

# Der Nasse Schacht bei Mannersdorf am Leithagebirge, NÖ (2911/21) – eine thermal beeinflusste Höhle am Ostrand des Wiener Beckens

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Nasse Schacht wurde 1965 bei Steinbrucharbeiten angefahren und vermessen. Bei der hier vorgestellten Neubearbeitung wurde festgestellt, dass es sich um eine Höhle mit thermaler Beeinflussung handelt. Die Gesamtganglänge beträgt 260 m, der Höhenunterschied 40 m. Die Höhle besteht aus einem kluftgebundenen Teil, der am tiefsten Punkt eine Wasseransammlung aufweist, sowie subhorizontalen labyrinthischen Teilen. Die Wasser- und Raumtemperatur beim tiefsten Punkt beträgt ca. 15,5 °C. Die Profile sind vermutlich phreatisch geprägt, wobei eine deutliche Überprägung durch Kondenswasserkorrosion festzustellen ist. Die Höhle fällt durch reichliche Pelsinterbildungen auf. Zudem gibt es – in deutlich geringeren Mengen – eine Vielfalt sekundärer Mineralisationen wie z.B. Aragonit, Calcit, Dolomit, Epsomit, Huntit und Hydromagnesit. Der Nachweis von Huntit ist der erste in einer österreichischen Höhle. Neben der erhöhten Temperatur konnten auch erhöhte Radon- und CO<sub>2</sub>-Werte gemessen werden. Die in der Höhle auftretenden Wässer sind aufgrund der Mineralisation „normale“ Sickerwässer und haben keine Ähnlichkeit mit den Thermalwässern der nahen Mannersdorfer Therme. Analysen der stabilen Isotopenzusammensetzung von Pelsintern zeigen Abweichungen von Werten einer geothermal unbeeinflussten Höhle und gewisse Ähnlichkeiten mit jenen aus Thermalhöhlen der Umgebung, die als leichte hydrothermale Prägung interpretiert werden.

## EINLEITUNG

In Österreich gibt es etliche Höhlen, die ihre Entstehung – oder zumindest eine Überprägung – hydrothermalen Aktivität verdanken. Eine Zusammenfassung über Genese und Besonderheiten von Hydro-

## ABSTRACT

**The Nasse Schacht near Mannersdorf am Leithagebirge, Lower Austria – a cave with thermal influence at the eastern margin of the Vienna Basin**  
The *Nasser Schacht* ('Wet Pit') was opened and surveyed in 1965 during quarry works. A recent study revealed a thermal influence of this 260 m long and 40 m deep cave. The central part developed along a fissure, with a water puddle at its deepest point, and subhorizontal labyrinthic parts are present as well. Water and air temperatures at the deepest point are ca. 15.5 °C. The galleries formed probably under phreatic conditions but condensation corrosion also played a significant role in speleogenesis. Striking features are coralloids and popcorn as well as various mineral efflorescences, including calcite, dolomite, aragonite, huntite, hydromagnesite, and epsomite. Huntite is here reported from an Austrian cave for the first time. Besides the high temperature also radon and CO<sub>2</sub> levels are elevated. The mineralization of the waters in the cave, however, indicates 'normal' seepage waters distinct from thermal waters of the nearby Mannersdorf thermal spring. Stable isotope analyses of the popcorn speleothems show slight deviations from the figures that could be observed in 'normal' caves and are interpreted as slightly hydrothermal.

## Lukas Plan

Inst. f. Geodynamik und Sedimentologie,  
Univ. Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien  
[lukas.plan@univie.ac.at](mailto:lukas.plan@univie.ac.at)

## Rudolf Pavuza

Karst- und höhlenkundliche Abteilung  
Naturhistorisches Museum Wien,  
Museumsplatz 1/10/1, 1070 Wien  
[speleo.austria@netway.at](mailto:speleo.austria@netway.at)

## Robert Seemann

Mineralogisch-Petrographische Abteilung  
Naturhistorisches Museum Wien,  
Burgring 7, 1010 Wien  
[robert.seemann@nhm-wien.ac.at](mailto:robert.seemann@nhm-wien.ac.at)

Eingelangt: 15. 5. 2006

Angenommen: 17. 7. 2006

endogenen Prozessen stammt und es sich bei den beteiligten Wässern in der Mehrzahl um aufsteigende handelt, werden sie in die Gruppe der sogenannten *hypogenic caves* gestellt (Dublyansky, 2000). Dies bedeutet, dass sie durch Prozesse und Kräfte „aus der Tiefe heraus“ entstanden sind, wodurch sie sich von den „normalen“ Karsthöhlen, die zumindest in Österreich meist durch Niederschlagswässer entstehen, die durch Versickerung in den Karstkörper gelangen, unterscheiden. Hydrothermal beeinflusste Objekte finden sich vereinzelt in ganz Österreich, wobei eine deutliche Häufung am Westrand des Wiener Beckens auffällt. Hier sind mit der *Eisensteinhöhle* bei Bad Fischau (1864/1) und der *Ursprungsquelle* bei Baden (1912/39) auch die bekanntesten Vertreter zu finden. Das Auftreten der Thermalwässer am Westrand des Wiener Beckens wird laut dem gängigen Modell von Wessely (1983) mit einer Zirkulation erklärt, wo Wäs-

ser aus den Kalkalpen in großer Tiefe erwärmt werden, am Leopoldsdorfer Bruchsystem aufsteigen und relativ oberflächennahe zurück zum Beckenrand strömen. Dort können sie an diversen kleineren Bruchsystemen an die Oberfläche treten.

Für den Ostrand des Wiener Beckens, wo ebenfalls einige Thermalquellen bekannt sind (z.B. *Bad-Deutsch-Altenburg*, *Mannersdorf* und *Leithaprodersdorf*, siehe Zötl & Goldbrunner, 1993), können bislang (abgesehen vom fehlenden ausgedehnten Einzugsgebiet) ähnliche Verhältnisse nur vermutet werden. Hier gibt es auch bei einigen weiteren Höhlen, z.B. am Hundsheimer Berg (*Günterhöhle*, 2921/2), Hinweise auf eine frühere hydrothermale Beeinflussung. Die in diesem Beitrag gezeigten neuen Untersuchungen im *Nassen Schacht* belegen die Existenz aktiver thermaler Beeinflussung von Höhlen auch am Ostrand des Wiener Beckens.

## ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

Neben dem riesigen aktiven Steinbruch der Fa. Lafarge/Perlmooser südlich von Mannersdorf am Leithagebirge gibt es etliche großteils inaktive Steinbrüche (Baxa-, Hausersteinbruch usw.; Abb 1). Bisher wurden in diesem Bereich 22 Höhlen in den Kataster aufgenommen, die durch den Abbau angefahren und zum Teil auch wieder abgetragen wurden (u.a. Fink et al., 1979; Plan, in Vorbereitung). Auch der *Nasse Schacht* (2911/21 a, b) wurde in einem kleinen

Steinbruch aufgeschlossen und von R. Siska auf befahrbare Maße ausgeräumt. Seine Vermessung und Aufnahme in den Kataster erfolgte 1965 (Siska & Stummer, 1965). Damals wurden die klufftgebundenen Teile bis zu einer Wasseransammlung am tiefsten Punkt vermessen, wobei der Wasserspiegel knapp 2 m höher gelegen sein dürfte als heute. Die Länge wurde mit 75 m und die Tiefe mit 36,5 m angegeben.

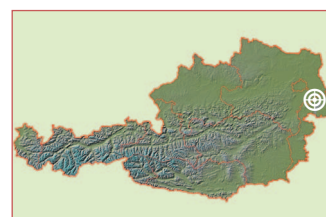
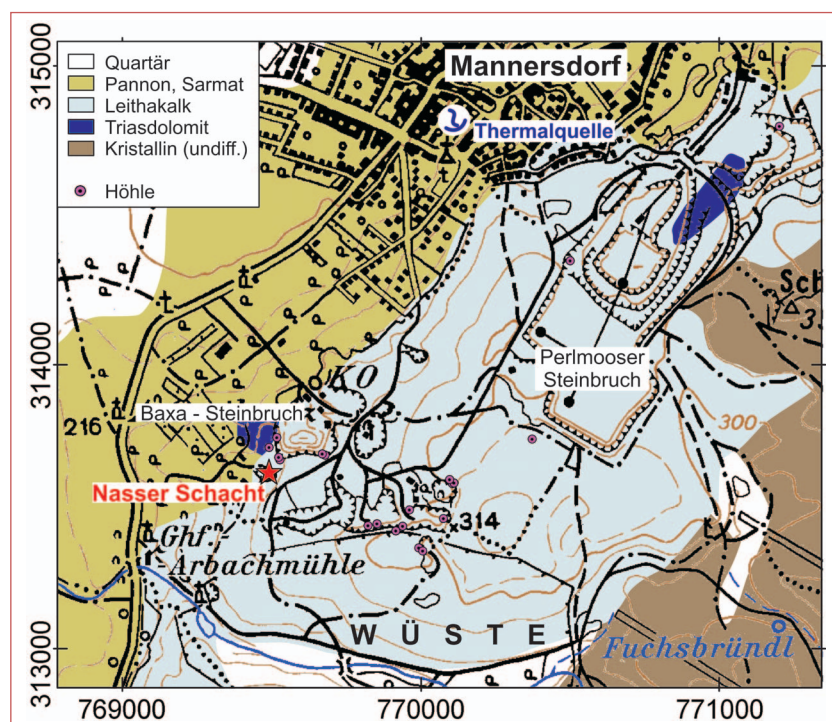


Abb. 1: Lage des Nassen Schachts. Geologie vereinfacht nach Geol. Karte 1:50.000, Blatt 78 (Herrmann et al., 1993); Koordinaten: Bundesmeldenetz.

