

Hypogene Höhlengenese: Aufsteigendes Grundwasser und Erdwärme als Antrieb der Entstehung labyrinthischer Höhlen in der Nördlichen Frankenalb und in anderen Teilen Bayerns

Stefan Glaser

Einleitung

Die klassische Erklärung für die Entstehung von „epigenetischen“ bzw. „meteorischen“ Karsthöhlen ist, dass Niederschlagswasser versickert und im Karstgestein durch in der Atmosphäre oder im Boden erworbenes CO₂ Hohlräume erweitert. Langfristig entstehen so unterirdische Gewässernetze mit Sammelsträngen, durch die das Wasser letztlich über Karstquellen wieder an die Oberfläche gelangt. Angetrieben wird der Prozess hauptsächlich von der Schwerkraft, unter deren Einfluss das Wasser fließt.

Beim Besuch mancher Höhlen fällt es jedoch schwer, die Beobachtungen vor Ort in Einklang mit einer solchen Höhlenentstehung zu bringen. Insbesondere in der Nördlichen Frankenalb finden sich mehrere sehr labyrinthische Höhlen, die weder in den Raumformen noch in den Sedimenten oder in ihrer Gesamtanlage Spuren von ehemals fließendem Wasser erkennen lassen.

Auch auf alternative Entstehungsmechanismen, die für atypische Höhlen in anderen Gebieten angenommen werden, gibt es in der Frankenalb keine Hinweise. Weder ist das Gebiet bekannt für hydrothermale Aktivität, noch für H₂S oder CO₂-Austritte aus dem Erdinneren. Der einzige in dem Gebiet bekannte Basaltgang liegt weit entfernt von den großen Höhlen. Wenn während dessen Entstehung ein erhöhter geothermischer Gradient und vulkanisches CO₂ auftraten, so wären Auswirkungen hiervon vor allem im Nahbereich um den Basaltkörper zu erwarten.

Kenntnisstand zur hypogenen Höhlenentstehung

Eine mögliche Erklärung für die Entstehung der labyrinthischen Höhlen der Nördlichen Frankenalb bietet die so genannte hypogene Höhlenentstehung. Deren Mechanismus und die Kriterien um sie zu erkennen werden im Folgenden vor allem auf Grundlage der Arbeit von KLIMCHOUK (2007) diskutiert, wobei auch die Arbeiten von AUDRA et al. (2009a, b) einbezogen werden.

KLIMCHOUK geht davon aus, dass neben dem „normalen“ „epigenetischen“ Karst, der durch absteigendes Grundwasser verursacht wird, der „hypogene“ Karst, der durch aufsteigendes Grundwasser verursacht wird, weltweit den zweit-bedeutendsten höhlenbildenden Prozess darstellt. Besondere geochemische Prozesse (Beteiligung von H₂S oder CO₂ aus dem Erdinneren, hydrothermale Systeme oder Lösung von Evaporiten) können zwar hieran beteiligt sein, müssen aber nicht.

Als entscheidender Faktor wird vor allem die hydrogeologische Position angesehen: „transversale hypogene Höhlenentstehung“ ist demnach an gespannte Grundwasser-Verhältnisse (unterhalb von artesischen Quellen) gebunden.

Anschrift des Verfassers: Dr. STEFAN GLASER, Albrecht-Dürer-Straße 29, 82152 Krailling.

Die Höhlen entstehen innerhalb großer kontinentaler Becken, in denen sich im Laufe einer langfristigen Senkung eine Abfolge unterschiedlicher Sedimentgesteine (mit unterschiedlichen hydrogeologischen Eigenschaften) abgelagert hat. Wenn die Ränder des Beckens hoch liegen finden sich in den Grundwasserleitenden Gesteinen (z.B. Sandsteinen) hohe Grundwasserstände, die weit oberhalb des Geländes im Inneren des Beckens liegen können, wenn sich dort beispielsweise ein Tal befindet. Die normalerweise Grundwasser-„stauenden“ Gesteinsschichten (z.B. Tonsteine), die die verschiedenen Grundwasserhorizonte normalerweise voneinander trennen, lassen dann bei entsprechendem hydraulischem Gradienten im Zentrum des Beckens nennenswerte Mengen Wasser nach oben aufsteigen – quer durch die verschiedenen darüber liegenden Gesteinsschichten (auch aus 1.000 m oder noch größerer Tiefe!). In zwischengelagerten Kalk-, Dolomit- oder Gipsgesteinen, die oft zunächst auch nur eine geringe Durchlässigkeit aufweisen, führt dies zu Lösungsvorgängen und damit zu einer erhöhten Durchlässigkeit – ein sich selbst verstärkender Prozess, der letztlich Höhlen entstehen lässt.

Die Lösung beruht auf Unterschieden in Temperatur, Dichte oder Gas- und Lösungsinhalt in den aufsteigenden und den oberflächennahen Grundwässern (ggf. verstärkt durch die oben erwähnten besonderen geochemischen Prozesse). Der Fließweg führt – auf relativ kurzem Weg – von unten nach oben durch das Karstgestein. Längere horizontale Fließwege sind die Ausnahme. Sobald Hohlräume entstanden sind, ist die Wasserbewegung hierin hauptsächlich von Konvektionsströmungen geprägt, angetrieben nicht durch die Schwerkraft sondern durch den Wärmestrom aus dem Erdinneren. AUDRA et al. (2009a, b) weisen darauf hin, dass hypogene Höhlen auch am oder über dem Wasserspiegel entstehen können, wobei z.B. die Mischung mit meteorischem Wasser oder auch Kondensationskorrosion eine entscheidende Rolle spielen können. Ein wichtiges Charakteristikum hypogener Höhlen ist, dass sie keine Beziehung zur Landschaft und zur Grundwasserneubildung in der direkten Umgebung zeigen. Allerdings sind sie meist nur zugänglich, wenn sie später angehoben und freigelegt wurden, dabei können sie nachträglich eine erhebliche (epigenetische) Überprägung erfahren.

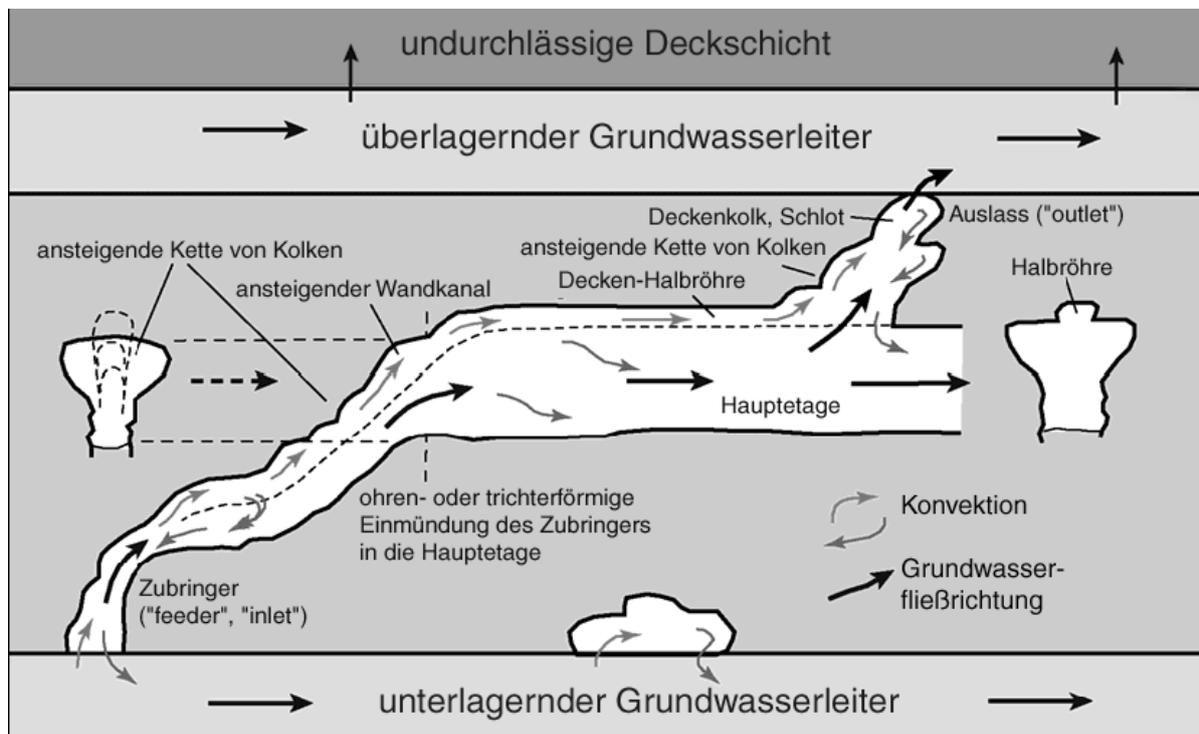


Abb. 1: Schema der Fließvorgänge und der entstehenden Formen bei hypogener Höhlenentstehung nach KLIMCHOUK (2007)

Tab. 1: Gegenüberstellung der Kriterien für die beiden wichtigsten Arten der Entstehung von Karsthöhlen.

Hypogene Höhlenentstehung	Epigenetische Höhlenentstehung
Erd- und Landschaftsgeschichte, Hydrogeologie	
<p>Die verkarstete Gesteinseinheit ist Teil einer Schichtfolge in einem kontinentalen Becken mit unter- und überlagernden Grundwasserleitern und Grundwasserstauern. Die Oberflächenaufschlüsse der älteren Gesteine liegen (oder lagen) an den Rändern des Beckens höher als die jüngeren Gesteinsschichten im Zentrum des Beckens. Das Wasser konnte von unten (z.B. aus einem unterlagernden Grundwasserleiter) in den Karsthorizont aufsteigen. Darüber liegt (oder lag) ein überlagernder Grundwasserleiter, der den Abfluss steuerte und/oder ein Grundwasserstauer, der für gespannte Verhältnisse sorgte. Die Höhlenanlage und die Eingänge haben keine Beziehung zur umgebenden Landschaft.</p>	<p>Es gibt (oder gab) ein – relativ zum Quellgebiet – höher gelegenes Einzugsgebiet innerhalb des Karstgesteins. Das Wasser fließt (oder floss) dem hydraulischen Gefälle folgend ungehindert durch das Karstgestein, ohne gespannte Grundwasserverhältnisse. Das Karstsystem ist ein Teil des (unterirdischen) Gewässernetzes in seinem Gebiet. Die Gänge und Eingänge stehen in einer nachvollziehbaren Beziehung zur aktuellen oder früheren Landschaft.</p>
Höhlenanlage („Bauplan“)	
<p>Üblich sind labyrinthische zwei- oder dreidimensionale Netzwerke mit großer Gangdichte auf engem Raum. Die Höhlenanlage wird hauptsächlich von den primären durchlässigen Strukturen im Karstgestein bestimmt, teilweise aber auch von den angrenzenden Gesteinen und der gesamten hydrogeologischen Situation. Die Etagen von 3D-Netzwerken werden stark durch die primären durchlässigen Strukturen im Karstgestein bestimmt – egal ob diese horizontal, geneigt, schichtparallel oder diskordant liegen. Alle Räume in gleicher relativer Lage zwischen Zu- und Abfluss sind etwa von gleicher Form und Größe. Typisch sind zahlreiche blinde Gangenden und abrupte Änderungen von Gangquerschnitten.</p>	<p>Die Gänge/Schächte überbrücken große horizontale und/oder vertikale Distanzen. Die Höhlenanlage wird hauptsächlich vom hydraulischen Gefälle bestimmt, auch wenn sich die einzelnen Gänge an primären durchlässigen Strukturen (Klüfte, Schichtfugen, Bereiche erhöhter Porosität ...) orientieren. Höhlenetagen sind hauptsächlich am Talniveau oder an ehemaligen Talniveaus orientiert; es existiert eine Beziehung zur Tieferlegung des Grundwasserspiegels. Gangquerschnitte bleiben normalerweise etwa konstant (außer an Zusammenflüssen, geologischen Grenzen usw.). Die Gänge sind Teil eines dendritisch angelegten unterirdischen Gewässernetzes, mit mehreren Zubringern oder einem einzelnen Hauptzufluss.</p>
Raumformen, Kleinformen	
<p>Wichtigstes Kriterium (!) ist das gemeinsame Vorkommen von: Zuflüssen von unten („feeders, inlets“), Übergangswänden („transitional walls“), Deckenstrukturen („ceiling features“) und Auslässen („outlet features“). Konvektionsmechanismen haben Kolke hinterlassen, in Spätstadien können Hohlkehlen, Laugniveaus und Wasserstandsmarken entstehen (Abb. 1).</p> <ul style="list-style-type: none"> - Die Zubringer sind meist die isolierten tiefsten Teile der Systeme, die punktuell in die netzwerkartigen Hauptetagen der Höhlen münden. In ihren tieferen Teilen sind ihre Ausmaße kleiner, nach oben münden sie oft „ohrenförmig“ aus. Teilweise sind sie unter Sedimentfüllungen verborgen. - Übergangswände und Deckenformen sind ansteigende Wandkanäle, ineinander verschachtelte ansteigende Deckenkolke, Decken(-halb-)röhren und einzelne Deckenkuppeln, die teilweise in Schlotte münden. Meist kommen sie in einer typischen Abfolge vor, die letztlich die Zubringer mit den Auslässen verbinden. 	<p>Während hypogene Höhlen üblicherweise vollständig unter Wasser entstanden sind, können epigenetisch entstandene Höhlen ganz oder teilweise vados geprägt sein. Am Übergang vadoser/phreatischer Bereich ändern sich die typischen Gangprofile von Schächten und Canyons zu Druckröhren.</p> <p>Es finden sich Fließfacetten, Canyons, Druckröhren oder andere Formen, die auf fließendes Wasser hinweisen.</p>

<p>- Die Auslässe steigen zur nächst-höheren Etage oder zum endgültigen Auslass zum überlagernden Grundwasserleiter an. Typisch sind sanft gerundete Wände in gleichmäßigen aufsteigenden Wand- und Deckenstrukturen.</p>	
<p>Höhleninhalte</p>	
<p>Als Höhlensedimente finden sich überwiegend autochthone Lösungsrückstände. Allochthone, von fließendem Wasser abgelagerte Sedimente fehlen, wenn sie nicht während der späteren Freilegung des Systems von außen eingebracht wurden. Oft fehlt Sinter, außer wenn die Überlagerung weitgehend abgetragen ist. Dafür können „exotische“ Mineralien vorkommen.</p>	<p>Es dominieren Sedimente, die von außen in die Höhle eingebracht wurden; es handelt sich teilweise um Sande oder Kiese. Es finden sich geschichtete oder schräggeschichtete, gut sortierte Sedimente, die von fließendem Wasser abgelagert wurden. Oft ist Sinter vorhanden während exotische Mineralien fehlen.</p>

Typische Ganganlagen sind 2D- oder 3D-Netzwerke, unregelmäßige Räume, isolierte Gänge und wirre Gangknoten. Der Grund hierfür sind die unter- oder überlagernden, weniger Grundwasserleitenden Schichten, die zu einem vergleichsweise geringen Durchstrom führen. Dadurch kann die Lösungskraft alle ursprünglich vorhandenen Schwächezonen im Gestein (Klüfte, Poren, Schichtfugen usw.), die in ähnlicher Position zum von unten kommenden Zustrom liegen, gleichmäßig erweitern. Hypogene Höhlen zeigen ein Mehrfaches an Ganglängen pro Grundfläche und Gesteinsvolumen gegenüber epigenetisch entstandenen Höhlen (KLIMCHOUK 2003).

