

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem
Geologischen Dienst
Nordrhein-Westfalen

20

Sedimente des Paläokarsts im devonischen
Massenkalk von Wülfrath (Bergisches Land)



Umschlagbild:
Das Erzvorkommen „Plateau“ im Steinbruch Rohdenhaus-Süd

Alle Rechte vorbehalten

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem
Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen

© 2011

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greiff-Straße 195 · 47803 Krefeld
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld
Fon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505
poststelle@gd.nrw.de
www.gd.nrw.de

Satz und Gestaltung

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen · Krefeld

Druck

JVA Willich I · Willich

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

scriptum

erscheint in unregelmäßigen Abständen. Bezug über den Buchhandel oder über den Geoshop des Geologischen Dienstes NRW (Fon 02151 897-210 / -212 · Fax 02151 897-428), Best.-Nr. 8021

ISSN 1430-5267

Vorwort

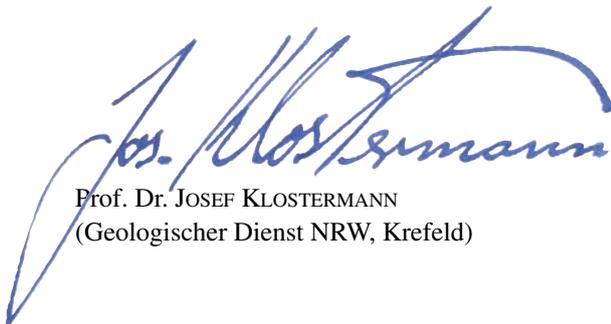
Die Kalksteinvorkommen des nördlichen Bergischen Landes verdanken ihre intensive Nutzung der seit Mitte des 19. Jahrhunderts aufstrebenden Eisen- und Stahlindustrie des Ruhrgebietes. Schon bald wurden immer größere Mengen von devonischem Massenkalk in Steinbrüchen gewonnen und als Zuschlagstoff für den Hochofenprozess genutzt. Der Abbau begann in den Tälern von Anger, Düssel und Wupper und verlagerte sich später in Gebiete, in denen der Kalkstein weitgehend von jüngeren Lockergesteinen verdeckt ist. So entstanden im Norden von Wülfrath ab dem Jahr 1903 die bedeutenden Gewinnungsstätten der heutigen Rheinkalk GmbH.

Die Anlage eines Kalksteintagebaus beginnt zunächst mit dem Abräumen lockerer Deckschichten. Die Löslichkeit von Kalkstein in Wasser, das heißt die Verkarstung, bringt es mit sich, dass die Oberfläche des Kalksteinvorkommens mit tiefen, lehmgefüllten Dolinen-Trichtern übersät ist. Damit aber nicht genug: Da der Massenkalk schon in weit zurückliegender Erdvergangenheit Landoberfläche war, hatte die Verkarstung sehr viel Zeit, sich in die Tiefe und Breite zu entwickeln. Es entstanden große Hohlraumssysteme und darin eingeschlossen Sedimentablagerungen, die heute den Abbau des ansonsten in großer Reinheit vorkommenden Rohstoffs Kalkstein behindern.

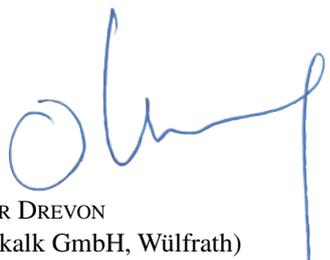
Es waren Geologen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen (heute Geologischer Dienst NRW – Landesbetrieb –), die sich im Rahmen der rohstoffgeologischen Beratung bis heute mit der Entstehung, der räumlichen Verbreitung und dem stofflichen Inhalt dieser Ablagerungen beschäftigten. Für das Unternehmen sind diese Kenntnisse für die weitere Abbauplanung von großer Bedeutung.

Auch wenn solche Hohlraumfüllungen die wirtschaftliche Nutzung des wertvollen Rohstoffs Kalkstein einerseits beeinträchtigen und stören können, ergab sich andererseits eine Fülle überaus interessanter Forschungsergebnisse bei ihrer wissenschaftlichen Untersuchung.

Ergebnisse einer fruchtbaren Kooperation zwischen einem Wirtschaftsunternehmen und dem Geologischen Dienst NRW werden im vorliegenden Band der Reihe scriptum vorgestellt.



Prof. Dr. JOSEF KLOSTERMANN
(Geologischer Dienst NRW, Krefeld)



OLIVIER DREVON
(Rheinkalk GmbH, Wülfrath)

Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Bergisches Land)

Von Karl-Heinz Ribbert

Inhalt

Vorwort

Seite 3

Einleitung

Seite 7

Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk des Steinbruchs Wülfrath-Rohdenhaus (Bergisches Land, Nordrhein-Westfalen)

Seite 9

Zusammensetzung und Herkunft der Sandablagerungen in der kreidezeitlichen Paläokarsthöhle im Massenkalk von Wülfrath (Rheinisches Schiefergebirge)

Seite 23

Karbonatdetritische Sedimente aus Paläokarst-Hohlräumen des devonischen Massenkalks am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges

Seite 33

Ein sedimentäres Eisenlager aus dem Paläokarst im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Rheinisches Schiefergebirge)

Seite 47

Zusammenfassung

Seite 61

scriptum	20	64 S., 41 Abb., 5 Tab., 2 Taf.	Krefeld 2011
-----------------	-----------	--------------------------------	--------------

Einleitung

Im Herbst 1983 befand sich der Steinbruch Rohdenhaus-Süd der heutigen Rheinkalk GmbH in Wülfrath in der Anfangsphase seiner Erschließung. Als der Verfasser dort in einer Spalte des Massenkalks etwas fand, was zu den ansonsten bekannten Dolinenfüllungen aus weißen Tonen und Quarzkiesen deutlich unterschiedlich war, konnte noch niemand ahnen, welche ungewöhnlichen Karstsedimente in den kommenden Jahren noch ans Tageslicht kommen würden. Dieses erste Vorkommen aus gebändertem Ton und Lagen von Holzkohledetritus lag nur wenig unter der ursprünglichen Erdoberfläche. Das Alter des kohligten Materials – von ANGELIKA VIETH (Geol. Dienst NRW) als Brandfusit erkannt – konnte schon früh von der damaligen Palynologin des Geologischen Landesamtes NRW, Dr. HILDE GREBE, mittels der Pflanzensporen aus den begleitenden Tonen als Unterkreide bestimmt werden.

Erst 1997, der Steinbruch hatte mittlerweile eine beträchtliche Tiefe erreicht, beanspruchte er wieder das Interesse der Geologen. Es waren großvolumige Einlagerungen von Sand und Eisenerz im Massenkalk aufgetreten, die den Abbau empfindlich störten und zu seiner vorzeitigen Einstellung führten. Diese Sedimentvorkommen und diejenigen des anschließenden Steinbruchs Rohdenhaus-Nord standen für die kommenden Jahre im Mittelpunkt einer nun anlaufenden wissenschaftlichen Bearbeitung. Eine die ersten Ergebnisse zusammenfassende Publikation erfolgte durch DROZDZEWSKI & HARTKOPF-FRÖDER & LANGE & OESTERREICH & RIBBERT & VOIGT & WREDE (1998).

Die beiden zuerst beschriebenen Vorkommen im Steinbruch Rohdenhaus-Süd – die „Sandhöhle“ und das Erzvorkommen „Plateau“ – beeindruckten durch ihre enorme Größe bevor sie unter Abraum verschwanden. Davor stehend, musste man sich immer wieder vergegenwärtigen, dass dies nicht eine x-beliebige Sandgrube oder ein Erzschorf war, sondern Vorkommen in Karsthöhlen mindestens 150 m unterhalb der Erdoberfläche, dazu mit einem ehrwürdigen Alter von etwa 100 – 120 Millionen Jahren vor unserer Zeit.

Höhlen dieser Art beruhen darauf, dass der devonische Massenkalk des Rheinischen Schiefergebirges dem Kalk lösenden Einfluss des Wassers, sei es Regenwasser oder Grundwasser, ausgesetzt war und ist. Dieser Verkarstung genannte Vorgang hat im Laufe der Erdgeschichte zur Bildung von unterirdischen Hohlräumen geführt, die, da sie fossiler Natur sind, Paläokarst genannt werden. In diese Hohlräume sind seit der Abtragung des Variszischen Gebirges im späten Oberkarbon bis Perm und der Festlandwerdung der Rheinischen Masse im Mesozoikum Sedimente unterschiedlichen Alters eingebracht worden. Sie haben den Massenkalk einst – oft nur kurzzeitig – flächenhaft überlagert und sind anschließend wieder abgetragen worden. Nur in den tiefer gelegenen Karsthohlräumen sind sie der Erosion entgangen. Auf diese Weise erhält der verkarstete Massenkalk den Charakter eines Archivs für die erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung seiner Umgebung.

Zwei bekannte Beispiele für einen Fossilien konservierenden Paläokarst liegen am Nord- beziehungsweise Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Das Vorkommen von Nehden (bei Brilon) liegt ebenfalls im devonischen Massenkalk, und zwar in Form einer tonigen Höhlenfüllung wenige Meter unterhalb der Massenkalk-Oberfläche. Dank der darin enthaltenen pflanzlichen Megasporen konnte ein Unterkreide-Alter festgestellt werden. Die spektakulärsten Fossilfunde aus den Tonen sind die zahlreichen Knochen von *Iguanodon*, einem Dinosaurier, der Größen von bis zu 5 m erreichen konnte. Daneben fanden sich reiche Reste von Krokodilen, Schildkröten und Insekten (HUCKRIEDE 1982). Zusammen mit den ebenfalls vorkommenden Resten von Farnen und Nadelbäumen ist durch diese Funde die Rekonstruktion eines Lebensbildes auf der Landoberfläche der Unterkreide-Zeit möglich.

Auch das Vorkommen von Korbach zeichnet sich durch Funde von fossilen Wirbeltieren aus. Die Funde liegen in einer Spalte des Zechsteinkalks (Oberperm) und sind etwa 255 Millionen Jahre alt. Die überragende Wichtigkeit des Fundpunktes ergibt sich aus dem Befund, dass es sich um Übergangsformen zwischen Reptilien (Sauriern) und primitiven Säugetieren handelt (HEGGEMANN & KELLER 2003). Das in der Korbacher Spalte gefundene etwa hundegroße Wirbeltier *Procyonosuchus* stellt einen wichtigen Meilenstein in der Evolution der Wirbeltiere dar.

Die Paläokarstvorkommen von Wülfrath bestehen zwar nicht durch spektakuläre Funde von Sauriern, dafür aber durch die Vielzahl unterschiedlicher Sedimente wie Plattenkalke, sedimentäre Eisenerze und tertiärzeitliche Lockerablagerungen

in mariner wie terrestrischer Fazies. Als paläontologisch bedeutsam haben sich die Brandfusite erwiesen, ermöglichten sie doch eine zeitliche Datierung des Hauptvorkommens und lieferten auch einen wichtigen Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Blütenpflanzen (VIEHOFEN & HARTKOPF-FRÖDER & FRIIS 2008).

Die vielfältigen Karstsedimente von Wülfrath und zwei anderen Vorkommen im westlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge werden im Folgenden unter sedimentpetrografischen, geochemischen und paläontologischen Gesichtspunkten beschrieben. Ihre komplexe Entstehung wird einem Verständnis näher gebracht.

Dank: Die Firma Rheinkalk GmbH und ihre Vorgängerfirmen haben über lange Jahre die Untersuchungen des Geologischen Dienstes NRW in den Wülfrather Steinbrüchen unterstützt. Für das stete Entgegenkommen in geologischen Fragen wie auch bei technischer Hilfe sei allen Mitarbeitern, namentlich dem Geologischen Büro und der Steinbruchleitung, sehr herzlich gedankt.