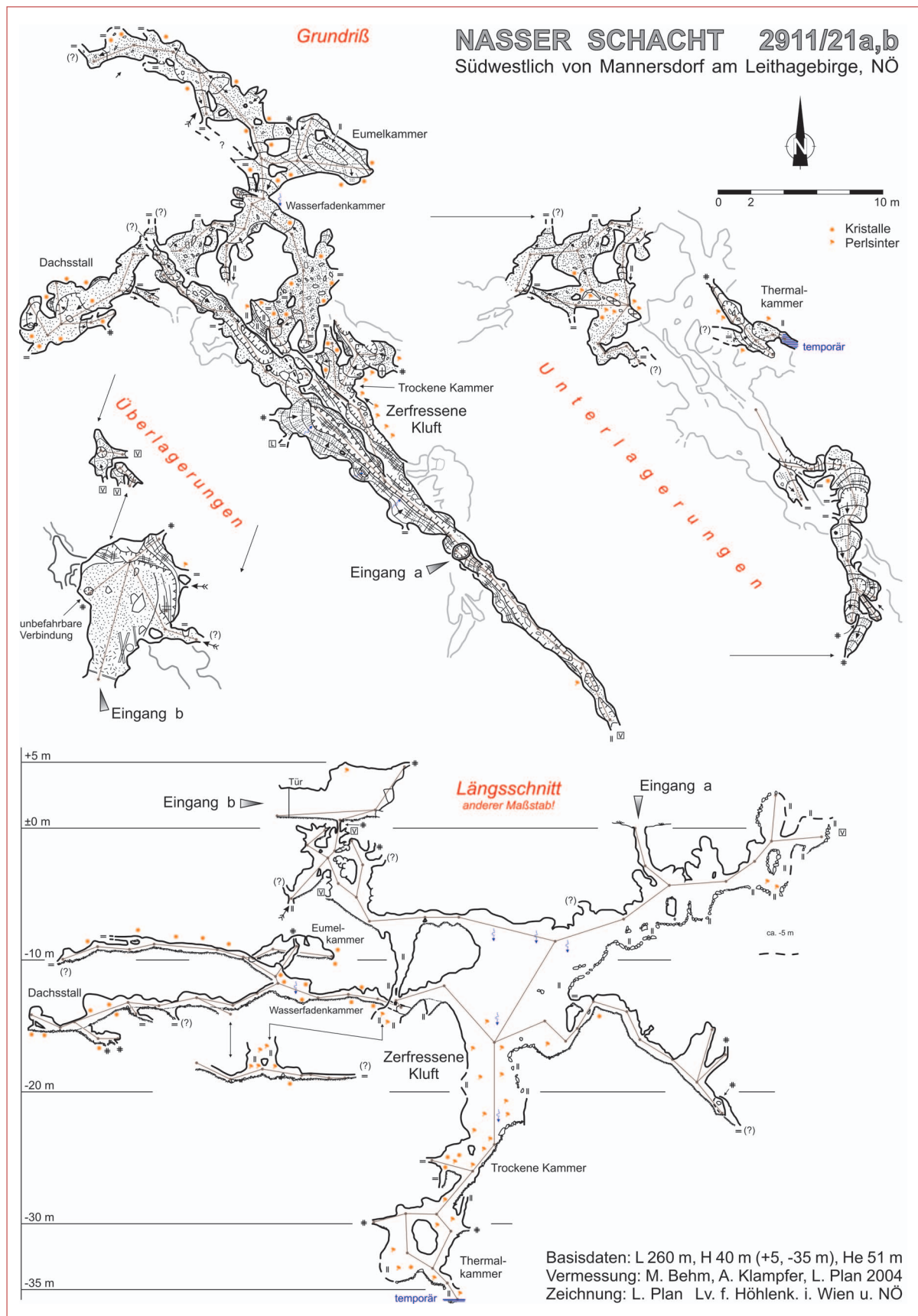


Abb. 2: Grundriß und Längsschnitt des Nassen Schachts.

Bei einem eher zufälligen Besuch der Höhle am 17.4.2004 durch M. Behm und L. Plan fielen die eigenartige Morphologie und die ungewöhnlich hohe Temperatur in den tiefen Teilen auf. Außerdem wurde an mehreren Stellen Neuland entdeckt, was eine Nachvermessung des Objektes notwendig machte. In 4 Fahrten, bei denen auch einige Engstellen erweitert wurden, konnte die Ganglänge mehr als verdreifacht werden. Die Höhle ist derzeit auch die mit Abstand

längste Höhle des Leithagebirges. Eine unbefahrbare Verbindung zu einem ehemals als Nebenhöhle (ohne Kat. Nr.) bezeichneten Raum wurde ebenfalls vermessen. Weitere 6 Fahrten dienten höhlenklimatischen Messungen und der Aufsammlung von Wasser-, Gesteins- und Mineralproben.

**Basisdaten:** L: 260 m, H: ±40 m (-35 m), He: 51 m, Sh: 242 m

## LAGE

Der Eingang öffnet sich in einem kleinen verwachsenen Steinbruch, der 1,5 km südwestlich von Mannersdorf (Sh: 218 m) bzw. 500 m nordwestlich des Gasthofs Arbachmühle liegt (Abb 1).

Die Höhle ist allerdings nicht frei zugänglich, da sie im Garten eines eingezäunten Privatgrundstücks liegt und der Eingang mit einer Stahlplatte abgedeckt ist.

## BESCHREIBUNG

Die Höhle besteht aus einem kluftgebundenen Teil, der am tiefsten Punkt eine Wasseransammlung aufweist, und zwei seitlich angelagerten subhorizontalen Teilen (Abb. 2).

Der kreisrunde, 0,6 m durchmessende Eingangsschacht (Abb. 3; Seil) führt 5 m leicht gewunden in die NW-SE verlaufende Hauptkluft. Gegen SE ist diese noch 12 m ansteigend verfolgbar, wobei einige unbefahrbar werdende Spalten nach oben und nach unten ziehen. In der Gegenrichtung bricht der Boden bald schachtartig in die sog. *Zerfressene Kluff* ab. Quert man diese (Abb. 4), so erreicht man hinter einer niederen Passage wieder einen kluftbetonten Teil, der von kleinen verschachtelten Kolken und Versturzböcken geprägt wird. Hier besteht die unbefahrbare Verbindung zum *Eingang b*.

Die *Zerfressene Kluff* selbst ist mäßig schwierig kletterbar und 25 m tief (Seil), wobei die oberen und die letzten Meter einen schrägen Boden bilden. Man gelangt in die *Trockene Kammer*, die allseitig Perlsinterbildungen und unbefahrbare Spalten aufweist (Abb 5). Ein steil abwärts leitender Gang führt quer von der Kluff weg und leitet in eine Erweiterung, die an einer Parallelkluff angelegt ist. Zwängt man sich hier senkrecht nach unten, so erreicht man die *Thermalkammer*, wo ein unbefahrbarer Spalt mit einer temporären Wasseransammlung den tiefsten Punkt der Höhle darstellt. Über eine aufwärts ziehende schmale Strecke ist ein Rundgang zur überlagernden Erweiterung gegeben.

5 m unter dem Schachtansatz wurden auf beiden Seiten der *Zerfressenen Kluff* neue Teile entdeckt. Nach SE führen enge Spalten und ein aufwärts leitender

Schluf in eine Kammer, wo sich 1 m mächtige Lehmablagerungen mit Lehmpolygonen befinden. Diese Kammer und die folgenden Teile sind nicht an die bisher raumbestimmende Kluff gebunden. Ein abwärts führender Kriechgang leitet zu einer erweiterten Engstelle. Dahinter befindet sich lediglich ein Raum, von dem unbefahrbar werdende Röhren nach oben und unten ziehen.

Den ausgedehnteren der beiden neuen Teile erreicht man durch Querung der *Zerfressenen Kluff* Richtung NW. Hinter einem Durchschlupf ist ein nach oben und unten unbefahrbarer Kluffraum ausgebildet. Hier beginnt ein weitgehend engräumiger, nicht kluftgebundener Höhlenteil, in dem seitlich immer



Abb. 3: Der bei Steinbrucharbeiten angefahrne Eingang.

L. Plan

wieder unbefahrbare Fugen ansetzen. Nach einer teilweise erweiteren Schlufstrecke gelangt man in die *Wasserfadenkammer*, von der mehrere Fortsetzungen weiterführen. Hier tritt bei und nach Regenfällen ein winziges Gerinne (~0,05 l/s) ein, das im Boden versickert. Eine Fortsetzung führt steil ansteigend zu einem horizontalen Teil, dem am Beginn rechts die *Eumelkammer* mit eigenartigen Deckenformationen (Abb. 6) angelagert ist. Der nach NW ziehende Schluf- und Kriechgang endet nach 13 m unbefahrbar nieder.

Von der *Wasserfadenkammer* zieht ein Schluf abwärts, und man gelangt zu einer weiteren Verzweigung. Nach SW leitet eine einigermaßen geräumige Strecke (Abb. 7) in den *Marderstall* mit mächtigen Lehmablagerungen mit Lehm Polygonen und zwei kurzen Schluffortsetzungen. Nach SE führt ein Schluf

in einen niederen Raum. Dieser steht unbefahrbar mit der *Wasserfadenkammer* und dem *Marderstall* sowie über einen Kluftschlot mit dem Beginn dieses Höhlenteiles in Verbindung. In einem gewunden nach SE ziehenden Schluf blieb ein Ausräumen des Sediments erfolglos.

Der *Eingang b*, der ehemals mit einer Holztür versehen war, leitet lediglich in einen als Keller und Waschküche genutzten Raum mit 5 m Durchmesser und 4 m Höhe, der geringfügig erweitert und eingeebnet wurde. Der Großteil der Wände ist natürlich und weist Kolke und etwas Perlsinter auf. In einem erweiterten Loch im Boden konnte zu den bereits beschriebenen Teilen durchgemessen werden. Der Deckenbereich stellt mit +5 m den höchsten Punkt der Höhle dar.

