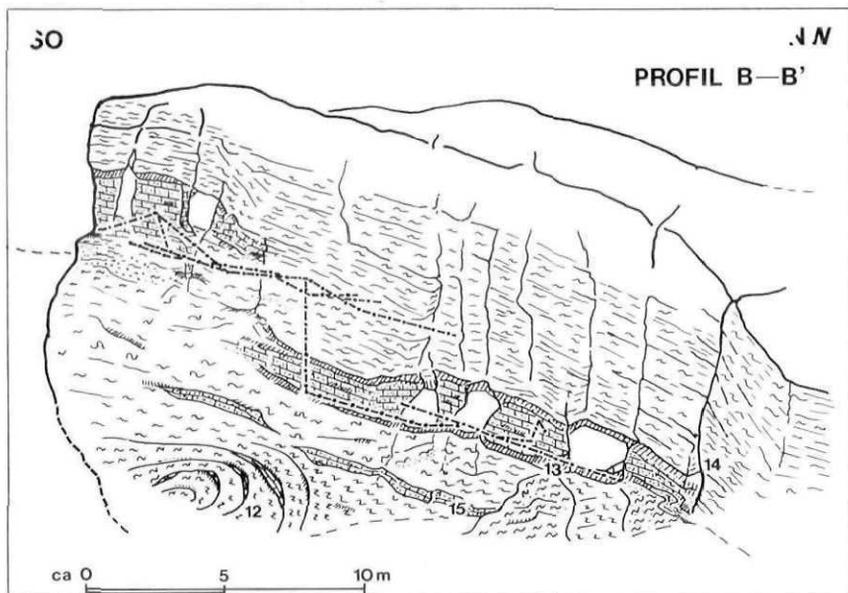


Abb. 4 b: Schematische Skizze des unteren Eingangsbereiches, entsprechend dem Schnitt B – B' in Abb. 2. Die strichpunktiertere Linien stellen die Höhlen-Meßzüge im Seitenriß dar. Die Ziffern 12–15 sind Entnahmestellen von Gesteinsproben: (12) unterlagernder, z. T. stark verfallener Gneis mit Einlagerungen von unterschiedlich mächtigen Quarziten, Marmoren (15) und Kalksilikaten (13). (14) Biotitgneis (Dach der Höhle)

Zone C. Dazwischen lagern Quarzite, Kalksilikatgesteine und Gneise derselben Schichtfolge.

Die Verbindung gelang über einen ca. 4 m tiefen Cañon, der entlang der Verschneidung dreier Klüfte, auch durch nicht verkarstungsfähige Gesteine, die untere Etage erreichte. Die z. T. leicht mäandrierende Ausformung des Cañons erfolgte wahrscheinlich durch ein kleines, ursprünglich oberflächliches Gerinne, das von der Hangseite her die Höhle durchfloß und den Kamp erreichte. Durch die fortschreitende Talabsenkung wurde die Höhle schließlich vollständig trockengelegt.

Die heute noch stattfindende Raumerweiterung, speziell nach Ausräumen der z. T. auffüllenden Sedimentlagen im Zuge der schon genannten Grabungen, findet einerseits durch begünstigte Bewetterung und Temperatur- und Luftfeuchtigkeitschwankungen, andererseits durch oxydierende, durchsickernde Oberflächenwässer (Gipsausblühungen) und biologische Auflockerung des Gesteinskornverbandes statt. Die dabei entstehenden Verwitterungsformen, die besonders gut im oberen Eingangsbereich zu beobachten sind, erinnern an die für isogranulare Gesteine typische „Wollsackverwitterung“. Durch die oberflächlich einwirkende Verwitterung, die besonders Kanten und Ecken abträgt, werden dabei auch härtere und weichere Schichten und Einlagerungen aus dem Gesteinsverband herausmodelliert. Am Beispiel der Graselhöhle ist somit gezeigt, daß bei günstigem Zusammenwirken geologischer, petrographischer und mineralogischer Gegebenheiten in bestimmten Geländesituationen auch in zum Teil nicht verkarstungsfähigen Gesteinen größere und für eine Kristallinformation ungewöhnliche Hohlformen entstehen können.

Literatur:

- Fuchs, G.* (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrb. Geol. B.-A. Wien*, 119, 45–61.
- Fuchs, G., & Matura, A.* (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jahrb. Geol. B.-A. Wien*, 119, 1–43.
- Fuchs, G., & Matura, A.* (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich, Kap. 3.1., pp. 121–143; in: „Der geologische Aufbau Österreichs“, Red. R. Oberhauser, *Geol. B.-A. Wien*, 699 S. Springer, Wien-New York.
- Hartmann, H. & W.* (1985): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 3. – Verlag: Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, 432 S.
- Kießling, F.* (1898): Eine Wanderung im Poigreiche. Verlag: Ferdinand Berger, Horn, 450 S.
- Kießling, F.* (1934): Beiträge zur Ur-, Vor- und Frühgeschichte von Niederösterreich und Südmähren, mit besonderer Berücksichtigung des niederösterreichischen Waldviertels. Roland-Verlag, Wien, 474 S.
- Matura, A.* (1977): Waldviertel. Arbeitstagung der Geol. Bundesanstalt 1977, 110 S. *Geol. B.-A. Wien*.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Die Höhle](#)

Jahr/Year: 1985

Band/Volume: [036](#)

Autor(en)/Author(s): Seemann Robert

Artikel/Article: [Über die Gesteine der Graselhöhle bei Rosenberg \(Niederösterreich\) 101-109](#)