Literatur

- DROZDZEWSKI, G.; HARTKOPF-FRÖDER, CH.; LANGE, F. G.; OESTERREICH, B.; RIBBERT, K.-H.; VOIGT, S.; WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Verb. dt. Höhlen u. Karstforsch., **44**: 53 – 66; München.
- HUCKRIEDE, M. (1982), mit Beitr. von FEIST, M.: Unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. **1**. Geologische, paläozoologische und paläobotanische Befunde und Datierung. – Geol. et Paleont., **16**: 183 – 242, 19 Taf.; Marburg.
- HEGGEMANN, H.; KELLER, TH. (2003): Die Korbacher Spalte. Eine Fundstelle landlebender Saurier des späten Erdaltertums im Landkreis Waldeck-Frankenberg. – Paläont. Denkmäler in Hessen. **15**: 16 S., 13 Abb.; Wiesbaden.
- VIEHOFEN, A.; HARTKOPF-FRÖDER, CH.; FRIIS, E. A. (2008): Inflorescences and flowers of *Mauldinia angustiloba* sp. nov. (Lauraceae) from middle Cretaceous karst infillings in the Rhenish Massif, Germany. – Int. J. Plant Sci., **169**: 871 – 889; Chicago.

scriptum	20	9 – 22, 13 Abb., 1 Tab.	Krefeld 2011
-----------------	-----------	-------------------------	--------------

Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk des Steinbruchs Wülfrath-Rohdenhaus (Bergisches Land, Nordrhein-Westfalen)

Von KARL-HEINZ RIBBERT

Inhalt

1	Einleitung	10
2	Beschreibung der Vorkommen und Sedimente	11
3	Schlussfolgerungen	20
4	Literatur	21

* Anschrift des Autors:

Dr. Karl-Heinz Ribbert, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –,
De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld

Kurzfassung: Unterschiedliche Sedimente, eingelagert in Hohlräumen des Paläokarsts im devonischen Massenkalk von Wülfrath (nördliches Bergisches Land) werden sedimentpetrografisch beschrieben, soweit möglich paläontologisch datiert und hinsichtlich ihrer Aussage zur Erdgeschichte im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge interpretiert. Eines dieser Sedimentvorkommen dokumentiert eine Anzahl von Karstsedimenten, die im Steinbruch Wülfrath-Rohdenhaus zuvor nur isoliert aufgefunden worden sind, erstmals im Zusammenhang. Der Aufschluss ermöglicht die Aufstellung einer zeitlichen Abfolge der Sedimentation und gibt Hinweise auf die Entstehung der sogenannten Karst-Plattenkalke wie auch für die Genese der sideritisch-goethitischen Eisenerze anderer Wülfrather Karsthohlräume.

Summary: Sediments of various kind embeded in palaeokarst cavities of the Devonian Massenkalk of Wülfrath (northern Bergisches Land) are petrographically described, dated using their scarce palaeontological content and interpreted in respect to their evidence for the geological history of the northwestern Rheinische Schiefergebirge. One of these karst deposits documents a variety sediments which could only be found at isolated spots of the Wülfrath-Rohdenhaus quarry before. Thus the invention of a chronological succession of sedimentary acts is possible. Beyond that it gives important indications for the genesis of the content of other karst cavities at Wülfrath, namely the so called karst platy limestones as well as the siderite-goethite iron ores.

1 Einleitung

In den Hohlräumen des Paläokarsts im devonischen Massenkalk von Wülfrath treten ganz unterschiedlich zusammengesetzte Sedimentvorkommen auf. Sie wurden zwischen 1997 und 2007 durch den fortschreitenden Kalkstein-Abbau im Nordteil des Steinbruchs Rohdenhaus der Rheinkalk GmbH (s. Abb. 1 u. Tab. 1) freigelegt und geologisch aufgenommen. Die Sedimente liegen in Karsthohlformen (Wannen, Trichter, Höhlen, Spalten) unterschiedlich tief unterhalb der heutigen Landoberfläche. Im Einzelnen handelt es sich um die folgenden Vorkommen:

Die Vorkommen B bis K werden im Folgenden unter sedimentologischen, sedimentpetrografischen und biostratigrafischen Gesichtspunkten beschrieben. Das Vorkommen der sandigen Höhlenfüllung A1 ist bereits von DROZDZEWSKI et al. (1998) vorgestellt worden; den Vorkommen A2 und A3 sind gesonderte Aufsätze gewidmet (RIBBERT d. Bd., S. 33 u. 47).

Die Ansprache der Karstsedimente hinsichtlich Genese und Altersstellung kann wegen der zum Teil unübersichtlichen Lagerungsverhältnisse und der spärlichen Fossilführung nicht allein aus sich heraus erfolgen. Zusätzlich muss die aus anderen Zusammenhängen bekannte Erd- und Landschaftsgeschichte im Nordwestteil des rechtsrheinischen Schiefergebirges berücksichtigt werden um die neuen Details entsprechend einordnen zu können.

Die Interpretation der Untersuchungen betrifft zwei sehr unterschiedliche Ablagerungsbereiche: einmal Vorgänge im Inneren des Paläokarstsystems des Massenkalks selbst, zum anderen diejenigen Vorgänge, die auf zeitlich weit zurückliegenden alten Landoberflächen des Massenkalks abgelaufen und nur durch die im Karstsystem versenkten Sedimente belegt sind.

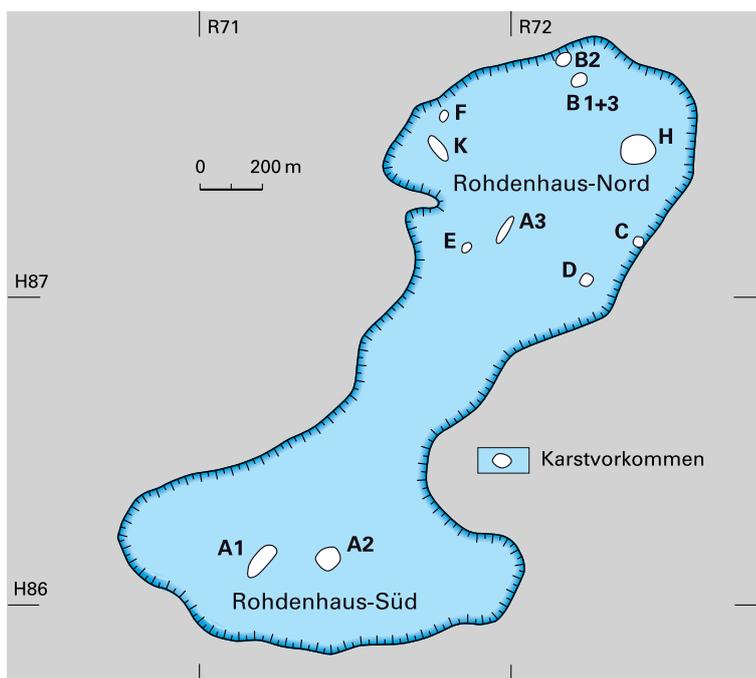


Abb. 1
Lageplan der Vorkommen im Steinbruch Rohdenhaus

Tabelle 1:

Lage und Art der Karstvorkommen in den Steinbrüchen Rohdenhaus-Süd und -Nord

Bezeichnung des Vorkommens	Sedimentinhalt	Form	Mittelpunkt-Koordinaten (nach Steinbruch-plan 1 : 5000)	Höhe NN (Sohle)	Lage unterhalb Gelände
A1 „Sandhöhle“	Sand, z.T. kiesig, fusithaltige Tone	Höhlenfüllung	R 25 71 200 H 56 86 150	-1 m bis +20 m	ca. 150 m
A2 „Plateau“	geschichtete Eisenminerale (Siderit, Goethit)	Höhlen-Restfüllung	R 25 71 400 H 56 86 100	-5 m bis +10 m	ca. 150 m
A3	Plattenkalk	verzweigte Spaltenfüllung	R 25 71 980 H 56 87 220	+90 m	ca. 60 m
B	Ton, Sand, Kies	Dolinen-trichterfeld	R 25 72 200 H 56 87 150	+200 m	ca. 20 m
C	Sand, Feuersteine, Braunkohle	Dolinentrichter	R 25 72 420 H 56 87 180	+180 m	ca. 10 m
D	Rotlehm, Sand, Feuersteine	Dolinentrichter	R 25 72 240 H 56 87 050	+150 m	ca. 40 m
E	Ton, Sand	schlauchförmige Höhlenfüllung	R 25 71 860 H 56 87 180	+115 m	ca. 45 m
F	Ton	vertikale Spaltenfüllung	R 25 71 800 H 56 87 580	+130 m	ca. 60 m
H	Rotlehm, Braunlehm	„Grundhöckerfeld“	R 25 72 450 H 56 87 500	+175 m	ca. 20 m
K	Ton, Plattenkalk, Eisenerz	Höhlenfüllung	R 25 71 750 H 56 87 500	+90 m	ca. 100 m

2 Beschreibung der Vorkommen und Sedimente

Vorkommen B

Die Sedimente dieser Vorkommen sind vielfältig zusammengesetzt; die Lagerungsverhältnisse sind durch Sackungsvorgänge bei der Dolinenvertiefung nicht mehr in ihrer primären Ablagerungsform zu rekonstruieren. Wichtigstes Sediment ist ein Feuerstein-Kies, das ist ein sandig-lehmig gebundener Quarzkies mit Feuersteineiern. Der Kies liegt als Schlieren in einem hellgrauen Verwitterungston.

Zusammensetzung: Der kiesige Grobsand (Probe B 1) hat eine Korngröße von 0,3 – 0,7 mm, der Geröllanteil > 4 mm beträgt 6 Gew.-%. Es überwiegen stark verwitterte paläozoische Ton- und Schluffsteine, daneben treten krustenförmiger Toneisenstein und einzelne weiß verwitterte Feuersteingerölle sowie gerundeter Quarz und Kieselgestein bis 10 x 20 mm Größe auf.

Der Kiessand (Probe B 2) führt einen Anteil von 14 Gew.-% Gerölle > 8 mm. Der weitaus größte Teil (70 %) davon sind unterschiedlich gerundete Feuersteine, die weiß patiniert oder porös korrodiert sind. Bei dem Rest handelt es sich in mengenmäßig abnehmender Reihenfolge um gut gerundete und mattierte Quarzkristalle, kantengerundete Milchquarze, gut gerundete, Glimmer führende Quarzite sowie fossilführende Kieselgesteine, bei denen es sich um verkieselte Karbonatgesteine handeln dürfte (s. Abb. 2).



Abb. 2

Gerölle aus Vorkommen B 2: obere Reihe Feuersteine, mittlere Reihe abgerollte Quarzkristalle, untere Reihe verkie-selte Kalksteine.

Fossilinhalt: Die sandig-tonige Grundmasse des Kiessandes B 2 enthält neben einzelnen Körnern von Glaukonit auch Mikrofossilien der Kreide. MARTIN HISS (Geol. Dienst NRW, Krefeld) fand jeweils in Einzelexemplaren Foraminiferen der Gattungen *Heterohelix*, *Lenticulina*, cf. *Gyroinoides*, eine *Globotruncana* aus der Gruppe um *G. paraventricosa*, einen glattschaligen Ostrakoden und das Bruchstück eines Seeigelstachels. Es handelt sich um oberkretazische Fossilien, *Globotruncana paraventricosa* kommt vom Coniacium bis zum Obercampanium vor. Die Herkunft des Fossilmaterials bleibt allerdings ungewiss. Möglich ist sowohl umgelagertes Kreide-Sediment als auch eine Beimischung aus verwitterten Feuersteineiern.

Der Untergrund der Dolinenfüllung B 2 wurde in einem späteren Abbaustadium angeschnitten und ein Ton freigelegt. Er enthielt zahlreiche Grobsand- bis Feinkies-Körner sowie Schlieren von schwarzgrauem Ton mit Pflanzendetritus, der sich aber palynologisch als steril erwies.

Deutung: Das Geröllspektrum der Kiessande weist neben den Feuersteineiern ausschließlich verwitterungsresistente Gesteine auf und gleicht damit demjenigen von tertiärzeitlichen Kiesen. Letztere entstammen dem tertiärzeitlichen fluvialen Geschehen auf der alten Landoberfläche. Dieses brachte sie an den Nordrand der Rheinischen Masse, wo eine Vermischung mit oberoligozänen Strandablagerungen stattfand.

Die zuvor genannten Mikrofossilien in der Grundmasse sprechen für die Aufarbeitung eines kreidezeitlichen, marinen Sediments, sei es in der Nähe oder über den Weg einer tertiärzeitlichen Umlagerung. Seit HILTERMANN (1958) ist bekannt, dass transgredierende tertiäre Meeresablagerungen in der Niederrheinischen Bucht – im speziellen Fall die Neurather Sande des Mittelmiozäns – umgelagerte Mikrofossilien der Oberkreide (Campan und Santon) enthalten.

Die Aufschlüsse entlang der WEDAL-Gaspipeline im nördlichen Bergischen Land haben gezeigt, dass Anreicherungen von weißen Feuersteineiern in den plio-/pleistozän umgelagerten Basisschichten des Oberoligozäns regelmäßig vorkommen (RIBBERT 1999). Aus vergleichbaren Ablagerungen beschreibt auch LANGE (1995) das Vorkommen umgelagerter kretazischer Mikrofossilien.

Vorkommen C

Die Sedimente des Vorkommens C waren nur randlich und in einer beschränkten Tiefenerstreckung aufgeschlossen, so dass die Lagerungsverhältnisse unklar blieben. Hauptsediment war ein weißer beziehungsweise gelblicher Feinsand, stellenweise mit zahlreichen Feuersteineiern. Das Vorkommen umfasste darüber hinaus Braunkohlen und dunkle Tone.