## GEOLOGIE

Die tieferen Teile der Höhle liegen in hell- bis dunkelgrauen, teilweise graubläulichen, schwach metamorph überprägten triassischen Dolomitgesteinen (Anis, ~240 Ma) des Unterostalpins (Semmering-Wechsel-System). Gegen das Hangende ist der Dolomit immer stärker zertrümmert und bildet eine sedimentäre (?) monomikte Brekzie. Der mittlere Abschnitt der Höhle mit den neuentdeckten subhorizontalen Teilen ist in diesem Niveau ausgebildet. Darüber ist sehr schön die Transgression (Meeresüberflutung) zur Zeit des Badeniums nachzuvollziehen. Ein Transgressionskonglomerat mit wechselnder Mächtigkeit wurde an einem ehemaligen Meeresstrand abgelagert. Die zum Teil gut gerundeten und

oft mehrere Dezimeter großen Strandgerölle aus Triasdolomit zeigen gelegentlich schöne herausgewitterte Steinkerne von Bohrmuscheln (*Lithophaga sp.*), die ihre Wohnhöhlen in die Gerölle ätzten (Abb. 8). Die Eingänge und die oberen Teile der Höhle liegen im Leithakalk (Badenium, ~15 Ma), der sehr rein ist (97-98 % CaCO<sub>3</sub>; Fencl, 2005) und großteils aus Lithothamnien (Kalkrotalgen) besteht. Weiters konnte ein 17 mm großer Schneidezahn einer Brasse (*Diplodus jomnitanus*, Valenciennes, 1844) aus dem Kalk geborgen werden. Im benachbarten Baxa-Steinbruch wird Dolomit gewonnen und in den umliegenden Steinbrüchen Leithakalk zur Zementerzeugung sowie als Bau- und Dekorstein abgebaut.



Abb. 4: Der kuppelartige Deckenbereich der Zerfressenen Kluft ist von vielen Kolken und Lehmablagerungen geprägt. L. Plan



Abb. 5: Die Trockene Kammer ist vollständig mit Pelsinter überzogen. Die weißen Krusten bestehen großteils aus Huntit. L. Plan



Abb. 6: Eumelkammer mit elefantenfußartiger Deckenformation (links) und stark verwitterter Oberfläche der Dolomitbrekzie. L. Plan

## MORPHOLOGIE UND KLASTISCHE SEDIMENTE

Thermalhöhen sind oft durch besondere Raumformen charakterisiert (z.B. Audra, 2002; Dublyansky, 1995, 2000, 2005). Einige Höhlenteile weisen besonders charakteristische morphologische Formen auf. Die Decken der *Zerfressenen Kluft* und von Passagen des nördlichen Horizontalteils werden zum Teil von runden, blasenähnlichen Kolken charakterisiert. In einigen Abschnitten (z.B. oberhalb der *Wasserfadenkammer*) sind bizarre dreidimensionale Minilabyrinth ausgeprägt, von denen nur wenige Strecken befahrbar sind. Sie ähneln der in der Fachliteratur (z.B. Lauritzen & Lundberg, 2000: 418) als „*Spongework*“ bezeichneten Morphologie.

Vor allem in den Horizontalteilen, aber auch über der *Thermalkammer* sind die Wände stark verwittert. Diese Teile weisen häufig markante Kolke und Deckenformationen auf (Abb. 4, 6, 7). Unterhalb findet sich oft eine einige Zentimeter dicke Schicht der hellen sandig-grusigen Verwitterungsprodukte, die auf dem aquatisch transportierten Lehm liegen. Die Gesteinsoberfläche ist teilweise bis in eine Tiefe von 2 bis 3 cm äußerst porös und weich. Ein Vergleich der verwitterten Oberflächen (Probe N4, vgl. Tab. 1) und des intakten Dolomitgesteins 3 – 4 cm darunter (N5) zeigte im Mineralbestand nach Röntgendiffraktometeruntersuchungen kaum signifikante Unterschiede. Beide Proben bestehen hauptsächlich aus



Abb. 7: Raumform im Marderstall. Auch hier ist die Oberfläche stark verwittert. Im Vordergrund sind diverse Mineralausblühungen auf dem Höhlenlehm zu erkennen. L. Plan



Abb.8: Die mit Sand gefüllten, in das Dolomitgeröll geätzten Wohnhöhlen der Bohrmuschel (*Lithophaga* sp.) sind widerstandsfähiger und bleiben als Steinkerne erhalten. L. Plan



Abb. 9: Längliche, subhorizontal wachsende Persinterbildungen mit bis zu 5 cm Länge. L. Plan

Dolomit mit einem geringen Anteil an Calcit und gerade noch nachweisbaren Mengen an Glimmer (Muskovit, Illit). Die Probe vom verwitterten Gestein (N4) zeigt lediglich etwas mehr Calcit. Ein sehr geringer Anteil an röntgenographisch nicht nachweisbaren Fe-Oxiden bzw. -Hydroxiden ist vermutlich für die schwache Ockerfärbung des Pulvers bzw. für die oft kräftige Färbung der Höhlenwände (Abb. 6 & 7) verantwortlich. Eine ähnliche Oberflächenverwitterung wurde in alpinen und dinarischen Höhlen von Zupan-Hajna (2003) genau untersucht. Das Phänomen wird als *incomplete solution* beschrieben, wobei auch hier mineralogisch nur geringe Unterschiede zwischen den Ausgangsgesteinen und dem Verwitterungsmaterial nachweis-

bar waren und lediglich die Porositäten stark erhöht sind.

An Feinsedimenten sind hauptsächlich dunkelbraune bis rötliche allochthone Lehme zu nennen, die noch nicht genauer untersucht wurden. Im Anschnitt erkennt man, dass diese zum Teil Mächtigkeiten bis über 1 m aufweisen. Diese Ablagerungen sind in einigen Kolken bis in die obersten Teile der Höhle erhalten. An mehreren Stellen sind Lehmpolygone ausgebildet. Eher graue, rezent wirkende Lehmüberzüge an den Wänden und den vermutlich aus Aerosolen entstandene Persinterbildungen in der *Thermalkammer* dürften von rezenten Wasserspiegelschwankungen (ca. +3 m) stammen, was auch ein Vergleich mit dem Plan von Siska & Stummer (1965) nahe legt.



Abb.10: Pilzartige Persinter aus dem 60 m entfernten Baxatunnel I (2911/62), wie sie auch im Nassen Schacht vorkommen (Bildbreite ~12 cm). L. Plan



Abb. 11: Aragonitkristallbildungen mit Calcit und möglicherweise anderen Ca-Mg-Abscheidungen. (l.u.: tote Gelse? als Größenvergleich). L. Plan

## MINERALOGIE DER SPELÄOTHEME

Die Höhle ist sehr reich an diversen Perlsinterformen und z.T. ungewöhnlichen Mineralneubildungen, die aus Aerosolen, dünnen Oberflächen-Wasserfilmen oder Porenwässern entstanden. Speläotheme, die aus tropfenden oder leicht fließenden Wässern entstehen, wie Tropfsteine und Boden- bzw. Wandsinter sowie unter Wasser entstandene Mineralneubildungen fehlen. Vor allem die tieferen Teile weisen großflächige Perlsinterbildungen (Abb. 5) auf, wobei die „Perlen“ an einigen Stellen (Durchstieg zur Trockenen Kammer) auffallend länglich sind (Abb. 9) oder pilzartige Aggregate mit bis zu 10 cm Durchmesser (Abb. 10) bilden. In den meisten Räumen sind die Perlsinter- und Mineralbildungen auf die unteren Wandpartien der Räume beschränkt.

Tab. 2: Im Nassen Schacht bis jetzt nachgewiesene Mineralvergesellschaftung

Name	Formel	Ks
Calcit	Ca (CO <sub>3</sub> )	trig.
Mg-Calcit	(Ca, Mg) (CO <sub>3</sub> ) Mg-Gehalt bis ca. 2-4%	trig.
Dolomit	Ca Mg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	trig.
Fe-Dolomit	Ca (Mg,Fe) (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	trig.
Aragonit	Ca (CO <sub>3</sub> )	rh.
Huntit	Ca Mg <sub>3</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub>	trig.
Hydromagnesit	Mg <sub>5</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub> (OH) <sub>2</sub> • 4H <sub>2</sub> O	mon.
Epsomit	Mg SO <sub>4</sub> • 7H <sub>2</sub> O	rh.
Quarz	SiO <sub>2</sub>	trig.

Erläuterung: Ks = Kristallsystem.

Tab. 1: Mineralbestand von anstehendem Gestein, Sinterbildungen und Ausblühungen im Nassen Schacht.