Will man prüfen, ob für ein konkretes Objekt eine transversale hypogene Höhlenentstehung in Frage kommt, so gilt es einerseits das geologisch-hydrogeologische Umfeld und andererseits die Eigenschaften der Höhle selbst zu untersuchen. Das Karstgestein, in dem die Höhle liegt, sollte in einer Schichtfolge in einem kontinentalen Becken liegen und es sollten sich typische Merkmale in der Höhlenanlage, den Raumformen und den Höhlensedimenten finden. KLIMCHOUK (2007) stellte eine Liste mit Kriterien zusammen, die es ermöglichen sollen, transversale hypogene Höhlenentstehung zu erkennen. Diese werden im Folgenden verkürzt wiedergegeben und Kriterien gegenübergestellt, die nach Meinung des Verfassers für eine normale „epigenetische“ Höhlenentstehung sprechen (Tab.1).

Erdgeschichtliche Rahmenbedingungen für die hypogene Höhlenentstehung in der Nördlichen Frankenalb

In der Nördlichen Frankenalb existiert eine Reihe großer, teilweise außerordentlich labyrinthisch angelegter Höhlen, für deren Entstehung bislang keine plausible Erklärung vorliegt. Ganz offensichtlich sind hier zumindest manche Kriterien für eine hypogene Höhlenentstehung erfüllt:

- Sie zeigen keine Verbindung zur heutigen Landschaft und keine zu Wasserzuflüssen.
- Sie sind labyrinthisch angelegt mit zahlreichen blinden Enden.
- Sie zeigen zumindest Teile des typischen Formenschatzes.

Bevor nun aber die These einer hypogenen Genese für einzelne Höhlen näher beleuchtet werden kann, ist zunächst zu prüfen, ob im Lauf der Erdgeschichte die geologischen und hydrogeologischen Rahmenbedingungen hierfür gegeben waren.

Nach dem Rückzug des Jurameeres vor gut 140 Millionen Jahren lagen die Karbonatgesteine des Malm während der Unterkreidezeit zunächst offen zu Tage. Es hat zu dieser Zeit sicher auch Verkarstung stattgefunden, wie sie beispielsweise im Veldensteiner Forst dokumentiert ist (SPÖCKER 1952). Neben den Oberflächenformen, die unter der oberkreidezeitlichen Überdeckung erhalten geblieben sind, beschreibt SPÖCKER offene Karsthohlräume, die bei Brunnenbohrungen 35-40 m sowie 118 m unter

dem heutigen Pegnitzniveau angetroffen wurden und die er der altkreidezeitlichen Verkarstung zuordnet. Auch die Entstehung der Eisenerz-Lagerstätten im Raum Amberg-Sulzbach-Auerbach soll im Zeitraum höhere Unterkreide bis Unter-Cenoman erfolgt sein (GUDDEN 1984), was eine vorherige tiefe Ausräumung der Geländemulden voraussetzt. Gespanntes Grundwasser und artesische Quellen kann es zur Zeit der Unterkreide aber nicht gegeben haben, da ein den Karst überlagernder Grundwasserstauer nicht vorhanden war.

Während der Oberkreidezeit stieß das Meer von Süden her (aus dem „Golf von Regensburg“) erneut bis über die Frankenalb vor. Die Nördliche Frankenalb wurde von den Meeresvorstößen nur während relativ kurzer Zeiträume im Turonium und Coniacium (vor ca. 95 bis 85 Millionen Jahren) erreicht, wobei vor allem Tone, Mergel und Sandsteine abgelagert wurden. Vor, zwischen und nach den Meeresvorstößen lagerten sich über den Malm-Karbonaten der Nördlichen Frankenalb und östlich davon bis zur Fränkischen Linie bis in das Santonium terrestrische Sedimente (Schotter, Sande, Silte und Tone) ab (NIEBUHR et al. 2009).

Es gibt keine Hinweise auf eine kreidezeitliche Meeresbedeckung westlich und nördlich der Nördlichen Frankenalb und östlich der Fränkischen Linie. Sowohl die Meeresvorstöße als auch die terrestrische Sedimentation im Raum der Nördlichen Frankenalb weisen darauf hin, dass das Gebiet zu dieser Zeit ein Tiefland (bzw. Meeresbecken) war, umgeben von höhergelegenen Regionen, aus denen die Sedimente stammten und auf die das Meer nicht vorstieß.

Ab der Oberkreidezeit waren somit die geologischen und hydrogeologischen Voraussetzungen gegeben für eine transversale hypogene Höhlenentstehung in den Malmkarbonaten der Nördlichen Frankenalb:

- Über dem Malm existierten jetzt sowohl ein Grundwasserleiter (Sand/Sandstein der Oberkreide) als auch wasser-„stauende“ Horizonte (die Mergel- und Tonschichten), die für gespannte Verhältnisse sorgen konnten.
- Die Nördliche Frankenalb lag im Zentrum und Tiefsten eines großen Sedimentbeckens in Nordbayern, dessen

Ränder (im Westen bis zum Spessart reichend, im Osten bis zum Rand des Grundgebirges) höher lagen als das Zentrum des Beckens (im Gegensatz zur heutigen Hochlage der Frankenalb, Abb. 2).

- Insgesamt reicht die Schichtenfolge des Deckgebirges im Bereich der Nördlichen Frankenalb etwa 1.200 m unter die Unterkante des Malm. Als tieferliegender Grundwasserleiter kommt zunächst der Eisensandstein des Dogger in Frage, der vom Malm nur durch den Ornanton getrennt ist. Möglich ist auch die Beteiligung der noch tiefer liegenden Keupersandsteine. Eher unwahrscheinlich ist dagegen eine Beteiligung von Muschelkalk, Buntsandstein oder Zechstein (Perm), da diese zum Ende der Oberkreidezeit wohl keine Oberflächenauflüsse aufwiesen und damit kein Einzugsgebiet hatten.
- Die Oberfläche des Malm wies bereits vor der Überdeckung mit Kreide-Decksedimenten ein erhebliches Relief auf. In hoch aufragenden Malm-Kuppen konnte das Grundwasser relativ ungehindert aufsteigen und musste nur noch dünne kreidezeitliche Deckschichten durchqueren. Zusätzlich können Störungszonen den Aufstieg von Grundwasser aus tieferliegenden Grundwasserleitern erleichtert haben (z.B. die Störungen im Bereich des Ostrands der Frankenalb zwischen Pegnitz, Auerbach und Hirschbach, FREYBERG 1961, TILLMANN & TREIBS 1967). Innerhalb des Malm existierten durch die vorausgegangene unterkreidezeitliche Verkarstungsphase bereits gut durchlässige Karststrukturen, die bereichsweise vom aufsteigenden Wasser benutzt und überprägt werden konnten.

Eine grobe Abschätzung der Größe des Einzugsgebiets der Keupersandsteine und des Dogger im Osten, Norden und vor allem Westen der Nördlichen Frankenalb gegen Ende der Oberkreidezeit ergibt etwa 12.000 km². Unter der vorsichtigen Annahme, dass nur fünf Millimeter des Jahresniederschlags an der tiefgründigen Grundwasserzirkulation teilgenommen haben, ergeben sich knapp zwei Kubikmeter Grundwasser, die dem Bereich der Nördlichen Frankenalb pro Sekunde von unten her zu-

geflossen wären – genügend Wasser für eine erhebliche Anzahl artesischer Quellsysteme.

Sobald Teile der umgebenden Hochländer bis auf das Niveau der Hochflächen der Frankenalb abgetragen waren, waren die Bedingungen für eine hypogene Höhlenentstehung nicht mehr gegeben. Dies war in der Mittleren Frankenalb vermutlich spätestens der Fall, als vor etwa 16 Millionen Jahren das Urnaabtal entstand. Auch für die Nördliche Frankenalb postuliert SCHIRMER

(1991), dass die Taleintiefung spätestens im Miozän eingesetzt hat. Einzelne Sedimentbecken im Fichtelgebirge (in Zusammenhang mit der Entstehung des Egergrabens und vulkanischer Aktivität) gab es allerdings schon vor etwa 30 Millionen Jahren. Demnach waren die Voraussetzungen für eine transversale hypogene Höhlenentstehung etwa ab dem Santonium in der Oberkreide (ab ca. 85 Ma) bis weit in das Alttertiär (bis mindestens ca. 30 Ma) über 50 Millionen Jahre lang gegeben.

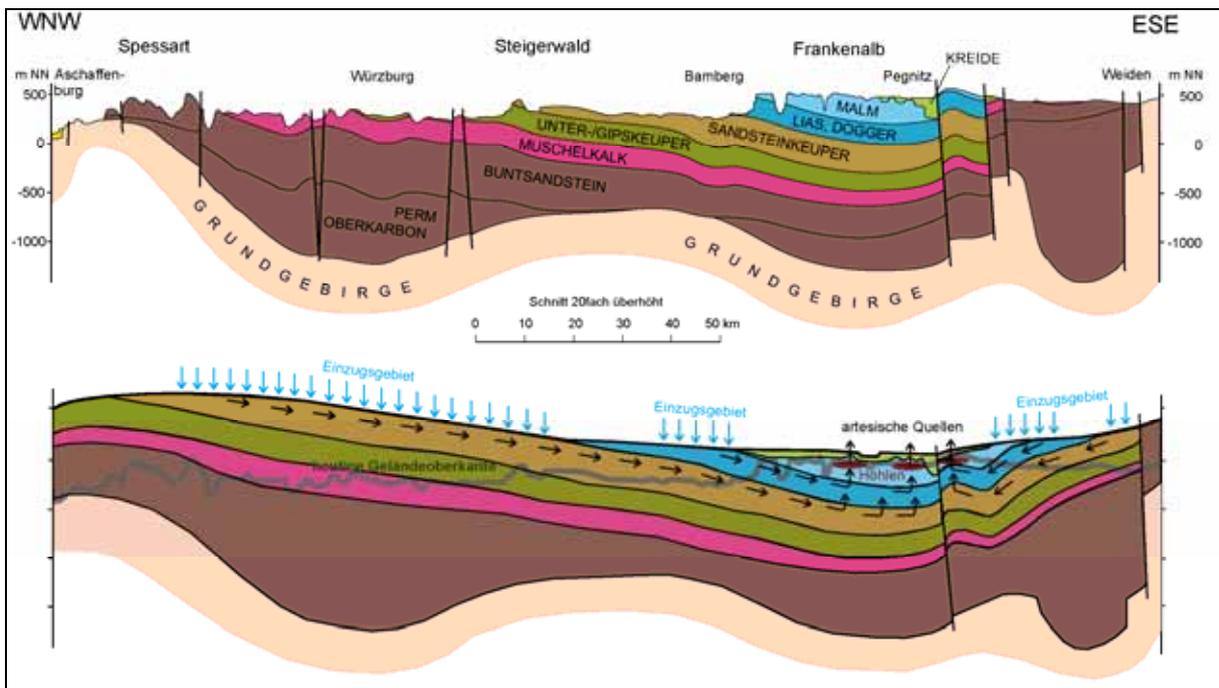


Abb. 2: Schnitt durch Nordbayern: oben heutige Situation (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 2004); unten vermutete Situation zum Ende der Oberkreidezeit

Als möglicher Antrieb einer hypogenen Höhlenentstehung kann zusätzlich der tertiärzeitliche Magmatismus diskutiert werden. Das einzige nennenswerte Zeugnis dieser Aktivität im Bereich der Frankenalb ist aber der Basaltgang bei Oberleinleiter, der etwa vor 30 Millionen Jahren entstand (POHL & SOFFEL 1977). Falls vulkanisches CO₂ tatsächlich zur Höhlenbildung beigetragen hat, dann vermutlich vor allem im Nahbereich dieses Basaltgangs. Tatsächlich gibt es in einzelnen Höhlen am Altenberg (südlich von Oberleinleiter) Hinweise auf besondere geochemische Prozesse, die allerdings bisher nicht im Detail untersucht sind. Ein Einfluss von vulkanischem CO₂ auf die Höhlenbil-

dung im Zentrum der Fränkischen Schweiz erscheint eher unwahrscheinlich, da die dortigen Höhlen über acht Kilometer vom Basaltgang entfernt liegen und sich in ihrer Anlage deutlich von jenen am Altenberg unterscheiden.

Schönsteinhöhle, Guckloch und Geisloch

Diese drei bedeutenden Höhlen liegen nordöstlich von Streitberg in einem Dreieck von nur 1,5 km Seitenlänge. Die Haupttagen aller drei Höhlen liegen auf etwa 460-470 m ü. NN, was auf eine zeitgleiche Ge-

nese im Bereich eines ehemaligen Grundwasserspiegels hinweisen könnte. In ihrem Charakter unterscheiden sich die Höhlen jedoch überraschend stark, obwohl alle in massigen bzw. dickbankigen Dolomiten des mittleren bis oberen Malm angelegt sind.

Die mit der **Brunnsteinhöhle** verbundene **Schönsteinhöhle** besteht vor allem aus einem Labyrinth luftgebundener Gänge und Schächte, die in einem etwa rechtwinkligen Netzwerk angeordnet sind (Abb. 3). Es dominieren geradlinige, NW-SE-verlaufende Gänge, weniger markant sind die Querverbindungen in NE-SW-Richtung. Enge Durchlässe wechseln mit größeren Räumen ab, zahlreiche Gangansätze enden als Nischen blind im massiven Fels. Die „Große Halle“ (ca. 25x15 m, bis 8 m hoch) liegt innerhalb des Labyrinths und ist in ihrem zentralen Teil von Verbruch geprägt. Von der Hauptetage ziehen mehrere, überwiegend luftgebundene Schächte in die Tiefe. Besonders markant sind hierbei die Salzburger Schächte (Abb. 4), der Trichterschacht, der Abstieg vor der Knebel-Halle und die Neischl-Spalte. Oft finden sich in räumlicher Nähe zu den Schächten enge, stark ausgekolkte Schlote, die von der Hauptetage nach oben ziehen. Kolke unterschiedlicher Größen sind an Decken und Wänden häufig (Abb. 5, 6). Auffällig sind außerdem ungewöhnliche, teilweise nur etwa Fingerkuppen-große Näpfchen, die an manchen Höhlenwänden massenweise vorkommen (Abb. 7). An mehreren Stellen in der Höhle finden sich Wandsinterleisten, besonders auffällig am Einstieg zu den Salzburger Schächten. Im tiefsten Teil des Abstiegs vor der Knebel-Halle finden sich Hohlkehlen. An Sedimenten finden sich Höhlenlehm, Dolomitsand, Verbruch sowie Sinter.

