©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 147 | Heft 1+2 | S. 117–167 | Wien, 19. Jänner 2007

Festschrift zum 65. Geburtstag von HR Univ.-Prof. Dr. Hans Peter Schönlaub, Direktor der Geologischen Bundesanstalt

Tropfstein-Forschung in österreichischen Höhlen – ein Überblick

CHRISTOPH SPÖTL*), KARL-HEINZ OFFENBECHER*), RONNY BOCH*), MICHAEL MEYER*, AUGUSTO MANGINI**), JAN KRAMERS***) & RUDOLF PAVUZA****)

51 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 58, 61, 67, 94, 96, 99, 100, 105, 111, 113, 114, 118, 125, 134, 149, 152, 164, 187, 203, 204, 212

Ostalpin
Höhlen
Speläotheme
Quartär
Paläoklima

Inhalt

Zusammenfassung . . . 118
Abstract . . . 118
1. Einleitung und Zielsetzung . . . 118
2. Tropfstein-Genese . . . 119
2.1. Prinzipien . . . 119
2.2. Speläothemformen . . . 120
2.3. Mineralogie . . . 122
3. Tropfsteine als Paläoumwelt-Archive . . . 123
3.1. Qualitative paläoklimatologische Parameter . . . 123
3.2. Quantitative paläoklimatologische Parameter . . . 125
3.2.1. Die Isotopie des Kohlenstoffs . . . 125
3.2.2. Die Isotopie des Sauerstoffs . . . 126
3.2.3. Spurenelemente . . . 127
3.2.4. Laminae . . . 128
3.3. Tropfstein-Chronologie . . . 128
4. Vorarbeiten in alpinen Höhlen . . . 130
4.1. Morphologie und Zusammensetzung von Speläothemen . . . 130
4.2. Radiokarbon-Datierungen an Speläothemen . . . 131
4.3. U/Th-Datierungen an Speläothemen . . . 131
5. Arbeitsmethodik . . . 132
5.1. Höhlenluft . . . 133
5.2. Wasser . . . 134
5.3. Speläothemproben . . . 134
6. Ergebnisse aus den untersuchten Höhlensystemen . . . 137
6.1. Wilder-Mann-Höhle . . . 137
6.2. Höhlen am Hintertuxer Gletscher . . . 139
6.3. Entrische Kirche . . . 143
6.4. Gassel-Tropfsteinhöhle . . . 145
6.5. Obirhöhlen . . . 147
6.6. Griffener Tropfsteinhöhle . . . 150
6.7. Lurgrotte . . . 151
6.8. Blasloch . . . 152
6.9. Katerloch . . . 154
6.10. Kurzübersicht weiterer sinterchronologischer Ergebnisse . . . 156
7. Synthese und Ausblick . . . 159
Dank . . . 159
Literatur . . . 160

*) Univ.-Prof. Mag. Dr. CHRISTOPH SPÖTL, Dipl.-Geol. Dr. KARL-HEINZ OFFENBECHER, Mag. RONNY BOCH, Mag. Dr. MICHAEL MEYER, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innrain 52, A 6020 Innsbruck.
christoph.spoetl@uibk.at
**) Prof. Dr. AUGUSTO MANGINI, Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Forschungsstelle Radiometrie, Im Neuenheimer Feld, 229, D 69120 Heidelberg, Deutschland.
***) Prof. Dr. JAN KRAMERS, Universität Bern, Institut für Geologie, Baltzerstraße 1–3, CH 3012 Bern.
****) Dr. RUDOLF PAVUZA, Naturhistorisches Museum Wien, Karst- und Höhlenkundliche Abteilung, Museumsplatz 1/10, A 1070 Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zusammenfassung

Der vorliegende Artikel bietet einen Überblick über laufende Forschungsarbeiten an Speläothemen – Tropfsteinen im weiteren Sinn – in österreichischen Höhlen. Diese im Wesentlichen abiogenen Bildungen aus Kalzit (seltener Aragonit) stellen hochauflösende Zeitfenster des Quartärs dar, denen zunehmende Bedeutung bei der Erforschung der regionalen Paläo-Umwelt- und Klimabedingungen zukommt. Speläotheme können verlässlich Uran-Thorium-massenspektrometrisch datiert werden; ihre interne Feinstratigrafie (z.B. Dicke der Jahreslagen) und chemische Zusammensetzung (stabile Isotope des O und C, Spurenelemente) sowie Einschlüsse (Fluideinschlüsse, Pollen) sind qualitative und quantitative „proxy"-Indikatoren. Die Geschütztheit in Karsthohlräumen vor Erosion stellt einen wesentlichen Vorteil der Speläotheme gegenüber sedimentären und biogenen Klima-Archiven an der Erdoberfläche dar.

Aus der sehr großen Anzahl an Höhlen in Österreich – gegenwärtig etwa 13.800 katastermäßig erfasste Objekte – wurden die folgenden Systeme für Schwerpunktsuntersuchungen ausgewählt (von West nach Ost): Wilder-Mann-Höhle am Allgäuer Hauptkamm, die ebenfalls hochalpinen Höhlen im Umkreis des Hintertuxer Gletschers in den westlichen Zillertaler Alpen, die Entrische Kirche am Eingang des Gasteiner Tales, die Gassel-Tropfsteinhöhle östlich von Ebensee, die Obirhöhlen im gleichnamigen Massiv der Nordkarawanken, die kleine Griffener Tropfsteinhöhle in Unterkärnten und drei Höhlen im Grünkarst des Grazer Berglandes, die Lurgrotte, das Blasloch sowie das Katerloch bei Weiz. Daneben wurden aus etwa zwei Dutzend weiteren Höhlen Pilotproben analysiert.

Hauptergebnis dieser ersten umfassenden Speläothem-Studie der Ostalpen ist die generell gute bis ausgezeichnete Datierbarkeit der Tropfsteine, wenn auch gerade in Höhlen in hochreinen Kalksteinen (z.B. Dachsteinkalk, Wettersteinkalk, Schöckelkalk) die geringen Urangehalte eine analytische Herausforderung darstellen. Erwartungsgemäß ergab die jüngste, meist noch aktive Speläothem-Generation (äußerlich meist weiße Stalagmite, die einen Wasserfilm aufweisen) holozäne Alter, wobei die aus detaillierten Tiefen-Alters-Modellen bestimmten Wachstumsraten zwischen wenigen Zehner- und etlichen Hundert Mikrometern pro Jahr variieren. Die niedersten Wachstumsgeschwindigkeiten zeigen hochalpine Höhlensinter; die höchsten wurden bislang im Steirischen Karst gemessen. Ältere Sinter-Generationen ergaben Alter, die zwischen etwa 50 kyr und älter als 450 kyr streuen, wobei das letzte Interglazial (Marines Isotopenstadium 5.5), aber auch das dreigeteilte vorletzte Interglazial (Marines Isotopenstadium 7) durch eine Häufung der Messwerte auffallen. Aber auch während klimaungünstiger Phasen, z.B. dem Frühwürm, fand nachweislich Kalzitausfällung statt, so z.B. in der Gassel-Tropfsteinhöhle. Der anhand des Sauerstoff-Isotopensignals rekonstruierte Paläotemperaturverlauf lässt sich mit hoher Auflösung mit dem Muster der grönländischen Eiskerne vergleichen, und so eine deutlich genauere Klima-Stratigraphie für die Alpen entwickeln. Große, heute vielfach inaktive Tropfsteinformationen ergaben Alter jenseits der Datierungsgrenze der Uran-Thorium-Ungleichgewichtsmethode, d.h. älter als ca. 400–450 kyr. In einigen Fällen konnte mit Hilfe der Uran-Blei Methode trotzdem eine chronologische Bestimmung erfolgreich durchgeführt werden. So ergaben Speläotheme aus der hochalpinen Wilder-Mann-Höhle Alter um 2 Millionen Jahre vor heute.

Speleothem Research in Austrian Caves – An Overview

Abstract

This article provides an overview of ongoing research on speleothems – cave dripstones in general – from caves in Austria. These essentially abiogenic precipitates of calcite (and less commonly aragonite) are highly resolved time windows of the Quaternary period and are becoming increasingly important in the study of past regional environmental and climatic conditions. Speleothems can be reliably dated using mass spectrometric uranium-thorium techniques and their internal stratigraphy (e.g. lamina thickness), chemical composition (stable C and O isotopes, trace elements) and inclusions (fluid inclusions, pollen) are qualitative and quantitative proxies. The fact that speleothems are well protected against erosional processes represents an important advantage as compared to sedimentary and biogenic archives at the Earth's surface.

Out of the large number of caves in Austria – currently some 13,800 examples are documented – the following caves were selected as main study sites (from west to east): Wilde Mann Cave in the Allgäu Alps, the similar high-alpine caves in the vicinity of the Hintertux Glacier in the western Zillertal Alps, the Entrische Kirche Cave at the entrance to the Gastein Valley, the Gassel Cave east of Ebensee, the Obir Caves in the Northern Karawanken Mountains, the small Griffen Cave in eastern Carinthia, and three caves in the covered karst of the Graz Mountains, Lurgrotte, Blasloch and Katerloch. In addition, pilot samples from some two dozen other caves were also analyzed.

This first comprehensive speleothem study in the Eastern Alps has demonstrated that speleothems from these caves in general can be reliably, and in some cases extremely precisely, dated, although samples from caves developed in pure limestones (e.g., Dachstein Limestone, Wetterstein Limestone, Schöckel Limestone) represent an analytical challenge due to their low uranium contents. As expected, the youngest, mostly also actively forming speleothem generation (white stalagmites covered by water film), yielded Holocene ages. Detailed depth-age models show growth rates varying between a few tens to several hundred micrometers per year. Speleothems from high-alpine caves yielded the lowest growth rates, whereas the highest values were measured on samples from the Styrian karst province. Older speleothem generations are between ca 50 kyr and more than 450 kyr old, but there is a bias towards ages corresponding to the Last Interglacial (Marine Isotope Stage 5.5) and the tripartite Penultimate Interglacial (Marine Isotope Stage 7). Calcite deposition also continued during colder climate periods, e.g., the early Würmian in Gassel Cave. Paleotemperature variations based on oxygen isotope data can be correlated at high resolution to the isotope pattern recorded in the Greenland ice cores, thus allowing the establishment of a detailed climate stratigraphy for the Alps. Large, mostly inactive, speleothems in these caves commonly yielded uranium-thorium ages in excess of 400–450 kyr. In a few caves the uranium-lead method was successfully applied, e.g. samples from the high-altitude Wilde Mann Cave were dated to ca. 2 million years.

1. Einleitung und Zielsetzung

Österreich hat trotz seiner geringen Fläche eine vergleichsweise stattliche Zahl von etwa 13.800 katastermäßig erfassten Höhlen vorzuweisen; jährlich kommen zahlreiche weitere dazu. Mit mehr als 90 km ist die im nördlichen Dachsteinstock entwickelte Hirlatzhöhle die längste und mit 1632 m der Lamprechtsofen in den Leoganger Steinbergen jene mit dem größten Höhenunterschied. Letzterer hielt für kurze Zeit sogar den Tiefenweltrekord. Etwa zwei Dutzend Höhlen sind touristisch erschlossen und Sehenswürdigkeiten, darunter z.B. der Dachstein-Höhlenpark im Weltkultur- und Weltnaturerbe Hallstatt-Dachstein/Salzkammergut der UNESCO. Die Eishöhlen der Ostalpen, allen voran die Eisriesenwelt in Werfen und die Dachstein-Rieseneishöhle in Obertraun zählen mit zu den größten der Erde. Und schließlich darf nicht unerwähnt bleiben, dass die Höhlen auch in einer anderen Hinsicht große Bedeutung besitzen: Essentielle prähistorische Funde wurden in Höhlen gemacht, so der älteste Nachweis menschlicher Präsenz in Österreich in der Repolusthöhle bei Peggau/Stmk. (URBAN, 2000).

Die wissenschaftliche Beschäftigung mit Höhlen hat deshalb in Österreich jahrzehntelange Tradition. Zu den Schwerpunkten der Forschung zählen die Hydrogeologie der Karstaquifere, von wo wesentliche internationale Akzente ausgingen (z.B. ZÖTL, 1961; BAUER, 1969), die Fragen nach den Prozessen der Verkarstung und der Höh-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lenbildung (z.B. TRIMMEL, 1968), die paläontologische Analyse von Funden in Höhlen (siehe Zusammenstellung in DÖPPES & RABEDER, 1997), die Bedeutung der Höhlen für die Urgeschichte (z.B. SCHLOSSER, 1909; KUSCH, 1996), sowie Untersuchungen an Höhleneis (z.B. BOCK & LAHNER, 1913; SAAR, 1956).

Über zahlreiche Höhlengebiete der Ostalpen existieren Dokumentationen über die Verbreitung und kartografische Erfassung der dortigen Höhlen und Karst-Erscheinungen; nicht selten finden sich darin jedoch auch relevante Daten zu Höhleninhalt, Geologie und Lebewelt. Exemplarisch seien hier die Salzburger Höhlenbücher (z.B. KLAPPACHER, 1992), die ebenfalls mehrbändige Reihe über die Höhlen Niederösterreichs (z.B. HARTMANN & HARTMANN, 2000), zusammenfassende Darstellungen über das Burgenland (KECK, 1998), die Steiermark (KUSCH & KUSCH, 1998) und Vorarlberg (BREUSS & STAUB, 2004) genannt.

Aus dem breiten Angebot an Büchern über einzelne wichtige Höhlensysteme seien hier herausgegriffen: Hirlatzhöhle/OÖ (BUCHEGGER & GREGER, 1998), Lurgrotte/Stmk. (BENISCHKE et al., 1994), Hermannshöhle/NÖ (HARTMANN et al., 1997), und die Höhlen des Schwarzmooskogels/Stmk. (WINKLER, 2004). Einen handlichen Führer zu ausgesuchten österreichischen Höhlen verfassten BOUCHAL & WIRTH (2001). Aktuelle Forschungsergebnisse werden in zahlreichen Vereinszeitschriften bzw. in der Fachzeitschrift „Die Höhle“ (www.hoehle.org/die_hoehle.htm) publiziert. Eine konzise und laufend aktualisierte Darstellung wesentlicher karstkundlicher Themen mit Österreichbezug liegt in Merkblattform im Internet vor (www.hoehle.org/merkblaetter.htm). Empfehlenswerte internationale Nachschlagewerke zum Thema Karst und Höhlen sind GUNN (2004, mit Beiträgen über den alpinen Karst) und CULVER & WHITE (2004).

Ein wesentliches Element vieler Höhlen ist das Vorkommen von Höhlensinterbildungen, Tropfsteinen im weiteren Sinn, kollektiv auch als Speläotheme bekannt (MOORE, 1952). Diese oft ästhetisch anmutenden Formen haben schon früh das Interesse von Höhlenforschern und anderen Höhlenbesuchern geweckt. Nicht selten wurden Tropfsteine auch in der Vergangenheit aus Höhlen entwendet, und so der Charakter einiger Höhlen unwiederbringlich beeinträchtigt. Das wissenschaftliche Interesse an Speläothemen war in der Vergangenheit eher bescheiden, obwohl intuitiv schon früh erkannt wurde, dass diese Zeugen aus der „grauen Vorzeit“ waren. Insbesondere die Frage nach dem Alter und der Geschwindigkeit respektive der Langsamkeit ihrer Bildung stand im Raum.

Mit der 1949 in den USA entwickelten Radiokarbon-(^{14}C-)Methode wurden einige Analysen auch an Proben österreichischer Höhlen durchgeführt (s. Kap. 4.2), allerdings mit variablem Erfolg. Ende der 80er Jahre wurde von geochronologischer Seite ein Durchbruch in der Datierungsmethodik von Karbonaten erzielt (EDWARDS et al., 1987). Mit der massenspektrometrischen U/Th-Ungleichgewichtsmethode konnte bei wesentlich verringerter Probengröße eine deutlich bessere Präzision erzielt werden als mit der früher angewandten Methode der alpha-Spektrometrie (GOLDSTEIN & STIRLING, 2003).

Im Jahre 1992 veröffentlichte ein US-amerikanisches Team die detaillierte Analyse eines Speläothems aus Nevada, der mittels dieser neuen Methodik datiert eine kontinuierliche Isotopenzeitreihe aus einem regionalen Aquifer lieferte (WINOGRAD et al., 1992). Dieses Speläothem aus dem „Devils Hole“, so der Name der vertikalen Felsspalte, an deren Wänden sich subaquatischer Sinter bildete, zählt bis dato zu den spannendsten terrestrischen Klimaarchiven des Quartärs (WINOGRAD et al., 1997) und hat zahlreiche Diskussionen ausgelöst (BROECKER, 1992; EMILIANI, 1993; IMBRIE et al., 1993; EDWARDS & GALLUP, 1993; CROWLEY, 1994; KARNER & MULLER, 2000; HERBERT et al., 2001).

Im Zuge der weltweit geführten Klimadiskussion haben Speläotheme – primär ob ihrer ausgezeichneten Datierbarkeit und ihrer nachgewiesenen Beziehung zu Umwelt und Klima außerhalb der Höhle – eine ungeahnte Attraktivität erfahren. Das „Archiv Speläothem“ ist zu Beginn des 21. Jahrhunderts ein integraler Bestandteil der Quartär- und Paläoklima-Forschung.

Im Rahmen von mehreren Forschungsprojekten wird an der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck seit Ende der 90er Jahre an Speläothemen österreichischer (aber auch einiger ausländischer) Höhlen gearbeitet. Diese Arbeiten geschehen in enger Kollaboration mit in- und ausländischen Fachkollegen sowie etlichen engagierten Höhlenforschern. Die laufenden Untersuchungen verfolgen das Ziel, eine zeitlich präzise fassbare Paläoklima-Stratigrafie für den Ostalpenraum zu rekonstruieren, die drei bis vier Glazial-Interglazial-Zyklen umfasst. Der vorliegende Artikel bietet eine Übersicht über bisherige Ergebnisse dieser Forschungsarbeiten an der Schnittstelle von Geologie, Quartärforschung, Klimaforschung und Speläologie.

2. Tropfstein-Genese

2.1. Prinzipien

Tropfsteine bilden sich – wie der Name schon sagt – durch Ausscheidung von Karbonatmineralen (selten auch anderen Mineralen) aus Tropfwasser in der ungesättigten Zone (Abb. 1). Dies trifft für Stalaktite (Deckenzapfen), Stalagmite (Bodenzapfen) und Wand- bzw. Bodensinter zu. Echte phreatische Höhlensinterbildungen sind selten und das hat einen guten Grund: Ändert sich das hydrologische Regime, indem ganze Höhlenteile geflutet werden, dann handelt es sich hierbei meist um Wässer, die nicht an Kalzit übersättigt sind.

Das Charakteristische der Tropfsteine ist deren langsame, meist stetige Bildung; man spricht häufig auch von Wachstum, obwohl dieser Begriff streng genommen für solche anorganischen Bildungen nicht verwendet werden sollte. Die Bildung karbonatischer Tropfsteine lässt sich mit folgender Reaktionsgleichung erfassen:

$$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \leftrightarrow CaCO_3 + H_2O$$

Der entscheidende und die Geschwindigkeit der Karbonatausfällung limitierende Prozess ist dabei die Dehydratisation des Hydrogenkarbonat-Ions und das anschließende Entgasen des Kohlendioxids (DREYBRODT et al., 1997; DREYBRODT, 1999).

Dieselbe Reaktion, nur in umgekehrter Richtung, findet in der Epikarstzone oberhalb der Höhle statt, wenn CO_2 sich im Sickerwasser löst, Kohlensäure bildet und das umgebende Karbonatgestein anlöst (Abb. 1). Die Quelle des CO_2 ist zum größten Teil der Boden, genauer gesagt die Wurzelatmung und der mikrobielle Abbau organischer Substanz. Aus der Stöchiometrie der obigen (Umkehr-) Reaktion ist ersichtlich, dass idealerweise die Hälfte des Kohlenstoffs im gelösten Hydrogenkarbonat als biogener Kohlenstoff im Boden generiert wird; die andere Hälfte stammt aus dem Karbonatkohlenstoff. Tatsächlich ist der Anteil an Boden-Kohlenstoff jedoch meist 80–90 %, was unter anderem durch ^{14}C-Analysen von jungen Speläothemen nachgewiesen wurde (GENTY & MASSAULT, 1999; GENTY et al., 2001). Der Grund für diesen hohen Boden-CO_2-Anteil liegt darin, dass die Infiltrations- und Lösungsprozesse meist in einem offenen System ablaufen, d.h. es kommt zu einem kontinuierlichen Austausch zwischen dem Karstwasser und der Bodenluft einerseis und dem Karstwasser und dem Gestein andererseits.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

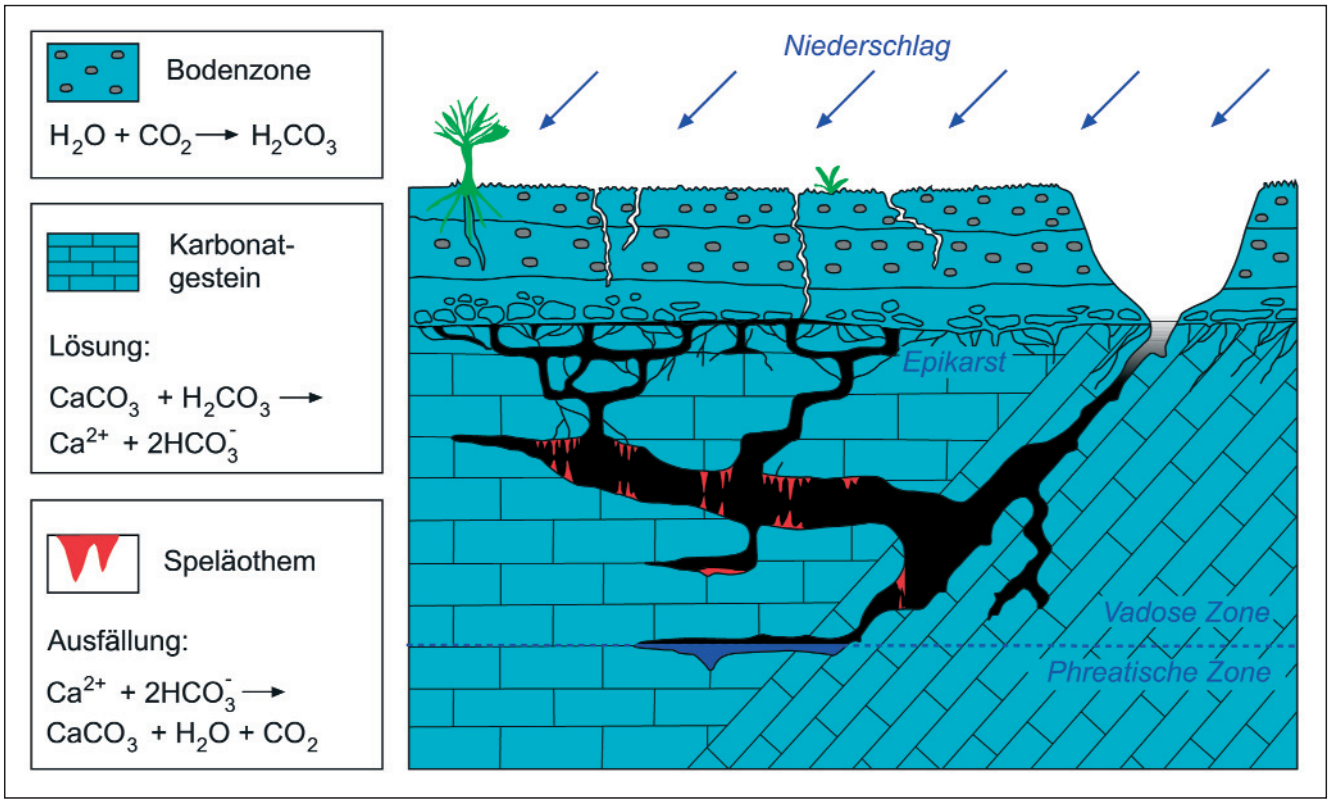


Abb. 1.
Einfaches Modell der Bildung von Speläothemen in verkarsteten Karbonatgesteinen.
Entwurf. I.J. FAIRCHILD

Wieso kommt es nun in Höhlen zur Wiederausfällung des gelösten Karbonats und damit zur Speläothem-Bildung? Die kurze Antwort lautet: Gasaustausch mit der Atmosphäre. Mit wenigen Ausnahmen weisen die allermeisten Höhlen eine mehr oder weniger effiziente Kommunikation mit der „Außenwelt" auf, d.h. die Höhlenluft ist nicht hermetisch von der freien Atmosphäre abgeschirmt. In vielen alpinen Höhlen etwa herrscht eine intensive Luftzirkulation, die an Engstellen bzw. bei starkem Kontrast zwischen Höhlen- und Außentemperatur durchaus als starker Wind spürbar ist.

Ginge dieser Luftaustausch nicht vonstatten, dann würde sich der CO_2-Partialdruck (pCO_2) in der Höhle im Zuge der Karbonatausfällung (lokal verstärkt durch Diffusion von CO_2-reicher Bodenluft) sukzessive erhöhen und so zu einem Stillstand der Sinterbildung bzw. gegebenenfalls sogar zu Korrosion derselben führen. Sehr hohe pCO_2-Werte bis zu ca. 40.000 ppmv (= 4 %) wurden beispielsweise in manchen südfranzösischen Höhlen registriert (BURGES et al., 2001), in Australien wurden mitunter sogar lebensgefährliche 6 % gemessen (JAMES, 1977).

So aber trifft das Sickerwasser, das auf seinem Weg durch den Karst Kalzium- und Hydrogenkarbonat-Ionen aufgenommen hat, auf eine Höhlenluft, deren pCO_2 meist deutlich geringer ist als der, mit dem das Wasser vor Erreichen des Hohlraumes im annähernden thermodynamischen Gleichgewicht stand. Die Folge ist eine pCO_2-Abgabe an die Höhlenluft, Verschiebung des Karbonatgleichgewichts nach rechts (siehe obige Gleichung) und Ausfällung von Kalzit.

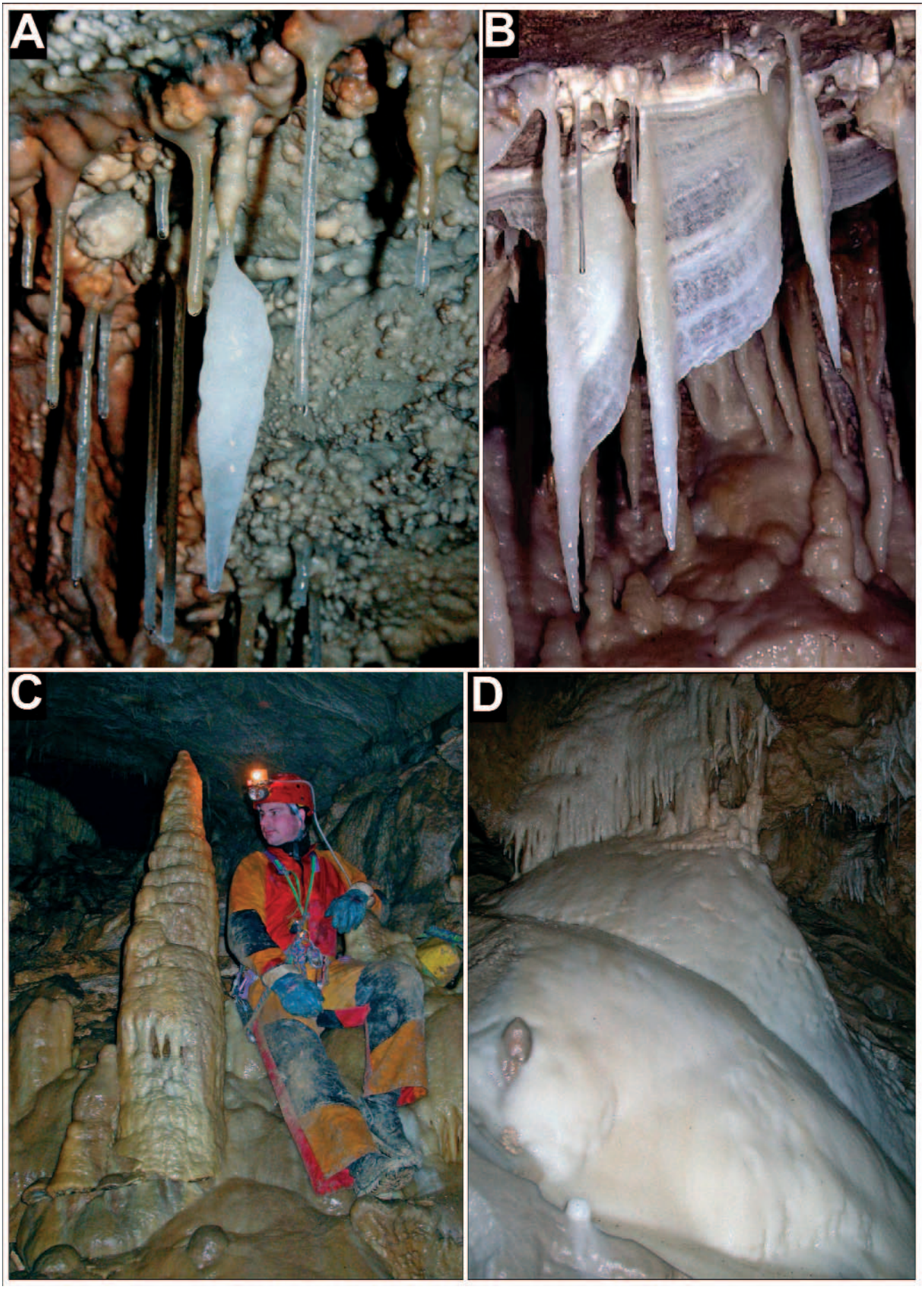
Verdunstung kann Letztere ebenfalls begünstigen (indem die Konzentration erhöht wird); allerdings spielt diese in den meisten Höhlen des Alpenraumes keine wesentliche Rolle: Sobald man einige Zehnermeter vom Höhleneingang entfernt ist, steigt die relative Luftfeuchtigkeit rasch auf Werte jenseits von 90–95 % bzw. liegt de facto an der Kondensationsgrenze; mitunter sind distinkte Bereiche von Kondenswasser mit merklicher Kondenswasserkorrosion (VÖLKER, 1989; SONG et al., 1998) anzutreffen.

2.2. Speläothemformen

Wie entstehen die vielfältigen Morphologien der Speläotheme? Dieses für die meisten Höhlenbesucher faszinierende Thema soll hier nur ganz kurz angesprochen werden, soweit es für das weitere Verständnis dieser Bildungen von Relevanz ist. Aus einer punktförmigen Tropfwasserzufuhr an der Höhlendecke bilden sich zuallererst so genannte Sinterröhrchen, fragile strohhalmähnliche Röhrchen, deren innerer Durchmesser dem eines Wassertropfens entspricht (Abb. 2A). Kalzit scheidet sich kontinuierlich am unteren Ende dieses Röhrchens ab, dort, wo die Tropfen in die Höhlenluft entgasen können. Sinterröhrchen, von Höhlenforschern auch Makkaroni genannt, finden sich auch in alten Bergbauen und zählen zu den Speläothemen mit den höchsten Wachstumsraten. Sie können durchaus eine beachtliche Länge haben, die im Maximum Meterbeträge erreicht.

Abb. 2. ☛ ☞ ☛
Häufige Morphologien von Speläothemen in Höhlen des Ostalpenraumes.
A) Sinterröhrchen aus der Spannagelhöhle (Abzweigung zum „Tropfsteingang"). Das mittlere Sinterröhrchen zeigt einen Übergang zu einem Stalaktiten. Die Höhlenwand im Hintergrund ist von Knöpfchensinter fast vollständig überzogen.
Bildbreite ca. 25 cm.
B) Weiße Stalaktite aus den Obirhöhlen („Perlenhalle"), die durch seitliches Abrinnen des Tropfwassers in Sinterfahnen übergehen.
Bildbreite ca. 35 cm.
C) Spitzkegeliger Stalagmit und ausgedehnte Bodensinterablagerungen aus dem tiefen Bereich der Obirhöhlen („Banane").
D) Rezent aktiver Wandsinter in der Bankert-Höhle (am Pass Lueg, Salzburg), der oben teilweise mit Stalaktiten verschmilzt.
Bildbreite ca. 2,5 m.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Fotos: C. Spötl.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Scheidet sich nur ein kleiner Teil des Karbonats nahe der Decke ab bzw. ist die Tropfrate hoch (d.h. das Zeitintervall zwischen zwei nachfolgenden Tropfen kurz), so wird der Ort der Hauptmineralabscheidung am Höhlenboden sein und dort einen Stalagmiten hervorbringen. Je nach Tropfrate und Grad der Übersättigung des Tropfwassers wird dieser eine variable Form annehmen (Abb. 2C). Kegelförmig nach oben sich verjüngende Stalagmite weisen etwa auf eine Abnahme der Tropftätigkeit hin, was wiederum mit einer generellen Niederschlagsabnahme im Infiltrationsgebiet zusammenhängen kann. Schlanke Stalagmite mit annähernd gleich bleibendem Durchmesser, so genannte Kerzenstalagmite, sprechen hingegen für annähernd konstante Wasserzufuhr und einen relativ hohen Grad an Übersättigung (für detaillierte Modellierergebnisse siehe KAUFMANN [2003] und KAUFMANN & DREYBRODT [2004]).

Häufig bilden sich aus Sinterröhrchen die Stalaktite (Abb. 2B), indem Tropfwasser nicht nur durch den zentralen Kanal, sondern auch außen herabrinnt und dort Kalzit ablagert. Aufgrund ihres Gewichtes brechen Stalaktite nicht selten von der Decke herab und können auf den ersten Blick mitunter mit umgebrochenen Stalagmiten verwechselt werden. Letztere haben als einfaches Unterscheidungsmerkmal jedoch keinen Zentralkanal und eine interne Wachstumsstruktur, die im Querschnitt zwar ähnlich konzentrisch aussieht wie bei Stalaktiten; im Längsschnitt weisen Stalaktite jedoch einen annähernd parallelen Lagenbau auf, während Stalagmite ein charakteristisches Umbiegen der im Axialbereich annähernd horizontalen Lagen hin zu den Flanken zeigen.

Stalagmite und Stalaktite wachsen im Laufe ihrer Entwicklung aufeinander zu und nicht selten finden sich als finale Produkte so genannte Sintersäulen. Geschieht die Hauptausscheidung am Top des Stalagmiten, so kann ein bescheidenes Sinterröhrchen durchaus jedoch einen meterlangen Stalagmiten „füttern".

Tritt das Tropfwasser nicht punktuell aus, sondern an mehreren Stellen gleichzeitig und ist die Tropfrate sehr hoch, dann bilden sich flächige Sinterdecken, die auch unter den Namen Wandsinter (wenn sie sich an geneigten Wandabsätzen finden) bzw. Bodensinter bekannt sind (Abb. 2D). Noch zutreffender ist der angelsächsische Begriff flowstone, da er anklingen lässt, dass das Tropfwasser flächig über diese Gebilde abrinnt und dabei Kalzit ausscheidet. Es gibt alle Übergänge von Bodensintern zu Stalagmiten bzw. von Wandsintern zu Stalaktiten.

2.3. Mineralogie

Das Hauptmineral von Speläothemen weltweit ist Kalzit, und zwar in seiner fast stöchiometrischen Form (Nieder-Mg-Kalzit). Nicht selten findet sich aber auch das andere Polymorph, Aragonit, und zwar bevorzugt dort, wo ein erhöhtes Mg-Angebot im Tropfwasser vorhanden ist (vgl. BERNER, 1975) bzw. dort, wo lokale Verdunstungseffekte zu einem Aufkonzentrieren des Wassers führen (z.B. SPÖTL et al., 2002a; MCMILLAN et al., 2005 – Abb. 3). Solche Änderungen in der Chemie des Tropfwassers können lokal zu Wechsellagerungen von Aragonit- und Kalzitlagen führen, die Aussagen für die Saisonalität des Paläoklimas erlauben (RAILSBACK et al., 1994; DENNISTON et al., 2000; POLYAK & ASMEROM, 2001). Aragonit ist unter normalen Höhlenbedingungen jedoch metastabil und wandelt sich oft nachträglich in Nieder-Mg-Kalzit um (MORSE & MACKENZIE, 1990); lokal kann diese Diagenese rasch nach der Aragonitbildung einsetzen (FRISIA et al., 2002). Andererseits gibt es chronologische Belege, dass Aragonit durchaus über Jahrhunderttausende metastabil erhalten bleiben kann. Ein bekanntes ästhetisches Beispiel für Aragonit ist die Eisenblüte, die in völlig analoger Ausbildung in manchen Höhlen, aber auch in alten Bergwerken vorkommt.

Abb. 3.
Anschliff eines flowstones, der eine unregelmäßige Wechselfolge von honigbraunem Kalzit und dünneren, weißen Aragonitlagen zeigt.
Am Top wird der Gehalt an detritischen Verunreinigungen (u.a. Eisenhydroxide) deutlich höher. Nach U/Th-Datierungen umfasst diese Probe den Zeitbereich von 1640±20 und 380±10 Jahre vor heute.
Fundort: Laas, Südtirol.
Breite des Stücks: 13,5 cm; Foto: C. SPÖTL.

In speläologischer Terminologie spricht man von Excentriques (helictites im Englischen – HILL & FORTI, 1997), wobei nicht die Mineralogie (häufig, aber nicht ausschließlich Aragonit), sondern die scheinbar von der Schwerkraft unbeeinflusste wurzelähnliche Morphologie entscheidend ist (Abb. 4).

Weitere Minerale sind in Speläothemen selten. Immerhin wurden jedoch über 200 verschiedene Minerale aus Höhlen weltweit beschrieben (HILL & FORTI, 1997). In alpinen Höhlen anzutreffen sind u.a. Gips, Hydromagnesit und diverse Fe-(±Mn-)Oxide und Hydroxide (z.B. SEEMANN, 1979, 1987).

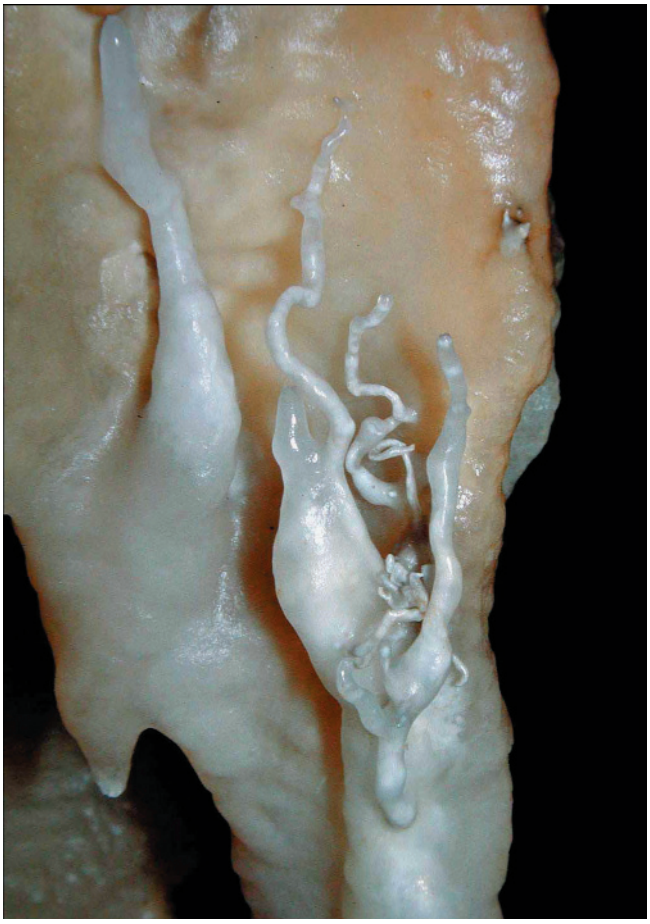


Abb. 4.
Excentriques, die auf einem breiten Stalaktiten im „Otto-Saal" der Obirhöhlen aufwachsen.
Bildbreite ca. 15 cm; Foto: C. SPÖTL.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3. Tropfsteine als Paläoumwelt-Archive

3.1 Qualitative paläoklimatologische Parameter

Höhlen stehen zumeist in mehr oder weniger ausgeprägter Kommunikation mit der Erdoberfläche und Höhlensinter können daher als Zeitzeugen – modern auch Archiv genannt – der Vorzeit angesehen werden. Allein der Nachweis von Tropfsteinwachstum in einem konkreten Zeitbereich hat bereits entscheidende paläoklimatologische Aussagekraft:

1. In einem ariden Gebiet findet keine Grundwasserneubildung statt und das Vorhandensein von Tropfsteinen in Höhlen solcher Trockengebiete liefert daher wertvolle Hinweise, dass der Niederschlag in früheren Zeiten eindeutig höher gewesen sein muss. Beispiele wurden aus Australien (AYLIFFE et al., 1998), dem Oman (BURNS et al., 1998; FLEITMANN et al., 2003), Ägypten (BROOK et al., 2003 – Abb. 5), Israel (VAKS et al., 2003) und aus Brasilien (WANG et al., 2004) berichtet. Im Oman etwa konnte durch detaillierte Studien an Speläothemen gezeigt werden, in welchem Zeitmuster der Indische Monsun während des jüngeren Quartärs im Zuge der orbital kontrollierten Änderungen der Lage der Intertropischen Konvergenzzone weiter nach Norden reichte und so heute aride Gebiete mit einigen Hundert Millimeter Niederschlag pro Jahr versah (BURNS et al., 1998). Auch das Abklingen der Monsunregen während des Holozäns (FLEITMANN et al., 2003) – synchron mit dem des Monsuns in Ostchina (DYKOSKI et al., 2005; WANG et al., 2005 – Abb. 6) – sowie der Einfluss der Sonne auf das hochfrequente Muster des Klimas (NEFF et al., 2001; WANG et al., 2005) konnte anhand von Stalagmiten nachgezeichnet werden. Ähnliche Klimainformationen wie Speläotheme können Travertine in Trockengebieten liefern, wenn auch generell von geringerer Güte da weniger kontinuierlich, z.T. diagenetisch alteriert und oft verunreinigt, ergo schwer datierbar (AULER & SMART, 2001; BROOK et al., 2003; PENTECOST, 2005).

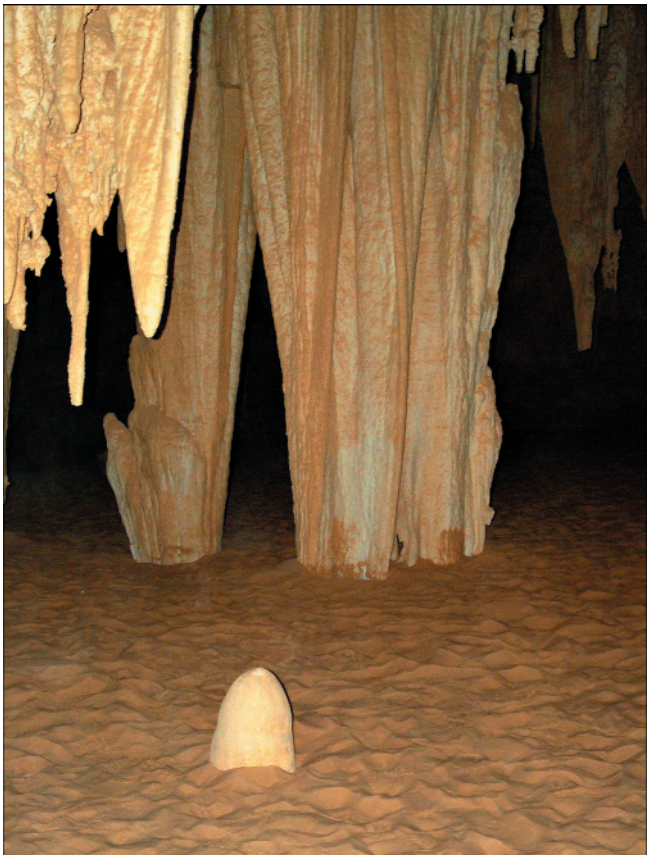


Abb. 5.
Die fossilen Speläotheme der Djara-Höhle, die von hereingeblasenem Wüstensand begraben werden, zeugen von einst wesentlich feuchterem Klima des heute hyperariden Gebietes (4 mm Niederschlag pro Jahr) der ägyptischen Wüste zwischen der Farafra Depression und dem Niltal. Altersbestimmungen dieser bis zu 6 m hohen und 2 m mächtigen Stalagmite und Stalaktite haben großteils Werte jenseits von ca. 400–500 kyr ergeben; spätere Feuchtphasen sind durch Sinteralter des MIS 9, 7 und 5 indiziert (BROOK et al., 2003; HOLZKÄMPER, 2004).
Foto: A. MANGINI.

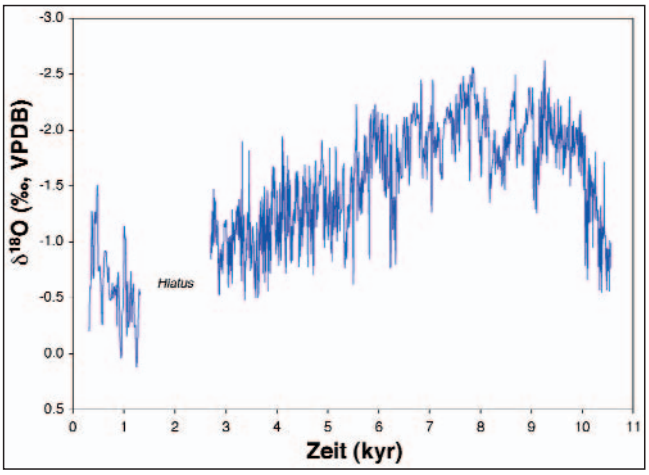


Abb. 6.
In niederen Breiten korrelieren die $\delta^{18}O$-Werte des Niederschlages (und damit des Tropfwassers und der Tropfsteine) invers mit der Niederschlagshöhe. Diese Isotopenkurve (Achtung: umgekehrte vertikale Achse!) eines Stalagmiten aus der Q5-Höhle im Süden des Oman reflektiert die graduelle Abnahme des (Monsun-)Niederschlages seit etwa 8 kyr (FLEITMANN et al., 2003; FLEITMANN et al., in Druck), synchron mit dem Austrocknen der Sahara.