Probe	Material und Position	Fundort	ggf. Klimadaten	Mineralbestand	Abb.
N1	Pilzartiger Perlsinter (70 mm Durchmesser)	Trockene Kammer		<b>Calcit</b> , Aragonit*	
N2	weiße feink. Kruste auf Perlsinter	Trockene Kammer		<b>Huntit</b> *	
N3	Perlsinter	Trockene Kammer		<b>Calcit</b> , Aragonit	
N4	stark verwitterte Dolomitmikrobrekzie: Oberfl. bis 10 mm Tiefe	Eumelkammer	trocken	<b>Dolomit</b> , Calcit, (Muskovit, Illit)*	
N5	nicht verw. Dolomitbr.: 30-40 mm unter der Oberfläche	Eumelkammer	(frisch angeschlagen)	<b>Dolomit</b> , Calcit, (Muskovit, Illit)*	
N6	weiße krist. Kruste auf Perlsinter	Wasserfadenkammer	trocken	<b>Calcit</b> , Aragonit *	
N8	weiße nadelige Kristalle, Ausblühung auf Lehm	Marderstall	trocken	<b>Aragonit</b> , Calcit, Dolomit*	
N9	Dolomitgestein, anstehend	nördlicher Teil		<b>Dolomit</b> , Calcit	
N10a	weiße feink., knollige Kruste auf Perlsinter, Matrix der Knollen feinstkörnig, dicht	Trockene Kammer südl. Wand, ~0,7 m über Boden	geringe Beeinflussung durch gelegentliche Spritzwässer	<b>Huntit</b> *	
N10b	weiße feink., knollige Kruste auf Perlsinter, Matrix der Knollen feinstkörnig, glasig	Trockene Kammer südl. Wand, ~0,7 m über Boden	geringe Beeinflussung durch gelegentliche Spritzwässer	<b>Dolomit</b> *	
N11	weiße feink., lockere Kruste auf Perlsinter ~1,5 m über Boden	Trockene Kammer östl. Wand,	gelegentlich Kondenswasser	<b>Hydromagnesit</b> *	12
N12	weiße feinkörnige, erdige Kruste auf dünner Sinterschicht ~2,5 m über Boden	Trockene Kammer in Deckenkolk,	gelegentlich Kondenswasser	<b>Huntit</b> *	13
N13	dünner, weißer, pulveriger Belag auf Perlsinter	Trockene Kammer südl. Wand, ~1,0 m über Boden	gelegentlich Spritz- und Kondenswasser	<b>Huntit</b> auf Calcit*	
N14	Perlsinter, gelblich, matt	Trockene Kammer nordöst. Wand	gelegentlich Spritzwasser	<b>Calcit</b> *	
N15	weiße feinkörnige bis nadelige Krusten auf Lehm	Durchstieg zur Wasserfadenkammer	trocken	<b>Calcit</b> , (Aragonit)*	
N16	weiße lockere Kruste auf Perlsinter	Durchstieg zur Wasserfadenkammer, Decke	trocken	<b>Huntit</b> , (Calcit), (Quarz)*	14



N17	weiße, feinkristalline lockere Kruste auf Perlsinter	Eumelkammer, Block am Boden	trocken	<b>Huntit</b> , (Calcit)*	15
N18	weiße feinkörnige bis nadelige Krusten auf Blöcken	Eumelkammer, Block am Boden	trocken	<b>Calcit</b> , (Aragonit)*	
N19	weiße feinkörnige bis nadelige Krusten auf Blöcken	Eumelkammer, Block am Boden	trocken	<b>Calcit</b> , (Aragonit)*	
N20	weiße feinkristalline Kruste auf Dolomitgestein	Dachsstall Wand	trocken	<b>Calcit</b> *	
N21	weißer feinfaseriger Kristallrasen auf Lehm	Dachsstall Boden	trocken	<b>Aragonit</b> , Mg-Calcit**, (Epsomit)*	16
N22a	weißer feinfaseriger Kristallrasen auf Lehm	Dachsstall Boden Basiskruste	trocken	<b>Calcit</b> *	
N22b	weißer feinfaseriger Kristallrasen auf Lehm nadelige Ausblühung	Dachsstall Boden	trocken	<b>Aragonit</b> , (Mg-Calcit)***, (Fe-Dolomit)*	17

Erläuterung: **fett** – Hauptmenge, normal – Nebenmenge, (eingeklammert) – geringe Mengen;  
\*Messungen mit XRD, \*\* mit REM/EDS

An vielen Stellen (*Wasserfadenskammer*, *Marderstall*, *Eumelkammer*, *Trockene Kammer*) treten die charakteristischen bergmilchartigen Mineralisationen auf. In Tabelle 1 sind die Proben und die entsprechenden Mineralvergesellschaftungen, die mittels Röntgendiffraktometer (XRD) oder

Röntgenspektrometer (EDS) im Rasterelektronenmikroskop (REM) analysiert wurden, aufgelistet. Tabelle 2 gibt einen Überblick über die identifizierten Minerale. Manche dieser Bildungen zeigen auch makroskopisch schöne Kristallformen (Abb. 11).

## HUNTIT UND SEINE MINERALPARAGENESEN IM NASSEN SCHACHT

Huntit gehört in die Mineralgruppe der Mischcarbonate (Doppelsalze), deren Hauptvertreter der Dolomit  $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ , der Ankerit  $[\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2]$  und der Kutnahorit  $[\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2]$  sind. Da sie demselben trigonalen Kristallsystem angehören, sind auch untereinander fast alle Mischungsverhältnisse möglich. Das mit Abstand häufigste Mineral davon ist der Dolomit.

Eine – wenn auch dem Dolomit chemisch sehr ähnliche – weitaus seltenere Abart stellt hingegen der Huntit dar. Im Vergleich zum Dolomit besitzt er, entsprechend seiner chemischen Formel  $[\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4]$ , einen deutlichen Überhang an Magnesium.

Huntit ist ober Tag in vielen verschiedenen, meist sedimentären Entstehungsmilieus vertreten. Hervorzuheben sind dabei evaporitische Ablagerungen in Flachwasserzonen, im Überschneidungsgebiet von dolomitischen Karstformationen, Magnesit und verwitterten Serpentiniten oder basischen vulkanischen Gesteinen (Yavuz et al., 2006).

In Höhlen wird Huntit nur relativ selten beobachtet (Hill & Forti, 1997). Es sind meist unauffällige weiße bis schwach gelbliche feinkörnige Krusten, Ausblühungen oder amorph aussehende erdige Ablagerungen auf Sinter, Höhlenwänden oder Höhlensedimenten. Huntit ist mit freiem Auge kaum von den anderen

bergmilchartigen Ausscheidungen zu unterscheiden. Die Bildung von Huntit als Sekundärmineralisation im Rahmen der großen Gruppe der wasserhaltigen bis wasserfreien Ca- und/oder Mg-Carbonate (z.B.: Calcit, Aragonit, Dolomit, Hydromagnesit, Nesquehonit oder Lansfordit) in Höhlen wird meist in Zusammenhang gebracht mit der schrittweisen Anreicherung von Mg in den Restlösungen und der (periodischen) Verdunstung von Mg-reichen carbo-

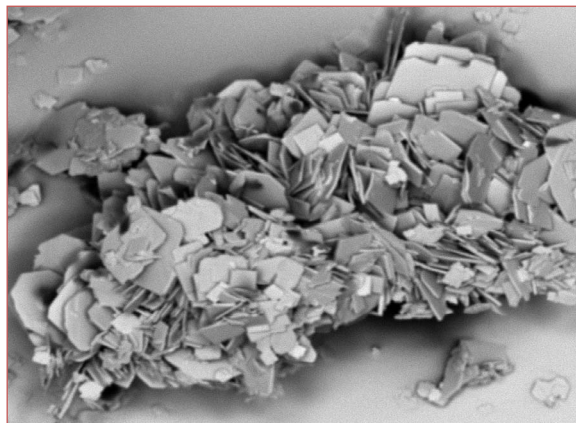


Abb.: 12 (Probe N11) monokline Hydromagnesitblättchen (Bildbreite: 0,13 mm). Rasterelektronenmikroskop (REM)-Foto: F. Brandstätter (Naturhistorisches Museum, Wien)

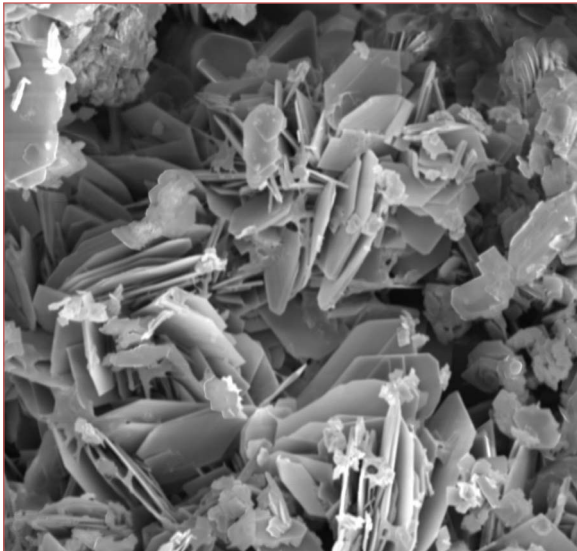


Abb. 13: Probe N12: trigonale Huntitblättchen (Bildbreite: 0,16 mm).  
REM-Foto: F. Brandstätter (NHM)

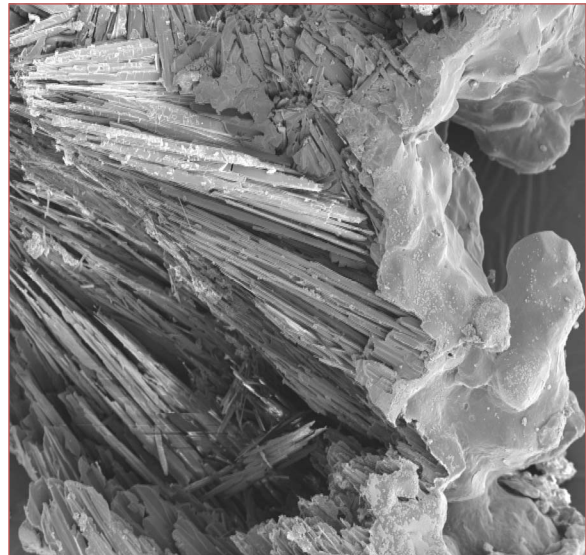


Abb. 14: Probe N16: dünne feinkörnige Calcitkruste auf Huntit-Lamellen (Bildbreite: 1,3 mm).  
REM-Foto: F. Brandstätter (NHM)

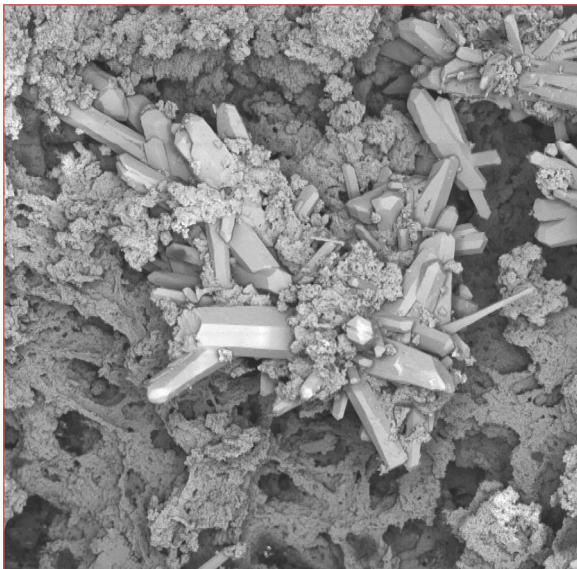


Abb. 15: Probe N17: sekundäre Calcitkristalle auf feinkörniger, zelliger Huntitmatrix (Bildbreite: 1,5 mm).  
REM-Foto: F. Brandstätter (NHM)



Abb. 16: Probe N21 sekundäre feinkörnige Calcitaggregate auf Aragonitnadeln (Bildbreite: 1,5 mm).  
REM-Foto: F. Brandstätter (NHM)

natischen Lösungen bei den unter Tag üblichen Klimabedingungen (Fischbeck, 1981; Seemann, 1987; Tietz, 1988; Niggemann et al., 1997 oder Seemann et al., 1999).