Schon bei CRAMER & OEDL (1933) findet sich folgende Interpretation: „... Auf Grund der allgemeinen Verbreitung dieser Lösungsformen in Schönstein- und Brunnsteinhöhle, aber auch nach dem Mangel aller auf die Arbeit des fließenden Wassers hinweisenden Anzeichen sehen wir im gesamten Höhlengebiet eine durch Gesteinsauflösung längs Klüftungen zustande gekommene Hohlräumbildung ... Das ganze System der sich kreuzenden Klüftungen diene der sicher äußerst trägen Wasser-

bewegung, deren Richtung allerdings in keiner Weise mehr feststellbar ist.“

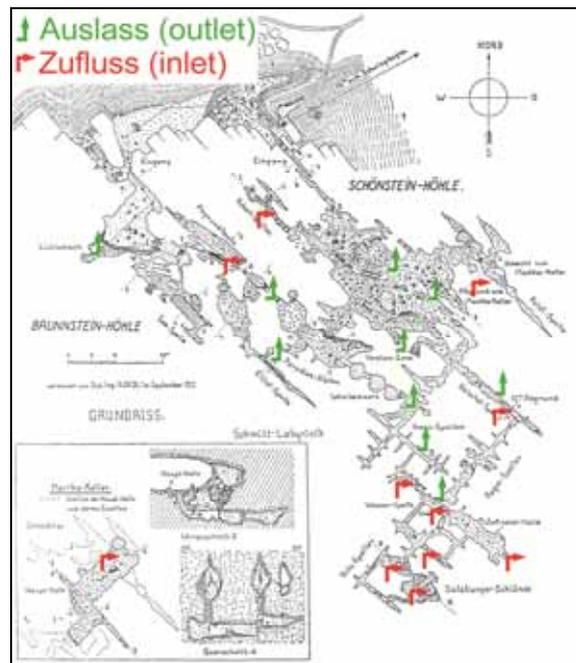


Abb. 3: Grundriss der Schönsteinhöhle (CRAMER & OEDL 1933) mit möglichen hypogenen Zu- und Abflüssen

Tatsächlich passt die Schönsteinhöhle sehr gut zum Erscheinungsbild einer hypogen entstandenen Höhle, indem sie nahezu alle Kriterien erfüllt (siehe Tab. 1). Insbesondere die labyrinthische Anlage und die typische trichterförmige Ausprägung der Schachteinstiege sind anders nur schwer zu erklären. Die Wandsinterleisten und die Hohlkehle im tiefen Teil könnten in Spätphasen entstanden sein, als das stagnierende Wasser die Hauptetage bereits (weitgehend) verlassen hatte. Die restlichen Versinterungen sind durch die heute geringe Überdeckung der Höhle zu erklären.

Interessant sind die fingerkuppen-großen Näpfchen: KLIMCHOUK et al. (2012) erklären ähnliche schwammig-löchrige Wandformen mit dem seitlichen Zufluss von Grundwasser aus dem Porenraum des Gesteins in die mit Wasser gefüllten Höhlen. Unterschiede in Lösungsinhalt oder Temperatur zwischen dem Porenwasser und dem Höhlenwasser können zur Lösung von Gestein führen. Der Frankendolomit kann eine Porosität von mehreren Volumen-Prozent (WEIß 1987) aufweisen und daher seitlich von Klüften

und Karsthohlräumen auch als Poren-
grundwasserleiter fungieren. Der beschrie-

bene Vorgang bietet somit eine mögliche
Erklärung für die Entstehung der Näpfchen.

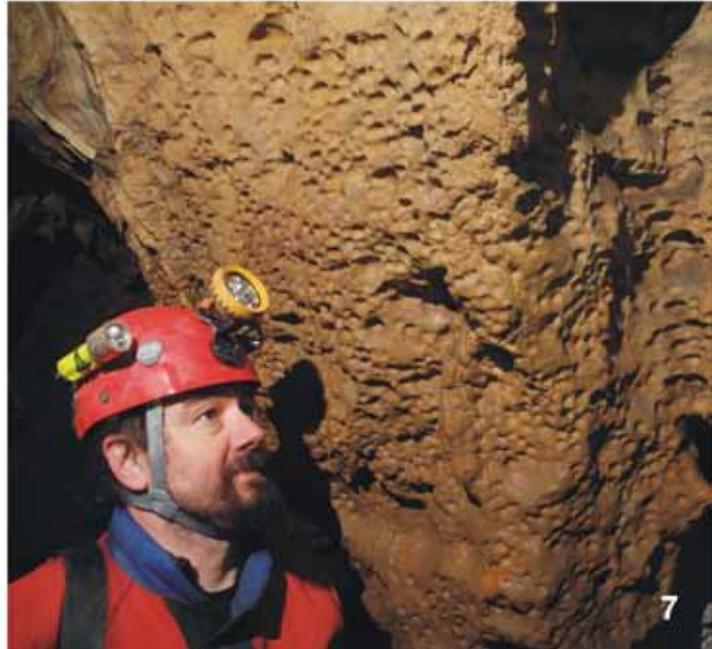
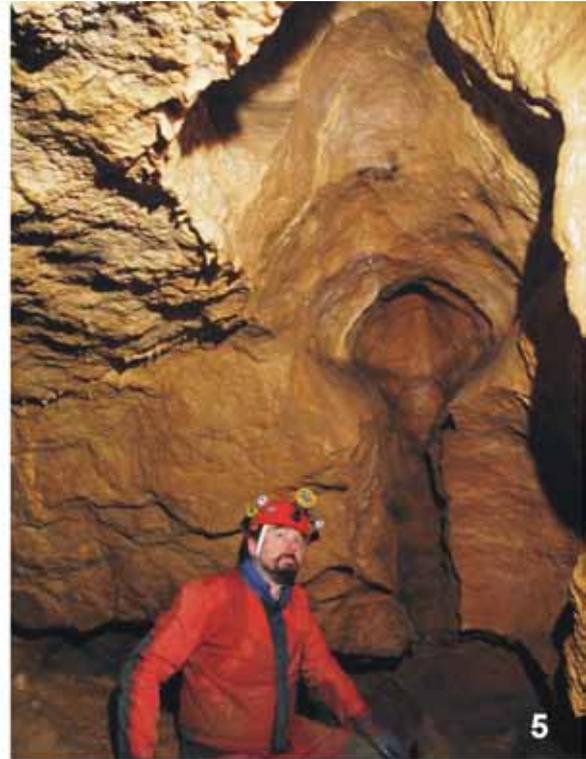
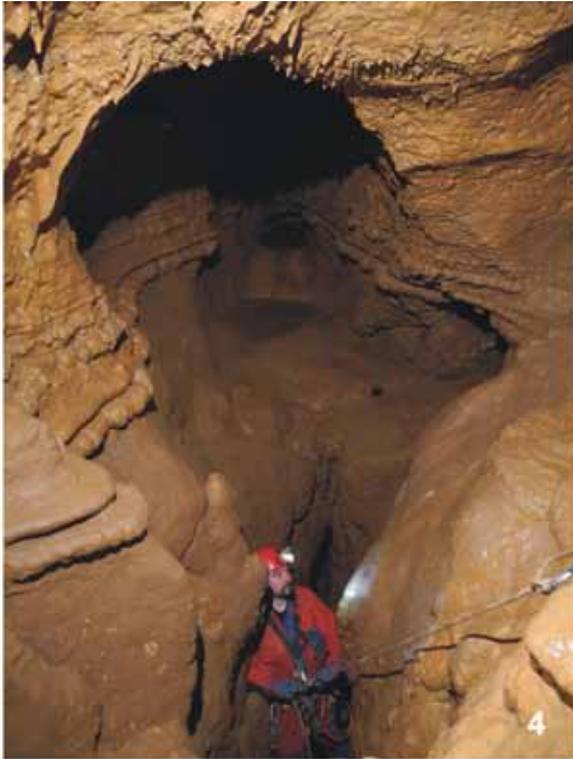


Abb. 4 bis 7: Schönsteinhöhle

Abb. 4: Trichterförmiger Schachtmund des vorderen Salzburger Schachtes mit Wandsinterleisten,

Abb. 5: Im Marthakeller: Ansteigender Wandkanal, der zu einer Deckenhalbröhre führt, die schließlich (oberhalb des Bildrands) in eine enge Röhre mündet, die zur Hauptetage ansteigt,

Abb. 6: Ansteigender Wandkanal im Labyrinth, der zu einem engen Schlot führt,

Abb. 7: Mit Näpfchen bedeckte Wand

Fotos: STEFAN GLASER

Das **Guckloch** liegt westlich der Schönsteinhöhle im Guckhüll. Es handelt sich um ein verwirrendes System von meist schräg an- oder absteigenden, stark ausgekolkten Gängen, die kaum bevorzugte Richtungen erkennen lassen (Abb. 8-10). Eine der wenigen Bruchstrukturen im Gestein, die man

in der Höhle erkennt, ist eine schräg nach Südost einfallende Störung, an der auch der Eingangsteil angelegt ist. Auf einer steilen Fläche, unter einer halbrund ausgekolkten Decke, rutscht man schräg abwärts in die Hauptetage der Höhle.

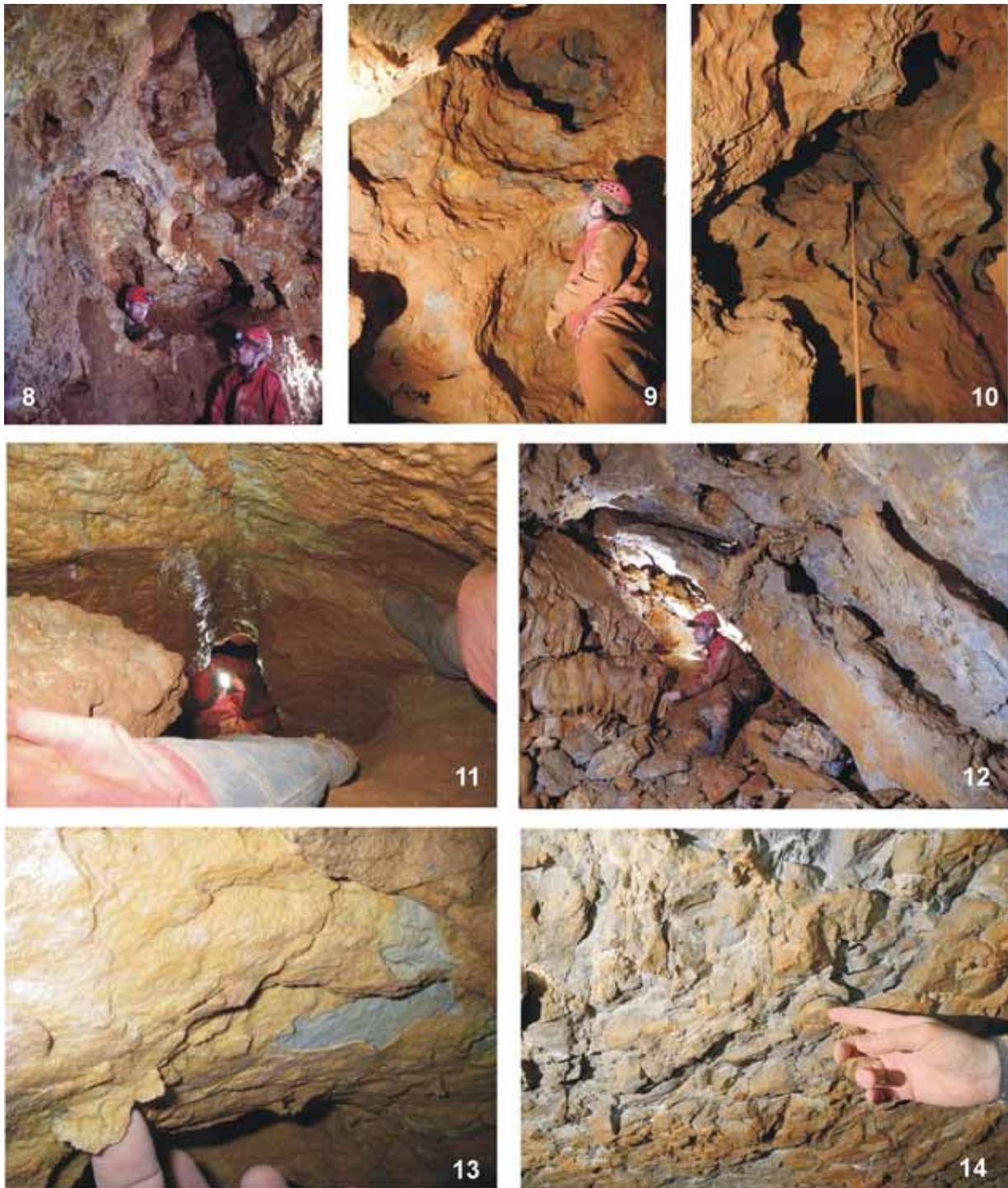


Abb. 8 bis 14: Guckloch

Abb. 8: Enger Kolkdurchstieg zwischen zwei größeren Räumen, Abb. 9: Kolk, Abb. 10: Von Korrosion geprägte Schlotwände, Abb. 11: Schräg abfallender Schluf zum tiefsten Punkt des Gucklochs mit Deckenhalbröhre, Abb. 12: Schalige Deckenabplatzungen, Abb. 13: Millimeter-dünne Wandabschalungen, Abb. 14: In situ brekziierter Wandbereich,

Fotos: STEFAN GLASER

Hier setzen mehrere Gänge an, die aus miteinander verbundenen Kolken zu bestehen scheinen. Einer der Gänge führt nach mehreren Engstellen und Gangrichtungsänderungen nach Süden in eine große Halle während alle anderen Gänge blind enden. Die Halle ist etwa 20 m lang, 10 m breit, 10 m hoch und an einer Ost-West-streichenden, fast senkrechten Kluft angelegt. Nach einem Abstieg über kantigen Schutt- und Blockboden erreicht man am Grund der Halle zwei Gangfortsetzungen. Die eine Fortsetzung führt nach Ostsüdost in einen größeren Raum, von dem mehrere Schlote, die sich teilweise verzweigen und wieder vereinigen, ca. 15 m in die Höhe ziehen. Die Decke ist hier stark ausgekolkt und zeigt mehrere Halbröhren und Röhren, die ineinander übergehen. Überwiegend Richtung Osten zieht von dem Raum ein weiterer Höhlenteil mit zahlreichen Gangwindungen und Kolken aufwärts und verliert sich letztlich in einem verzweigten Kolkgewirr. In einer Nische finden sich eigenartige dünne Wand-Abschalungen: Der Dolomit der Höhlenwand, der an der Oberfläche leicht bräunlich verfärbt ist, platzt hier in mehreren Millimeter-dünnen Lagen von der Wand ab (Abb. 13). Von dem Raum kann man durch einen Schluf noch zu einem weiteren Raum absteigen, dessen Decke von einer massiven Sinterablagerung gebildet wird. Unter der mindestens mehrere Dezimeter dicken, teilweise korrodierten Sinterdecke findet sich ein flacher Raum, dessen Boden von einem Versturzttrichter von 6 m Durchmesser und 1 m Tiefe gebildet wird, der den Eindruck einer dolinenartigen Nachsackung vermittelt.

Die zweite Fortsetzung unter der großen Halle windet sich steil abwärts, wieder der Südost einfallenden Störung folgend. Schon nach 15 m verzweigt sich die Höhle wieder. Der Störung weiter steil abwärts folgend erreicht man durch einen Schluf mit Decken-Halbröhren (Abb. 11), der teilweise mit Lehm verfüllt war, den tiefsten Punkt der Höhle (38 m unter dem Eingang). Während eine mögliche Fortsetzung nach unten eng und vollständig verlehmt ist, kann man von hier nach Norden aufsteigen zu einem geräumigen, an einer West-Ost-Kluft angelegten Schlotraum, der unter den oben erwähnten Räumen südöstlich der Großen Halle liegt.