2. Höhlen in Küstenregionen werden von eustatischen Meeresspiegelschwankungen beeinflusst. So fielen während der glazialen Meeresspiegel-Tiefstände große Bereiche heutiger Karbonatplattformen trocken; Vegetations- und Bodenbildung setzte ein und in weiterer Folge Verkarstung und Speläothembildung. Im Zuge des Abschmelzens der gewaltigen hochglazialen Eismassen stieg der globale Meeresspiegel an und setzte diese Höhlenbereiche unter Wasser, zuletzt zwischen 19 und 6 kyr*). Da sich Tropfsteine in Meerwasser nicht bilden, stellen solche küstennahen Höhlen sensible Zeitmarker des Meeresspiegels dar (LI et al., 1989; RICHARDS et al., 1994; LUNDBERG & FORD, 1994; BARD et al., 2002), vergleichbar Riffkorallen (z.B. FAIRBANKS, 1989; CUTLER et al., 2003; SPEED & CHENG, 2004).
Aus der Zodiac Cavern, einem der berühmten blue holes auf der Großen Bahama-Bank wurde in –14,4 m Tiefe ein 62 cm langer Stalagmit geborgen, der kontinuierlich im Zeitraum zwischen 45 und 11 kyr wuchs (BECK et al., 2001). Und aus einer Unterwasserhöhle auf der kleinen Insel Argentarola vor der tyrrhenischen Küste Italiens wurde aus einer Tiefe von –18,5 m ein 29 cm großer Stalagmit untersucht, der im Zeitraum zwischen 206 und 145 kyr entstand (der Meeresspiegel war damals also mindestens um 18,5 m tiefer als heute). Im Zeitraum zwischen 202 und 190 kyr weist das Tropfsteinwachstum einen bereits makroskopisch im Längsschnitt klar erkennbaren Unterbruch aus, der sich als weiße, poröse Lage innerhalb des bräunlichen Kalzits manifestiert (Abb. 7). Diese Lage entstand, als

*) kyr = tausende Jahre vor heute.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

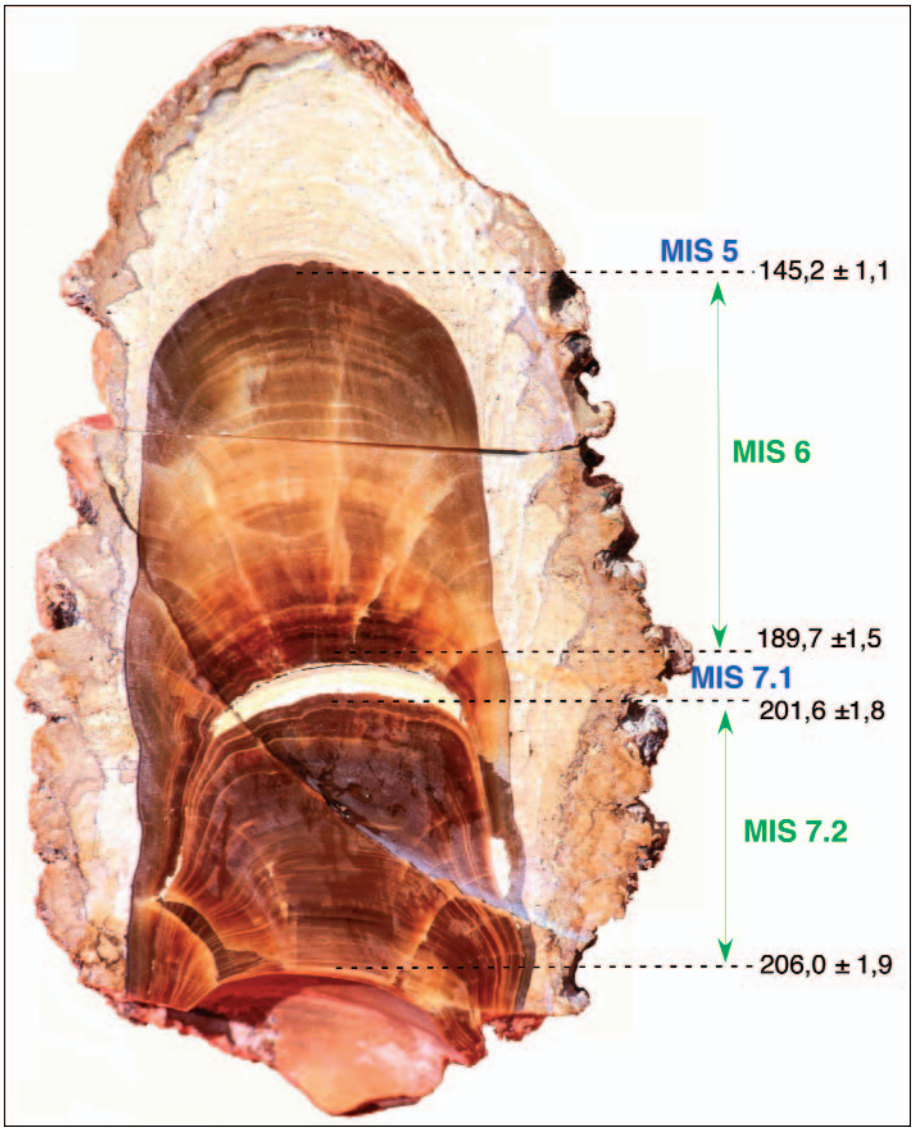


Abb. 7.
Längsschnitt durch einen 29 cm hohen Stalagmiten aus der Argentarola-Höhle, einer Unterwasserhöhle an der Westküste Italiens (vgl. BARD et al., 2002).
Die Angaben der U/Th-Datierungen sind in kyr. Grün gehaltene marine Isotopenstadien bewirkten ein Absinken des Meeresspiegels unter das Niveau des Stalagmiten (d.h. Tropfsteinwachstum), während zu Warmzeiten die Höhle durch ein Ansteigen des Meeresspiegels geflutet wurde (blau) und weißlicher submariner Kalzit biogen gefällt wurde. Weitere Details siehe Text.
Foto. E. BARD.

der Meeresspiegel über die Höhle anstieg und Serpuliden (marine, kalkabscheidende Würmer) die Oberfläche des Stalagmiten umkrusteten. Ab 190 kyr war der Meeresspiegel wieder unter das Niveau von –18.5 m gefallen und erneutes Sinterwachstums überdeckte die weiße Lage, die präzise den Meeresspiegelhochstand während des MIS*) 7.1 anzeigt, der jüngsten der drei Warmphasen während des vorletzten Interglazials (BARD et al., 2002; ANTONIOLI et al., 2004).

3 Neben dem Vorhandensein von Tropfwasser (d.h. Netto-Infiltration in die ungesättigte Zone) und einem lufterfüllten (= nicht überfluteten) Höhlenraum ist die Temperatur der dritte limitierende Faktor des Vorkommens von Speläothemen. Erst bei Temperaturen über dem Nullpunkt sind Wasser-Gesteins-Interaktionen im Karstgestein möglich. Sinkt die Jahresmitteltemperatur der Außenluft längerfristig unter die Nullgradgrenze, so wird sich diese Abkühlung in die unterirdischen Hohlräume fortpflanzen. Empirische Studien zeigen eine klare Korrespondenz zwischen der Jahresmitteltemperatur und der Lufttemperatur der Höhle in dieser Höhenlage (WIGLEY & BROWN, 1976), die jedoch lokal durch die Luftzirkulation beeinflusst sein kann (BOCK & LAHNER, 1913; LUETSCHER & JEANNIN, 2004). Die Folge der Abkühlung sind ein Austrocknen des Karstaquifers bzw. eine lokale Höhleneisbildung. Gerade in alpinen Gebieten stellt die Nullgradgrenze eine natürliche Barriere für die Tropfsteinbildung dar und es ist deshalb auch nicht verwunderlich, dass hochalpine Höhlen, aber auch Höhlen in arktischen Regionen, kein rezentes Sinterwachstum zeigen, sehr wohl jedoch reichlich Hinweise auf Frostsprengung (z.T. auch älterer Sinterböden betreffend – Abb. 8). Auch Höhlen z.B. in Mitteleuropa, die in geringerer Seehöhe liegen, wiesen während Glazialzeiten zumindest zeitweise Temperaturen unter dem Gefrierpunkt auf und durchgängiges Speläothem-Wachstum ist daher nicht zu erwarten.

Abb. 8.
Durch Frostsprengung abgelöste oberste Schichten eines Wandsinters der Hirschgrubenhöhle am Hochschwab. Der Fundpunkt liegt etwa 120 Horizontalmeter vom Eingang der Höhle (1890 m Seehöhe) entfernt und ist derzeit ganzjährig eisfrei. Handschuh als Maßstab.
Foto: L. PLAN.

Tatsächlich gibt es keinen einzigen verlässlich datierten mitteleuropäischen Tropfstein, der ein solches anzeigen würde. Ein 1,5 m langer Stalagmit aus der Grottes de Villars im Südwesten Frankreichs, eine der

*) MIS = Marines Isotopenstadium. Die paläozeanographische Chronostratigraphie bezieht sich auf ozeanweit verfolgbare säkulare Änderungen des O-Isotopenwertes, gemessen am Kalzit von Foraminiferen (z.B. MARTINSON ET AL., 1987; LISIECKI & RAYMO, 2005).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

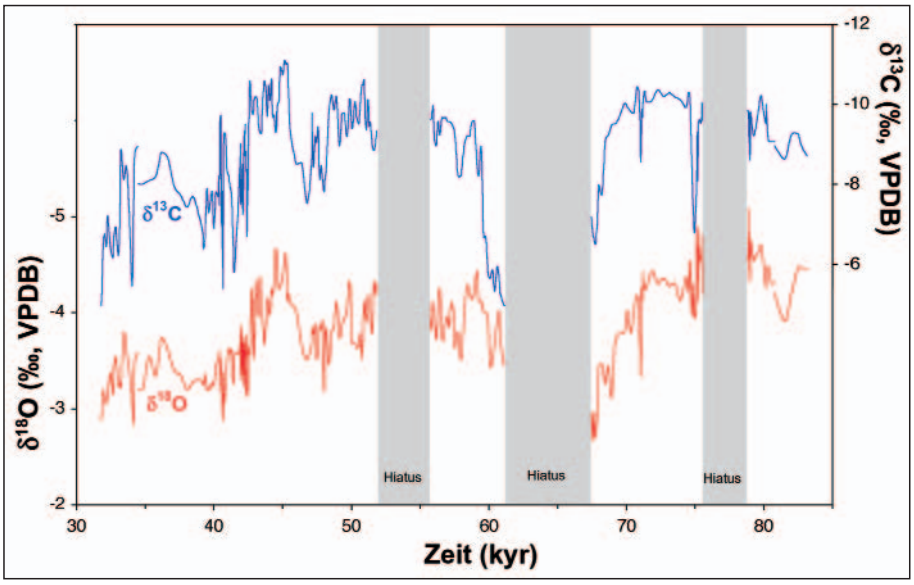


Abb. 9.
Ein großer Kerzenstalagmit aus der französischen Grottes de Villars weist aufgrund genauer Altersbestimmungen drei Wachstumsunterbrüche (graue Bereiche) auf, die als sehr trocken-kalte Zeiten während des Würm-Glazials gedeutet werden. Die O-Isotopenkurve korreliert teilweise mit der des grönländischen Eises.
Für nähere Details siehe GENTY et al. (2003).

derzeit am gründlichsten analysierten Proben einer mitteleuropäischen Höhle, zeigt ein Tropfsteinwachstum während des letzten Glazials zwischen 83 und 32 kyr an (GENTY et al., 2003 – Abb. 9), das von drei Hiati unterbrochen wurde, interpretiert als extrem kalt-trockene Stadiale, als die Kalzitausscheidung zum Erliegen kam. Nach 32 kyr gab es kein weiteres Tropfsteinwachstum, und es ist nahe liegend, dieses dem Würm-Hochglazial (MIS 2) zuzuschreiben. Eine neue Studie untersuchte einen 67 cm hohen Stalagmiten aus der durch ihre Höhlenmalereien weltbekannten Grotte Chauvet (Ardéche, Südfrankreich). Auch diese Probe zeigt einen markanten Wachstumsunterbruch zwischen 26,6 kyr und 15,0 kyr (GENTY et al., 2006). Während des letzten Hochglazials waren die Bedingungen selbst in Südfrankreich zu kalt für Tropfsteinwachstum. Stalagmite in Höhlen des südlichen Mittelmeerraumes (Israel und Tunesien) wuchsen hingegen zumindest stellenweise kontinuierlich während dieses Zeitintervalls (BAR-MATTHEWS et al., 2003; GENTY et al., 2006). Es gibt mittlerweile auch konkrete Hinweise, dass in mitteleuropäischen Höhlen während des letzten Glazials vielfach periglaziale Bedingungen herrschten; darauf deuten so genannte kryogene Kalzite hin, unscheinbare Kristallaggregate, die keine spektakulären Tropfsteinformationen bilden, aber durch ihre isotopische Zusammensetzung kaltklimatische Bedingungen indizieren (ZAK et al., 2004; RICHTER & NIGGEMANN, 2005). Zudem sprechen zerbrochene Speläotheme für die Tätigkeit von ehemals vorhandenem fließendem Höhleneis (PIELSTICKER, 2000; allerdings stehen verlässliche chronologische Daten, die diese Prozesse eindeutig Eis zuordnen lassen, noch aus).

4 Tropfsteinwachstum ist schließlich ursächlich verknüpft mit dem Vorhandensein einer Bodenzone und Vegetation im Einzugsgebiet der Sickerwässer. Fehlt diese pedogene/biogene Quelle des Kohlendioxids, so ist naturgemäß der Lösungsumsatz im Epikarst stark vermindert, denn der pCO_2 der freien Atmosphäre (2005: ca. 380 ppmv – http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/trends/) ist ein Bruchteil des Gehaltes im Boden (je nach Vegetation, Jahreszeit und Seehöhe sehr variabel, meist aber Tausende bis einige Zehntausende ppmv). Trotzdem ist der Gehalt an gelöstem Kalk im alpinen Grünkarst im Durchschnitt nur doppelt so hoch wie im Kahlkarst (PAVUZA & PLAN, 2005).

3.2 Quantitative paläoklimatologische Parameter

Während das Kalzium des Speläothems lediglich aus dem verkarsteten Muttergestein umverteilt wird, stammen ein Teil des Kohlenstoffs und der allergrößte Teil des Sauerstoffs des Speläothem-Karbonats von der Erdoberfläche: Der Kohlenstoff kann daher als Tracer für Bodenprozesse (und Vegetation) eingesetzt werden, und der Sauerstoff liefert ein Signal des meteorischen Niederschlages. Damit sind die zwei wichtigsten Klima-Indikatoren (proxies) der Speläotheme umrissen, deren Einsatz allerdings massenspektrometrische Methoden voraussetzt, d.h. der Schlüssel zur Verwendung von C und O als Tracer liegt in deren Isotopenzusammensetzung.

3.2.1. Die Isotopie des Kohlenstoffs

Im Fall des Kohlenstoffs können zum einen die stabilen Isotope – ausgedrückt als $\delta^{13}C$-Wert – herangezogen werden; zum anderen hat sich auch das ^{14}C-Isotop als wertvoller Tracer etabliert (siehe dazu Arbeiten von GENTY et al., 1998, 2001). Zudem sind Speläotheme in den vergangenen Jahren auch aus einem anderen Grund detailliert auf ^{14}C analysiert worden: Aufgrund der genauen und präzisen Chronologie mittels U/Th (s. Kap. 3.3) werden Stalagmite mittlerweile dazu verwendet, die weltweite ^{14}C-Kalibrationskurve zu kontrollieren (z.B. BECK et al., 2001; REIMER et al., 2004).

Die stabile C-Isotopie eines Tropfsteins spiegelt die Quellen des C wider: Während nach obiger Gleichung ein Teil desselben aus dem Muttergestein stammt und typischerweise durch hohe $\delta^{13}C$-Werte nahe 0 ‰ VPDB*) charakterisiert ist, stammt ein anderer Teil aus der Bodenzone. Der Ursprung des dortigen C ist das CO_2 der Atmosphäre, welches durch die Pflanzen im Zuge der Photosynthese zu Biomasse assimiliert wird. Im Zuge dieser komplexen Reaktion wird die Isotopie des C drastisch verändert und Pflanzensubstanz ist stark an ^{13}C verarmt, d.h. sie hat niedere $\delta^{13}C$-Werte. Diese Signatur wird nicht nur im Zuge der Nahrungskette weitergegeben; auch der mikrobielle Abbau von toter pflanzlicher Substanz im Boden setzt ohne größere Fraktionierung C als CO_2 frei, welches diese charakteristisch niederen $\delta^{13}C$-Werte aufweist. Auch die zweite Quelle des CO_2-Bodengases, die Wurzelatmung, setzt CO_2 frei, dessen Isotopie dem der pflanzlichen Muttersubstanz gleicht (CERLING et al., 1991). Insgesamt führen beide Prozesse dazu, dass im Boden, primär im humusreichen A-Horizont, der pCO_2 gerade während der Wachstumsperiode deutlich höher ist als der der freien Atmosphäre und sich dieses CO_2 anhand der Isotopie deutlich vom atmo-

*) Vienna PeeDee Belemnite, der internationale Kalzit-Standard, auf den stabile C-Isotopenanalysen kalibriert werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

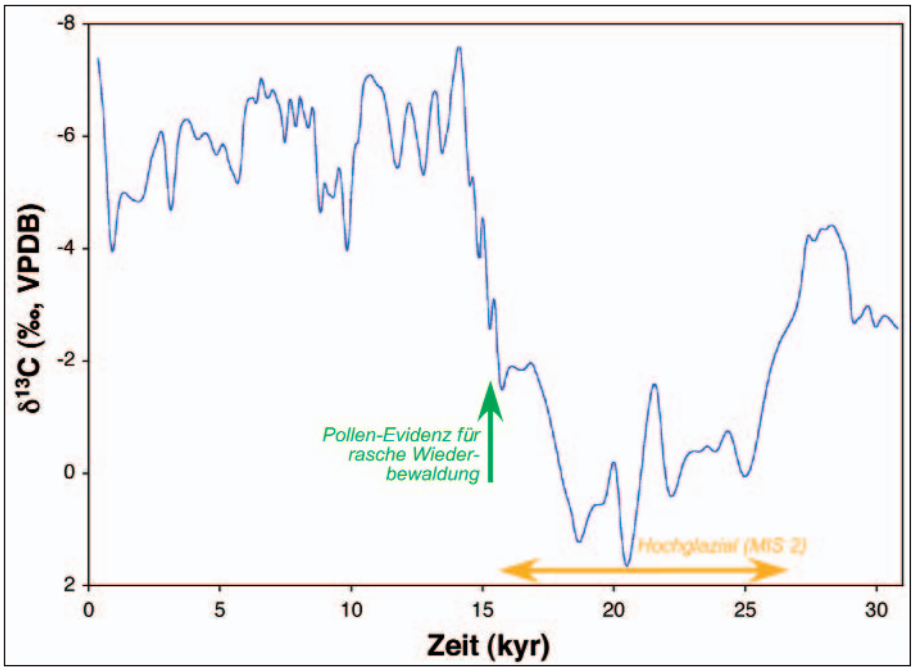


Abb. 10.
Die stabilen Isotope des Kohlenstoffs im Kalzit von Speläothemen spiegeln die biogene CO_2-Produktion und damit die Vegetation im Einzugsgebiet der Sickerwässer wieder. Diese Kurve stammt von einem flowstone aus der Nettlebed Cave auf der Südinsel Neuseelands und zeigt die markante Abnahme der $\delta^{13}C$-Werte (Achtung invertierte Skala) mit Beginn der Wiederbewaldung am Ende der letzten Eiszeit (HELLSTROM et al., 1998).

sphärischen CO_2 differenzieren lässt (z.B. HESTERBERG & SIEGENTHALER, 1991; AMUNDSON et al., 1998). Je nach Beschaffenheit (Mächtigkeit, Permeabilität, Temperatur, etc.) des Bodens kommt es deshalb zu einem diffusiven Gasaustausch zwischen Boden und Atmosphäre (CERLING, 1984). Das C-Isotopensignal des Bodens wird via Sickerwasser (als gelöster anorganischer Kohlenstoff – dissolved inorganic carbon, DIC) in die Höhle transportiert und dort im Zuge der Karbonatausfällung in das Kristallgitter eingebaut und so gespeichert. In dieser Prozesskette finden zwar Fraktionierungen statt (z.B. ROMANEK et al., 1992), insgesamt aber kommt es dadurch nur zu einer relativen Verschiebung der $\delta^{13}C$-Ausgangswerte hin zu höheren Werten. Ändert sich jedoch die Zusammensetzung der Vegetation bzw. nimmt die Bioproduktivität im Boden langfristig zu – z.B. im Zuge einer Erwärmung – so pausen sich diese in der Isotopie des Tropfwassers durch. So konnte anhand eines Stalagmiten einer neuseeländischen Höhle gezeigt werden, wie sich am Ende der letzten Eiszeit die drastische Zunahme der Vegetation anhand der Abnahme der $\delta^{13}C$-Werte nachvollziehen lässt (HELLSTROM et al., 1998; Abb. 10): Während des Hochglazials gab es aufgrund des kalt-trockenen Klimas dort fast keine Bodenaktivität (die $\delta^{13}C$-Werte näherten sich dem des Muttergesteins an). Ab 15 kyr kam es zu einer massiven Ausbreitung der Wälder und die damit einhergehende Zunahme der Bodenaktivität spiegelt sich in diesem Tropfstein in einer starken Abnahme der $\delta^{13}C$-Werte wider (d.h. hoher Eintrag von biogenem C in das Grundwasser). Eine zusammenfassende Arbeit über die Möglichkeiten, mittels $\delta^{13}C$ an Speläothemen die klimatischen und vegetationsbedingten Änderungen am Ende der letzten Eiszeit zu erfassen, lieferten GENTY et al. (2006).

3.2.2. Die Isotopie des Sauerstoffs

Während die Isotope des C eines Tropfsteins Rückschlüsse auf die ehemalige Vegetation oberhalb der Höhle zulässt, trägt die Isotopie des O – ausgedrückt als $\delta^{18}O$-Wert – ein wertvolles atmosphärisches Signal, das jedoch ebenfalls dechiffriert werden muss.

1) Analysiert man die O-Isotopie von Niederschlägen über mehrere Jahre, so stellt man fest, dass in unseren Breiten der $\delta^{18}O$-Wert des Jahresniederschlags mit der Jahresmitteltemperatur korreliert (DANSGAARD, 1964): Je niederer die Jahresmitteltemperatur, desto niederer der $\delta^{18}O$-Wert, und zwar beträgt der Gradient etwa 0,6‰ pro Grad (ROZANSKI et al., 1992, 1993). Der Grund für diesen systematischen Zusammenhang liegt im so genannten rainout-effect, der seinerseits wieder temperaturkontrolliert ist (z.B. CLARK & FRITZ, 1997).
2) Auch mit zunehmender Seehöhe werden die Niederschlags-$\delta^{18}O$-Werte niederer; ein Umstand, der große Bedeutung in der praktischen Hydrogeologie von Gebirgsräumen hat. Dieser so genannte Höheneffekt ist von lokalen orografischen Gegebenheiten abhängig und liegt im Norden Österreichs bei etwa –0,18‰ pro 100 m und im mediterran beeinflussten Süden bei –0,08‰ pro 100 m (HUMER et al., 1995).
3) Ein weiterer Parameter, der allerdings nur auf glazial-interglazialen Zeitskalen relevant ist, betrifft die Änderung der O-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers. Bilden sich in Kaltzeiten am Festland große Eisschilde, so steigt der $\delta^{18}O$-Wert des Meerwassers an (und der Meeresspiegel sinkt). Dieser ice volume effect beträgt maximal etwa 1,2‰ (LEA et al., 2002).
4) In den Trockengebieten dieser Erde kommt noch ein weiterer Faktor hinzu, und zwar beobachtet man dort, dass der $\delta^{18}O$-Wert des langjährigen Jahresniederschlagsmittels mit der Niederschlagshöhe invers korreliert (amount effect). Je mehr es dort regnet, desto niederer die $\delta^{18}O$-Werte des Niederschlages. Die oben genannte Temperatur-$\delta^{18}O$-Beziehung ist in diesen Gebieten ohne Bedeutung.
5) Neben diesen externen Faktoren spielt schließlich noch ein höhleninterner Prozess eine maßgebliche Rolle. Anders als bei der C-Isotopie ist die Kristallisation von Karbonatmineralen aus wässrigen Lösungen mit einer großen und vor allem temperaturabhängigen O-Isotopenfraktionierung verbunden. Diese ist experimentell gut bekannt (FRIEDMAN & O'NEIL, 1977; KIM & O'NEIL, 1997) und beträgt –0,24‰ pro Grad Celsius. Je höher also die Höhlentemperatur, bei der die Tropfsteinbildung stattfindet, desto niederer der $\delta^{18}O$-WertWert des Kalzits.

Aus dem oben Gesagten wird klar, dass die Extraktion einer quantitativen Paläotemperatur-Information aus Tropfsteinen nicht trivial ist. In tropisch-subtropischen Klimazonen, in denen der amount-effect dominiert, lässt sich aus dem $\delta^{18}O$-Signal keine Temperatur ablesen, sehr wohl jedoch ein verlässliches Niederschlagssignal (bzw. umgekehrt betrachtet: ein Ariditätsindex), so beispielsweise erfolgreich in der Soreq-Höhle bei Jerusalem angewandt (AYALON et al., 2002; BAR-MATTHEWS et al., 2003 – Abb. 11). Küstennahe Klimastationen zeigen ebenfalls keine deutliche Beziehung zwischen Jahrestemperatur und $\delta^{18}O$

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

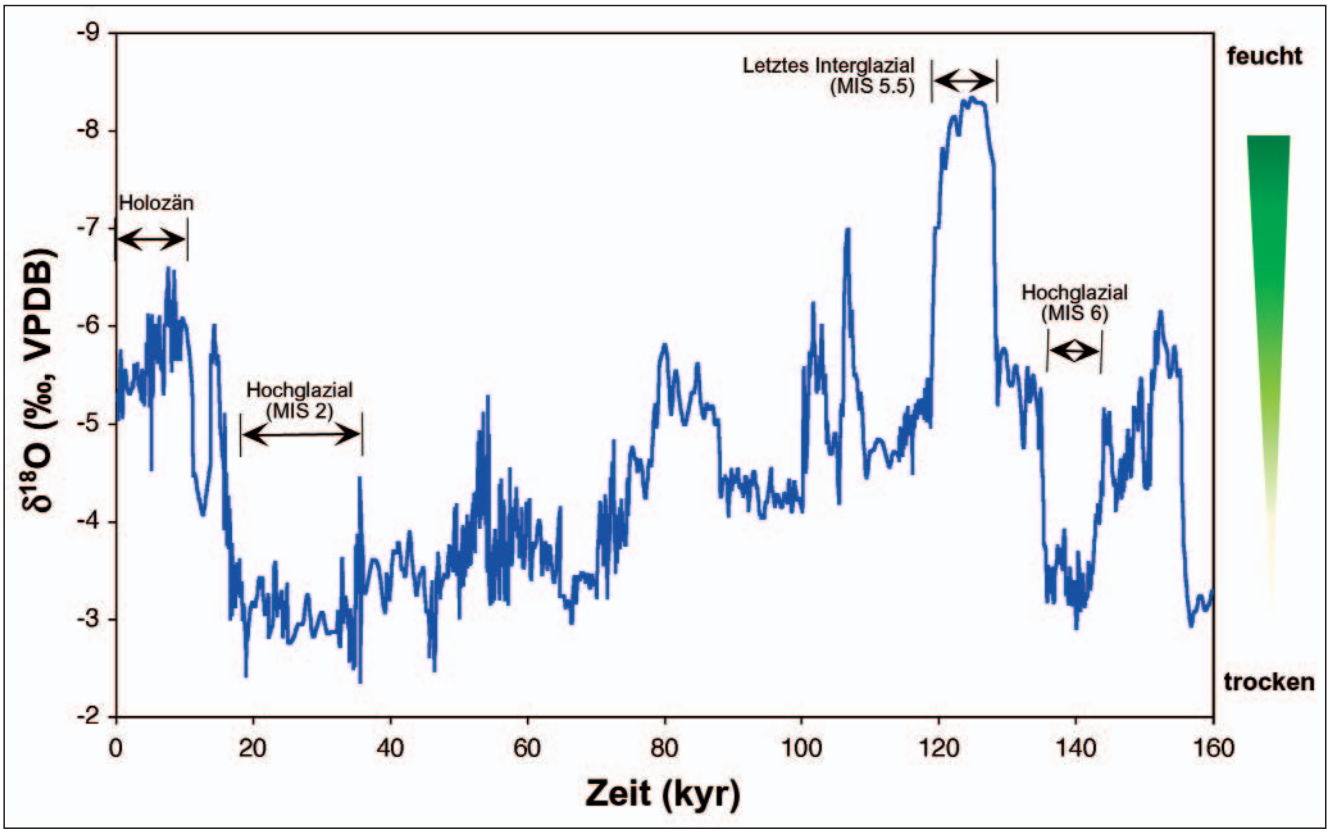


Abb. 11.
Eine lückenlose Paläoklima-Kurve des östlichen Mittelmeerraumes – hier dargestellt die letzten 160 kyr – stammt aus der Soreq Höhle bei Jerusalem (BARMATTHEWS et al., 2003). Die großen Schwankungen des δ^{18}O-Wertes, gemessen an Speläothemen, die mit U/Th datiert wurden, lassen sich als Feuchtigkeitsindex deuten. Viel Regen in diesem heute semiariden Gebiet bedingte niedere δ^{18}O-Werte und umgekehrt (Achtung invertierte Skala). Die Daten zeigen, dass z.B. der Höhepunkt der letzten Eiszeit (vor ca. 25 kyr) diesem Raum extreme Trockenheit bescherte.

(ROZANSKI et al., 2003). In küstennahen Höhlen dominiert daher der Effekt der temperaturabhängigen Ausfällung von Kalzit, d.h. δ^{18}O-Werte solcher Tropfsteine spiegeln die Höhlentemperatur und damit die langfristigen Änderungen der Jahresmitteltemperatur außerhalb der Höhle wider (LAURITZEN & LUNDBERG, 1999; MCDERMOTT, 2004).

Je weiter man sich von der Feuchtigkeitsquelle des Ozeans entfernt, desto bedeutender wird der rainout-effect und desto klarer formt sich der annähernd lineare Zusammenhang zwischen Temperatur und δ^{18}O des Niederschlags (ca. 0,6‰ pro Grad – s.o.) heraus. Rein rechnerisch überkompensiert dieser Niederschlagseffekt demnach den höhleninternen Temperatureffekt (–0,24‰ pro Grad – s.o.) und man kann davon ausgehen, dass die δ^{18}O-Werte der meisten Tropfsteine mitteleuropäischer Höhlen z.B. bei einer Klimaerwärmung ansteigen. Da der Nettoeffekt (ca. +0,36‰ pro Grad) gering ist – die Jahresamplitude von δ^{18}O des Niederschlags in den Alpen beträgt vergleichsweise ca. 10‰ – müssen zusätzliche Prozesse ebenfalls in Betracht gezogen werden, beispielsweise Änderungen der Trajektoren, also der Pfade, die einzelne Feuchtigkeit bringende Luftmassen nehmen, etwa im Zuge von Änderungen der Nordatlantischen Oszillation (z.B. KAISER et al., 2002; SCHOTTERER et al., 2002).

Eine weitere Herausforderung besteht darin, dass ein instrumentell etablierter Gradient (z.B. 0,6‰ pro Grad) nicht unkritisch auf weit zurückliegende Zeiten angewendet werden kann, da sich die Rahmenbedingungen durchaus geändert haben mögen (FRICKE & O'NEIL, 1999; DARLING, 2004), Stichwort: atmosphärisches Strömungsmuster während Glazialzeiten. Diese Schwierigkeit hat die Speläothem-Forschung allerdings mit anderen Archiven gemeinsam, z.B. Analyse von pleistozänem Eis in Grönland oder der Antarktis oder die Interpretation von Isotopendaten aus Seeablagerungen. Sehr wichtig in diesem Zusammenhang ist die Bestimmung des δD-Wertes von Fluideinschlüssen im Kalzit von Tropfsteinen, gewissermaßen winzigen Überresten des früheren Tropfwassers. Da es einen engen Zusammenhang zwischen δ^{18}O- und δD-Werten des Niederschlages gibt (CLARK & FRITZ, 1997), kann so aus dem δD-Wert der Fluideinschlüsse die O-Isotopie des Paläo-Tropfwassers bestimmt werden und im Idealfall aus der Kombination desselben mit dem δ^{18}O-Wert des Kalzits die Temperatur zum Zeitpunkt der Kalzitausfällung errechnet werden. Letztere ist bekanntlich eine gute Approximation der Jahresmitteltemperatur außerhalb der Höhle (s.o.). Wenn auch erste Untersuchungen Erfolg versprechend sind (ROWE et al., 1999; DENNIS et al., 2001; MCGARRY et al., 2004; VONHOF et al., 2006): Die Methode der δD-Bestimmung von Fluideinschlüssen an Speläothemen ist (noch) nicht Routine.

3.2.3. Spurenelemente

Kalzit bzw. Aragonit baut eine Reihe von Elementen in geringer Konzentration ein, von denen Mg und Sr bezüglich ihrer Eigenschaften recht gut untersucht sind (FAIRCHILD et al., 2000; HUANG & FAIRCHILD, 2001; FINCH et al., 2001, 2003) und deshalb auch für Paläo-Umweltrekonstruktionen herangezogen werden. Beide Erdalkali-Elemente stammen aus dem Karstgestein, ihre Gehalte können deshalb nur indirekte Aussagen über das Klima zulassen. So beobachtet man, dass bei abnehmendem Niederschlag in mediterranen Gebieten die Gehalte an Mg und Sr im Tropfwasser (und damit auch im Speläothem) ansteigen, was auf Verdunstungsprozesse und prior calcite precipitation (FAIRCHILD et al., 2006), also vorangegangene Kalzitausfällung bereits vor Einsickern des Tropfwassers in den betreffenden Höhlenteil, erklärt wird. Bei der Ausfäl-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lung von Kalzit verbleiben Mg und Sr bevorzugt in der Lösung (ihre Verteilungskoeffizienten sind kleiner als 1) und Kalzitausfällung führt daher zu einer Anreicherung beider Ionen im Tropfwasser. Anhand der Entwicklung der Mg- und Sr-Gehalte in einem Stalagmiten aus der auch als Schauhöhle bekannten Grotte de Clamouse nahe Montpellier konnte plausibel aufgezeigt werden, dass dieses Gebiet vor ca. 1,1 kyr von einer starken Dürre heimgesucht worden ist (McMillan et al., 2005). Weitere Fallstudien wurden an Tropfsteinen der Grotta di Ernesto in der Provinz Trient (Huang et al., 2001) durchgeführt, in der Soreq-Höhle nahe Jerusalem (Ayalon et al., 1999), in einer Höhle in Westaustralien (Treble et al., 2003) sowie u.a. auch in Höhlen im monsunbeeinflussten Teil Chinas (Li et al., 2005; Johnson et al., 2006). Schließlich liegen mittlerweile auch Arbeiten an jungen Speläothemen vor, die anhand der Konzentration von Sulfat (das als Fremdion in das Kalzitgitter eingebaut wird) vulkanische Ereignisse detektieren, zum anderen die anthropogene Verschmutzungsgeschichte ablesen lassen (Frisia et al., 2005a,b). Ein aktueller Übersichtsartikel, der auch das Thema Spurenelemente inkludiert, liegt von Fairchild et al. (2006) vor.

3.2.4. Laminae

Bereits vor einigen Jahrzehnten wurde erkannt, dass manche Speläotheme eine auffallend regelmäßige Feinschichtung im meist sub-Millimeter-Bereich aufweisen. Diese Lamination ist z.T. bereits im Anschliff sichtbar (z.B. Genty & Quinif, 1996), z.T. aber erst mittels mikroskopischer Methoden (z.B. Shopov et al., 1994; Perrette et al., 2005). W. Broecker hat bereits vor gut 45 Jahren, damals noch mittels ^{14}C, die jährliche Natur dieser Laminae in einer Speläothemprobe aus der Moaning Cave in Kalifornien belegt (Broecker et al., 1960). Spätere Untersuchungen konnten diese an anderen Stalagmiten anhand von U/Th-Datierungen und anderen Vergleichen bestätigen (z.B. Baker et al., 1993; Fleitmann et al., 2003; Frisia et al., 2003). Dennoch ist Vorsicht geboten, denn einige petrografische Studien zeigen klar, dass in manchen Höhlen durchaus auch intraannulare Laminae gebildet werden bzw. dass Laminae fehlen können (Baker & Genty, 2003; Tan et al., 2006; siehe auch Übersicht in Fairchild et al., in Druck). Trotzdem: Laminierte Speläotheme stellen derzeit ein sehr wichtiges und dynamisches Forschungsfeld dar, da sie es erlauben, eine der Dendrochronologie vergleichbare zeitliche Auflösung zu erreichen. Die Dicke der Laminae wird als der wichtigste Parameter verwendet, der eine Kombination jener Faktoren darstellt, die den Grad der Übersättigung des Tropfwassers an Kalzit (und damit die Wachstumsgeschwindigkeit) steuern: Ca-Gehalt des Tropfwassers, Dicke des Wasserfilms auf dem Speläothem und pCO_2 des Tropfwassers (z.B. Baker et al., 1998; Proctor et al., 2000). Diese Faktoren hängen ihrerseits ab von der biogenen CO_2-Produktion im Boden, sowie dessen Verweildauer im Boden bzw. Epikarst, was letztlich auf einem mehrjährigen Zeitmaßstab mit Niederschlag und Temperatur korreliert. Lamina-Dickenwerte können somit ein geglättetes, niederfrequentes Klimasignal aufzeichnen. Zur Bestimmung der Lamina-Dicke an Speläothem-Profilen steht mittlerweile eine eigene in unserer Arbeitsgruppe entwickelte Software zur Verfügung (Meyer et al., 2006c; s. Kap. 5.3).

An jährlich laminierten Stalagmiten der schottischen Uamh an Tartair Cave konnten britische Kollegen eine ca. 3700 Jahre zurückreichende Zeitreihe von Lamina-Dickenmessungen erstellen (Proctor et al., 2002). Die Daten zeigen Schwankungen der Wachstumsrate zwischen 0,006 und 0,19 mm pro Jahr (Mittelwert 0,03 mm – Abb. 12). Im jüngsten Bereich korreliert diese mit der instrumentell gemessenen Niederschlagsmenge (Proctor et al., 2000). Frisia et al. (2003) konnten glaubhaft belegen, dass die Änderungen der Lamina-Dicke eines Stalagmiten aus der Grotta di Ernesto (Provinz Trient) zum Teil auf solare Schwankungen zurückzuführen sind; der genaue physikalische Konnex ist noch nicht bekannt. In Speläothemen der Höhlen in den Guadalupe Mountains (New Mexico) korrelieren die kalzitischen Laminae in ansonsten aragonitischen Proben mit Dürre-Phasen, die aus archäologischen Befunden bekannt sind (Polyak & Asmerom, 2001). Jüngst konnten Smith et al. (2006) zeigen, dass sich auch eine verlässliche Temperatur-Rekonstruktion aus Lamina-Dickendaten von bestimmten Stalagmiten erzielen lässt, die mit anderen Proxy-Rekonstruktionen der vergangenen 500 Jahre gut übereinstimmt.

3.3. Tropfstein-Chronologie

Die besondere Qualität des Klima-Archivs Speläothem liegt in seiner hervorragenden Datierbarkeit. Auch wenn dies nicht pauschal auf jede Tropfsteinprobe zutrifft, so haben Speläothem-Altersdaten mittlerweile einen exzellenten Ruf in der Quartärforschung. Ihren Stellenwert kann man z.B. an dem Interesse ablesen, den die Eiskernforschung Speläothem-Daten entgegenbringt, wenn es darum geht, die extrem wertvollen, aber zeitlich kaum absolut datierbaren Profile aus den polaren Eisschilden mit radiometrisch datierten Proxy-Daten zu vergleichen (z.B. Shackleton et al., 2004; Svensson et al., 2006).

Die Methode der Wahl für den Zeitbereich zwischen Rezent und ca. 400–500 kyr ist die ^{238}U-^{234}U-^{230}Th- oder kurz U/Th-(bzw. Th/U-)Methode genannt. Sie wurde ursprünglich an Korallen angewandt und in den 70er und 80er Jahren des vergangenen Jahrhunderts routinemäßig zur Datierung von Speläothemen eingesetzt. Besonders die Gruppe um D. Ford und H. Schwarcz (McMaster University, Hamilton) entwickelte sich zu einem Zentrum der Speläothem-Forschung (z.B. Thompson et al., 1974, 1976; Gascoyne et al., 1983; Schwarcz, 1986). Es wurden jedoch relativ große Proben (etliche Gramm, bei geringen U-Gehalten auch wesentlich mehr) benötigt, die nach chemischer Separation mittels alpha-Spektrometrie analysiert wurden. Auch an einigen Proben aus österreichischen Höhlen wurden damals Altersbestimmungen durchgeführt (in Hannover; s.u.). Rückblickend kann gesagt werden, dass die damals erzielten Datierungen in den meisten Fällen richtig waren (besonders bei U-reichen Proben); die schlechte Präzision stellte aber einen großen Schwachpunkt dar (Ivanovich & Harmon, 1992; Goldstein & Stirling, 2003).

In der zweiten Hälfte der 80er Jahre wurde mit der Thermionen-Massenspektrometrie (TIMS) ein methodischer Durchbruch erzielt, und zwar im Labor von G.J. Wasserburg am Caltech (Edwards et al., 1987). Die massenspektrometrische Bestimmung der Häufigkeiten der U- und Th-Isotope erlaubte eine radikale Verbesserung der Präzision, einen größeren Datierungsbereich (ganz junge bis sehr alte Proben), und das bei deutlich geringeren Probemengen. Die ersten erfolgreichen Altersbestimmungen wurden an (aragonitischen) Korallen durchgeführt (Edwards et al., 1987), aber bereits wenige Jahre später wurde die U/Th-TIMS-Methode bereits zur Datierung von Speläothemen eingesetzt (Li et al., 1989; Ludwig et al., 1992 – Abb. 13). In den 90er Jahren hat sich TIMS als state-of-the-art-Methode weltweit durchgesetzt und Präparations- und Messprotokolle wurden sukzessive verfeinert (Edwards et al., 2003; Richards & Dorale, 2003; van Calsteren & Thomas, 2006). Zudem wurde von einigen wenigen Labors die aufwändigere ^{235}U-^{231}Pa-Methode eingesetzt, um ^{230}Th-Alter von Karbonatproben gegenzuchecken (Edwards et al., 1997; Cheng et al., 1998).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

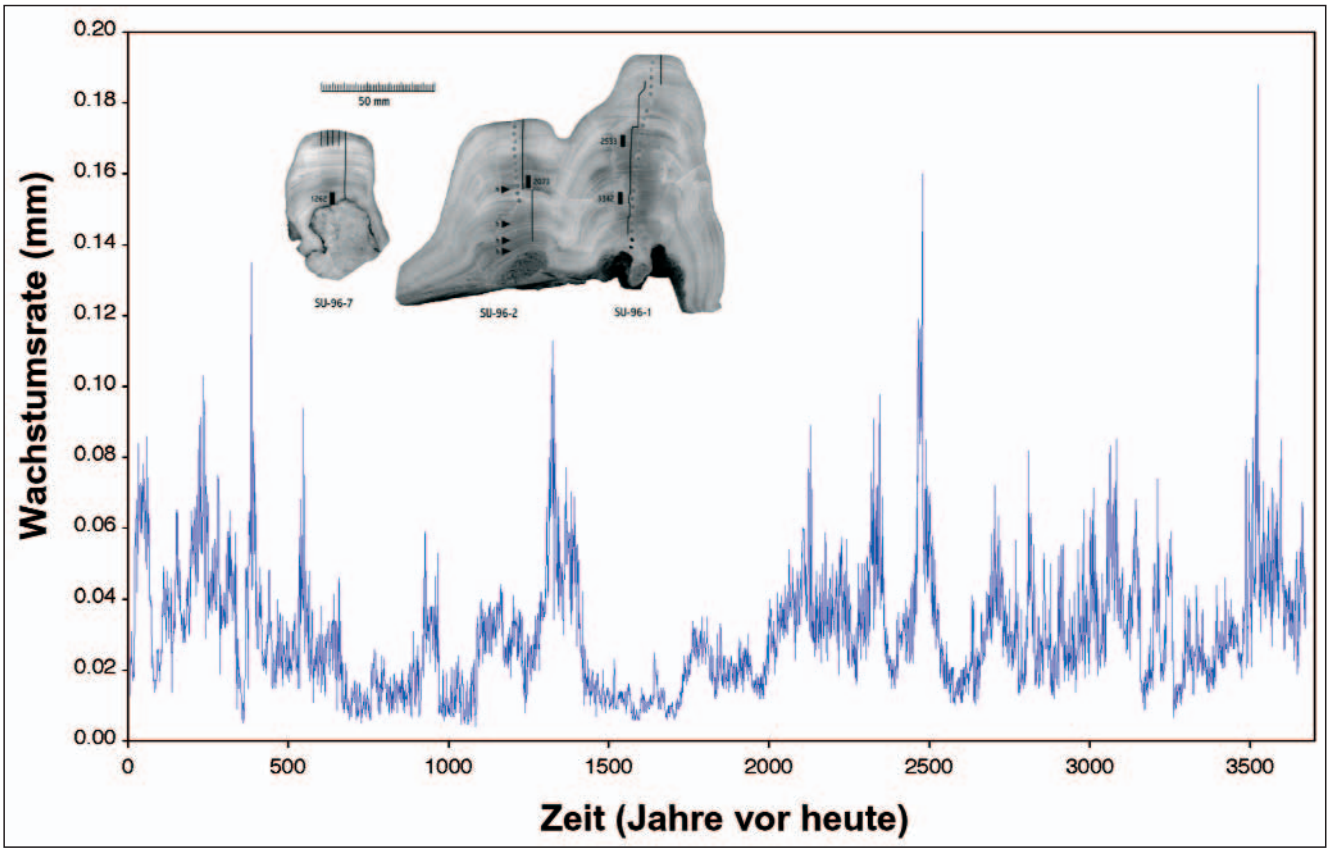


Abb. 12.
Anhand von drei schottischen Stalagmiten, deren Wachstumsperioden sich überlappen, wurde eine zusammengesetzte Wachstumsgeschwindigkeitskurve erstellt, die primär ein proxy für Niederschlag in diesem feuchten Klima darstellt (PROCTOR et al., 2002). Die Zeitachse basiert auf Zählungen der Jahreslagen, wobei „heute" dem Jahr 2000 n. Chr entspricht.