Die vorliegenden Proben wurden mit dem Mikroskop, Rasterelektronenmikroskop (zum Teil mit EDS) und mit dem Röntgendiffraktometer untersucht. Nach den vorliegenden Ergebnissen (Tab. 1) kann der Nasse Schacht als weiterer charakteristischer Fundpunkt von Huntit in einer Karsthöhle gewertet werden. Die wichtigen Voraussetzungen - wie reichlich vorhandenes Dolomitgestein im Anstehenden und

nur geringe Durchflussmengen an Karstwässern - sind jedenfalls gegeben.

Nach dem bis jetzt vorliegenden Probenmaterial, den Berichten von den Entnahmestellen und speziell nach den Beobachtungen mit dem Rasterelektronenmikroskop kann vorläufig von folgenden Paragenesen und Abscheidungssequenzen (Gruppierungen) ausgegangen werden:

Im ersten Schritt findet die Ausscheidung von Calcit (Kalksinter, Perlsinter) und/oder Aragonit (Ausblühungen) statt (Abb. 9, 10, 11). Die Restlösungen sind dann soweit angereichert an Mg, dass es im zweiten

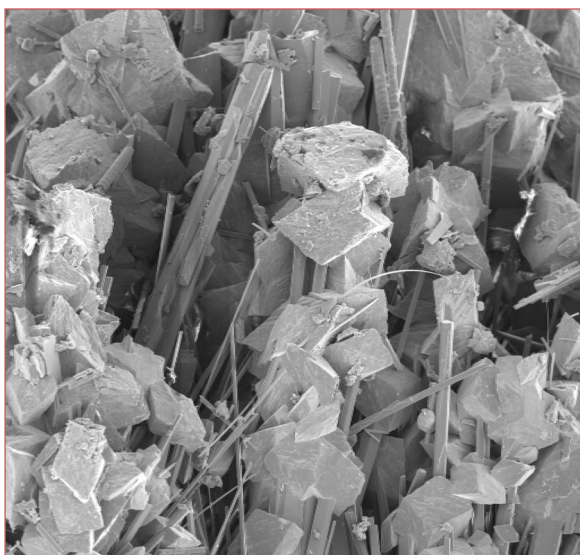


Abb. 17: Probe N22: sekundäre, schwach Magnesium haltige Calcitthomboeder auf Aragonitnadeln. (Bildbreite: 1,0 mm).  
REM-Foto: F. Brandstätter (NHM)

Schritt durch Verdunstung, vermutlich während periodischer Trockenphasen in der Höhle, direkt am Perlsinter zur Ausscheidung von Huntit kommt (Abb. 5, 13). In feuchteren Abschnitten der Höhle mit geringer Verdunstungsrate auch auf Perlsinter bildet sich Hydromagnesit (Abb.12).

Nach Beobachtungen an den von den Ausblühungen orientiert entnommenen Mikroproben kommt es in der dritten Phase – je nach vermutlich variabler, ebenfalls periodischer Lösungszufuhr – zu weiteren Ausscheidungen, einerseits Calcit (Kruste) auf Huntit (Abb. 14: Probe N16), andererseits Dolomit auf Huntit (Probe N10), wobei der Dolomit als fast glasig trans-

parente (manchmal auch schwach rötlich bis gelbliche) dünne Kruste auf einer eher lockeren feinkristallinen knolligen Huntitlage sitzt. Der hier ebenfalls zu erwartende Magnesit konnte bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden.

Nach den vorliegenden Proben tritt in einer weiteren Abscheidungsphase (wieder aus vermutlich örtlich unterschiedlichen Restlösungen) in winzigen Mengen neuerlich Calcit auf, entweder idiomorph auf lockerer Huntitmatrix (Abb. 15, Probe N17) oder knollig auf Aragonitnadeln (Abb. 16, Probe N21). In der Probe N22 konnte, auch auf nadeligem Aragonit, Mg-Calcit mit XRD und REM/EDS bestimmt werden (Abb.17). Zumindest röntgenografisch gab es in der Probe auch Hinweise auf geringe Mengen Fe-haltigen Dolomit. Wegen der Kleinheit der Probe war vorerst eine Zuordnung zu konkreten Einzelkristallen nicht möglich. Auch Quarz war in einer Probe (N16) röntgenografisch festzustellen. Ob es sich dabei um detritäres Material oder um eine tatsächliche Neubildung handelt, ist noch zu klären. In Polyak & Güven (2004) wird jedenfalls auch über (z.T. amorphe) Silikate und auch über Quarzkriställchen als Neubildung in Huntit-Paragenesen in Höhlen berichtet.

In Ergänzung der sekundären, carbonatischen Abscheidungen waren in Probe N21 auch kleine Mengen an sulfatischen Mineralisationen festzustellen. Interessanterweise ist es aber kein Gips, sondern – offensichtlich dem Mg-Überhang in der Restlösung entsprechend – nur Epsomit. Auf Grund seiner sehr guten Löslichkeit ist eine Auskristallisation bzw. Beständigkeit an ein eher trockenes Milieu gebunden.

## ISOTOPENUNTERSUCHUNGEN

In der Literatur finden sich Überlegungen (z.B. Ford, 1989 sowie Bakalowicz et al., 1989), dass die stabilen C- und O-Isotope aus Calciten Hinweise auf eine hydrothermale Genese geben können. So liegen die Werte der nordamerikanischen sowie vor allem der ungarischen Warmwassercalcite und –travertine in ganz bestimmten, relativ eng begrenzten Abschnitten des  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ -Diagramms (Abb. 18). Dublyansky (2000: 296) gibt für Calcite aus Höhlen im Übergang zum Hydrothermalkarst folgenden Bereich an:  $\delta^{18}\text{O}$  –15 bis –8 ‰ VPDB und  $\delta^{13}\text{C}$  –9 bis –2 ‰ VPDB. Die untersuchten Proben aus dem Nassen Schacht fallen, wenn auch nur marginal, in diesen Übergangsbereich.

Die Werte aus dem Nassen Schacht der Proben N1 und N3 (Tab. 3) plotten jedenfalls eindeutig außer-

halb des Bereiches „deutlich“ hydrothermal beeinflusster Calcite (wie jene aus dem Budapester Gebiet), betrachtet man indessen die Werte von Untersuchun-

Tab. 3: Isotopenwerte (‰ VPDB) von Perlsintern aus dem Nassen Schacht. (Analyse: C. Spötl; Proben Nr. siehe Tab. 1.)

Probe	Position	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
N1aA	Spitze	-9,15	-8,58
N1aB	Spitze	-8,72	-8,79
N1bA	Basis	-7,46	-9,17
N1bB	Basis	-4,79	-8,03
N3aA	Spitze	-7,31	-8,53
N3aB	Spitze	-8,00	-8,94

gen der stabilen Isotopen von Höhlensintern aus potentiell thermal beeinflussten Höhlen aus dem Umfeld des Nassen Schachts im Bereich des Wiener Beckens (Günterhöhle bei Hundsheim, 2921/2 und Brunnenhöhle bei Bad Vöslau, 1911/8) zusammen mit einem rezenten aktiven Sinter aus der geothermal unbeeinflussten Hermannshöhle (2871/7), so zeigt sich, dass die Werte für den Nassen Schacht jenen der fossilen Sinter der Brunnenhöhle ähnlich sind. Diese Höhle mit Tropfsteinen eemzeitlichen Alters (Pavuza, 1988) weist aufgrund der Nähe zu den geothermal wirksamen Randbrüchen des südlichen Wiener Beckens gegenüber dem Jahresmittel der Außenluft schwach erhöhte Lufttemperaturen von ca. 11,5 °C (eigene Messungen) auf. Die Isotopenwerte für Kaltwassertravertine aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen bei Hohenberg (eigene Messungen) liegen indessen – zum Vergleich – zwischen jenen der

Hermannshöhle und jenen aus der Brunnenhöhle und dem Nassen Schacht ( $\delta^{18}\text{O}$ : ca.  $-8,5$  ‰,  $\delta^{13}\text{C}$ :  $-8$  bis  $-10$  ‰ VPDB) und fügen sich somit gut in die Abfolge.

Man kann demnach die bisher untersuchten Sinterbildungen aus dem Nassen Schacht genetisch zwar nicht eindeutig und unmittelbar hydrothermalen Phänomenen zuordnen, es ist allerdings anzunehmen, dass bei vergleichsweise nur schwach hydrothermal beeinflussten Karstgebieten wie im vorliegenden Fall die Isotopeneffekte erwartungsgemäß weniger deutlich zum Tragen kommen.

Der angeführte Bereich der Isotopenwerte von Sintern geothermal beeinflusster Höhlen geringer Seehöhe im gemäßigten Klima darf aber zweifellos nicht generell als Beweis für die hydrothermale Genese von Sintern unterschiedlicher Höhenlagen und Klimazonen angewendet werden.