Zusammensetzung: Der weiße Feinsand (Probe C 1) hat eine Korngröße von 0,1 – 0,2 mm, die Körner sind splittig-ungerundet, nur wenige Körner > 0,2 mm sind kantengerundet.

Fossilinhalt: In einem tonigen Schluff mit Quarzkies und Feuersteineiern fand MARTIN HISS (GD NRW) Bruchstücke (Skleren) von marinen Schwämmen. Hinsichtlich ihrer Herkunft gilt auch hier das zu Probe B 2 geschriebene.

Die palynologische Untersuchung von kohligem Tonen (Proben C 3) durch CHR. HARTKOPF-FRÖDER (GD NRW) erbrachte kein brauchbares Ergebnis.

Deutung: Anreicherungen von Feuersteineiern in marinen Feinsanden sind als Strandversatzbildungen in miozänen und oligozänen Ablagerungen im Untergrund der Niederrheinischen Bucht angetroffen worden (BREDDIN 1932), am Höhenrand des Bergischen Landes allerdings nur im Oberoligozän (SCHMIDT 1975). Die Vergesellschaftung der Feinsande mit Braunkohlen ließe hier an ein miozänes Alter denken, doch treten auch in der oligo-/miozänen Randfazies des Tertiärs (Köln-Schichten) vielfach Braunkohlenflöze auf.

Auch außerhalb des Massenkalk-Karstgebietes belegen reliktsche Feuersteineier, die der saprolithischen Wurzelzone der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (MTV) auf devonischen Tonsteinen unmittelbar aufliegen, den Vorstoß des Tertiärmeeres nach Osten. In einem temporären Aufschluss südwestlich von Wülfrath erreicht die Transgressionsfläche eine Höhe von +200 m NN (RIBBERT 1999).

Beobachtungen zur marinen Randfazies wurden auch südlich des Wülfrather Gebietes gemacht, wo westlich von Wuppertal der Dornaper Massenkalk unter jüngerer Bedeckung ausstreicht. Die verkarstete Massenkalkoberfläche ist dort (Steinbruch Osterholz) von einer dünnen Lesedecke weißer Feuersteineier bedeckt. In Kluftspalten des Massenkalks konnte SCHWARZHANS (2008) mittels Fisch-Otolithen und mariner Schalenfauna sandige Sedimente des Oberoligozäns (Chatt A und B) nachweisen.

Vorkommen D

Das Vorkommen D war in einer Höhe von etwa 20 m aufgeschlossen. Hauptsächliches Sediment war ein Rotlehm, das heißt ein rotviolett, stark toniges Material mit Gesteinsklasten (Abb. 3). Die Tone kamen zusammen mit feinstem feinsandführendem Feinsand vor; der Ton ist nach den Lagerungsverhältnissen zu urteilen jünger als der Feinsand. Die Grenze zum Massenkalk ist mit fossilem Kalksteinlehm belegt.

Zusammensetzung: Das tonige Material ist durch Geröll-Lagen und Schlieren aus Grobsand geschichtet. Der Geröllbestand zeigt überwiegend gelborange und violettrote, stark entfestigte, kantengerundete Schluffsteine von mm- bis cm-Größe (Abb. 4). Untergeordnet treten stark korrodierte Milchquarzgerölle und konkretionärer, krustenförmiger Ton-eisenstein auf. Der Grobsand der Schlieren zeigt Korngrößen zwischen 0,2 und 1 mm und ist gut gerundet.

Ausweislich der Röntgenbeugungsanalysen ist sowohl in der Grundmasse als auch in den tonhaltigen Geröllen neben Illit der Kaolinit das vorherrschende Tonmineral. Das färbende Pigment ist vor allem Hämatit; Reste von Feldspat sind erhalten.

Struktur: Die Sedimente füllen eine im Beobachtungsniveau schachtförmige Karsthohlform aus. Die subvertikale Schichtung des Rotlehms und die Grenze zwischen Rotlehm und Feinsand sind nicht primär sedimentär. Die Raumbildung durch eine synsedimentär anhaltenden Verkarstung hat das Nachsacken der Sedimente von ihrem ursprünglich 40 m höher



Abb. 3
Mit rotem Ton und weißem Sand gefüllter Dolinenschacht



Abb. 4
Roter Ton mit Geröll

gelegenen Ablagerungsniveau in die Tiefe bewirkt. Dabei ist es zu einer wandparallelen „Auswulzung“ der Karstsedimente gekommen. Eine solche besondere Form der oberflächennahen Verkarstung, die unabhängig von der Erdoberfläche weitgehend unter Bedeckung („subcutan“) abläuft, wird dem verborgenen Karst (Kryptokarst) zugerechnet (DUPUIS et al. 2003).

Deutung: Das Vorherrschen des Tonminerals Kaolinit gemeinsam mit Hämatit weist auf eine hohe Verwitterungsintensität und Eisenmobilisation unter einem vortertiären oder tertiären Klima hin (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Die roten Tone stammen aus einer autochthonen chemischen Verwitterungsrinde (MTV) dieser Zeit und sind gemeinsam mit Material anderer Herkunft (s. im Folgenden) in einen sich eintiefenden Dolinentrichter verlagert worden. Das der Terra Rossa ähnliche Material kommt auch in anderen fossil verwitterten Kalksteinvorkommen vor (MEINECKE 1966).

Der Geröllbestand des Rotlehms zeigt die Nähe des Ausgangsgesteins, in diesem Fall Pelitgesteine der Velbert-Schichten, an. Der Grobsand führt Material aus fluviatilem oder küstennah transgressiv-marinem Transport. Der fluviatile Transport von quarzdominantem Geröllmaterial ist auf der Rheinischen Masse seit dem Alttertiär (Vallendar-Schotter) belegt (SCHNÜTGEN 2003).

Geomorphologische Aspekte: Die erwähnte MTV besteht aus der oberflächlichen Bodenbildung (Solum) und einer tief reichenden Zersatzzone (Saprolith); ihre Dicke kann bis zu 150 m betragen haben (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Um diesen Maximalbetrag ist die alte Landoberfläche abgetragen worden, bevor oder während das Oligozän-See transgredierte und seine Sedimente in den Paläokarst einbringen konnte. Nimmt man für die Mächtigkeit der abgetragenen MTV einen Wert von 100 m an und summiert dies mit der pleistozänen Abtragungsleistung, so kommt man auf vielleicht 150 m. Das heißt, die Höhle des Karst-Vorkommens A 1 (RIBBERT d. Bd., S. 23) und ihre Füllung lag schätzungsweise 300 m tief unter der kreidezeitlichen Landoberfläche.

Vorkommen E

Das Vorkommen E zeigt einen schlauchförmigen Karsthohlraum mit einer nach Nordwesten leicht ansteigenden, überwiegend gut geschichteten Sedimentfüllung. Der untere Teil des Hohlräume (E 1) enthält dunkle, dezimetermächtige graue Tone, gelbliche Feinsande und in geringem Umfang Grobbestandteile (Abb. 5). Der Massenkalk der Höhlenwandung ist oberflächlich zu einem pulverigen Karbonatsand zersetzt; ebenso ist es die Oberfläche der im Feinsand eingelagerten Kalksteingerölle (Abb. 6).

Zusammensetzung: Der gelblich weiße Feinsand (Probe E 1/2 a) zeigt das Korngrößen-Intervall 0,1 – 0,2 mm, zusätzlich aber eine Beimengung von Glaukonit-Körnern (0,3 – 0,5 mm), Heliglimmer-Blättchen sowie einzelne grobe Quarzkörner und Schluffstein-Bruchstücke. Schichtweise ist der gelblich weiße Feinsand stärker schluffig und tonig (Probe E 1/2 b).

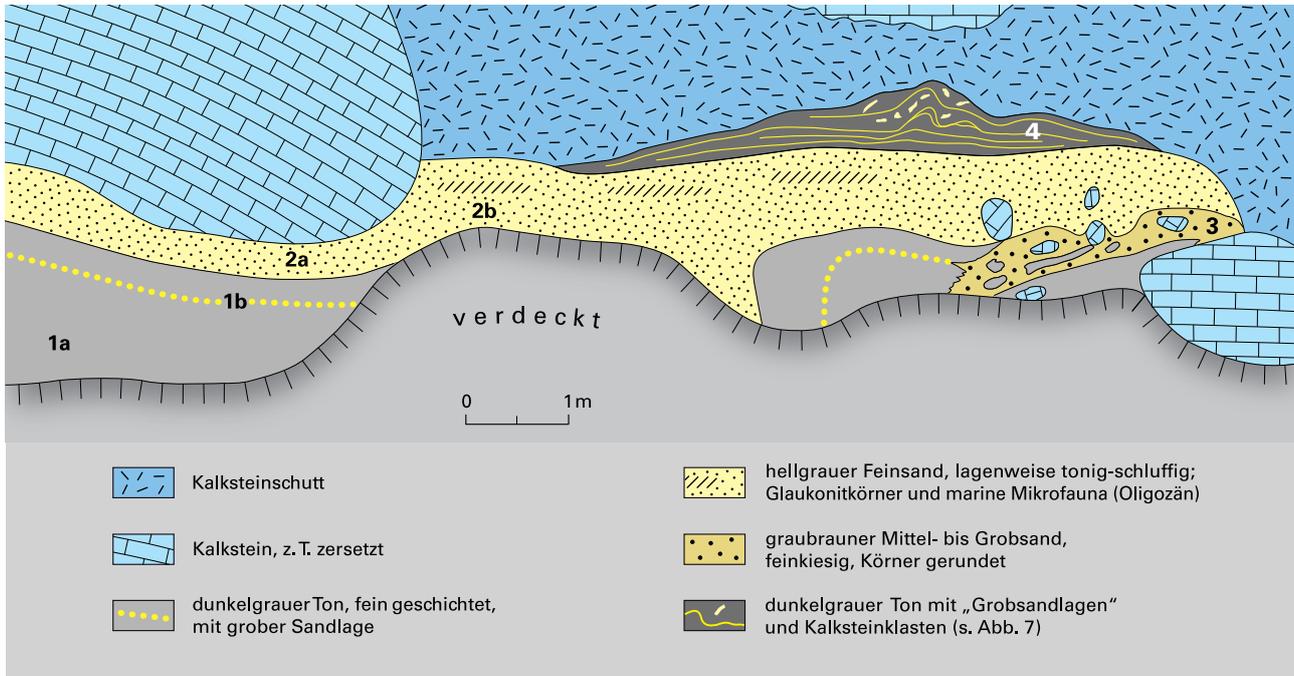


Abb. 5 Karst-Vorkommen E 1 (zur Lage s. Abb. 1)

Mittel- bis Grobsand (Probe E 1/3): Korngröße überwiegend 0,2 – 0,5 mm, schlecht sortiert, größere Körner gut gerundet, geringer Anteil von Quarzkörnern > 1,5 mm (gut gerundet oder kantengerundete Kristalle) und Quarz-Feinkies, maximal 3 x 5 mm; einzelne gerundete Bruchstücke von Sandstein oder Kieselgestein.

Der schwarzgraue Ton (Proben E 1/1 a) ist durch Verwitterungseinfluss oft braun verfärbt; als Einschaltungen treten auf:

- zahlreiche 1 – 5 mm dicke Lagen von Grobschluff mit verkohlten Pflanzenresten
- dünne Lagen aus Quarz- beziehungsweise Karbonatsand, Korngrößengradient
- mehrere bis zu Zentimetern dicke Lagen aus Grobsand; max. Korngröße 2 – 3 mm (Probe 1 b)
- Klastenlage aus Schluffstein-Fragmenten (Probe E 1/4) mit fraglichen Pflanzenresten oder aus Quarzbruchstücken und verkieselten Krinoidenstielgliedern
- mehrere Millimeter große verkohlte Pflanzenartikel
- Zentimeter große, weiß zersetzte Kalksteinklasten unregelmäßig verteilt innerhalb der Ton/Schluff-Feinschichtung (Abb. 7).