Ende der 90er Jahre kam es zum bislang letzten technologischen Durchbruch: Es gelang die Verbindung von Plasmageräten (ICP) mit Massenspektrometern (LUO et al., 1997). Diese mittlerweile mit zahlreichen Auffängern (Kollektoren) zur simultanen Messung mehrerer Ionen ausgestatteten Multikollektor(MC)-ICP-MS-Geräte sind gegenwärtig dabei, der TIMS-Methode in einigen analytischen Bereichen das Feld streitig zu machen. Zwei Vorteile

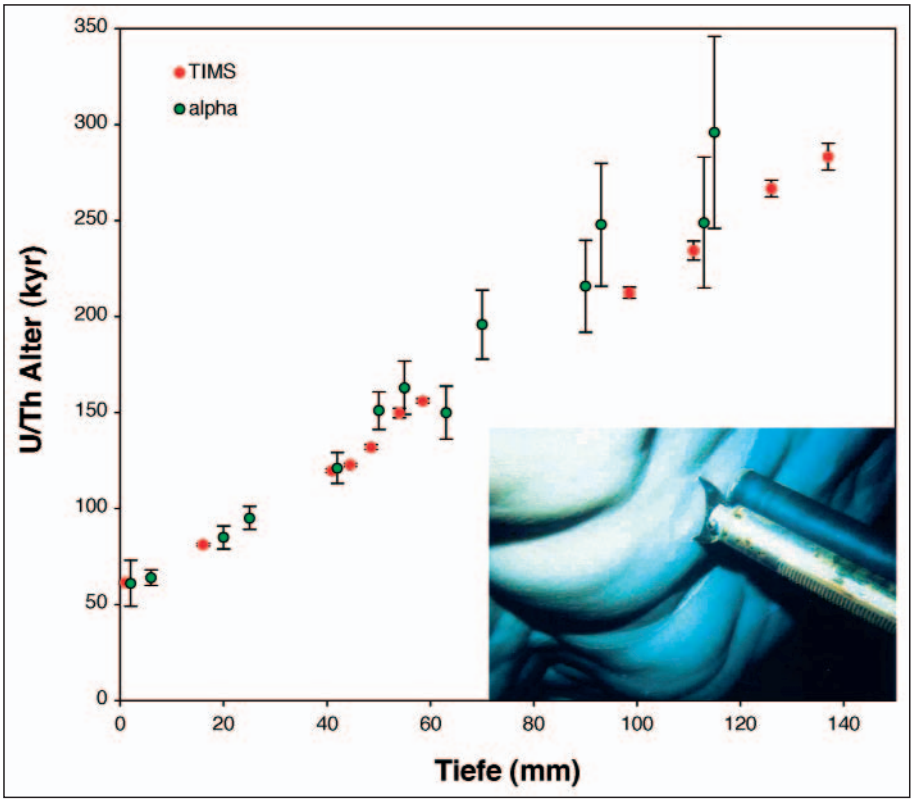


Abb. 13.
Eine der bekanntesten Speläothemproben stammt aus der Devils Hole Spalte (Nevada, USA), einem subaquatischen Wandsinter, der an den untersuchten Stellen interessanterweise vor ca. 60 kyr aufhörte zu wachsen.
In einer älteren Untersuchung (WINOGRAD et al., 1988) wurden Proben entlang eines Bohrkernes dieses Sinters entnommen und U/Th-Alter mittels der damals üblichen alpha-Spektrometrie bestimmt. Einige Jahre später wurde an einem neuen Kern eine wesentlich detailliertere Beprobung mittels der gerade zuvor entwickelten Thermionen-Massenspektrometrie durchgeführt (WINOGRAD et al., 1992; LUDWIG et al., 1992).
Zur Vergleichbarkeit mit den TIMS-Daten wurden die 1σ-Fehler der ersteren Messkampagne in 2σ-Fehler umgerechnet und beide als Fehlerbalken dargestellt. Beachte, dass bei allen Proben jünger als ca. 200 kyr die roten Kreissymbole z.T. deutlich größer sind als die Fehlerbalken.
Zu dieser dramatischen Verbesserung der Messpräzision kommt zusätzlich die nicht unbeträchtliche Abnahme des Fehlers auf der x-Achse aufgrund wesentlich kleinerer Probengrößen für TIMS Messungen. Zur besseren Übersicht werden TIMS-Wiederholungsmessungen nicht dargestellt.
Rechts unten: Ansicht der Oberfläche des Unterwassersinters an der Bohrstelle des zweiten Kerns.
Foto: I. WINOGRAD.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zeichnen erstere Instrumente aus: Die Plasma-Anregung ist wesentlich besser geeignet das träge Th zu ionisieren als die thermische Methode (und damit die Zählstatistik der Th-Messung zu verbessern, was sehr maßgeblich auf die Präzision der Altersbestimmung Einfluss nimmt). Zum Zweiten braucht man für eine Th-Messung mittels TIMS etwa einen Tag; mit state-of-the-art-MC-ICP-MS lassen sich im Idealfall viele Th-Messungen pro Tag abwickeln. Die Qualität der Ergebnisse beider Methoden ist – betrachtet man solche anerkannter Labors – durchaus vergleichbar (z.B. DORALE et al., 2004); vermutlich wird sich jedoch die rasant weiterentwickelnde MC-ICP-MS-Schiene mittelfristig durchsetzen (z.B. ANDERSEN et al., 2004). Parallel dazu arbeiten seit einigen Jahren mehrere Labors an der Entwicklung von in-situ-Messungen mittels Laser-Ablation. Auch wenn die Präzision der Einzelmessungen deutlich schlechter ist als die herkömmlicher Analysen, so besticht doch die enorme Geschwindigkeit und die hohe Auflösung einer solchen Direktmessung, sowie die Tatsache, dass keine chemische Aufbereitung nötig ist (POTTER et al., 2005; EGGINS et al., 2005; D. HOFFMANN, pers. Mitt. 2006).

Auf eine eingehende Besprechung der physikalischen Grundlagen der U/Th-Methode wird hier bewusst verzichtet und auf entsprechende Handbücher (z.B. FAURE & MENSING, 2005; WALKER, 2005) und einschlägige Übersichtsarbeiten Speläotheme betreffend (RICHARDS & DORALE, 2003; DORALE et al., 2004) verwiesen.

Die Reichweite der U/Th-Methode und mögliche methodische Verbesserungen, die es erlauben mögen mit speziellen Proben in den Bereich von 500–600 kyr vorzudringen, ist eindrucksvoll und sucht ihresgleichen in der Paläoklimaforschung. Dennoch: Nicht wenige Speläotheme sind älter als ca. eine halbe Million Jahre und es wäre natürlich äußerst spannend zu wissen, ob sie nun z.B. 700 kyr, 7 Millionen Jahre oder noch älter sind. Eine erste, allerdings bescheidene Antwort auf diese Frage, die auch für die Speläogenese von großer Bedeutung ist, kann die Paläomagnetik liefern. Weist der Sinter eine reverse magnetische Polarisierung auf, so muss er älter als die bislang letzte Umpolung des Erdmagnetfeldes sein. Diese so genannte Matuyama-Brunhes-Umpolung fand vor ca. 780 kyr statt (GRADSTEIN et al., 2004). Diese Methode, die bereits seit Jahrzehnten an feinkörnigen Höhlensedimenten verwendet wird (z.B. SCHMIDT, 1982; AUDRA, 1994; AULER et al., 2002; STOCK et al., 2005), wurde jedoch nur vereinzelt an Sintern versucht (z.B. LATHAM et al., 1986; MORINAGA et al., 1989). Hoffnung ruht schließlich noch auf der säkularen Änderung der Intensität des Erdmagnetfeldes, deren präzise Messung erst seit einigen Jahren möglich ist. Diese Paläointensitätsschwankungen werden mittlerweile als Korrelationsmethode z.B. in Tiefseesedimenten verwendet (z.B. STONER et al., 2002). Tests an ostalpinen Proben zeigten, dass sich auch makroskopisch rein weiße Speläotheme gut für solche Messungen eignen, was für zukünftige chronologische Arbeiten von Interesse sein könnte (SCHOLGER & SPÖTL, unveröff. Daten).

Schließlich bleibt noch eine Methode zu erwähnen, auf der beträchtliche Hoffnungen für die Datierung alter Speläotheme ruhen, die U/Pb-Methode. Aufgrund der extrem langen Halbwertszeit des Mutterisotops ^{238}U, die in etwa dem Alter der Erde entspricht, eignet sich diese Methode vorzüglich zur präzisen Datierung präkambrischer Proben (vor allem Zirkone), aber auch jüngerer Proben, z.B. triadischer Tephra-Lagen (MUNDIL et al., 2003). Die Datierung quartärer Karbonate stieß bislang auf eine große methodische Schwierigkeit, nämlich die präzise Messung der äußerst kleinen Mengen an radiogen entstandenem Pb, die in solch geologisch jungen Proben neben oft nicht geringen detritischen Pb-Gehalten vorkommen. Bislang gelang dies nur bei sehr uranreichen Proben, die weniger als 1 % aller untersuchten Speläotheme ausmachen. So zeigten RICHARDS et al. (1998), dass sie einen Stalaktiten mit 18–37 ppm U auf ein U/Pb-Alter von 248±10 kyr datieren konnten. Das damals noch mittels alpha-Spektrometrie bestimmte U/Th-Alter dieser Probe beträgt ca. 255 kyr. LUNDBERG et al. (2000) berichteten von einer vorläufigen U/Pb-Datierung grobspätiger Kalzitkristalle einer Höhle in den Guadalupe Mountains von New Mexico und CLIFF & SPÖTL (2001) führten erste erfolgreiche U/Pb-Bestimmungen an ebenfalls sehr U-reichen Proben der Spannagelhöhle durch (s. Kap. 6.2). Schließlich konnten jüngst Stalagmite und Wandsinter aus zwei hochalpinen Höhlen in den Allgäuer Alpen mit U/Pb-Isochronendatierung in den Grenzbereich Pliozän-Pleistozän gestellt werden (MEYER et al., 2006a; und Kap. 6.1). Deutliche Verbesserungen in der geochemischen Aufbereitung, der Reduktion der blanks und der massenspektrometrischen Messtechnik lassen es als möglich erscheinen, dass diese Methodik in der nahen Zukunft auch auf deutlich U-ärmere Speläothemproben mit gutem Erfolg angewendet werden kann (WOODHEAD et al., 2006; D. HOFFMANN, pers. Mitt. 2006).

4. Vorarbeiten in alpinen Höhlen

Die österreichische Höhlenforschung hat eine weit zurückreichende Tradition und es ist deshalb auch nicht überraschend, dass Beobachtungen an Tropfsteine schon früh Eingang in die einschlägige Literatur gefunden haben. Hier soll aber nur ein knapper Überblick über jene Arbeiten gegeben werden, die sich vor Beginn unserer Forschungen mit österreichischen Höhlen und deren Tropfsteininventar beschäftigt haben. Schwerpunkt dieser Übersicht stellen die bislang vorliegenden chronologischen Ergebnisse dar.

4.1. Morphologie und Zusammensetzung von Speläothemen

Empirische Arbeiten zur Formenfülle von Speläothemen in österreichischen Höhlen beginnen im Wesentlichen in den Fünfzigerjahren des 20. Jahrhunderts. Im Zuge der gründlichen, interdisziplinären Erforschung der Griffener Tropfsteinhöhle (Kärnten) wurden auch die Sinterbildungen behandelt (TRIMMEL, 1957; MEIXNER, 1958; ALKER, 1959). TRIMMEL (1959) beschrieb Excentriques aus der „Kleinen Grotte“ der Obir-Höhlen und warf die Frage auf, ob diese Bildungen den aragonitischen Eisenblüten in den Schatzkammern des Eisenerzer Erzberges vergleichbar sind (vgl. HATLE, 1892; NIEDERMAYR, 2001). Weiters beschrieb er Stalagmite, eine durch Längsrisse durchzogene Sintersäule, sowie Sinterfahnen aus der „Langen Grotte“. TRIMMEL fiel der für österreichische Verhältnisse besondere Tropfsteinreichtum der Obirhöhlen auf und er vermutete eine klimatische Kontrolle. Einige Jahre später studierte derselbe Autor (1967a) die Sintergenerationen der Großen Kollerhöhle (bei Winzendorf, NÖ) und versuchte eine klimatische Geschichte daraus abzuleiten. Chronologische Daten standen ihm damals nicht zur Verfügung.

Weitere Arbeiten umfassen eine kleine Studie über Excentriques in der Excentriques-Höhle bei Erlach (NÖ; AUBRECHT, 1963), über Knöpfchensinter (JENATSCHKE, 1967), über Schwebstoff-Ablagerungen auf Sintern (GRESSEL, 1971), sowie eine für die damalige Zeit hochinteressante und detaillierte petrografische Arbeit über Höhlenperlen in aufgelassenen Bergwerksstollen (KIRCHMAYR, 1962, 1964).

Von theoretischer Seite näherte sich H.W. FRANKE dem Zusammenhang zwischen Stalagmit-Form und Genese, wobei er u.a. auch an Proben österreichischer Höhlen arbeitete (FRANKE, 1961, 1984; DREYBRODT & FRANKE, 1987; neuere Zusammenfassung in FRANKE, 2001).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Um die Mineralogie von Höhlensintern hat sich insbesondere SEEMANN bemüht, so z.B. durch seine Bearbeitung sekundärer Karbonatmineralisationen in Höhlen des Dachsteins und des Untersberges (1984). Ein knapper Überblick über die Mineralparagenesen in alpinen Höhlen findet sich in SEEMANN (1987).

4.2. Radiokarbon-Datierungen an Speläothemen

In der Literatur findet sich eine Reihe von Datierungsergebnissen, die seinerzeit mit der ^{14}C-Methode an Tropfsteinproben österreichischer Höhlen erzielt worden sind. Auch wenn diese Daten im Zeitalter von Hochpräzisions-U/Th-Messungen weitestgehend ihre Signifikanz verloren haben, so stellen sie doch wichtige Messergebnisse dar, die auch die mühevolle Forschungsgeschichte der Sinter-Chronologie widerspiegeln. Die Messwerte werden in weiterer Folge in der Einheit „kyr" angegeben, wobei bei einigen Arbeiten nicht klar deklariert wurde, ob die Messwerte für den Gehalt an „totem" C korrigiert wurden. In der Regel ist bei diesen Daten davon auszugehen, dass keine derartige Korrektur erfolgte. Korrekturen für die variable ^{14}C-Produktionsrate (cf. REIMER et al., 2004) wurden nicht durchgeführt. Die Messfehler beziehen sich – wie bei ^{14}C-Datierungen üblich – immer auf 1-sigma. Erwähnt werden sollte noch, dass die vorgestellten Messungen an sehr großen Proben (FRANKE, 1966a, erachtete 25 g als optimal) durchgeführt werden mussten. ^{14}C-Labors, die mit Beschleuniger-Massenspektrometrie arbeiten, benötigen im Vergleich dazu heute etwa 5 mg Kalzit.

Die weltweit allerersten „absoluten" Altersbestimmungen an Speläothemen wurden an der Universität Heidelberg auf Anregung von H.W. FRANKE durchgeführt (1951). Erste Ergebnisse österreichischer Proben wurden etwa zehn Jahre später vermeldet. FRANKE & TRIMMEL (1962) berichteten über je eine Datierung der oberen Sinterdecke (so genannter „Jungsinter"; ca. 7,8 kyr) und eine Probe aus einer tieferen Sinterdecke (so genannter „Kulturschichten-Sinter", älter als 29 kyr) der Griffener Tropfsteinhöhle. An einem Stalagmiten aus dem Katerloch nahm FRANKE (1966b) drei Proben und erhielt ^{14}C-Alter zwischen 6,7 und 5,8 kyr. FRANKE & GEYH (1969) berichteten über eine ^{14}C-Datierung vom obersten Abschnitt eines Stalagmiten aus der Raucherkarhöhle (Stmk.), der ein Alter von 23,3 kyr ergab. Bereits 1970 gaben FRANKE & GEYH (1970) einen ersten Überblick über den damaligen Stand der Forschung und zeigten ein Histogramm ^{14}C-datierter Speläotheme aus Mittel- und Südeuropa, das für beide Gebiete eine Häufung zwischen ca. 20 und ca. 27 kyr aufzeigt, während keine Daten aus mitteleuropäischen Höhlen in das Intervall 19 bis 12 kyr fielen. FRANKE et al. (1971) berichteten über ^{14}C-Datierungen an Sintern der Großen Kollerhöhle (bei Winzendorf, NÖ). Zwei Proben ergaben holozäne Alter, wobei die Autoren von Modellaltern sprachen, die von einem Anteil an „totem" C von 15 % ausgingen. Andere Proben ergaben wesentlich höhere ^{14}C-Alter, die in einem Fall die obere Messgrenze der Methode überschritt.

GEYH et al. (1982) stellten ^{14}C-Alter aus vier alpinen Höhlen vor, der Raucherkar-Höhle (24,6, 27,4 und größer als 36,8 kyr), der „Eisriesenhöhle" (vermutlich wohl die Eisriesenwelt, 24,4 kyr), einer Höhle aus dem Dachsteingebiet (leider nicht spezifiziert; 32,2 kyr und vier infinite Alterswerte) sowie der Morton-Höhle (ebenfalls Dachstein-Gebiet; zwei junge Alter mit 5,1 bzw. 0,4 kyr).

TRIMMEL (2002) schließlich berichtete über bislang unveröffentlichte ^{14}C-Daten österreichischer Höhlensinter, die bereits 1968 von ihm zusammen mit H.W. FRANKE entnommen wurden und 1969 von M.A. GEYH am damaligen Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover datiert wurden. Fünf Proben aus der Rettenwandhöhle (bei Kapfenberg/Stmk.) waren zwischen 20,9 und 34,3 kyr alt. Zehn Proben entnommen am Führungsweg der Semriacher Lurgrotte ergaben ähnliche Alter (bis 39,9 kyr), wobei es Unstimmigkeiten in der internen Stratigrafie zweier mächtiger Bodensinterprofile in der „Drachenkluft" und in der „Wilden Gasse" gab. Aus dem Rabloch (Weizklamm, Stmk.) stammen vier Proben mit Werten zwischen 26,4 und 1,8 kyr. Schwerpunkt der damaligen Messkampagne war die Grasslhöhle (Stmk.), aus der 20 Proben datiert wurden. Drei davon gaben infinite Alter und nur eine einzige sprach für eine holozäne Bildung. Im benachbarten Katerloch wurden schließlich zwei Sinterschichten altersbestimmt, die eine Holzkohlelage unter- und überlagerten.

4.3. U/Th-Datierungen an Speläothemen

Fast alle bis ca. 1998 publizierten U/Th-Daten österreichischer Speläothemproben wurden mittels alpha-Spektrometrie bestimmt. Die Signifikanz zumindest einiger dieser Messergebnisse ist im Lichte detaillierter massenspektrometrischer U/Th-Messungen durchaus kritisch zu beurteilen, denn nicht nur hat sich die chemische Separation seither deutlich weiterentwickelt; die entscheidende Schwäche der früheren Messungen war die große Probemenge (normalerweise einige Zehner Gramm, je nach U-Gehalt), die nicht nur eine Ungenauigkeit der Datierung (durch Integration über einen mitunter bedeutenden Wachstumsabschnitt, von möglichen Hiati abgesehen) mit sich zog, sondern auch bei partiell alterierten Proben zu unweigerlichen Fehlern führte. Schließlich sollte noch bedacht werden, dass alpha-spektrometrische U/Th-Altersangaben mit einem 1σ-Fehler angegeben werden, während massenspektrometrische Messungen traditionell mit 2σ-Fehlern berichtet werden. Auch wenn die mit beträchtlichen Messfehlern behafteten früheren Datierungen daher mit Vorsicht zu sehen sind, sind sie es wert, die Ergebnisse hier kurz anzusprechen.

E. LEITNER-WILD beschäftigte sich seinerzeit intensiv mit der U/Th-Datierung von Höhlenbären-Knochen. Im Zuge dieser nicht mehr weitergeführten Untersuchungen wurde die Methode auch an einigen wenigen Speläothem-Proben angewandt (bzw. die Methode eigens dafür adaptiert – LEITNER-WILD & STEFFAN, 1992), die im stratigrafischen Verband mit knochenführenden klastischen Sedimenten auftraten. In der Conturines-Höhle (Dolomiten, Südtirol) wurde ein Bodensinter beprobt, der die Unterlage jener Sedimente darstellt, in denen Knochen des Höhlenbären gefunden wurden. Es wurden U/Th-Alter von größer als ca. 283 kyr ermittelt; eine Bestimmung ergab ein finites Alter von ca. 295 kyr (LEITNER-WILD & STEFFAN, 1993). U/Th-Analysen eines Bohrkerns dieses ca. 2 m mächtigen Bodensinters wurden übrigens parallel von Y. QUINIF anhand von sechs Proben auf älter als 350 kyr datiert (FRISIA et al., 1993). Eine Speläothem Probe aus der Herdengel Höhle (bei Lunz am See, NÖ) ergab 110,0±11 kyr (LEITNER-WILD & STEFFAN, 1993). RABEDER & MAISS (1985) berichteten etwas früher ein Alter von 113,8±13,1 kyr eines fossilen Tropfsteins im Lehm derselben Höhle (gemessen an der Universität Köln).

PAVUZA (1988) berichtete von einer erfolgreichen U/Th-Datierung (ebenfalls mittels alpha-Spektrometrie) einer Sinterprobe aus der Brunnenhöhle (bei Bad Vöslau, NÖ; 124,0±5,2 kyr). Interessant ist die Tatsache, dass eine ^{14}C-Datierung ein finites Alter von ca. 36 kyr ergab, das mit sekundärem Einbau von „jungem" organischem C gedeutet wurde.

Umfangreiche Sinterdatierungen wurden an Proben der Hermannshöhle (bei Kirchberg am Wechsel, NÖ) durchge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

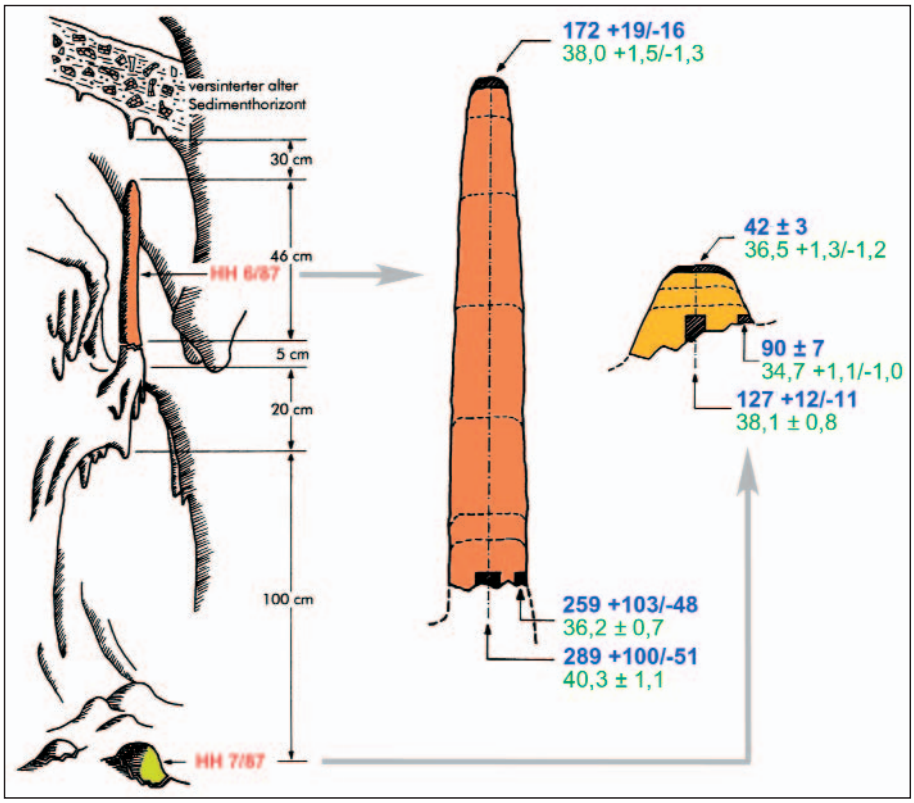


Abb. 14.
An Tropfsteinen der Hermannshöhle (NÖ) wurden seinerzeit Datierungsversuche durchgeführt, wobei sowohl U/Th mit alpha-Spektrometrie als auch Radiokarbon zum Einsatz kamen.
Dieses Bild (leicht verändert nach SEEMANN et al., 1997) zeigt zwei Stalagmiten, die analysierten Teile und die Messergebnisse. Während die Radiokarbon-Modellalter (grün) recht einheitlich um 40 kyr streuen, ergaben die U/Th-Messungen (blau) wesentlich größere Alter, sieht man von der Top-Probe des zweiten, kleinen Stalagmiten ab. Beachte, dass die (oft asymmetrischen) Fehler 1σ sind, d.h. das U/Th-Alter der Basis- und Topprobe des größeren Stalagmiten ist innerhalb von 2σ nicht zu unterscheiden.

führt, wobei sowohl ^{14}C (27 Daten) als auch U/Th (6 Daten) zum Einsatz kamen (SEEMANN et al., 1997). Interessant ist der Vergleich der beiden Methoden an zwei Stalagmiten (Abb. 14). Der Stalagmit HH 6/87 ergab ein basales U/Th-Alter von ca. 289 kyr (mit sehr großem Fehler) und ein Alter von ca. 172 kyr an der Spitze. Auch eine zweite Probe (HH 7/87) ergab stratigrafisch korrekte U/Th-Alter: Basis ca. 127 kyr und Top 42 kyr. Im Gegensatz dazu ergaben ^{14}C-Messungen an beiden Stalagmiten völlig abweichende Werte: HH 6/87 zwischen 40,3 und 38,0 kyr und HH 7/87 zwischen 38,1 und 36,5 kyr (Proben vom Rand an der Stalagmitbasis nicht berücksichtigt – Abb. 14). Die Autoren diskutierten verschiedene Möglichkeiten der Veränderung der Alterswerte, insbesondere die nachträgliche Einlagerung von ^{14}C während Überflutungsphasen der Höhle.

AUDRA et al. (2004) berichtete kürzlich ein Alter von ca. 192 kyr von einem Bodensinter der zentralalpinen Kammerhöhle im Kitzsteinhorngebiet (Kaprun, Salzburg). Die Messung erfolgte in Belgien (Y. QUINIF).

Auch ein Versuch, mittels U/Pb Speläotheme zu datieren wurde unternommen. FRISCH et al. (2001, 2002) sandten zwei Proben an das Labor von D.C. FORD (Hamilton, Kanada). Diese stammen von neotektonisch deformierten „alten" Höhlensintern aus der Dachstein-Mammuthöhle (bei Obertraun, OÖ) und der Eisriesenwelt (bei Werfen, Salzburg). Beide Höhlen gehören dem Riesenhöhlenniveau an und Datierungen aus diesem Niveau würden wichtige Minimalalter der Speläogenese liefern. Die U-Gehalte waren jedoch wesentlich zu klein, um die U/Pb-Methode anwenden zu können.

Um schließlich noch einen kurzen Blick über die Landesgrenze zu machen: Im bayrischen Anteil der Allgäuer Alpen wurden in den vergangenen Jahren einige interessante Untersuchungen durchgeführt, wobei hier bereits TIMS zum Einsatz kam. ROSENDAHL et al. (2000) berichteten drei Datierungen an Sinterproben aus der hochalpinen Klaus-Cramer-Höhle (194±6, 201±10 und ca. 126 kyr). Ein weiterer kleiner Stalagmit aus derselben Höhle ergab ein Basisalter von 70,9 ± 0,8 und Topalter von 63,8 ± 0,9 kyr (WURTH et al., 2000). Eine hochinteressante Studie wurde an einem Stalagmiten aus dem Hölloch im Mahdtal (NE Gottesackerplateau) durchgeführt. Diese Probe wurde durch mehrere Datierungen in den Zeitbereich zwischen Ende Spätglazial und spätes Holozän eingestuft und enthält ein klares isotopisches Signal der Jüngeren Dryas, der letzten Kaltphase vor Beginn des Holozäns (WURTH et al., 2000, 2004).

5. Arbeitsmethodik

Unsere Arbeitsgruppe hat in den vergangenen Jahren ein umfassendes Arbeitsprogramm in österreichischen Höhlen durchgeführt, an das sich vielseitige Laboruntersuchungen anschließen. Übergeordnetes Ziel dieser Forschung war und ist es, mit einem aktualistischen Ansatz – Monitoring in Höhlen – und dem Einsatz von state-of-the-art Labormethoden aus den diversen Proxy Daten von Speläothemen verifizierbare klima- und umweltrelevante Informationen zu extrahieren.

Die Speläothem-Forschung ist im Vergleich zu anderen Paläoklima-Arbeitsrichtungen jung; während etwa Palynologie oder Gletscherforschung auf viele Jahrzehnte zurückblicken, hat die routinemäßige Bearbeitung von Speläothemen langsam in den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts, mit Dynamik aber erst seit Mitte der 90er Jahre eingesetzt (bedingt durch methodische Durchbrüche, s. Kap. 3.3). Eine Erkenntnis, die sich seither durchgesetzt hat, ist die Wichtigkeit der rezenten Kalibration der Proxy-Daten. Anders formuliert: die Entnahme und Analyse eines Tropfsteins einer Höhle ohne Lokalkenntnis (geologische Lage, Klima, Hydrogeologie, Tropfwasser und Höhlenluft) ist nicht zielführend. Wir haben daher unser Hauptaugenmerk auf etwa ein Dutzend Höhlenobjekte gelegt, an denen die Hauptarbeit unserer Forschung durchgeführt wurde. Parallel zu den Laboruntersuchungen an Speläothemen dieser Höhlen wurde daher jeweils ein mittel- bis langfristiges Monitoring-Programm durchgeführt.

Monitoring in Höhlen bedeutet nicht nur mitunter große physische Anstrengungen (einige der Untersuchungsstellen sind nur mittels Einseiltechnik erreichbar); es unterzieht auch die benötigten Geräte einem besonderen Härtetest. Deshalb sind Ausfälle bei Messserien, etwa durch elektronische Probleme, unvermeidbar. Es hat sich, auch international, gezeigt, dass ein vollautomatisches Monitoring nur in ganz bestimmten Fällen zielführend ist. Gerade die regelmäßige hydrochemische Beprobung oder die Messung der Zusammensetzung der Höhlenluft ist nach wie vor am besten manuell durchführbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unser Untersuchungsprogramm in Höhlen umfasst eine Reihe von Messungen sowohl der Sinterbildungen als auch der Luft und des Wassers in Höhlen.

5.1. Höhlenluft

1. Messung der Temperatur der Höhlenluft.
Je nach Größe und Art des Höhlensystems werden an ein oder mehreren Stellen in der Höhle mittels Datensammlern vom Typus Optic StowAway, neuerdings mit HOBO Water Temp Pro v2 (Onset Computer Corp.), die regelmäßigen Nullpunkteichungen unterzogen werden, die Temperatur in 1–4-hr-Intervallen gemessen. Für einige Höhlen wurde bzw. wird auch außerhalb der Höhle durch einen Datensammler vom Typus TidBIT (Onset Computer Corp.) die Schwankungen der Temperatur der bodennahen Atmosphäre aufgezeichnet (meist in 1-hr-Intervallen). Die Anbringung dieser Logger geschieht aus logistischen Gründen nicht in einem Wetterhäuschen, sondern – um vor direkter Strahlungseinwirkung der Sonne zu schützen – meist unter dem Vordach eines nahe dem Höhleneingang gelegenen Hauses. Wir nehmen dabei eine mögliche, wenn auch vermutlich geringe, systematische Verschiebung der gemessenen Temperaturwerte in Kauf, da wir primär an zeitlichen (saisonalen) Änderungen der Außenlufttemperatur bzw. am Vergleich mit der Temperaturentwicklung in z.B. eingangsnahen Höhlenabschnitten interessiert sind. Abb. 15 gibt einen Überblick über das derzeit (Mitte 2006) installierte österreichweite Temperatur-Monitoring in Höhlen, das seitens unserer Arbeitsgruppe betreut wird. Daneben führt auch die Karst- und höhlenkundliche Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien in mehreren Höhlen seit etlichen Jahren ein solches Messprogramm durch, wobei ein Schwerpunkt auf den Eishöhlen liegt (z.B. PAVUZA & MAIS, 1999; MAIS & PAVUZA, 2000).
2. Messung der relativen Luftfeuchtigkeit in Höhlen.
Die allermeisten österreichischen Höhlen zeigen, abgesehen vom eingangsnahen Bereich, eine hohe Luftfeuchtigkeit, die vielerorts, wie Tröpfchen an den Wänden belegen, Kondensation erreicht. Die Messung solcher Feuchten ist instrumentell eine Herausforderung. Wir machen daher nur punktuelle Handmessungen, wobei wir einen kapazitiven Sensor (Vaisala HMI 41) verwenden, dessen Präzision im Bereich jenseits von 90 % relativer Feuchte 2–3 % beträgt. Dennoch können wir reproduzierbare Feuchtemessungen erreichen, indem wir den Sensor mehrere Minuten kräftig hin und her bewegen, bis sich sowohl der Temperatur- als auch der Feuchte-Messwert stabilisiert haben.
3. Messung des CO_2-Gehaltes der Höhlenluft.
Dieser für die Tropfsteingenese wichtige Parameter wird mittels eines portablen Infrarot-Messgeräts mit integrierter Pumpe gemessen (Vaisala GM12A). Die Kalibration dieses Gerätes wird regelmäßig im Labor mit einem Prüfgas gecheckt. Entscheidend ist die Vermeidung der Atemluft bei der Messung in der Höhle, die aufgrund ihres sehr hohen CO_2-Gehaltes von ca. 30.000 ppmv zu einer markanten Verfälschung der Messwerte führen würde.
4. Entnahme von Höhlenluftproben zur Bestimmung des $\delta^{13}C$-Wertes des CO_2.
Dies geschieht mittels 10-ml-Glasröhrchen, die mit Butyl-Septen verschlossen werden. Die Messung geschieht mittels Massenspektrometrie (s.u.).
5. Messungen der Windgeschwindigkeiten.
Diese bislang nur punktuell durchgeführten Messungen erfolgen mittels Flügelrad- und Hitzdraht-Anemometern (Testo u.a.)
6. Messungen von Radonaktivität und Radonfolgeprodukten.
In einigen Höhlen werden Einzelwerte und Zeitserien mittels Radonlogger (Doseman und DosemanPro, RadonScout (Sarad) sowie Radim 5 WP, GT-Analytic) zur Abklärung der Höhlenwinddynamik erhoben.

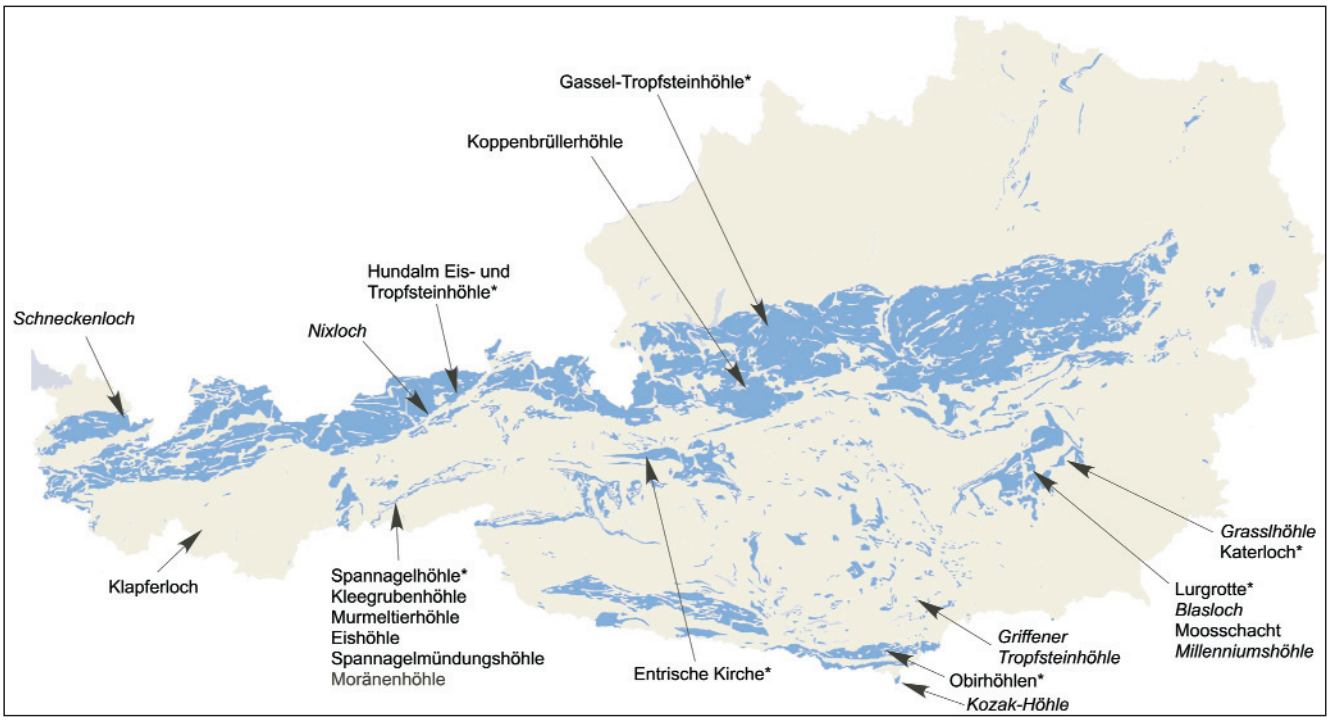


Abb. 15.
Österreichische Höhlen, in denen mittels Datensammler die Lufttemperatur über mehrere Jahre aufgezeichnet wird.
Verbreitung (verkarstungsfähiger) Karbonatgesteine (in Blau). Höhlen, an denen auch die Außenlufttemperatur gemessen wird, sind mit einem Stern versehen; Höhlen, wo ein mehrjähriges Temperatur-Monitoring durchgeführt wurde, das derzeit aber ausgesetzt ist, sind kursiv gehalten.
Graphik G. SCHUBERT, Geologische Bundesanstalt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

5.2. Wasser

Die Beprobungen der Höhlenwässer, insbesondere jener Tropfwässer, aus denen sich rezent Speläotheme bilden, stellen die zentralen Untersuchungen dar. Grundsätzlich wird unterschieden zwischen kurzfristigen und Sammel-Proben. Die Beprobung eines stehenden Gewässers, etwa in einem Sinterbecken, ist trivial (Schöpfprobe). Dagegen stellen Tropfwässer eine logistische Schwierigkeit dar: Während solche mit hohen Tropfraten (z.B. ein Tropfen alle 1–2 s) innerhalb weniger Minuten beprobt werden können (kurzfristige Probe), kann es viele Stunden dauern, bis ein Probengefäß unter einem sehr langsam tropfenden Stalaktiten oder Sinterröhrchen gefüllt ist. Je nach Fragestellung wird in solchen Fällen das stationäre Auffanggefäß über eine Leitung mit einem Kanister verbunden, aus dem bei jedem Höhlenbesuch (z.B. alle 1–2 Monate) ein Aliquot geschöpft wird. Diese Sammelproben integrieren somit die hydrochemische Variabilität über den entsprechenden Zeitraum.

1. Messung der Tropfrate.
   Dieser hydrologisch wichtige Parameter wird entweder mittels Stoppuhr händisch bestimmt, oder automatisch aufgezeichnet. Hierzu sind in einigen unserer Höhlen einerseits umgebaute Regenmesser (mit Wippen), zum anderen akustische Sensoren (Modell Stalagmate – COLLISTER & MATTEY, 2005) im Einsatz (Abb. 16).
2. Messung der elektrischen Leitfähigkeit.
   Diese wird im Normalfall innerhalb der Höhle als erster Parameter an den gesammelten Wasserproben bestimmt (Referenztemperatur 25°C).
3. Messung des pH Wertes.
   Auch der pH-Wert wird tunlichst noch in der Höhle gemessen. Es hat sich gezeigt, dass dieser Parameter sich während bzw. nach dem Transport der Proben verändern kann und eine spätere Bestimmung im Labor keine verlässlichen Werte mehr liefert. Die Genauigkeit des pH-Wertes geht direkt in die Bestimmung des thermodynamischen Saturationsindex von Kalzit ein, weshalb eine genaue und präzise Messung des pH-Wertes essentiell ist. Wir verwenden Glaselektroden mit Schliffdiaphragma (Mettler-Toledo), die deutlich rascher einen stabilen Wert erreichen als Standard-Elektroden. Wichtig ist zudem die vor-Ort-Kalibration der Sonde mit geeigneten pH-Pufferlösungen (pH 7 und 9). Diese werden zuvor auf die gleiche Temperatur wie die Probenlösungen gebracht. Die Messung des pH-Wertes wird in gerührtem Zustand vorgenommen.
2. Probenahme für die Bestimmung des $\delta^{13}C$-Wertes im Wasser.
   Die stabile C-Isotopie des im Wasser gelösten anorganischen C – kurz DIC (für dissolved inorganic carbon) genannt – kontrolliert die C-Isotopie des auskristallisierenden Karbonatminerals und stellt deshalb eine wichtige Messgröße dar. Ein Aliquot der Probenlösung wird dazu in der Höhle in ein mit Helium gefülltes 10 ml Röhrchen injiziert, in dem sich einige Tropfen Phosphorsäure befinden. Die Säure transformiert die im Wasser vorhandene Alkalinität zu CO_2, welches später im Labor massenspektrometrisch analysiert wird. Nähere Details zu dieser Methode finden sich in SPÖTL (2005a).
5. Bestimmung der Karbonathärte (Karbonat-Alkalinität). Aus logistischen Gründen – das Erkennen eines Farbumschwungs beim Titrieren in der Höhle ist schwierig – führen wir diesen Bestimmungsschritt kurz nach Verlassen der Höhle durch (innerhalb von ca. 1–2 hr), wobei darauf geachtet wird, dass die Probengefäße keinen größeren Temperaturänderungen unterworfen werden. Zur Bestimmung der Karbonathärte hat sich das Aquamerck Kit bewährt.
6. Abfüllen von Aliquoten für die spätere H- und O-Isotopenmessung.
   Letztere erfolgt in zwei getrennten Schritten: Die Bestimmung des δD-Wertes erfolgt via H_2-Equilibrierung mittels Pt-Katalysatoren (Methode nach HORITA et al., 1989), während zur $\delta^{18}O$-Bestimmung die CO_2-Equilibrationsmethode eingesetzt wird. Alle Messungen erfolgen im continuous-flow-Modus mit einer Gasbench II, die an ein DeltaplusXL Massenspektrometer gekoppelt ist. Die Kalibration der Messwerte geschieht via VSMOW, GISP und SLAP (cf. NELSON, 2000; WERNER & BRAND, 2001).
7. Bereits bei der Probenahme werden die Aliquote für Kationen und Anionen getrennt abgefüllt. Ersteres Gefäß wird mit wenigen Tropfen HNO_3 angesäuert, um so etwaige Karbonatausfällung während Transport und Lagerung zu verhindern. Die Bestimmung der Haupt-Kationen (Na, K, Ca und Mg) erfolgt mittels Atomabsorptionsspektrometrie, während das Spurenelement Sr mittels ICP-OES gemessen wird. Die Messung der Anionen (F, Cl, NO_3, SO_4) erfolgt mittels Ionenchromatografie an der Keele University. Schließlich wird noch der Gehalt an gelöster Kieselsäure kolorimetrisch bestimmt.
8. Die Berechnung thermodynamischer Kennwerte der Wasserproben erfolgt mittels PHREEQC (PARKHURST & APPELO, 1999).

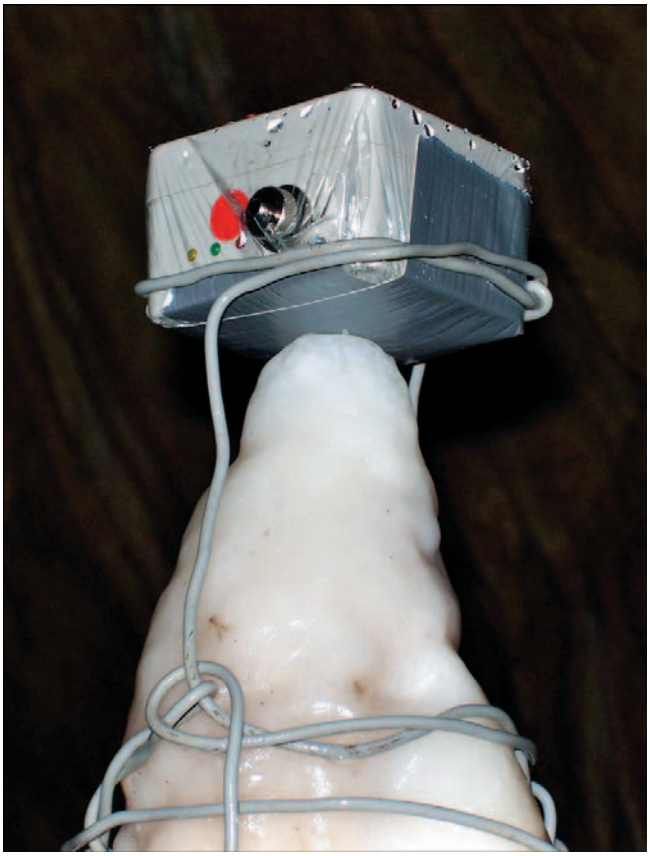


Abb. 16.
Mit speziellen Sensoren (Modell Stalagmate, Kantenlänge ca. 8 cm) wird an ausgewählten Tropfsteinen im Katerloch (siehe Kap. 6.9) die Tropfaktivität aufgezeichnet.
Foto: R. BOCH.

5.3. Speläothemproben

1. Schwerpunkt der Beprobung bilden Stalagmite, da sie aufgrund ihrer internen Wachstumsstruktur eine eindeutige detaillierte Beprobung zulassen. In einigen Fällen wurden auch Boden- bzw. Wandsinter beprobt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Soweit möglich wurde auf abgebrochenes Tropfsteinmaterial zurückgegriffen. Bei natürlichen Prozessen (gravitatives Abbrechen von großen Stalaktiten von der Decke, die am Boden stehende Stalagmite beschädigen, seismische Ereignisse) sowie bei menschlichem Eingriff (Ausbau des Führungsweges in einer Schauhöhle, Unachtsamkeit der Besucher, Vandalismus) können Sinterformationen abgebrochen werden. Vereinzelt wurden auch in-situ Stalagmite mit einem Kernbohrer an der Basis angebohrt (innerer Durchmesser 9 mm), um so (fast) zerstörungsfrei eine punktuelle Altersbestimmung durchführen zu können (Abb. 17). Solche Untersuchungen sind sinnvoll, um einen ersten Überblick über die Altersverteilung der verschiedenen Tropfstein-Generationen in einer Höhle zu erhalten. Ebenfalls mit einem Kernbohrverfahren wurden einige Boden- bzw. Wandsinter beprobt, wobei hier ein deutlich größerer Bohrdurchmesser (innerer Durchmesser 20 bis 25 mm) zum Einsatz kommt, da an dem Kernmaterial die komplette Breite der petrografischen und geochemischen Untersuchungen durchgeführt wird. Maximale Bohrtiefe beträgt etwa 1,3 m. Es versteht sich, dass bei allen Beprobungen der Höhlenschutzgedanke berücksichtigt werden muss. Die Höhlen im Alpengebiet stehen zumeist naturschutzrechtlich unter einem gewissen „Grundschutz“, etliche sind als „besonders geschützte Objekte“ ausgewiesen, einige – urgeschichtlich relevante – auch unter Denkmalschutz und es müssen daher entsprechende Genehmigungen der Behörde sowie des Besitzers bzw. Pächters (im Falle einer Schauhöhle) eingeholt werden.

Abb. 17.
Stalagmite in der „Perlenhalle“ des Rassl-Systems (Obirhöhlen) werden an ihrer Basis mit einem kleinen Kernbohrer angebohrt, um Altersbestimmungen durchzuführen.
Foto: C. SPÖTL.

2 Die Speläotheme werden nach der Beprobung gereinigt, geschnitten und dokumentiert. Bei Stalagmiten wird mittels eines dünnen Diamantsägeblattes eine etwa 10 mm dicke Scheibe im Axialbereich entlang der Längsachse der Probe herausgeschnitten. Die Beprobung weiter seitlich gelegener Schnitte ist je nach Durchmesser des Stalagmiten problematisch, da die Wachstumsschichten z.T. stark abbiegen, die interne Stratigrafie deshalb unsicher wird und zudem Isotope aber auch Spurenelemente in diesem Flankenabschnitt fraktioniert sein können; Stichwort Hendy-Effekt*).

3 Diese Scheibe wird i.d.R. anpoliert und anschließend der Länge nach durchgeschnitten. Die linke Hälfte dient zur Altersbestimmung, an der rechten Hälfte werden die Proben für die stabilen Isotope sowie Dünnschliffe entnommen. Das Prinzip der Beprobung ist das folgende: Die Proben für die Altersbestimmungen und die geochemischen Proben sollen unmittelbar nebeneinander und beide innerhalb des Axialbereichs genommen werden.

