

Geol. Paläont. Westf.	69	67-77 S.	5 Abb. 1 Tab.	Münster November 2007
--------------------------	----	----------	------------------	--------------------------

Neogene und oberkretazische Mikrofossilien in pleistozänen Höhlenlehmen der Dechenhöhle (NW Sauerland/NRW)

Rüdiger Stritzke¹, Stefan Niggemann² und Detlev K. Richter³

Kurzfassung

Erstmals wird eine reichhaltige neogene Mikroflorenvergesellschaftung aus Höhlenlehmschichten der Dechenhöhle beschrieben. Oberkretazische Dinoflagellaten und quartäre Sporomorphe belegen eine Vermengung von Sedimenten unterschiedlichen Alters. Die schlecht sortierten Höhlenlehme sind nach U/Th-Datierungen begleitender Speläotheme während des Jungpleistozäns über Spalten in die heutige Position der Dechenhöhle gelangt.

Abstract

A rich Neogene microfloral association from floor sediments of the Dechencave in Iserlohn is described for the first time in this study. Upper Cretaceous dinoflagellates and Quaternary sporomorphs prove a mixing of sediments of different ages. The moderate to poor sorted sediments (cave loam) were deposited through fissures and joints by mass flow processes in the Upper Pleistocene which is indicated by TIMS-U/Th-datings of intercalated speleothems.

Inhalt

1. Einführung	67
2. Fundsituation	69
3. Sedimentzusammensetzung	72
4. Mikrofossilien	73
5. U/Th-Datierungen	74
6. Zusammenfassende Diskussion	74

1. Einführung

Die meisten Höhlen in den stromatoporen- und korallenreichen Mittel/Oberdevonkalken des rechtsrheinischen Schiefergebirges werden auf jungtertiäre und vor allem quartäre Lösungsvorgänge zurückgeführt, wobei flach- gegenüber tiefphreatischen Genesemodellen in Verbindung mit sich ändernden Grundwasserspiegeln zumeist der Vorrang gegeben wird (vgl. Kompilation von NIGGEMANN 2003). Prä- bis synunterkretazische Hohlraumbildungen sind vereinzelt durch Lagen mit gut erhaltener Flora und Fauna aus der

Anschrift der Verfasser:

¹ Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Strasse 195, D - 47803 Krefeld

² Dechenhöhle und Höhlenkundemuseum, Dechenhöhle 5, D - 58644 Iserlohn

³ Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstraße 150, D-44801 Bochum

Unterkreidezeit belegt (Pflanzenreiche Karstfüllung im Steinbruchgebiet zwischen Asbeck und Hönnetal - WIRTH 1964, mikrosorenführende Karstfüllung im Kallenhardter Steinbruch bei Warstein -CLAUSEN et al. 1978, Sauriergrube von Nehden nördlich Brilon - u.a. KAMPMANN 1983, mikroflorenreiche Tiefenkarstfüllung im Steinbruch Rohdenhaus-Süd bei Wülfrath -DROZDZEWSKI et al. 1998). Höhlenbildungen des Zeitraumes Unterkreide bis Jungtertiär werden zwar beschrieben (Spaltenfüllung in Obergrüne bei Iserlohn mit