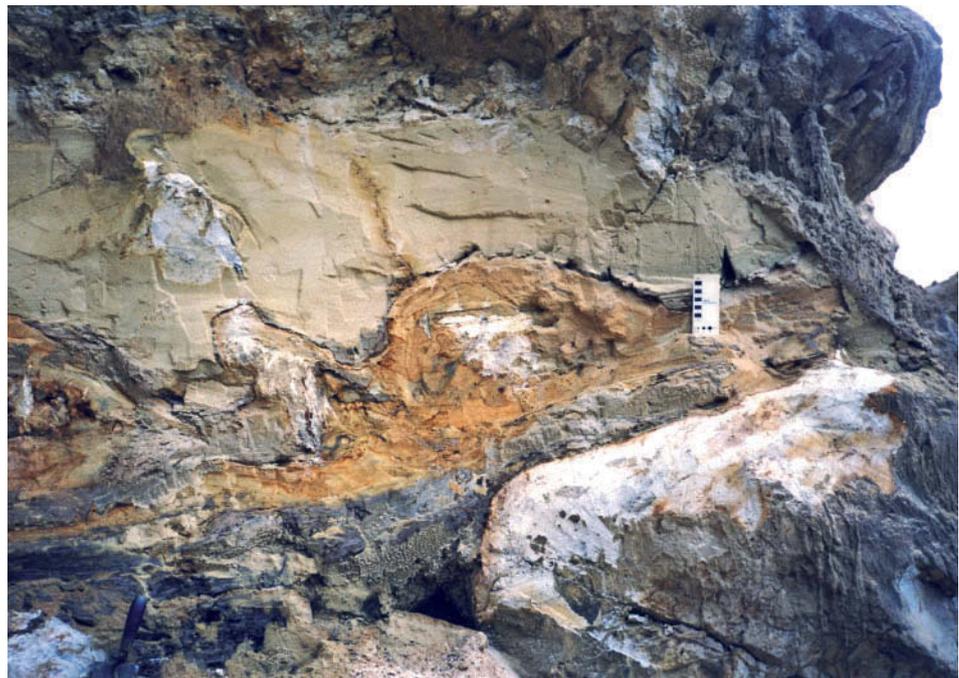


Abb. 6 Vorkommen E 1, man beachte den weiß zersetzten Massenkalk

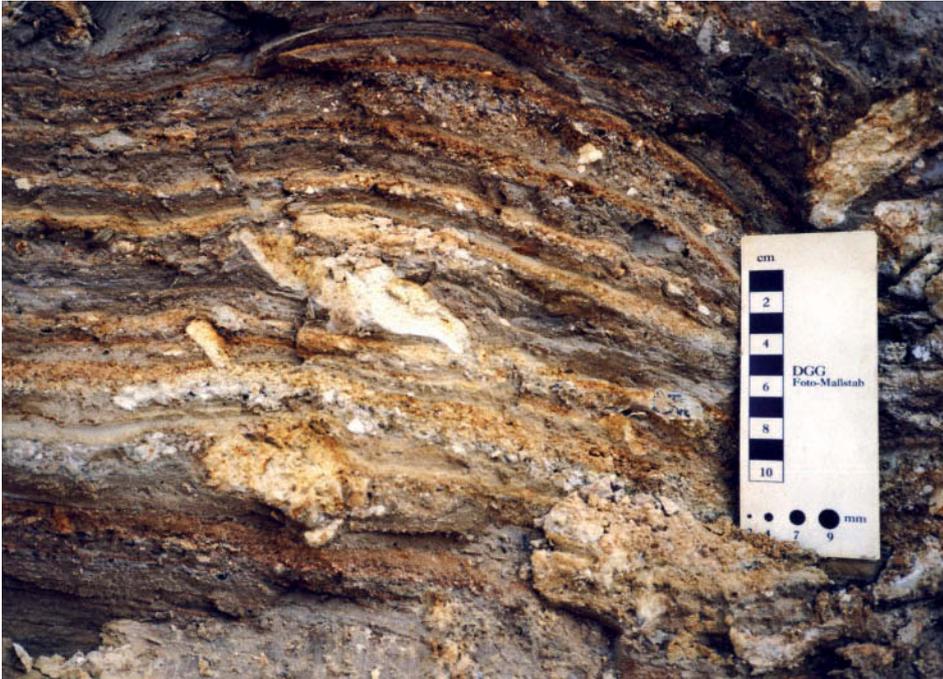


Abb. 7
Wechselschichtung von Ton- und Kalksandlagen, eingeschaltet sind weiß zersetzte Masenkalkbruchstücke (Probe E 1/4)

Fossilinhalt: Das Material der Probe E 1/2 b führt tertiärzeitliche, marine Mikrofossilreste. Nach der Untersuchung von MARTIN HISS (GD NRW) fanden sich stark korrodierte Foraminiferen-Fragmente, ein Ostrakode und Schwammnadeln. Die Foraminiferen und auch der Ostrakode waren primär kalkschalig, die Schale ist aber durch kieselig verkittete Schluffpartikel ersetzt. Dennoch lassen sich die Formen *Cibicides* ex gr. *pseudoungerianus* / *lobatulus*, *Melonis* sp. sowie *Globigerina* sp. bestimmen. Sie kommen im Oligozän und Miozän des Niederrheingebietes vor.

Deutung: Der Nachweis von umgelagerten marinen Feinsanden (Probe E 1/2 a) spricht für eine Verbindung des Höhlenraumes mit dem tertiärzeitlichen Meeresboden. Unklar bleibt die Zuordnung zur oberoligozänen oder zur frühmiozänen Transgression auf die Rheinische Masse (Bergisches Land). Das graue pelitische Internsediment dokumentiert einen wassererfüllten Höhlenraum mit Einschüttungen von der Erdoberfläche (Quarzsande, Holzkohlepartikel, verkieselte paläozoische Fossilreste) und aus dem Karst-Innenraum (zersetzter Massenkalk als Klaster oder Karbonatsand, durch Kalklösung konzentrierte authigene Quarzkristalle). Die Herkunft und das Alter des dunklen pelitischen Sediments ist unbekannt (Oligozän, Unterkreide?). Seine heterogene Zusammensetzung steht in deutlichem Gegensatz zu den dazwischen eingeschalteten marinen Feinsanden. Die Sedimentation im Karsthohlraum war sowohl durch externe als auch durch karstinterne Vorgänge geprägt.

Vorkommen F

Das Vorkommen F ist an einen steil stehenden vererzten Kalzitgang im Massenkalk gebunden. Beide Gesteine sind verkarstet und zeigen in einem engen Spaltenraum tonige Ablagerungen mit Sandlagen unterschiedlicher Korngröße (> 1,5 bis < 0,1 mm). Die Quarzkörner sind überwiegend gerundet, es kommen aber auch Quarzkristalle vor. Als Grobkomponente > 10 mm treten verwitterte paläozoische Tonsteine auf. Ein durch Fusit-Stücke und -Staub fein laminiertes weißgrauer Ton enthielt eine unterkretazische Sporenflora (zit. in KNOBEL & WREDE 2008).

Deutung: Das gesamte Sediment-Material stammt von der kreidezeitlichen Landoberfläche und ist ähnlich dem des Karst-Vorkommens A 1 in den Karsthohlraum eingespült. Falls diese Verlagerung schon in der Unterkreide erfolgte, ist der Schluss gestattet, dass die Vererzung prä- oder syn-unterkretazisch stattgefunden hat. Das Vorkommen F ist wegen seiner Bedeutung für die Datierung hydrothermalen Einflüsse im Gesamtkomplex Massenkalk – Paläokarst – Karstsedimente wichtig, ist aber nicht Gegenstand dieser Studie (s. dazu DROZDZEWSKI et al. in Vorber.).

Vorkommen H

Das Vorkommen H befand sich zu Beginn der 2000er-Jahre in einem „Abraumfeld“ genannten Bereich im östlichen Teil des sich damals in rascher Entwicklung befindlichen Steinbruchs. Seine Karstformen wurden von KNOBEL & WREDE (2008) recht anschaulich als Grundhöckerrelief bezeichnet. Steil stehende Flächen des Kalksteins umgrenzen bis 20 m tiefe



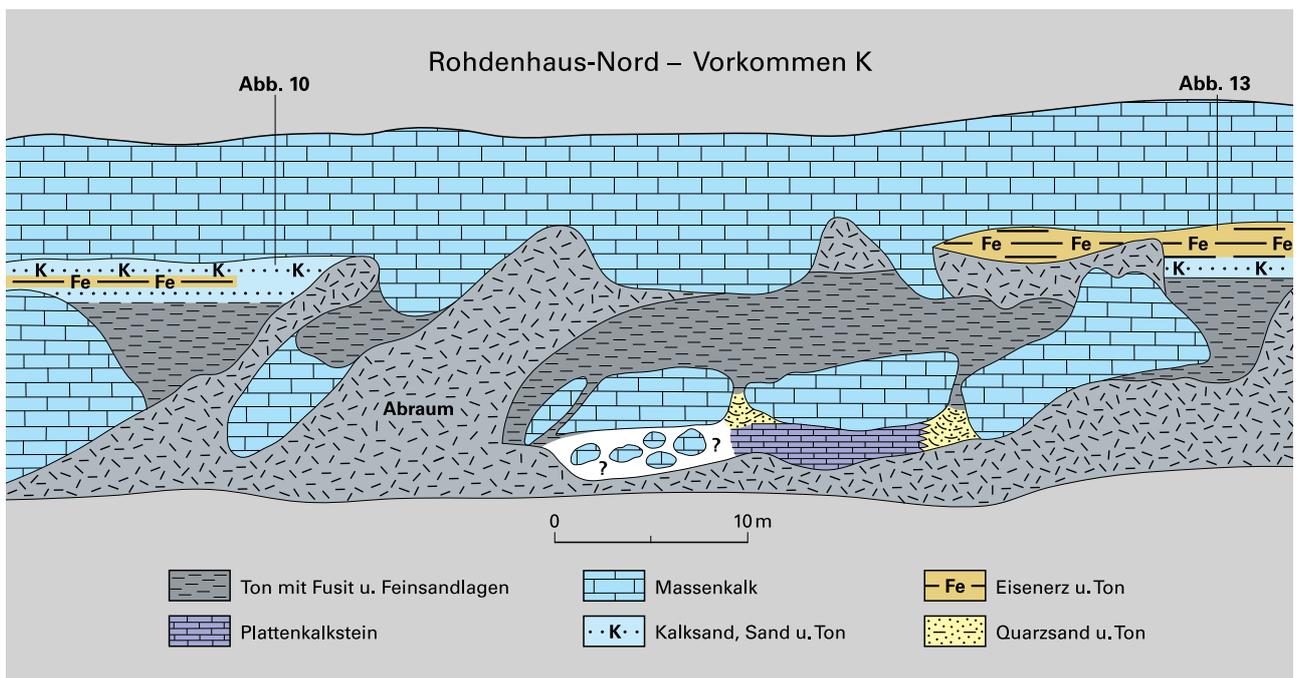
Abb. 8
Kegelförmige Massenkalkfelsen („Grundhöcker“), umgeben von Kalksteinbraunlehm

Hohlformen, randlich begleitet von kleineren kegelkarstähnliche Türmen und rundlichen Höckern. Die Hohlformen waren mit quartärzeitlichen braunen, lehmigen Verwitterungsmassen und in tieferen Teilen mit Rotlehm (vermutlich tertiärzeitlich) sowie mit weiß verwitterten Bruchstücken von Devon-Tonsteinen gefüllt. Die Oberkante dieses Reliefs lag bei etwa +200 m NN. Auch in der späteren Ausweitung des Steinbruchs nach Osten wurde solch ein Grundhöckerrelief beobachtet (s. Abb. 8). Die Sedimente der Vorkommen B entstammen einem abgeräumten Grundhöckerbereich nordwestlich des Vorkommens H.

Vorkommen K

Das Karstvorkommen mit der Bezeichnung „K“ befindet sich in der nordwestlichen Ecke des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord auf der +90-m-Sohle. Es nimmt eine Grundfläche von mindestens 20 x 70 m ein und erreicht eine Höhe von wenigstens 15 m (s. Abb. 9). Die nach Nordwesten begrenzenden Flächen des Massenkalks sind überwiegend vertikal und glatt,

Abb. 9 Karst-Vorkommen K (zur Lage s. Abb. 1)



nur an einer Stelle (links unten) sind wulstige Laugformen zu erkennen. Die Füllung des Karsthohlraumes enthält in ihrem rechten Teil eine 35 m lange und mehrere Meter dicke zerbrochene Platte aus Massenkalk, im Folgenden „Deckenplatte“ genannt. Die Lagerung des Massenkalks bleibt unklar, nur am rechten Teil der Deckenplatte war ein steil nördliches Einfallen zu erkennen.

Die Sedimentfüllung wird beherrscht von grauen bis schwarzen Tonen in einer Mächtigkeit von mindestens 10 – 12 m. Die Tone sind in ihrem unteren Teil reich an Holzkohle (Fusit) und enthalten im oberen Teil dünne Lagen von Quarzfeinsand (Probe 8 a, 8 b). Die Sedimentation im Karsthohlraum beginnt allerdings nicht mit dem Ton, sondern mit horizontal liegenden gelben, plattigen Kalksteinen (Proben 7 und 9/1 – 7).