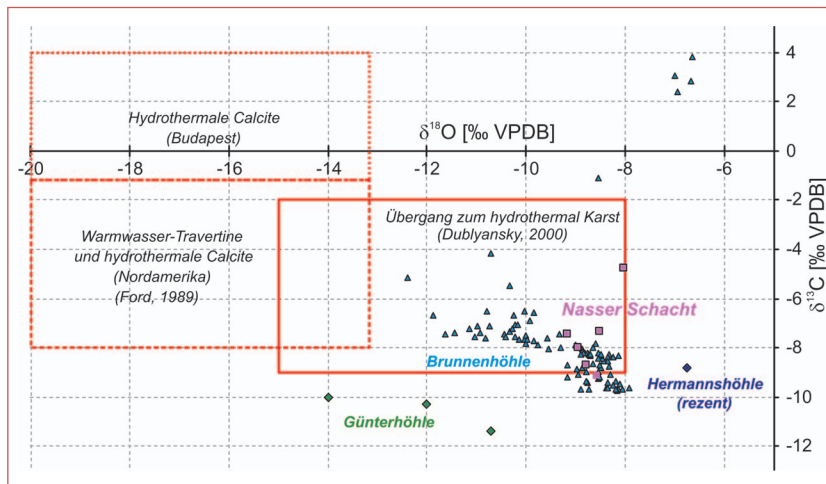


Abb. 18: Stabile Isotope ( $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$ ) von Speläothemen aus Höhlen im Umfeld des Wiener Beckens (Analysen: C. Spötl, Univ. Innsbruck und R. Pavuza) sowie als Rechtecke dargestellte Literaturwerte von hydrothermal geprägten Sintern.

## METEOROLOGIE UND HYDROLOGIE

Das auffälligste Merkmal der Höhle ist die gegenüber dem Jahresdurchschnitt der Außenluft, der (durch Interpolation der benachbarten Stationen ermittelt) etwas unter 9 °C liegt, deutlich erhöhte Temperatur. Ein Temperaturdatenlogger, der im Wasserbecken der *Thermalkammer* vom 4.5. bis 12.6.2004 deponiert wurde, maß einen Durchschnittswert von 15,6 °C mit Schwankungen zwischen 15,4 und 15,8 °C. Um die Verhältnisse genauer zu erfassen, wurden von 20.2. bis 3.4.2005 drei Temperaturlogger (Auflösung 0,25 °C) in der Höhle und einer außerhalb angebracht (Abb. 19). Die Außentemperatur wurde nahe beim Eingang an einem schattigen Punkt 2 m über dem Boden erfasst und zeigt ein breites Spektrum von  $-9,8$  bis  $23,8$  °C bei einem Mittelwert von  $2,9$  °C. Die Tem-

peraturen in der Höhle waren dagegen äußerst stabil und zeigten keine messbare Beeinflussung durch die Außenwerte: In der *Thermalkammer* ( $-35$  m unter dem Eingang) herrschten sehr ähnliche Bedingungen wie bei der ersten Messung, obwohl während der Messung die Wasseransammlung trocken fiel, mit  $15,5$  °C (Min:  $15,1$ ; Max:  $15,6$ ). In der Trockenen Kammer ( $-26$  m) herrschte eine durchwegs konstante Temperatur von  $12,8$  °C. Leichte Schwankungen wurden in der *Wasserfadenkammer* ( $-13$  m) zwischen  $10,8$  und  $11,8$  aufgezeichnet, wobei auffällt, dass die niederen Temperaturen eher bei höheren Außentemperaturen auftraten.

Erstaunlich ist der deutliche Temperatur-Tiefen-Gradient aus den drei Mittelwerten der Höhle und dem

Außenjahresmittel, der 18,8 °C pro 100 m beträgt (Abb. 20) und deutlich höher ist als in der Eisensteinhöhle (1864/1).

Zum Vergleich: Die Thermalquelle in Mannersdorf weist eine Temperatur von 22,8 °C auf (Hacker & Zötl, 1993). In einem 130 m WNW der Höhle und 1 m tiefer gelegenen und bis zur Wasseroberfläche 7,5 m tiefen Brunnen, der im sarmatischen(?) Tonmergel liegt, wurde bei einer Außentemperatur um den Gefrierpunkt eine Wassertemperatur von 12,1 °C gemessen. Leichte Wetterführung ist in der Höhle nur in den oberen Bereichen, die mehrere unbefahrte Tagöffnungen haben, festzustellen. In den tiefen Teilen, im Gang oberhalb der *Thermalkammer*, ist eine zirkulierende Luftströmung mit einem kalten abwärts gerichteten und einem warmen aufwärts ziehenden Luftstrom entlang der Decke zu bemerken.

Ein weiteres Charakteristikum von potentiellen Hydrothermalhöhlen am Rande des Wiener Beckens dürften deutlich erhöhte Radonwerte ( $^{222}\text{Rn}$ ) in der Luft (Pavuza, 1995) sein. Eine Radonmessung in der *Thermalkammer* mittels Kodalpha-Radondosimeter (Fa. GT-Analytic, Innsbruck) vom 04.05. – 12.06.2004 ergab einen Durchschnittswert von  $5050 \pm 147 \text{ Bq/m}^3$ . Ein Rn-Logger (Radim-5, GT-Analytic, Innsbruck) der vom 20.2. – 3.4.2005, an der gleichen Stelle deponiert war, zeichnete einen Durchschnittswert von 1007 mit Spitzen bis  $5862 \text{ Bq/m}^3$  auf (Abb. 19). Es ist zwar zu

erkennen, dass vor allem bei tiefen Temperaturen ( $<10^\circ\text{C}$ ) durch einsickernde radonarme Außenluft geringere Werte und bei höheren Außentemperaturen entsprechend höhere Werte auftreten (die bei der später im Jahresverlauf durchgeführten Messung im Mai/Juni 2004 naturgemäß einen hohen Durchschnittswert bedingten), doch ist auch zeitweise ein atypisches Verhalten der Bewetterung (z.B. gegen Ende Februar 2005) zu beobachten, das nach Ansicht der Autoren auf noch unbekannte, tiefer reichende Zirkulationssysteme hinweisen dürfte. Im Spätfrühling, wo die Tagesdurchschnittstemperatur der Außenluft im Bereich der Höhlentemperatur liegt (z.B. Anfang April 2005), liegen die Werte im Durchschnitt zwar kaum über jenen des Spätwinters (z.B. Anfang März), doch ist hier bereits eine deutliche Tageszykliz erkennbar.

Eine  $\text{CO}_2$ -Messung Anfang April 2006 bei relativ geringen Außentemperaturen ergab - analog zum Radon - nur mäßig erhöhte Werte von 690–850 ppm  $\text{CO}_2$ . Eine Messung in der *Thermalkammer* bei hochsommerlichen Temperaturen am 14. 7. 2006 ergab indessen einen Wert von 2620 ppm und in der *Wasserfadenkammer* von 1580 ppm. Mehrmals auftretende Müdigkeit und Übelkeit bei verschiedenen Befahrungsteilnehmern könnte möglicherweise auch noch auf andere, bislang nicht erfasste außergewöhnliche höhlenklimatische Parameter hindeuten.

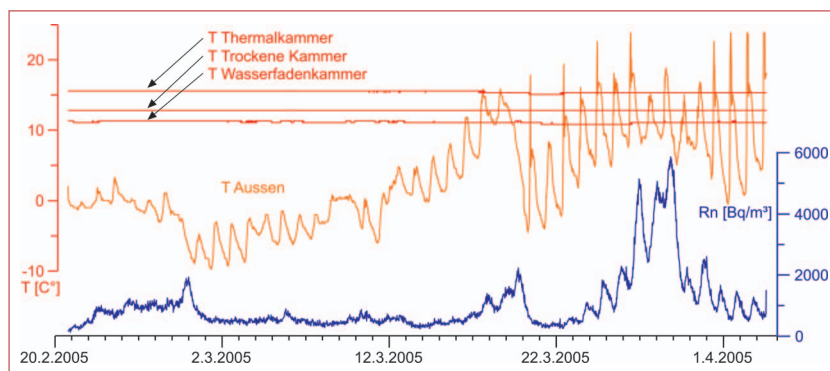


Abb. 19: Temperatur (T) an drei Punkten in der Höhle und Außenluft sowie Radonmessungen (Rn) vom 20.2.-3.4.2005 im Nassen Schacht.

## HYDROCHEMIE

Im Zuge der Vermessungsarbeiten wurden Tropfwasserproben sowie Proben aus der Wasseransammlung unterhalb der *Thermalkammer* entnommen und hydrochemisch analysiert.

Zum Vergleich stehen veröffentlichte Analysen der „Mannersdorfer Therme“ (Hacker & Zötl, 1993) sowie eigene Analysen weiterer Quellen und Gerinne der Umgebung zur Verfügung (Tab. 4). Die Thermalquelle in Mannersdorf, die als „Calcium-Magnesium-Sulfat-

Hydrogencarbonat-Mineraltherme“ (insgesamt 1492 mg/l gelöste Stoffe) klassifiziert wird, tritt angeblich an einer randlichen Störung des Leithakalks aus, was der Geol. Karte der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 78 (Abb.1), widerspricht. Die Quelle wird gegenwärtig für ein kleines Thermalbad genutzt, das früher weit-aus bekannter war: Die Therme Mannersdorf hatte zu Zeiten Maria Theresias eine größere Bedeutung als jene von Baden bei Wien.

Tab. 4: Hydrochemische Daten (in mg/l) und Wassertemperaturen (in °C) aus dem Nassen Schacht (NS) sowie aus der Umgebung der Höhle.