4 Entlang der Wachstumsachse werden die Einzelproben für die Altersbestimmung entnommen, und zwar meist durch seitliches Hineinschneiden mittels einer diamantbesetzten Bandsäge, durch Herausbohren mittels Zahnarztbohrer oder durch Herausbohren mittels eines wassergespülten Kernbohrers (innerer Durchmesser zwischen 4,0 und 7,5 mm). Wesentlich ist, dass relativ zur Wachstumsgeschwindigkeit der Probe die Dicke der Probe (bezogen auf die Erstreckung der Probe in Wachstumsrichtung) so gering wie möglich ist. Je nach U-Gehalt und Sensitivität des Massenspektrometers genügen für U-reiche Proben schon wenige Zehner Milligramm, während es im Falle von U-armen Proben (unter 0,1 ppm U) ratsam ist, etliche Hundert Milligramm einzuwiegen. Die Proben werden gemörsert und anschließend chemisch aufgeschlossen, und U von Th mittels Ionenaustauschverfahren quantitativ getrennt und beide eingedampft.

5 Die U/Th-Messungen erfolgten einerseits mittels TIMS in Heidelberg, zum anderen mit einem MC-ICP-MS-Instrument in Bern. Die Methodik des Heidelberger Labors ist in FRANK et al. (2000) beschrieben, die des Berner Labors in FLEITMANN et al. (2003). Letztere Methodik wurde zwischenzeitlich deutlich verbessert. Vergleichsmessungen an mehreren Proben ergaben, dass die Messergebnisse beider Labors innerhalb des Fehlers der Messungen identisch sind.

6 Dünnschliffe werden verwendet, um die Petrografie des Sinterkarbonats zu studieren. Dabei wird meist mit nicht abgedeckten, unpolierten Schliffen gearbeitet. Während Kathodolumineszenz nur sporadisch eingesetzt wird, kommt der Epifluoreszenz-Mikroskopie große Bedeutung zu. Feinst verteilte organische Substanz, die mit Blaulicht bzw. UV-Licht angeregt wird, macht Wachstumsstrukturen (besonders Laminae) sichtbar, die im normalen Licht oft nicht sichtbar sind.

7 Gut erhaltene mikroskopische oder makroskopische jährliche Lamination wird semiautomatisch analysiert. Lamina-Sequenzen in Speläothemen können mehrere hundert bis mehrere tausend Jahre umfassen und unsere Software erlaubt eine effiziente Bearbeitung langer und komplexer Laminationsabfolgen. Zu diesem Zweck werden digitale Bildsequenzen erstellt (bei Dünnschliffen mittels einer Mikroskop-Kamera oder via eines Flachbettscanners im Fall von makroskopischer Lamination) und zur weiteren Bearbeitung in das WinGeol Lamination Tool geladen (MEYER et al., 2006c – Abb. 18).

8 Für die Beprobung der stabilen Isotope (C und O) stehen zwei Methoden zur Verfügung, die händische Beprobung mittels Zahnarztbohrer und die halbautomatische Beprobung mittels Mikrofräse (micromill). Erstere erlaubt es, Proben im Abstand von typischerweise 0,5 bis mehrere Millimeter zu nehmen, während das Mikrofräsen eine kontinuierliche Beprobung im Abstand von (routinemäßig) 0,1 bis 0,3 mm erlaubt. Wir verwenden eine Merchantek Micromill, die über Software und Videokamera steuerbar eine präzise, durchgehende Beprobung ganzer Stalagmite erlaubt (SPÖTL & MATTEY, in Druck). Allerdings stellt die daraus resultierende sehr große Probenanzahl hohe Anforderungen an die Analytik. Die einzelnen Pulverproben (meist 100–300 μg) werden mittels eines kleinen Messers von der Pro-

*) Bei der Ausfällung von Kalzit aus einer übersättigten Lösung kann es zur kinetischen Fraktionierung von ^{13}C und ^{18}O im Zuge des CO_2-Entgasens kommen, die sich in einer positiven Korrelation von $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ entlang einzelner Wachstumslagen vom Axialbereich eines Stalagmiten in Richtung Flanke äußert (HENDY, 1971, MICKLER et al., 2006).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

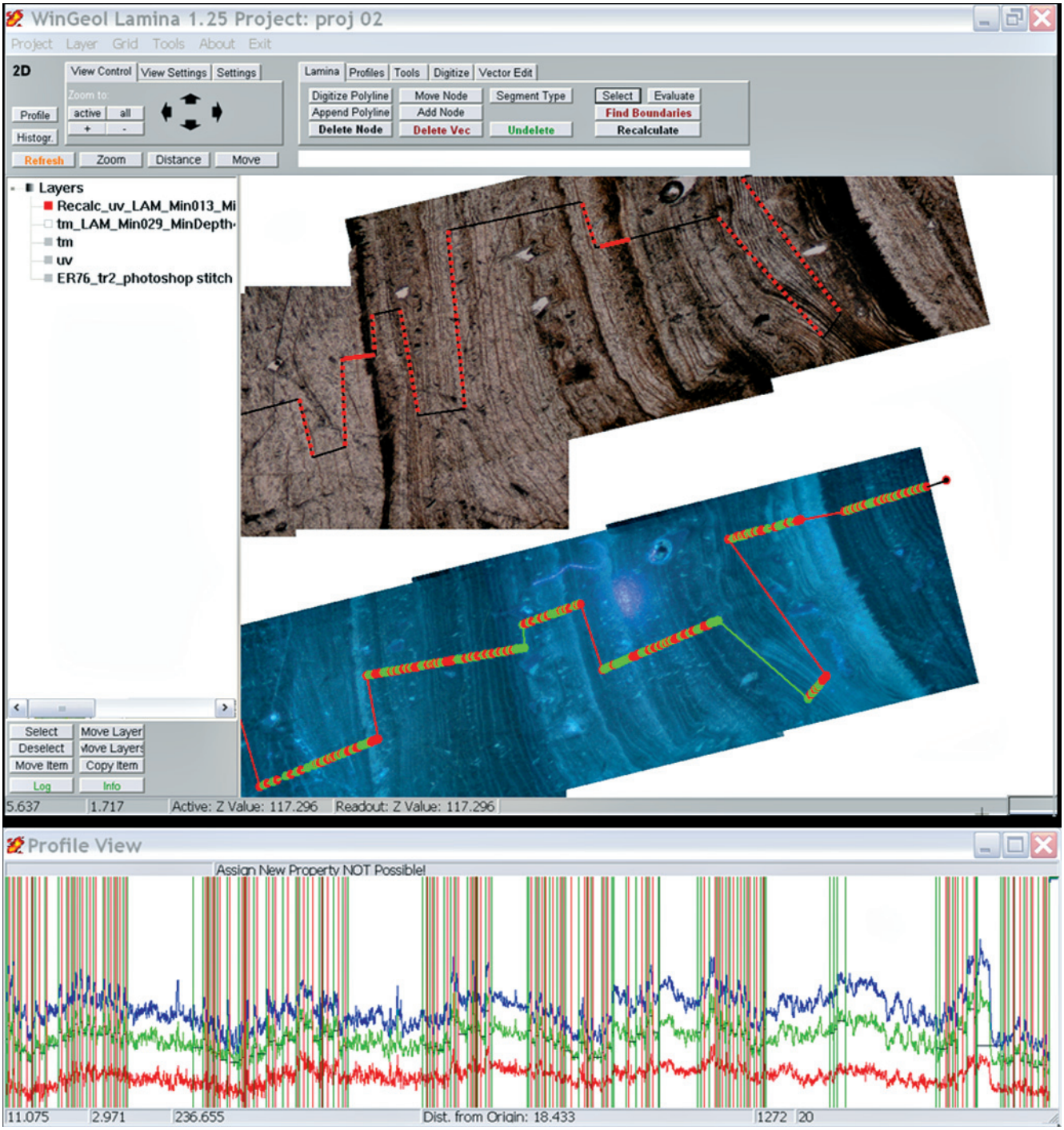


Abb. 18.
Arbeitsoberfläche im WinGeol Lamination Tool (MEYER et al., 2006c).
Zunächst werden digitale Laminations-Sequenzen in das Software Tool geladen (obere Bildsequenz. Lamination unter dem Durchlichtmikroskop; darunter. selbe Lamination unter dem Epifluoreszenz-Mikroskop). Eine Polylinie wird vom Anwender digitalisiert und diese kann Daten-Segmente (schwarz), No-Data-Segmente (rot) und Link-Segmente (rot gestrichelt) enthalten. Um Laminagrenzen zu detektieren läuft ein spezieller Algorithmus entlang den Daten-Segmenten und macht sich dabei die Farbintensitätswerte der Laminationsbilder zunutze (unten). Die vorgeschlagenen Laminagrenzen (rot-grüne Punktabfolge auf Epifluoreszenz Bildern) können vom Anwender nach Bedarf manuell modifiziert werden.

benoberfläche abgenommen und in 10-ml-Glasröhrchen gefüllt. Die Probenoberfläche wird anschließend gereinigt, bevor der nächste Frässchritt einsetzt. Die Messung der C- und O-Isotopenwerte geschieht mittels Massenspektrometrie, wobei wir eine continuous-flow Technologie verwenden (Details siehe SPÖTL & VENNEMANN, 2003). Pro Tag können so 120 Proben (inklusive Standards) gemessen werden.

9 An ausgewählten Proben wurde außerdem die U/Pb-Methode angewandt, die in Kollaboration mit R. CLIFF (University of Leeds) durchgeführt wurde. Vorher wurden diese U-reichen Proben einem Phosphor-Imaging unterworfen, einem Verfahren, das es erlaubt, die U-Verteilung sichtbar zu machen (COLE et al., 2003). Diese Information ist sehr nützlich, um die Auswahl der Proben optimal zu treffen.

10 Spurenelemente an Speläothemen wurden zum einen übersichtsmäßig mittels ICP-OES bzw. Atomabsorptionsspektrometrie (z.B. Mg und Sr), zum anderen hochaufgelöst mittels Laser Ablation ICP-MS, letztere in Zusammenarbeit mit P. TREBLE (ANU, Canberra) gewonnen (zur Methodik siehe TREBLE et al., 2003).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

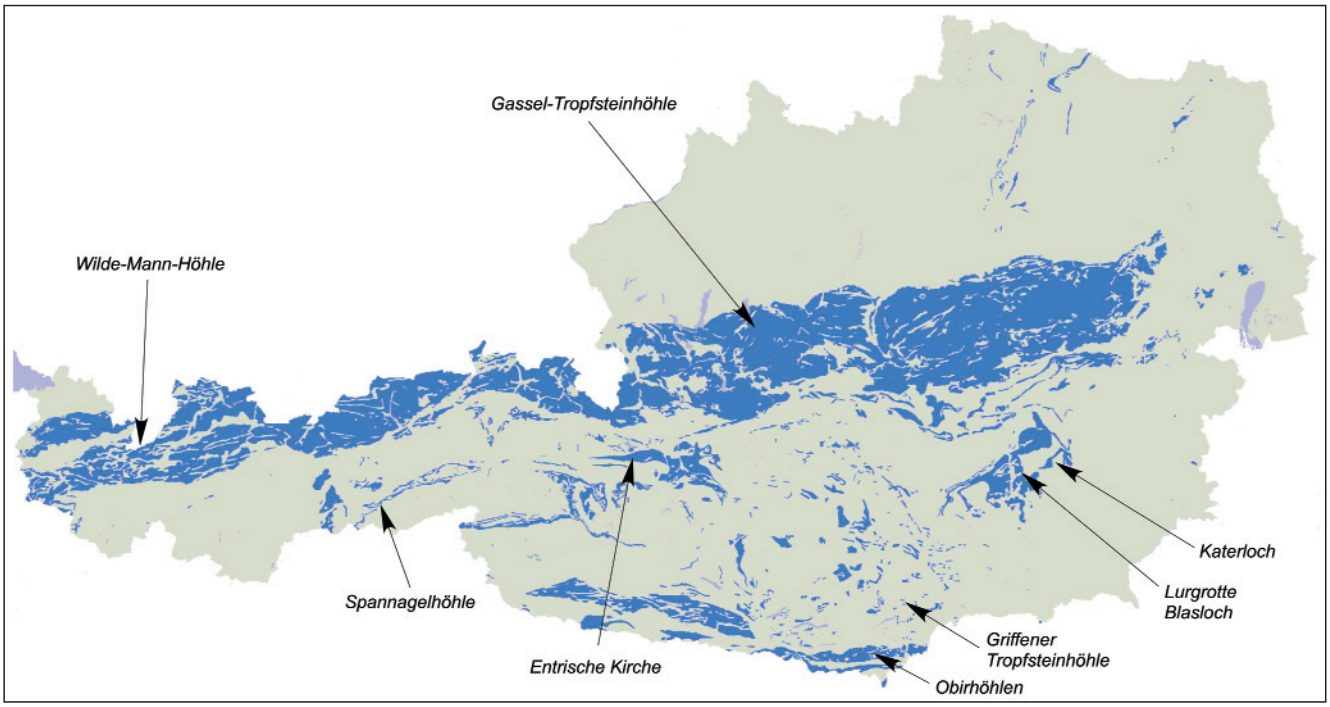


Abb. 19.
Lage der Hauptuntersuchungsgebiete in Österreich. Grundlage: Verbreitung (verkarstungsfähiger) Karbonatgesteine (in Blau).
Graphik: G. SCHUBERT, Geologische Bundesanstalt.

6. Ergebnisse aus den untersuchten Höhlensystemen

Im Folgenden werden neun Höhlensysteme vorgestellt, in denen in den vergangenen Jahren z.T. umfassende Untersuchungen durchgeführt wurden, wobei generell die Sinterchronologie im Vordergrund stand. Die Arbeiten an diesen Höhlen bzw. deren Proben sind nur z.T. als abgeschlossen zu betrachten. Einen geografischen Überblick gibt Abb. 19.

Auf Höhlenpläne wurde hier verzichtet, da eine kleinformatige Wiedergabe leicht zur Unleserlichkeit führt. Bezeichnungen von Höhlenabschnitten sind mit Anführungszeichen geschrieben.

6.1. Wilder-Mann-Höhle

Lage und Geologie

Die Wilder-Mann-Höhle (Kat. Nr. 1134/2) stellt den fossilen Überrest eines vermutlich einst ausgedehnten Karstaquifers in den Allgäuer Alpen dar. Der Eingang zur Höhle befindet sich auf 2450 m Seehöhe am Fuße der ca. 120 m hohen, nach Süden exponierten Karwand des Wilden Mannes (2579 m – Abb. 20). Bodenbildung oberhalb der Höhle wird durch die Schmalheit des Grates und das steile Gelände vereitelt. Noch während der „Kleinen Eiszeit“ war das Kar der Wilder-Mann-Höhle von einem kleinen Gletscher besetzt, dessen Endmoränen sich im Gelände gut ausmachen lassen.

Abb. 20.
Lage der Wilder-Mann-Höhle in der steilen Karwand am Allgäuer Hauptkamm (Pfeil).
Blick nach Norden.
Foto: C. SPÖTL.

Die Wilder-Mann-Höhle liegt im Hauptdolomit, welcher im Untersuchungsgebiet durch steiles bis senkrechtes Schichteinfallen gekennzeichnet ist und der Lechtal-Decke zugerechnet wird (HÜCKEL et al., 1960). Nördlich des Wilden Mannes verläuft die Überschiebungsbahn der Lechtal-Decke über die Allgäu-Decke (ZACHER, 1990).

Nur 1,8 km südöstlich der Wilder-Mann-Höhle sind in der Nordwand der Wildmahdspitze (2489 m) unterhalb des Gipfelaufbaues die Überreste eines weiteren Höhlensystems auszumachen. Auch diese Höhle bzw. Relikte derselben lie-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gen im Hauptdolomit der Lechtal-Decke, konnten aber aufgrund der Steilheit des Geländes nicht begangen, sondern lediglich anhand von großen Sinterbruchstücken am Wandfuß festgestellt werden.

Höhlenbeschreibung

Hinter dem Eingangsportal führt die Wilder-Mann-Höhle etwa 80 m leicht verwinkelt in den Berg hinein und endet in einem ca. 30 m breiten und 11 m hohen Dom. Auffallend sind die gut ausgebildeten Klüfte und spröden Bruchflächen, welche den Verlauf der Höhle bestimmen. Harnischflächen und Kataklasitbildungen können an mehreren Stellen in der Höhle beobachtet werden und eine um ca. 30 cm versetzte Höhlenwand zeugt von junger Tektonik in diesem Gebiet. Die Höhle selbst befindet sich im Zerfallsstadium und metergroße herabgestürzte Deckenfragmente bilden den heutigen Höhlenboden.

Höhlenklima

Aufgrund des offensichtlich hohen Alters der Höhle und ihres Sinterinhaltes wurde in der Wilder-Mann-Höhle kein Monitoring durchgeführt. Als wichtiger Geländebefund dient jedoch die Beobachtung, dass Tropfwasser die kalzitischen Speläotheme korrodiert. Rezente Kalzitausfällung konnte an keiner Stelle der Höhle festgestellt werden. Die Jahresdurchschnittstemperatur für die Allgäuer Alpen auf Höhe der Wilder-Mann-Höhle beträgt laut Extrapolation benachbarter meteorologischer Stationen (SCHUG & KUHN, 1993) etwa –2°C. Ein leichter Luftzug im hinteren Höhlenteil lässt darauf schließen, dass die Höhle eine weitere Verbindung nach aussen besitzt; wahrscheinlich führen unbegehbare Spalten zur Nordseite der Karwand.

Sinterbildungen

Neben Speläothem-Bruchstücken (Abb. 21) im Dolomitschutt der Höhle sind an zwei Stellen in-situ-Tropfsteinbildungen erhalten. Etwa 40 m hinter dem Höhleneingang befindet sich ein ausgedehnter, ca. 16 m^2 großer Wandsinter, auf welchem Stalagmitenstümpfe aufsitzen. Der Wandsinter erreicht eine Mächtigkeit von mindestens 110 cm und weist lokal einzelne Korrosionsrinnen auf. Ein knapp 1 m mächtiger und mehrere Meter langer Wandsinter liegt herabgebrochen auf diesem. Weitere 30 m höhleneinwärts sind mehrere Stalagmitenstümpfe, kleine Sintersäulen und Deckenformationen in einer steil nach Osten ansteigenden, schmalen Kluft zu sehen.

Abb. 21.
Mächtiger, bereits durch Brüche zerlegter Wandsinter in der Wilder-Mann-Höhle. Sein Alter beträgt etwa 2 Millionen Jahre.
Top ist rechts. Maßstab mit cm-Einteilung.
Foto: C. SPÖTL.

Am Fuß der N-Wand der Wildmahdspitze finden sich im groben Schutt immer wieder Fragmente von Speläothemen, insbesondere fein geschichtete, dichte Boden- und Wandsinter, die bis zu 1 m Durchmesser erreichen können.

Untersuchungsergebnisse

Sämtliche Speläothemproben aus der Wilder-Mann-Höhle und der benachbarten Wildmahd-Höhle weisen eine charakteristische Braunfärbung sowie unter Epifluoreszenz eine regelmäßige mikroskopische Lamination auf (Abb. 22). Bemerkenswert ist der U-Gehalt dieser kalkalpinen Speläotheme, welcher mit 2-20 ppm sehr hoch ist. Als mögliche U-Quelle kommen Karbonate mit bituminösen Einschaltungen (z.B. Tannheimer Schichten) oder die Gosau-Formation in Frage, welche am nahe gelegenen Hohen Licht (2651 m) ansteht.

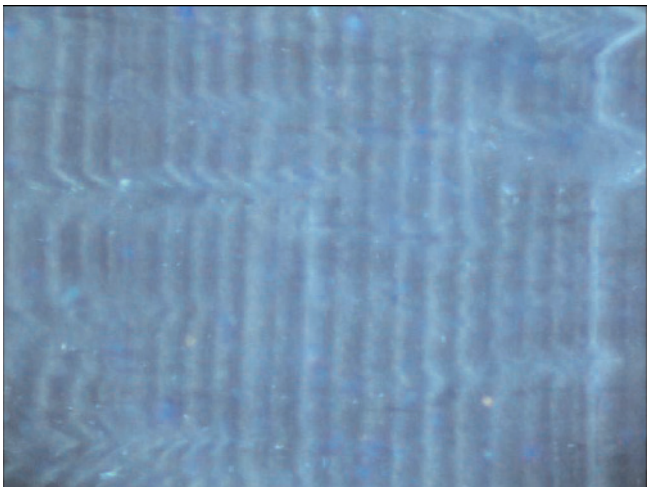


Abb. 22.
Jährliche Wachstumsstruktur (Lamination) in einem Stalagmit der Wilder-Mann-Höhle (Aufnahme mit dem Epifluoreszenz-Mikroskop). Herbstliche Niederschläge reicherten vermutlich das Karstwasser mit jenen organischen Substanzen an, die die helle Fluoreszenz der Laminae verursachen.
Bildbreite 0,9 mm. Top ist links.
Foto: M. MEYER.

Versuche, die Speläotheme der Wilder-Mann-Höhle mittels der U/Th-Methode zu datieren, schlugen fehl. Alle Proben haben das säkulare Gleichgewicht zwischen ^{234}U und ^{230}Th bereits erreicht, d.h. sie sind mehr als 450 kyr alt. Dank des hohen U-Gehaltes des Sintermaterials gelang jedoch eine absolute Datierung mittels der U/Pb- Methode. In-situ-Wandsinter sowie ein Stalagmit der Wilder-Mann-Höhle konnten auf 2,1 bzw. 2,3 Millionen Jahre datiert werden; ein Wandsinter der Wildmahd-Höhle ergab ein Alter von 1,7 Millionen Jahre (MEYER, 2006; MEYER et al., 2006a).

Die spätpliozäne bis frühpleistozäne Altersstellung dieser alpenweit ältesten, gut datierten Sinter konnte auch mittels der aus einer Wandsinterprobe extrahierten Pollen abgesichert werden, welche über Karstwässer von der überlagernden Boden- und Vegetationsdecke in die Höhle transportiert und dort eingesintert wurden. Das Pollenspektrum enthält u.a. die Taxa *Pinus cathaya, Tsuga, Fagus* und *Aesculus* (M. KNIPPING, pers. Mitt. 2006).

Aufgrund der hochalpinen Lage dieser Sinter und der Tatsache, dass bereits während frühpleistozäner Kaltphasen ausgedehnte Vergletscherungen im nördlichen Alpenraum auftraten (z.B. ELLWANGER et al., 1994) sind Wachstumsphasen für die vorliegenden Speläotheme ausschließlich während plio-pleistozäner Warmphasen anzunehmen. Auch die regelmäßige Lamination, welche für Boden- und Vegetationsbedeckung über der Höhle spricht und durch ein jährliches Vegetationssignal zustandekommt, spricht klar für interglaziales Speläothemwachstum.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die O- und C-Isotope, gemessen an Stalagmiten der Wilder-Mann-Höhle, zeigen stabile Umweltbedingungen an, deren absolute Dauer mit Hilfe der jährlichen Lamination auf ca. 7 kyr abgeschätzt werden kann – eine Mindestdauer für Interglaziale dieses Zeitabschnittes (MEYER, 2006).

6.2. Höhlen am Hintertuxer Gletscher

Lage und Geologie

Der Talschluss des Tuxer Tales entpuppte sich in den vergangenen Jahren als hochinteressantes Forschungsgebiet sowohl für die Höhlenexploration als auch für die Paläoklimaforschung, die sich mit Speläothemen dieses hochalpinen Raumes beschäftigt. Die nähere und weitere Umgebung des Spannagelhauses (2529 m) weist heute etwa 25 dokumentierte und einige weitere, noch kaum erforschte Höhlenobjekte auf. Die meisten Höhleneingänge befinden sich im Bereich unterhalb des Hintertuxer Gletschers (Gefrorene Wand Kees), der wie alle Alpengletscher seit der Mitte des 19. Jahrhunderts einen dramatischen Massenverlust aufweist (Abb. 23). Unmittelbar unter dem Spannagelhaus ist der Eingang der bekanntesten dieser Höhlen, der gleichnamigen Spannagelhöhle (auch „Höhle beim Spannagelhaus“ genannt, Kat. Nr. 2515/1). Ihre Gesamtlänge beträgt knapp über 10 km bei einem Höhenunterschied von 329 m (KREJCI, 2001; SPÖTL, 2002a). Der Eingang, zugleich der Zugang zur öffentlich zugänglichen Schauhöhle (seit 1994), liegt auf einem breiten, grasbewachsenen Rücken, der Richtung NNW hinunterzieht. Nördlich und westlich dieser längsten Höhle Tirols und der österreichischen Zentralalpen im Gesamten befinden sich weitere Höhleneingänge; einige davon haben auch Einzug in topografische Karten gefunden. Sie reihen sich von der Spannagelhöhle bis zur nahe dem Talgrund gelegenen Schraubenfallhöhle (Kat. Nr. 2515/6; TRIMMEL, 1967b) zwischen 2524 und 1570 m auf.

Geologisch gesehen sind die Karsterscheinungen an jurassische Kalkmarmore (Hochstegenkalk) gebunden, die auf komplexe Weise tektonisch zwischen Gneislamellen am Top des Zentralgneis-Stockwerks eingefaltet sind (HÖCK, 1969; LAMMERER, 1988). Einen sehr ähnlichen Verkarstungstyp kennt man u.a. aus Norwegen und man spricht von Streifenkarst (HORN, 1939; LAURITZEN, 2001).

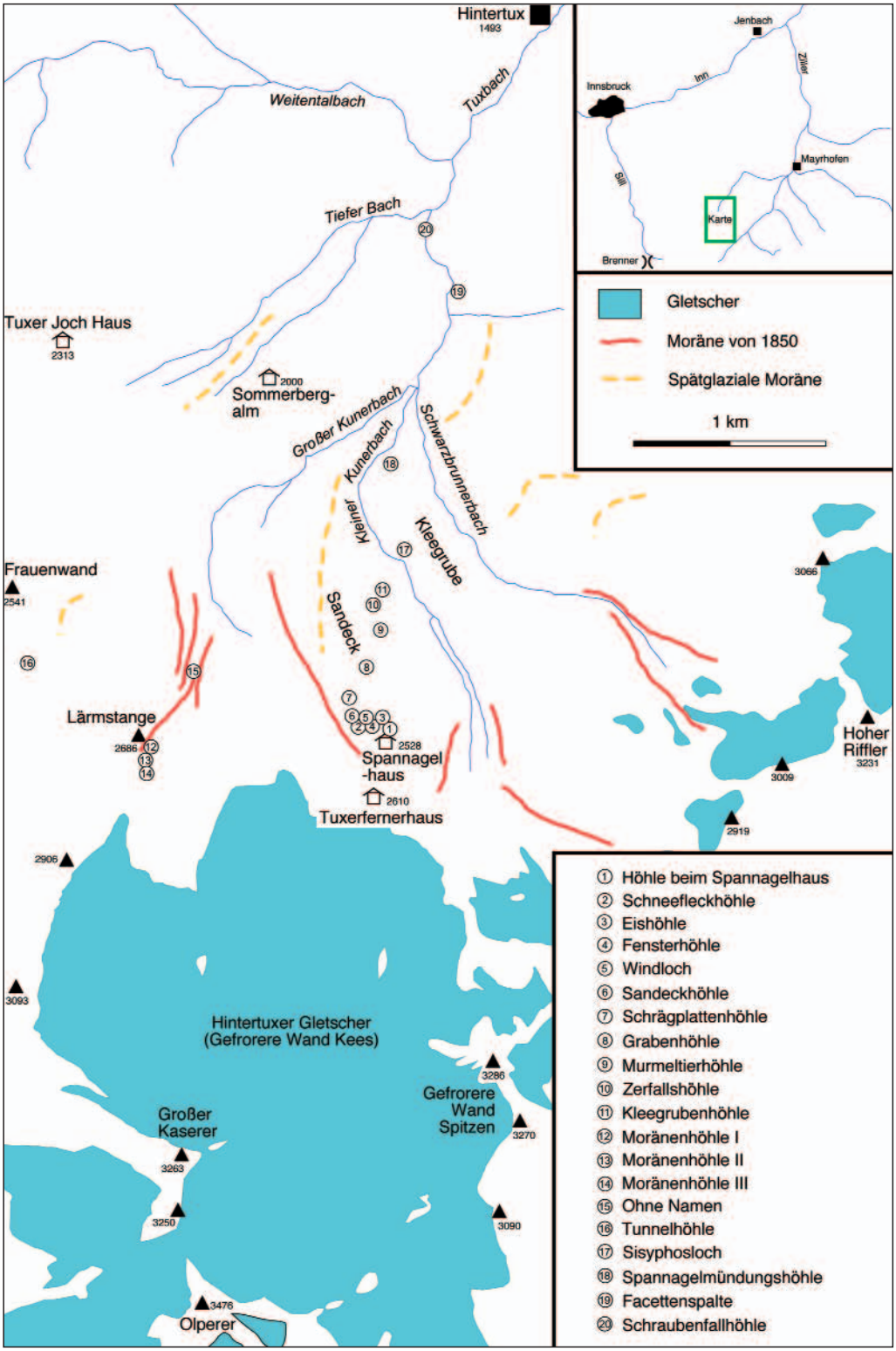


Abb. 23.
Übersichtskarte des Talschlusses des Tuxer Tales mit Lage wichtiger Höhleneingänge, sowie Grenzen der heutigen Gletscherausdehnung (Stand von 1985), der Ausdehnung zum Hochstand am Ende der „Kleinen Eiszeit“ und ein reliktisch erhaltener spätglazialer Stand.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Höhlenbeschreibung

Die häufigsten Gangformen der Spannagelhöhle und anderer Höhlen am Hintertuxer Gletscher sind phreatisch entstandene Röhren sowie vadose Canyons, letztere meist 1–2 m breit (JACOBY & KREJCI, 1992; SPÖTL et al., 2004a – Abb. 24). Höhlenbäche sind selten und nur während der Schneeschmelze aktiv. Sedimentverfüllte Kolke, bis zu 4 m tief und bis zu 3 m breit, zeugen von der hochenergetischen Vergangenheit der Höhlen als Schmelzwasser-Drainage bei deutlich größerer Gletscherausdehnung. Diese wird unterstrichen von der ubiquitären Präsenz von sehr gut gerundeten, bis zu halbmetergroßen Geröllen aus Zentralgneis, die allochthon sind und von der Transportkraft der ehemaligen Höhlenbäche zeugen.

Vielerorts findet man Höhlenabschnitte im Zerfallsstadium. Das reicht von eckigem Blockschutt im eingangsnahen Bereich (Frostsprengung) bis zu Deckenbrüchen in Hallen. Als Folge des Nachbrechens bildeten sich aus den kreisrunden bis elliptischen Gangquerschnitten phreatischer Bereiche sukzessive rechteckige Gangprofile heraus.

Abb. 24.
Annähernd kreisrundes Gangprofil mit Fließfacetten in der hochalpinen Spannagelhöhle (Bereich „Natursportgang"). Dieser phreatisch entstandene Gang ist bereits teilweise versintert.
Foto: C. SPÖTL.

Höhlenklima

Entsprechend ihrer Seehöhe sind die Höhlen im hintersten Tuxer Tal kalt und z.T. hart an der Permafrost-Grenze. Umfangreiche Messserien zeigen geringe Temperaturunterschiede in den einzelnen Höhlen, wobei die Jahresmitteltemperaturen der Höhlen über 2100 m stets unter +2°C liegen.

Die meisten der Höhlen haben nur einen bekannten Eingang und ihre Meteorologie zeichnet sich durch geringe Luftbewegungen aus, was sich in Jahresamplituden von maximal 1–2° niederschlägt. Die Bewetterung der großen Spannagelhöhle zeigt jedoch in ihren im Wesentlichen N–S-orientierten Hauptgängen einen jahreszeitlich veränderlichen Luftstrom (Kamin-Effekt): Ist die Außenlufttemperatur niederer als die der Höhlenluft (d.h. unter ca. +2°C), so steigt letztere in der Höhle hinauf und es bläst am Eingang relativ warm heraus. Dadurch ist der (obere) Eingang auch in strengen Wintern anomal warm (wenn auch oft durch Windverfrachtung tief verschneit). Der bzw. die unteren Eingänge, die aus diesem Luftzirkulationsmuster postuliert werden müssen, sind derzeit noch nicht erforscht bzw. möglicherweise unpassierbar. Tracer Versuche haben einen hydrologischen Zusammenhang des zentralen Teiles der Spannagelhöhle mit der deutlich tiefer gelegenen Spannagel-Mündungshöhle (Kat. Nr. 2515/9; 1980 m) bewiesen (JACOBY & KREJCI, 1992); allerdings ist derzeit kein begehbarer Durchstieg bekannt.

Der Kohlendioxid-Gehalt der Höhlenluft ist sehr ähnlich dem atmosphärischen Wert in dieser Höhenlage und zeigt keinerlei systematische Schwankungen; wohl ein Resultat der primär geringen Konzentration bedingt durch die bescheidene alpine Bodenmächtigkeit sowie der guten Luftzirkulation und -durchmischung.

Sinterbildungen

Zu den Besonderheiten der Höhlen am Hintertuxer Gletscher gehören die unterschiedlichen Speläothemformen, die man eigentlich in Höhlen dieser Seehöhe nicht erwartet, da nur ein schwacher Bewuchs über den Höhlen existiert (alpine Matten, Wiesen, z.T. kaum bewachsene Gletschervorfelder). Trotzdem findet sich das „übliche" Inventar an Sinterbildungen, wie man es aus tiefer gelegenen, wärmeren Höhlen kennt: Boden- und Wandsinter, Stalaktiten, Sinterröhrchen, Stalagmiten, Excentriques, sowie lokal Gips-Auskristallisationen (SPÖTL, 2002a; SPÖTL et al., 2004a – Abb. 25). Allerdings sind nicht alle Höhlen in diesem Gebiet sinterführend. Manche zeigen faktisch keine rezente Sinterbildung; die meisten weisen jedoch fossile Speläotheme auf, die häufig bereits abgebrochen, umgelagert oder äußerlich korrodiert sind. Alle Speläotheme bestehen aus Nieder-Mg-Kalzit, abgesehen von den Gips-Kristallen.

Untersuchungsergebnisse

Von der Spannagelhöhle liegt der zur Zeit umfassendste Datensatz an absoluten Altersdatierungen von Speläothe-

Abb. 25.
Etliche Stellen in der Spannagelhöhle zeigen eindeutige, rezent stattfindende Speläothembildung, wie hier abgebildet im Bereich hinter dem „Sintertor". Bildbreite ca. 60 cm.
Foto: C. SPÖTL.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

men einer alpinen Höhle vor (ca. 250 Einzelproben, die mit TIMS U/Th-datiert wurden). Proben dieser Höhlen sind bestens geeignet für diese Datierungsmethode, da sie extrem hohe U-Gehalte und vernachlässigbare Th-Gehalte aufweisen. In der Tat dürften einige Proben aus dieser Höhle zu den U-reichsten Speläothemen weltweit gehören (bis 399 ppm U). Der Grund für diesen U-Reichtum – etwa um den Faktor 1000 höher als typische Speläothemproben aus kalkalpinen Höhlen – ist in den besonderen geotektonischen Lagerungsverhältnissen zu suchen: Die tropfsteinbildenden Sickerwässer interagieren mit Gneis und lösen aus diesem U (aber auch Seltene Erden und andere Elemente).

Die Datierungen bestätigen zum einen die Präsenz einer postglazialen (holozänen) Sintergeneration, die auf unverfestigten, vermutlich hoch- bis spätwürmzeitlichen klastischen Sedimenten aufwächst. Zum anderen konnten wir nachweisen, dass diese Höhlen zahlreiche Sinterwachstumsphasen während des jüngeren Pleistozäns aufgezeichnet haben (Abb. 26). Zwar sind einige wenige Proben älter als ca. 400 kyr; der allergrößte Teil der untersuchten Proben lässt sich aber mit U/Th sehr gut zeitlich fassen (Abb. 26). Zudem wurde auch der Einsatz der U/Pb-Methode exemplarisch an einigen wenigen Proben getestet (CLIFF & SPÖTL, 2001) und eine im Schutt nahe dem Eingang gefundene Probe ergab z.B. ein Isochronenalter von 542±36 kyr.

Betrachtet man die Wachstumsphasen im Einzelnen, so zeigt sich ein differenziertes Bild (Abb. 26). Zum einen belegen die Proben Sinterwachstum in diesen kalten Höhlen während verschiedener Interglaziale (MIS 1, 5.5, 7, 9 und vermutlich auch 11; SPÖTL et al., 2004a; HOLZKÄMPER et al., 2004, 2005); zum anderen gibt es mehrere Proben, die ganz offensichtlich auch während deutlich kälterer Phasen gebildet wurden. So fallen einige Proben in die Klima-Abschnitte MIS 7.2 und 7.4 (HOLZKÄMPER et al., 2005; SPÖTL et al., 2006), andere in das MIS 3 (SPÖTL & MANGINI, 2002). Diese Proben stellen ein Paradoxon dar, denn auf den ersten Blick ist es nicht vorstellbar, dass zu diesen Zeiten Sinter gebildet werden konnten, da die Ausdehnung des Hintertuxer Gletschers damals zweifellos größer war als jene des 1850er Standes (cf. Abb. 23), d.h. dass de facto alle betreffenden Höhlen unter Eis lagen. Unter anderem konnte gezeigt werden, dass zwei Stalagmite aus der Kleegrubenhöhle, die 1 km nördlich der Spannagelhöhle liegt (2165 m; Kat. Nr. 2515/14 – Abb. 23), offenbar ohne Unterbrechung während Stadialen des MIS 3 gewachsen sind (SPÖTL & MANGINI, 2002).

Aus zahlreichen Untersuchungen an Höhlen ist bekannt und allgemein akzeptiert, dass Höhlensinter-Wachstum u.a. durch die Temperatur bzw. das Vorhandensein von flüssigem Wasser limitiert ist (s. Kap. 3.1). Sinterwachstum während kalter (glazialer) Perioden ist demnach kaum vorstellbar und tatsächlich zeigen detailliert untersuchte Proben während dieser kalt-trockenen Phasen Hiati (z.B. BAKER et al., 1995; GENTY et al., 2003; SPÖTL & MANGINI, 2006).

Die Spannagelhöhle und benachbarte Höhlen scheinen diesem Paradigma zu widersprechen und unsere Untersuchungen haben zu folgendem überraschenden Modell geführt: In diesen Höhlen findet bzw. fand „normale" Sinterbildung (d.h. pedogene CO_2-Produktion im Boden und Karstlösung) nur im Holozän und im Eem statt (dzt. gibt es noch zu wenige Daten, um Aussagen für das lange MIS 11 machen zu können). Zu allen übrigen Zeiten während der vergangenen vier Glazial-Interglazial-Zyklen dürften die betreffenden Höhlen immer unter Eis gelegen haben, also auch während der MIS 7-Interglaziale und während der MIS 3-Interstadiale. In anderen Worten, diese Zeiten waren zumindest in den Zentralalpen nicht so warm wie das Holozän bzw. das Eem (was in gutem Einklang mit der marinen O-Isotopenkurve als Ausdruck der Größe der Kryosphäre steht – BASSINOT et al., 1994). Wären diese Höhlen nicht unter Eis gelegen, dann würde die atmosphärische Abkühlung unausweichlich zu einer Absenkung der Höhlentemperatur unter die Nullgradgrenze geführt und die Sinterbildung unterbunden haben. Wir postulieren daher, dass die Präsenz von temperierten Gletschern während z.B. MIS 3 erst die Voraussetzung geschaffen hat, dass flüssiges Wasser im Karstaquifer vorhanden blieb (SPÖTL et al., in Druck).

Der Mechanismus, der bei Fehlen von Bewuchs die Karstlösung antreibt und so in weiterer Folge Sinterbildung ermöglicht, wird analog einem Beispiel im randglazialen Karst von Alberta (Castleguard Cave; ATKINSON, 1983) in der Präsenz von Sulfidmineralen und deren Oxidation gesehen (SPÖTL et al., 2004a). Diese Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen laufen auch im Holozän ab und führen zu erhöhten Sulfatgehalten in den Tropfwässern und zur Ausscheidung von Gips (dort, wo zusätzlich durch Höhlenwind leichte Evaporation stattfindet). Allerdings werden diese rein abiogenen Prozesse derzeit teilweise vom „normalen" Verkarstungsprozess überlagert. Zu Zeiten, in denen die Höhle in einer subglazialen Position war, konnte nur der abiogene Prozess stattfinden, vorausgesetzt der Gletscher war an seiner Basis an der Nullgradgrenze und Schmelzwasserabflüsse störten die Sinterbildung nicht. Da letztere mit großer Wahrscheinlichkeit eine nicht unbedeutende Rolle spielten (s.o.) ist davon auszugehen, dass nur in hydrologisch begünstigten (d.h. nicht gefluteten) Höhlenabschnitten Sinterwachstum vonstatten gehen konnte, und dies nachweislich über Jahrtausende. Dieses Modell einer i.w. subglazialen Speläothembildung steht im Einklang mit den stabilen C und O Isotopenwerten dieser Sinter (SPÖTL et al., in Druck), sowie mit Spurenelementgehalten (SPÖTL & TREBLE, unveröff. Daten).

Die isolierende Wirkung des temperierten Gletschereises (auf die im Übrigen bereits der norwegische Geologe

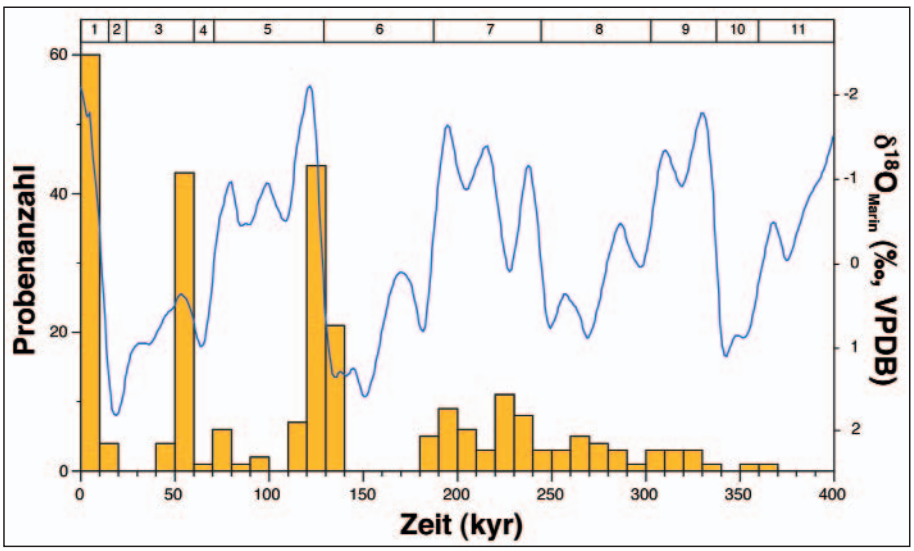


Abb. 26.
Histogramm-Verteilung der U/Th-Alter von Speläothemen der Höhlen im Bereich des Hintertuxer Gletschers und die marine Isotopenkurve (SPECMAP – MARTINSON et al., 1987). Die obere Skala gibt die Marinen Isotopenstadien (MIS) wieder.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Speläologe HORN im Jahre 1939 aufgrund seiner Beobachtungen in Spitzbergen hingewiesen hat) ist also vermutlich die Erklärung, warum es nicht nur zu Zeiten mit ähnlich hohen Temperaturen wie heute (und daraus resultierenden geringen Gletscherausdehnungen) zur Bildung von Tropfsteinen gekommen ist. Die Altersdaten (Abb. 26) zeigen jedoch auch klar, dass es zu Hochglazialzeiten (also z.B. während MIS 2) offenbar zu keinem Sinterwachstum gekommen ist. Wir interpretieren diese Daten dahingehend, dass es auch Zeiten während der langen Glaziale gab, in denen diese hochalpinen Gletscher an der Basis kalt, d.h. angefroren waren.

Speläothem-Daten aus der Spannagelhöhle haben große paläoklimatische Bedeutung, da sie präzise datiert sind und klare Signale (in Form von Änderungen der O-Isotopenwerte) zeigen. So konnte der Beginn des Eem-Interglazials, aber auch sein Ende zeitlich scharf gefasst werden, was bislang in Österreich nicht möglich war, da solche Sedimente nicht absolut datiert werden konnten. Bodensinter und Stalagmitproben zeigen eine rasche Erwärmung am Beginn des Eem vor 129–130 kyr (SPÖTL et al., in Druck). Ab diesem Zeitpunkt dürfte das Gebiet eisfrei geworden sein, da die C-Isotopenmessungen einen hohen Anteil an biogen entstandenem C indizieren (Abb. 27). Diese Datierung ist in guter Übereinstimmung mit Speläothemdaten aus Höhlen der Apuaner Berge in Italien (DRYSDALE et al., 2005), die ebenfalls bei 129±1 kyr die rapide Erwärmung am Beginn des Eems zeigen. Eine etwas frühere Erwärmung in der Spannagelhöhle um 136 kyr wurde ursprünglich als frühes eisfrei Werden gedeutet (SPÖTL et al., 2002b), stellte sich jedoch später als großes Interstadial heraus, während dessen der Hintertuxer Gletscher das Gebiet noch mit Eis bedeckte (SPÖTL et al., in Druck). Diese klimagünstige Phase gegen Ende des MIS 6 wurde übrigens kürzlich auch an Stalagmiten aus China festgestellt (CHENG et al., 2006). Das Ende des Eem und damit der Beginn des Würm Glazials konnte anhand abnehmender O-Isotopenwerte ebenfalls an Proben der Spannagelhöhle genau datiert werden (118–119 kyr). Aus dem anschließenden MIS-5.4-Stadial sind keine Sinter bekannt. Mit großer Wahrscheinlichkeit kam es zu einem bedeutenden Gletschervorstoß in den Alpen, von dem derzeit keine sicheren Oberflächendaten existieren.

Das MIS 3 ist eine Periode inmitten des letzten Glazials, das insbesondere im Zusammenhang mit den Funden von Höhlenbären in den Höhlen der Kalkhochalpen von paläoklimatischem Interesse ist. Die Datierungsergebnisse dieser Knochen überlappen mit dem Limit der ^{14}C-Methode und können derzeit auch noch nicht in Kalenderalter umgerechnet werden (cf. REIMER et al., 2004). Dennoch belegen diese umfangreichen Daten, dass im Zeitraum zwischen ca. 30 und 50 kyr etliche hochgelegene Höhlen (z.B. im Toten Gebirge) dem Höhlenbären als Lebensraum gedient haben (DÖPPES & RABEDER, 1997; HOFREITER et al., 2004; RABEDER et al., 2005).

Spätestens seit Vorliegen der grönländischen Eiskerndaten (DANSGAARD et al., 1993) weiß man, dass das Klima des Glazials durch zahlreiche wärmere Intervalle unterbrochen war, den Dansgaard-Oeschger-Zyklen. Die chronologischen Daten aus den Bärenhöhlen erlauben es leider nicht, die Zuordnung der Populationen zu einzelnen solchen Interstadialen (welche inkorrekterweise seinerzeit als Interglazial angesprochen wurden – RABEDER, 1985) zu treffen. Speläothemproben aus der Kleegrubenhöhle haben nun erstmalig für die Alpen genaue Einblicke in den zeitlichen Verlauf dieser rapiden Klimaschwankungen des MIS 3 erlaubt (SPÖTL & MANGINI, 2002; SPÖTL et al., 2006; Abb. 28): Die O-Isotopenkurven von zwei etwa zeitgleich gewachsenen Stalagmiten zeigt markante Zu- und Abnahmen, die Änderungen der damaligen Lufttemperatur oberhalb der Höhle widerspiegeln. U/Th-Datierungen entlang der Wachstumsachse der beiden Stalagmite zeigen, dass das relativ lange Interstadial Nr. 14 vor 54,5 kyr mit einer sehr raschen Erwärmung begann (Abb. 28). Wichtig ist auch die Beobachtung, dass die stabilen Isotopendaten der Stalagmite für eine subglaziale Entstehung (s.o.) sprechen, d.h. selbst während Interstadialen des MIS 3 war der Hintertuxer Gletscher wesentlich größer als zum holozänen Maximalstand von 1850 (SPÖTL et al., 2006).