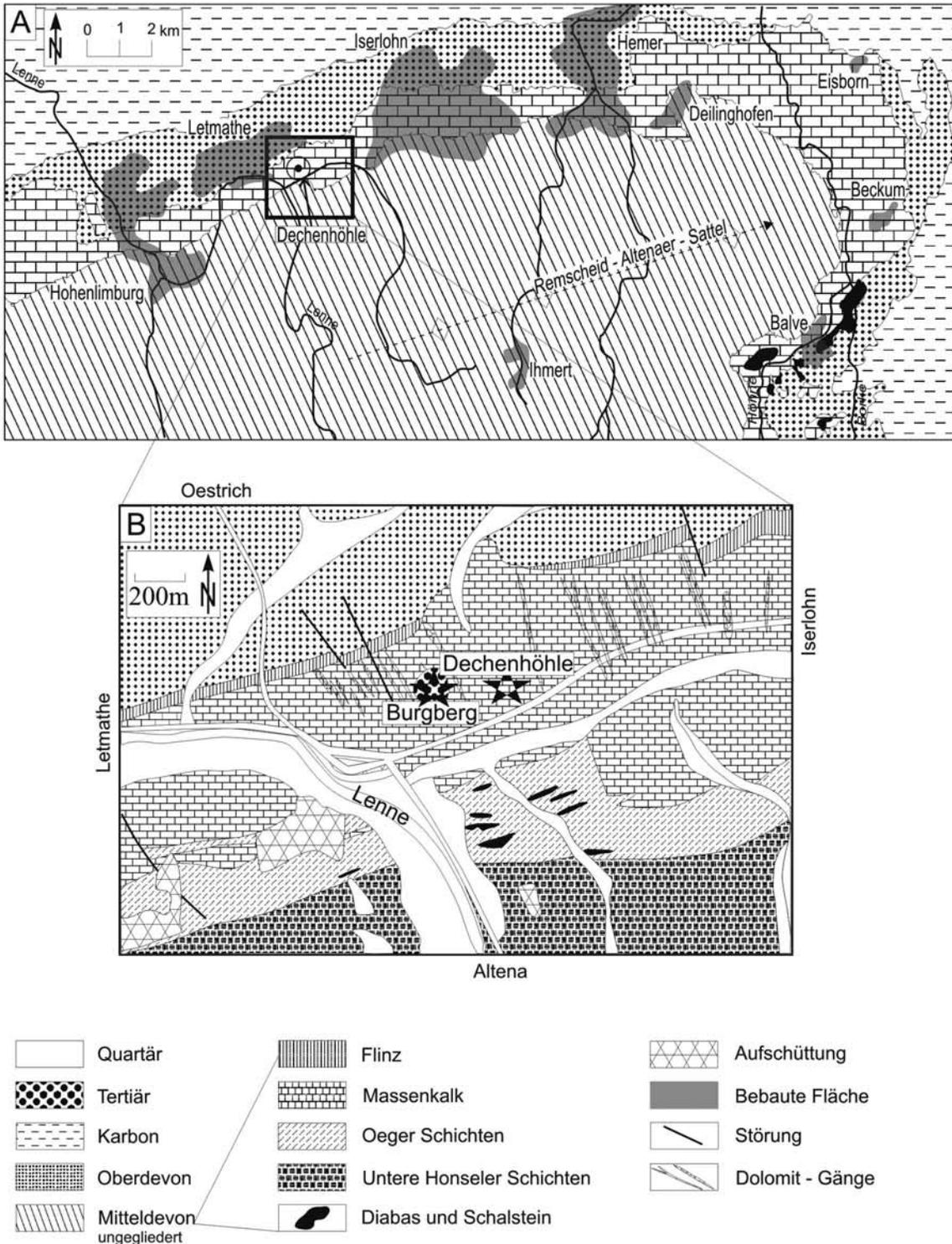


Abb. 1: Geologische Übersichtsskizzen zu Lage der Lokalitäten Dechenhöhle und Burgberg nach Karten des Geologischen Dienstes NRW (v. KAMP 1972).

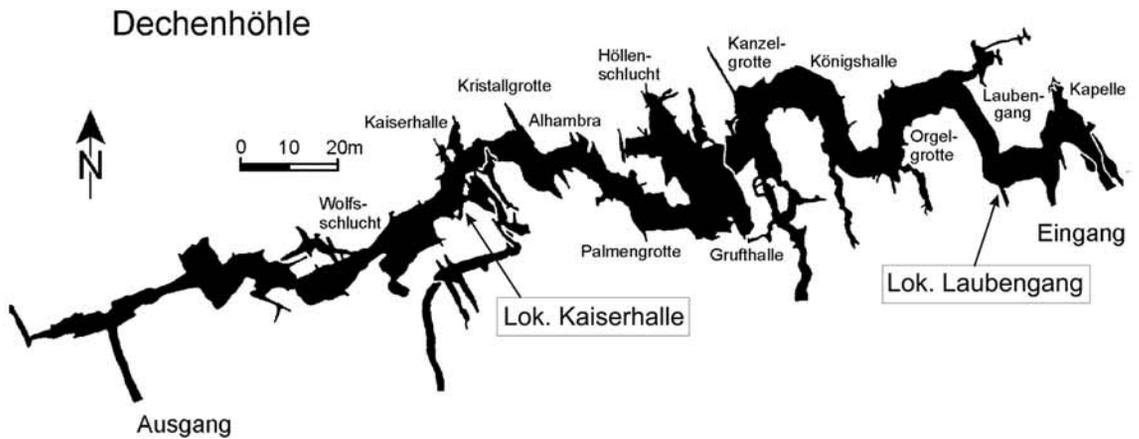


Abb. 2: Lage der Sedimentprofile Laubengang und Kaiserhalle in der Dechenhöhle (Kartengrundlage: HAMMERSCHMIDT et al. 1995).

oligozänem Cetaceenschwanzwirbel - FLIEGEL 1914, hydrothermal verkieselte Höhlenfüllungen oligozänen bis miozänen Alters bei Warstein - KRETSCHMAR 1982 –und bei Hemer – CLAUSEN & ROTH 1995, oberkretazische Sporomorphen führende Sedimente der Kluterthöhle in Gevelsberg - KOCH 1992 : 32, paläozäne bis miozäne Karsthöhlenfüllung von Hahnstätten – ANDERLE et al. 2003), aber die Fundsituationen lassen auch andere Interpretationen hinsichtlich des Zeitpunktes der jeweiligen Verkarstung zu. So wird beispielsweise eine Dolinenfüllung mit oberkretazischen Florenresten im Massenkalk bei Hermannstein nahe Wetzlar von MÜHLHAUS (1965) auf eine postoberkretazische Verkarstung mit Einbruch der Oberkreidesedimente zurückgeführt. Bei etlichen Hohlraumssystemen im rechtsrheinischen Massenkalk muß sogar mit polyphas über längere Zeiträume verlaufenen Lösungsvorgängen gerechnet werden (Kreide/Tertiär im Warsteiner Karbonatkomplex - CLAUSEN et al. 1978, Unter-Eozän und Ober-Miozän im Massenkalk von Pohl-Göns bei Butzbach - PFLUG & WERDING 1964). Karstfüllungen mit ausschließlich jungtertiären Florenresten werden von WIRTH (1970) aus dem Steinbruch zwischen Asbeck und Hönnetal beschrieben und sind wohl im Massenkalk des Rheinischen Schiefergebirges weiter verbreitet als bisher belegt.

Im vorliegenden Beitrag werden mikrofossilreiche Lehmschichten aus der Dechenhöhle beschrieben, deren biostratigraphische Hinweise vielfältig sind und deren Alterseinordnung erst über U/Th-Datierungen an Sinter belegt werden konnte.

2. Fundsituation

Die in steil nach Norden einfallenden Bänken der givetischen Schwelmfazies vor >500 ka angelegte Dechenhöhle befindet sich ca. 25 m oberhalb des Vorfluters Grünerbach etwa 500 m östlich des Lenne-tals (HAMMERSCHMIDT et al. 1995; vgl. Abb. 1). Eine Forschungsgrabung in der Königshalle (vgl. Abb. 2) hat bislang eine in acht Schichten gegliederte mittelepleistozäne bis holozäne Schichtenfolge erschlossen (DREYER et al. 2000), aber Korrelationen zu Nachbarprofilen können zur Zeit nur vermutet werden.