Steigt man von der Verzweigung nicht zum tiefsten Punkt ab, sondern schräg aufwärts, so erreicht man durch einen stark ausgekolkten Gang einen engen Durchstieg. Dieser wirkt, als hätten sich hier zwei Kolke nur zufällig vereinigt und mündet in einen größeren, mit Sinter geschmückten Raum. Der von hier nach Süden ziehende Höhlenteil zeigt immer wieder große, schalenförmige Deckenabplatzungen, die aus der Höhlendecke ein Tonnengewölbe formen (Abb. 12). Oft wirken die Bruchstellen „relativ jung“, da das Gestein hier nicht die sonst typische bräunliche Verfärbung aufweist.

Insgesamt zieht das Gangsystem etwa 50 m weit nach Süden, wobei es durch mehrere Verzweigungen sowie Auf- und Abstiege geprägt ist. Neben Versturzböcken oder Lehm bildet bereichsweise Dolomitsand den Höhlenboden. In der Mitte dieses Höhlenteils kann man durch zwei an Klüften angelegten Abstiegen, die durch einen flachen, Versturzeprägten Raum getrennt sind, insgesamt 10 m tief absteigen. Ein rötlicher bis violetter Lehm, der stellenweise auch in anderen Höhlenteilen vorkommt, ist im unteren Teil dieses Abstiegs besonders auffällig. Mehrfach zweigen von dem nach Süden führenden Höhlenteil Kolkserien oder Röhren ab, die Richtung Westen oder Süden ansteigen, sich aber rasch verengen oder in Nischen blind enden.

Die ausführlichere Beschreibung des Gucklochs rechtfertigt sich dadurch, dass diese Höhle – im Gegensatz zu den anderen hier Erwähnten – noch nicht mehrfach in der Literatur beschrieben ist, da sie erst seit 2006 entdeckt und erforscht wurde durch die Forschungsgruppe Fränkischer Karst. Auch diese Höhle zeigt alle typischen Merkmale einer hypogenen Entstehung, sowohl in der Gesamtanlage, als auch in den Raumformen und den Höhlensedimenten. Erklärungsbedürftig ist der unterschiedliche Charakter der beiden benachbarten Höhlensysteme: Die Schönsteinhöhle ist in einem geklüfteten dickbankigen Dolomit angelegt, der auch einzelne etwa horizontale Schichtfugen aufweist, die teilweise auch Dolomitlagen mit unterschiedlichen Eigenschaften voneinander trennen. Dagegen ist das Guckloch in einem massigen Dolomit angelegt. Schichtfugen und Klüfte, die als primä-

re Wasserwege hätten dienen können, existieren daher im Guckloch kaum (typischerweise sind die Kluftabstände umso größer, je dicker die Gesteinsbänke sind, BOCK 1971). Als primäre Wasserwegigkeiten dienten hier – neben der nach Südost einfallenden Störung und einzelnen Klüften – vor allem die Poren des Dolomits. Lösungsvorgänge an den Grenzen der einzelnen Dolomitmörner hinterließen den typischen Dolomitsand und ließen die typischen Kolke entstehen. Die Interpretation einiger beobachteter Details, wie z.B. den violett-roten Lehmen und den millimeterdünnen schaligen Abplatzungen, muss weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Das **Geisloch bei Oberfellendorf** (Beschreibung unter Verwendung von TESCHNER & GEYER 1981) weist in seinem zentralen Teil eine eindrucksvolle Halle auf, die über 50 m lang, bis 30 m breit und bis 15 m hoch ist. Der Raum weist nur stellenweise Verstürze auf und ist sehr stark versintert. Wo die Wände nicht versintert oder verstürzt sind, sind sie stark ausgekolkt. Mehrere Gänge zweigen in alle Richtungen von der Halle ab, enden aber in höchstens 50 m Entfernung vom Rand der Halle blind. Einer der Seitenteile zieht 15 m in die Tiefe. Im Südteil der Höhle liegt eine Verbruchzone mit schalig-plattigen Decken-Abschuppungen.

Als SPÖCKER (1981) die Höhle beschrieb, waren die Prozesse und Merkmale einer hypogenen Höhlenentstehung noch nicht bekannt. Das Geisloch interpretierte er – aus damaliger Sicht nachvollziehbar – als eine Ponorhöhle mit Zuflüssen von verschiedenen Seiten zur zentralen Halle. Sie soll aktiv gewesen sein, als die Dolomitskuppe, in der die Höhle liegt, über die umgebenden Kreidesedimente hinausragte und hier den Abfluss des radial zuströmenden Wassers in ein tieferliegendes Karstgrundwasser ermöglichte. Diese These erscheint aus verschiedenen Gründen zweifelhaft: Neben der eigenartigen Gesamtanlage und den Raumformen spricht insbesondere das Fehlen eingeschwemmter Sedimente aus der Umgebung, wie sie für einen Ponor zu erwarten wären, dagegen. Außerdem resümiert schon SPÖCKER zu den Raumformen: „Die erhaltenen Zeugnisse reichen für eine Deutung fluviogener Zu-

sammenhänge nicht aus.“ und erkennt „vornehmlich Spaltenprofile mit Kolken und Wandablaugungen“. „Schotter“-Vorkommen (mit „max. 15–20 cm Durchmesser“!), die vermeintlich auf fließendes Wasser hinweisen, bestehen alle aus in der Höhle anstehendem Dolomit und sollten mit Vorsicht interpretiert werden (WIMMER 1987). Aufgrund des Fehlens einer vorherrschenden Kluftichtung spekulierte SPÖCKER auch über einen Basalkörper im Untergrund, verwarf diese These aber aufgrund geophysikalischer Messungen.

Für eine hypogene Entstehung des Geislochs spricht dessen Gesamtanlage mit zahlreichen blinden Gangenden in alle Richtungen und die fehlende Beziehung zur umgebenden Landschaft. Kolke sind zahlreich vorhanden während Spuren fließenden Wassers fehlen. Die starke Versinterung ist durch die geringe Überdeckung der Höhle zu erklären. Ob im Geisloch Zuflüsse von unten, Übergangswände, Deckenstrukturen und Auslässe vorhanden sind und in einer typischen Beziehung zu einander stehen, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Höhle ohne Namen in Steinamwasser

Der Eingang zur „Höhle ohne Namen“ liegt knapp über Talniveau des Flembachtals nahe einer Störung am Ostrand des Malm-Verbreitungsgebiets.

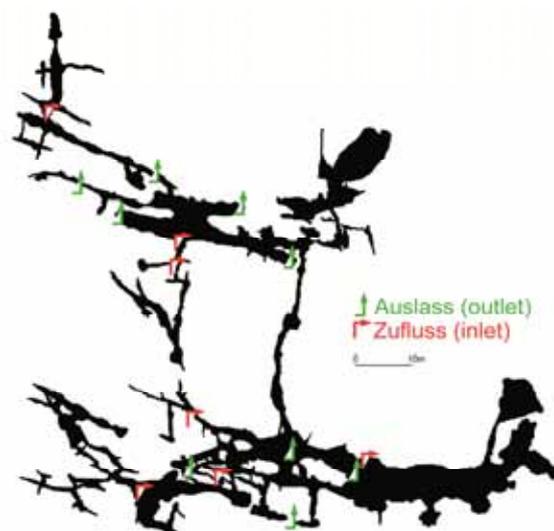


Abb. 15: Grundriss der Höhle ohne Namen in Steinamwasser (nach SPÖCKER 1931, Ergänzungen FHKF 1977) mit möglichen hypogenen Zu- und Abflüssen

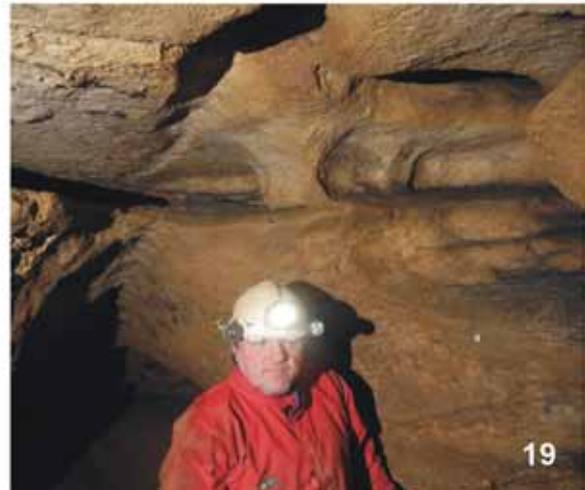
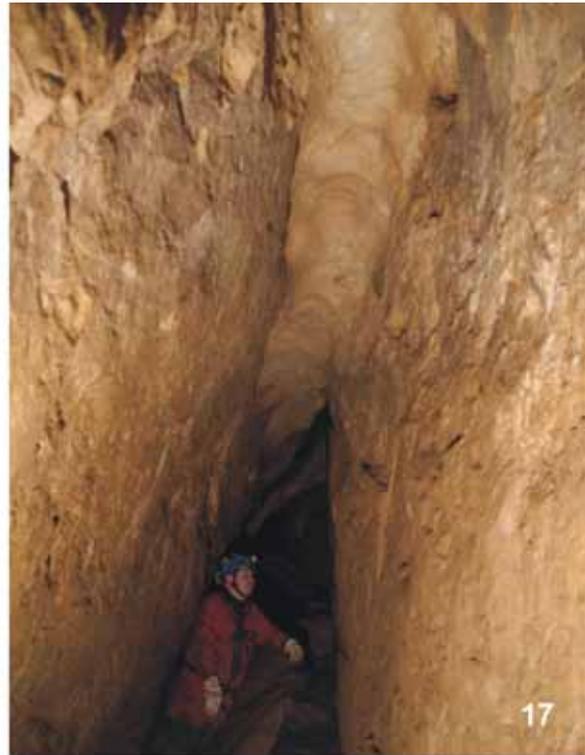
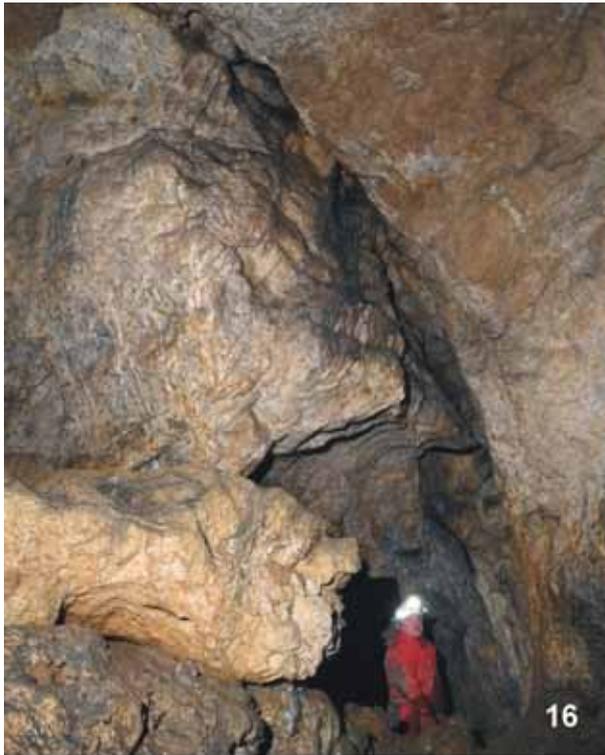


Abb. 16 bis 19: Höhle ohne Namen, Steinamwasser

Abb. 16: Ansteigender Wandkanal, Abb. 17: Ansteigender Deckenkanal, der zu einem engen Deckenloch führt, Abb. 18: Typische „schiffskielförmige“ Gangverzweigung, Abb. 19: Laugungshohlkehle im Hauptniveau der Höhle

Fotos: STEFAN GLASER

Ein geräumiger Gang, in dem ansteigende Wandkanäle zu finden sind, zieht zu den Ost- und Westlabyrinthen, deren Gänge vorwiegend an erweiterten Klüften unterschiedlicher Richtungen angelegt und vielfach untereinander verbunden sind (Abb. 15). Eine 30 m lange, unverzweigte „Klamm“ stellt die Verbindung zu den nördlichen Höhlenteilen her, die wiederum überwiegend durch ein Netz erweiterter Klüfte charakterisiert sind. In deren Zentrum

liegt als größter Raum die Nordhalle, deren Wände markante Lösungshohlkehlen zeigen. Im Süden der Halle ziehen enge Spalten in die Tiefe.

In der Nordhalle finden sich auch interessante Höhlensedimente: Unter der eigentlichen Felsdecke des Raums wölbt sich eine dünne Zwischendecke aus kantigem Blockschutt und zwischengelagerten Feinsedimenten, die von oben durch Sinter zusam-

mengehalten wird. Vermutlich bestand die ehemalige Füllung des Raums aus einer eiszeitlichen Fließerde, die später in unterlagende Höhlenteile nachsackte. Blockschutt und Versinterungen finden sich auch in anderen Höhlenteilen, ebenso wie Höhlenlehm.

Auch die Höhle ohne Namen weist viele Merkmale einer hypogen entstandenen Höhle auf: labyrinthischer Grundriss, ansteigende Wandkanäle, die zu engen Schloten führen, enge tiefste Teile und Laugungshohlkehlen (Abb. 16-19). Schon KEMPE et al. (1998) vermuteten für die Höhle ohne Namen einen CO₂-Aufstieg aus dem präjurassischen Untergrund entlang von Störungen.

Maximiliansgrotte bei Krottensee

Die Maximiliansgrotte (Höhlenbeschreibung unter Verwendung von GÖTZ 1994 und LEJA 1989) besteht aus einem verwirrenden Labyrinth von Gängen und Räumen, die teilweise in mehreren Etagen übereinander liegen (Abb. 20). Den einzigen natürlichen Eingang der Höhle bildet der geräumige Schacht „Windloch“, der etwa 20 m tief ist und in den Leissnerdom mündet – dem mit gut 20 m Länge und 12 m Breite größten Raum der Höhle. Diesen zentralen Raum erreicht man heute von Osten her durch einen Treppenabstieg vom künstlich geschaffenen Schauhöhleneingang aus. Der Schauhöhlenweg führt vom Leissnerdom nach Süden ansteigend zur Adlergrotte und weiter ansteigend durch einen künstlich erweiterten Durchstieg zu einem weiteren großen Raum, der Orgelgrotte. Im Süden endet diese stark versinterter Halle an einem engen nach unten führenden Gang, der schließlich völlig mit Dolomitsand verfüllt ist. Der Schauhöhlenweg steigt Richtung Osten weiter an durch eine Abfolge von engen Durchgängen und größeren Kammern, die teilweise stark versinterter sind und erreicht schließlich den künstlich geschaffenen Ausgang der Schauhöhle.

Im Norden des Leissnerdoms setzt ein Gang an, der abwärts zum „Großen See“ führt. Nach einem kurzen Schachtabstieg führt der geräumige und stark ausgekolkte Gang stets schräg abwärts, bis er 68 m unter der Oberkante des Windlochs auf den wenige Meter tiefen Großen See trifft. Eine

vermutete Fortsetzung nach unten ist vollständig verlehmt, wie durch eine Pumpaktion festgestellt wurde. Hier liegt der tiefste Punkt der Höhle.