Die Plattenkalke sind nur unterhalb der Deckenplatte aufgeschlossen. Sie zeigen zwei Varietäten: eine sehr feinkörnige, fein geschichtete Ausbildung, wie sie auch im Karst-Vorkommen A 3 (RIBBERT d. Bd, S. 36) auftritt, und eine sehr grobkörnige Variante. Letztere besteht fast ausschließlich aus dem kristallinen Karbonatdetritus von zerbrochenen, seltener vollständigen Krinoidenossikeln. Bank K 9/13 zeigt eine Gradierung der Partikelgröße, was für eine Ablagerung aus Suspension spricht. Manche der Ossikel sind oval deformiert, haben also schon eine variszische Einengung erfahren. Es ist nahe liegend, den Detritus von dem im Umfeld krinoidenreichen Massenkalk abzuleiten. Im Lösungsrückstand der Plattenkalke finden sich immer winzige Schieferbruchstücke (chips). Sie stammen, wie harnischartige Schieferereinschlüsse des angrenzenden Massenkalks zeigen, aus demselben.

Es handelt sich also um ein Karstsediment, das aus zersetztem Massenkalk entstanden ist, und zwar zeitlich vor den Fusit-Tonen, für die an anderer Stelle des Steinbruchs (Vorkommen A 1) ein mittelkretazisches Alter (Alb bis Turon) bestimmt worden ist (VIEHOFEN & HARTKOPF-FRÖDER & FRIIS 2008). Der Plattenkalk ist stellenweise zu Karbonatsand entfestigt. Eine ähnliche, zeitlich davor liegende Entfestigung hat auch den Massenkalk betroffen und hat auf diese Weise Karbonatdetritus zur Umlagerung via Suspensionsströmen und Ablagerung als Plattenkalk bereitgestellt (RIBBERT d. Bd., S. 43).

Zwischen Plattenkalk und Deckenplatte liegen an einigen Stellen graue Tone. Sie sind dort, wo die drei großen Einzelteile der abgestürzten Deckenplatte dem Ton aufliegen, stark deformiert. Unterhalb der an den Bruchstellen entstandenen Lücken liegen in Erosions- oder Lösungstaschen des Plattenkalks gänzlich andere Sedimente (Probe 10 a, 10 b). Es handelt sich vorwiegend um unterschiedlich gerundeten Quarz-Fein- und Mittelsand mit einzelnen Schluffsteinbröckchen, gut gerundeten Grobsandkörnern, Krinoidenossikeln und Schieferchips. Das Sandmaterial wechsellagert mit hellgrauem Ton.

Oberhalb der Hauptmasse der Sedimentfüllung vollzieht sich in den Tonen ein Farbwechsel von schwarzgrau nach grau bis hellgrau. Eine Datierung dieser Tone mittels Sporen gelang nicht. Sowohl im rechten wie im linken oberen Teil des Aufschlusses sind in diesem 1 – 2 m mächtigen Abschnitt dünne Lagen von Kalksand enthalten (Proben 3 rechts u. 4 links; Abb. 10). Sie sind leicht tonig gebunden und bestehen fast ausschließlich aus kalzitkristallinem Krinoidendetritus; daneben kommen nur Quarzkristalle und Glimmerschuppen, aber keinerlei Quarzsand vor. Tonige Laminae enthalten fusitische Pflanzenreste.



Abb. 10
Kalksandlagen im oberen Teil von Vorkommen K (Proben K 4 u. K 5)



Abb. 11
Kalzitkristalliner Detritus aus
zersettem Massenkalk (Pro-
be K 5)

Im linken Aufschlusssteil liegt in diesem Abschnitt auch eine eisenhaltige Lage (Probe 6). Unverwittertes Material ist grau, körnig und enthält Glimmer- und Fusitflitter. Es löst sich nur in konzentrierter Salzsäure und hinterlässt einen Rest von 10 % Quarzschluff und Ton. Es handelt sich um ein stark eisenhaltiges Karbonat. Eine Ähnlichkeit mit den sideritischen Eisenerzen des Aufschlusses „Plateau“ (RIBBERT d. Bd., S. 51) ist offensichtlich. In ihrem lateralen Verlauf ist die Bank oxidiert und geht in derben Goethit über.

Die Schichtenfolge des linken Aufschlusssteils schließt mit unterschiedlich dicken Bänken aus unverfestigtem Karbonatdetritus in schwach toniger Bindung ab (Proben 5 a u. 5 b). Das Material besteht ganz überwiegend aus oft zwillinglamelliertem Kalzit in Korngrößen von Krinoidenossikel-Größe bis zu kristallischem Kalzitschluff (Abb. 11). Das Material enthält keine Quarzsandkomponente von außerhalb des Karsts (Tagesoberfläche). Auftretende schwarze Schieferchips stammen wie die der Plattenkalke (s. zuvor) aus den Karsthohlräumen selbst.

Zwei der detritischen Bänke werden von Tonen mit bizarr verformten hellen Feindetritus-Laminen unterlagert (Abb. 12). Das Ausmaß der Verformung ähnelt einer extremen Art von convolute bedding, wie es für Weichsedimente unter seismischem Schockeinfluss typisch ist (SIMS 1975). Es ist wahrscheinlich, dass eine seismische Einwirkung das Weichsediment

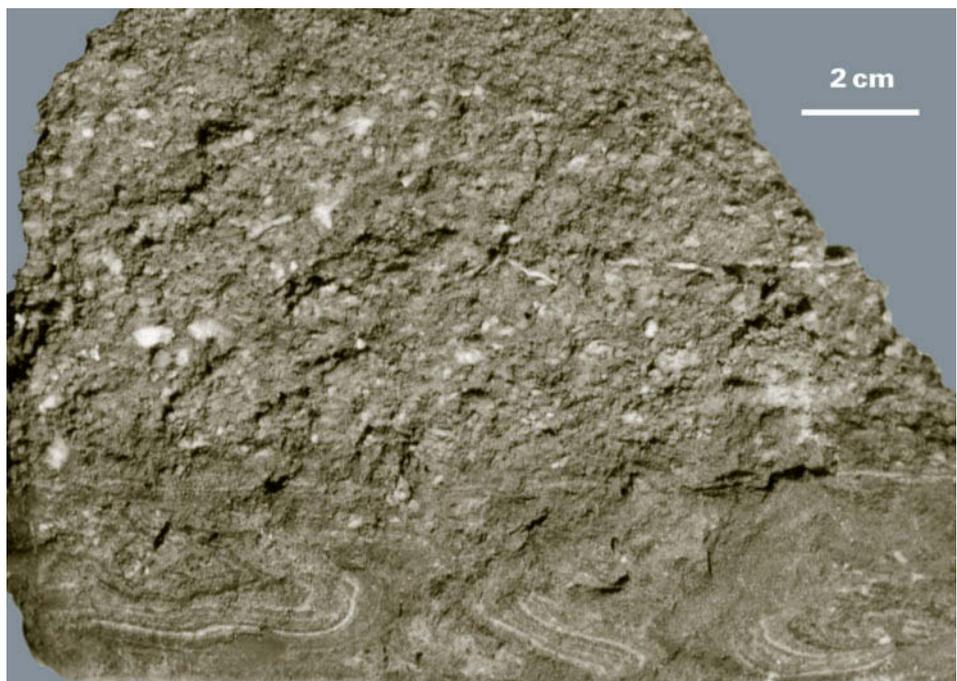


Abb. 12
Deformierte Feinschichtung an
der Basis der Kalksandlage
K 5 a



Abb. 13
Goethit-Schnüre im obersten
Teil von Vorkommen K (Probe
K 1/2)

deformiert und gleichzeitig anderenorts labil abgelagerten Krinoidendetritus mobilisiert hat. Letzterer ist dann im Karstwasser in Form einer Suspensionswolke unter Einfluss der Schwerkraft „zusammengefeigt“ und im Karsthohlraum abgelagert worden.

Im rechten Aufschlusssteil folgen oberhalb von Probe 3 in Ton eingeschaltete Lagen aus Quarzfeinsand oder Krinoidendetritus, beide mit Goethitlaminae (Proben 2/3 a – c). Etwa 60 cm darüber setzt ein mehr als 2 m mächtiger Abschnitt aus eisenreichen Gesteinen ein (Proben 1 und 2). Es handelt sich um eine Wechselfolge von braunen und gelborangen, tonartigen Gesteinen mit unregelmäßig durchziehenden Goethit-Schnüren (Abb. 13). Das weiche, tonartige Gestein hat aber nur einen Lösungsrest von 15 % Silikatmineralen und besteht zum weitaus größeren Teil aus nur in konzentrierter Salzsäure vollständig löslichem Karbonat (Ankerit, Siderit).

Das Karstvorkommen K zeigt beispielhaft wie kein anderes die Abfolge der Sedimentation im tiefen Paläokarst (von oben nach unten):

- Eisenausscheidungen im Resthohlraum (ähnlich Vorkommen „Plateau“)
- Tone und karbonatdetritische Sande (ähnlich Vorkommen E)
- Fusittone der mittleren Kreide (ähnlich Vorkommen A 1)
- Plattenkalke (ähnlich Vorkommen A 3)

3 Schlussfolgerungen

Die Vielzahl unterschiedlicher in Paläokarst-Hohlräumen angetroffener Sedimente sowie ihre Lagebeziehungen untereinander lassen einige Aussagen zum Sedimentationsgeschehen an der Erdoberfläche und im Hohlraumnetz des Karsts selbst zu. In altersmäßiger Abfolge sind es:

- Die in der Karsthöhle K angetroffenen Plattenkalke sind (wenig?) älter als die mittelkretazischen (albischen bis turo-nischen) Fusit-Tone.
- Es gibt im Paläokarst-Hohlraum zeitweilig Prozesse, die zersetzten Massenkalk, in diesem Fall zu Krinoidenschutt fragmentierten Biodetrituskalkstein, umlagern. Umlagerung ist auch für die Bildung von Karbonat-Kristallsandlagen aus zersetztem Massenkalk verantwortlich. Die Plattenkalke bestehen aus solchem Detritus, sind aber diagenetisch verfestigt.

- Ein oberhalb der Fusit-Tone der Karsthöhle K verbliebener Restraum ist mit geschichteten Eisenausscheidungen gefüllt worden. Der Vorgang ist (wenig?) jünger als „mittlere Kreide“ und gleicht der abschließenden Füllung der „Sandhöhle“ in Form des Goethit-Siderit-Vorkommens „Plateau“.
- Umgelagerte Reste einer tiefgründigen kreide- bis tertiärzeitlichen Bodenbildung (MTV) im Umfeld des Massenkalk-Vorkommens sind anhand kaolinitreicher Tone und saprolithischer Schluff- und Sandsteine (Vorkommen D) nachgewiesen. Saprolithreste bilden auch den Hauptteil der Gerölle in den Sedimenten der „Sandhöhle“ (A 1).
- Vage bleibt der Hinweis auf eine oberkreidezeitliche Meeresüberflutung. Es ist wahrscheinlicher, dass die kretazischen Mikrofossilien aus umgelagerten und zersetzten Kreide-Feuersteinen der oberoligozänen Transgression stammen.
- Sicher dokumentiert ist dagegen ein tertiärzeitlicher mariner Sediment-Transport. Er ereignete sich während der oberoligozänen Meerestransgression in der Niederrheinischen Bucht und ihren Randgebieten und möglicherweise auch im Verlauf miozäner Küstenverschiebungen. Belegt ist er durch marine Feinsande (Vorkommen E), Feinsande mit Feuersteineiern (Vorkommen C, D) und Quarzreliktschotter (Vorkommen B), in denen Strandablagerungen und ursprünglich fluviatile Kiese vermischt wurden.
- Auf die tertiärzeitliche Verwitterung der tonigen Hangendschichten des Massenkalks ist der Rotlehm zu beziehen, der seinerseits auch Reste des zuvor genannten fluviatilen Geschehens in Form von Geröllen konserviert hat.

Dank: Für die mikropaläontologische Untersuchung der Sedimente der Vorkommen B und E ist MARTIN HISS (Geologischer Dienst NRW) zu danken.