Die vorliegende Studie stützt sich auf pollenführende Lehmschichten der Dechenhöhle (Lok. Laubengang und Lok. Kaiserhalle - vgl. Abb. 2) sowie des Burgbergs (Lok. Burgberg - vgl. Abb. 1). Dabei steht die Lehmschicht des Laubenganges im Vordergrund, da hier Altersaussagen über Sinterdatierungen möglich sind.

Lokalität Laubengang:

Am Südennde des Laubenganges und ca. 15m vom Besuchereingang der Höhle entfernt ist durch anthropogene Eingriffe ein etwa 1 m mächtiges Profil erschlossen (Abb. 3). Der Boden der bis unmittelbar an den durch den Eisenbahnbau entstandenen Felsanschnitt heranreichenden Spalte steigt nach Süden an und ist mit Felsblöcken und Sinter bedeckt. Das Profil liegt etwa 1,5 bis 2 m über dem Bodenniveau des Dechenhöhlenhauptganges. Ein schichtungsloser brauner Lehm führt aufgearbeitete Sinterbruchstük-

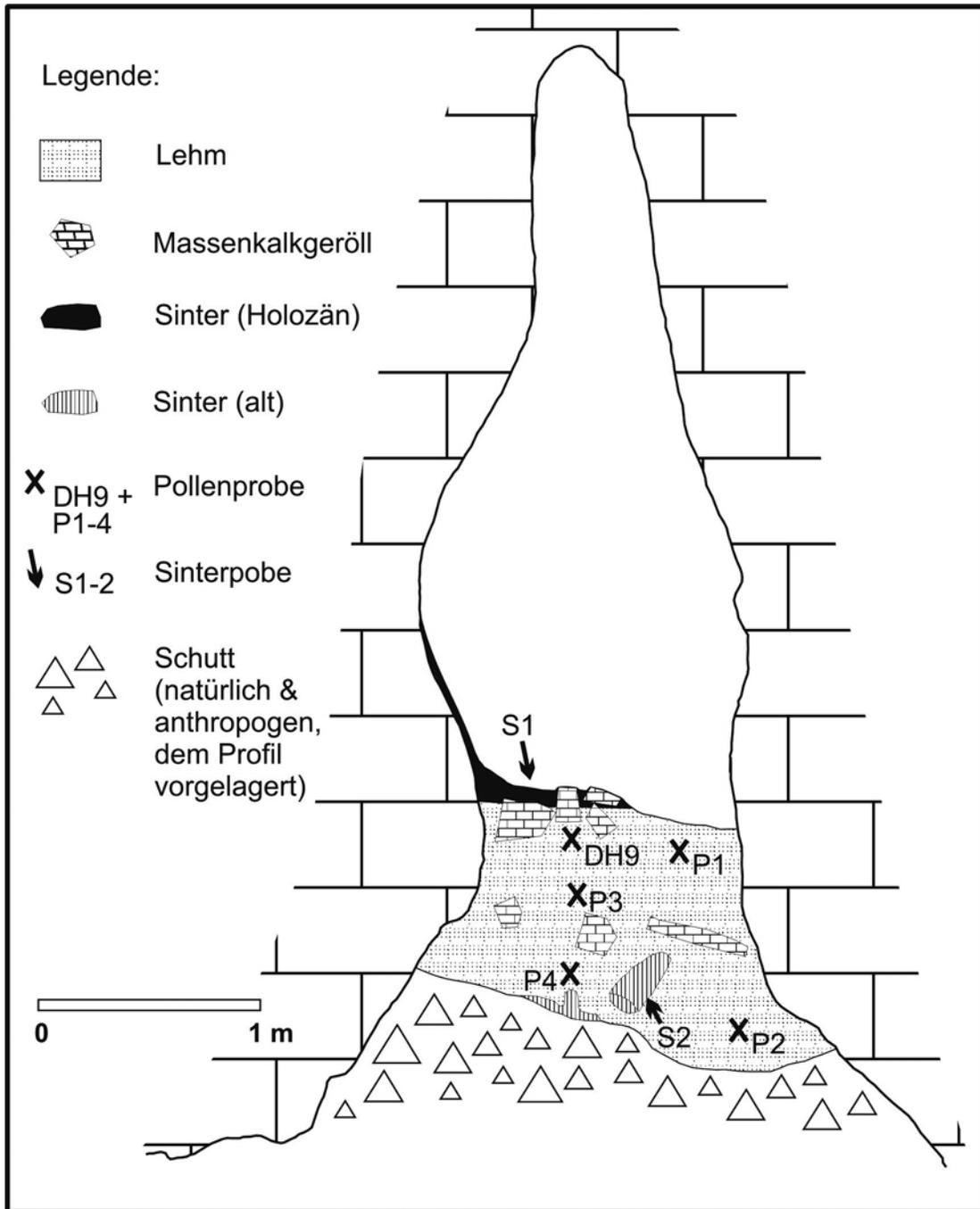


Abb. 3: Leicht schematisierte Darstellung für das Sedimentprofil am Südenende des Laubengangs.

ke (S2) und wird von einem Decksinter (S1) überlagert. Obwohl das Profil nur 65 m vom exzellenten Aufschluß der Forschungsgrabung „Königshalle“ (DREYER et al. 2000) entfernt liegt, ist ohne Zusatzuntersuchungen keine eindeutige Zuordnung möglich. Eine erste Ansprache des Höhlenlehms läßt eine Korrelation mit den schluffigen Rinnenfüllungen am Top des Profils zu.