Schließlich konnten auch interessante Interpretationen zur holozänen Klimageschichte anhand von Stalagmiten aus der Spannagelhöhle gemacht werden (MANGINI et al., 2005). Wenn auch die Klimasignale, die aus den Isotopen-

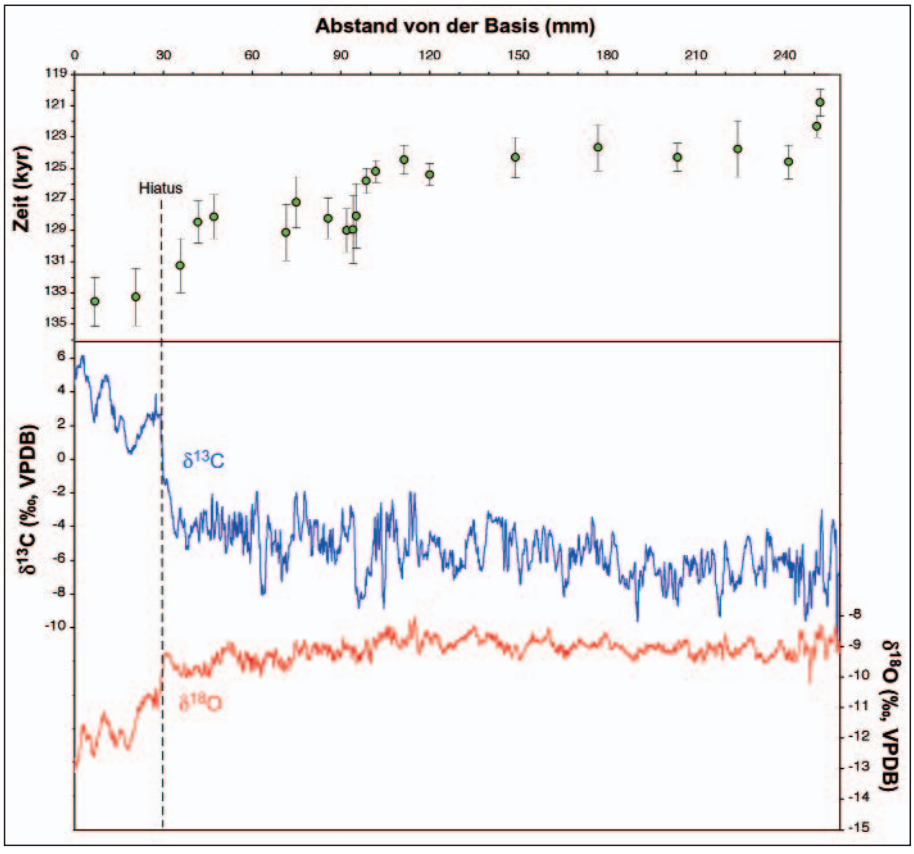


Abb. 27.
Stalagmit aus der Spannagelhöhle, Bereich hinter dem „Nadelöhr", der den Beginn der letzten Warmzeit (MIS 5.5) aufzeichnet. Die O-Isotopenwerte steigen ca. 3 cm über der Stalagmitbasis – unterbrochen durch einen Hiatus – zu hohen Werten an, die warme Lufttemperaturen indizieren. Parallel dazu nimmt der Anteil an ^{12}C, das präferentiell durch Bodenbildung (Vegetation) ins Grundwasser gelangt, stark zu (d.h. der δ^{13}C-Wert sinkt). Im oberen Teil des Diagramms sind die einzelnen U/Th Messwerte geplottet (grün, inklusive 2-σ-Messfehler; HOLZKÄMPER et al., 2004, 2005).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

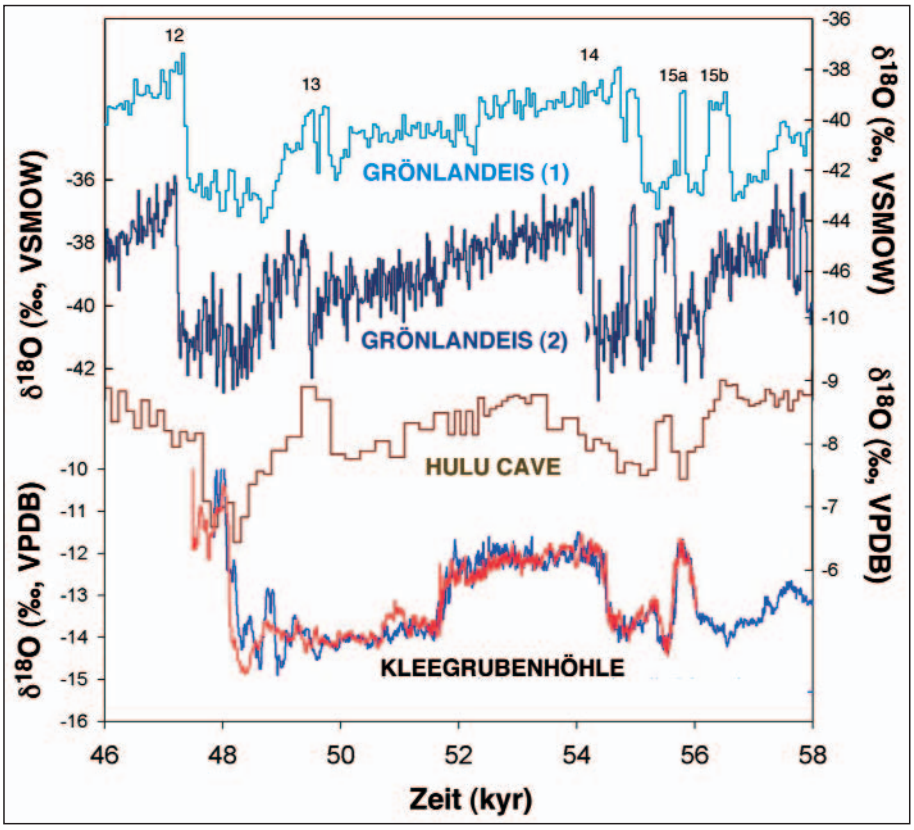


Abb. 28.
Das O-Isotopenmuster zweier Stalagmite aus der Kleegrubenhöhle (unterste beide Kurven, blau und rot) wurde präzise mit U/Th datiert und kann mit einem Stalagmiten aus der chinesischen Hulu Cave, aber auch mit dem Isotopenmuster des Eises in Grönland (zwei unterschiedliche Altersmodelle) korreliert werden. Die Zahlen 12 bis 15b bezeichnen Interstadiale während des Würm-Glazials.
Details siehe SPÖTL et al. (2006).

werten abgeleitet werden, im Holozän wesentlich kleiner waren als etwa im MIS 3, so konnte gezeigt werden, dass – fußend auf einer Rezent-Kalibration der O-Isotopenwerte – das Mittelalter in diesem hochalpinen Raum mindestens so warm war wie die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts (Abb. 29), was nicht im Widerspruch zu anderen Klima-Rekonstruktionen (z.B. MOBERG et al., 2005; MAASCH et al., 2005) steht.

6.3. Entrische Kirche

Lage und Geologie

Am Eingang in das Gasteiner Tal liegt am steilen W-Hang des Luxkogels (1824 m) der Eingang der Entrischen Kirche (1040 m Seehöhe, Kat. Nr. 2595/2), einer Höhle, deren Geschichte in die Zeit der Glaubensverfolgung zurückreicht.

Der Klammkalk, ein metamorpher Kalkmarmor mit ausgeprägter mylonitischer E–W-Streckung, begleitet die Salzachtal-Störung (WANG & NEUBAUER, 1998) und bildet das wichtigste verkarstungsfähige Gestein im Bereich des Nordrandes des Tauernfensters (EXNER, 1979; PEER & ZIMMER, 1980).

Interessant in diesem Zusammenhang ist, dass im Klammkalk beim Vortrieb des Triebwasserstollens Salzachstufe I der Tauernkraftwerke bei Lend ein 15–20 m hoher Karsthohlraum angefahren wurde; zudem wurde Thermalwasser erschrotet (bis zu 31°C; HORNINGER, 1959). Weiter östlich (N Luxkogel) wurde ebenfalls eine 30 m lange Karsthöhle angefahren, deren Wandungen mit halbmeterdicken Kalksinterkrusten und aufgewachsenen grobspätigen Kalzitrasen bekleidet waren. Temperaturmessungen ergaben an dieser Stelle jedoch keinen Hinweis auf eine thermale Tätigkeit (HORNINGER, 1958). Warmwasseraustritte aus dem Klammkalk des Bachbettes der Großarler Ache sind schon seit langem bekannt (CUDRIGH, 2002); insgesamt sprechen diese Beobachtungen für einen tiefreichenden Aquifer im Klammkalk der Nordrahmenzone.

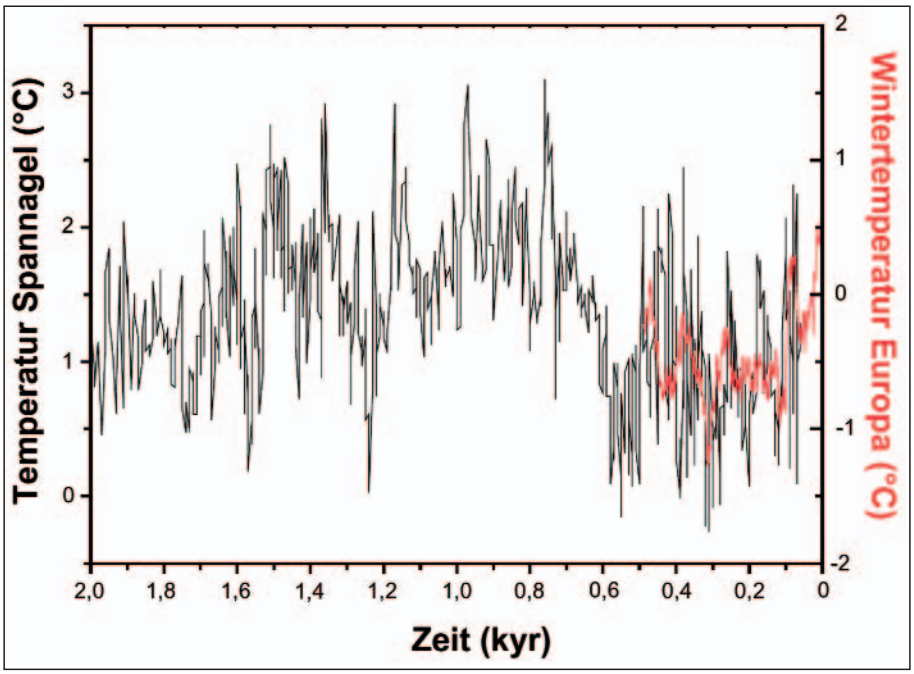


Abb. 29.
Temperaturverlauf in den Zentralalpen während der vergangenen 2 kyr (genauer gesagt bis etwa 1950), basierend auf O-Isotopendaten eines Stalagmiten aus der Spannagelhöhle. Die rote Kurve zeigt eine unabhängige Rekonstruktion der Wintertemperatur für Europa für die vergangenen 0,5 kyr (nach LUTERBACHER et al., 2004).
Für nähere Informationen siehe MANGINI et al. (2005).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Höhlenbeschreibung

Den Eingang zur Entrischen Kirche bildet ein eindrucksvolles Portal, über das ein Bach wasserfallartig herunterrinnt. Die Anlage der Höhle folgt streng der ausgeprägten Deformation des Klammkalkes und lässt sich in ein unteres und ein oberes Stockwerk gliedern. Ersteres, auch „Alter Teil“ genannt, ist durch einen Führungsweg touristisch erschlossen. Über Schächte, die mit großen Blöcken teilweise aufgefüllt sind, erreicht man die „Erlmoser Halle“, und damit das obere Höhlenniveau, die „Neuen Teile“ (KLAPPACHER, 1992). Während das untere Stockwerk i.W. einen phreatisch entstandenen Gang darstellt, dominieren im oberen Stockwerk enge Schluffe und vadose Schächte.

Im hintersten Teil des unteren Stockwerks tritt ein Höhlenbach auf. Färbeversuche haben seinerzeit eine Verbindung zwischen der markanten Schwinde am N-Ufer des Großen Paarsees 2,1 km westlich oberhalb der Höhle und dem Höhlenbach ergeben (GANAHL, 1991).

Im unteren Stockwerk sowie stellenweise in der „Erlmoser Halle“ sind klastische Sedimente weit verbreitet, die bis zu ca. 3 m mächtig werden. Es handelt sich um Wechselfolgen von Feinsand/Grobsilt mit Tonlagen. Diese werden als Stillwasser-Ablagerungen interpretiert und mit einem Rückstau in Verbindung gebracht. In diesen klastischen Sedimenten fanden sich beim Bau des Führungsweges Knochenreste des Höhlenbären, allerdings allesamt offenbar umgelagert. ^{14}C-Datierungen an Kollagen-Extrakten zweier Knochenfragmente, geborgen im Bereich östliche „Trümmerhalle“, ergaben Alter von 38,4 und 53,0 kyr (SPÖTL, unveröff. Daten) und lassen es als wahrscheinlich erscheinen, dass diese Stausedimente mit dem vorstoßenden Gletscher des Gasteiner Tales während des Hochwürms in Verbindung gebracht werden können.

Höhlenklima

Die Entrische Kirche weist eine jahreszeitlich variable Luftbewegung auf: Im Sommer strömt die ca. 6°C kühle Höhlenluft durch den Eingang hinaus, während im Winter die einziehende Kaltluft im unteren Stockwerk bis zum Fuß des „Holländerschachtes“ durch Einbrüche in der Temperatur nachgewiesen werden kann. Vereisungen finden sich in strengen Wintern bis zur „Gruberhalle“, d.h. 80 m hinter dem Eingang. Selbst im „Rechten Schlot“, der von der „Erlmoser Halle“ weiter hinaufzieht, kann man sehr schwach einen Jahresgang in der Temperatur detektieren (Amplitude 0,5°C). Diese Befunde sprechen dafür, dass sich hinter bzw. oberhalb des derzeit bekannten Höhlensystems noch ausgedehnte Gänge und weitere, wiewohl nicht notwendigerweise befahrbare Eingänge befinden müssen, was auch mit der nicht unbeträchtlichen Überlagerung (Vertikaldistanz „Erlmoser Halle“ – Großer Paarsee ca. 700 m) in Einklang steht.

Als Folge des bidirektionalen Luftzuges ändern sich auch die Gehalte an Kohlendioxid in der Höhle messbar. Am Fuß des „Holländerschachtes“ treten die höchsten Gehalte (ca. 700 ppmv) im Zeitraum Mitte Juli bis Anfang September auf. Während der kalten Jahreszeit misst man dort atmosphärische CO_2-Gehalte (um 350 ppmv), ebenso wie in der höher gelegenen „Erlmoser Halle“ (350–400 ppmv). Interessanterweise erreichen dort die sommerlichen CO_2-Werte nur gut 500 ppmv; ein Zusammenhang mit dem Führungsbetrieb erscheint jedoch unwahrscheinlich.

Sinterbildungen

Bereits im hinteren Abschnitt des Führungsteiles erkennt man einerseits aktive Sinterröhrchen an der Decke, zum anderen Stümpfe von ansehnlichen Stalagmiten, die auf den Höhlensedimenten wuchsen, leider aber von früheren Besuchern der Höhle abgeschlagen wurden. Zudem finden sich an der rechten Wand der Höhle Reste einer recht

Abb. 30.
Ein Sinterbecken, das so genannte „Nilpferdmaul“ im hinteren Teil der Entrischen Kirche, in dem flächig Kalzitabscheidung stattfindet.
Bildbreite ca. 3 m.
Foto: C. SPÖTL.

mächtigen Sinterdecke, bestehend aus auffallend grobkristallinen, z.T. glasklaren Kalzitkristallen. Bemerkenswert auch das flache Sinterbecken des „Nilpferdmauls“ direkt am Führungsweg (Abb. 30), welches durch Spritzwasser gefüllt wird und in dem Ausfällung von rezentem Bodensinter stattfindet (durch hydrochemische Analysen belegt).

Im oberen Stockwerk nimmt die Häufigkeit an Speläothemen merklich zu; hier ist nichts zerstört worden und man

Abb. 31.
Holozäne Stalagmite im „Rechten Schlot“ der Entrischen Kirche.
Handschuh als Maßstab.
Foto: C. SPÖTL.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

findet bis zu ca. 1 m hohe in-situ Stalagmite (im „Rechten Schlot“ bzw. im Gang zur „Gralsburg“ – Abb. 31), sowie Wand- und Bodensinter, so z.B. am Fuß des „Teufelskrallenschlots“. Recht weit verbreitet sind Bergmilchbildungen.

Untersuchungsergebnisse

Die Entrische Kirche zählt ob ihres Sinterinventars zu den interessantesten Höhlen in zentralalpinen Gesteinen.

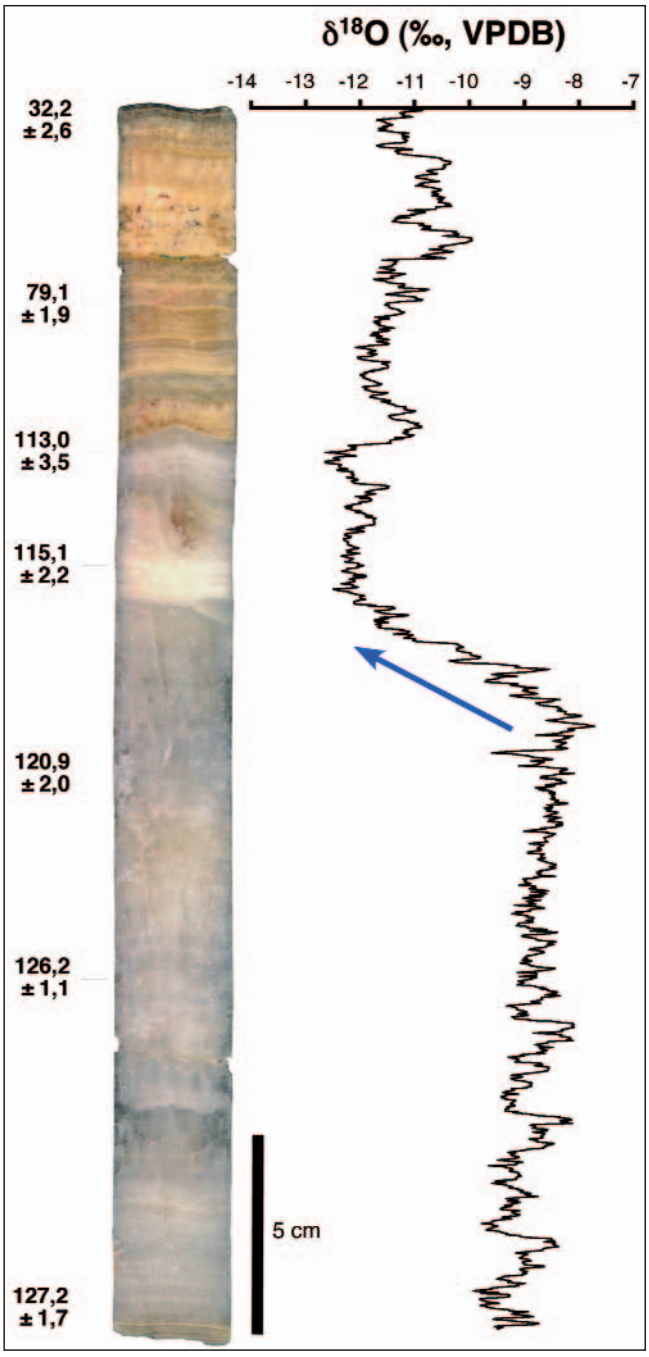


Abb. 32.
Der obere Abschnitt eines Bohrkerns, entnommen aus dem Wandsinter am Fuß des „Teufelskrallenschlotes“ in der Entrischen Kirche (Top ist oben) und dessen U/Th-Alterswerte (links in kyr, mit 2σ-Fehlern) sowie die O-Isotopenwerte.
Der eemzeitliche Kalzit ist weiß, porös und weist relativ hohe Isotopenwerte (–9.5 bis –7.5‰) auf. Das Ende des letzten Interglazials wird durch einen markanten Abstieg in den δ^{18}O-Werten um 4‰ gekennzeichnet (Pfeil) und spiegelt eine massive Abkühlung wider. Der würmzeitliche Kalzit (die obersten 70 mm des Bohrkernes) ist braun und detritusreich und stand unter dem Einfluss von glazialen und periglazialen Prozessen, welche im Einzugsgebiet dieser Höhle (ca. 2000 m Seehöhe) feinkörnigen Detritus in das Karstsystem infiltrierten.

Aus Gründen des Höhlenschutzes beschränkten sich unsere Untersuchungen zum einen auf ein Monitoring der in die Höhle eintretenden Wässer sowie der Höhlenluft, zum anderen auf Bohrkerne, die an einem großen Wandsinter am Fuß des „Teufelskrallenschlotes“ entnommen wurden. Zudem wurden Sinterbruchstücke untersucht und einige in-situ-Stalagmite mit einem kleineren Bohrer an ihrer Basis angebohrt und mittels U/Th-Datierung das postglaziale Alter dieser Speläotheme bestimmt.

Der Wandsinter am „Teufelskrallenschlot“ (Abb. 32) begann sein Wachstum im frühen MIS 7 vor ca. 240 kyr; ähnlich hohe Alter einer frühen Sintergeneration wurden auch von Pilotproben eines herabgebrochenen Wandsinters im Gang zur „Gralsburg“ festgestellt. Während des MIS 6 (Riss-Glazial) fand erwartungsgemäß keine Sinterbildung statt. Mächtige Sinterbildung setzte dann im Letzten Interglazial (MIS 5.5, Eem) ein. Interessant ist diese Wandversinterung auch deshalb, da sie das Ende des Eem offenbar mehr oder weniger vollständig aufgezeichnet hat, welches sich durch einen markanten Abstieg der δ^{18}O-Werte im Sinter zwischen ca. 120 und 110 kyr manifestiert (Meyer et al., 2006b – Abb. 32).

Des weiteren wurde auch noch zeitweise während des Frühwürm Kalzit gebildet, ähnlich der Situation in der Gassel-Tropfsteinhöhle (s. Kap. 6.4). Dieser Sinter unterscheidet sich vom interglazialen Sinter durch seine braune Färbung, die auf einen erhöhten Eintrag an detritischen Partikeln hinweist.

6.4. Gassel-Tropfsteinhöhle

Lage und Geologie

Am Südostabhang des zum Erlakogelstock gehörenden Gasselkogel (1411 m; Schreibweise laut Österreichische Karte: Gaßlkogel) öffnet sich inmitten einer Waldregion in 1225 m Seehöhe oberhalb des Karbertalgrabens der Eingang der Gassel-Tropfsteinhöhle (Kat. Nr. 1618/3). Tektonisch ist der Erlakogelstock der Höllengebirgsdecke zuzuordnen, die von SW–NE- und konjugierenden SE–NW-streichenden Störungen geprägt ist. Der Gasselkogel selbst wird hauptsächlich aus Hauptdolomit aufgebaut, in dem auch die Höhle entstanden ist.

Höhlenbeschreibung

Die Höhle besitzt eine Gesamtlänge von 1304 m bei einer Vertikaldifferenz von 105 m. Im Großen lässt sich die Höhle in zwei annähernd horizontale Niveaus, die durch Schachtsysteme verbunden sind, untergliedern. Der einzige bekannte Eingang befindet sich nahe dem höchsten Punkt des Systems. Der vordere Teil des oberen Niveaus ist touristisch erschlossen. Die weiteren Abschnitte ab dem imposanten „Pergar-Schacht“ sowie das untere Stockwerk wurden erst später entdeckt (Kuffner, 1997).

Während im oberen Stockwerk i.W. nur Tropfwasser vorkommt, fließt in Teilen des unteren Niveaus ein perennierender Höhlenbach, der allerdings nur eine geringe Schüttung aufweist.

Höhlenklima

Temperaturmessungen zeigen, dass bereits 15 m hinter dem Eingang die Schwankungen im Jahresgang gering sind (4,5 bis 7,0°C). Im zentralen und unteren Teil der Höhle („Säulenhalle“, „Brückenhalle“, „Pollanschützgang“) konnten keine jahreszeitlichen Einflüsse nachgewiesen werden. An diesen Messpunkten liegen die Temperaturen konstant bei 5,4°C, was ziemlich genau der Jahresmitteltemperatur außerhalb der Höhle entspricht.

Im Gegensatz zur Temperatur zeigen Messungen des CO_2-Gehalts der Höhlenluft am Grund der „Perlenhalle“ eine positive Korrelation mit dem Temperaturjahresgang

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

an der Oberfläche. Zugangsschwierigkeiten während der schneereichen Monate haben jedoch kontinuierliche Messreihen verhindert. Trotzdem konnte ein Anstieg des pCO_2 im Frühjahr von ca. 400 ppmv auf 500–600 ppmv im Sommer und ein anschließender Rückgang zu Herbstbeginn beobachtet werden.

Sinterbildungen

Die Höhle gehört ohne Zweifel zu den sinterreichsten Höhlen der Nördlichen Kalkalpen, eine Tatsache, die angesichts der nicht unbeträchtlichen Seehöhe etwas überrascht. Spuren von fossilen Speläothemen begegnet man bereits im Eingangsbereich. Auch entlang des Führungsweges gibt es Spuren einer alten, bereits teilweise zerstörten Versinterung. Massive Wandversinterung existiert im Bereich der „Kanzel“ bzw. des angrenzenden „Pergar-Schachtes“. In den anschließenden Höhlenteilen, der „Tropfsteinkapelle“ und „Säulenhalle“ dominieren Stalagmite, die jedoch bis auf wenige Ausnahmen inaktiv sind. Starke Versinterung kennzeichnet u.a. die „Brückenhalle“, sowie die „Perlenhalle“ (Abb. 33), während im genetisch vermutlich jungen „Pollanschützgang“ nur vereinzelt Speläotheme auftreten. Als Kuriosum seien die Sinterperlen in der „Perlenhalle“ genannt, die aufgrund ihres Durchmessers (bis zu 4 cm) zu den größten in Österreich zählen.

Untersuchungsergebnisse

Im Rahmen einer Dissertation (OFFENBECHER, 2004) wurde eine Reihe von Stalagmiten aus der „Tropfsteinkapelle“ und der „Säulenhalle“ beprobt; zudem wurde die Höhle in der schneefreien Zeit im 2-Monats-Rhythmus befahren und hydrogeochemische Messungen durchgeführt. Um die Eingriffe so gering wie möglich zu halten, wurden hauptsächlich Stalagmite beprobt, die umgestürzt im tonigen Sediment lagen.

Gerade in der „Säulenhalle“ lässt sich schön beobachten, dass mehrere Stalagmit-Generationen vorliegen: Die älteste Generation besteht aus bis zu ca. 1,5 m hohen Kerzenstalagmiten, die auf plastischem, roten Höhlenlehm aufsitzen (Abb. 34). Letzterer wurde später unterspült bzw. erodiert, sodass die Tropfsteine nicht selten schief stehen bzw. umgestürzt sind. Zudem beobachtet man, dass viele dieser Tropfsteine einen dünnen lehmigen Überzug aufweisen; Hinweise, dass diese Höhlenräume nach der Bildung der ersten Sintergeneration zeitweise geflutet wurden. Eine jüngere, äußerlich weiße, d.h. nicht mehr durch Lehm braunrot gefärbte Generation von Stalagmiten findet sich sowohl in-situ inaktiv (d.h. ohne Tropftätigkeit), in-situ aktiv (selten), sowie z.T. auch umgestürzt.

Abb. 33.
Beispiel für die ausgeprägte, heute noch großteils aktive Speläothem-Bildung in der Gassel-Tropfsteinhöhle am oberen Rand des „Allerseelenschachts“. Bildbreite ca. 3 m.
Foto: C. SPÖTL.

Abb. 34.
Lehmüberzogene Stalagmite in der „Säulenhalle“ der Gassel-Tropfsteinhöhle, die nach Altersbestimmungen mindestens ca. 200 kyr alt sind. Deren Basis, meist plastischer Höhlenlehm, wurde nachträglich bei Hochwasserereignissen teilweise weggespült.
Handschuh als Maßstab.
Foto: C. SPÖTL.

Mineralogisch-petrografische Analysen der Tropfsteine zeigen, dass diese aus einschlussarmem, weißem Kalzit bestehen; braun gefärbte, einschlussreiche Proben beschränken sich auf wenige Boden- bzw. Wandsinter. Interessanterweise gelang in zwei Stalagmiten auch der Nachweis von Aragonit, der in Form von charakteristischen radiaxialen Gefügen, teilweise bereits in Kalzit umgewandelt, vorliegt (Bestätigung durch Röntgendiffraktometrie). Ähnliche Aragonit-Texturen wurden auch aus anderen Höhlen beschrieben (FRISIA et al., 2002; NIGGEMANN & RICHTER, 2006) und dürften mit der dolomitischen Natur des Wirtsgesteins zusammenhängen.

Altersbestimmungen mit der U/Th-Methode ergaben folgendes Bild: Die makroskopisch alte Sintergeneration zeigte durchwegs Alter jenseits von 400 kyr. Die Alter der jüngeren Generation fallen in den Zeitraum MIS 5 bis Holozän, wobei jedoch bislang noch keine Probe aus der letzten Warmzeit (MIS 5.5) gefunden wurde. Die Wachstumsgeschwindigkeiten, abgeleitet aus gut datierten holozänen Stalagmiten, liegen bei ca. 0,055 mm/yr.

Interessant ist das Vorkommen von Stalagmiten, deren Bildung eindeutig in das Frühwürm fällt. Eine Probe zeigt eine erste Wachstumsphase von ca. 101 bis 88 kyr (Abb. 35), was aufgrund des Isotopenmusters den beiden Interstadialen Nr. 23 und 22 des Grönlandeiskernes entspricht

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

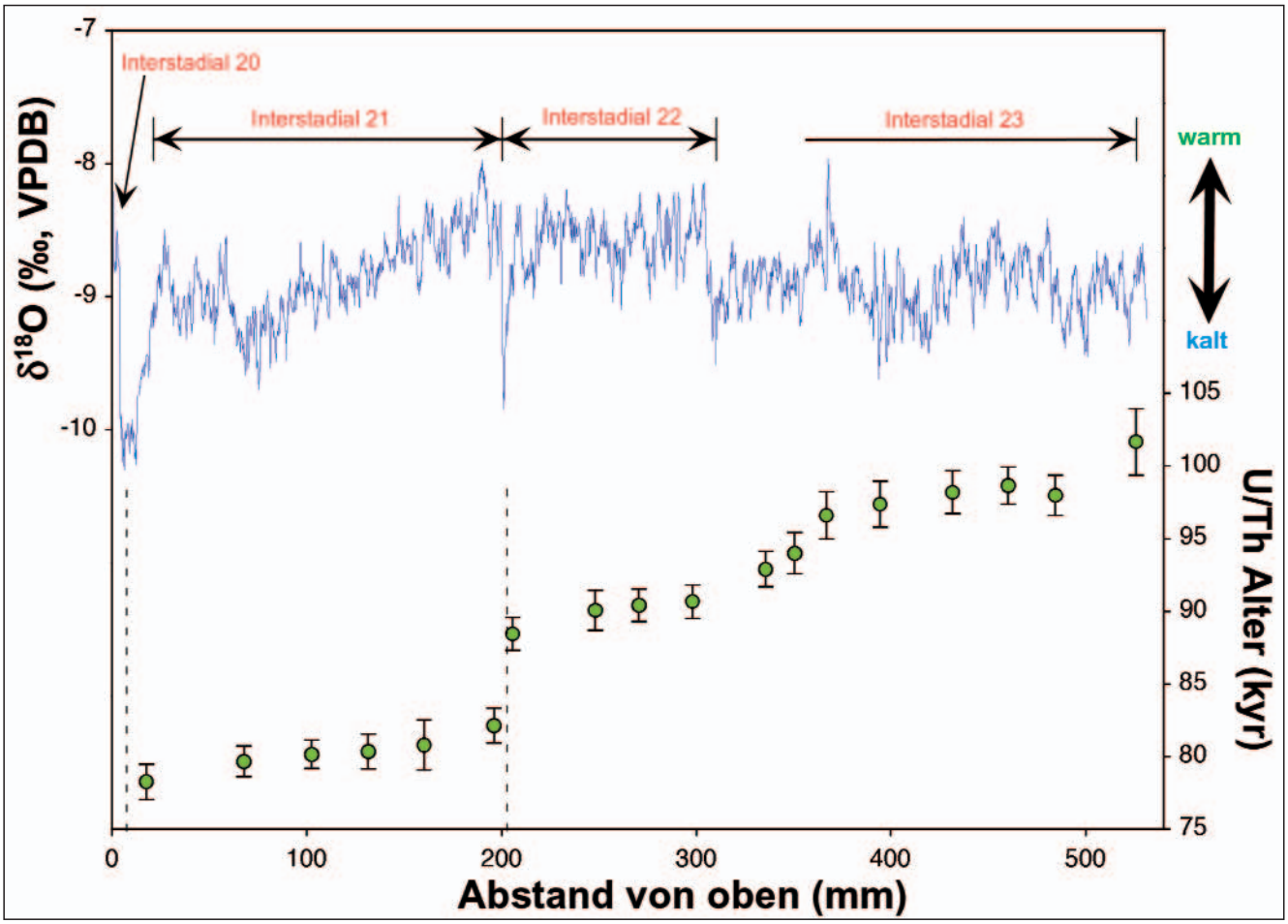


Abb. 35.
Beispiel für einen detailliert untersuchten Stalagmiten aus der Gassel-Tropfsteinhöhle.
Unten die hochaufgelöste U/Th-Chronologie (grün, mit 2-σ-Fehlerbalken) und oben die ca. 2100 Einzelmessungen umfassende O-Isotopenkurve (OFFENBECHER, 2004 und unveröff. Daten). Der Stalagmit besitzt zwei Wachstumsunterbrechungen (strichlierte Linien). Die Zuordnung zu Interstadialen (Nummerierung entsprechend dem Grönland-Eis) geschieht anhand des Verlaufs der O-Isotope sowie der U/Th Daten.

(JOHNSEN et al., 2001; NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS, 2004). Diese Wachstumsphase korreliert gut mit dem paläobotanisch belegten ersten großen Frühwürm-Interstadial des Profils von Mondsee, knapp 40 km westlich des Gasselkogels. Dort konnte man anhand detaillierter Untersuchungen der in den lakustrinen Sedimenten eingeschlossenen Pollen und Makroresten nachweisen, dass das letzte Interglazial (Eem) mit einem Verschwinden der Wälder im Nordalpengebiet endete (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000).

Auf dieses Stadial (vor ca. 110 kyr) folgte das erste große Frühwürm-Interstadial, das in Mondsee und anderen Pollenprofilen am Alpennordrand bislang nicht radiometrisch datiert werden konnte (z.B. MÜLLER et al., 2003). Diesem dürfte die Sinterwachstumsphase zwischen ca. 101 und 88 kyr in der Gassel-Tropfsteinhöhle entsprechen.

Die anschließende zweite starke Abkühlung (MIS 5.2) führte in Mondsee wieder zum Waldsterben und manifestiert sich im Stalagmit der Gassel-Tropfsteinhöhle durch einen Hiatus (Abb. 35). Zwischen 82 und 78 kyr fand wieder Kalzitausfällung statt, die identisch in einem zweiten Stalagmiten nachgewiesen werden konnte, und diese entspricht aufgrund ihrer Isotopenzusammensetzung dem Grönland-Interstadial Nr. 21 bzw. dem MIS 5.1. In Mondsee konnte sich während dieses zweiten großen Frühwürm-Interstadials noch einmal der Wald etablieren (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000), bevor dieser bis zum Spätglazial, also für ca. 65 kyr, aus klimatischen Gründen verschwand.

6.5. Obirhöhlen

Lage und Geologie

Unter dem Begriff Obirhöhlen werden jene natürlichen Karsthohlräume subsummiert, die seinerzeit im Zuge der Bergbauaktivitäten auf Pb- und Zn-Erze (WIESSNER, 1951; KÖSTLER, 1999) angetroffen wurden.

Vor Beginn des Bergbaus, dessen Anfänge bis ins Jahr 1171 zurückreichen, waren diese Höhlen unbekannt. Die meisten Höhlensysteme befinden sich im Gebiet des ehemaligen Bergbaureviers Unterschäffler Alm, in dem seit 1793 gearbeitet wurde (JAHNE, 1929). In den Jahren 1862 bis 1879 wurden die meisten Höhlenbereiche entdeckt, einzelne kleinere Systeme aber bereits am Beginn des 19. Jahrhunderts. Ende des 19. Jahrhunderts verzeichnen Bergbaupläne bereits insgesamt 2 km Höhlensysteme, die beim Stollenvortrieb angefahren worden waren (JAHNE, 1929). Für den Bergmann waren diese Gänge und Schächte willkommene Erleichterungen, die zur Lagerung von taubem Gestein verwendet werden konnten. Die Stollenbauten um Gebiet der Unterschäffler Alm wurden 1902 stillgelegt und die allermeisten der 23 Stolleneingänge in weiterer Folge verschlossen. Dank der Initiative von Idealisten konnten Teile des Höhlensystems seit 1991 touristisch zugänglich gemacht werden (HADERLAPP, 1991; TRIMMEL, 1991). Die Schauhöhle (Kat. Nr. 3925/1-3) wird durch den Wilhelm-Stollen (1080 m Seehöhe) befahren und der Besucher verlässt durch den 50 m höher gelegenen Markus-Stollen wieder das unterirdische System. Dazwischen führt der gut ausgebaute Weg durch eindrucksvoll versinterte

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hallen und Gänge, die Namen tragen wie „Lange Grotte“, „Wartburg“, „Indische Grotte“ oder „Kapelle“ (HADERLAPP, 1991, 1997; LANGER, 1999, 2001).

Geologisch gesehen ist das Massiv des Hochobir (2139 m) Teil der Nordkarawanken, eines Gebirgszuges, der entlang der österreichisch-slowenischen Grenze verläuft. Eine Antiklinale des Wettersteinkalkes bildet die Hauptstruktur in diesem Gebiet (BAUER, 1970; KRAINER, 1999); darüber hinaus wurden die Nordkarawanken im Miozän nordvergent auf Sedimente des Klagenfurter Beckens geschoben (VAN HUSEN, 1976; POLINSKI & EISBACHER, 1992). Das Höhlensystem liegt im Wesentlichen im teilweise dolomitischen Wettersteinkalk, dessen hangender Abschnitt ist auch der Hauptträger der Sulfidmineralisation in diesem Raum (HOLLER, 1977).

Hydrogeologische Studien haben ergeben, dass die Hauptentwässerung des verkarsteten Obir-Massivs zum einen nach Süden zum Ebriachbach, zum anderen nach Osten erfolgt und z.T. unter das Niveau der Vellach reicht. Die dort auftretenden Wässer weisen erhöhte Temperaturen sowie anomal hohe Karbonathärte- und Gesamtmineralisationswerte auf, die aufgrund von C-Isotopenanalysen durch CO_2-Exhalationen aus dem Bereich der südlich verlaufenden Periadriatischen Naht erklärt werden (POLTNIG & STROBL, 1996; HERZOG, 1999). Inwieweit solche Säuerlinge auch an der Genese der Obirhöhlen – die heute keinerlei thermale Beeinflussung zeigen – beteiligt waren, ist offen.

Höhlenbeschreibung

Unsere Untersuchungen konzentrieren sich auf einen benachbarten Höhlenabschnitt, der durch den Jakob-Stollen (1090 m Seehöhe) erreicht werden kann. Der Eingang dieses Stollens wurde für die Zwecke dieser Forschungsarbeiten mit Genehmigung des Grundeigentümers adaptiert und mit einer fledermausgerechten Türe versehen (LANGER, 2001). Nach Durchörterung von 173 m Wettersteinkalk erreicht der stellenweise verbrochene Stollen das Höhlensystem, das als Rassl-Bumslucke-O2J-System bekannt ist (JAMELNIK, 1994). Im Detail umfasst es das Rassl-System (Kat.-Nr. 3925/9) und die damit zusammenhängenden Bereiche des O2J-Systems (Kat.-Nr. 3925/8) und der Bumslucke (Kat.-Nr. 3925/7). Diese Höhlen sind charakterisiert durch enge Passagen, verwinkelte, niedere Gänge, nach oben blind endende Schächte und eine Gesteinsüberlagerung, die meist 70–90 m beträgt.

Höhlenklima

Das Rassl-Bumslucke-O2J-System ist ein Musterbeispiel für eine dynamisch bewetterte Höhle: Während der warmen Jahreszeit kommt dem Besucher bereits im Jakobi-Stollen ein ca. 5°C kühler Wind entgegen, den man auch an Engstellen im Höhlensystem deutlich spürt. Die Eintrittstellen der Luft in das Höhlensystem müssen also deutlich höher liegen als der Jakobi-Stollen, sind aber nicht bekannt. Im Herbst dreht die Zirkulation und die wärmere Höhlenluft steigt kaminartig im Höhlensystem hinauf und saugt dadurch kalte Außenluft durch den Stollen ein. Die Folge sind Eisbildungen im Hochwinter bis in den Bereich des „Haifischmauls“, d.h. ca. 60 m vom Mundloch entfernt. Durch automatische Datensammler konnte der Temperaturverlauf in verschiedenen Bereichen des unterirdischen Systems über mehrere Jahre aufgezeichnet werden. Treten noch ca. 12 m hinter dem Mundloch im Stollen Temperaturamplituden von 7°C im Jahresverlauf auf, so sind diese bereits im hinteren Teil des „Haifischmauls“ auf 1°C abgeschwächt. Im eigentlichen Rassl-Bumslucke-O2J-System beträgt die maximale Änderung der Temperatur-Ganglinie nur etwa 0,5°C bzw. ist in der tiefer gelegenen „Perlenhalle“ nicht mehr nachweisbar.

Aufgrund der regelmäßigen Befahrungen liegen auch umfassende Daten zum Partialdruck des Kohlendioxids in der Höhlenluft vor. Gemessen wurde am hinteren Ende des Jakobi-Stollens, in der „Säulenhalle“, sowie in der „Perlenhalle“. Niedere Werte während des Winters spiegeln klar den Eintrag von Außenluft wider, während die deutlich höheren Werte während des Sommers anzeigen, dass die Luft, die das System von oben durchströmt, eine pedogene CO_2-Quelle anzapft. Analysen der Isotopie des Kohlenstoffs im Kohlendioxid bestätigen diesen Befund (SPÖTL et al., 2005).

Aufgrund der Ungestörtheit dieses Höhlenbereichs und der zumindest stellenweise eindeutig aktiven Sinterbildung wurde ab 1998 dieses System mit Messinstrumenten versehen, die neben Temperatur insbesondere die Dynamik und Zusammensetzung des Tropfwassers aufzeichnen bzw. beproben (Abb. 36). Zudem wurden über zwei Jahre auch ein systematisches Monitoring der Bodenfeuchte bzw. der Bodenluft oberhalb der Höhle durchgeführt. Insgesamt liegt hier ein für die Ostalpen einmaliges Untertagelabor vor, das von unserer Arbeitsgruppe zusammen mit der Fachgruppe für Karst- und Höhlenforschung des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten betreut wird (SPÖTL, 2004a).

Sinterbildungen

Bereits früheren Höhlenforschern sind die reichhaltigen Sinterbildungen in den Obirhöhlen aufgefallen (LEX, 1923, 1925; GRESSEL, 1971; TRIMMEL, 1959); Altersbestimmungen bzw. Analysen dieser Speläotheme lagen jedoch bislang nicht vor. Die Sinterbildungen im Bereich des Rassl-

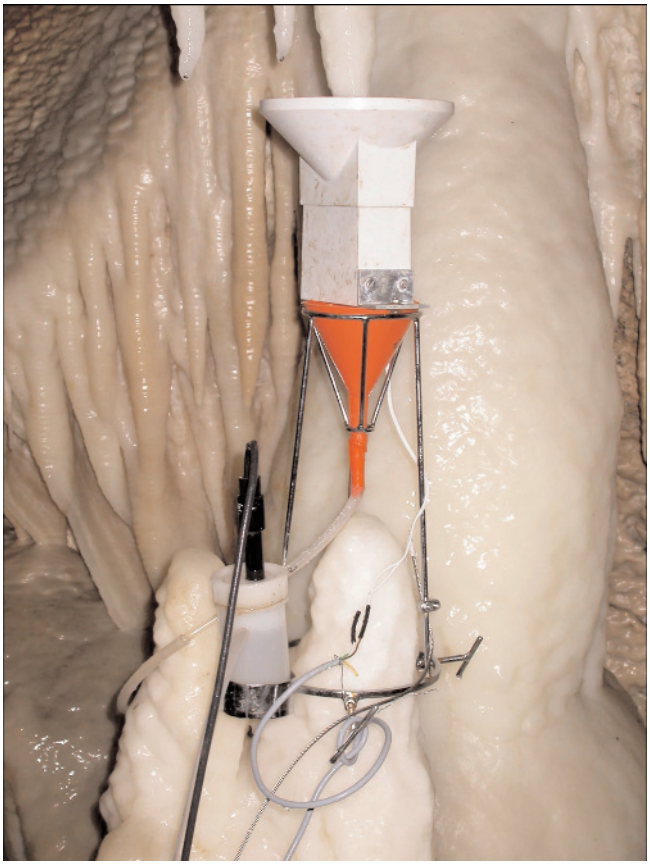


Abb. 36.
In der „Perlenhalle“ des Rassl-Bumslucke-O2J-Systems (Obirhöhlen) wird die Tropfwassermenge und -zusammensetzung aktiver Stalagmite gemessen und aufgezeichnet.
Bildbreite ca. 70 cm.
Foto: C. SPÖTL.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bumslucke-O2J-Systems unterscheiden sich von jenen der Schauhöhlenteile kaum; allerdings zeigen letztere generell etwas größere Dimensionen, so z.B. die großen Stalagmite der „Langen Grotte“ oder der „Wartburghalle“. Die dekorativ schönsten Teile des Rassl-Bumslucke-O2J-Systems sind die „Perlenhalle“, die „Säulenhalle“, sowie die „Schöne Grotte“. Es kommen sowohl ausgedehnte Wandversinterungen, als auch Bodensinter und Stalagmite vor. Auffallend sind die rettichförmig ausgebildeten Stalaktite, deren Proportionen meist größer sind als die der dazugehörigen Bodenzapfen. Eine extreme Dichte an Stalaktiten weist das „Haifischmaul“ auf, dessen Namen bereits eine solche suggeriert. Im Rassl-Bumslucke-O2J-System wurde nur Kalzit festgestellt; Aragonit kommt jedoch lokal im Bereich der „Wartburghalle“ vor.

Interessant erscheint das Nebeneinander von Zonen aktiver Kalklösung besonders im Bereich der vadosen Schächte, Eintrag von Suspension, und solchen mit deutlicher Tropfsteinbildung (Abb. 37). Zudem findet in den kleinen, ästhetischen Höhlenseen aktive subaquatische Kalzitbildung statt, so im „Silbersee“ und „Kristallsee“ im Rassl-Bumslucke-O2J-System (Abb. 38) und im kleinen Sintersee am Führungsweg der Schauhöhle.