Ebenfalls nördlich des Leissnerdoms setzt ein zunächst leicht ansteigendes Labyrinth von Gängen und Räumen an. Nach Westen zweigt rasch der steil ansteigende Höhlenteil „Olymp“ ab. Nach Norden erreicht man über die Wolkenhalle den Nordwestteil der Höhle. Hier liegen drei langgestreckte, etwa NNE-SSW verlaufende Raumsysteme teilweise knapp übereinander: Albrecht-Dürer-Grotte mit Kristallpalast, Mariengrotte und Regerhalle (Abb. 21). Im Norden enden alle Gangteile blind an massiven Wänden, im Südwesten an Verstürzen, die von LEJA (1989) in Zusammenhang mit einer nahen Störzone gebracht werden (wie auch weitere Verstürze im Bereich des Olymp, westlich des Leissnerdoms und westlich der Orgelhalle).

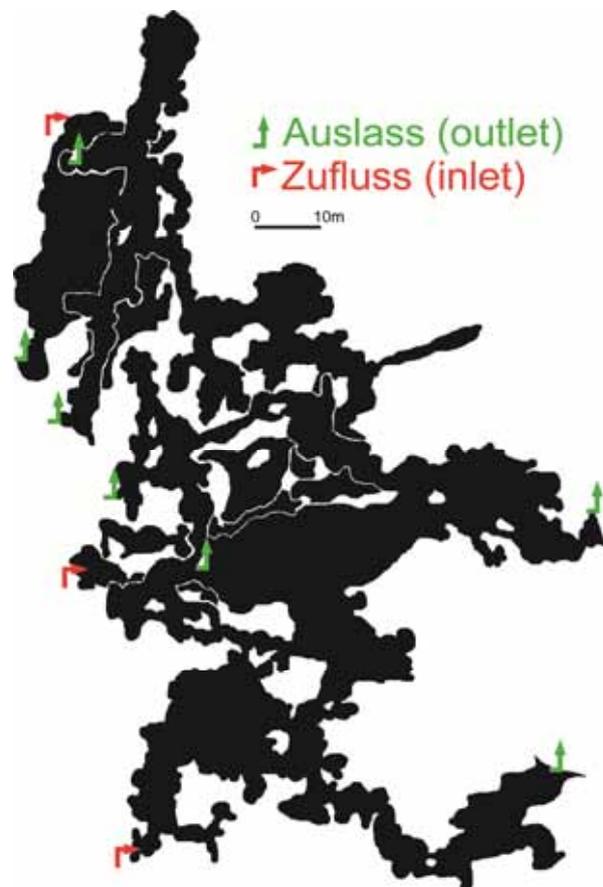


Abb. 20: Grundriss der Maximiliansgrotte (nach LEJA 1989) mit möglichen hypogenen Zu- und Abflüssen

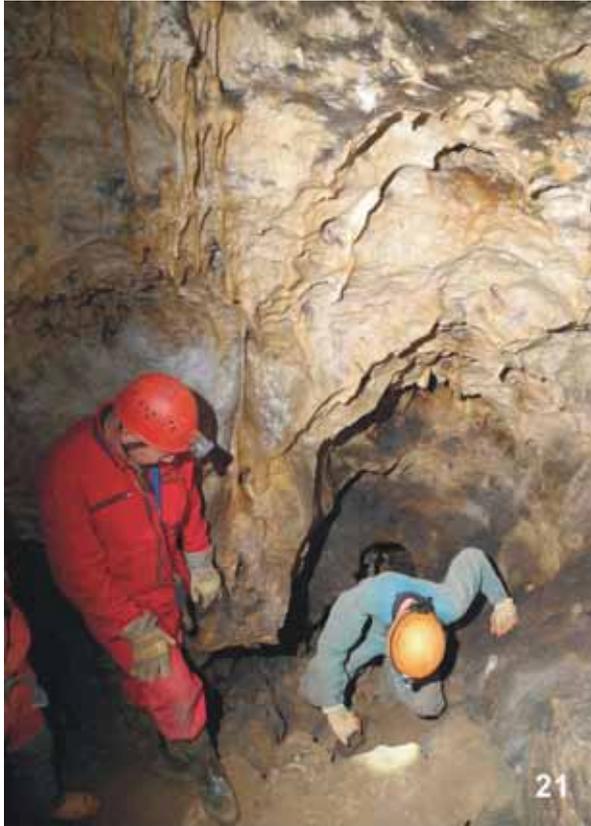


Abb. 21 bis 24: Maximiliansgrotte

Abb. 21: Enger Kolkdurchstieg in eine unterlagernde Etage, Abb. 22: Wild zerfressene Wand, Abb. 23: Stillwasserfacette (vgl. REINBOTH 1992), Abb. 24: Schaliger Deckennachbruch hat einen ehemaligen Raum der Maximiliansgrotte vollständig zerstört, Fotos DIETER GEBELEIN (22), STEFAN GLASER (21, 23, 24)

Die Höhle ist in einem überwiegend massigen Dolomit entwickelt. Einzelne undeutliche Schichtfugen, an denen teilweise auch Raumerweiterungen angelegt sind, fallen schräg nach Osten oder Nordosten ein. Die Höhlenwände sind teilweise glatt, teils wild korrodiert (Abb. 22). Im Nordteil der Höhle zeigen sich im Hauptniveau Stillwasserfa-

cetten (Abb. 23). Sinterleisten als Wasserstandsmarken finden sich auf verschiedenen Niveaus in der Höhle. Große Deckenkolke sind sehr häufig.

Als Höhlensedimente dominieren Dolomitsande, die teils autochthone Lösungsrückstände darstellen können oder nachträglich

von außen eingespült wurden. Vielerorts findet sich außerdem bräunlicher oder rötlicher Lehm. Die örtlich starke Versinterung ist mit der nur noch geringen Überdeckung der Höhle zu erklären. Verstürze finden sich vor allem im Westen des Höhlensystems, wo dieses mutmaßlich an eine Störungszone grenzt. An mehreren Stellen sind schalenförmige Deckenabplatzungen zu erkennen, die zur Ausprägung von Tonnengewölben führen – lehrbuchhaft an der Südwest-Sohle des Leissnerdoms (Abb. 24).

Der dreidimensionale Labyrinthcharakter der Maximiliansgrotte spricht ebenso wie ihre Kleinformen und Sedimente für eine hypogene Höhlenentstehung. Der Hauptzubringer von unten könnte beim „Großen See“ gelegen haben, kleinere Zubringer in tiefer gelegenen Höhlenteilen ganz im Nordwesten und Südwesten der Höhle. Als Auslässe nach oben kommen das Windloch, Ein- und Ausgang der Schauhöhle sowie verschiedene Kolke im Nahbereich der Störzone in Frage.

Bismarckgrotte

Die Bismarckgrotte liegt in einer Dolomitskuppe, die von Resten kreidezeitlicher Sedimente umgeben ist. Sie ist ein herausragendes Beispiel für eine labyrinthische Höhle (Beschreibung und Plan siehe LEJA 1985, Abb. 25). Auf engstem Raum verlaufen mehrere großräumige Gangsysteme knapp nebeneinander und liegen oft mehrere Etagen übereinander – teils chaotisch miteinander verbunden oder nur durch schmale Gesteinsriegel voneinander getrennt. Seitliche Fortsetzungen enden meist blind an massiven Wänden, teils auch an Sedimentfüllungen. Zahlreiche, meist enge Schlote mit bizarr korrodierten Wänden ziehen von der Hauptetage nach oben. Die tiefsten Teile bestehen aus korrosiv erweiterten Spalten, die trichterförmig in die Hauptetage ausmünden. In vielen Fällen sind aber mögliche Fortsetzungen nach unten durch Sedimente verfüllt, wie auch Teile der Hauptetage noch von Sedimenten erfüllt sind, die aber vor einer teilweisen Ausräumung noch größere Teile der Höhle plombiert haben müssen. Es handelt sich vorwiegend um Dolomitsand, der stellenweise karbonatisch gebunden ist, selten kommen auch Sinter, Lehm und Limonit vor (ausführliche Be-

schreibung bei LEJA 1985 und KOLB & CRAMER 1927).

Ein hervorstechendes Charakteristikum der Bismarckgrotte ist, dass viele Wand- und Deckenpartien derart bizarre Korrosionsformen aufweisen, dass man manchmal kaum noch sagen kann, wo die Wand aufhört und die Höhle beginnt. LEJA: „Im Bereich der Erzgänge erreicht der Formenreichtum der zerlaugten Wände, der Decke und der Sohle ein solch phantastisches Ausmaß, dass sich diese Höhlenräume auch durch ausführliche Beschreibung nicht annähernd darstellen lassen. Keine andere Höhle der Frankenalb weist ein derart chaotisches Raumbild auf; nicht nur in der Vermessung, auch fotografisch lassen sich die Räume kaum richtig erfassen“. Die Raumformen sind sehr vielfältig (Abb. 26-30). Es gibt auch Bereiche mit relativ glatten Wänden, große Kolke und Ansätze von Laugniveau. Einzelne Räume sind durch große Verstürze geprägt.

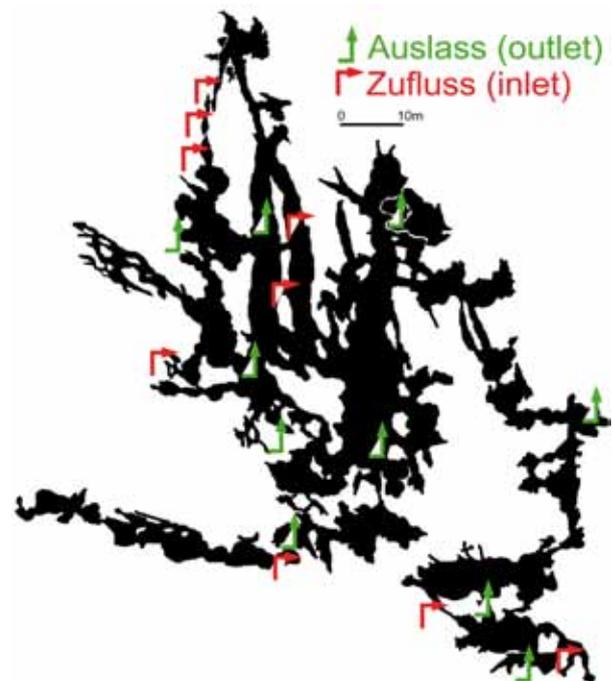


Abb. 25: Grundriss der Bismarckgrotte (nach LEJA 1985) mit möglichen hypogenen Zu- und Abflüssen

Auf eine hypogene Entstehung der Bismarckgrotte weist vor allem deren Gesamtanlage hin: die extrem labyrinthischen Hauptetagen mit ihren nach oben und unten reichenden, engeren Fortsetzungen.



Abb. 26 bis 30: Bismarckgrotte

Abb. 26: Schiffskielförmige Pfeiler teilen manche Gänge, Abb. 27: Enger Zustieg zum tiefsten Teil der Höhle, Abb. 28: Der enge Schacht des Südeingangs mit seinen bizarr korrodierten Wänden bildet den höchsten Punkt des Systems und stellt demnach einen möglichen Auslass dar, Abb. 29: Wild zerfressene Deckenregion in der Bismarckgrotte, Abb. 30: Eine dünne Zwischenwand wird von mehreren Kolklöchern durchbrochen
Fotos: STEFAN GLASER

Der restliche Formenschatz ist schwierig zu interpretieren. Zwar existieren manche auffällige Kolke und Laugdecken, doch dominiert wird das Bild von zerlaugten Wänden, Sedimentfüllungen und Bereichen, aus denen ehemalige Sedimentfüllungen wieder ausgeräumt wurden. Ein Teil der Sedimente mag während der Höhlenbildung als Residuum entstanden sein, andere Teile könnten später von außen eingebracht worden sein. Entwickelte sich die Gestalt der Höhlenwände unter Sedimentbedeckung anders weiter als ohne? Spielte Mischungskorrosion im Kontaktbereich des Porenwassers im Dolomit mit dem Höhlenwasser eine Rolle?

Wann und auf welche Weise entstanden die Limoniterze? Wann und auf welche Weise wurden Teile der heute zugänglichen Höhle von den Sedimentmassen befreit? Viele Fragen sind offen und werden es möglicherweise immer bleiben, da z.B. die Erze mittlerweile fast vollständig aus der Höhle geplündert wurden. Einen interessanten Hinweis gibt PETERKNECHT (2011), die aus der Untersuchung von Quarzkörnern in den Sedimenten der Bismarckgrotte auf ein Mindest(!)alter der Sedimentfüllung und damit der Höhle von ca. 17 Millionen Jahren schließt.

Überblick über hypogen entstandene Höhlen in der Nördlichen Frankenalb

In bisherigen Arbeiten wird die Verkarstung in der Nördlichen Frankenalb überwiegend mit den Ausräumungsphasen während der Unterkreidezeit und ab dem Pliozän in Verbindung gebracht (siehe z.B. HABBE 1989). Viele Höhlen zeigen jedoch deutliche Merkmale einer transversalen hypogenen Höhlenentstehung, für die die Bedingungen von der jüngeren Oberkreidezeit bis ins Alttertiär gegeben waren.

Trotz aller Unterschiede weisen die beschriebenen Höhlen viele Gemeinsamkeiten auf: Grundsätzlich fehlen Hinweise auf ehemals schnell fließendes Wasser, wie z.B. Canyons, Fließfacetten oder Gerölle. Typisch sind Labyrinth mit zentral gelegenen Hallen, von denen oft enge Höhlenteile nach oben und unten wegziehen sowie mit zahlreichen blind endenden Seitenteilen. Es fällt auf, dass sich vergleichsweise große Ganglängen auf engem Raum finden (Tab. 2). Kolke und löchrige oder wild zerlaugte Wände prägen vielerorts das Bild. Oft finden sich Hohlkehlen (engl. „notches“) und Stillwasserfazetten (auch „Ruheflächen“, engl. „Kempe facets / planes of response“) als typische Anzeiger nahezu stagnierenden Wassers mit Konvektionsströmungen (KEMPE et al. 1975, FORD & WILLIAMS 1989, REINBOTH 1992). In vielen Höhlen existieren Versturz zonen, oft mit schaligen Deckenbrüchen, die auf ein „hohes Alter“ der Höhlen hinweisen aber auch auf das zumindest ehemalige Vorhandensein von Hohlräumen unterhalb der bekannten Hauptetagen. Vie-



le der beschriebenen Höhlen liegen im Nahbereich von Störungszonen, die den Aufstieg des Wassers aus tieferen Horizonten erleichtert haben können. Laugniveaus, Wandsinterleisten und massive Sinterdecken in den tiefsten Teilen einiger Höhlen können Zeugen wechselnder Lösungs- oder Ausfällungsmilieus in den Spätphasen der Höhlenentstehung sein, als der Grundwasserspiegel bereits unterhalb der Hauptniveaus lag.

Obwohl die transversale hypogene Höhlenentstehung eine plausible Hypothese für die Entstehung der genannten Höhlen bietet, bleiben noch viele Aspekte und Einzelbeobachtungen unerklärt. Welche Rolle spielen beispielsweise die Besonderheiten der Dolomitverwitterung? Wie ist die „in situ Brekzierung“ zu erklären, die mancherorts zu beobachten ist (Abb. 14, 32)? Wann und wie entstanden die Sedimentfüllungen, wann und wie wurden sie wieder ausgeräumt und welche Rolle spielten sie in der Zwischenzeit? Wie verlief der Weg des Wassers durch die tieferen (Kalkstein-) Horizonte des Malm – sprich „was liegt unter den Hauptetagen“?