Lokalität Kaiserhalle:

An der Einmündung des alten Ausgangsstollens in die Kaiserhalle ist ein etwa 4 m mächtiges Profil zum Teil durch Sprengarbeiten im Zuge des Schauhöhlenausbaus angeschnitten worden. Ein schichtungsloser lehmiger Feinschutt füllt eine nach Süden abzweigende Spalte aus. Die untere Hälfte des Profils ist durch eine Trockenmauer teilweise verdeckt. Der Boden der Spalte steigt nach Süden an und liegt 3 - 4 m

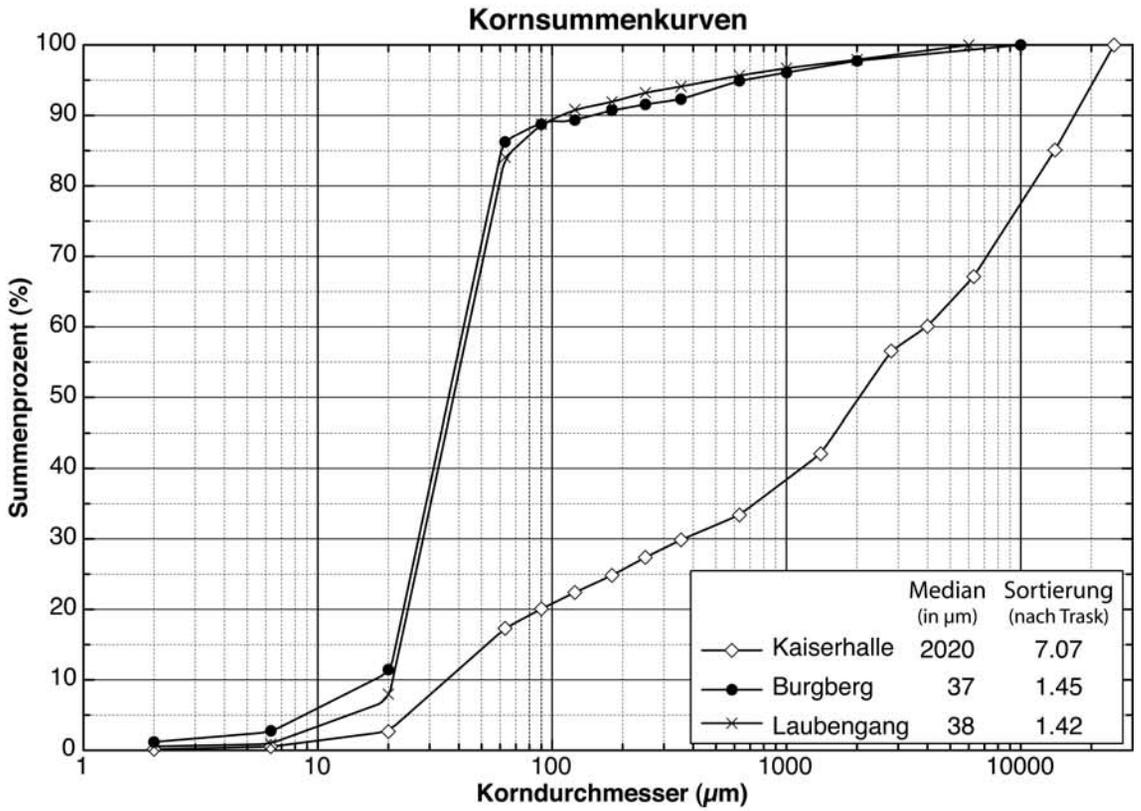


Abb. 4: Kornsummenkurven für die Höhlenlehme Laubengang und Kaiserhalle im Vergleich zum „tertiären“ Lehm des Burgbergs.

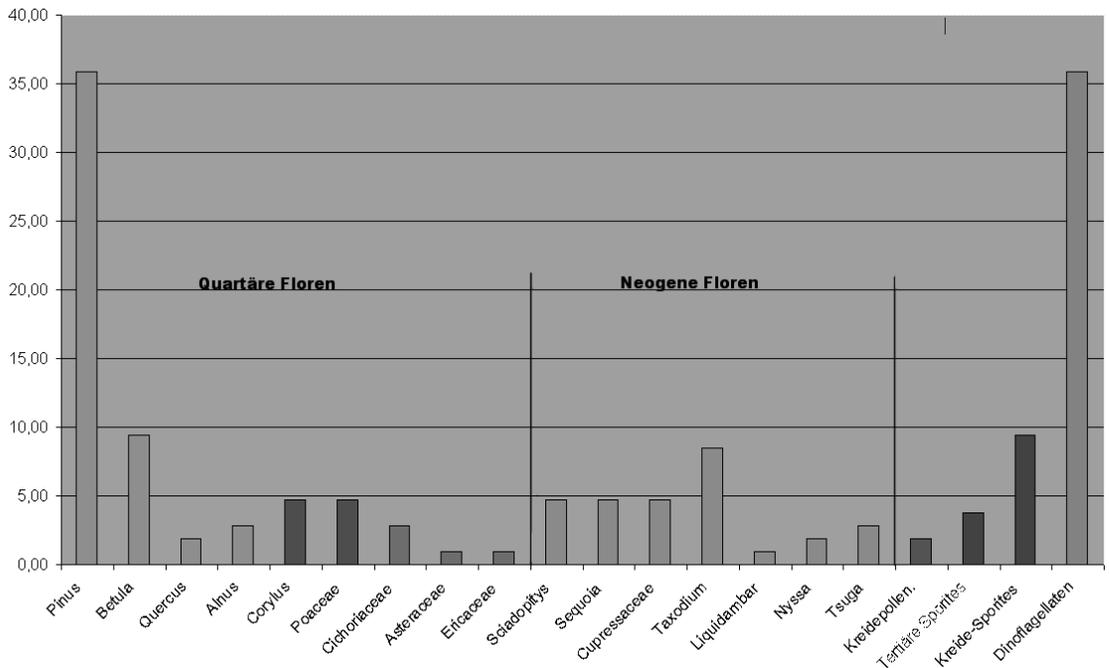


Abb. 5: Mikroflorenzusammensetzung der Probe DH 9.