Abb. 37.
Detail der Höhlendecke in der „Perlenhalle“ des Rassl-Bumslucke-O2J- Systems, welches ca. 90 m unter der Geländeoberkante liegt. Auffallend ist das unmittelbare Nebeneinander von Bereichen mit aktiver Sinterbildung (weiße Stalaktitreihe) und solchen mit starkem Eintrag von lehmiger Substanz (braun umkrustete Stalaktitreihe im Vordergrund). Beobachtungen haben gezeigt, dass letztere Kluft nur nach Starkregen (deutlich) Wasser führt, während erstere ganzjährig gering tropft und ganz offenbar an Kalzit übersättigt ist.
Bildbreite ca. 1,5 m.
Foto: C. SPÖTL.

Untersuchungsergebnisse

Einige Stalagmite des Rassl-Bumslucke-O2J-Systems wurden schonend an der Basis mittels eines Kernbohrers angebohrt und Altersbestimmungen dieser Proben mit der U/Th-Methode ergaben bei größeren Tropfsteingebilden häufig hohe, in die Jahrhunderttausende gehende Alter (Abb. 39). In der „Perlenhalle“, wo rein äußerlich die intensivste Sinterbildung vor sich geht, wurde festgestellt, dass die jüngste Generation von Stalagmiten mit Höhen von 15–50 cm Basisalter von ca. 9 bis 10 kyr aufweist und somit nacheiszeitlich ist.

Unsere Untersuchungen der rezenten Bedingungen in der Höhle ergaben, dass interessanterweise die Hauptsinterbildung nicht – wie man glauben möchte – während des Sommers erfolgt (wo die Produktion von CO_2 im Boden über der Höhle nachweislich am höchsten ist), sondern in der kalten Jahreszeit (SPÖTL et al., 2005). Dieser Umstand erklärt sich aus dem bidirektionalen Zirkulationsmuster der Höhle (s.o.): Im Winter steigt die CO_2-arme Außenluft

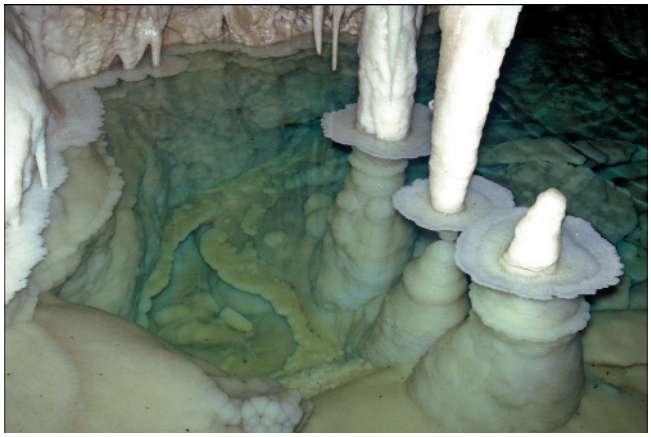


Abb. 38.
Aktive, großteils subaquatische Kalzitausfällung geschieht in den Obirhöhlen an einigen Stellen, so hier im „Silbersee“. Um überflutete Stalagmite, Stalaktite bzw. Sintersäulen haben sich kristalline „Krausen“ gebildet. Diese dünne Kalzitschicht bildet sich unmittelbar unterhalb der Wasseroberfläche dieses Sintersees. Die Wände und der Boden desselben sind mit subaquatischem flowstone überzogen.
Bildbreite ca. 1,5 m.
Foto: C. SPÖTL.

durch die Höhle hinauf. Tropfwasser, das in einen von dieser Luft erfüllten Hohlraum austritt, wird eine stärkere thermodynamische Tendenz zur Entgasung von CO_2 aufweisen, als eines, das in eine CO_2-reichere Höhlenluft austritt. Da das Entgasen von CO_2 und die Ausfällung von Kalzit eine gekoppelte Reaktion darstellt, versteht sich nun das

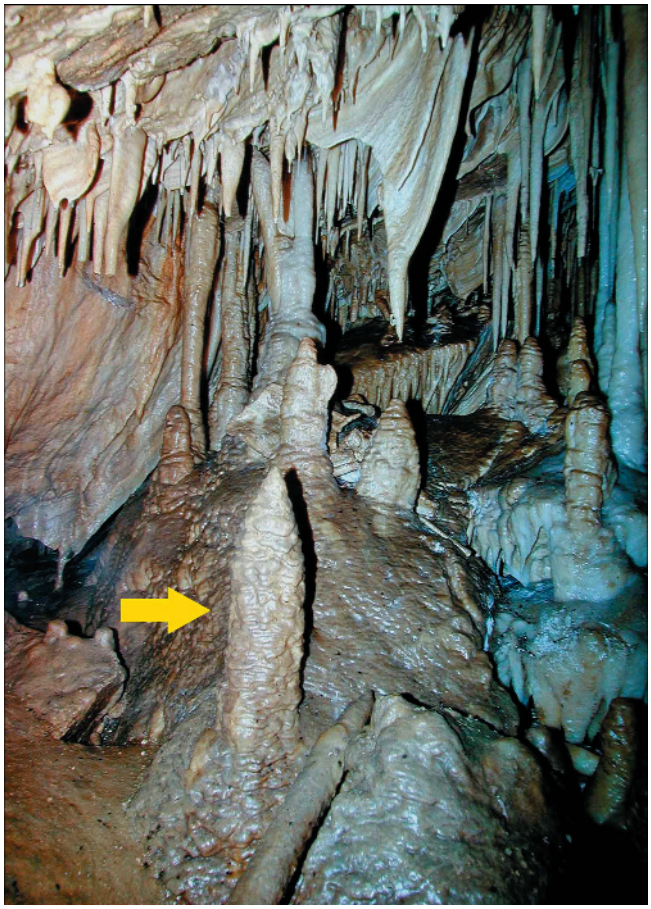


Abb. 39.
Stark versinterter Teil der „Säulenhalle“ im Rassl-Bumslucke-O2J-System (Obirhöhlen). Eine U/Th-Datierung an einem Bohrkern an der Basis des Stalagmiten im Vordergrund (gelber Pfeil) ergab ein Alter von ca. 300 kyr, d.h. dieser Stalagmit dürfte aus dem MIS 9 stammen.
Foto: C. SPÖTL.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

jahreszeitlich bevorzugte Wachstum der Tropfsteine im Obir. Ob diese Aussage auch für den Bereich der Schauhöhle zutrifft, kann derzeit nicht gesagt werden, da einschlägige Untersuchungen dort nicht durchgeführt wurden; zudem ist dort der Einfluss der Höhlentouristen auf die CO_2-Bilanz zu beachten.

Eine nicht uninteressante Frage, der zur Zeit nachgegangen wird, ist die nach dem Einfluss der bergbaulichen Aktivitäten auf das Höhlenklima bzw. die Wachstumsdynamik der Tropfsteine. Es ist nahe liegend anzunehmen, dass auch vor dem Vortrieb der Stollen das Höhlensystem eine Bewetterung aufgewiesen hat (durch Spalten und Wegsamkeiten, die nicht für Menschen begehbar sind), die jedoch seither verändert wurde. Anhand der Isotopie des Kohlenstoffs konnte gezeigt werden, dass sich in einzelnen untersuchten Stalagmiten ein Trend zu höheren $\delta^{13}C$-Werten abzeichnet (SPÖTL et al., 2004b). Entgegen den Erwartungen ist dieser Trend aber nicht eine einfache Zunahme, sondern ein komplexes Muster, welches nach bislang vorliegenden chronologischen Daten schon vor dem 19. Jahrhundert begann, was einen ursächlichen Konnex mit dem Bergbau etwas in Frage stellt.

6.6. Griffener Tropfsteinhöhle

Lage und Geologie

Die kleine Höhle im Griffener Schlossberg ist ein speläologisches Kleinod im südlichsten Bundesland. Der einzige bekannte Eingang liegt direkt hinter der Kirche der Gemeinde Griffen (484 m Seehöhe) und wurde erst 1945 im Zuge von Bauarbeiten für einen Luftschutzkeller entdeckt.

Die Höhle ist in einem paläozoischen Kalkmarmor angelegt, der morphologisch als Inselberg am Südrand des Saualpen-Kristallins aufragt (THIEDIG, 1966). Ihr heutiges hydrologisches Einzugsgebiet ist äußerst klein und auf den Schlossberg (616 m) beschränkt. Daher überrascht es auch nicht, dass der Karstaquifer nur eine geringe Speicherkapazität aufweist und die Tropfstellen in der Höhle bei trockenem Wetter bald versiegen bzw. auf Starkregenereignisse rasch reagieren.

Höhlenbeschreibung

Seit 1956 ist der größte Teil der Höhle im Zuge von Führungen für die Öffentlichkeit zugänglich (Kat. Nr. 2751/1; TRIMMEL, 1957; UCIK et al., 1990). Die Höhle besteht aus mehreren Räumen und davon abzweigenden kurzen Gängen mit einer Ganglänge von ca. 200 m; die größte davon ist die „Haupthalle“ mit einer Höhe von ca. 10 m. Im Zuge der Freilegung der Höhlenräume und im Zuge von systematischen Grabungen barg man in dem bis zu 4 m mächtigen feinkörnigem Sediment eine Fülle von Tierknochen, die wesentliche Einblicke in die Fauna des letzten Glazials bieten. Dazu zählen Mammut, Fellnashorn, Steppenwisent, Höhlenlöwe, Höhlenbär und Höhlenhyäne (DOLENZ & WEISS, 1959, 1960; THENIUS, 1960). Weiters stieß man auf Kulturschichten, die die Anwesenheit des Menschen durch Schnittspuren auf Knochen, sowie durch Holzkohle um ca. 42 kyr belegen (GLEIRSCHER & PACHER, 2005a,b; diese Altersangabe ist in ^{14}C-Jahren, deren Korrektur auf Kalenderjahre in diesem Zeitabschnitt derzeit (noch) nicht möglich ist). Dies ist der derzeit älteste indirekte Nachweis des Menschen (Neandertaler) in Kärnten.

Höhlenklima

Die Griffener Tropfsteinhöhle gehört teilweise zum Typ einer Backofen-Höhle, d.h. auf Grund der Tatsache, dass der Eingang sich nahe dem tiefsten Punkt befindet, kann sich die warme Luft in den hinteren, höher gelegenen Höhlenteilen sammeln und bewirkt so eine leichte Wärmeanomalie in der kalten Jahreszeit. Wesentlichen Einfluss nimmt die Türe, mit der die „Vorhalle“ von der eigentlichen Höhle abgeschottet wird. Aufgrund der Kleinheit der Höhle paust sich jedoch der Jahresgang der Außenlufttemperatur mit etwa 4°C in der „Haupthalle“ durch (LAZAR, 2005). In

Abb. 40.
Fein geschichteter und gebänderter Wandsinter aus der Griffener Tropfsteinhöhle, der in einen Stalagmiten übergeht (gesamte Höhe ca. 40 cm).
Deutlich zu sehen in diesem Längsschnitt ist die Depression der Lagen im Axialbereich des Stalagmiten; dies entspricht der Stelle, wo der Wassertropfen auf die Spitze des Stalagmiten aufgetroffen ist. Dieses Speläothem wuchs während des Würm-Glazials im Zeitraum zwischen ca 51 und 45 kyr.
Foto: C. SPÖTL.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der entlegenen „Sinterbeckenkluft“ beträgt die Jahresamplitude nur mehr 2°C; die tiefsten Temperaturen (ca. 9°C) werden dort im Zeitraum Mitte Mai bis Anfang Juni erreicht, während die höchsten Werte (ca. 11°C) je nach Witterung zwischen Ende August und Anfang November gemessen wurden.

Sinterbildungen

Dem Besucher der Höhle in Griffen fallen beim Rundgang verschiedene Tropfstein-Formationen auf, Stalagmite (z.B. in der „Fleischkammer“), filigrane Sinterröhrchen hoch oben an der Decke der „Haupthalle“, sowie Bodensinter bzw. Sinterdecken. Beobachtet man diese Formationen über einen längeren Zeitraum und führt wasseranalytische Untersuchungen durch, so stellt man fest, dass nur wenige dieser Tropfsteine heute tatsächlich im Wachstum begriffen sind.

Untersuchungsergebnisse

Aus der Griffener Tropfsteinhöhle wurden Speläotheme nur stichprobenartig untersucht (SPÖTL & MANGINI, 2005). Aus Gründen des Höhlenschutzes wurde aus dem Bereich der heutigen Schauhöhle keine Probe entnommen. Von Seiten der Höhlenverwaltung wurden den Autoren zwei Proben überlassen, die seinerzeit beim Schauhöhlenausbau sichergestellt worden sind. Es handelt sich um einen gedrungenen Stalagmiten, der im Hangenden der feinkörnigen Sedimente wuchs. Sein Wachstum begann vor ca. 9,5 kyr und endete vor ca. 7 kyr. Diese Probe belegt, dass die feinklastischen Sedimente, auf denen er aufwuchs, mindestens 9,5 kyr alt sein müssen.

Zudem wurde uns ein 1,5 cm dünner, brauner Bodensinter überlassen, der ebenfalls über den mächtigen, feingeschichteten Sedimenten der Höhle lag. Diese Probe ergab ein Alter von 13,7 kyr und fällt damit in das Bølling-Interstadial des Spätglazials. Die unterlagernden, Artefakte führenden Sedimente müssen daher älter als ca. 14 kyr sein, was nicht im Widerspruch mit den Datierungsergebnissen der erst genannten Stalagmitprobe steht, denn beide Datierungen stellen Minimalalter der liegenden Feinklastika dar. Aus den Anfängen der Sinterdatierung existiert überdies eine Datierung einer „Jungsinter“-Probe, die damals ein konventionelles ^{14}C-Alter von „ungefähr 7750 Jahren“ ergeben hatte (FRANKE & TRIMMEL, 1962).

Eine dritte Probe, ein inaktiver Wandsinter, der in einen Stalagmiten übergeht, wurde aus der „Sinterbeckenkluft“ entnommen, einem etwa 30 m langen Gang, der touristisch nicht zugänglich und stark versintert ist. Der Höhlensinter (Abb. 40) wuchs im Zeitraum zwischen 51,0 und 45,3 kyr und belegt, dass es während des letzten Glazials längere Intervalle gab, in denen es in der Griffener Tropfsteinhöhle ein Tropftätigkeit gab und Tropfsteine wuchsen. Zudem belegt das Vorhandensein dieses Tropfsteins sowie seine Kohlenstoff-Isotopie, dass es damals auf dem Schlossberg Vegetation und Bodenbildung gab. Das Sinterwachstum dieser Probe fällt zeitlich mit der Nutzung der Höhle durch Hyänen zusammen (um 45 kyr; s.o.); einige Jahrtausende später dürfte dann der Mensch die Höhle aufgesucht haben (GLEIRSCHER & PACHER, 2005a).

6.7. Lurgrotte

Lage und Geologie

Die Lurgrotte (Kat. Nr. 2836/1a-f) zählt ohne Zweifel zu den bekanntesten österreichischen Höhlen. Sie stellt eine ca. 6 km lange Durchgangshöhle dar (Luftlinie 2,7 km), deren beide Enden touristisch zugänglich sind. Der Eingang in Peggau im Murtal liegt auf 412 m Seehöhe, während sich der obere Eingang in Semriach auf 640 m befindet und zugleich die Schwinde des Lurbaches darstellt. Das Lurgrottensystem durchörtert den Tanneben-Stock, der zum Mittelsteirischen Karst des Grazer Berglandes gehört. Geologisch wird dieses (Grün-) Karstgebiet aus mitteldevonischem Schöckelkalk (schwach metamorpher Marmor) aufgebaut, der von paläozoischem Schiefer, den Arzberg-Schichten, unterlagert wird (MAURIN, 1994).

Höhlenbeschreibung

Der Führungsteil der Semriacher Lurgrotte folgt dem Verlauf des Höhlenbaches und erreicht schließlich den „Großen Dom“, der mit einer Fläche von 120 x 80 m und einer Höhe von ca. 40 m beeindruckende Ausmaße erreicht. Von dort gelangt man über Schachtabstiege („Fuhrichdom“) und Siphone schließlich beim Lurdom zum Peggauer Führungsteil, der absteigend über Hallen zum Eingang im Murtal führt.

Bis heute ist die Lurgrotte eine wasseraktive Tropfsteinhöhle, durch die der Lurbach ein Gebiet von 14,5 km² entwässert. Dieses Karstgebiet zählt mit zu den hydrologisch am besten untersuchten Gebieten Österreichs (z.B. BEHRENS et al., 1992; BENISCHKE & HARUM, 1994). Bei Niederwasser tritt das Wasser des Lurbaches als Hammerbach-Ursprung südlich der Peggauer Lurgrotte zu Tage. Nur bei Hochwasser besteht, durch Tracer-Versuche nachgewiesen, ein hydrologischer Zusammenhang zwischen Lurbach und dem Schmelzbach, der die Peggauer Lurgrotte entwässert.

Im Weiteren wird nur auf den Semriacher Teil der Lurgrotte näher eingegangen, da dort im Führungsteil Untersuchungen angestellt wurden.

Höhlenklima

Aufgrund ihres Durchgangscharakters besitzt die Lurgrotte eine dynamische Bewetterung, die sich in einer schwachen, aber messbaren Temperaturanomalie am Semriacher Ende manifestiert: Bei „Riesen“, d.h. in einer seitlichen Abzweigung am hinteren Ende des Führungsweges, beträgt die Temperatur konstant 8,5°C, was ca. 1° wärmer ist als die Jahresmitteltemperatur von Semriach bzw. die Temperatur im benachbarten Blasloch (s. Kap. 6.8). Entlang des Höhlenverlaufs, sowohl in der „Brüderhalle“, also auch am „Papageiensteig“, d.h. ca. 700 m hinter dem Eingang der Höhle, ändert sich die Lufttemperatur jedoch merklich infolge des Drehens des Luftstroms: Ab ca. Anfang Juli zieht die kühle Höhlenluft Richtung Peggau hinunter, was zu einem Anstieg der Temperatur im Semriacher Abschnitt um bis zu 2° führt. Im Zeitraum zwischen Jänner und Juni zieht hingegen die Luft kaminartig von Peggau herauf.

Sinterbildungen

Die Lurgrotte zählt zu den sinterreichsten Höhlen des Mittelsteirischen Karstes; weitere Beispiele sind das Katerloch (Kap. 6.9), die Grasslhöhle (Kap. 6.10), sowie zwei derzeit nicht begehbare Höhlen auf der Tanneben, die Geßmann-Doline (Kat. Nr. 2836/6; WEISSENSTEINER, 1966) und das Wildemannloch (Kat. Nr. 2836/27; WEISSENSTEINER, 1972).

Das Hauptvorkommen der Tropfsteinbildungen in der Semriacher Lurgrotte befindet sich etwa zwischen „Tropfsteingang“ und „Großem Dom“. Im vorderen Höhlenteil sieht man deutliche Spuren von Sinterformationen, die durch rasch fließendes Wasser (des Lurbachs bei Hochwasser) korrodiert wurden. Auch im „Großen Dom“, durch den der Lurbach fließt, sieht man in der Nähe des Höhlenbaches solche Erosionsspuren; abseits davon und in den höher gelegenen Abschnitten finden sich zahlreiche, z.T. imposante Sinterbildungen, etliche davon eindeutig noch heute aktiv. Beeindruckend schließlich der freihängende

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

„Riese“, ein inaktiver Stalaktit von 14 m Länge und 9 m Umfang.

Untersuchungsergebnisse

Unsere Untersuchungen beschränkten sich auf den Semriacher Teil der Lurgrotte, und zwar auf periodische Beprobungen von Tropfwässern, die mit aktiven Sinterbildungen in Verbindung stehen. Diese Untersuchungen verfolgten den Zweck, rezente hydrogeochemische Vergleichsdaten für das benachbarte Blasloch (Kap. 6.8) zu erhalten. Sinterproben wurden aus der Lurgrotte – abgesehen von Mikroproben rezenter Kalzite – keine entnommen. Kriterien für die Auswahl der Tropfmessstellen waren neben der aktiven Sinterbildung eine ganzjährige Wasserführung. Aus den Feld- und Labordaten wurden u.a. Sättigungsindizes für Kalzit ermittelt (OFFENBECHER, 2004). Dabei zeigte sich, dass die untersuchten Tropfwässer erwartungsgemäß das ganze Jahr über an Kalzit übersättigt sind (Abb. 41). Damit im Einklang steht die beträchtliche aktuelle Sinterneubildung im Bereich des Führungsweges in den tagferneren Teilen.

Die elektrischen Leitfähigkeitswerte zeigen einen mehr oder weniger gut ausgeprägten Jahresgang mit niederen Werten (ca. 250–300 μS/cm) im Winter und Frühjahr und hohen Werten in der warmen Jahreszeit (ca. 400–500 μS/cm). Diese Werte spiegeln i.W. die saisonal schwankenden Alkalinitäts- und Ca-Gehalte wider und sind antikorreliert mit dem C-Isotopenwert des Wassers (OFFENBECHER, 2004). Die O-Isotopenwerte sind hingegen sehr konstant und sprechen für eine mittlere Verweildauer der sinterbildenden Tropfwässer jenseits eines Jahres. Diese Ergebnisse sind ähnlich denen im Blasloch (OFFENBECHER, 2004).

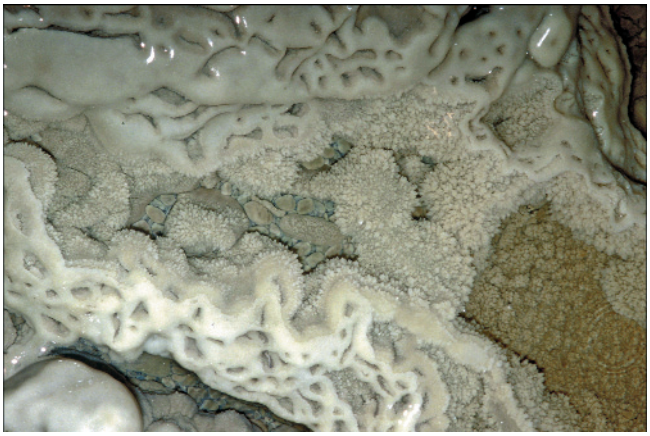


Abb. 41.
Kleines Sinterbecken in der Lurgrotte (kurz vor Beginn des „Papageiensteigs“) mit aktiver Kalzitbildung, wobei euhedrale Kristalle im ständig unter Wasser stehenden Bereich entstehen, während randlich typische Bodensinter aus dem dünnen Wasserfilm wachsen.
Bildbreite ca. 50 cm.
Foto C. SPÖTL.

6.8. Blasloch

Lage und Geologie

Nur wenige hundert Meter südöstlich des Portals der Semriacher Lurgrotte liegt der Eingang zum Blasloch (Kat. Nr. 2836/229) in 690 m Seehöhe an der bewaldeten Südseite des Lurbachs. Die Höhle ist versperrt und touristisch nicht zugänglich. Im Winter 1990 wurde 50 m über dem Niveau des Lurbachs der Einstieg in das bis dato unbekannte Höhlensystem entdeckt. In den folgenden zwei Jahren wurde der größte Teil der Höhle vermessen, die bis heute 809 m Ganglänge umfasst (maximale Vertikaldifferenz 100 m; KUSCH, 1991, 1994). Somit reicht das Blasloch deutlich unter das Niveau des nahen Lurbachs.

Ähnlich wie die Lurgrotte befindet sich auch das Blasloch im Schöckelkalk und der Hauptverlauf der Höhle erstreckt sich an NW–SE-streichenden Störungen. Die Hohlraumentwicklung erfolgte überdies an einer Schichtfuge, die auch maßgeblichen Anteil an der Speläogenese der benachbarten Lurgrotte hatte (KUSCH, 1994).

Höhlenbeschreibung

Der Eingangsbereich der Höhle wir durch mehrere aufeinander folgende Schächte gebildet, die durch kurze und z.T. enge Schlufe verbunden sind. Von diesen ca. 40 m in die Tiefe reichenden kluftgebundenen Spalten zweigen kleine Kammern ab, in denen sich verschiedene Ausprägungen von Sinterbildung wie Wand- und Bodensinter, Stalagmite und Stalaktite sowie Sinterröhrchen finden. Am Boden dieser Schachtstufen öffnet sich dann nach 20 m die mit grobem Blockwerk aus Deckenbrüchen bedeckte „Große Halle“. Von hier aus gelangt man durch die „Tropfsteinkluft“ (Abb. 42), einen weiteren Schachtabstieg, einen abwärts führenden Gang und einen anschließenden Schluf in die „Maria-Schinnerl-Halle“, die mit 60 m Länge den größten Hohlraum des Blaslochs darstellt. Ein fast ganzjährig wasserführender Kluftgang bildet den tiefer liegenden Ausgangsbereich der Halle. Anschließend führt ein ca. 30 m langer Gang steil abwärts in den tiefsten Bereich der Höhle, dessen Abschluss von einem kleinen Höhlenbach gebildet wird.

Höhlenklima

Das Blasloch ist im Gegensatz zur nahe gelegenen Lurgrotte eine Höhle ohne ausgeprägte Zirkulation, auch wenn gerade das Herausziehen von relativ warmer Luft im Hochwinter (aus dem damals noch sehr engen Spalt) zur Entdeckung der Höhle geführt hat (KUSCH, 1994). Die Messgeräte, die allesamt im tieferen Teil des Blaslochs installiert waren, zeigten Sommer wie Winter eine konstante Temperatur von knapp über 7°C, welche um ca. 1° niederer ist als die der Semriacher Lurgrotte (s. Kap. 6.7), aber ziemlich genau dem Jahresmittel der Temperatur in Semriach entspricht.

Messungen des pCO_2 in der „Maria-Schinnerl-Halle“ im 2-monatigen Rhythmus zeigten erwartungsgemäß die niedrigsten Werte von 300–400 ppmv im Winter. Zu Beginn des Sommers steigt der Partialdruck bis auf Werte knapp unter 800 ppmv an. Zum Vergleich erreicht das Bodengas über der Höhle im Sommer Werte von bis zu 10,000 ppmv.

Sinterbildungen

Im Blasloch sind Versinterungen auf bestimmte Bereiche konzentriert. Abgesehen von einigen kleinen Kammern findet man in der „Tropfsteinkluft“ die ersten großräumigen Sinterformationen. Die Wände, Boden und Decke sind dort nahezu vollständig versintert (Abb. 42). Ca. 20 m unter dem Niveau der „Tropfsteinkluft“ befinden sich in der „Jausenkammer“ die beiden größten (fast mannshohen) Stalagmite der Höhle, die zusammen mit kleineren Tropfsteinen auftreten. Insgesamt vermittelt das Blasloch den Eindruck einer im wesentlichen heute inaktiven Speläothem-Bildung.

Die meisten Tropfsteine sind mit einer dünnen, braunen lehmigen Schicht überzogen. In diesem Zusammenhang ist relevant daraufhinzuweisen, dass das Blasloch vermutlich einen hydrologischen Zusammenhang mit dem Lurbachsystem besaß, und zwar zu Zeiten, als der Abfluss durch die benachbarte Lurgrotte verklaust war. Historisch sind solche Überflutungen des Lurkessels aus dem 18. und 19. Jahrhundert dokumentiert (BENISCHKE & HARUM, 1994), wobei der Rückstau bis knapp an die Semriacher Pfarrkirche gereicht haben soll, was einer Rückstauhöhe von knapp 60 m entspricht (KUSCH, 1994). Bei der Freilegung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 42.
Die „Tropfsteinkluft“ im tieferen Abschnitt des Blaslochs weist eine im wesentlichen inaktive Versinterung auf, die nach Altersbestimmungen zumindest bis ins Eem zurück reicht.
Foto: C. SPÖTL.

des Blasloch-Einganges wurden eingeschwemmte Tierknochen gefunden, was zusammen mit Rückstausedimenten dafür spricht, dass zumindest durch diesen Spalt, vermutlich aber auch über andere Wege, Wasser bei großen Rückstauhöhen aus dem Lurkessel durch das Blasloch abgeflossen ist bzw. hier Höhlenteile geflutet hat.

An einigen Stellen finden sich aber auch weiße, nicht verunreinigte Sinter, so an der „Glitzerwand“ im tiefen Höhlenabschnitt, sowie u.a. am nordwestlichen Ende der „Maria-Schinnerl-Halle“ (Abb. 43). Tropfsteine und Höhlenwände im Bereich der „Oberen Abzweigung“ zeigen hingegen Überzüge aus z.T. ausgehärteter Bergmilch.

Abb. 43.
Vereinzelt finden sich im tieferen Bereich des Blaslochs weiße Stalagmite wie dieser Kerzenstalagmit, der bereits mit seinem Stalaktiten zusammengewachsen ist.
Foto: H. KUSCH.

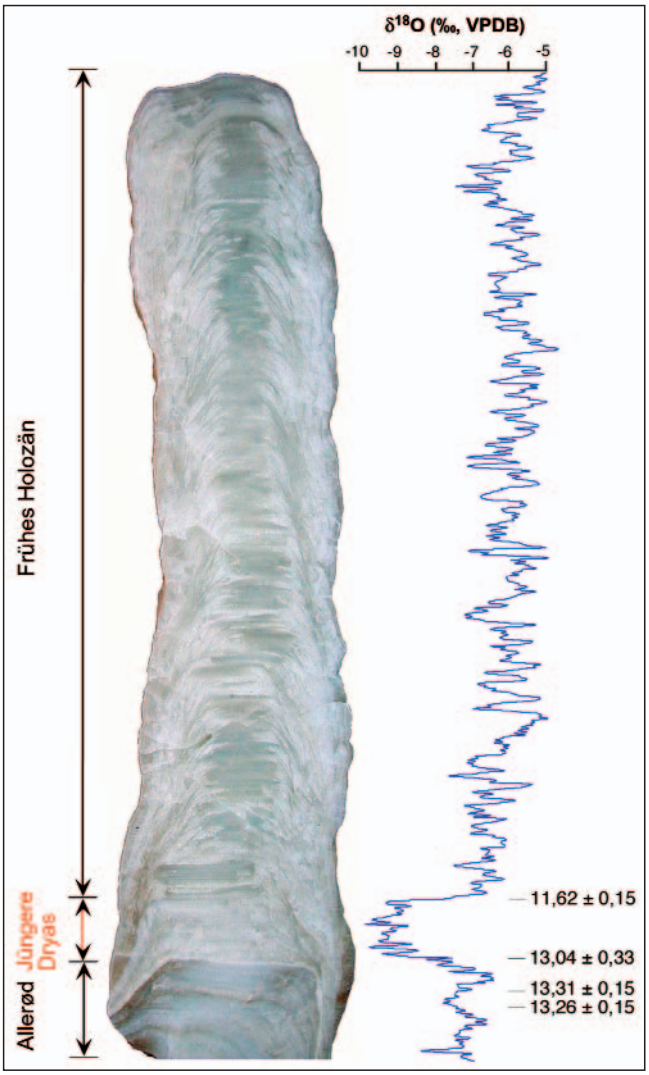


Abb. 44.
Ein 36 cm hoher Stalagmit aus dem Blasloch begann sein Wachstum vor ca. 13 kyr (im Allerød) und seine O-Isotopenzusammensetzung spiegelt die markante Abkühlung während der Jüngeres Dryas deutlich wider (Altersangaben in kyr, mit 2-σ-Messfehlern). Während des frühen Holozäns wuchs der Hauptteil des Stalagmiten bei deutlich höheren Wachstumsraten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Tropfsteinbildungen des Blaslochs Ähnlichkeiten mit denen der Lurgrotte haben; allerdings fehlen die dortigen sehr großen Sinterformationen und eindeutig aktive Sinterbereiche sind im Blasloch deutlich rarer.

Untersuchungsergebnisse

Mehrere Stalagmite des Blaslochs wurden näher untersucht (OFFENBECHER, 2004). Insgesamt zeichnen sich die meisten Proben durch eine deutliche Variabilität in ihrem internen Aufbau aus bzw. sind Proben, die aus zwei oder mehreren Wachstumsphasen bestehen, nicht selten. Alle Proben bestehen aus Kalzit.

Altersbestimmungen zeigten, dass die analysierten Proben – sie stammen alle aus den tieferen Höhlenabschnitten – drei Zeitfenster abdecken: Das Eem, das Mittelwürm, sowie den Übergang vom Spätglazial ins Holozän. Ein wichtiges Ergebnis, auf das hier exemplarisch eingegangen werden soll, ist der Nachweis der Klima-Abkühlung der Jüngeren Dryas in zwei Stalagmiten des Blas-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lochs (Abb. 44). Die Jüngere Dryas konnte anhand der O-Isotopenwerte klar gefasst werden und zeigt ein Signal analog den Messungen an lakustrinen Sedimenten des Schweizer Alpenvorlandes (EICHER, 1987; SCHWANDER et al., 2000) bzw. des Ammersees in Bayern (GRAFENSTEIN et al., 1999): Die Stalagmite zeigen relativ hohe $\delta^{18}O$-Werte während des Allerøds (13,0–13,3 kyr), gefolgt von einer rapiden Abnahme um ca. 3‰ (Abb. 44). Die kalt-trockene Zeit der Jüngeren Dryas brachte in beiden Fällen das Sinterwachstum zum Erliegen, denn in beiden Stalagmiten findet sich ein Hiatus unmittelbar nach Beginn der Jüngeren Dryas. Das Ende derselben ist markiert durch einen rapiden Anstieg des $\delta^{18}O$-Wertes hin zu holozänen Werten, wobei in einem Stalagmiten bereits das Wachstum im letzten Drittel der Jüngeren Dryas eingesetzt hat. Die Isotopendaten der Blasloch-Stalagmite zeigen somit, dass sich diese markante Abkühlung zwischen 12,7 und 11,5 kyr (laut grönländischen Eisdaten – NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS, 2004) nicht nur auf den Nordsaum der Alpen und den Alpenkörper selbst ausgewirkt hat (dort durch den altbekannten Egesen Eishochstand – IVY-OCHS et al., 1996), sondern auch am SE-Rand der Alpen.

6.9. Katerloch

Lage und Geologie

Das Katerloch (Kat. Nr. 2833/59) in Dürntal bei Weiz gilt weithin als eine der schönsten Tropfsteinhöhlen Österreichs. Die Höhle liegt im selben Berghang wie die Grasslhöhle (Kap. 6.10) und ist erst seit wenigen Jahren wieder als Schauhöhle zugänglich.

Der Name der Höhle leitet sich übrigens von einem ihrer tierischen Bewohner ab, dem Eulenkater, wie die männliche Eule in der Steiermark genannt wird.

Geologisch betrachtet liegt das Katerloch im gut verkarstungsfähigen Schöckelkalk des Grazer Berglandes. Der devonische Schöckelkalk stellt die wichtigste Formation der Peggauer Gruppe dar, welche ihrerseits zu den tieferen Decken des Grazer Paläozoikums gestellt wird (FLÜGEL & HUBMANN, 2000). Diese blauweißen Bänderkalke sind häufig gut gebankt und leicht metamorph überprägt.

Höhlenbeschreibung

Das Höhlensystem ist etwas über 1 km lang; eine Neuvermessung ist derzeit im Gang. Das System weist einen nach SE bzw. E abfallenden Trend auf, welcher mit der Lagerung des Schöckelkalkes übereinstimmt (FLÜGEL & MAURIN, 1958). Das imposante Höhlenportal auf 900 m SH gibt den Blick auf die „Vorhalle“ mit zwei fossilen Riesentropfsteinsäulen (die größere der beiden mit ca. 22 m Höhe und 46 m Umfang) frei. Die „Vorhalle“ geht in ihrem unteren Bereich in den etwa 50 m tiefen „Eulenschacht“ über, welcher im „Marteldom“ mündet.

Bis in die fünfziger Jahre des 20. Jahrhunderts endete der bekannte Teil des Katerlochs hier. Der Großteil der heute erschlossenen Höhlenräume wurde vom Forscherpaar R. und H. HOFER in den 50er Jahren des 20. Jahrhunderts entdeckt, inklusive der „Fantasiehalle“ mit ihren angeblich ca. 4.000 Stalagmiten (Abb. 45). Im untersten Teil, 135 m tiefer als der Eingang, befindet sich das „Seeparadies“, eine tropfsteinreiche Halle mit einem Höhlensee.

Abb. 45.
Blick hinunter in die „Fantasiehalle“ im tieferen Bereich des Katerlochs, ein schichtparallel angelegter Höhlenraum mit bis zu mehrere Meter hohen Stalagmiten und deutlich kürzeren Stalaktiten, die an Klüfte im Schöckelkalk gebunden sind.
Foto: F. GEISSLER.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Höhlenklima

Ein umfangreiches Monitoring-Programm wurde zur Abklärung des Höhlenklimas und zum besseren Verständnis des Wachstums der Speläotheme initiiert. Die regelmäßigen Beobachtungen umfassen die Lufttemperatur, Zusammensetzung der Höhlenluft, Chemie der Tropfwässer, Tropfraten, sowie die Kalzitausfällung auf Glasträgern.

Messungen zeigen lediglich am Rand des „Marteldoms“, der über die „Vorhalle“ in enger Verbindung mit der Außenluft steht, große Temperaturänderungen. Der „Marteldom“ ist eine Kältefalle, d.h. kalte Winterluft sinkt hier ab. Bereits in der benachbarten „Auslughalle“, von der aus man durch einen kleinen Ausguck in den „Marteldom“ blicken kann, sind die Temperaturen annähernd stabil bei etwa 3°C. Zum „Seeparadies“ hin wird ein Temperaturanstieg auf ca. 6°C beobachtet, was nahe der Jahresmitteltemperatur außerhalb der Höhle liegt.

Die Tropfwässer im Katerloch stammen aus einem vergleichbar kleinen Infiltrationsgebiet (nur wenige Quadratkilometer). Um Schwankungen der Tropfwasserzufuhr nachzuvollziehen, wurden drei Tropfraten-Logger in der „Fantasiehalle“ positioniert. Erste Auswertungen weisen auf eine ausgeprägte Variabilität der Tropfwasserzufuhr hin. Überdies konnte stellenweise ein starker Wasserzutritt kurz nach dem Einsetzen von Starkregenfällen beobachtet werden.

Die Höhlenluft zeigt einen höheren pCO_2 in der warmen Jahreszeit bei gleichzeitig niedrigeren $\delta^{13}C$ Werten. Eine jahreszeitlich variable Tropfwasserzufuhr sowie Durchlüftung stellen eine mögliche Erklärung dafür dar. Ein geringer Einfluss der Schauhöhlenbesucher auf den CO_2-Haushalt der Höhle während der warmen Jahreszeit ist allerdings nicht auszuschließen.

Sinterbildungen

Mehrere Meter hohe Stalagmiten stellen den typischen Sinterschmuck im Katerloch dar. Die meisten sind vom Typ des Kerzenstalagmiten, der eine große Höhe bei relativ geringem und konstantem Durchmesser besitzt (Abb. 45). Gemeinhin gilt diese Morphologie als Hinweis auf ein schnelles Tropfsteinwachstum bei annähernd konstanten Bedingungen (Franke, 2001; Kaufmann & Dreybrodt, 2004). Im Extremfall erreichen solche Kerzenstalagmiten im Katerloch eine Höhe von ca. 10 m bei einem gleich bleibenden Durchmesser von ca. 15 cm.

Augenscheinlich ist im Katerloch das Überwiegen von Stalagmiten gegenüber Stalaktiten. Die vorhandenen, meist nur Zehnerzentimeter langen Stalaktiten sind häufig entlang der Klüftung des Umgebungsgesteins aufgefädelt; ein Hinweis auf die Bedeutung der Klüfte für die Wasserwegsamkeit im Schöckelkalk.

Der Großteil der Tropfsteine des Katerlochs ist heute inaktiv. Als mögliche Ursachen kommen hierfür Klimaänderungen aber auch Änderungen der Höhlendurchlüftung durch die bei der Höhlenexploration vorgenommenen Durchbrüche in Betracht. Die Färbung der Sinter lässt bereits äußerlich klar erkennbar mehrere Generationen von Tropfsteinen im Katerloch vermuten.

Untersuchungsergebnisse

Die wissenschaftlichen Vorarbeiten im Katerloch inkludierten erste Altersdatierungen an Speläothemen mittels der konventionellen ^{14}C-Methode (Franke, 1966b; Trimmel, 2002). Eine Sintergeneration aus dem Holozän konnte durch diese Pionierarbeiten des vorigen Jahrhunderts belegt werden. Im Zuge einer laufenden Studie (Dissertation von R. Boch) wurden sieben Stalagmiten mit einer Länge zwischen 1,9 und 5,4 m mittels Kernbohrung an der Stalagmitbasis beprobt. Ziel war es, die Altersverteilung der Sinterbildungen im Katerloch mittels der U/Th Methode zu bestimmen (Boch et al., 2006a). Sämtliche untersuchten Stalagmiten bestehen aus Nieder-Mg-Kalzit und weisen nur geringe U-Gehalte auf (0,01–0,15 ppm). Zwei Stalagmiten, die auch heute noch mit Tropfwasser versorgt werden, d.h. sehr wahrscheinlich aktiv sind, ergaben frühholozäne Basisalter (9,6 und 11,3 kyr). Zwei weitere begannen ihr Wachstum in der letzten Warmzeit (Eem). Sie sind an ihrer Basis 130 bzw. 134 kyr alt (Abb. 46). Ein etwas älterer Stalagmit ist an seiner Basis 173 kyr alt. Mit diesem Datierungsergebnis fällt der Beginn seines Wachstums in ein Interstadial am Anfang der vorletzten Eiszeit. Für zwei andere Stalagmiten konnte lediglich ein Mindestalter von 450 kyr festgelegt werden; ihr Alter liegt jenseits der Datierungsgrenze der U/Th-Methode (Boch et al., 2006a).

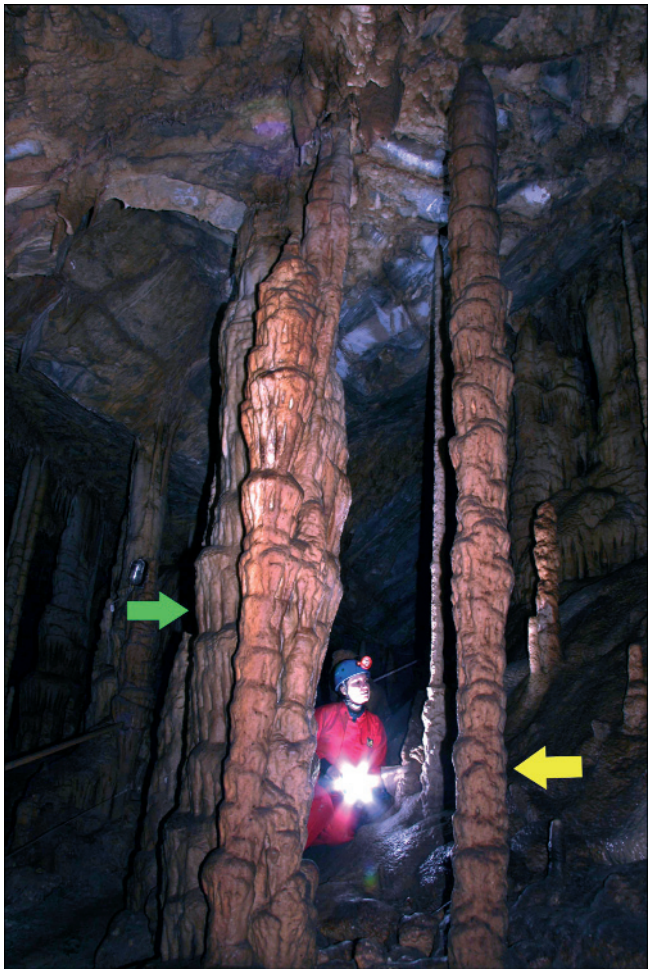


Abb. 46.
Große Stalagmite in der „Fantasiehalle“ des Katerlochs. Pilotproben ergaben, dass der rechte 3,9 m hohe Stalagmit (gelber Pfeil) an der Basis 134 kyr alt ist, daher während der Letzten Warmzeit entstanden ist, während der mächtige linke Stalagmit (grüner Pfeil; leicht verdeckt durch einen schlankeren Stalagmiten) ein basales Alter jenseits von 450 kyr ergab.
Foto: H. Kusch.

Diese erste Datierungskampagne belegt somit mehrere Tropfsteinbildungsphasen im Katerloch. Nimmt man die Länge und das frühholozäne Basisalter der beiden noch aktiven Stalagmiten, so lassen sich durchschnittliche Wachstumsraten von ca. 0,3 bzw. 0,5 mm/yr ableiten (unter Annahme von annähernd gleichbleibender Wachstumsrate). Es ist sogar wahrscheinlich, dass einige Tropfsteine im Katerloch noch deutlich höhere Wachstumsraten – Millimeter pro Jahr – aufgewiesen haben.

Es wurden bisher auch fünf Stalagmiten aus dem Katerloch geborgen und entlang ihrer zentralen Wachstumsachse detailliert datiert. Zwei sind aus dem frühen Holozän,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 47.
Polierter Anschliff eines feingeschichteten Stalagmiten aus dem Katerloch (Längsschnitt, Top oben) aus dem Letzten Interglazial, bestehend aus dickeren, weißen, etwas porösen und etwas dünneren, transparenten Laminae. Bildbreite ca. 10 cm.
Foto: C. SPÖTL.

zwei aus dem Eem-Interglazial und einer wuchs großteils während des MIS 3 (zwischen ca. 50 und 60 kyr). Altersmodelle die an diesen Stalagmiten erstellt wurden, belegen Wachstumsraten zwischen 0,2 und 0,7 mm/yr. Die hohen Wachstumsraten, die im Einklang mit den durch Kernbohrungen abgeschätzten Werten stehen (s.o.), werden zudem durch petrografische Studien bestätigt. Alle Stalagmiten zeigen eine Lamination bestehend aus weißen, porösen Lagen und meist dünneren, durchsichtig-dichten Lagen (Abb. 47). Ein jährlicher oder sub-jährlicher Ursprung ist sehr wahrscheinlich. An diesen Stalagmiten wurden auch entlang ihrer Wachstumsachsen hoch aufgelöst stabile Isotopenmessungen durchgeführt. Während die C-Isotope eine starke Variabilität von mehreren Promille innerhalb kurzer Wachstumsdistanzen zeigen, schwanken die O-Isotope über kurze Distanzen nur relativ wenig. Eine nachvollziehbare Korrelation von Petrografie und C-Isotopie spricht für jährliche oder sub-jährliche Änderungen in den Tropfstein-Wachstumsbedingungen. Langzeitänderungen (vor allem in den gedämpften O Isotopenwerten) weisen hingegen auf längerfristige Umweltänderungen hin.

6.10. Kurzübersicht weiterer sinterchronologischer Ergebnisse

Neben den neun oben angeführten Höhlensystemen wurden Speläotheme einer Reihe weiterer Vorkommen stichprobenartig untersucht, z.T. im Zuge der Exploration neuer Systeme, z.T. auf Wunsch lokaler Höhlenforscher und -vereine, und nicht zuletzt, um potentiell interessante Proben für eine detaillierte paläoklimatologische Studie zu identifizieren. Die folgenden Informationen sind bewusst knapp gehalten und als vorläufig zu betrachten. Die geografische Lage dieser Höhlen ist in Abbildung 48 ersichtlich.