4 Literatur

- BREDDIN, H. (1932): Die Feuersteingerölle im Niederrheinischen Tertiär, ein Beweis für die paralische Natur der Braunkohlenflöze. – Zbl. Mineral., Geol. u. Paläont., **B 8**: 395 – 404, 2 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; LANGE, F. G.; OESTERREICH, B.; RIBBERT, K.-H.; VOIGT, S.; WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **44**: 53 – 66; München.
- DROZDZEWSKI, G.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; RICHTER, D.-K.; WREDE, V. (in Vorber.): Hydrothermaler Tiefenkarst der Kreide-Zeit im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge.
- DUPUIS, C.; NICAISE, D.; DE PUTTER, T.; PERRUCHOT, A.; DEMARET, M.; ROCHE, E. (2003): Miocene cryptocarsts of Entre-Sambre-et-Meuse and Condroz plateaus. Paleoenvironment, evolution and weathering processes. – Géologie de la France, **1**: 27 – 31; Paris.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge : Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: IX + 192 S., 77 Abb., 53 Tab.; Berlin [u. a.].
- HARTKOPF-FRÖDER, CHR. (2007): Fossile Höhlenfüllungen im Wülfrather Massenkalk. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4706 Düsseldorf – Essen. – Geol. Kt. Von Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4706**: 57 – 60; Krefeld.
- HILTERMANN, H. (1958): Allochthone Foraminiferen in den Neurather Sanden und in einem Zwischenmittel von Flöz Frimmersdorf. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 159 – 164; Krefeld.
- KNOBEL, M.; WREDE, V. (2008): Kalksteinlagerstätte Wülfrath (Exkursion L am 28. März 2008). – In: Oberrheinischer Geologischer Verein [Hrsg.]: Geologische Exkursionen im Ruhrgebiet. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **90**: 347 – 360; Stuttgart.
- LANGE, F.-G. (1995): Das Niederbergische Land in der Tertiär- und älteren Quartärzeit. – Natur am Niederrhein, N. F., **10**: 86 – 88; Krefeld.
- MEINECKE, F. (1966): Das Vorkommen von Terraossa und Gelblehm auf dem Massenkalk im Sauerland. – Z. dt. geol. Ges., **115** (1963): 715 – 726, 4 Abb.; Hannover.
- RIBBERT, K.-H. (1999): Dokumentation zur geologischen Aufnahme des Bauabschnitts II der Westdeutschen Anbindungsleitung (WEDAL II) im Bereich der Nordeifel und des nördlichen Bergischen Landes. – Bericht: 24 S.; Krefeld (Geol. Dienst Nordrh.-Westf.). – [unveröff.]

- RIBBERT, K.-H. (2011 a): Ein sedimentäres Eisenlager aus dem Paläokarst im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Rheinisches Schiefergebirge). – scriptum, **20**: 47 – 60, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Krefeld
- RIBBERT, K.-H. (2011 b): Karbonatdetritische Sedimente aus Paläokarst-Hohlräumen des devonischen Massenkalks am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. – scriptum, **20**: 33 – 46, 12 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld
- SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. Ein Beitrag zur Tertiärmorphologie des Rheinischen Schiefergebirges. – Bochumer Geogr. Arb., **22**: 156 S.; Paderborn.
- SCHNÜTGEN, A. (2003): Die Petrographie und Verbreitung tertiärer Schotter der Vallendar-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge, ihre paläoklimatologische und -geographische Bedeutung. – GeoArchaeoRhein., **4**: 155 – 191; Münster/Westf.
- SCHWARZHANS, W. (2008): Otolithen aus küstennahen Sedimenten des Ober-Oligozän der Niederrheinischen Bucht (Norddeutschland). – N. Jb. Geol. U. Paläont., Abh., **248** (1): 11 – 44; Stuttgart.
- SIMS, J. D. (1975): Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. – Tectonophysics, **29**: 141 – 152; Amsterdam.
- VIEHOFEN, A.; HARTKOPF-FRÖDER, C.; FRIIS, E. A. (2008): Inflorescences and flowers of *Mauldinia angustiloba* sp. nov. (Lauraceae) from middle Cretaceous karst infillings in the Rhenish Massif, Germany. – Int. J. Plant Sci., **169**: 871 – 889; Chicago.

scriptum	20	23 – 32, 7 Abb., 1 Tab.	Krefeld 2011
-----------------	-----------	-------------------------	--------------

Zusammensetzung und Herkunft der Sandablagerungen in der kreidezeitlichen Paläokarsthöhle im Massenkalk von Wülfrath (Rheinisches Schiefergebirge)

Von KARL-HEINZ RIBBERT

Inhalt

1	Korngrößenanalysen	26
2	Detritusanalyse der Siliziklastika	28
3	Zusammensetzung der Ton-Fusit-Flöze	29
4	Schlussfolgerungen und Diskussion	29
5	Literatur	31

* Anschrift des Autors:

Dr. Karl-Heinz Ribbert, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –,
De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld

Zusammenfassung: Der Paläokarst im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Bergisches Land) enthält einen außergewöhnlich großen Höhlenraum, der mit überwiegend sandigen kreidezeitliche Ablagerungen gefüllt ist. Auf der Grundlage sedimentpetrografischer Parameter wird die Zusammensetzung dieser Karstsedimente beschrieben und ihre Herkunft erörtert. Aus dem Ferntransport stammen die Sande, für die eine Herkunft aus umgelagerten Buntsandsteinsanden angenommen wird. Die konglomeratischen Bestandteile und die Tone stammen hingegen aus den tiefgründig paläoverwitterten Devon- und Karbon-Schichten der näheren Umgebung.

Summary: The palaeokarst in the Devonian Massenkalk of Wülfrath (Bergisches Land) contains an extraordinary voluminous cavity filled with predominant sandy sediments of Cretaceous age. Based on sedimentpetrographical parameters the composition of these karst sediments is depicted and their provenance is discussed. Sandy sediments stem from a far-reaching transport of reworked Buntsandstein sand whereas the conglomeratic admixture and the clays can be derived from deeply palaeo-weathered Devonian and Carboniferous rocks in the vicinity.

Die kreidezeitliche sandige Höhlenfüllung im Steinbruch Rohdenhaus-Süd der Rheinkalk GmbH in Wülfrath ist von DROZDZEWSKI et al. (1998) erstmals beschrieben worden. Aufschlüssen, Bohrungen und Bodenradaruntersuchungen zufolge erstreckt sie sich über eine Länge von mindestens 800 m etwa 200 m unterhalb der heutigen Geländeoberfläche im devonischen Massenkalk (Abb. 1). Die maximal 18 m mächtige Sandabfolge in der Höhle ist durch mehrere Einschaltungen von Holzkohle (Brandfusit) und Ton enthaltenden Lagen („Flöze“) gegliedert (Abb. 2). Dies erlaubt von unten nach oben eine Gliederung in die Sande A, B und C (s. Abb. 3). Die Sande sind hinsichtlich ihrer Korngröße, Geröllzusammensetzung und Schwermineralführung im Geologischen Dienst NRW, Krefeld, untersucht worden. Eine sedimentologische Bearbeitung der Höhlenfüllung führten KARLE & RADIES & TIETZE (2003) durch.

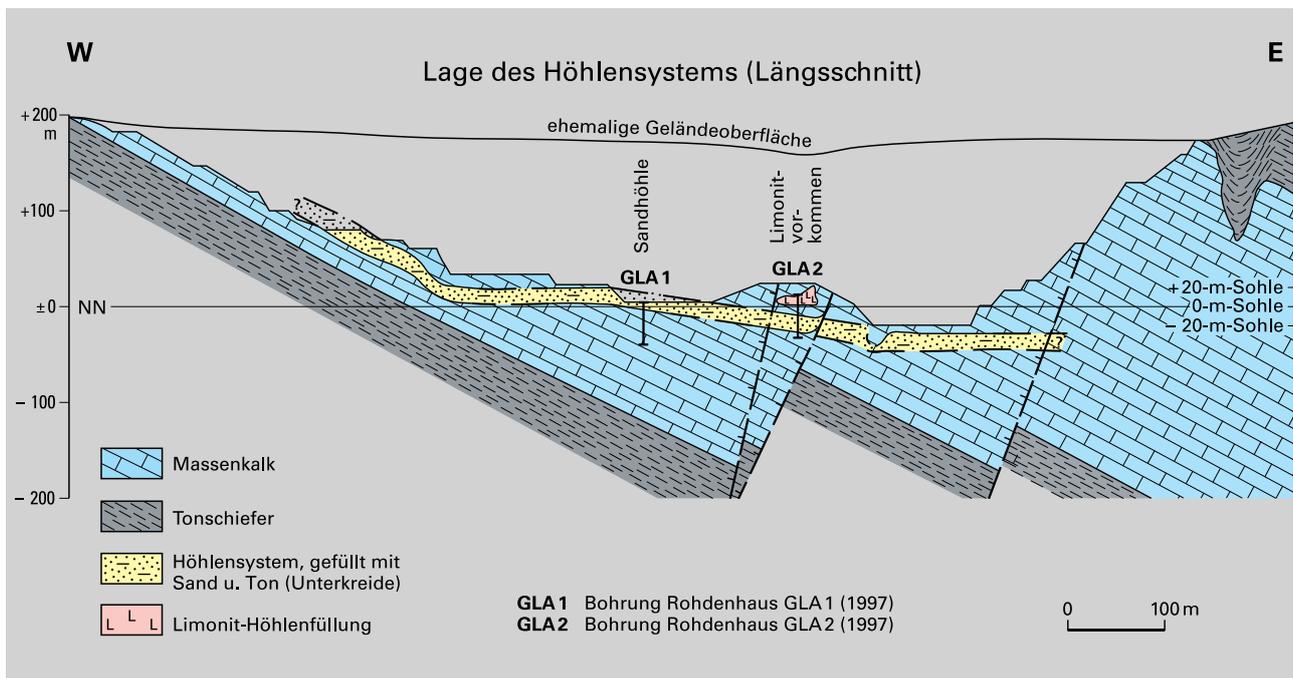


Abb. 1 Längsschnitt durch die Paläokarst-Höhle im Steinbruch Rohdenhaus-Süd (aus DROZDZEWSKI et al. 1998)

Abb. 2
 Sandgefüllter Höhlenraum im
 Steinbruch Rohdenhaus-Süd,
 Wandhöhe etwa 18 m

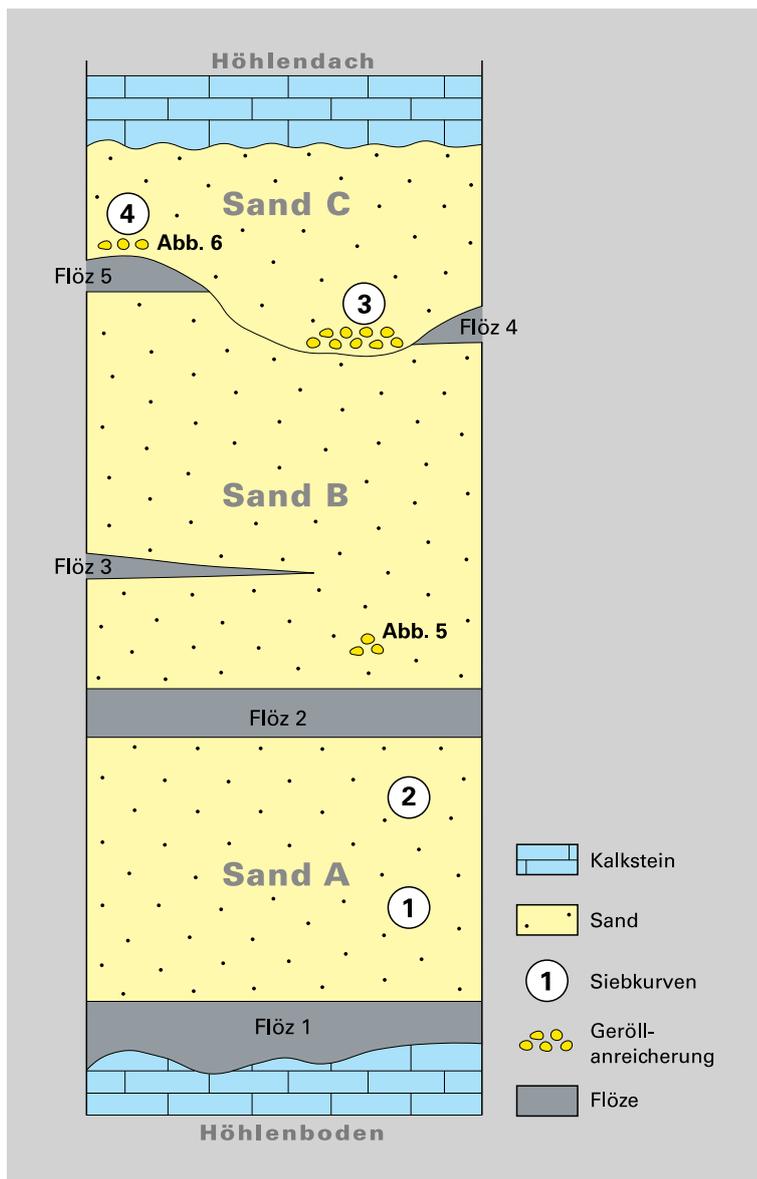


Abb. 3
 Vereinfachtes Profil der Höhlenfüllung mit Lage
 der Proben und der Abbildungen 5 und 6

1 Korngrößenanalysen

Die Siebanalysen erfolgten mit einem Siebsatz in der Abstufung 0,063 / 0,2 / 0,63 / 2,0 / 6,3 / 20 / 63 mm. Die Siebergebnisse (s. Abb. 4, Kurven 1 u. 2) zeigen für die geröllfreien Sande A und B eine gute Sortierung, der entsprechende Koeffizient nach der Formel von FOLK & WARD (1975) liegt bei 0,49. Die Korngröße der Hauptmasse (93 Gew.-% der Probe) liegt im Korngrößenintervall 0,2 – 0,63 mm, das heißt im Mittelkornbereich.