über dem Boden des Dechenhöhlenhauptganges. Die Zusammensetzung der in einen rötlichen Lehm eingebetteten Schuttbestandteile wurde bislang nicht näher untersucht. Nach erstem Anschein ist eine Korrelation mit anderen Sedimenten in der Dechenhöhle nicht möglich.

Lokalität Burgberg:

Auf dem Burgberg hat von KAMP (1972) 90 bis 97 m über der Talsohle einen „tertiären“ Terrassenrest aus sandig/lehmigen Schichten mit Quarzkieseln auskartiert, der im NW-Teil von pleistozänem Hanglehm überdeckt wird. An der Ostflanke des „Tertiär“-Vorkommens wurden einem 2m-Schurf aus ockerfarbenen bis hellrotbraunen sandigen Lehmschichten Proben für weiterführende Untersuchungen zum Vergleich mit Höhlenlehmen der Dechenhöhle entnommen.

3. Sedimentzusammensetzung

Kornsummenkurven der Höhlenlehmproben (Abb. 4) belegen mittlere bis sehr schlechte Sortierungen, wobei die besser sortierte Laubengangprobe gegenüber der Kaiserhallenprobe einen deutlich höheren Feinanteil aufweist. Beide Proben sind korngößenmäßig polymodal zusammengesetzt. Da Schichtungsgefüge in den beprobten Bereichen fehlen, dürfte es sich um Massenstromablagerungen handeln, wobei die hohen Feinanteile bei Sand- bis Kiesgehalten (letzteres nur bei der Kaiserhallenprobe) für Debrisflow-Ablagerungen sprechen. Genauere mineralogische Untersuchungen beziehen sich auf die Laubengangprobe. Eine röntgendiffraktometrische Aufnahme für die Gesamtprobe hat 5 % Quarz, 1 % Feldspat (Plagioklas und Kalifeldspat), 14 % Calcit und 8 % Dolomit neben 71 % Phyllosilikaten ohne Berücksichtigung der Fe-Oxidhydrate ergeben. Die über ein Texturpräparat durchgeführte quantitative Analyse für die 71 % Phyllosilikate hat folgende Mineralgehalte ergeben: 38 % Illit/Muskovit, 5 % Kaolinit, 5 % Chlorit und 23 % quellfähige „mixed-layer“-Minerale (vermutlich zumeist ungeordnete Illit/Smektit-Wechselagerungen). Bei Vergleichen mit Wirtsgesteinsanalysen (NIGGEMANN 1996) ergibt sich, daß das Material außer Calcit, Dolomit und kleineren Anteilen von Quarz und Phyllosilikaten aus Bereichen außerhalb der Höhle stammen muß.

Von der Fraktion 180 - 250 µm wurden von den drei Proben (Laubengang, Kaiserhalle, Burgberg) Dünnschliffe zur genaueren Partikelansprache angefertigt. Folgende Partikelspektren konnten ermittelt werden:

	Quarz	nichtkarbonatische Lithoklasten	karbonatische Lithoklasten
Laubengangprobe	12	42	46
Kaiserhallenprobe	28	61	11
Burgbergprobe	20	80	./.

Bei den Quarzpartikeln lassen sich karbonateinschlußfreie Quarze unterschiedlicher Rundung sowie Unduldsität von Quarzen mit Calciteinschlüssen sowie zumeist erhaltener Kristallflächenbegrenzung unterscheiden. Erstere dürften von Liefergesteinen außerhalb des Massenkalks stammen, während die zweite Gruppe authigene Quarzkristalle aus dem Massenkalk zusammenfaßt. Für diese authigenen Quarze sind initial grünliche bzw. bläuliche Kathodolumineszenz (KL)-Farben charakteristisch, die im Laufe des Elektronenbeschusses mehr oder weniger rasch in violette bis braune KL-Farben übergehen, was für Hydrothermalquarze typisch ist (s.u.a. RICHTER et al. 2003).

Bei den Gesteinsbruchstücken können nichtkarbonatische und karbonatische Lithoklasten unterschieden werden. Die erstgenannte Gruppe wird von teilverfestigten, wenig verrundeten Siltklasten und dichten bis opaken, meist gut gerundeten Klasten dominiert. Die dichten bis opaken Klasten sind ockerfarben oder rotbraun bis braunschwarz gefärbt und dürften röntgenographisch nachgewiesene Goethit/Lepidokrit- bzw. Hämatitphasen widerspiegeln -wahrscheinlich umgelagerte Partikel von Rotböden warmfeuchter Zeiten (? Tertiär). In den gröberen Fraktionen treten gerundete Feinsandsteingerölle häufiger auf.

Karbonatische Lithoklasten konnten nur in den Höhlenlehmproben nachgewiesen werden. Meist sind es polykristalline Calcitklasten (Sinter, Massenkalk), aber untergeordnet treten auch Dolomitklasten auf, die umgelagertes Gangmaterial aus dem Massenkalk darstellen. Von besonderem Interesse ist die Laubengangprobe, denn sie enthält calcitische Sphärolithe und Kompositosphärolithe, die aufgrund anormal leichter O-Isotopenzusammensetzung (bis -20‰ PDB) als kryogene Calcitphasen interpretiert werden (RICHTER & NIGGEMANN 2005)

4. Mikrofossilien

Eine Lehmprobe aus dem oberen Zentralbereich des Laubengang-Aufschlusses (Abb. 2 -Probe DH9) hat eine reichhaltige Mikroflora ergeben. Sie ist im Unterschied zu allen anderen Pollenproben individuen- und artenreich. Das Ergebnis der Untersuchung ist im Histogramm der Abb. 5 dargestellt. Dabei sind die Ordinatenwerte prozentuale Angaben, wobei die Summe aller Landpflanzenpollen = 100% gesetzt wurde. Das Histogramm lässt sich in drei Teile gliedern. Zuerst sind die Pollen dargestellt, die überwiegend im Quartär verbreitet sind. Hier nimmt die Kiefer (*Pinus*) mit 36% der Pollensumme den Spitzenwert ein. Ferner sind Birke (*Betula*) sowie die Gräser (*Poaceae*) bedeutsam. Es sind winterharte Pflanzen. Daneben sind aber auch Halbschattgehölze wie die Hasel (*Corylus*) sowie sommergrüne Gehölze (*Quercus*/Eiche, *Alnus*/Erle) nachzuweisen. Vorausgesetzt, diese Flora ist parautochthon, erlaubt sie die Aussage, dass zur Zeit der Sedimentation ein leicht gemäßigtes Klima im Übergang zu einem Kryomer herrschte, wie es wiederholt im **Quartär** nachzuweisen ist.