Baschg-Höhle (Kat. Nr. 1112/1)

Die derzeit einzige Höhle Vorarlbergs, von der U/Th-Daten vorliegen, befindet sich im Schrattenkalk unterhalb von Übersaxen (780 m). Ein abgebrochener, inaktiver Stalagmit wuchs nach ersten Daten im Frühwürm zwischen

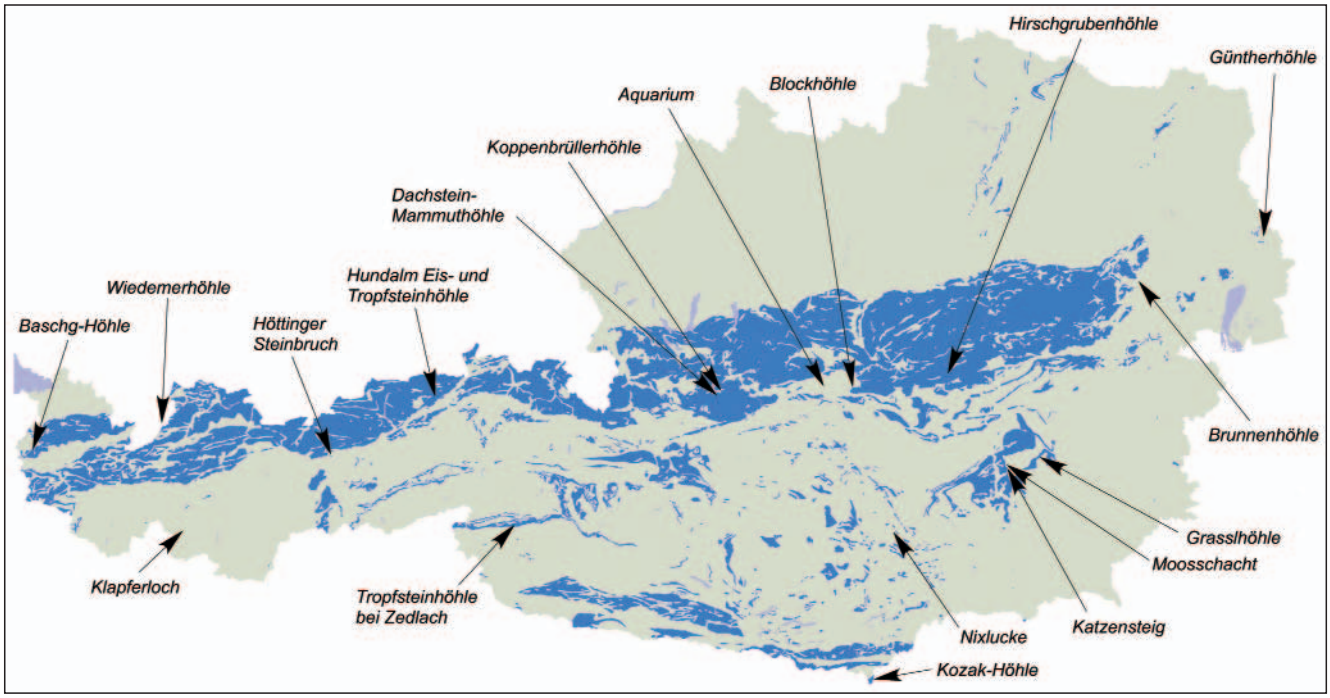


Abb. 48.
Lage weiterer untersuchter Höhlen in Österreich. Grundlage: Verbreitung (verkarstungsfähiger) Karbonatgesteine (in Blau).
Graphik: G. SCHUBERT (Geologische Bundesanstalt).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ca. 90 und 82 kyr und dürfte die beiden Interstadiale Nr. 22 und 21 umfassen (vgl. JOHNSEN et al., 2001).

Wiedemerhöhle (Kat. Nr. 1136/2)

Knapp nördlich der tirolerisch-bayerischen Grenze in den östlichen Allgäuer Alpen gelegen zeigt diese Höhle gewisse Ähnlichkeiten mit der Wilder-Mann-Höhle (Kap. 6.1). Sie ist ebenfalls im Hauptdolomit angelegt und stark kluftgebunden (Eingang 1915 m). Im hinteren Bereich (Überlagerung „Claudiahalle“) führt sie erstaunlich viel Sinter, wobei eine Probe nachweislich holozänes Alter besitzt. Im vorderen Teil finden sich inaktive, teilweise bereits stark zerstörte Boden- und Wandsinter, deren Altersbestimmung noch aussteht.

Klapferloch (Kat. Nr. 2132/5)

Diese Halbhöhle befindet sich in der Schlucht des Radurschlbachs, der bei Pfunds in den Inn mündet (SPÖTL, 2004b). Angelegt in karbonatreichen Bündner Schiefern des Unterengadiner Fensters ist diese kleine Höhle bemerkenswert stark versintert (Seehöhe 1140 m – Abb. 49). Kernbohrproben an einem heute noch aktiven Wandsinter ergaben hohe Wachstumsgeschwindigkeiten von bis zu 0,3 mm/yr (BOCH, 2004) und decken das Zeitintervall der letzten 3 kyr ab.

Höttinger Steinbruch

Kein speläologisches Objekt im engeren Sinn, dennoch eine nicht unwesentliche Lokalität. In der Roten Höttinger Brekzie, die im Gebiet von Hötting (Innsbruck) seit vielen Jahrhunderten als Bau- und Dekorstein abgebaut wurde, finden sich in engen, steil stehenden Klüften Wandsinterbelege. Diese erlauben es, erstens ein Minimalalter der Brekzie anzugeben (101 kyr), und zweitens eine unerwartet detaillierte Klimageschichte des Frühwürms bis 70 kyr vor heute zu rekonstruieren (SPÖTL & MANGINI, 2006).

Abb. 49.
Starke Versinterung durch flowstones prägen den Charakter des kleinen Klapferlochs im Oberinntal. Links eine Messstelle für Tropfwasser.
Bildbreite ca. 3 m.
Foto: C. SPÖTL.

Hundalm Eis- und Tropfsteinhöhle (Kat. Nr. 1266/1)

Tirols einzige touristisch zugängliche Eishöhle (Eingang auf 1520 m) führt auch Speläotheme, die im Eis führenden oberen Stockwerk inaktiv und z.T. in Zerstörung begriffen sind, während sich im eisfreien, tiefer gelegenen „Neuteil“ (außerhalb des Führungsteiles) durchaus ansehnliche rezente Sinterbildungen finden, allen voran schneeweiße Bergmilch (Abb. 50), aber auch teilweise aktive Wandsinter und Stalaktite (SPÖTL, 2002b). Erste Altersbestimmungen ergaben in einem Fall ein Alter größer als 350 kyr für einen grobkristallinen Bodensinter aus der „Christlkammer“, und Eem-Alter für einen kleinen Stalagmiten aus dem „Jugendgang“ (SPÖTL, 2005b).

Abb. 50.
Aktive Bildung von Bergmilch, einem schneeweißen, sehr wasserreichen Präzipitat von Kalzit, vermutlich unter Mitwirkung von Mikroben.
Hundalm Eis- und Tropfsteinhöhle, „Milchbar“.
Bildbreite 1,5 m.
Foto: C. SPÖTL.

Tropfsteinhöhle bei Zedlach (Kat. Nr. 2563/1)

Diese kleinräumige Höhle befindet sich am Rande eines Quelltuff-Vorkommens im Oberruggental, nahe Matrei in Osttirol. Letzteres wurde zeitweise auch steinbruchmäßig abgebaut und auch die dort vorkommenden Boden- und Wandsinter wurden kurzzeitig als Dekorstein gewonnen (SPÖTL, 2004c). Altersbestimmungen an einer Sinterprobe ergaben relativ hohe U-Gehalte (bis 2 ppm) und zeigten, dass dieser zwischen 1,5 und 0,14 kyr entstanden ist.

Koppenbrüllerhöhle (Kat. Nr. 1549/1)

Diese aktive Wasserhöhle am NE-Fuß des Dachstein-Massivs (565 m Seehöhe) führt im Bereich der „Hannakluft“ und ihrer Fortsetzung, der „Tropfsteingalerie“, sowie in der „Neuen Tropfsteinhalle“ schöne Versinterungen, deren Alter jedoch nicht bekannt sind. Der nicht touristisch zugängliche obere Teil der Höhle ist labyrinthisch und führt nur stellenweise Tropfsteine, so im Bereich des „Tropfsteinfjords“, des nordöstlichen „Labyrinthganges“ und des „Paradieses“. Ein abgebrochener Stalagmit, der im Schutt der „Sinterhalle“ lag, wurde grob datiert und ergab ca. 57 kyr an der Basis (das Material ist stark mit Detritus verunreinigt).

Dachstein-Mammuthöhle (Kat. Nr. 1547/9)

Aus dieser weltbekannten Riesenhöhle – derzeitige Länge ca. 60 km – wurden zwei Proben untersucht. Ein Wand-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sinter aus den Bereichen „Dreiteiliger Abgrund“ bzw. „Verfallene Burg“, sowie ein weiterer Bodensinter, gefunden in einem tagfernen Höhlenabschnitt („Fleischmaschine“ westlich der „Trümmerhalle“), ergaben beide U/Th-Gleichgewichtswerte, d.h. sie sind älter als ca. 400 kyr.

Blockhöhle (Kat. Nr. 1711/46)

Diese relativ hoch gelegene, kleine Höhle am Eingang ins Gesäuse (1826 m) beherbergt ehemals ausgedehnte Sinter, die bereits stark durch Frostsprengung (aktuell unterschreitet die Temperatur im Tropfsteinbereich jedoch +2°C nicht) und vermutlich auch Neotektonik beeinflusst worden sind. Zudem finden sich Relikte einer augensteinführenden Sedimentverfüllung. Eine U/Th-Messung eines gedrungenen Stalagmiten ergab erwartungsgemäß einen Gleichgewichtswert, d.h. älter als 400 kyr.

Kozak-Höhle (Kat. Nr. 3931/29)

Ein interessantes Höhlenobjekt östlich von Bad Vellach (JAMELNIK & MIXANIG, 1996), das vermutlich hypogenen Ursprungs ist und u.a. aragonitische Sinter führt. Stalagmite aus dieser heute hydrologisch wie sintermäßig inaktiven Höhle sind sehr U-reich (bis 4 ppm im Kalzit und bis 316 ppm im Aragonit) und wuchsen im Zeitraum 144–123 kyr, d.h. überlappend mit dem letzten Interglazial.

Nixlucke (Kat. Nr. 2753/1)

Diese Höhle (1525 m Seehöhe) entwickelte sich in Kalkmarmorzügen am Klippitztörl. Ein weisser Bodensinter ergab ein U/Th-Alter von mehr als 450 kyr und einen erwartungsgemäß hohen U-Gehalt (3,7 ppm).

Aquarium (Kat. Nr. 1721/1)

Diese kleine Höhle in der Grauwackenzone westlich von Admont (Eingang auf 860 m) führt großflächige weiße bis braune Bodensinter, die zumindest stellenweise noch in Wachstum begriffen sind. Eine Testprobe ergab ein Alter von 3,4 kyr.

Grasslhöhle (Kat. Nr. 2833/60)

Sie zählt zu den bekanntesten und ältesten Schauhöhlen Österreichs und befindet sich in der Nähe des höher gelegenen Katerlochs bei Weiz (s. Kap. 6.9). Der Höhleneingang liegt auf 740 m Seehöhe. Das Sinterinventar der Höhle wurde leider in vergangenen Jahrzehnten stark dezimiert, dennoch zeugen beeindruckende, etliche Meter hohe Stalagmiten im „Dom“ und im „Kristallpalast“ von einer dem Katerloch oder der Lurgrotte durchaus vergleichbaren starken Versinterung, deren Chronologie – sieht man von ^{14}C-Messungen ab (TRIMMEL, 2002) – nicht bekannt war. U/Th-Analysen an zwei etwa mannshohen Stalagmiten ergaben die erwartungsgemäß hohen Alter (jenseits 450 kyr – BOCH et al., 2006b).

Katzensteig (Kat. Nr. 2836/1d)

Speläotheme der besonderen Art finden sich in einer Nebenhöhle der Semriacher Lurgrotte, dem Katzensteig. Dort haben archäologische Untersuchungen gezeigt, dass Wand- und Bodensinter bergmännisch abgebaut wurden (FUCHS, 1994; KUSCH et al., in Druck). Der Verwendungszweck dieser bis zu 0,8 x 0,4 x 0,3 m großen Steinplatten aus Höhlensinter ist bis dato unbekannt. Eine jüngere Wandsinter-Generation ist über diese Abbauspuren gewachsen (und wächst stellenweise offenbar heute noch – Abb. 51).

U/Th-Datierungen an Kernproben ergaben maximale Alter des Jungsinters von ca. 2,8 kyr. Obwohl diese Werte durch sehr geringe U-Gehalte und variable detritische Th-Verunreinigung beeinflusst sind, zeigen sie an, dass der Abbau des Sinters offenbar in prähistorische Zeit zurückreicht (KUSCH et al., in Druck).

Abb. 51.
In einem Seitenbereich der Semriacher Lurgrotte, dem Katzensteig, existieren eindeutige Hinweise, dass Wandsinter zur Gewinnung von Steinplatten abgebaut wurde. Man erkennt auf der Aufnahme, dass der herausgebrochene Bereich nachträglich von dünnem Sinter überzogen wurde, dessen Datierung auf ein prähistorisches Alter des Abbaues hinweist.
Bildbreite ca. 2 m.
Foto: C. SPÖTL.

Moosschacht (Kat. Nr. 2836/237)

Dieses erst 2001 entdeckte und noch nicht ganz erforschte Höhlenobjekt (KUSCH, 2004) befindet sich nordwestlich der Semriacher Lurgrotte auf einer Seehöhe von 734 m. Obwohl die dort angetroffenen Höhlenräume (noch) nicht die Dimensionen des Lurgrottensystems erreichen, zeigen sie stellenweise eindrucksvolle Speläotheme, so in der „Tropfsteinhalle“.

Ein abgebrochener Stalagmit aus dieser Halle wurde näher untersucht und zeigt mehrere Wachstumsphasen zwischen ca. 105 und 80 kyr (Top noch nicht analysiert), die aufgrund des O-Isotopenmusters gut zu den Interstadialen Nr. 23, 22 und 21 im grönländischen Eis passen (vgl. JOHNSEN et al., 2001).

Hirschgrubenhöhle (Kat. Nr. 1744/450)

In dieser erst kürzlich erforschten Höhle des Hochschwab-Massivs finden sich im tiefen Bereich eindeutige Anzeichen von neotektonischen Bewegungen, die u.a. Sinter versetzen. Altersbestimmungen an solchen Proben zeigen, dass diese Gebirgsbewegungen im Zeitraum vor 9,1 kyr, aber nach 126 kyr stattgefunden haben (PLAN et al., 2005). Ein gelber Wandsinter, der wenige Meter unter der Eingangsdoline ansteht, ergab ein erwartungsgemäß hohes Alter jenseits 400 kyr.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Brunnenhöhle (Kat. Nr. 1911/8)

Aus diesem leider derzeit nicht zugänglichen Höhlenobjekt im Gemeindegebiet von Bad Vöslau stammt Bodensinter, dessen Oberfläche seinerzeit auf ca. 124 kyr datiert wurde (PAVUZA, 1988). Weitere Datierungen eines auf dieser Sinterfläche gewachsenen sehr U-reichen (bis 30 ppm) Stalagmiten zeigten, dass dieser im Zeitabschnitt zwischen 129 und 124 kyr gewachsen ist, und somit aus der Eem-Warmzeit stammt.

Güntherhöhle (Kat. Nr. 2971/2)

Ein braun-weiß gebänderter Bodensinter aus dieser Höhle in den Hainburger Bergen (in 270 m Seehöhe) im südöstlichen Niederösterreich ergab ein U/Th-Alter jenseits von 400 kyr (3,1 ppm U). Die Sinter in dieser Höhle, deren Genese vermutlich zum Teil an Hydrothermalphänomene gebunden sein dürfte, weisen zum Teil bemerkenswert niedere $\delta^{13}C$-Werte auf.

7. Synthese und Ausblick

Tropfsteinforschung ist ein im Vergleich zu anderen Arbeitsrichtungen junger Spross in der stark im Aufwind befindlichen Paläoumwelt- und klimaforschung. Pioniere wie H.W. FRANKE haben vor einem halben Jahrhundert das Potential der Speläotheme erkannt, aber erst die methodische Entwicklung der modernen U/Th-Massenspektrometrie hat dieser Richtung zum Durchbruch verholfen (s. Kap. 3.3). In den letzten Jahren hat die Speläothem-Forschung einen Stellenwert erreicht, der durchaus dem von Tiefsee- und Eiskerndaten ebenbürtig ist; in Punkto Chronologie dürften die Höhlensinter vermutlich bereits die Nase vorn haben (z.B. HENDERSON, 2006). Trotz dieser optimistischen Sicht sollte man nicht außer Acht lassen, dass das Prozessverständnis etwas dem heute analytisch Möglichen nachhinkt. Langfristiges Monitoring von Höhlen trägt entscheidend dazu bei, den Zusammenhang zwischen atmosphärischen Prozessen und Tropfsteinwachstum respektive Speläothem-Proxies zu bestimmen und die Rolle der Karsthydrologie als low-pass Filter besser zu verstehen. Logistik und Kosten sind wesentliche Rahmenbedingungen und erfahrungsgemäß lassen sich in Höhlen nur einige Parameter sinnvoll mittels automatisierten Instrumenten messen (s. Kap. 5)

Arbeiten unserer Gruppe haben sich bislang auf die Ostalpen und ihre Höhlen konzentriert. Wir konnten zeigen, dass z.T. entgegen früherer Erfahrungen, die auf alpha-Spektrometrie basierten (z.B. WILDBERGER et al., 1991; BORSATO, 1995), die allermeisten Proben sich gut bis ausgezeichnet datieren lassen und so ein Zeitfenster öffnen, das etwa zehn Mal so groß ist wie jenes, das vor etwa einem halben Jahrhundert durch die Entwicklung der ^{14}C-Methode aufgestoßen wurde. Daten, die an alpinen Speläothemen gewonnen wurden, können oft nur z.T. mit solchen aus Oberflächenarchiven (Moränen, Seesedimenten, etc.) verglichen werden, da letztere erstens erosionsbedingt lückenhafte Abfolgen zeigen, und zweitens notorisch schwierig zeitlich zu fassen sind. Die Speläotheme bieten zudem den Vorteil, dass einer der wichtigsten Proxies, der $\delta^{18}O$-Wert des Kalzits, eine i.W. direkte Vergleichbarkeit mit O-Isotopendaten aus Hartwasserseen (z.B. GRAFENSTEIN et al., 1999), aber vor allem mit den grönländischen Eiskernen bietet. Letztere sind gewissermaßen die Referenz für die nordhemisphärische Klimageschichte des letzten Glazial-Interglazial-Zyklus.

Tropfsteine zählen zum Interessantesten, was eine Höhle zu bieten hat. Ihr Bildungsalter stellt ein Minimalalter des betreffenden Hohlraumes dar. Gewissermaßen als Nebenprodukt unserer Untersuchungen stehen somit neue chronologische Daten zur Verfügung, die auch speläogenetisch von Interesse sind. Der Wermutstropfen dabei ist die Obergrenze der Datierungsmöglichkeit der U/Th-Methode von ca. 400–500 kyr. Auch wenn diese durch analytische Verbesserungen in den kommenden Jahren vermutlich gegen 600–700 kyr vorgeschoben werden dürfte – ein Vordringen in die vermuteten sehr hohen Alter von großen, inaktiven Tropfsteinformationen wird auch damit kaum möglich sein. Solche finden sich nicht nur im klimatisch begünstigten (und während des Pleistozäns eisfreien) Grazer Berglandes, sondern vielerorts in den tektonisch herausgehobenen Höhlenniveaus der Kalkhochalpen, in denen viele Riesenhöhlen liegen (z.B. Raucherkarhöhle, Dachstein-Mammuthöhle, Hirlatzhöhle, Eisriesenwelt, etc.). Die Datierung solcher steinerner Archive ist derzeit nicht möglich (cf. FRISCH et al., 2001) bzw. lieferte Gleichgewichtsalter (BOCH et al., 2006b), sieht man einmal von den logistischen Schwierigkeiten der Probenahme ab.

Abschließend sei noch ein Ausblick in die nahe Zukunft gewagt. Auf der internationalen Schiene dürften die Arbeitsgruppen, die sich mit Höhlen und Speläothemen in Ostasien beschäftigen, in den kommenden Jahren mit Ergebnissen aufwarten, die u.a eine fast lückenlose, extrem gut datierte Klima-(Monsun-)Geschichte der letzten 300–400 kyr umfassen werden. Neue Daten werden zudem aus Höhlen im tropisch-subtropischen Raum erwartet, denn dort ist der Bedarf an verlässlichen terrestrischen Paläoklimadaten am größten. Auf der analytischen Seite wird neben der laufenden Optimierung der bestehenden U/Th-Methodik zunehmend an in-situ-Messverfahren gearbeitet. Zum anderen arbeiten einige Gruppen an der Verbesserung des U/Pb-Isotopenverfahrens, mit dem es in Zukunft möglich sein dürfte, auch mittels U-ärmerer Proben im Prinzip beliebig weit in die Vergangenheit zurückzudatieren. Ob allerdings auch die oben angesprochenen großen Speläotheme aus Höhlen im Dachstein- und Schöckelkalk dafür geeignet sind (U-Gehalte von 0,1 ppm und darunter) ist sehr zweifelhaft. Und schließlich wird verstärkt an der Integration der Speläothem-Daten mit anderen Proxydaten gearbeitet, um damit die komplexen Klimarechenmodelle zu „füttern“.

Auf regionaler Ebene sollen die begonnenen Arbeiten an österreichischen Höhlen fortgeführt werden. Die gewonnenen Erfahrungen und der intensive Austausch mit Höhlenforschern haben wesentlich dazu beigetragen, die paläoklimatologisch interessantesten und aussichtsreichsten Höhlen zu identifizieren und viel Zeit und Energie wird in Zukunft auf Detailstudien von einzelnen Stalagmiten verwendet und neue Proxies (z.B. H-Isotopie von Fluideinschlüssen) getestet werden. Von diesen Arbeiten werden wesentliche Impulse für die Quartär- bzw. Paläoklimaforschung erwartet, die es erlauben sollten, innert der nächsten Dekade den zeitlichen Ablauf und die Dynamik der letzten zwei Glazial-Interglazialzyklen im Ostalpenraum in umfassender Weise zu rekonstruieren. Und: Die Exploration der alpinen Unterwelt birgt immer wieder Überraschungen; jüngste Beispiele sind die sinterreiche Klarahöhle im Sengsengebirge (in der vielleicht Österreichs größter Stalagmit steht – STEINMASSL, 2005) und die unerwartete Entdeckung gewaltiger Gangsysteme im Südteil des Dachsteinmassivs (Südwandhöhle; SEEBACHER, 2006).

Dank

Unsere Arbeiten in diversen österreichischen Höhlensystemen wären nicht möglich ohne die tatkräftige Mitwirkung engagierter und interessierter Höhlenforscher in verschiedenen Vereinen. Wir möchten besonders erwähnen R. ERLER, R. TOBITSCH, J. KLAUSNER, C. ANFANG (Tirol), R. ERLMOSER, E. FRANK, W. KLAPPACHER, G. HÖFER (Salzburg), H. KUSCH, I. KUSCH, F. GEISSLER, P. REISINGER (Steiermark), D. KUFFNER (Oberösterreich), sowie H. LAGER, B. LANGER, A. LANGER, O. JAMELNIK und W. FISCHER (Kärnten). L. PLAN und W. BREUSS stellten Proben und I.J. FAIRCHILD, G.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHUBERT, F. GEISSLER, L. PLAN, E. BARD, I. WINOGRAD und D. FLEITMANN Daten bzw. Bildmaterial zur Verfügung. Bei den Laboruntersuchungen in Innsbruck und Heidelberg halfen uns in bewährter Weise M. WIMMER und R. EICHSTÄDTER. Für diverse Diskussionen und Hinweise möchten wir uns ferner bedanken bei I.J. FAIRCHILD, A.F. TOOTH, S. FRISA, A. BORSATO, R. CLIFF, S. HOLZKÄMPER, P. TREBLE, L. PLAN, M. KNIPPING, D. MATTEY, W. MÜLLER, R. SCHOLGER, M. MUDELSEE, D.A. RICHARDS, M. KRALIK, R. FABER, G. STUMMER, W. GATTERMAYR und M. SARNTHEIN. Schließlich sei den verschiedenen Grundstückseigentümern, Höhlenpächtern und Naturschutzreferaten für die Erlaubnis zur Befahrung und Probennahme gedankt.

Ermöglicht wurde diese Forschungen durch die großzügige Finanzierung seitens des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) im Rahmen der Projekte Nr. P12458-GEO, START Y122-GEO und P18637-N10.

Literatur

ALKER, A.: Bericht über Untersuchungen an Tropfsteinen der Griffener Höhle in Kärnten. – Carinthia II, **149**/69, 5–6, 1959.

AMUNDSON, R., STERN, L., BAISDEN, T. & WANG, Y.: The isotopic composition of soil and soil-respired CO_2. – Geoderma, **82**, 83–114, 1998.

ANDERSEN, M.B., STIRLING, C.H., POTTER, E.K. & HALLIDAY, A.N.: Toward epsilon levels of measurement precision on $^{234}U/^{238}U$ using MC-ICPMS. – Intern. J. Mass Spectrom., **237**, 107–118, 2004.

ANTONIOLI, F., BARD, E., POTTER, E-K., SILENZI, S. & IMPROTA, S.: 215–ka history of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy). – Global Planet. Change, **43**, 57–78, 2004.

ATKINSON, T.C.: Growth mechanisms of speleothems in Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. – Arctic Alpine Res., **15**, 523–536, 1983.

AUBRECHT, K.: Excentriques in Österreich und die Excentriques-Höhle bei Erlach (Niederösterreich). – In: Dritter Int. Kongr. Speläol., Bd. **2**, Sekt. 1, Phys. Speläol. (Karst- und Höhlenk.), 1963.

AUDRA, P.: Karsts alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. – Karstol. Mém., **5**, 1–279, 1994.

AUDRA , P., BIGOT, J.Y. & ZIBROWIUS, S.: Kammerhöhle (2573/8) – Hohe Tauern 2002 Expedition (Kitzsteinhorn, Kaprun, Salzburg). – Die Höhle, **55**, 136–142, 2004.

AULER, A.S. & SMART, P.L.: Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. – Quat. Res., **55**, 159–167, 2001.

AULER, A.S. & SMART, P.L., TARLING, D.H. & FARRANT, A.R.: Fluvial incision rates derived from magnetostratigraphy of cave sediments in the cratonic area of eastern Brazil. – Z. Geomorph., **46**, 391–403, 2002.

AYALON, A., BAR-MATTHEWS, M. & KAUFMAN, A.: Petrography, strontium, barium and uranium concentrations, and strontium and uranium isotope ratios in speleothems as palaeoclimatic proxies: Soreq Cave, Israel. – The Holocene, **9**, 715–722, 1999.

AYALON, A., BAR-MATTHEWS, M. & KAUFMAN, A.: Climatic conditions during marine oxygen isotope stage 6 in the eastern Mediterranean region from the isotopic composition of speleothems of Soreq Cave, Israel. – Geology, **30**, 303–306, 2002.

AYLIFFE, L.K., MARIANELLI, P.C., MORIARTY, K.C., WELLS, R.T., MCCULLOCH, M.T., MORTIMER, G.E. & HELLSTROM, J.C.: 500 ka precipitation record from southeastern Australia: evidence for interglacial relative aridity. – Geology, **26**, 147–159, 1998.

BAKER, A., SMART, P.L., EDWARDS, R.L. & RICHARDS, D.A.: Annual growth banding in a cave stalagmite. – Nature, 364, 518-520, 1993.

BAKER, A., SMART, P.L. & EDWARDS, R.L.: Paleoclimate implications of mass spectrometric dating of a British flowstone. – Geology, **23**, 309–312, 1995.

BAKER, A., GENTY, D., DREYBRODT, W., BARNES, W.L., MOCKLER, N.J. & GRAPES, J.: Testing theoretically predicted stalagmite growth rate with recent annually laminated samples: implications for past stalagmite deposition. – Geochim. Cosmochim. Acta, **62**, 393–404, 1998.

BAKER, A. & GENTY, D.: Comment on „A test of annual resolution in stalagmites using tree rings". – Quat. Res., **59**, 476–478, 2003.

BAR-MATTHEWS, M., AYALON, A., GILMOUR, M. & HAWKESWORTH, C.J.: Sea-land isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implications for paleorainfall during interglacial intervals. – Geochim. Cosmochim. Acta, **67**, 3181–3199, 2003.

BARD, E., ANTONIOLI, F. & SILENZI, S.: Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). – Earth Planet. Sci. Lett., **196**, 135–146, 2002.

BASSINOT, F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N.J. & LANCELOT, Y.: The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. – Earth Planet. Sci. Letters, **126**, 91–108, 1994.

BAUER, F.: Karsthydrologische Untersuchungen im Schneealpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **21**, 193–214, 1969.

BAUER , F.K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **113**, 189–245, 1970.

BECK, J.W., RICHARDS, D.A., EDWARDS, R.L., SILVERMAN, B.W., SMART, P.L., DONAHUE, D.J., HERERRA-OSTERHELD, S., BURR, G.S., CALSOYAS, L., JULL, A.J.T. & BIDDULPH, D.: Extremely large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the Last Glacial Period. – Science, **292**, 2453–2458, 2001.

BEHRENS, H., BENISCHKE, R., BRICELJ, M., HARUM, T., KÄASS, W., KOSI, G., LEDITZKY, H.P., LEIBUNDGUT, C., MALOSZEWSKI, P., MAURIN, V., RAJNER, V., RANK, D., REICHERT, B., STADLER, H., STICHLER, W., TRIMBORN, P., ZOJER, H. & ZUPAN, M.: Investigations with natural and artificial tracers in the karst aquifer of the Lurbach system (Peggau-Tanneben-Semriach, Austria). – Steir. Beitr. Hydrogeol., **43**, 8–158, 1992.

BENISCHKE, R. & HARUM, T.: Zur Hydrologie und Hydrogeologie des Gebietes Peggau – Tanneben – Semriach. – In: Festschrift Lurgrotte 1894–1994 (BENISCHKE, R., SCHAFFLER, H. & WEISSENSTEINER, V. (Hrsg.), 143–181, Graz (Landesver. Höhlenk. Stmk.) 1994.

BENISCHKE, R., SCHAFFLER, H. & WEISSENSTEINER, V.: Festschrift Lurgrotte 1894–1994. – 332 S., Graz (Landesver. Höhlenk. Stmk.) 1994.

BERNER, R.A.: The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. – Geochim. Cosmochim. Acta, **39**, 489–504, 1975.

BOCH, R.: Untersuchungen an spät- und postglazialen Karbonaten Tirols. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck, 123 S., 2004.

BOCH, R., SPÖTL, C. & KRAMERS, J.: Das Alter der Stalagmiten im Katerloch (2833/59): Erste Ergebnisse der Uran/Thorium-Datierung. – Die Höhle, **57**, 57–62, 2006a.

BOCH, R., SPÖTL, C. & KRAMERS, J.: Altersbestimmungen an zwei großen Stalagmiten der Grasslhöhle (2833/60). – Die Höhle, **57**, 63–65, 2006b.

BOCK, H. & LAHNER, G.: Die Dachstein-Rieseneishöhle bei Obertraun. – 29 S., Linz (Verein Höhlenk. Österr.) 1913.

BORSATO, A.: Ambiente di precipitazione e analisi microstartigrafica di speleotemi in Grotte delle Dolomiti di Brenta e Valsugana (Trento): interpretatzioni genetiche e implicazioni paleoclimatiche. – Unveröff. Diss. Univ. Mailand, 175 S., 1995.

BOUCHAL, R. & WIRTH, J.: Höhlenführer Österreich. – 287 S., Wien (Pichler), 2001.

BOURGES, F., MANGINI, A. & D'HULST, D.: Le gaz carbonique dans la dynamique de l'atmosphère des cavités karstiques: l'example de l'Aven d'Orgnac (Ardèche). – C.R. Acad. Sci. Paris, Sci. de la Terre et des planètes, **333**, 685–692, 2001.

BREUSS, W. & STAUB, R.: Sonderband zur Jahrestagung des Verbandes Österreichischer Höhlenforscher. – Vorarlberger Naturschau forschen und entdecken, **15**, 1–173, 2004.

BROECKER, W.S.: Upset for Milankovitch theory. – Nature, **359**, 779–780, 1992.

BROECKER , W.S., OLSON, E.A. & ORR, P.C.: Radiocarbon measurements and annual rings in cave formations. – Nature, **185**, 93–94, 1960.

BROOK, G.A., EMBABI, N.S., ASHOUR, M.M., EDWARDS, R.L., CHENG, H., COWART, J.B. & DABOUS, A.A.: Quaternary environmental change in the Western Desert of Egypt: evidence from cave speleothems, spring tufas, and playa sediments. – Z. Geomorph., Suppl. **131**, 59–87, 2003.

BUCHEGGER, G. & GREGER, W.: Die Hirlatzhöhle im Dachstein. – 407 S., Hallstatt (Arge Hirlatzhöhlenbuch) 1998.

BURNS, S.J., MATTER, A., FRANK, N. & MANGINI, A.: Speleothem-based paleoclimate record from northern Oman. – Geology, **26**, 499–502, 1998.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

CALSTEREN, P. VAN & THOMAS, L.: Uranium-series dating applications in natural environmental science. – Earth-Sci. Rev., **75**, 155–175, 2006.

CERLING, T.E.: The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. – Earth Planet. Sci. Lett., **71**, 229–240, 1984.

CERLING , T.E., SOLOMON, D.K., QUADE, J. & BOWMAN, J.R.: On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. – Geochim. Cosmochim. Acta, **55**, 3403–3405, 1991.

CHENG, H., EDWARDS, R.L., MURRELL, M.T. & BENJAMIN, T.M.: Uranium-thorium-protractinium dating systematics. – Geochim. Cosmochim. Acta, **62**, 3437–3452, 1998.

CHENG, H., EDWARDS, R.L, WANG, Y., KONG, X., MING, Y., KELLY, M.J., WANG, X. & GALLUP, C.D.: A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations. – Geology, **34,** 217–220, 2006.

CLARK, I.D. & FRITZ, P.: Environmental Isotopes in Hydrogeology. – 328 S., Boca Raton (Lewis Publ.) 1997.

CLIFF, R.A. & SPÖTL, C.: U-Pb dating of speleothems from the Spannagel Cave, Austria. – J. Conf. Abs., **6**, 601, 2001.

COLE, J.M., NIENSTEDT, J., SPATARO, G., RASBURY, E.T., LANZIROTTI, A., CELESTIAN, A.J., NILSSON, M. & HANSON, G.N.: Phosphor imaging as a tool for in situ mapping of ppm levels of uranium and thorium in rocks and minerals. – Chem. Geol., **193**, 127–136, 2003.

COLLISTER, C. & MATTEY, D.: High resolution measurement of water drip rates in caves using acoustic drip counter. – Amer. Geophys. Union Fall Meeting, San Francisco, Program with Abstracts PP31A-1496, 2005.

CROWLEY, T.J.: Potential reconciliation of Devils Hole and deep-sea Pleistocene chronologies. – Paleoceanography, **9**, 1–5, 1994.

CUDRIGH, S.F.: Die Wasserwegigkeit des Gasteiner Thermalwassersystems unter Berücksichtigung der Strukturgeologie und im Vergleich zum Thermalsystem Lend. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Salzburg, 76 S., 2002.

CULVER, D.C. & WHITE, W.B.: Encyclopedia of Caves. – 654 S., Amsterdam (Elsevier) 2004.

CUTLER, K.B., EDWARDS, R.L., TAYLOR, F.W., CHENG, H., ADKINS, J., GALLUP, C.D., CUTLER, P.M., BURR, G.S. & BLOOM, A.L.: Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. – Earth Planet. Sci. Lett., **206**, 253–271, 2003.

DANSGAARD, W.: Stable isotopes in precipitation. – Tellus, **16**, 436–468, 1964.

DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – Nature, **364**, 218–220, 1993.

DARLING, W.G.: Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past: a European perspective. – Quat. Sci. Rev., **23**, 743–770, 2004.

DENNISTON, R.F., GONZALEZ, L.A., ASMEROM, Y., SHARMA, R.H. & REAGAN, M.K.: Speleothem evidences for changes in Indian summer monsoon precipitation over the last 2300 years. – Quat. Res., **53**, 196–202, 2000.

DOLENZ, H. & WEISS, E.H.: Die Kulturschichten in der Seitenkammer der Griffener Tropfsteinhöhle. – Carinthia II, **149**/69, 13–26, 1959.

DOLENZ , H. & WEISS, E.H.: Die Kulturschichten unter dem Höhlendach der oberen Vorhöhle. Schnitt 1959. – Carinthia II, **150**/70, 13–19, 1960.

DENNIS, P.F., ROWE, P.J. & ATKINSON, T.C.: The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. – Geochim. Cosmochim. Acta, **65**, 871–884, 2001.

DÖPPES, D. & RABEDER, G.: Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **10**, 1–411, 1997.

DORALE, J.A., EDWARDS, R.L., ALEXANDER, E.C., SHEN, C.C., RICHARDS, D.A. & CHENG, H.: Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits, & applications. – In: Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate (SASOWSKY, I.D. & MYLROIE, J. (Hrsg.): 177–197, New York (Kluwer) 2004.

DRESCHER-SCHNEIDER, R.: Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **12**, 39–92, 2000.

DREYBRODT , W.: Chemical kinetics, speleothem growth and climate. – Boreas, **28**, 347–356, 1999.

DREYBRODT , W. & FRANKE, H.W.: Wachstumsgeschwindigkeiten und Durchmesser von Kerzenstalagmiten. – Die Höhle, **38**, 1–6, 1987.

DREYBRODT , W., EISENLOHR, L., MADRY, B. & RINGER, S.: Precipitation kinetics of calcite in the system $CaCO_3 – H_2O – CO_2$: the conversion to CO_2 by the slow process $H^+ + HCO_3^- = CO_2 + H_2O$ as a rate limiting step. – Geochim. Cosmochim. Acta, **61**, 3897–3904, 1997.

DRYSDALE, R.N., ZANCHETTA, G., HELLSTROM, J.C., FALLICK, A.E. & ZHAO, J.-X.: Stalagmite evidence for the onset of the Last Interglacial in southern Europe at 129±1 ka. – Geophys. Res. Letters, **32**, doi:10.1029/2005GL024658, 2005.

DYKOSKI, C.A., EDWARDS, R.L., CHENG, H., YUAN, D., CAI, Y., ZHANG, M., LIN, Y., QING, J., AN, Z. & REVENAUGH, J.: A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. – Earth Planet. Sci. Lett., **233**, 71–86, 2005.

EDWARDS, R.L., CHEN, J.H. & WASSERBURG, G.J.: ^{238}U-^{234}U-^{230}Th-^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. – Earth Planet. Sci. Lett., **81**, 175–192, 1987.

EDWARDS, R.L. & GALLUP, C.D.: Dating of the Devils Hole calcite vein: comment. – Science, **259**, 1626, 1993.

EDWARDS, R.L., CHENG, H., MURRELL, M.T. & GOELSTEIN, S.J.: Protactinium-231 dating of carbonates by thermal ionization mass spectrometry: implications for Quaternary climate change. – Science, **276**, 782–786, 1997.

EDWARDS, R.L., GALLUP, C.D. & CHENG, H.: Uranium-series dating of marine and lacustrine carbonates. – In: Uranium-Series Geochemistry (BOURDON, B., HENDERSON, G.M., LUNDSTROM, C.C. & TURNER, S. (Hrsg.): Rev. Mineral. Geochem., **52**, 363–405, Washington, D.C. (Min. Soc. Amer.) 2003.

EGGINS, S., GRÜN, R., MCCULLOCH, M., PIKE, A., CHAPPELL, J., KINSLEY, L., MORTIMER, G., SHELLEY, M., MURRAY-WALLACE, C.V., SPÖTL, C. & TAYLOR, L.: In situ U-series dating by laser-ablation multi-collector ICPMS: new prospects for Quaternary geochronology. – Quat. Sci. Rev., **24**, 2523–2538, 2005.

EICHER, U.: Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. – Geogr. Helv., **42**, 99–104, 1987.

ELLWANGER, D.M., FEIFAR, O. & KOENIGSWALD, W.: Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – Münchner Geowiss. Abh., **A26**, 173–191, 1994.

EMILIANI, C.: Milankovitch theory verified. – Nature, **364**, 583–584, 1993.

EXNER, C.: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **122**, 1–73, 1979.

FAIRBANKS, R.G.: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. – Nature, **342**, 637–642, 1989.

FAIRCHILD, I.J., BORSATO, A., TOOTH, A.F., FRISIA, S., HAWKESWORTH, C.J., HUANG, Y., MCDERMOTT, F. & SPIRO, B.: Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. – Chem. Geol., **166**, 255–269, 2000.

FAIRCHILD, I.J., SMITH, C.L., BAKER, A., FULLER, L.M., SPÖTL, C., MATTEY, D., MCDERMOTT, F. & EIMF: Modification and preservation of environmental signals in speleothems. – Earth-Sci. Rev., **75**, 105–153. 2006.

FAIRCHILD, I.J., FRISIA, S., BORSATO, A. & TOOTH, A.F.: Speleothems. – In: Geochemical Sediments and Landscapes (NASH, D.J. & MCLAREN, S.J. (Hrsg.): Blackwell, Oxford (in Druck).

FAURE, G. & MENSING, T.M.: Isotopes. Principles and Applications. – 3. Aufl., 896 S., New York (J. Wiley & Sons) 2005.

FINCH, A.A., SHAW, P.A., WEEDON, G.P. & HOLMGREN, K.: Trace element variation in speleothem aragonite: potential for palaeoenvironmental reconstruction. – Earth Planet. Sci. Lett., **186**, 255–267, 2001.

FINCH , A.A., SHAW, P.A., HOLMGREN, K. & LEE-THORP, J.: Corroborated rainfall records from aragonitic stalagmites. – Earth Planet. Sci. Lett., **215**, 265–273, 2003.

FLEITMANN, D., BURNS, S.J., MUDELSEE, M., NEFF, U., KRAMERS, J., MANGINI, A. & MATTER, A.: Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. – Science, **300**, 1737–1739, 2003.

FLEITMANN, D., BURNS, S.J., MANGINI, A., MUDELSEE, M., KRAMERS, J., VILLA, I., NEFF, U., AL-SUBARRY, A.A., BUETTNER, A., HIPPLER, D. & MATTER, A.: Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). – Quat. Sci. Rev. (in Druck).

FLÜGEL, H. & MAURIN, V.: Geologische Karte des Weizer Berglandes 1: 25000. – Geol. B.-A.) 1958.

FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B.: Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Komm., **13**, 1–118, 2000.

FRANK, N., BRAUM, M., HAMBACH, U., MANGINI, A. & WAGNER, G.: Warm period growth of travertine during the Last Interglaciation in southern Germany. – Quat. Res., **54**, 38–48, 2000.

FRANKE, H.W.: Altersbestimmungen an Kalzitkonkretionen mit radioaktivem Kohlenstoff. – Naturwiss., **38**, 527, 1951.

FRANKE, H.W.: Der schichtweise Aufbau der Bodenzapfen. – Die Höhle, **12**, 8–12, 1961.

FRANKE, H.W.: Zur Entnahme von Sinterproben für Radiocarbondatierungen. – Die Höhle, **17**, 92–95, 1966a.

FRANKE, H.W.: Ein speläochronologischer Beitrag zur postglazialen Klimageschichte. – Eiszeitalter Gegenwart, **17**, 149–152, 1966b.

FRANKE, H.W.: Morphologie des Tropfsteins. Situationsbericht. – Die Höhle, **35**, 141–145, 1984.

FRANKE, H.W.: Höhlensinter und Vorzeitklima. – Naturwiss. Rundschau, **54**, 233–239, 2001.

FRANKE, H.W. & TRIMMEL, H.: Beiträge zur Kenntnis der Höhlen im Griffener Schloßberg. XIII. Radiokarbondatierungen an Sinterproben der Griffener Tropfsteinhöhle. – Carinthia II, **152**, 108–110, 1962.

FRANKE, H.W. & GEYH, M.A.: Ergebnis der 14C-Datierung einer Sinterprobe aus der Raucherkar-Höhle. – Wiss. Beih. zur Zeitschrift Die Höhle, **21**, 21, 1969.

FRANKE, H.W. & GEYH, M.A.: Isotopenphysikalische Analysenergebnisse von Kalksinter – Überblick zum Stand ihrer Deutbarkeit. – Die Höhle, **21**, 1–9, 1970.

FRANKE, H.W., GEYH, M.A. & TRIMMEL, H.: Ergebnisse der Radiokohlenstoffdatierung von Sintergenerationen aus der Großen Kollerhöhle bei Winzendorf (NÖ.). – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **113**, 269–276, 1971.

FRICKE, H.C. & O'NEIL, J.R.: The correlation between $^{18}O/^{16}O$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. – Earth Planet. Sci. Lett., **170**, 181–196, 1999.

FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R.: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: FLEISCHER, M. (Hrsg.): Data of Geochemistry, 6. Aufl., U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **440–KK**, 1–12, 1977.

FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B.: The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sciences, **90**, 500–518, 2001.

FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY J., DUNKL, I., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A.: Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, **53**, 1–37, 2002.

FRISIA, S., BINI, A. & QUINIF, Y.: Morphologic, crystallographic and isotopic study on an ancient flowstone (Grotta di Cunturines, Dolomites) – implications for paleoenvironmental reconstructions. – Spéléochronos, **5**, 3–18, 1993.

FRISIA, S., BORSATO, A., FAIRCHILD, I.J., MCDERMOTT, F. & SELMO, E.M.: Aragonite-calcite relationships in speleothems (Grotte de Clamouse, France): environment, fabrics, and carbonate geochemistry. – J. Sed. Res., **72**, 687–699, 2002.

FRISIA, S., BORSATO, A., PRETO, N. & MCDERMOTT, F.: Late Holocene annual growth in three alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. – Earth Planet. Sci. Lett., **216**, 411–424, 2003.

FRISIA, S., BORSATO, A., SUSINI, J. & SOMOGYI, A.: Climate forcings and their influence on alpine history as reconstructed through the application of synchrotron-based X-ray microfluorescence on layered stalagmites. – Archaeometry, **47**, 209–219, 2005a.

FRISIA, S., BORSATO, A., FAIRCHILD, I.J. & SUSINI, J.: Variations in atmospheric sulphate recorded in stalagmites by synchrotron micro-XRF and XANES analyses. – Earth Planet. Sci. Lett., **235**, 729–740, 2005b.

FUCHS, G.: Archäologie der Lurgrotte. – In: BENISCHKE, R., SCHAFFLER, H., WEISSENSTEINER, V. (Hrsg.): Festschrift Lurgrotte 1894–1994 , 85–101, Graz (Landesver. Höhlenk. Stmk.) 1994.

GANAHL, P.: Ersatzwasserversorgung für Schwarzach infolge Staustufe Wallnerau. – Österr. Z. Energiewirtschaft, **44**, 86–92, 1991.

GASCOYNE, M., SCHWARCZ, H.P. & FORD, D.C.: Uranium-series ages of speleothem from northwest England: correlation with Quaternary climate. – Phil. Trans. Royal Soc. London, **B301**, 143–164, 1983.