Neben den oben ausführlich beschriebenen Höhlen kann eine hypogene Entstehung für zahlreiche weitere Höhlen diskutiert werden. In Frage kommen beispielsweise Alfelder Windloch, Breitensteiner Bäuerin, Großmeinfelder Windloch, Ludwigshöhle, Lupberghöhle, Sackdillinger Windloch und Zoolithenhöhle (Abb. 31-35). Weitere Untersuchungen wären hier und in anderen Höhlen der Region wünschenswert.



Abb. 31 (links): Nachträglich im Versturzbereich schräggestellte Laugdecke im Alfelder Windloch

Abb. 32 (rechts): In situ brekziiertes Gestein am tiefsten Punkt des Alfelder Windlochs

Beide Fotos: STEFAN GLASER

Tab. 2: Vergleich der Ganglängen einiger Höhlen der Fränkischen Alb mit deren Längen- und Höhen-erstreckung (Angaben nach dem Höhlenkataster Fränkische Alb). Zum Vergleich dienen als typische Flusshöhlen die Binghöhle (BRAND et al. 2006) und die Mühlbachquellhöhle mit ihren relativ großen Horizontalerstreckungen sowie typischen Sedimenten und Kleinformen wie z.B. Fließfacetten (KGM 2013).

Höhle	Gesamt-Ganglänge (GGL) [m]	Gesamt-Höhenunterschied (GH) [m]	Größte Erstreckung (N-S) [m]	Größte Erstreckung (W-E) [m]	Verhältnis GGL/Fläche (N-SxW-E) [m/m ²]	Verhältnis GGL/Volumen (N-SxW-ExGH) [m/m ³]
Schönstein- und Brunsteinhöhle	667	ca. 32	100	95	0,07	0,0022
Guckloch	623	41	82	65	0,12	0,0029
Geisloch b. Oberfellendorf	800	ca. 33	144	135	0,04	0,0012
Bismarckgrotte	1210	53	105	98	0,12	0,0022
Maximiliansgrotte	1200	70	125	80	0,12	0,0017
Höhle ohne Namen in Steinamwasser	620	ca. 21	98	103	0,06	0,0029
Binghöhle	294	12	212	71	0,02	0,0016
Mühlbachquellhöhle	8140	67	1310	1610	0,004	0,00006



Abb. 33 (links): Große ansteigende Abfolge von Deckenkolken in der Breitensteiner Bäuerin, Foto: STEFAN GLASER

Abb. 34 (rechts): Stillwasserfazette in der Breitensteiner Bäuerin, Foto: HEIKO KRACHT



Abb. 35: Löchrige Wandstruktur im Großmeinfelder Windloch, Foto: STEFAN GLASER

Hypogene Höhlenentstehung in anderen Teilen Süddeutschlands

Neben der Nördlichen Frankenalb, wo für einige Höhlen eine transversale hypogene Höhlenentstehung im Sinne von KLIMCHOUK (2007) als plausibel gelten kann, werden im folgenden weitere Karstgebiete in Süddeutschland erwähnt, in denen manche Merkmale einer hypogenen Höhlenentstehung vorkommen, obwohl die Voraussetzungen nach KLIMCHOUK nicht gegeben sind. Es wird postuliert, dass Erdwärme und aufsteigendes Grundwasser in besonders mächtigen oder tiefreichenden Karstgesteinen eine Wasserbewegung und Hohlraumbildung bewirken können, auch ohne die Beteiligung tiefer liegender Grundwasserleiter. Mehrfache Hebungen und Senkungen der Gebiete können hierbei eine Rolle spielen. Wenn beispielsweise ein bereits verkarstetes Gestein später abgesenkt und von Sedimenten überdeckt wird, so ändern sich die hydraulischen Verhältnisse grundlegend.

gend. Karstsysteme, die zunächst unter „normalen“ epigenetischen Bedingungen entstanden sind, können durch geothermal angetriebene Konvektionsströmungen überprägt werden.

Malm unter Molassebedeckung nördlich der Alpen und Südliche Frankenalb

Die Malm-Karbonate, die in der Frankenalb und auch in der Schwäbischen Alb an der Oberfläche anstehen, finden sich auch südlich der Donau bis an den Alpenrand. Während sie aber entlang der Donau noch an der Oberfläche oder unter nur geringmächtiger Überdeckung liegen, finden sie sich nach Süden zu unter immer mächtigeren Deckschichten des tertiärzeitlichen Molassebeckens. Unter München liegt die Oberkante des Malm in etwa 2.000 m Tiefe, am Alpenrand sind es bis über 5.000 m. Der Malm ist unter dem Molassebecken teilweise in seiner vollständigen Mächtigkeit bis

etwa 600 m erhalten (MAYER & SCHMIDT-KALER 1996). Insbesondere im Nordteil des Gebiets war der Malm aber vor seiner Überdeckung der Abtragung und Verkarsung ausgesetzt (LEMCKE 1988). Durch Bohrungen wurden auch in großer Tiefe offene Karsthohlräume nachgewiesen, beispielsweise eine offene Kaverne von 1 m Höhe in 3051 m Teufe der Bohrung Anzing 3 (KÖWING et al. 1968)

Der Malm unter dem Molassebecken stellt wohl den bedeutendsten Thermalwasserleiter in Deutschland dar, der derzeit an vielen Orten zur Gewinnung geothermischer Energie mit Bohrungen erschlossen wird. Artesisch ausfließendes Thermalwasser aus dem Malm wurde beispielsweise in Bad Füssing bereits in den 1930er Jahren erbohrt und seit langem für den Kurbetrieb genutzt.

Auf natürliche Weise entwässert der Malm unter der Molasse zu einer Reihe kleiner Quellen entlang der Donau zwischen Ingolstadt und Regensburg, die teilweise durch ihre H_2S -Führung gekennzeichnet sind. Die Gesamtmenge des abfließenden Wassers ist aber – bezogen auf das riesige Gebiet – sehr gering. Wasser-Altersbestimmungen haben hier Werte über 10.000 Jahren ergeben (BÜTTNER et al. 2002). Eine Grundwasserneubildung findet im Malm unter der Molasse – bedingt durch die mächtigen, meist nur gering durchlässigen Deckschichten – kaum statt. Die Schwerkraftgetriebene Wasserbewegung ist daher sehr gering, obwohl Klüfte und teilweise auch Karsthohlräume als gut wasserleitende Strukturen vorhanden sind.

Eine Höhlenbildung durch aufsteigendes Grundwasser ist im Malm unter der Molasse bislang – mangels Zugänglichkeit – nicht nachgewiesen. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass im Bereich der natürlich austretenden Quellen (entlang des Donautals) Lösung stattfindet. Das von Süden her aufsteigende Grundwasser kann sich nahe der Oberfläche mit dem im Norden auf der Frankenalb neu gebildeten Grundwasser mischen. Infolge des unterschiedlichen Lösungsinhalts findet hier höchstwahrscheinlich aktuell Mischungskorrosion statt.

Prinzipiell ähnlich muss die Situation auch schon seit dem Jungtertiär und bis ins Alt-



Abb. 36: Ausgeprägte Schichtfugenlaugung in einer Höhle am Steinbuckel, Foto: STEFAN GLASER



Abb. 37: Kleinkolke in einer Höhle am Steinbuckel, Foto: STEFAN GLASER

pleistozän gewesen sein. Nur reichte damals die (durchgehende) Molassebedeckung noch weiter nach Norden – zeitweise bis auf das Niveau der heutigen Hochfläche. Ein Höhlensystem, das etwa im Pliozän/Altpleistozän am Nordrand der damaligen Molassebedeckung entstanden sein könnte, stellen die beim Bau der ICE-Trasse Ingolstadt-Nürnberg angeschnittenen Karsthohlräume am Steinbuckel dar

(GLASER & WOLF 2001). Es handelte sich um ein System korrosiv erweiterter Klüfte mit ausgeprägten Kolken auf einem einheitlichen Höhenniveau (Abb. 36, 37). Typischerweise fehlten Höhlensedimente weitgehend und natürliche Eingänge waren nicht vorhanden.

Ein bisher nicht ausreichend erklärtes Karstphänomen findet sich in einigen Steinbrüchen im Bereich der Karsthochfläche der Südlichen Frankenalb zwischen Eichstätt und Weissenburg: An den Wänden und Sohlen mancher Steinbrüche sind teils geräumige Höhlenlabyrinth erschlossen, die aber nahezu vollständig mit Lehm verfüllt sind (Abb. 38, 39). Die ehemaligen Gangsysteme sind überwiegend an zwei sich etwa rechtwinklig kreuzende Kluftsysteme gebunden. An der Sohle mancher Steinbrüche finden sich pro Hektar mehrere hundert Meter lehmgefüllter Klüfte und Gänge von „gangbarer“ Breite. Wann und auf welche Weise diese riesigen Höhlensysteme entstanden sind, ist bislang völlig unklar, ebenso wann und wie sie wieder verfüllt wurden. Die Anlage als ausgedehnte kluftgebundene Labyrinth legt aber nahe, dass die Hohlräume in nahezu stagnierendem Grundwasser gebildet wurden.



Abb. 38: Lehmverfülltes kluftgebundenes Hohlraum-Netzwerk in einem Steinbruch nördlich von Eichstätt, Foto: STEFAN GLASER

Eine weitere geologische Position, in der Verkarstung durch aufsteigendes Grundwasser stattfinden könnte, sind tektonische Hochlagen innerhalb des Thermalwasserleiters wie das Landshut-Neuöttinger Hoch. Als Beispiel sei hier die bedeutende geothermische Anomalie angeführt, die mit der Forschungsbohrung Altdorf bei Landshut erkundet wurde (WROBEL et al. 2002). Diese beweist zumindest, dass innerhalb

des Malmaquifers unter Molassebedeckung eine bedeutende Vertikalzirkulation stattfindet: In oberflächennahen Grundwässern des Gebietes waren ungewöhnlich hohe Temperaturen aufgefallen (bis 18°C anstatt 9-12°C). In etwa 400 m Tiefe wurden an der Oberkante des Malm 58°C angetroffen. Die Bohrung reicht bis in 796 m Tiefe, wo 71°C erreicht wurden (die letzten 12 m der Bohrung verlaufen bereits im unterlagernden Dogger). Oberhalb des Malm betrug die Temperaturzunahme damit ungewöhnliche 12,5°/100 m, innerhalb des Malm nur noch 3,3°/100 m (im übrigen Molassebecken wird mit 4,5°/100 m und im weltweiten Durchschnitt auf Kontinenten etwa mit 3°/100 m gerechnet). Die Wärmezufuhr innerhalb des Malm wird mit dem Zustrom heißer Tiefenwässer aus noch tiefer liegenden Teilen des Aquifers (aus der Wasserburger Senke) erklärt. Die erhöhten Temperaturen in den überlagernden Schichten können aber nicht durch aufsteigendes Malm-Grundwasser erklärt werden, da dieses eine geringere Grundwasserpotentialhöhe aufweist als die überlagernden Grundwasserstockwerke. Der Wärmetransport wird hier mit einem Wechselspiel von Konvektion und Konduktion erklärt.

Die geothermische Anomalie belegt, dass hier in nennenswertem Umfang heißes Wasser in die tektonische Hochlage aufsteigt. Da das Wasser nicht weiter in die überlagernden Gesteine aufsteigen kann, muss es im Anschluss – in abgekühltem Zustand – wieder in tiefere Teile des Aquifers weiterströmen, sonst würde die Anomalie nicht dauerhaft bestehen können.

Bei den hier erwähnten Beispielen aus der Südlichen Frankenalb und dem Malm unter der Molasse treffen die Bedingungen für die oben beschriebene „transversale hypogene Höhlenentstehung“ nicht zu: es ist kein Grundwasser beteiligt, das aus tieferen Gesteinsabfolgen aufsteigt und auch artesische Verhältnisse sind nicht gegeben. Der Aufstieg des Grundwassers erfolgt hier innerhalb eines Karstaquifers, der sich in große Tiefe erstreckt und mehrfachen Hebungen und Senkungen ausgesetzt war (GLASER 2000). Die Fließbewegung ist hier sehr gering. Es dominieren Konvektionsströmungen, die durch Unterschiede in Temperatur oder Lösungsinhalt angetrieben

werden. Beispielsweise beträgt der Höhenunterschied zwischen den Höhlen am Steinbuckel (480 m ü. NN) und der Klifflinie des Molassemeers bei Ingolstadt (230 m ü. NN, BÜTTNER et al. 2002) 250 m. Bei einem Temperaturgradienten von 3°C/100 m ergibt sich ein Temperaturunterschied von ca. 7,5°C innerhalb des überfluteten Karst-

aquifers, der eine thermische Konvektion in Gang halten kann. Die entstehenden Höhlensysteme und Raumformen gleichen daher jenen, die unter artesischen Bedingungen entstehen. Zudem kann beim Zusammentreffen tiefer und oberflächennaher Grundwässer Mischungskorrosion auftreten.



Abb. 39: Lehmverfüllte Karsthohlräume an der Wand eines Steinbruchs nördlich von Eichstätt, Foto: STEFAN GLASER

Höhlen im Wunsiedler Marmor im Fichtelgebirge

Der Wunsiedler Marmor ist ein metamorphes Gestein, das auf einen wohl altpaläozoischen Kalkstein zurückgeht. Er erreicht maximal einige Dutzend Meter Mächtigkeit und streicht in zwei tektonisch zerlegten und steilgestellten Zügen durch das südliche Fichtelgebirge. Umrahmt wird er von Glimmerschiefern, Phylliten und anderen metamorphen Gesteinen, die überwiegend als Wasser„stauer“ wirken.

Aus Steinbrüchen und Bohrungen ist bekannt, dass im Wunsiedler Marmor bis tief unter das heutige Talniveau offene Karsthohlräume existieren. Die Wasserhaltung einzelner Steinbruchbetriebe ermöglichte es

zeitweise, Teile dieser Höhlensysteme zu erkunden. Es handelte sich überwiegend um kluftgebundene, teils labyrinthisch angelegte Gangfragmente ohne große Horizontalerstreckung. Typisch sind große Wand- und Deckenkolke sowie blind endende Gänge (Abb. 40).

Die Anlage der Höhlen legt auch hier eine wesentliche Beteiligung aufsteigender Grundwässer an der Höhlenentstehung nahe. Langgestreckte Horizontalhöhlensysteme sind in den schmalen, maximal wenige Kilometer langen Marmorlinsen, die an allen Seiten von gering wasserdurchlässigen Gesteinen umgeben sind, ohnehin nicht zu erwarten. Fast zwangsläufig muss eine Wasserbewegung hier überwiegend vertikal stattfinden.



Abb. 40: Kolke in einer Höhle im Wunsiedler Marmor, Foto: STEFFEN HOFMANN

Als Antrieb der vertikalen Konvektion kann die Hitze der vulkanischen Aktivität gedient haben, die das Gebiet vor allem vor etwa 30–15 Millionen Jahren prägte. Typisch für Vulkangebiete ist außerdem eine Anreicherung des Grundwassers mit CO₂, die wiederum eine verstärkte Lösung von Karbonatgesteinen zur Folge hat. Tatsächlich gibt es in der Region noch immer einzelne Kohlen-säure-haltige Quellen.