Lokalität	Typ	Datum	Ca	Mg	Ca/Mg	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Temp.
NS, Zerfressene Kluft	Tropfwasser	04.05.04	56	11	5,1	147	74	
NS, Zerfressene Kluft	Tropfwasser	12.06.04	62	14	4,4	171	78	
NS, Wasserfadenkammer	starkes Tropfw.	12.06.04	48	13	3,7	94	95	
NS, Thermalkammer	Lacke	04.05.04	55	14	3,9	130	95	15,5
NS, Thermalkammer	Lacke	12.06.04	64	11	5,8	137	98	
Fuchsbründl	Quelle	24.11.90	60	11	5,5	165	58	9,9
Wüste	Quelle	24.11.90	54	21	2,6	198	57	10,8
Wüste	Bach	24.11.90	88	15	5,9	300	34	(9)
Mannersdorf	Thermalquelle	1975	287	86	3,3	255	831	22,8
130 m wnw NS	Brunnen	20.02.05	556	260	2,1	137	2234	12,1
Leithaprodersdorf	Thermalquelle	08.12.90	270	72	3,8	465	567	18,0
Mitteltriasdolomit (N9)	Lösprobe		34	5	6,8			

Es zeigt sich deutlich, dass weit eher eine Verwandtschaft zwischen den Wässern des Nassen Schachts und den normal temperierten Karstwässern aus dem Nahbereich des Nassen Schachts, der den Lokalnamen *Wüste* trägt, als mit den Thermalwässern am Ostrand des Wiener Beckens gegeben ist. Auffallend ist auch der merkliche Dolomitgehalt der Höhlenwässer, der auch durch einen Lösungsversuch (mittels CO<sub>2</sub>-hältigem Wasser bei pH 4) eines aus der Höhle stammenden Mitteltriaskarbonates bestätigt wurde. Bezeichnend ist auch, dass kein signifikanter Unterschied zwischen den Tropfwässern und dem Wasser der Wasseransammlung unterhalb der *Thermalkammer* zu konstatieren ist. Daraus ergibt sich, dass es sich bei den Wässern des Nassen Schachts gegenwärtig um keine aufsteigenden Thermalwässer, sondern um lokale Sickerwässer mit eventuell geringen Anteilen an Kondenswasser der im Winter aufsteigenden erwärmten Luft handelt. Dies ist insofern bemerkenswert, als diese zeitweise Wasseransammlung (Sh: ~207 m) nur sehr knapp über dem Karstwasserspiegel liegt, was folgende Seehöhenwerte zeigen: Quelle Mannersdorf ~200 m, Grundwasser im Baxasteinbruch (250 m ne des NS) 203 m. Die hohen Temperaturen dürften daher eher durch die Wetterführung bzw. durch Konduktion im Gestein aus tieferen Bereichen, wo vermutlich aufsteigendes Thermalwasser zirkuliert, stammen. Wenn diese knapp unterhalb

der *Thermalkammer* liegen, sind sie kühler als die der Therme Mannersdorf (vgl. Abb. 20).

In diesem Zusammenhang ist interessant, dass die gemessenen Gehalte an gelöster Kieselsäure in den Wässern des Nassen Schachts (6,1 bis 6,5 mg/l SiO<sub>2</sub>) unter Zuhilfenahme des bei Thermalwasseruntersuchungen häufig verwendeten „SiO<sub>2</sub>-Geothermometers“ eine „Reservoirtemperatur“ von ca. 21°C ergeben würde. Allerdings ist die Verlässlichkeit dieser Methode unter den gegebenen speziellen hydrogeologischen Rahmenbedingungen nicht gesichert.

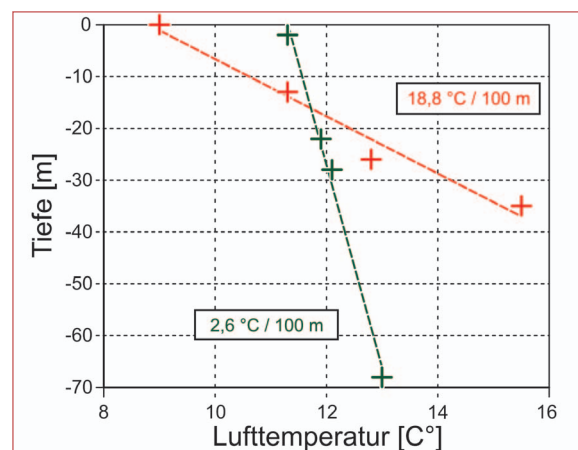


Abb. 20: Temperatur-Tiefen-Gradient vom Nassen Schacht (rot) und der Eisensteinhöhle (grün).

## ZOOLOGIE

Nur bei einigen wenigen Fahrten konnten mehr als ein oder zwei Fledermäuse – ausschließlich Kleine Hufeisennasen und diese hauptsächlich in der

*Zerfressenen Kluft* – beobachtet werden (drei Exemplare am 20.2.2005, neun am 1.4.2006). Im Schluf vor der *Wasserfadenkammer* wurden – vermutlich

eingeschleppte – Knochen eines juvenilen Schweins und eines Hasen gefunden. Zahlreiche Marderlosungen (Bestimmung anhand von Fotos durch A. Mayer) im *Marderstall* und der *Wasserfaden-*

*kammer* weisen auf weitere unbefahrte Eingänge in diesem Bereich hin, da es unwahrscheinlich ist, dass die Tiere über die bekannten Eingänge hierher gelangten.

## BEBACHTUNGEN IN BENACHBARTEN HÖHLEN

Die in den umliegenden Steinbrüchen angefahrenen Höhlen zeichnen sich durchwegs durch phreatisch entstandene Profile ohne Indizien für (schnell) fließendes Wasser und zum Teil reichliche Perlsinterbildungen aus. Die erst in den letzten 2 Jahren angefahrenen Höhen im benachbarten Baxasteinbruch (*Baxatunnel I –III*; 2911/62 – 64) liegen tw. nur 45 m

entfernt und 10 m höher als die *Eumelkammer* des Nassen Schachts. Vor allem sie zeigen starke Ähnlichkeit zu diesem. Sie weisen z.T große, bis zu 7 m durchmessende blasenartige Räume auf. Im steinbruchbedingten Anschnitt ist zu erkennen, dass einige von ihnen fast vollständig mit rotbraunem Lehm – der dem im *Nassen Schacht* optisch ähnelt – verfüllt sind.

## DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNG

Für das Erkennen von hydrothermal entstandenen Höhlen gibt es kaum eindeutige Beweise, sondern nur verschiedene Hinweise, die eine solche Genese vermuten lassen. Beim Nassen Schacht zeigen die gemessenen Temperaturen eine rezente thermale Beeinflussung, da sie um ca. 6,5 °C gegenüber dem für diese Lokalität zu erwartenden Wert erhöht sind. Dies entspricht der Definition von Thermalwasser nach Scholler (1962), der eine Erhöhung um 4 °C als Grenzwert angibt bzw. White (1969; um 5 °C). Das ist allerdings zunächst noch kein Beleg, dass für die Entstehung der Höhle hydrothermale Bedingungen maßgeblich waren, sondern nur ein Hinweis. Im Nassen Schacht finden sich aber weitere Merkmale, die im Vergleich zu „normalen Karsthöhlen“ öfter in Hydrothermalhöhlen beobachtet werden (Dublyansky, 2000; 2005):

- kugel- bis blasenartige Raumformen sind im Deckenbereich der *Zerfressenen Kluft* und im Dachstall ausgebildet,
- Anzeichen von Kondenswasserkorrosion im oberen Teil der Profile und bevorzugte Carbonatabscheidungen aufgrund von Verdunstung im unteren Teil,
- eine *spongework*-ähnliche Morphologie kann im nördlichen Abschnitt der Höhle beobachtet werden,
- das Fehlen eines natürlichen Eingangs, da Oberflächenwässer und -prozesse keine (große) Bedeutung haben,
- bestimmte Bereiche der isotopischen Verhältnisse von calcitischen Sintern, wobei die Werte des *Nassen Schachts* auf Höhlen aus dem Übergangsbereich zum Hydrothermalkarst hinweisen könnten,
- in Relation zu den Höhlen der weiteren Umgebung deutlich erhöhte Rn- und CO<sub>2</sub>-Werte.

Aufgrund dieser Beobachtungen ist sehr wahrscheinlich, dass eine hydrothermale Beeinflussung bei der Entstehung des Nassen Schachts eine bedeutende Rolle gespielt hat, wobei die Anlage und die Herkunft des Thermalwassers ihn als Bildung des *seichten Hydrothermalkarsts* (Dublyansky, 2000) klassifizieren würden. In diesem kann die Höhlenentstehung unter als auch über dem Karstwasserspiegel erfolgen. Die Morphologie der Räume im Nassen Schacht lässt primär eine Entstehung unter phreatischen Bedingungen vermuten. Bis in die obersten Bereiche der Höhle zu findende mächtige allochthone Lehme zeigen auch eine ehemals vollständige Wassererfüllung an, wobei es keine Indizien gibt, dass diese Phase von speläogenetischer Bedeutung war. Die stark verwitterten Wände und die darunter lagernden autochthonen Sedimente beweisen allerdings, dass ein Teil durch spätere Kondenswasserkorrosion überformt ist, wobei auch hierfür erwärmtes Wasser in tieferen Teilen und der daraus resultierende hohe Temperaturgradient die Ursache sind. Da die so entstandenen zum Teil bizarren Formen den phreatischen sehr ähnlich sind, ist es schwer abzuschätzen, wie groß der Anteil dieses Prozesses ist. Möglicherweise ist er beim Nassen Schacht sogar der dominante Faktor (pers. com. Ph. Audra).