Die sandig-kiesigen Rinnerfüllungen im Sand C (Kurven 3 u. 4) zeigen naturgemäß eine etwas schlechtere Sortierung. Aber auch bei der geröllärmeren dieser Proben liegt die Hauptmasse der Körner (77 Gew.-% der Probe) zwischen 0,2 und 0,63 mm. Kontrollsiebungen an diesem Korngrößenintervall mit der Abstufung 0,3 – 0,4 – 0,5 mm ergaben, dass die Korngröße der Hauptmasse (70 – 80 Gew.-%) zwischen 0,2 und 0,4 mm liegt. Korrigiert man mit diesem Ergebnis die Siebkurve 1 oder 2, ergibt sich ein Sortierungskoeffizient von 0,32. Diese Sortierung ist nach FOLK & WARD (1957) als sehr gut zu bezeichnen.

Besonderes Augenmerk wurde auf die Zusammensetzung des Geröllanteils gelegt, da zu vermuten war, dass die Gerölle am ehesten Hinweise auf die Herkunft des Materials geben würden. Der Geröllanteil kommt sowohl unregelmäßig verstreut in der Sandmasse vor (Abb. 5) als auch angereichert in der schräg geschichteten Basallage des Sandes C (Abb. 6).

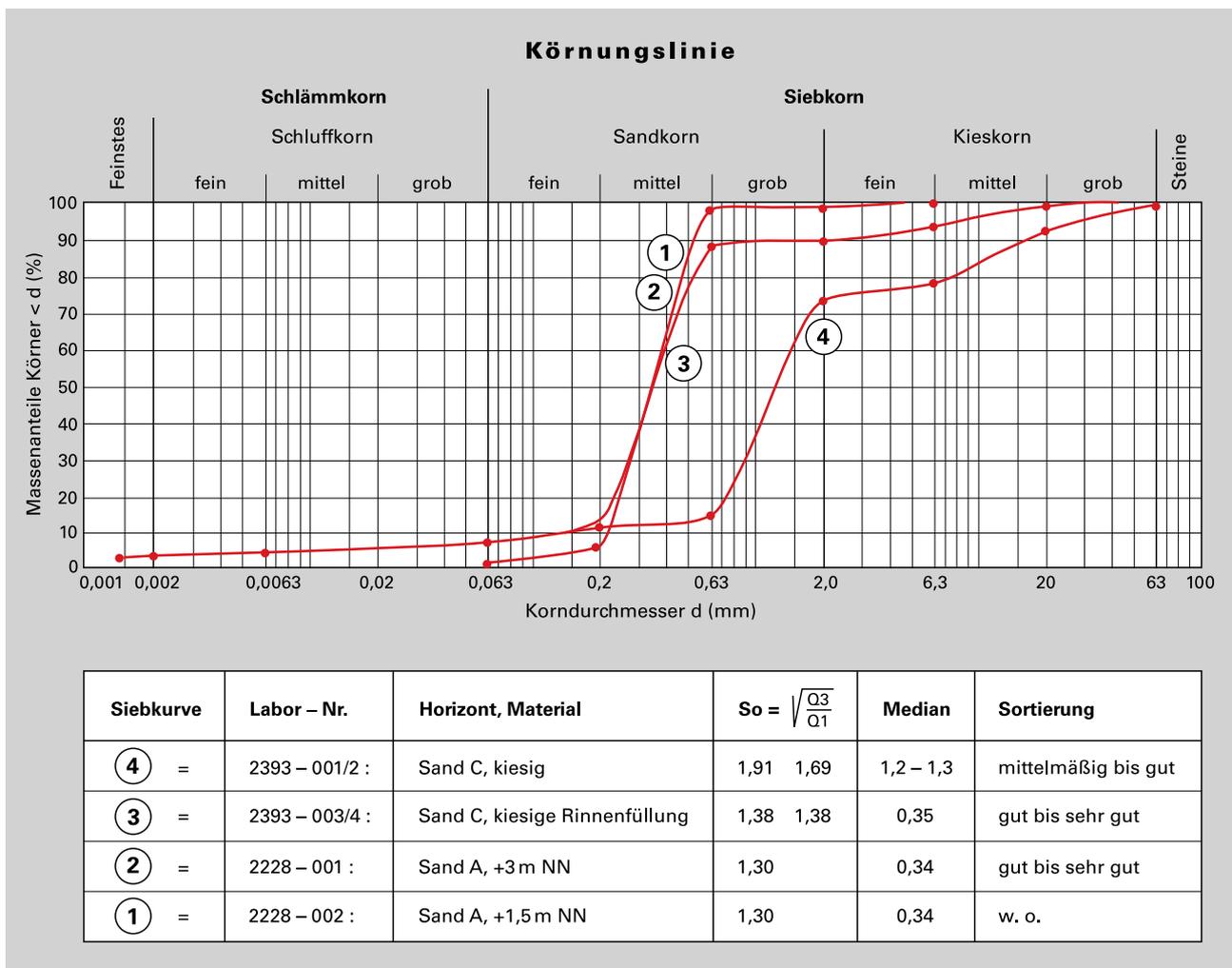


Abb. 4 Siebkurven 1 – 4



Abb. 5
Ungeregelt im Sand verteilte
Gerölle im Sand B



Abb. 6
Geröllanreicherung im schräg
geschichteten Sand C

2 Detritusanalyse der Siliziklastika

Die Detritusanalyse umfasst eine mikroskopische Ansprache des Sandkornanteils und die Zusammensetzung des Geröllbestandes.

Sand A

Mikroskopische Korn-Analyse der Siebfractionen der Korngrößenanalyse (Probe 01-02228-001):

< 0,063 mm	Quarzkörner, ausschließlich eckig-splitterig
0,063 – 0,2 mm	Quarzkörner, überwiegend eckig bis kantengerundet
0,2 – 0,63 mm	Quarzkörner, alle Übergänge von gut gerundet und matt bis kantengerundet und klar; weniger gut gerundete Körner überwiegen
0,63 – 2 mm	Ton- und Schluffsteinfragmente, hellgrau; Quarzkörner überwiegend gut gerundet und mattiert, untergeordnet idiomorph oder splitterig und klar; Goethit, stängelig
2 – 6,3 mm	Fragmente wie zuvor; einzelne Quarzkristallaggregate

Sand B:

Feinkorn-Analyse: grundsätzlich wie Sand A

Grobkorn- und Geröllanalyse:

0,63 – 1,5 mm:	80 % Gesteinsbruchstücke von Feinsandstein bis Grobschluffstein 10 % gut gerundete Quarzkörner 10 % Schieferchips, Quarzkristalle, parallel strukturierter Goethit (ehem. markasitisiertes Holz?); Fusit; ein fünfeckiges Krinoidenstielglied
1,5 – 2,0 mm:	80 % Feinsandstein, glimmerig, mürbe bis fest, weiß verwittert 20 % kristalline Quarzaggregate, Quarzkristalle, Schieferchips
2,0 – 4,0 mm:	wie zuvor, Sandstein kantengerundet bis gerundet
> 4,0 mm:	Feinsandstein wie zuvor, überwiegend angerundet, Kantenlängen maximal 1 – 4 cm; Quarz, kantengerundet; Quarzit, grau, eckig; Kieselgestein, schwarz, gut gerundet; sehr geringer Anteil von körnigem Silikatmaterial (Verkieselungen?)

Sand C:

Die untere Rinnenfüllung ist sehr grobkörnig und zeigt in einer **Geröllanalyse** folgende Anteile:

- 80 %** toniger Schluffstein bis schluffiger Tonstein, glimmerhaltig, weiß oder hellgrünlich grau gebleicht und mürbe verwittert, deutliches Schieferungsgefüge der Tonminerale (RB 24 260, 24 261); ganz untergeordnet Feinsandstein; die Gerölle sind überwiegend plattig und angerundet
- 10 %** Kieselgesteine, dunkelgrau, bestehend aus eckigen, geschichteten und stark korrodierten Kiesel-schiefern/Kieselkalk, ein Stück mit Krinoidenabdrücken; daneben quarzkristalline Klufffüllungen, ganz selten Quarzkristalle bis 10 mm
- 10 %** tonige Weichgerölle, weiß und grau (Resedimente aus dem Höhlenraum oder sehr stark verwitterte paläozoische Tonsteine)

Größen- und Mengenanteile: $\frac{2}{3}$ 1 – 2 cm, $\frac{1}{3}$ 3 x 5 cm, selten 5 x 8 cm

Einige größere Gerölle bestehen aus (s. S. 30, Abb. 7):

- Tonstein, gelblichweiß verwittert (RB 24 175)
- Schluffstein, weiß verwittert, mit zahlreichen Conodonten
- Glimmersandstein mit Krinoidenstielglied
- Gangquarz und Quarzit, beide stark korrodiert
- verkieselter Kalkstein indet.

3 Zusammensetzung der Ton-Fusit-Flöze

Auch wenn die Flöze nicht der Hauptgegenstand dieser Studie sind, sollen einige Daten genannt werden. Die tonmineralogische Zusammensetzung zweier Tonproben (RB 24151 u. 24154) ergab als Hauptmineral Kaolinit, nachgeordnet sind Illit, Montmorillonit und Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Mineralen. Die gamma-spektrometrische Untersuchung von 4 Flöztonen lieferte folgende Ergebnisse (s. Tab. 1).

Tabelle 1:

Ergebnisse gamma-spektrometrischer Messungen an Tonen und tonigen Schluffen der „Sandhöhle“

Proben-Nr.	Material	Kalium-40 (Bq/kg)	Uran-238 (Bq/kg)	Uran (ppm)	Actinium-228 (Bq/kg)	Thorium (ppm)	Radium-226 (Bq/kg)	Radium-223 (Bq/kg)
1	Ton, schwarz, Flöz 1, unten	755,2	247,4	20,0	61,3	14,9	286,4	27,1
2	Ton, grau, Flöz 1, oben	754,5	287,1	23,2	62,2	15,2	408,3	28,2
3a	Schluff, kohlig, Flöz 2, oben	180,7	478,4	38,6	37,0	9,0	81,5	31,8
3b	Schluff, braun, Flöz 2, unten	309,5	< 113,6	< 9,2	39,0	9,5	88,2	14,2

Bq/kg = Becquerel/Kilogramm, ppm = parts per million.
Analytiker: Dr. K. MAUERSBERGER, L.-Amt für Geologie und Bergbau Rhld.-Pf., Mainz.

Auffällig ist in den Proben 1, 2 und 3a eine mehr als zehnfache Anreicherung des Elements Uran im Vergleich zu Mittelwerten (RÖSLER & LANGE 1976). Da Kohleaschen sich durch einen natürlichen Gehalt an Uran und seinen Zerfallsprodukten auszeichnen, ist es naheliegend, den Uran- beziehungsweise Radiumgehalt aus den abgeschwemmten Pflanzenaschen zu beziehen, die bei der Bildung der Holzkohle entstanden sind.

4 Schlussfolgerungen und Diskussion

Die Korngrößenanalysen ergaben für die Hauptmasse der Höhlenfüllung einen sehr gut sortierten Quarzsand von 0,2 – 0,4 mm Korngröße. Das Gesamt-Korngrößenspektrum umfasst aber einen sehr viel größeren Bereich, der von Schluff- bis Kieskorngrößen reicht und aus zwei unterschiedlichen Komponenten besteht. Im Sandkornbereich, der bis zur Fraktion 0,63 mm reicht, sind größere Korngrößen besser gerundet als kleinere, was einem allgemein zu beobachtenden Trend entspricht.

Anhand der Sortierung der geröllfreien Sandfraktion ist eine fazielle Einordnung des Sandes nach den Vorgaben von FRIEDMAN (1960) möglich. Die festgestellte sehr gute Sortierung von $S_0 = 0,32$ kann für einen äolischen Transport sprechen, da die Sortierung fluviatiler Sande meist sehr viel schlechter ist und eine Strandsituation nicht bewiesen werden kann. Dabei muss aber offen bleiben, ob die äolische Sortierung im unterkreidezeitlichen Sedimentationsraum erfolgt ist oder durch das Ausgangssubstrat vorgegeben ist.