Untersberg (Nördliche Kalkalpen)

Ganz wie es das starke Relief mit tief eingeschnittenen Tälern vermuten lässt, bieten sich in den bayerischen Alpen zahlreiche Beispiele für „normale“ Schwerkraft-getriebene Höhlenentstehung. Eine Ausnahme findet sich mit der **Stöcklhöhle** im Süden des Untersbergs. Etwa ein Kilometer Höhlengänge liegen hier unter einem nur 120 x 55 Meter großen Gebiet. Von den beiden Eingängen ziehen von Frostscht und Verbruch geprägte Gänge parallel ber-

geinwärts, von denen mehrere blind endende Gangansätze abzweigen. Nach kurzer Strecke erreicht man in beiden Höhlenästen eine extrem labyrinthische Zone mit zahlreichen Wand- und Deckenkolken. Zwischen größeren Räumen finden sich verschiedene Querverbindungen, wobei die Gänge teilweise sehr eng und teilweise an einem Laugniveau orientiert sind. Von der labyrinthischen Zone ziehen mehrere kleine und drei größere Schächte in die Tiefe. Über einen der Schächte sind die beiden Höhlenteile miteinander verbunden. Im Südosten liegt die tiefste Schachtzone, die von einem jungen Gerinne geprägt ist (bis 200 m unter den Eingang erforscht, zieht aber sehr eng weiter in die Tiefe, ZAGLER 2004). Die beiden anderen Schächte sind etwa 25 m tief und ziehen in ihren unteren Teilen in Richtung auf die tiefe Schachtzone, verengen sich aber ungangbar. Von der labyrinthischen Zone aus ziehen mehrere Schlotte schräg oder senkrecht mindestens 20 m weit nach oben.

Die Stöcklhöhle zeigt in ihrer Anlage und ihren Kleinformen einige typische Merkmale einer hypogen entstandenen Höhle (Abb. 41-44). Einige der Schächte können ehemalige Zubringer von unten darstellen, die sich bei der Annäherung an das Hauptniveau in mehrere Äste aufteilten. Im Hauptniveau fand vermutlich eine Vermischung des aufsteigenden mit oberflächennahem Grundwasser statt, die zu den ausgeprägten Lösungsformen führte. Die Schlotte über dem Labyrinth können als primäre Auslässe nach oben interpretiert werden, die später durch die Horizontalgänge in Richtung auf die Eingänge ersetzt wurden. Allerdings mag sich die Funktion der einzelnen Höhlenteile im Lauf der Erdgeschichte mehrfach gewandelt haben.

Vergleichbare Formen wie in der Stöcklhöhle, nur in wesentlich größerer Dimension, finden sich in einzelnen Teilen der **Windlöcher** am Nordhang des Untersbergs, auf österreichischem Gebiet (KLAPPACHER 1996, MAYER 2004). Hier fällt die insgesamt extrem labyrinthische Anlage auf, die aber andererseits kombiniert ist mit einer erheblichen Horizontalerstreckung (z.B. mit dem auf mehrere 100er m S-N-verlaufenden Hauptgang). Auch hier gibt es Verbindungen zu jüngeren Schacht- und

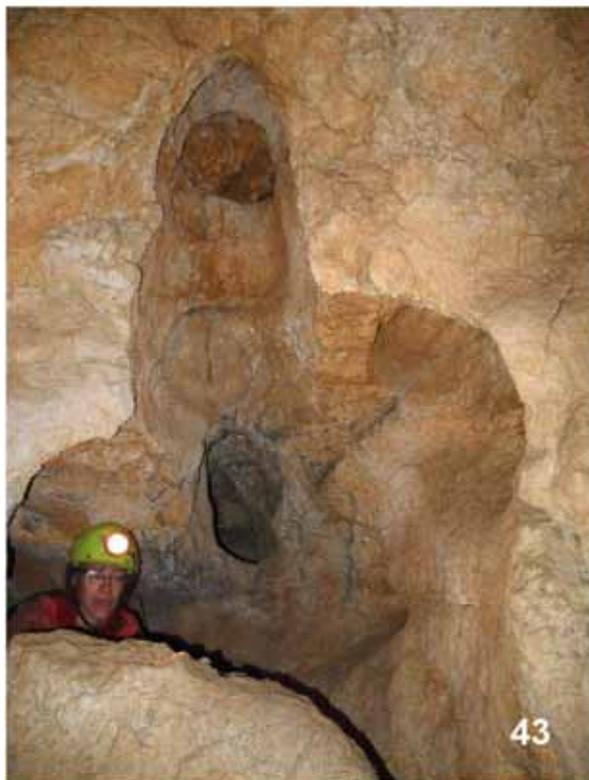
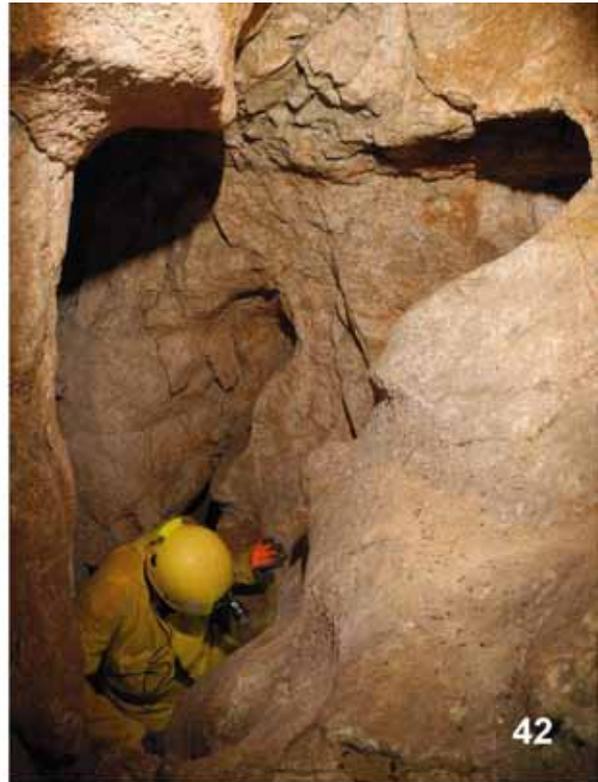


Abb. 41 bis 44: Stöcklhöhle

Abb. 41: Ansteigende Kolkreihe

Abb. 42: Kolkabstieg unter einer Hohlkehle im Hauptniveau der Höhle

Abb. 43: Ansteigender Wandkanal

Abb. 44: Wandkolk mit engem Bodenloch, Fotos: STEFAN GLASER

Canyon-Systemen (z.B. Klingertalschacht), die offensichtlich auf ein tieferes Vorflutniveau zielen und die älteren Horizontalniveaus durchqueren. Die labyrinthischen Horizontalteile liegen überwiegend auf Höhenlagen um 1.300 m ü. NN, wobei Kolke und Laugformen die Räume prägen. Auffällig ist ein Laugniveau mit Laugdecken in engräumigen Labyrinth, das in verschiedenen Höhlenteilen angeschnitten ist.

Auch für den Untersberg treffen die Voraussetzungen für eine „transversale hypogene Verkarstung“ nicht zu: Er liegt nicht in einem kontinentalen Becken und es sind weder artesische Verhältnisse noch die Beteiligung von Grundwässern aus tieferliegenden Grundwasserleitern zu erwarten. Es lohnt sich daher, einen Blick auf die hier besonders wechselvolle Geschichte der Landschaft zu werfen.

Anders als in anderen Karstgebieten der Bayerischen Alpen gibt es am Untersberg und an einigen benachbarten Gebirgsstöcken Anzeichen für eine erste Verkarstungsphase bereits während der Kreidezeit. Nach einer frühen Gebirgsbildungsphase hatte sich das Meer während der Unterkreide aus dem Gebiet zurückgezogen, das nun als Festland der Abtragung und Verkarstung ausgesetzt war (GANSS & GRÜNFELDER 1979). Vor dem erneuten Meeresvorstoß in der Oberkreidezeit hat die Landschaft mit Tälern und Gebirgsmassiven der heutigen wohl in gewisser Weise geähnelt (Abb. 45). Das vorstoßende Gosaumeer hinterließ dann nordwestlich von Bad Reichenhall auf Talniveau Brandungskonglomerate, am Nordhang des Lattengebirges entstand ein Riff und am Nordhang des Untersbergs wurde Schutt zum „Untersberger Marmor“ zementiert. Das Gebiet mag nun, da das Meer zurückkehrte, der heutigen Kroatischen Küste mit ihren Inseln und Buchten geglichen haben. Die höchstgelegenen Gosasedimente liegen im Lattengebirge und am Untersberg heute auf etwa 1.400 m ü. NN. Bis ins Paleozän sank das Gebiet weiter stark ab und war schließlich von einem bis über 1.000 m tiefen Meer bedeckt (RISCH 1993).

Doch damit nicht genug der wechselvollen Geschichte: Bis ins Untereozän zog sich das Meer wieder weitgehend aus dem Ge-

biet zurück, nur um im höheren Mitteleozän wieder vorzustoßen (RISCH 1993). Zwischenzeitlich müssen die Sedimente, die die Täler teilweise aufgefüllt hatten, wieder weitgehend ausgeräumt worden sein, sonst hätte nicht bei Hallthurm im Ober-Eozän auf Talniveau ein Riff wachsen können (DARGA 1992). In der Folgezeit zog sich das Meer endgültig aus dem Gebiet zurück. Allerdings wurde es nun im Oligozän bis auf Hochflächenniveau verschüttet vom Abtragungsschutt der aufsteigenden Zentralalpen – die Augenstein-Formation entstand (FRISCH et al. 2002). Ab dem Miozän begannen sich die Kalkalpen schließlich herauszuheben und die Täler tieften sich allmählich wieder ein.

Am Untersberg liegen die Mehrzahl der Horizontalhöhlen auf bestimmten Horizontalniveaus. Die Entstehung der Horizontalhöhlen wird überwiegend mit der fortschreitenden Heraushebung der Kalkalpen im jüngeren Tertiär in Verbindung gebracht, was zweifellos auf sehr viele Höhlen und Höhlenteile zutrifft (ausführliche Diskussion bei HASEKE-KNAPCZYK 1989). Kaum diskutiert wurde bisher aber die Frage, warum manche große Höhlenteile durch lange Zeit stagnierendes Wasser geprägt sind. Eine mögliche Erklärung wären Phasen, in denen die Heraushebung der Kalkalpen durch Senkungsphasen unterbrochen wurde. Die bereits entstandenen Karstsysteme wären dadurch zeitweise tief unter dem Vorflutniveau gelegen und kaum noch von der schnellen Zirkulation des Karstwassers im Bereich des Vorflutniveaus betroffen gewesen.

Zu diskutieren ist aber auch die mögliche Rolle der älteren Verkarstungsphasen während des Alttertiärs und der Kreidezeit, die im Reichenhaller Gebiet auch schon bis auf das heutige Talniveau herab gereicht haben. Spätere Sedimentationsphasen verschütteten die Karstgebiete im Anschluss teilweise oder ganz. Innerhalb der bis über 1.000 m mächtigen Karstaquifere könnte sich während der Verschüttung in den schon vorhandenen Hohlräumen eine geothermisch angetriebene Konvektionsströmung ausgebildet haben. Zudem muss sich im Lauf der Erdgeschichte im Untersberg mehrfach eine Süßwasserlinse über mit Meerwasser gefüllten Hohlraumssystemen befunden haben, wobei im Bereich der Süß-

/Salzwasser-Grenze mit verstärkter Lösung zu rechnen ist. Wo die Vorflutniveaus – seien es nun Täler oder Meere gewesen – während des Alttertiärs und der Kreidezeit lagen, ist naturgemäß kaum mehr zu ermitteln, da tektonische Vorgänge und die Salzlösung im Reichenhaller Becken die Paläogeographie weitgehend verschleiert haben. Einen Hinweis geben aber – neben den erwähnten Gosausedimenten und dem alttertiären Riff bei Hallthurm – kreidezeitliche Poljen im benachbarten Lattengebirge, die heute zwischen 1.240 m (Anthauptenalm) und 1.400 m (Eheblößwiesen) liegen.

Ausgedehnte labyrinthische Höhlensysteme könnten vor allem dort entstanden sein, wo das weitgehend stagnierende Tiefenwasser (mit geothermisch angetriebener Konvektion) sich mit oberflächennah zirkulierendem Karstwasser mischte, also im Bereich ehemaliger Vorflutniveaus. Eine Höhlengenesse, die gleichzeitig oder abwechselnd durch

thermische Konvektionsströmungen in der Tiefe und durch oberflächennahe Zirkulationssysteme angetrieben wird, ist auch geeignet, das gemeinsame Vorkommen von Labyrinth mit langgestreckten Höhlenteilen zu erklären.

Eine detaillierte Entschlüsselung der Entstehungsgeschichte einzelner Höhlen oder Höhlenteile ist in einem Gebiet mit einer derart komplexen Hebungs- und Senkungsgeschichte wie am Untersberg schwierig. Ähnliche Vorflutniveaus können im Verlauf der Erdgeschichte mehrfach aktiv gewesen, verschüttet und reaktiviert worden sein. Selbst tiefe Schachtzonen mögen nach einer Verschüttung der Täler als Aufstiegskanäle von erwärmtem Wasser aus tiefergelegenen Teilen des Aquifers gedient haben und nach erneuter Ausräumung der Täler wieder als vadose Zubringer gewirkt haben.

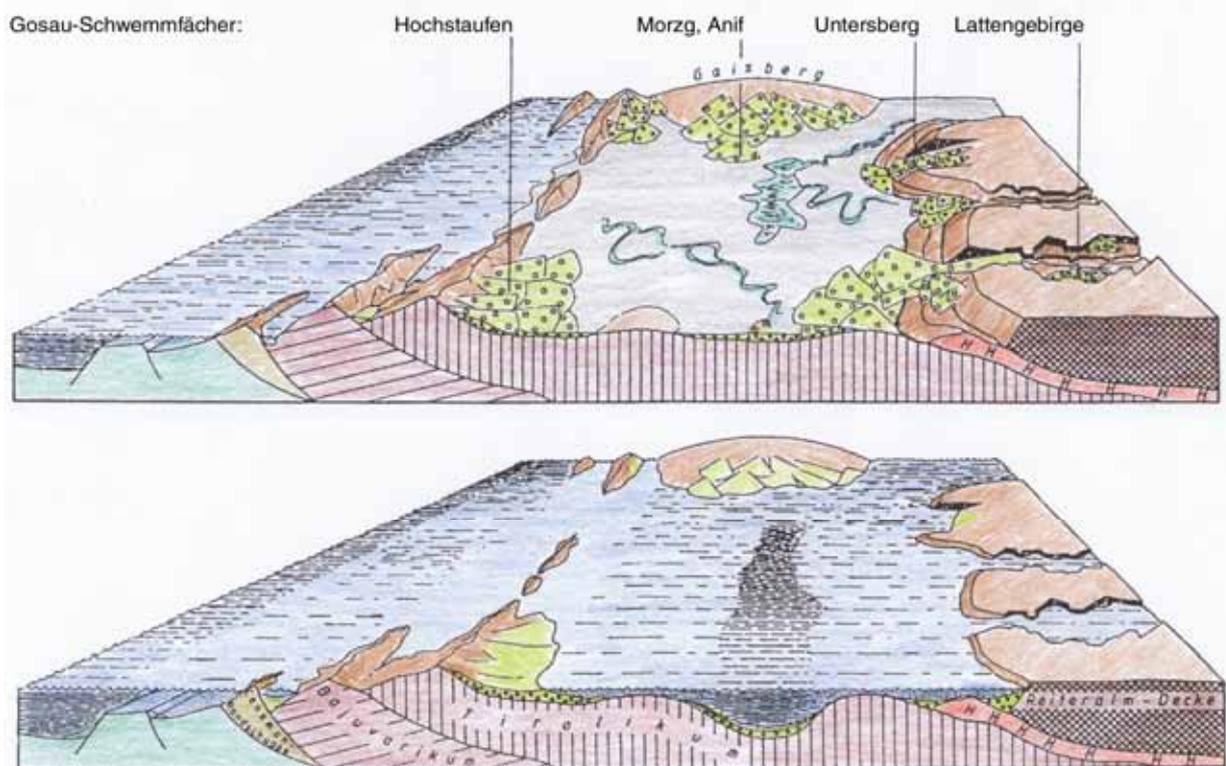


Abb. 45: Paläogeographische Rekonstruktion des Gebiets von Bad Reichenhall und Salzburg nach LEISS (1989). Oben: Beginn der Gosauablagerungen (hellgrün) im unteren Coniacium. Unten: weitreichende Überflutung im oberen Coniacium bis unterem Santonium

Zusammenfassung und Ausblick

In Diskussionen zur Höhlengenese wurde bisher oft davon ausgegangen, dass Verkarstung insbesondere der Tieferlegung des Grundwasserspiegels folgt. Das neue Konzept einer hypogenen Höhlenentstehung eröffnet die Perspektive, dass auch nach einer Absenkung und Verschüttung eines Karstgebietes Hohlräume entstehen können. Diese weisen dann besondere Charakteristika auf, die den typischen „epigenetisch“ entstandenen Höhlen fehlen.