GENTY, D. & QUINIF, Y.: Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites-importance for paleoclimatology. – J. Sed. Res., **66**, 275–288, 1996.

GENTY, D., VOKAL, B., OBELIC, B. & MASSAULT, M.: Bomb ^{14}C time history recorded in two modern stalagmites – importance for soil organic matter dynamics and bomb ^{14}C distribution over continents. – Earth Planet. Sci. Letters, **160**, 795–809, 1998.

GENTY, D. & MASSAULT, M.: Carbon transfer dynamics from bomb-^{14}C and $\delta^{13}C$ time series of a laminated stalagmite from SW France – modelling and comparison with other stalagmite records. – Geochim. Cosmochim. Acta, **63**, 1537–1548, 1999.

GENTY, D., BAKER, A., MASSAULT, M., PROCTOR, C., GILMOUR, M., PONS-BRANCHU, E. & HAMEILIN, B.: Dead carbon in stalagmites: carbonate bedrock paleodissolution vs. aging of soil organic matter. Implications for 13C variations in speleothems. – Geochim. Cosmochim. Acta, **65**, 3443–3457, 2001.

GENTY, D., BLAMART, D., OUAHADI, R., GILMOUR, M., BAKER, A., JOUZEL, J. & VAN EXTER, S.: Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. – Nature, **421**, 833–837, 2003.

GENTY, D., BLAMART, D., GHALEB, B., PLAGNES, V., CAUSSE, C., BAKALOWICZ, M., ZOUARI, K., CHKIR, N., HELLSTROM, J., WAINER, K. & BOURGES, F.: Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta^{13}C$ stalagmite profiles – comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. – Quat. Sci. Rev., **25**, 2118–2142, 2006.

GEYH, M.A., FRANKE, H.W. & DREYBRODT, W.: Anomal große $\delta^{13}C$-Werte von Hochgebirgssinter. Vergeblicher Versuch einer paläoklimatischen Deutung. – Hölloch Nachrichten, **5**, 49–61, 1982.

GLEIRSCHER, P. & PACHER, M.: Griffen und die Altsteinzeit im Südostalpenraum. – Rudolfinum Jahrb. Landesmus. Kärnten, **2004**, 65–107, 2005a.

GLEIRSCHER, P. & PACHER, M.: Neandertaler in Griffen. – In: KOMPOSCH, C. & WIESER, C., Red.: Schlossberg Griffen, 95–100, Klagenfurt (Verlag Naturwiss. Ver. Kärnten) 2005b.

GOLDSTEIN, S.J. & STIRLING, C.H.: Techniques for measuring uranium-series nuclides: 1992–2002. – In: BOURDOIN, B., HENDERSON, G.M., LUNDSTROM, C.C. & TURNER, S. (Hrsg.): Uranium-Series Geochemistry Rev. Mineral. Geochem., **52**, 23–57, Washington, D.C. (Min. Soc. Amer.) 2003.

GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A.: A geologic time scale 2004. – 589 S., Cambridge (Cambridge Univ. Press) 2004.

GRAFENSTEIN, U., ERLENKEUSER, H., BRAUER, A., JOUZEL, J. & JOHNSEN, S.J.: A mid-European decadal isotope-climate record from 15,000 to 5000 years B.P. – Science, **284**, 1654–1657, 1999.

GRESSEL, W.: Zur Ablagerung von Schwebstoffen aus der Luft und Ausbildung von Sinterformen in alpinen Höhlen und Bergwerksstollen. – Carinthia II, Sonderh. **28**, 305–316, 1971.

GUNN, J.: Encyclopedia of Caves and Karst Science. – 902 S., New York (Fitzroy Dearborn) 2004.

HADERLAPP, P.: Obir-Tropfsteinhöhlen. – Carinthia II, **181**/101, 181–190, 1991.

HADERLAPP, P.: Die Obir-Tropfsteinhöhlen. Ein Führer durch die Schauhöhlen und das Schaubergwerk auf der Unterschäffleralpe bei Bad Eisenkappel, Kärnten. – 2. Aufl., 48 S., Bad Eisenkappel (Obir-Tropfsteinhöhlen) 1997.

HARTMANN, H., HARTMANN, W. & MRKOS, H.: Die Herrmannshöhle in Niederösterreich. – Wiss. Beiheft zur Zeitschrift „Die Höhle", **50**, 1–264, 1997.

HARTMANN, H. & HARTMANN, W.: Die Höhlen Niederösterreichs. Band 5. – Wiss. Beiheft zur Zeitschrift „Die Höhle", **54**, 1–616, 2000.

HATLE, E.: Fünfter Beitrag zur mineralogischen Topographie der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **28**, 294–308, 1892.

HELLSTROM, J., MCCULLOCH, M. & STONE, J.: A detailed 31,000–year record of climate and vegetation change, from the isotope geochemistry of two New Zealand speleothems. – Quat. Res., **50**, 167–178, 1998.

HENDERSON, G.M.: Caving in to new chronologies. – Science, **313**, 620–623, 2006.

HENDY, C.H.: The isotopic geochemistry of speleothems – I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. – Geochim. Cosmochim. Acta, **35**, 801–824, 1971.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HERBERT, T.D., SCHUFFERT, J.D., ANDREASEN, D., HEUSSER, L., LYLE, M., MIX, A., RAVELO, A.C., STOTT, L.D. & HERGUERA, J.C.: Collapse of the California Current during glacial maxima linked to climate change on land. – Science, **293**, 71–76, 2001.

HERZOG, U.: Zur Karsthydrogeologie des Obirmassivs. – In: GOLOB, B. (Hrsg.): Der Hochobir, 127–134, Klagenfurt (Naturwiss. Ver. Kärnten), 1999.

HESTERBERG, R. & SIEGENTHALER, U.: Production and stable isotopic composition of CO_2 in a soil near Bern, Switzerland. – Tellus, **43B**, 197–205, 1991.

HILLE, C. & FORTI, P.: Cave Minerals of the World. – 2. Aufl., 463 S., Huntsville (Nat. Speleol. Soc.), 1997.

HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 153–195, 1969.

HOFREITER, M., RABEDER, G., JAENICKE-DESPRÉS, V., WITHALM, G., NAGEL, D., PAUNOVIC, M., JAMBRESIC, G. & PÄÄBO, S.: Evidence for reproductive isolation between cave bear populations. – Current Biology, **14**, 40–43, 2004.

HOLLER, H.: Ergebnisse der zweiten Aufschlußperiode (1938–1941) beim Blei-Zink-Erzbergbau Eisenkappel in Kärnten (Hochobir, östliche Karawanken). – Carnithia II, **167**/87, 31–52, 1977.

HOLZKÄMPER, S.: Dating and interpretation of secondary carbonate deposits from the Last Interglacial. – Unveröff. Diss. Univ. Heidelberg, 90 S., 2004.

HOLZKÄMPER, S., MANGINI, A., SPÖTL, C. & MUDELSEE, M.: Timing and progression of the Last Interglacial derived from a high Alpine stalagmite. – Geophys. Res. Lett., **31**, L07201, doi: 10.1029/2003GL019112, 2004.

HOLZKÄMPER, S., SPÖTL, C. & MANGINI, A.: High-precision constraints on timing of Alpine warm periods during the middle to late Pleistocene using speleothem growth periods. – Earth Planet. Sci. Lett., **236**, 751–764, 2005.

HORITA, J., UEDA, A., MIZUKAMI, K. & TAKATORI, I.: Automatic δD and $\delta^{18}O$ analyses of multi-water samples using H_2- and CO_2-water equilibration methods with a common equilibration set-up. – Appl. Radiation Isotopes, **40**, 801–805, 1989.

HORN, G.: Über einige Karsthöhlen in Norwegen. – Mitt. Höhlen- u. Karstforschung, **1937/1939**, 1–15, 1939.

HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 282–286, 1958.

HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1959**, A112–A115, 1959.

HUANG, Y. & FAIRCHILD, I.J.: Partitioning of Sr^{2+} and Mg^{2+} into calcite under karst-analogue experimental conditions. – Geochim. Cosmochim. Acta, **65**, 47–62, 2001.

HUANG, Y., FAIRCHILD, I.J., BORSATO, A., FRISIA, S., CASSIDY, N.J., MCDERMOTT, F. & HAWKESWORTH, C.J.: Seasonal variations in Sr, Mg and P in modern speleothems (Grotta di Ernesto, Italy). – Chem. Geol., **175**, 429–448, 2001.

HÜCKEL, B., JACOBSHAGEN, V. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). – Z. dt. geol. Ges., **112**, 91–104, 1960.

HUMER, G., RANK, D., TRIMBORN, P. & STICHLER, W.: Niederschlagsisotopennetz Österreich. – Umweltbundesamt Monogr., **52**, 1–86, 1995.

IMBRIE, J., MIX, A.C. & MARTINSON, D.G.: Milankovitch theory viewed from Devils Hole. – Nature, **363**, 531–533, 1993.

IVANOVICH, M. & HARMON, R.S.: Uranium-series disequilibrium: Application to Earth, Marine and Environmental Studies. – 2. Aufl.., 910 S., Oxford, Clarendon Press, 1992.

IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A., BEER, J. & KERSCHNER, H.: The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be, ^{26}Al and ^{36}Cl. – Eclogae geol. Helv., **89**, 1049–1063, 1996.

JACOBY, E. & KREJCI, G.: Die Höhle beim Spannagelhaus. – Wiss. Beih. Die Höhle, **26**, 1–148, 1992.

JAHNE, L.: Geschichtliche Entwicklung der Bergbauten am Hochobir. – Montan. Rundschau, **21**, 1–7, 37–42, 53–60, 1929.

JAMELNIK, O.: Neue Höhlen im Obirgebiet. – Carinthia II, **184**/104, 77–92, 1994.

JAMELNIK, O. & MIXANIG, H.: Höhlen im Haller-Felsengebiet, Vellachtal, Kärnten. Die Kozak-Höhle. – Carinthia II, **186**/106, 23–32, 1996.

JAMES, J.: Carbon dioxide in the cave atmosphere. – Trans. British Cave Research Ass., **4**, 417–429, 1977.

JENATSCHKE, U.: Möglichkeiten zur Entstehung von Knöpfchensinter. – Die Höhle, **18**, 1–5, 1967.

JOHNSEN, S.J., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., STEFFENSEN, J.P., CLAUSEN, H.B., MILLER, H., MASSON-DELMOTTE, V., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.E. & WHITE, J.: Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. – J. Quat. Sci., **16**, 299–307, 2001.

JOHNSON, K.R., HU, C., BELSHAW, N.S. & HENDERSON, G.M.: Seasonal trace-element and stable-isotope variations in a Chinese speleothem: the potential for high-resolution paleomonsoon reconstruction. – Earth Planet. Sci. Lett., **244**, 394–407, 2006.

KAISER, A., SCHEIFINGER, H.,KRALIK, M., PAPESCH, W., RANK, D. & STICHLER, W.: Links between meteorological conditions and spatial/temporal variations in long-term isotope records from the Austrian precipitation network. – In: Study of Environmental Change using Isotope Techniques, Wien (Intern. Atomic Energy Agency), 67–76, 2002.

KARNER, D.B. & MULLER, R.A.: A causality problem for Milankovitch. – Science, **288**, 2143–2144, 2000.

KAUFMANN, G.: Stalagmite growth and palaeo-climate: the numerical perpective. – Earth Planet. Sci. Lett., **214**, 251–266, 2003.

KAUFMANN, G. & DREYBRODT, W.: Stalagmite growth and palaeoclimate: an inverse approach. – Earth Planet. Sci. Lett., **224**, 529–545, 2004.

KECK, E.: Die Höhlen und Karst im Burgenland. – Wiss. Beiheft Die Höhle, **51**, 1–150, 1998.

KIM, S.T., O'NEIL, J.R.: Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. – Geochim. Cosmochim. Acta, **61**, 3461–3475, 1997.

KIRCHMAYER, M.: Zur Untersuchung rezenter Ooide. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **114**, 245–272, 1962.

KIRCHMAYER, M.: Höhlenperlen (cave pearls) aus Bergwerken. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **173**, 309–349, 1964.

KLAPPACHER, W.: Salzburger Höhlenbuch. Band 5 Salzburger Mittelgebirge und Zentralalpen. – 625 S., Salzburg (Landesver. Höhlenk. Salzburg) 1992.

KÖSTLER, H.J.: Zur Geschichte des Berg- und Hüttenwesens im Hochobir-Gebiet mit besonderer Berücksichtigung des Bleierzbergbaues. – In: GOLOB, B. (Hrsg.): Der Hochobir 63–82, Klagenfurt (Naturwiss. Ver. Kärnten) 1999.

KRAINER, K.: Geologie des Hochobir-Massivs. – In: GOLOB, B. (Hrsg.): Der Hochobir, 97–114, Klagenfurt (Naturwiss. Verein Kärnten), 1999.

KREJCI, G.: Die „Höhle beim Spannagelhaus" (HBS). – Tiroler Heimatblätter, **76**, 56–60, 2001.

KUFFNER, D.: Die Gassel-Tropfsteinhöhle. – 55 S., Ebensee (Ver. Höhlenk. Ebensee) 1997.

KUSCH, H.: Das Blasloch (Kat. Nr. 2836/229) im Tannebenstock bei Semriach (Steiermark). – Die Höhle, **42,** 1–4, 1991.

KUSCH, H.: Das Blasloch (Kat.-Nr. 2836/229) bei Semriach, Steiermark. – In: BENISCHKE, R., SCHAFFLER, H., WEISSENSTEINER, V. (Hrsg.): Festschrift Lurgrotte 1894–1994, 63–79, Graz (Landesver. Höhlenk. Stmk.) 1994.

KUSCH, H.: Zur kulturgeschichtlichen Bedeutung der Höhlenfundplätze entlang des mittleren Murtales. – Grazer Altertumskundl. Studien, **2**, 1–207, 1996.

KUSCH, H.: Forschungsprojekt Moosschacht (2836/237) auf dem Tannebenstock bei Semriach, Steiermark. – Die Höhle, **55**, 83–90, 2004.

KUSCH, H. & KUSCH, I.: Höhlen der Steiermark: Phantastische Welten. – 160 S., Graz (Steirische Verlagsges.) 1998.

KUSCH, H., SPÖTL, C., OFFENBECHER, K.H. & KRAMERS, J.: Der prähistorische Kalksinterplattenabbau „Katzensteig" der Lurgrotte bei Semriach, Steiermark. – Schild von Steier (in Druck).

LAMMERER, B.: Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). – Geol. Rundschau, **77**, 143–156, 1988.

LANGER, A.: Die Höhlen im Hochobir-Massiv. – In: GOLOB, B. (Hrsg.): Der Hochobir, 115–126, Klagenfurt (Naturwiss. Verein Kärnten), 1999.

LANGER, A.: Die Höhlen im Hochobir-Massiv, Kärnten. – Carinthia II, **191**/111, 103–116, 2001.

LATHAM, A.G., SCHWARCZ, H.P. & FORD, D.C.: The paleomagnetism and U-Th dating of Mexican stalagmite, DAS2. – Earth Planet. Sci. Letters, **79**, 195–207, 1986.

LAURITZEN, S.E.: Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: An end-member in the contact karst spectrum. – Acta Carstologica, **30**, 47–78, 2001.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

LAURITZEN, S.E. & LUNDBERG, J.: Speleothems and climate: a special issue of The Holocene. – The Holocene, **9**, 643–647, 1999.

LAZAR, R.: Das Höhlenklima – thermische Verhältnisse in der Tropfsteinhöhle. – In: KOMPOSCH, C. & WIESER, C., Red.: Schlossberg Griffen, 109–110, Klagenfurt (Verlag Naturwiss. Ver. Kärnten) 2005.

LEA, D.W., MARTIN, P.A., PAK, D.K. & SPERO, H.J.: Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. – Quat. Sci. Rev., **21**, 283–293, 2002.

LEITNER-WILD, E. & STEFFAN, I.: Isolation of uranium and thorium from pure carbonate speleothems for uranium series age determination. – Radiochimica Acta, **57**, 153–157, 2002.

LEITNER-WILD, E. & STEFFAN, I.: Uranium-series dating of fossil bones from alpine caves. – Archaeometry, **35**, 137–146, 1993.

LEX, F.: Die Tropfsteinhöhlen in der Unterschäffleralpe. – Carinthia II, **112/113**, 5–8, 1923.

LEX, F.: Die Tropfsteinhöhlen in der Unterschäffleralpe. – Carinthia II, **114/115**, 14–17, 1925.

LI, W.X., LUNDBERG, J., DICKIN, A.P., FORD, D.C., SCHWARCZ, H.P., MCNUTT, R. & WILLIAMS, D.: High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for palaeoclimatic studies. – Nature, **339**, 534-536, 1989.

LI, H.-C., KU, T.-L., YOU, C.-F., CHENG, H., EDWARDS, R.L., MA, Z.-B., TSAI, W.-S. & LI, M.-D.: $^{87}Sr/^{86}Sr$ and Sr/Ca in speleothems for paleoclimate reconstruction in Central China between 70 and 280 kyr ago. – Geochim. Cosmochim. Acta, **69**, 3933–3947, 2005.

LISIECKI, L.E., RAYMO, M.E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. – Paleoceanography, **20**, doi:10.1029/2004PA001071, 2005.

LUDWIG, K.R., SIMMONS, K.R., SZABO, B.J., WINOGRAD, I.J., LANDWEHR, J.M., RIGGS, A.C., HOFFMAN, R.J.: Mass-spectrometric ^{230}Th-^{234}U-^{238}U dating of the Devils Hole calcite vein. – Science, **258**, 284–287, 1992.

LUETSCHER, M. & JEANNIN, P.Y.: Temperature disstribution in karst system: the role of air and water fluxes. – Terra Nova, **16**, 344–350, 2004.

LUNDBERG, J. & FORD, D.C.: Late Pleistocene sea level change in the Bahamas from mass spectrometric U-series dating of submerged speleothem. – Quat. Sci. Rev., **13**, 1–14, 1994.

LUNDBERG, J., FORD, D.C. & HILL, C.A.: A preliminary U-Pb date on cave spar, Big Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico, USA. – J. Cave Karst Studies, **62**, 144-148, 2000.

LUO, X., REHKÄMPER, M., LEE, D.C. & HALLIDAY, A.N.: High precision $^{230}Th/^{232}Th$ and $^{234}U/^{238}U$ measurements using energy-filtered ICP magnetic sector multiple collector mass spectrometry. – Intern. J. Mass Spectrom. Ion Proc., **171**, 105–117, 1997.

LUTERBACHER, J., DOETRICH, D., XOPLAKI, E., GROSJEAN, M. & WANNER, H.: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. – Science, **303**, 1499–1503, 2004.

MAASCH, K.A., MAYEWSKI, P.A., ROHLING, E.J., STAGER, J.C., KARLEN, W., MEEKER, L.D. & MEYERSON, E.A.: A 2000–year context for modern climate change. – Geogr. Annaler, **87A**, 7–15, 2005.

MAIS, K. & PAVUZA, R.: Hinweise zu Höhlenklima und Höhleneis in der Dachstein-Mammuthöhle (Oberösterreich). – Die Höhle, **51**, 121–125, 2000.

MANGINI , A., SPÖTL, C. & VERDES, P.: Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 years from a $\delta^{18}O$ stalagmite record. – Earth Planet. Sci. Lett., **235**, 741–751, 2005.

MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHACKELTON, N.J.: Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000–year chronostratigraphy. – Quat. Res., **27**, 1–29, 1987.

MAURIN, V.: Geologie und Karstentwicklung des Raumes Deutschfeistritz – Peggau – Semriach. – In: BENISCHKE, R., SCHAFFLER, H., WEISSENSTEINER, V. (Hrsg.): Festschrift Lurgrotte 1894–1994, 103–137, Graz (Landesver. Höhlenk. Stmk.) 1994.

MCDERMOTT, F.: Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. – Quat. Sci. Rev., **23**, 901–918, 2004.

MCGARRY, S., BAR-MATTHEWS, M., MATTHEWS, A., VAKS, A., SCHILMAN, B. & AYALON, A.: Constraints on hydrological and paleotemperature variations in the Eastern Mediterranean region in the last 140 ka given by the δD values of speleothem fluid inclusions. – Quat. Sci. Rev., **23**, 919–934, 2004.

MCMILLAN, E.A., FAIRCHILD, I.J., FRISIA, S., BORSATO, A. & MCDERMOTT, F.: Annual trace element cycles in calcite-aragonite speleothems: evidence of drought in the western Mediterranean 1200 – 2200 yr BP. – J. Quat. Sci., **20**, 423–433, 2005.

MEIXNER, H.: Authigene und allothigene Mineralbildungen aus der Griffener Höhle, Kärnten. – Carinthia II, **148**/68, 9–15, 1958.

MEYER, M.: Laminated speleothems as high-resolution archives of alpine paleoclimate. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 120 S., 2006.

MEYER, M., SPÖTL, C. & CLIFF, R.A.: U-Pb dated laminated speleothems from the western Austrian Alps: constraints on Pliocene to early Pleistocene climate variability and uplift. – In: (ONAC. B.P., TAMAS, T., CONSTANTIN, S. & PERSOIU, A. (Hrsg.): Archives of Climate Change in Karst. Karst Waters Inst. Spec. Publ., 39–40, 2006a.

MEYER, M., SPÖTL, C. & MANGINI, A.: Inneralpine speleothems constrain the end of MIS 5e. – Geophys. Res. Abstr., **8**, 10926, 2006b.

MEYER, M., FABER, R. & SPÖTL, C.: The WinGeol Lamination Tool – new software for rapid, semi-automated analysis of laminated climate archives. – The Holocene, **16**, 753–761, 2006c.

MICKLER, P.J., STERN, L.A., BANNER, J.L.: Large kinetic isotope effects in modern speleothems. – Geol. Soc. Amer. Bull., **118**, 65–81, 2006.

MOBERG, A., SONECHKIN, D.M., HOLMGREN, K., DATSENKO, N.M. & KARLEN, W.: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. – Nature, **433**, 613–617, 2005.

MOORE, G.W.: Speleothem – a new cave term. – National Speleol. Soc. News, **10**, 2, 1952.

MORINAGA, H., INOKUCHI, H. & YASKAWA, K.: Palaeomagnetism of stalagmites (speleothems) in SW Japan. – Geophys. J., **96**, 519–528, 1989.

MORSE, J.W. & MACKENZIE, F.T.: Geochemistry of Sedimentary Carbonates. – Dev. Sed., **48**, 707 S., Amsterdam (Elsevier) 1990.

MÜLLER, U.C., PROSS, J. & BIBUS, E.: Vegetation response to rapid change in central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Füramoos pollen record. – Quat. Res., **59**, 235–245, 2003.

MUNDIL, R., ZÜHLKE, R., BECHSTÄDT, T., PETERHÄNSEL, A., EGENHOFF, S.O., OBERLI, F., MEIER, M., BRACK, P. & RIEBER, H.: Cyclicities in Triassic platform carbonates: synchronizing radio-isotopic and orbital clocks. – Terra Nova, **15**, 81–87, 2003.

NEFF, U., BURNS, S.J., MANGINI, A., MUDELSEE, M., FLEITMANN, D. & MATTER, A.: Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. – Nature, **411**, 290–293, 2001.

NELSON, S.T.: A simple, practical methodology for routine VSMOW/SLAP normalization of water samples analyzed by continuous flow methods. – Rapid Comm. Mass Spectrom., **14**, 1044-1046, 2000.

NIEDERMAYR, G.: Von der „Eisenblum“ ... die wunderbaren Eisenblüten. – Katalog 38. Mineralientage München, 124–135, München, 2001.

NIGGEMANN, S. & RICHTER, D.K.: Ein mittelpleistozäner Aragonitstalagmit aus der B7–Höhle (NW-Sauerland/ Nordrhein-Westfalen). – Die Höhle, **57**, 47–56, 2006.

NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – Nature, **431**, 147–151, 2004.

OFFENBECHER, K.H.: Stabile Isotope in Stalagmiten als Indikatoren der Klimaentwicklung im Quartär in den österreichischen Alpen. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 229 S., 2004.

PARKHURST, D.L. & APPELO, C.A.J.: User's guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional-transport, and inverse geochemical calculations. – U.S. Geol. Survey Water-Res. Invest. Rep., **99–4259**, 1999.

PAVUZA, R.: Ein geochronologisches Ergebnis aus der Brunnenhöhle bei Bad Vöslau (Niederösterreich). – Die Höhle, **39**, 89–92, 1988.

PAVUZA, R. & MAIS, K.: Aktuelle höhlenklimatische Aspekte der Dachstein-Rieseneishöhle. – Die Höhle, **50**, 126–140, 1999.

PAVUZA, R. & PLAN, L.: Interpretation hydrochemischer Parameter des Karstwassers. – In: PLAN, L. & HERRMANN, E. (Hrsg.): Speläo-Merkblätter, Speldok-13, C42a-C42c, 2005.

PEER, H. & ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf-Großarltal). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 411–466, 1980.

PENTECOST, A.: Travertine. – 445 S., Berlin (Springer), 2005.

PERRETTE, Y., DELANNOY, J.J., DESMETT, M., LIGNIER V. & DESTOMBES, J.L.: Speleothem organic matter content imaging. The use of

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

a fluorescence index to characterize the maximum emission wavelength. – Chem. Geol., **214**, 193–208, 2005.

PIELSTICKER, K-H.: Höhlen und Permafrost – Thermophysikalische Prozesse von Höhlenvereisungen während des Quartärs – Bochumer Geol. Geotech. Arb., **55**, 187–196, 2000.

PLAN, L., SPÖTL, C., GRASEMANN, B., DECKER, K., WIESMAYR, G. & OFFENBECHER, K.H.: Seismothems reveal neotectonic activity along the Salzachtal-Ennstal-Fault-System. – Geophys. Res. Abstr., **7**, 04224, 2005.

POLINSKI, R.K. & EISBACHER, G.H.: Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, southeastern Alps. – J. Struct. Geol., **14**, 1203–1213, 1992.

POLTNIG, W. & STROBL, E.: Einflüsse von CO_2–Exhalationen aus dem Bereich der Periadriatischen Naht auf Karstwässer des Hochobirmassivs (Karawanken, Kärnten). – Beitr. Hydrogeol., **47**, 145–158, 1996.

POLYAK, V.J. & ASMEROM, Y.: Late Holocene climate and cultural changes in the southwestern United States. – Science, **294**, 148–151, 2001.

POTTER, E.-K., STIRLING, C.H., WIECHERT, U.H., HALLIDAY, A.N. & SPÖTL, C.: Uranium-series dating of corals in situ using laser ablation MC-ICPMS. – Intern. J. Mass Spectrom., **240**, 27–35, 2005.

PROCTOR, C.J., BAKER, A., BARNES, W.L. & GILMOUR, M.A.: A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. – Climate Dynamics, **16**, 815–820, 2000.

PROCTOR, C.J., BAKER, A. & BARNES, W.L.: A three thousand year record of North Atlantic climate. – Climate Dynamics, **19**, 449–454, 2002.

RABEDER, G.: Die Grabungen des oberösterreichischen Landesmuseums in der Ramesch-Knochenhöhle (Totes Gebirge, Warscheneck-Gruppe). – Jb. oberösterr. Museal-Ver., **130**, 161–181, 1985.

RABEDER, G. & MAIS, K.: Erste Grabungsergebnisse aus der Herdengelhöhle bei Lunz am See (Niederösterreich). – Die Höhle, **36**, 35–41, 1985.

RABEDER, G., HOFREITER, M. & WILD, E.M.: Die Bären der Brieglersberghöhle (1625/24). – Die Höhle, **56**, 36–43, 2005.

RAILSBACK, L.B., BROOK, G.A., CHEN, J., KALIN, R. & FLEISHER, C.J.: Environmental controls on the petrology of a late Holocene speleothem from Botswana with annual layers of aragonite and calcite. – J. Sed. Res., **A64**, 147–155, 1994.

REIMER, P.J. BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G.S., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T.P., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMACK, G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E.: INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 CAL KYR BP. – Radiocarbon, **46**, 1029–1058, 2004.

RICHARDS, D.A., SMART, P.L. & EDWARDS, R.L.: Maximum sea levels for the last glacial period from U-series ages of submerged speleothems. – Nature, **367**, 357–360, 1994.

RICHARDS, D.A., BOTTRELL, S.H., CLIFF, R.A., STRÖHLE, K. & ROWE, P.J.: U-Pb dating of a speleothem of Quaternary age. – Geochim. Cosmochim. Acta, **62**, 3683–3688, 1998.

RICHARDS, D.A. & DORALE, J.A.: Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems. – In: BOURDON, B., HENDERSON, G.M., LUNDSTROM, C.C. & TURNER, S. (Hrsg.): Uranium-Series Geochemistry, Rev. Mineral. Geochem., **52**, 407–460, Washington, D.C. (Min. Soc. Amer.), 2003.

RICHTER, D.K. & NIGGEMANN, S.: Kryogene Calcite in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **51**, 129–132, 2005.

ROMANEK, C.S., GROSSMAN, E.L. & MORSE, J.W.: Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate. – Geochim. Cosmochim. Acta., **56**, 419–430, 1992.

ROSENDAHL, W., WIEGAND, B., EISENHAUER, A. & KEMPE, S.D.: Paläoklima im Pleistozän der Allgäuer Alpen – speläochronologische Beiträge aus der Klaus-Cramer Höhle/Region Hochifen-Gottesackerplateau. – Karst und Höhle, **2000/2001**, 175–182, 2000.

ROWE, P.J., ATKINSON, T.C. & DENNIS, P.F.: A stable isotope record from fluid inclusions in a Holocene speleothem from southwest Britain. – Theor. Appl. Karstology, **11/12**, 9–16, 1999.

ROZANSKI, K., ARAGUÁS-ARAGUÁS, L. & GONFIANTINI, R.: Relation between long-term trends in oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. – Science, **258**, 981–985, 1992.

ROZANSKI, K., ARAGUÁS-ARAGUÁS, L. & GONFIANTINI, R.: Isotopic patterns in modern global precipitation. – In: SWART, P.K., LOHMANN, K.C., MCKENZIE, J. & SAVIN, S. (Hrsg.): Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophys. Monogr. Series, **78**, 1–36, Washington, D.C. (Amer. Geophys. Union), 1993.

SAAR, R. v.: Eishöhlen, ein meteorologisch-geophysikalisches Phänomen. – Geogr. Annaler, **38**, 1–63, 1956.

SCHLOSSER, M.: Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaisertal bei Kufstein. – Abh. k. Bayer. Akad. Wiss. II. Kl., II. Abt., **24**, 386–506, 1909.

SCHMIDT, V.A.: Magnetostratigraphy of sediments in Mammoth Cave, Kentucky. – Science, **217**, 827–829, 1982.

SCHOTTERER, U., STICHLER, W., GRAF, W., BÜRKI, H.-U., GOURCY, L., GINOT, P. & HUUBER, T.: Stable isotopes in Alpine ice cores: Do they record climate variability? – In: Study of Environmental Change using Isotope Techniques, 292–300, Wien (Intern. Atomic Energy Agency)) 2002.

SCHUG, J. & KUHN, M.: Der Schwarzmilzferner in den Allgäuer Alpen: Massenblilanz und klimatische Bedingungen. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., **29**, 55–74, 1993.

SCHWANDER, J., EICHER, U. & AMMAN, B.: Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. – Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., **159**, 203–214, 2000.

SCHWARCZ, H.P.: Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. – In: FRITZ, P. & FONTES, J.C. (Hrsg.): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, **2B**, 271–303, Amsterdam (Elsevier) 1986.

SEEBACHER, R.: Aktuelle Forschungen in der Südwandhöhle (Dachsteinloch, 1543/28), Stmk/OÖ. – Die Höhle, **57**, 76–89, 2006.

SEEMANN, R.: Die sedimentären Eisenvererzungen der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. – Ann. Naturhist. Museum Wien, **82**, 209–290, 1979.

SEEMANN, R.: Neufunde sekundärer Carbonatmineralisationen in Höhlen des Dachsteins und des Untersberges (Nördliche Kalkalpen). – Die Höhle, **35**, 253–262, 1984.

SEEMANN, R.: Mineralparagenesen in österreichischen Karsthöhlen. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **132**, 117–134, 1987.

SEEMANN, R., GEYH, M.A. & FRANKE, H.W.: Altersbestimmung an Sinter- und Tropfsteinformationen der Hermannshöhle. – In: (HARTMANN, H., HARTMANN, W. & MRKOS, H. (Hrsg.): Die Hermannshöhle in Niederösterreich, Wiss. Beih. Die Höhle, **50**, 133–145, 1997.

SHACKLETON, N.J., FAIRBANKS, R.G., CHIU, T.C. & PARRENIN, F.: Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\delta^{14}C$. – Quat. Sci. Rev., **23**, 1513–1522, 2004.

SHOPOV, Y.Y., FORD, D.C. & SCHWARCZ, H.P.: Luminescent microbanding in speleothems: high-resolution chronology and paleoclimate. – Geology, **22**, 407–410, 1994.

SMITH, C.L., BAKER, A., FAIRCHILD, I.J., FRISIA, S. & BORSATO, A.: Reconstructing hemispheric-scale climates from multiple stalagmite records. – Intern. J. Climatol., 26, 1417–1424, 2006.

SONG, L., YANG, J. &WANG, L.: The potential corrosion of speleothems by condensation water. – Acta Carsologica, **27**, 215–229, 1998.

SPEED, R.C. & CHENG, H.: Evolution of marine terraces and sea level in the last interglacial, Cave Hill, Barbados. – Geol. Soc. Am. Bull., **116**, 219–232, 2004.

SPÖTL, C.: Das Spannagelhöhlensystem. – In: TOBITSCH, R., KOGLER, H. & SIEBERER, W. (Hrsg.): Festschrift 50 Jahre Landesverein für Höhlenkunde in Tirol, 55–73, Wörgl (Landesver. Höhlenk. Tirol), 2002a.

SPÖTL, C.: Die Hundalm Eis- und Tropfsteinhöhle. – In: TOBITSCH, R., KOGLER, H. & SIEBERER, W. (Hrsg.): Festschrift 50 Jahre Landesverein für Höhlenkunde in Tirol, 43–52, Wörgl (Landesver. Höhlenk. Tirol), 2002b.

SPÖTL, C.: Das Untertagelabor in den Obir-Höhlen. – Die Höhle, **55**, 34–42, 2004a.

SPÖTL, C.: Das Klapferloch. – Höhlenk. Mitt. Landesver. Höhlenk. Tirol, **42**, 15–16, 2004b.

SPÖTL, C.: Die Tropfsteinhöhle bei Zedlach (Osttirol). – Höhlenk. Mitt. Landesver. Höhlenk. Tirol, **42**, 3–4, 2004c.

SPÖTL, C.: A robust and fast method of sampling and analysis of $\delta^{13}C$ of dissolved inorganic carbon in ground waters. – Isotopes Environ. Health Studies, **41**, 217–221, 2005a.

SPÖTL, C.: Datierungen von Tropfsteinen aus der Hundalm Eis- und Tropfsteinhöhle. – Höhlenk. Mitt. Landesver. Höhlenk. Tirol, **43**, 5–9, 2005b.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SPÖTL, C. & MANGINI, A.: Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger events during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. – Earth Planet. Sci. Lett., **203**, 507–518, 2002.

SPÖTL, C., UNTERWURZACHER, M., MANGINI, A. & LONGSTAFFE, F.: Carbonate speleothems and tufas in the dry, inneralpine Vinschgau valley, northernmost Italy: Witnesses of changes in hydrology and climate since the Late Glacial Maximum. – J. Sed. Res., **72**, 793–808, 2002a.

SPÖTL, C., MANGINI, A., RANK, N., EICHSTÄDTER, R. & BURNS, S.J.: Start of the last interglacial period at 135 ka: Evidence from a high alpine speleothem. – Geology, **30**, 815–818, 2002b.

SPÖTL, C. & VENNEMANN, T.: Continuous-flow IRMS analysis of carbonate minerals. – Rapid Comm. Mass Spectrom., **17**, 1004–1006, 2003.

SPÖTL, C., BURNS, S.J., RANK, N., MANGINI, A. & PAVUZA, N.: Speleothems from the High-Alpine Spannagel Cave, Zillertal Alps (Austria). – In: I.D. SASOWSKY & J. MYLROIE (Hrsg.): Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate, 243–256, Dortrecht (Kluwer) 2004a.

SPÖTL, C., FAIRCHILD, I.J. & TOOTH, A.F.: Non-climatically induced carbon isotope changes in speleothems. – 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra/Portugal, 2004b.

SPÖTL, C. & MANGINI, A.: Altersbestimmungen an Tropfsteinen aus der Griffener Tropfsteinhöhle, Kärnten. – In: KOMPOSCH, C. & WIESER, C. (Red.): Schlossberg Griffen, 103–107, Klagenfurt (Verlag Naturwiss. Ver. Kärnten), 2005.

SPÖTL, C., FAIRCHILD, I.J. & TOOTH, A.F.: Speleothem deposition in a dynamically ventilated cave, Obir Caves (Austrian Alps). Evidence from modern cave air and drip water monitoring. – Geochim. Cosmochim. Acta, **69**, 2451–2468, 2005.

SPÖTL, C. & MANGINI, A.: U/Th age constraints on the absence of ice in the central Inn Valley (Eastern Alps, Austria) during Marine Isotope Stages 5c to 5a. – Quat. Res., **66**, 167–175, 2006.

SPÖTL, C., MANGINI, A. & RICHARDS, D.A.: Chronology and paleoenvironment of Marine Isotope Stage 3 from two high-elevation speleothems, Austrian Alps. – Quat. Sci. Rev., **25**, 1127–1136, 2006.

SPÖTL, C. & MATTEY, D.: Stable isotope microsampling of speleothems: a comparison of drill, micromill and laser ablation techniques. – Chem. Geol. (in Druck).

SPÖTL, C., HOLZKÄMPER, S. & MANGINI, A.: The Last and the Penultimate Interglacial as recorded by speleothems from a climatically sensitive high-elevation cave site in the Alps. – In: F. SIROCKO, T. LITT, M. CLAUSSEN & M.F. SÁNCHEZ-GOÑI (Hrsg.). – The Climate of Past Interglacials, Dev. Quat. Sci. Ser. (Elsevier) (in Druck).

STEINMASSL, H.: Die Klarahöhle im Sengsengebirge (Oberösterreich). – Die Höhle, **56**, 63–71, 2005.

STOCK, G.M., GRANGER, D.E., SASOWSKY, I.D., ANDERSON, R.S. & FINKEL, R.C.: Comparison of U-Th, paleomagnestism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. – Earth Planet. Sci. Lett., **236**, 388–403, 2005.

STONER, J.S., LAJ, C., CHANELL, J.E.T. & KISSEL, C.: South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0–80 ka): implications for inter-hemispheric correlation. – Quat. Sci. Rev., **21**, 1141–1151, 2002.

SVENSSON, A.A., ANDERSON, K.K., CLAUSEN, H.B., JOHNSEN, S.J., RASMUSSEN, S.O., STEFFENSEN, J.P. & VINTHER, B.M.:Extending the Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05) back to 60 kyr b2k. – Geophys. Res. Abstr., EGU06–A-05601, 2006.

TAN, M., BAKER, A., GENTY, D., SMITH, C., ESPER, J. & CAI, B.: Applications of stalagmite laminae to paleoclimate reconstructions: comparison with dendrochronology/ climatology. – Quat. Sci. Rev., **25**, 2103–2117, 2006.

THENIUS, E.: Beiträge zur Kenntnis der Höhlen im Griffener Schloßberg (3. Folge). XII. Die pleistozänen und holozänen Wirbeltierreste. – Carinthia II, **150**/70, 26–62, 1960.

THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**, 5–70, 1966.

THOMPSON, P., SCHWARCZ, H.P. & FORD, D.C.: Continental Pleistocene climatic variations from speleothem age and isotopic data. – Science, **18**, 893–895, 1974.

THOMPSON, P., SCHWARCZ, H.P. & FORD, D.C.: Stable isotope geochemistry, geothermometry, and geochronology of speleothems from West Virginia. – Geol. Soc. Amer. Bull., **87**, 1730–1738, 1976.

TREBLE, P., SHELLEY, J.M.G. & CHAPPELL, J.: Comparison of high resolution sub-annual records of trace elements in a modern (1911–1992) speleothem with instrumental climate data from southwest Australia. – Earth Planet. Sci. Lett., **216**, 141–153, 2003.

TRIMMEL, H.: Die Griffener Tropfsteinhöhle. – Carinthia II, **147**/67, 21–36, 1957.

TRIMMEL, H.: Beobachtungen aus den Tropfsteinhöhlen bei der Unterschäffleralpe im Hochobir (Kärnten). – Die Höhle, **10**, 25–33, 1959.

TRIMMEL, H.: Die Große Kollerhöhle bei Emmerberg (N.Ö.) – Ein Beispiel für den geologischen Aussagewert des Höhlensinters. – Die Höhle, **18,** 13–17, 1967a.

TRIMMEL, H.: Die Klamm des Tuxbaches bei Hintertux (Tirol) und das Alter der Schraubenfallhöhle. – Die Höhle, **18**, 54–61, 1967b.

TRIMMEL, H.: Höhlenkunde. – 300 S., Braunschweig (Viewig) 1968.

TRIMMEL, H.: Die Obir-Tropfsteinhöhlen – eine neue Schauhöhle in Kärnten. – Die Höhle, **42**, 57–66, 1991.

TRIMMEL, H.: Altersbestimmungen an Kalksintern aus Höhlen der Steiermark – Bisher kaum bekannte Ergebnisse von Radiokarbondaten. – Die Höhle, **53**, 37–51, 2002.

UCIK, F.H., GRAZE, E., KÖRNER, G. & LEITNER, W.: Führer durch die Tropfsteinhöhle im Griffener Schloßberg. – 2. Aufl., 37 S., Griffen (Verschönerungsverein Griffen) 1990.

URBAN, O.H.: Österreichs Geschichte bis 15 v. Chr. Der lange Weg zur Geschichte. Die Urgeschichte Österreichs. – 511 S., Wien (Ueberreuter) 2000.

VAKS, A., BAR-MATTHEWS, M., AYALON, A., SCHILMAN, B., GILMOUR, M., HAWKESWORTH, C.J., FRUMKIN, A., KAUFMAN, A. & MATTHEWS, A.: Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel. – Quat. Res., **59**, 182–193, 2003.

VAN HUSEN, D.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – Carinthia ll, **166**, 113–127, 1976.

VÖLKER, R.: Die Kondenswasserkorrosion als höhlenraumbildender Faktor. – Die Höhle, **40**, 1–10, 1989.

VONHOF, H.B., VAN BREUKELEN, M.R., POSTMA, O., ROWE, P.J., ATKINSON, T.C. & KROON, D.: A continuous-flow crushing device for on-line δ^2H analysis of fluid inclusion water in speleothems. – Rapid Comm. Mass Spectrom., **20**, 2553–2558, 2006.

WALKER, M.: Quaternary Dating Methods. – 286 S., Chichester (J. Wiley & Sons) 2005.

WANG, X. & NEUBAUER, F.: Orogen-parallel strike-slip faults bordering metamorphic core complexes: the Salzach-Enns fault zone in the Eastern Alps, Austria. – J. Struct. Geol., **20**, 799–818, 1998.

WANG, X., AULER, A.S., EDWARDS, R.L., CHENG, H., CRISTALLI, P.S., SMART, P.L., RICHARDS, D.A. & SHEN, C.C.: Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. – Science, **432**, 740–743, 2004.

WANG, Y., CHENG, H., EDWARDS, R.E., HE, Y., KONG, X., AN, Z., WU, J., KELLY, M.J., DYKOSKI, C.A. & LI, X.: The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic Climate. – Science, **308**, 854-857, 2005.

WEISSENSTEINER, V.: Die G.W. Geßmann-Doline auf der Tanneben bei Peggau (Steiermark), Kataster-Nr. 2836/6. – Die Höhle, **17**, 44-48, 1966.

WEISSENSTEINER, V.: Das Wildmannloch bei Peggau (Steiermark). – Die Höhle, **23**, 135–144, 1972.

WERNER, R.A., BRAND, W.A.: Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. – Rapid Comm. Mass Spectrom., **15**, 501–519, 2001.

WIESSNER, H.: Geschichte des Kärtner Bergbaues, 2. Teil. – Archiv f. vaterl. Geschichte Topogr., **36/36**, 1–298, 1951.

WIGLEY, T.M.L. & BROWN, M.C.: The physics of caves. – In: FORD, T.D. & CULLINGFORD, C.H.D., (Hrsg.): The Science of Speleology, 329–358, London (Academic Press) 1976.

WILDBERGER, A., GEYH, M.A. & HENNING, G.: Datierungsversuche an Tropfsteinen aus dem Hölloch (Zentralschweiz). – Akten des 9. Nat. Kongr. Schweiz. Ges. Höhlenforsch., 113–119, 1991.

WINKLER, R.: Der Schwarzmooskogel. Höhlen- und Karstforschung im westlichen Toten Gebirge. – Karst und Höhle, **2002/2003**, 1–235, 2004.

WINOGRAD, I.J., SZABO, B.J., COPLEN, T.B. & RIGGS, A.C.: A 250,000–year climatic record from Great Basin vein calcite: implications for Milankovitch theory. – Science, **242**, 1275–1280, 1988.

WINOGRAD, I.J., COPLEN, T.B., LANDWEHR, J.M., RIGGS, A.C., LUDWIG, K.R., SZABO, B.J., KOLESLAR, P.T. & REVESZ, K.M.: Continuous 500,000–year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. – Science, **258**, 255–260, 1992.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

WINOGRAD, I.J., LANDWEHR, J.M., LUDWIG, K.R., COPLEN, T.B. & RIGGS, A.C.: Duration and structure of the past four glaciations. – Quat. Res., **48**, 141–154, 1997.

WOODHEAD, J., HELLSTROM, J., MAAS, R., DRYSDALE, R., ZANCHETTA, G., DEVINE, P. & TAYLOR, E.: U-Pb geochronology of speleothems by MC-ICPMS. – In: ONAC, B.P., TAMAS, T., CONSTANTIN, S. & PERSIOU, A. (Hrsg.): Archives of Climate Change in Karst. Karst Waters Inst. Spec. Publ., 69–71, 2006.

WURTH, G., NIGGEMANN, S., FRANK, N., MANGINI, A. & RICHTER, D.K.: Jungquartäre Stalagmite aus Höhlen des Gottesackergebietes (Allgäuer Alpen) als Archiv für Paläoumweltbedingungen. – Karst und Höhle, **2000/2001**, 183–198, 2000.

WURTH, S., NIGGEMANN, S., RICHTER, D.K., MANGINI, A.: The Younger Dryas and Holocene climate record of a stalagmite from Hölloch Cave (Bavarian Alps, Germany). – J. Quat. Sci., **19**, 291–298, 2004.

ZACHER, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 113 Mittelberg. – Wien (Geol. B.-A.), 1990.

ZAK, K., URBAN, J., CILEK, V. & HERCMAN H.: Cryogenic cave calcite from several Central European caves: ages, carbon and oxygen isotopes and a genetic model. – Chem. Geol., **206**, 119–136, 2004.

ZÖTL, J.: Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **2**, 54–183, 1961.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. September 2006

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2007

Band/Volume: 147

Autor(en)/Author(s): Spötl Christoph, Offenbecher Karl-Heinz, Boch Ronny, Meyer Michael, Mangini Augusto, Kramers Jan, Pavuza Rudolf

Artikel/Article: Tropfstein-Forschung in österreichischen Höhlen - ein Überblick 117-167