Die zweite auszuweisende Gruppe im Diagramm sind neogene Floren, wie Schirmtanne (*Sciadopitys*), Hemlocktanne (*Tsuga*), Sequoie (*Sequoia*), Sumpfyzypresse (*Taxodium*), Amberbaum (*Liquidambar*), Tupelobaum (*Nyssa*) sowie Zypressengewächse (*Cupressaceae*). Aufgrund der Pollenerhaltung ist nicht feststellbar, ob diese Pollen umgelagert oder parautochthon sind. Wären sie parautochthon, würde das Sedimentationsalter das **Neogen** sein, da die Pollen der ersten Gruppe auch schon im Neogen vorkommen.

Die dritte Gruppierung schließlich beinhaltet sicherlich umgelagerte Pollen und Sporen sowie Dinoflagellaten der **Oberkreide**.

Im folgenden werden die wichtigsten Pollen und Sporen sowie Dinoflagellaten-Zysten aus der genannten Probe kurz charakterisiert und auf der Tafel 1 abgebildet.

Pollen:

A Quartäre bzw. rezente Pollen

Pinus (Kiefer, Tafel 1 Fig.1) - Kiefernpollen haben wie die meisten Nacktsamerpollen zwei Luftsäcke (*bisaccat*), mit deren Hilfe sie über weite Distanzen verweht werden können. Bei der Kiefer sind diese Luftsäcke deutlich gegen den Zentralkörper abgesetzt. Die Gesamtlänge der Pollenkörner beträgt meist 50 – 70 μm .

Alnus (Erle, Tafel 1 Fig.2) - Erlenpollen sind meist 4-5 porig, wobei die Poren deutlich hervortreten. Benachbarte Poren sind meist durch deutliche Bogen miteinander verbunden. Der Durchmesser eines Pollenkorns beträgt um 20 μm .

Asteraceae (Köpfenblütler, Tafel 1 Fig.3) - Die Pollen der Asteraceae sind tricolporat, d.h. sie besitzen 3 Keimschlitze (*Colpen*), auf denen jeweils eine Pore sitzt. Die Colpen zeichnen sich durch eine mittlere Länge aus und die Poren sind nicht breiter als die Colpen. Die Pollen haben meist einen Durchmesser von 20 μm und besitzen die für die Asteraceenpollen typischen stachelige Fortsätze (*Costae*).

Cichoriaceae (Korbblütler, Tafel 1 Fig.4) - Auch die Pollen der Cichoriaceae sind tricolporat und haben stachelige Fortsätze. Die Poren sind groß und rund.

Heide (*Erica tetralix*) - Die Pollen der Heide hängen immer zu viert zusammen (*Tetraden*). Meist sind 3 Colpen und 3 Poren erkennbar. Der Durchmesser beträgt um 30 μm .

B Tertiäre Pollen

Carya (Pekannuss, Tafel 1 Fig.5) - Caryapollen haben eine triporate Ausbildung, wobei die Poren nicht genau in der Äquatorialebene, sondern leicht polwärts verschoben angelegt sind. Der Durchmesser der Pollen beträgt 30 – 35 μm .

Nyssa (Tupelobaum, Tafel 1 Fig.6) - Ihr Pollen ist tricolporat, wobei die Poren breiter als die Colpen sind. Die Pollenoberfläche ist deutlich strukturiert (*psilat bis scabrat*).

Pterocarya (Flügelnuss, Tafel 1 Fig.7) - Pterocaryapollen haben meist 4 – 6 Poren, die etwas vorspringen. Der Pollendurchmesser beträgt etwa 30 μm .

Ostrya (Hopfenbuche, Tafel 1 Fig.8) - Das triporate Pollenkorn ist rundlich, seine Oberfläche leicht *scabrat*.

Inaperturapollenites hiatus (Tafel 1 Fig.9) - Diese Pollen haben eine dünnwandige Papille und sind oft geplatzt. Der Pollendurchmesser beträgt etwa 20 μm .

Triatriopollenites rurensis (Tafel 1 Fig.10) - Die Pollen sind triporat, wobei die Poren deutlich vorstehen. Der Pollendurchmesser beträgt zwischen 30 und 33 μm .

C Oberkretazische Pollen

Oculopollis cardinalis (Tafel 1 Fig.11) - Die Kontur des triporaten Pollens zeichnet sich durch starre Dreieckigkeit aus. Die Poren liegen in auffälligen rundlichen Strukturen, die als Oculi bezeichnet werden. Der Pollendurchmesser beträgt etwa 30 µm.

Trudopollis exotrudens (Tafel 1 Fig.12) - Auch hier sind die Porenregionen durch Oculi hervorgehoben. Diese Oculi sind aber weniger stark hervorgehoben als bei Oculopollis. Der Pollendurchmesser beträgt etwa 25 µm.

Sporen:

Die Sporen zeichnen sich durch schlechte Erhaltung aus, so dass sich eine relativ unsichere Bestimmung ergibt. Auf der Tafel 1 sind einige oberkretazische und tertiäre Sporen (Fig. 13 – 17) dargestellt.