Inwieweit die gemessene erhöhte Temperatur die rezente Entwicklung der Höhle bzw. möglicher tieferer Teile beeinflusst, kann aufgrund der derzeitigen Untersuchungen nicht gesagt werden. Ein hoher Temperatur-Tiefen-Gradient, der im *Nassen Schacht* mit 19 °C / 100 m besonders hoch ist, ist jedenfalls nach Dublyansky (2000) eine wichtige Ursache für höhlenbildende Prozesse wie Konvektion, Mischungskorrosion und Kondenswasserkorrosion

im *seichten Hydrothermalkarst*. Die Isotopenwerte an Perlsintern lassen weiters erhöhte Temperaturen für einen längeren Zeitraum (von vermutlich mindestens einigen tausend Jahren – über die Wachstumsgeschwindigkeit von Perlsintern gibt es kaum Untersuchungen) dieser jüngsten Phase annehmen. Aufsteigende Thermalwässer konnten rezent allerdings in den befahrbaren Teilen der Höhle nicht nachgewiesen werden. Dies ist aber kein Gegenbeweis, wie das Beispiel des Thermalstollens in Böckstein (Salzburg) zeigt, wo die ehemals für die Raumformung der natürlichen Teile bedeutsame Thermalquelle nicht mehr anzutreffen ist. Die Überprägung durch die beobachteten vadosen Wässer ist nur sehr gering und beschränkt sich auf die Felsoberfläche der *Zerfressenen Kluft*. Eventuell gelangen diese Wässer erst seit der Verringerung der Überdeckung einiger Teile um 10 – 15 m durch die Steinbrucharbeiten in die Höhle, was die nur fingerdicken Zutritte erklärt.

Die zum Teil außergewöhnlichen Mineralausscheidungen werden primär nicht als Hinweis auf hydrothermale Beeinflussung gedeutet, doch ist die Genese von Huntit gerade im Fall des Nassen Schachts, der vor den Steinbrucharbeiten keine Verbindung zur Oberfläche hatte, vermutlich an zeitweilig höhere Temperaturen bei gleichzeitigem Fehlen von Sicker- und Thermalwasser gebunden, da ansonsten die relative Luftfeuchte in diesem statischen Höhlensystem

## DANK

Für die Unterstützung bei der Vermessung möchten wir uns bei Michael Behm und Alexander Klampfer bedanken. Bei den Fahrten, die diversen Messungen und Probenahmen dienten, halfen Margit Decker, Monika Hölzel, Astrid Faigl, Florian Morrenth, Berit Richter und Michaela Schertler mit. Für eine angeregte Diskussion und Hinweise aufgrund einer Befahrung bedanken wir uns bei Philippe Audra (Univ. Nice, F) und Bernhard Grasemann (Univ. Wien). Für die Isotopenmessungen sei Christoph Spötl (Univ. Innsbruck) gedankt. Susanne Gier (Univ. Wien) half bei der Interpretation der Röntgendiffraktogramme der Dolomitproben. Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen am Natur-

## LITERATUR

- Audra, Ph., Bigot, J.Y. & Mocochain, L. (2002): Hypogenic caves in Provence (France). Specific features and sediments. – *Acta Carsologica*, 31(3): 33-50.
- Bakalowicz, M.J., Ford, D.C., Miller, T.E., Palmer, A.N. & Palmer M.V. (1989): Thermal genesis of dissolution caves in

niemals merklich unter 100 % sinken würde.

Wie weit auch die Höhlen der umliegenden Steinbrüche ihre Entstehung thermalem Einfluss verdanken, konnte vorerst noch nicht geklärt werden. Diese Objekte liegen allerdings größtenteils etwas höher und weiter entfernt vom Rand des Wiener Beckens, womit der thermale Einfluss a priori geringer sein dürfte. Weiters weist vor allem die *Eisensteinhöhle* am Westrand des Wiener Beckens mehrere Ähnlichkeiten mit dem *Nassen Schacht* auf:

- Thermalquelle (~15°C) und hoher Temperatur-Tiefen-Gradient
- ungewöhnliche Klimaparameter (Radon - bis 4000 Bq/m<sup>3</sup>, CO<sub>2</sub> - bis 6550 ppm)
- Höhleninhalt (Perlsinter, Calcit-Aragonit-Kristalle, Sediment und Lehm),
- typische Raumformen (in der Eisensteinhöhle sind phreatische Formen allerdings nur in einigen Teilen anzunehmen; die eigenartigen Deckenformen im Turm der Eisensteinhöhle ähneln sehr stark denen in der *Eumelkammer*),
- teilweise ungewöhnlich stark verwitterte Gesteinsoberfläche,
- keine natürlichen Eingänge.

Weitere vergleichende Untersuchungen an Thermalhöhlen rund um das Wiener Becken, aber auch in anderen potentiell thermal beeinflussten Höhlen in Österreich sind geplant.

historischen Museum Wien (NHM) erfolgten durch Vera Hammer und Gerhard Niedermayr, die Untersuchungen und Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop führte Franz Brandstätter durch. Die Bestimmung der Knochen erfolgte durch Gernot Rabeder, die des Zahnes durch Karl Rauscher (beide Univ. Wien) und Ortwin Schultz (NHM). Jo De Waele (University of Bologna) und Detlev K. Richter (Ruhr-Universität, Bochum) sei für die kritische Begutachtung gedankt, die zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen hat. Die gute Bewirtung bei den Buschenschanken in Reisenberg und Mannersdorf war oftmals eine Motivationsstütze bei der Geländetätigkeit.

the Black Hills, South Dakota. *Comm. Int. Symp. On phys., chem. and hydrol. Research of Karst, Kosice 1988*: 71-93.

- Dublyansky, Y.V. (1995): Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst. – *Environmental Geology*, 25: 24-35.



- Dublyansky, Y.V. (2000): Hydrothermal Speleogenesis – Its settings and peculiar features. – In: Klimchouk, A.B., Ford D.C., Palmer A.N. & Dreybrodt W. (Eds). Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers. – Huntsville, (NSS): 292-297.
- Dublyansky, Y. (2005): Hydrothermal Caves. – In: Culver, D. & White, W. (Ed.): Encyclopedia of Caves: 300-304, Amsterdam (Elsevier).
- Fencf, M. (2005): Sedimentologie der klastischen Miozän-Abfolge in Mannersdorf am Leithagebirge (Niederösterreich). – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Wien.
- Fink, M., Hartmann, H. & Hartmann, W. (1979): Die Höhlen Niederösterreichs – Band 1. Wiss. Beiheft. Z. Z. „Die Höhle“ 28, Wien (Verband Österreichischer Höhlenforscher).
- Fischbeck, R. (1981): Zusammenhänge zwischen der Bildung der Minerale Calcit, Mg-Calcit, Aragonit, Protodolomit, Monohydrocalcit, Hydromagnesit und Nesquehonit in Höhlen und im Laboratorium. – Laichinger Höhlenfreund 16: 45-52.
- Ford, D.C. (1989): Stable isotope studies of subaqueous calcite deposits from thermal water caves. – Proc. 10. Int. Congr. Spel. Budapest 1989: 650.
- Hacker, P. & Zötl, J. (1993): Mannersdorf. In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Wien – New York (Springer): 267-268.
- Herrmann, P., Pascher, G. & Pistotnik, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 78 Rust. - Geol. B.-A., Wien.
- Hill, C. & Forti, P. (1997): Cave Minerals of the World. – Huntsville, USA (National Spel. Soc.), 2. Auflage.
- Lauritzen, S.E. & Lundberg, J. (2000): Solutional and Erosional Morphology. – In: Klimchouk, A., Ford, D.C. Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Ed.): Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers. Huntsville (NSS): 408-426.
- Niggemann, S., Habermann, D. Oelze, R. & Richter, D. (1997): Aragonitic/calcitic coralloids in carbonate caves: Evidence for solutions of different Mg-influence. – Proc. 12th Int. Congr. of Speleology, La-Chaux-de-Fonds, 1: 251-256.
- Pavuza, R. (1988): Ein geochronologisches Ergebnis aus der Brunnenhöhle bei Bad Vöslau (Niederösterreich).- Die Höhle (Wien), 39(3): 89-92.
- Pavuza, R. (1995): Radonmessungen in Österreichs Höhlen – erste Ergebnisse. – Speldok-3: Akten z. Seminar „Schauhöhlen-Höhlenschutz-Volksbildung“, Griffen 1995: 43-50.
- Pavuza, R. & Plan, L. (2005): Hydrothermal karst in Austria – A brief overview. – Int. Conf. on Genesis and Formation of Hydrothermal caves, Papers (Hungarian Spel. Soc.): 81-83.
- Plan, L. (in Vorbereitung): Höhlenkundliche Neubearbeitung der Steinbrüche bei Mannersdorf. – Höhlenkundl. Mitt. Wien.
- Polyak, V. & Güven N. (2004): Silicates in carbonate speleothems, Guadalupe Mountains, New Mexico, U.S.A. – In: Sasowsky, I. & Mylroie, J.: Studies of Cave Sediments. – Kluwer Academic/Plenum Publishers: 303-311.
- Scholler, H. (1962): Les eaux souterraines. Paris, Cie (Masson).
- Seemann, R. (1987): Mineralparagenesen in österreichischen Karsthöhlen. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 132: 117-134.
- Seemann, R., Brandstätter, F. & Hammer, V. (1999): Sedimente und Mineralneubildungen in der Dachstein-Rieseneishöhle. – Die Höhle, 50 (3): 101-115.
- Siska, R. & Stummer, G. (1965): Höhlen bei Mannersdorf/Leithagebirge (2. Bericht). – Höhlenkundl. Mitt. Wien, 21(7): 71-72.
- Tietz, G.F. (1988): Zur Genese rezenter Karbonatbildungen in Dolomithöhlen Frankens. – Karst und Höhlen, 1988: 7-79.
- Wessely, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitt. d. Öst. Geol. Ges. 76: 27-68.
- White, W. (1969): Thermal and mineral waters of the United States - brief review of possible origin. – Proceedings, 23rd Int. Geol. Cong. Prague, 19: 269-286.
- Yavuz, F., Kirikoglu, M.S. & Özden, G. (2006): The occurrence and geochemistry of huntite from Neogene lacustrine sediments of the Yalvac-Yarikkaya Basin, Isparta, Turkey. – N. Jb. Miner. Abh., 182 (2): 201-212.
- Zötl, J. & Goldbrunner, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Wien – New York (Springer).
- Zupan Hajna, N. (2003). Incomplete Solution: Weathering of cave walls and the production, transport and deposition of carbonate fines. – Karst Research Institute (Postojna).