Für eine hypogene Entstehung großer, isolierter Labyrinthhöhlen in der Nördlichen Frankenalb während der Oberkreide und dem Alttertiär liegen alle Voraussetzungen vor und die Merkmale der beschriebenen Höhlen decken sich weitgehend mit den Erwartungen. Dies ist zwar noch kein Beweis für ein entsprechendes Alter der Höhlen (vergleiche OSBORNE 2005), aber eine transversale hypogene Höhlengenese bietet eine plausible Hypothese. Selbst die nachträgliche Überprägung der Höhlen hält sich demnach in Grenzen und beschränkt sich meist auf Einbringung und Ausräumung von Sediment, Sinterwachstum und den – oft schalenförmigen – Verbrauch mancher Hohlräume. Weitere Untersuchungen in den genannten und weiteren Höhlen der Region sollten es ermöglichen, das Bild zu schärfen.

Mögliche Konsequenzen ergeben sich auch für die regionale Hydrogeologie: Ehemalige Aufstiegswege von Tiefenwässern könnten – durch vermeintlich „stauende“ Horizonte hindurch – heute abwärts durchflossen werden, sobald ein entsprechendes hydraulisches Gefälle herrscht. Dies kann insbesondere Grundwasser im Doggersandstein betreffen aber auch in Keupersandsteinen.

Beispiele für labyrinthische Höhlen aus anderen Regionen Süddeutschlands zeigen, dass vergleichbare Formen auch unter anderen Bedingungen gebildet werden können. Vulkanisches CO₂ kann am Altenberg und im Fichtelgebirge zur Höhlenbildung beigetragen haben. Andere Beispiele beziehen sich auf Gebiete, in denen ein Karstaquifer in große Tiefe reicht, entweder

aufgrund tektonischer Gegebenheiten oder/und weil es sich um einen sehr mächtigen Gesteinskörper handelt. Meist spielen zudem mehrfache Hebungen und Senkungen des Gebietes eine Rolle. Anstatt aufsteigenden Wässern aus tiefer liegenden Aquiferen könnten hier thermisch angetriebene Konvektion in den mächtigen überfluteten Karstaquiferen in Verbindung mit Mischungskorrosion beim Kontakt mit jüngeren, oberflächennah zirkulierenden Grundwässern ausschlaggebend für die Höhlengenese sein.

Die Zuordnung einzelner Höhlen oder Höhlenteile zu bestimmten Verkarstungsphasen ist manchmal nicht möglich oder zumindest mit großen Unsicherheiten verbunden. Dies gilt insbesondere für Teile der Nördlichen Kalkalpen, wie am Beispiel des Untersbergs gezeigt wird. Neben den Verkarstungsphasen ab dem Miozän sollte die Möglichkeit älterer Phasen zumindest für manche besonders labyrinthisch angelegte Höhlenteile künftig in Erwägung gezogen werden.

Diese Arbeit kann und will das Thema der hypogenen Höhlenentstehung in Süddeutschland nicht abschließend behandeln – zu viele Fragen bleiben vorerst offen und harren einer weiteren Bearbeitung. Ziel ist es, die Tür zu neuen Interpretationsmöglichkeiten der bekannten Höhlen zu öffnen. Mit etwas Glück weisen dann die theoretischen Überlegungen den Weg zu neuen Entdeckungen.

Dank

Die Frage „Was war hier eigentlich los?“ kam 2011 bei einer Exkursionswoche der Karstgruppe Mühlbach auf – zuerst in der altbekannten und vielbesuchten Schönssteinhöhle – es lohnt auch hier die Augen offen zu halten und zu staunen. Bei meinen Kameraden der Karstgruppe Mühlbach, der Forschungsgruppe Fränkischer Karst und des Vereins für Höhlenkunde in München bedanke ich mich herzlich für die Geduld bei den vielen Höhlentouren und Diskussionen, die zur Vorbereitung dieser Arbeit nötig waren. Ohne euer Interesse und eure Anregungen wäre sie nicht zustande gekommen. Dem Höhlenkataster der Fränkischen Alb danke ich für die Bereitstellung von Daten.

Schriftenverzeichnis

- AUDRA, P., MOCOCHAIN, L., BIGOT, J.-Y. & NOBÉCOURT, J.-C. (2009a): Hypogene Cave Patterns. – In: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology: Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. – Special Paper, **1**: 17-22; Simferopol.
- AUDRA, P., MOCOCHAIN, L., BIGOT, J.-Y. & NOBÉCOURT, J.-C. (2009b): Morphological Indicators of Speleogenesis: Hypogenic Speleogens. – In: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology: Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. – Special Paper, **1**: 23-32; Simferopol.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (2004): GeoBavaria – 600 Millionen Jahre Bayern. – 92 S.; München.
- BOCK, H. (1971): Über die Abhängigkeit von Kluftabständen und Schichtmächtigkeiten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh, **9**: 517-531; Stuttgart.
- BRAND, F., ILLMANN, R., LEJA, F., PREU, D. & SCHABDACH, H. (2006): Die Binghöhle bei Streitberg – Auf den Spuren eines unterirdischen Flusses. – 60 S.; Wiesenttal.
- BÜTTNER, G., DIEPOLDER, G., DOBNER, A., FRITZER, T., PUKOWIETZ, C., SETTLES, E., SPÖRLEIN, T. & WAGNER, B. (2002): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 10 Ingolstadt – Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100000. – 127 S.; München.
- CRAMER, H. & OEDL, R. (1933): Das Schönstein-Höhlengebiet (Fränkische Schweiz). – Speläol. Jb., **13/14**: 29-47; Wien.
- DARGA, R. (1992): Geologie, Paläontologie und Palökologie der südostbayerischen unterpriabonen (Ober-Eozän) Riffkalkvorkommen des Eisenrichtersteins bei Hallthurm (Nördliche Kalkalpen) und des Kirchbergs bei Neubeuern (Helvetikum). – Münchner Geowiss. Abh., **A 23**: 165 S.; München.
- FHKF (1977): Forschungsgruppe Höhle und Karst Franken e. V.: Ergänzungen zum Plan der Höhle ohne Namen in Steinamwasser. – Höhlenkataster der Fränkischen Alb.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – 601 S.; London.
- FREYBERG, B.V. (1961): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 6235 Pegnitz. – 207 S.; München.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, **53**(1): 1-37; Wien.
- GANSS, O. & GRÜNFELDER, S. (1979): Geologie der Berchtesgadener und Reichenhaller Alpen. – 153 S.; Karlstein.
- GLASER, S. (2000): Die Verkarstungsgeschichte des Malms der Südlichen Frankenalb. – Laichinger Höhlenfreund, **35**: 39-58; Laichingen.
- GLASER, S. & WOLF, A. (2001): Dokumentation der Karsthohlräume auf der ICE-Trasse im Bereich des Steinbuckels (zwischen Stammham und Denkendorf). – Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforsch., **47**: 89-93; München.
- GÖTZ, J. [Red.] (1994): Die Maximiliansgrotte bei Krottensee. – 4. Auflage, 40 S.; Nürnberg.
- GUDDEN, H. (1984): Die Entstehung der nordostbayerischen Kreide-Eisenerzlagerstätten. – Geol. Jb., **D 66**: 3-49; Hannover.
- HABBE, K.-A. (1989): Die Fränkische Alb. Formen, Prozesse, Datierungsprobleme. – Schr. Zentralinst. Fränk. Landesk., **28**: 35-76; Erlangen.

- HASEKE-KNAPCZYK, H. (1989): Der Untersberg bei Salzburg. Die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge. Ein Beitrag zur Trinkwasserforschung. – Veröff. d. Österr. MaB-Programms, **15**: 223 S.; Innsbruck.
- KEMPE, S., BRANDT, A., SEEGER, M. & VLADI, G. (1975): 'Facetten' and 'Laugdecken', the typical morphological elements of caves developed in standing water. – Ann. de Spéléol. **30**(4): 705-708; Paris.
- KEMPE, S., NEANDER, F., HARTMANN, J. & KLUGHART, W. (1998): CO₂-Druck der Luft in der „Höhle ohne Namen“, Steinamwasser (Nördliche Frankenalb). – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher. – **44** (2): 39-44; München.
- KGM (2013): Karstgruppe Mühlbach e.V.: Messdaten der Mühlbachquellhöhle.
- KLAPPACHER, W. [Red.] (1996): Salzburger Höhlenbuch, Band **6**. – 646 S.; Salzburg.
- KLIMCHOUK, A. (2003): Unconfined versus confined speleogenetic settings: variations of solution porosity. – Internat. J. of Speleol., **35**(1): 19-24; Bologna.
- KLIMCHOUK, A. (2007): Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. – National Cave and Karst Research Institute, Special Paper, **1**: 106 S.; Carlsbad.
- KLIMCHOUK, A., TYMOKHINA, E. & AMELICHEV, G. (2012): Speleogenetic effects of interaction between deeply derived fracture-conduit flow and intrastratal matrix flow in hypogene karst settings. – Internat. J. of Speleology, **41**: 161-179; Tampa.
- KOLB, H & CRAMER, H. (1927): Höhlenentwicklung und Eisenerzbildung in der Bismarckgrotte, Oberpfalz. – Arb. Sekt. Heimatforsch. NHG, 9-28; Nürnberg.
- KÖWING, K., KLAUS, L. & RÜCKERT, G. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 7837 Markt Schwaben. – 147 S.; München.
- LEISS, O. (1989): New interpretations of geodynamics and orogeny as a result of synorogenic cretaceous deposits within the Northern Calcareous Alps. – Münchner geowiss. Abh., **A 15**: 24-40; München.
- LEJA, F. (1985): Die Bismarckgrotte im Landkreis Amberg-Sulzbach, Oberpfalz (Frankenalb). – Mitt. Abt. Karst- u. Höhlenk. Naturhist. Ges. Nürnberg, **28**: 1-72; Nürnberg.
- LEJA, F. (1989): Zur Tektonik der Maximiliansgrotte A 27 (Frankenalb). – Mitt. Abt. Karst- und Höhlenkunde NHG, **33**: 5-19; Nürnberg.
- LEMCKE, K. (1988): Das Bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. – Geologie von Bayern. I: 115 S.; Stuttgart.
- MAYER, L. (2004): Die Windlöcher am Untersberg (1339/31). – In: Verein für Höhlenkunde in München e.V. [Hrsg.]: Münchner Höhlengeschichte II: 254-256; München.
- MAYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000, 90-111; München.
- NIEBUHR, B., PÜRNER, T., & WILMSEN, M. (2009): Lithostratigraphie der außeralpinen Kreide Bayerns. – Schriftenr. Dt. Ges. f. Geowiss., **6**., 7-58; Hannover.
- OSBORNE, R.A.L. (2005): Dating ancient caves and related paleokarsts. – Acta Carsologica, **34** (1): 51-72; Postojna.
- PETERKNECHT, K.M. (2011): Wachstum und Lösung an Quarzkörnern in fränkischen Höhlensedimenten in Relation zur neogenen Klimaentwicklung. – Diss. Univ Hamburg, 289 S.; Hamburg.
- POHL, J. & SOFFEL, H. (1977): Paleomagnetic and Rock Magnetic Investigations of Tertiary Volcanics in Northern Bavaria. – J. Geophys., **42**: 439-479; Berlin.

- REINBOTH, F. (1992): Laborversuche zur Entstehung von Stillwasserfacetten und Laugdecken. Mit einem kritischen Überblick zum Stand der Diskussion. – *Die Höhle*, **43** (1): 1-18; Wien.
- RISCH, H. (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. – 132 S.; München.
- SCHIRMER, W. (1991): Die tertiäre Flinzterrasse auf der Nördlichen Frankenalb. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **82**: 231-243; Köln.
- SPÖCKER, R.G.(1931): Topographischer Höhlenatlas von Franken. A Plateau Königstein (Obpf.). – 16 S., 25 Atlasblätter (1930-1937); Nürnberg.
- SPÖCKER, R.G. (1952): Zur Landschafts-Entwicklung im Karst des oberen und mittleren Pegnitz-Gebietes. – *Forschungen z. dt. Landeskunde*, **58**; Remagen.
- SPÖCKER, R.G. + (1981): Zur Landschaftsentwicklung im Wiesentgebiet um Muggendorf und Streitberg. – In: TESCHNER, K. & GEYER, M. [Hrsg.] *Karst und Höhle*, **1980**: 1-34; Iserlohn.
- TESCHNER, K. & GEYER, M. [Hrsg.] (1981): Forschungsergebnisse aus dem Geisloch bei Oberfellndorf und benachbarten Höhlen um Muggendorf und Streitberg (Nördliche Frankenalb). – *Karst und Höhle*, **1980**: 74 S.; Iserlohn.
- TILLMANN, H. & TREIBS, W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 6335 Auerbach. – 210 S.; München.
- WEIß, E.G. (1987): Porositäten, Permeabilitäten und Verkarstungserscheinungen im mittleren und oberen Malm der südlichen Frankenalb. – 211 S., Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg.
- WIMMER, H. (1987): Zur stationären Bildung von Höhlenschotter. – *Laichinger Höhlenfreund*, **22**: 25-30; Laichingen.
- WROBEL, J.-P., FRITZER, T., MIKULLA, C., SCHULDES, D. & SUCKOW, A. (2002): Forschungsbohrung Altdorf bei Landshut/Niederbayern – Erkundung einer geothermischen Anomalie im Bereich des Landshut-Neuöttinger-Hochs. – *Grundwasser*, **7** (1): 14-24; Berlin-Heidelberg.
- ZAGLER, W. (2004): Die Erforschung der Stöcklhöhle im Untersberg (1338/281). – In: Verein für Höhlenkunde in München e.V. [Hrsg.]: *Münchener Höhlengeschichte II*: 264-266; München.