Dinoflagellaten:

Auch die Erhaltung der Dinoflagellaten-Zysten muß zumeist als schlecht bezeichnet werden. Zwei leidlich erhaltene Formengattungen ließen sich näher bestimmen, sind auf Tafel 1 dargestellt und werden im folgenden kurz beschrieben.

Homotryblium sp. (Tafel 1 Fig.18) – Hierbei handelt es sich um eine rundliche Zyste mit zahlreichen Fortsätzen, die zylindrisch ausgebildet sind und sich distal öffnen.

Isabelidium belfastense (Tafel 1 Fig.19) - Es ist eine proximate Dinoflagellaten-Zyste mit einem Horn am Apex und zwei Hörnern am entgegen gesetzten Ende, die beide etwa gleich lang sind. Der Innenkörper hat eine nahezu runde Form. Das Schlupfloch weist einen hufeisenförmigen Umriss auf.

Ein vergleichbares Bild von Florenvermischung ergab sich bei 4 Nachbeprobungen (PI - P4) und bei den Proben DH 6 und DH 7 aus dem Kaiserhallenprofil. Die Neogendominanz zeigte sich allerdings nur in der zuvor besprochenen Probe. Insgesamt führten die Proben auch Dinoflagellaten der Zeitspanne Oberkreide/Alttertiär (Areoligera, Wetzelliella, Spiniferites, Microdinium, Hystrichokolpoma), wobei Areoligera eine reine Oberkreideform ist.

Für einen Mikroflorenvergleich wurde ein Schurf auf dem Burgberg am E-Ende des Tertiär (?) -Vorkommens nach v. KAMP (1972) angelegt und im unteren Bereich beprobt. Es ergab sich eine Oberkreidevergesellschaftung : Pollen (Tricolporopollenites reticingulum, Labrapollis), Sporen (Cicatricosisporites, Toroisporis) und Dinoflagellaten.

Da auch auf dem Bergrücken direkt oberhalb der Dechenhöhle (Sonderhorst) weit verbreitet rötlichbraune bis ockerfarbene Lehmschichten vorkommen, ist bei systematischen Beprobungen und palynologischen Untersuchungen zu erwarten, daß sich neben Schichten mit oberkretazischen Mikrofloren auch solche mit tertiärer Mikroflora auffinden lassen.

5. U/Th-Datierungen

Für absolute Altersdatierungen wurden umgelagerte Sinter (S2) und der Decksinter (S1) des Laubengang-Profiles herangezogen (vgl. Abb. 3). Die Altersdatierungen sind unter Einsatz der TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) - U/Th-Methode an der Forschungsstelle Radiometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften erstellt worden. Dabei wurden die Isotopenmessungen von Thorium und Uran über ein Feststoffmassenspektrometer der Firma Finnigan - Modell MAT 262 RPQ - ermittelt.

Die Datierung für ein Sinterbruchstück (S 2) aus der Mitte des Laubengang-Profiles hat 212,1 (+6,3 - 5,7) ka ergeben, was ein Sinterwachstum im marinen Isotopenstadium 7 (Holstein-Warmzeit?) belegt. Der Decksinter (S 1) fällt mit 3,4 ka ins marine Isotopenstadium 1 (holozäne Warmzeit). Somit ergibt sich für die Ablagerungen ein jung- bis mittelpleistozänes Alter. Da die Lehmproben des Profils bestens erhaltene kryogene Calcite enthalten (offensichtlich kein mehrfach umgelagertes Material), und die Höhlenlehme von holozänem Sinter überlagert werden, sehen wir in der Profilverfolgung unterhalb des Decksinters weichselzeitliche Ablagerungen (marine Isotopenstadien 5-2).

6. Zusammenfassende Diskussion

Das Höhlenlehmprofil am Südennde des Laubengangs der Dechenhöhle ergibt sedimentologisch und mikrofloristisch-stratigraphisch Erkenntnisse, die neben lokalem auch von überregionalem Interesse sind:

1. Der im Liegenden eines holozänen Sinters (ca. 3,4 ka nach U/Th -Datierungen) aufgeschlossene schichtungslose Höhlenlehm erweist sich punktuell als relativ gut sortiert mit Silt/tondominanz, aber Dekazentimeter ausmachende Sinterbruchstücke (z.T. der Holsteinwarmzeit) unterstreichen eine schlechte Sortierung, wie sie für Rutschmassen und Debrisflow-Ablagerungen typisch ist.
 2. Bei den nichtkarbonatischen Lithoklasten des Höhlenlehms zeichnen sich neben schlecht verrundeten, anverfestigten Siltbruchstücken (in gröberen Fraktionen auch gut verrundete Feinsandsteingerölle) besonders dichte bis opake, gut verrundete Klasten aus, die oxidisch (Hämatit) bzw. oxihydratisch (Goethit, Lepidokrokit) zusammengesetzt sind und aus Tertiärablagerungen oberhalb der Höhle hergeleitet werden.
 3. Die karbonatischen Lithoklasten des Höhlenlehms werden von Calcitpseudomorphiten und calcitischen Kompositpseudomorphiten dominiert, die nach Isotopenuntersuchungen ($\delta^{18}\text{O}$ bis -20‰ PDB) auf kaltzeitliche Mineralisationen zurückzuführen sind (RICHTER & NIGGEMANN 2005)
 4. Im Tonmineralspektrum des Höhlenlehms überwiegen quellfähige Tonminerale (unregelmäßige Illit/Smektit-Wechsellagerungen), die für die devonischen Massenkalk untypisch sind und auf ortsfremde Liefergebiete zurückzuführen sind.
 5. Mikrofloristisch enthält der Höhlenlehm Elemente der Oberkreide (Dinoflagellatenzysten) sowie des Tertiärs und Quartärs (Pollen), was auf eine Durchmischung des Sediments hinweist.
 6. Punktuell führen Proben eine reichhaltige Tertiärmikroflora (Tsuga, Sciadopitys, Sequoia, Taxodium, Liquidambar, Nyssa und Cupressaceae), wie sie für Norddeutschland bislang einzigartig ist. Dieser Fakt wird wiederum als Einbringen eines noch mehr oder weniger zusammenhängenden Ton/Silt-Klasts aus Bereichen oberhalb der Dechenhöhle angesehen.
- Insgesamt ergibt sich beim Laubengang-Profil das Bild von Rutschmassensedimenten, die aus Elementen der Zeitspanne Oberkreide bis Jungquartär zusammengesetzt sind, wechsellagernd die heutige Position erreicht haben und von holozänem Bodensinter überwachsen worden sind.

Dank

Für die TIMS-Datierungen der Sinterproben danken wir Augusto Mangini und René Eichstätter von der Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Forschungsstelle für die Datierung von Wasser und Sedimenten). Technische Unterstützung verdanken wir R. Dreyer, P. Görden, T. Götze und D. Hasenkamp.

7. Literatur

- ANDERLE, H.S., HOTTENROTT, M., KIESELE, J. & KIRNBAUER, T. (2003): Das Paläozän von Hahnstätten im Taunus (Bl. 5614 Limburg a.d. Lahn): Untersuchungen zu Tektonik, Paläokarst, postvaristischer Mineralisation und Palynologie. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 241: 183-207; Frankfurt.
- CLAUSEN, C.-D. & ROTH, R. (1995): Zur Ausbildung, Entstehung und Altersstellung von Karstfüllungen im Massenkalk bei Hemer (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Paläont. Westf., 41: 5-25; Münster.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1978 (10): 577-589; Stuttgart.
- DREYER, R., GRAW, R., NIGGEMANN, S. & RICHTER, D.K. (2000): Forschungsgrabung „Dechenhöhle 2000“: Erste Ergebnisse. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 55 : 169-178; Bochum.
- DROZDZEWSKI, G., HARTKOPF-FRÖDER, C., LANGE, F.G., OESTERREICH, B., RIBBERT, K.H., VOIGT, S. & WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rhein. Schiefergebirge). - Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher, 44 : 53-63; München.
- FLIEGEL, G. (1914): Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. - Z. deutsch. geol. Ges. 65-B. Mber.: 387 - 404; Berlin.
- HAMMERSCHMIDT, E., NIGGEMANN, S., GREBE, W., OELZE, R., BRIX, M.R. & RICHTER, D.K. (1995): Höhlen in Iserlohn. - Schriften z. Karst- und Höhlenk. in Westf., 1: 1-154; Iserlohn.
- KAMPMANN, H. (1983): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden. - Geol. Paläont. Westf., 1: 146 S.; Münster.
- KOCH, L. (1982): 380 Millionen Jahre Erdgeschichte : Der Klutertberg und seine geologische Entwicklung. - [In:] KOCH, L. (Hrsg.): Das Klutert-Buch. - S. 11-33, v.d. Linnepe Verlag, Hagen.
- KRETSCHMAR, M. (1982): Fossile Pilze in Eisen-Stromatolithen von Warstein (Rheinisches Schiefergebirge).

- Facies, 7 : 237-260; Erlangen.
- MÜHLHAUS, I. (1965): Limnische Oberkreide in einer Massenkalk-Doline im Steinbruch Hermannstein (Blatt 5417 Wetzlar). -Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93 : 176-186; Wiesbaden.
- NIGGEMANN, S. (1996): Sedimentologische Untersuchungen zur Entwicklung der Höhlensysteme im Grönerbachtal bei Iserlohn (Sauerland, Nordrhein-Westfalen. - Dip.-Arb., Univ. Bochum : 80 S.; Bochum (unveröff.).
- NIGGEMANN, S. (2003): Mehrphasige Höhlen- und Flussentwicklung im nordwestlichen Sauerland. - Dortmund. Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., 36/37 : 17-54; Dortmund.
- PFLUG, H.D. & WERDING, L. (1964): Kalksinter und Rotlehme in Karstspalten des Massenkalkes von Pohl-Göns (Blatt 5518 Butzbach). -Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 92 : 126-138; Wiesbaden.
- RICHTER, D.K. & NIGGEMANN, S. (2005): Kryogene Calcite in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges. - Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., 51(4): 129-132; München.
- RICHTER, D.K., GÖTTE, Th., GÖTZE, J. & NEUSER, R.D. (2003): Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. - Mineralogy and Petrology, 79: 127-166; Wien.
- VON KAMP, H. (1972): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. Erläuterungen zu Blatt 4611 Hohenlimburg : 182 S.; Krefeld.
- WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf, 7 : 403-420; Krefeld.
- WIRTH, W. (1970): Tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf, 17 : 577-588; Krefeld.

Tafel 1

Mikroflora aus einer Lehmprobe aus dem oberen Zentralbereich des Laubengang-Aufschlusses (Probe DH 9). Die Länge des Balkens entspricht 20 µm.

- Fig. 1: Pinus sp.
 Fig. 2: Alnus sp.
 Fig. 3: Asteraceae
 Fig. 4: Cichoriaceae
 Fig. 5: Carya sp.
 Fig. 6: Nyssa sp.
 Fig. 7: Pterocarya sp.
 Fig. 8: Ostrya sp.

- Fig. 9: Inaperturopollenites hiatus
 Fig. 10: Triatriopollenites rurensis
 Fig. 11: Oculopollis cardinalis
 Fig. 12: Trudopollis exotrudens
 Fig. 13: Leiotriletes sp.
 Fig. 14: Leiotriletes triangulus
 Fig. 15: Monoleiotriletes sp.
 Fig. 16: Neogenisporis sp.
 Fig. 17: Polypodiaceoisporites marxheimensis
 Fig. 18: Homotryblium sp.
 Fig. 19: Isabelidium belfastense