Bei den Korngrößeneigenschaften der Höhlensande ist auch die Art ihrer Platznahme im Karsthohlraum zu berücksichtigen. Sollten am Sedimenttransport von der kreidezeitlichen Erdoberfläche in den mindestens 150 m tiefer liegenden Höhlenraum gravitative Vorgänge wie Ausseigerung in einer stehenden oder episodisch fließenden Wassersäule beteiligt sein, ist auch dadurch ein Sortierungseffekt zu erwarten.

Der Geröllbestand der Sande kommt sowohl angereichert an der Basis von Erosionsrinnen als auch in geringeren Mengen dispers im Sand verteilt vor. Er besteht zu weit über 90 % aus lokalem Gesteinsmaterial. Daran sind ganz überwiegend tonige Schluffsteine in angewitterter, das heißt gebleichter Form beteiligt. Seltener Gerölle sind weißer, toniger, glimmerhaltiger Feinsandstein, zum Teil mit Krinoidenabdrücken. Die mineralogische Untersuchung (RB 24 260, 24 261)

zeigt neben Quarz, Spuren von Feldspat und den Tonmineralen Illit und Montmorillonit, Reste eines Kalzitgehaltes und das sekundäre Tonmineral Kaolinit. Es dürfte sich daher um unterkreidezeitliches Verwitterungsmaterial der im Umfeld des Massenkalks flächenhaft sehr weit verbreiteten Velbert-Schichten (Famennium) handeln. Der hohe Gehalt an Kaolinit in den Tonflözen erweist das Material als Abschwemmprodukt der kaolinitreichen Verwitterungsrinde der Unterkreide-Zeit (s. im Folgenden).

Verwitterte Schluffsteingerölle mit Conodonten (det. M. PIECHA, Geol. Dienst NRW) können aus den unmittelbaren Hangendschichten des Massenkalks (Frasnium bis Famennium) stammen. Ein verkieselter Brachiopode steht der von PAECKELMANN (1913) aus dem Massenkalk beschriebenen Form *Atrypa tubaecosta* nahe. Der stark korrodierte verkieselte Kalkstein oder Kieselkalk mit Krinoiden dürfte aus dem Unterkarbon stammen; vereinzelt vorkommender grauer Quarzit stammt wahrscheinlich aus dem flözleeren Oberkarbon. Der gesamte gröbere Geröllbestand der „Höhlsande“ kann auf devonisch-karbonische Gesteine im Umkreis von wenigen Kilometern bezogen werden.

Rätselhaft bleibt das im Höhlensand gefundene Kieselgestein (Abb. 7, unten rechts). Es besteht aus konzentrischen Lagen unterschiedlicher Dichte (Körnigkeit). Falls es überhaupt als ehemals organischer Rest anzusprechen ist, zeigt es Ähnlichkeit mit Stromatolithen; diese sind im Massenkalk aber extrem selten. Die Feinschichtung ist von kleinen Störungen durchsetzt, was als variszisch-tektonische Beanspruchung eines paläozoischen Fossilrestes gedeutet werden kann. Die Störungen sind aber auf einen unteren Teil des Stücks beschränkt und werden von jüngeren Lagen „überwachsen“. Die alternative Deutung des Stücks als verkieselter Kalk- oder Kiesel-sinter, entstanden in einem frühen Stadium der Höhlenbildung, muss offen bleiben.

Die Rundung der tonig-schluffig-feinsandigen Hauptbestandteile des Geröllspektrums ist weniger Folge eines weiten fluvialen Transports auf der Rheinischen Masse der Kreide-Zeit, sondern Ausdruck der intensiven Zermürbung (Saprolithisierung) der abgetragenen Gesteine. Sie waren Teil der kaolinitreichen spätmesozoischen Verwitterungskruste, die durch die lange einwirkende chemische Tiefenverwitterung unter heiß-feuchten Klimaten entstanden war (vgl. FELIX-HENNINGSEN 1990). Lediglich die wenigen groben, gut gerundeten Sandkörner und die beiden einzigen gut gerundeten Quarz- und Kieselgesteinsgerölle deuten auf eine zusätzliche Ferntransportkomponente.

Für die Hauptmasse der mittelkörnigen Quarzsandkörner ist eine Herkunft aus kreidezeitlich verwitterten Devon-Klastika nicht auszuschließen. Auch wenn erfahrungsgemäß die Korngröße mitteldevonischer Psammitgesteine unterhalb von 0,2 mm, nämlich im Grobschluff- bis Feinsandbereich liegt, gibt es andere Gesteine wie die Brandenburg- oder Bredeneck-Schichten, die ein größeres Korngrößenspektrum zeigen. Trotzdem muss diskutiert werden, ob verwittertes und umgelagertes Sandsteinmaterial anderer Herkunft am Höhlensand beteiligt sein könnte.

Durch die Bohrtätigkeit im niederrheinischen Tiefland ist bekannt, dass im Untergrund des zentralen Teils dieser Region der Buntsandstein fehlt (KNAPP in HILDEN 1988). Da er nördlich, westlich und südlich davon weit verbreitet ist, dürfte ein primäres Fehlen eher unwahrscheinlich sein. Die Möglichkeit einer Abtragung und Umlagerung von Buntsandstein-Material im Zuge einer frühkreidezeitlichen (jungkimmerischen) Bruchschollen-Tektonik muss also in Betracht gezogen werden.



Abb. 7
Gerölle von der kreidezeitlichen Landoberfläche
oben: stark korrodiertes Quarzit (links) und Gangquarz (rechts)
unten: weiß verwitterter paläozoischer Schluffstein (links), lagiges Kieselgestein (rechts)

Der Schwermineralgehalt der Höhlensande zeichnet sich durch das insignifikante Vorherrschen (um 95 %) stabiler Minerale wie Zirkon, Turmalin und Rutil aus, wobei Zirkon oder Turmalin dominiert. Staurolith ist mit 3 – 6 % vertreten. Der ansonsten im Devon vorkommende Granat (QUESTER 1954) fehlt, was auf einen äußerst geringen Anteil von verwitterten Devon-Gesteinen der Rheinischen Masse schließen lässt. Dafür sprechen auch die Kathodolumineszenz-Untersuchungen an den Quarzkörnern der Höhlensande (GÖTTE et al. 2005). Sie zeigen ein sehr starkes Vorherrschen magmatischer und metamorpher Quarze, wogegen hydrothermale Quarze (aus Gängen in devonischen Sedimentgesteinen) stark zurücktreten.

Es ist also eher davon auszugehen, dass die Quarzkörner ursprünglich durch einen Ferntransport aus einem Gebiet mit magmatischen/metamorphen Gesteinen herantransportiert worden sind. Für das Wann und Woher gibt es mehrere Möglichkeiten:

- aus den umgebenden Devon-Gesteinen, deren Detritus vom Old-Red-Festland stammt,
- aus dem Kristallin des Gallischen oder Vindelizischen Festlandes, das während der Buntsandstein-Zeit abgetragen wurde,
- von der südlichen Rheinischen Masse, falls dort in der Unterkreide schon Kristallin (Spessart, Odenwald) angeschnitten war.

Da Devon-Gesteine sich nicht durch einen Staurolithgehalt auszeichnen (QUESTER 1954) und auch das Kristallin der südlichen Rheinischen Masse bis zum Einsetzen der alpidischen Tektonik (u. a. Bildung des Oberrheingrabens) unter Buntsandstein verborgen war, ist die zweitgenannte Herkunft die wahrscheinlichere.

Es bleibt festzuhalten, dass durch den Staurolithgehalt für die „Höhlensande“ eine große Ähnlichkeit mit dem buntsandsteinzeitlichen Eifeler Schuttstrom G2 (Mittlerer Buntsandstein) und dem ardennischen Schuttstrom G5 (Unterer Buntsandstein) angezeigt wird (SINDOWSKI 1957). Die vorherrschende Korngröße im Eifeler Mittleren Buntsandstein liegt zwischen 0,2 und 0,3 mm (SCHROÉ in RIBBERT 1995). Beide Befunde sprechen für eine kreidezeitliche Abtragung und Umlagerung von mittelkörnigen Buntsandstein-Gesteinen aus dem Niederrheingebiet.

Wenig älter als die „Höhlensande“ sind die unterkreidezeitlichen Kuhfeld-Schichten des Valanginiums bis Hauteriviums. Sie kommen im westlichen Münsterland, etwa 90 km nördlich von Wülfrath vor und sind teils marinen und teils paraliischen Ursprungs (HERNGREEN et al. 1994). Im Steinkohle-Bergbauegebiet des Linken Niederrheins sind solche Ablagerungen auch in Spalten der Karbon-Oberfläche gefunden worden (SCHAUB 1955). Die Kuhfeld-Schichten des Münsterlandes sind sandig bis schwach kiesig ausgebildet und haben eine ähnliche Schwermineralführung wie die Wülfrather Sande. Die Kuhfeld-Schichten stellen eine möglicherweise fluviatil eingetragene küstennahe Sandfazies am durch die Allstätter Bucht gegliederten Nordrand der Rheinischen Masse dar (HERNGREEN et al. 1994, 2000). Dagegen repräsentieren die „Höhlensande“ das Festland mit seinem fluviatilen oder auch äolischen Sedimenttransport.

Dank: Für die Durchführung der Schwermineralanalysen sei Frau Dipl.-Ing. ULRIKE WEFELS (Geol. Dienst Nordrh.-Westf., Krefeld) sehr herzlich gedankt. Die Röntgenbeugungsanalysen steuerte Dr. H. GRÜNHAGEN (vormals Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld) bei. Für die gammaspektrometrischen Untersuchungen ist Dr. K. MAUERSBERGER (L.-Amt für Geologie und Bergbau Rhld.-Pf., Mainz) zu danken.

5 Literatur

- 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 (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **44**: 53 – 66; München.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge : Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: IX + 192 S., 77 Abb., 53 Tab.; Berlin [u. a.] (Borntraeger).
- FOLK, R. L.; WARD, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. – J. sedim. Petrol., **27**: 3 – 6; Tulsa.
- FRIEDMAN, G. M. (1962): On sorting, sorting coefficients, and the log normality of grain size distributions. – Journ. Geol., **70** (6): 737 – 753; Chicago.
- GÖTTE, T.; KLUSENWIRTH, D.; RICHTER, D. K. (2005): Kathodolumineszenz (KL)-Quarzkornspektren der Sandfüllungen im Wülfrather Tiefenkarst. – [Manuskript unveröff.]

- HERNGREEN, G. F. W.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; RUEGG, G. H. J. (1994): Age and depositional environment of the Kuhfeld Beds (Lower Cretaceous) in the Allstätte Embayment (W Germany, E Netherlands). – *Geol. Mijnb.*, **72**: 375 – 391; Den Haag.
- HERNGREEN, G. F. W.; BOSCH, M. VAN DEN; LISSENBERG, T. (2000): Nieuwe inzichten in de stratigrafische ontwikkeling van Jura, Krijt en Onder-Tertiair in de Achterhoek. – *Grondboor & Hamer*, **54**: 71-92; Maastricht.
- KARLE, M.; RADIES, D.; TIETZE, K.-W. (2003): Sedimentologie der unterkretazischen Höhlenfüllung im Steinbruch Rohdenhaus bei Wülfrath. – [Manuskript unveröff.]
- KNAPP, G. (1988): Trias. – In: *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein*, 4. Aufl.: 23 – 27; Krefeld.
- PAECKELMANN, W. (1913): Das Oberdevon des Bergischen Landes. – *Abh. preuß. geol. L.- Anst.*, **70**: 365 S.; Berlin.
- QUESTER, H. (1954): Die Schwermineralgesellschaften im Paläozoikum und Buntsandstein des Hohen Venn und seiner Randgebiete. – *Diss. Univ. Köln*: 73 S., 9 Abb., 23 Tab., 1 Taf.; Köln. – [unveröff.]
- RIBBERT, K.-H. (1995): Der Buntsandstein der Mechernicher Trias-Senke. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **24**: 237 – 252; Mainz.
- RÖSLER, H. J.; LANGE, H. (1976): *Geochemische Tabellen*. – 674 S.; Leipzig.
- SCHAUB, H. (1955): Kreidesedimente in Spalten des linksrheinischen Steinkohlengebirges. – *Geol. Jb.*, **69**: 249 – 254; Hannover.
- SINDOWSKI, K.-H. (1957): Schüttungsrichtungen und Mineralprovinzen im westdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Jb.*, **73**: 277 – 294; Hannover.

scriptum	20	33 – 46, 12 Abb., 1 Tab., 1 Taf.	Krefeld 2011
-----------------	-----------	----------------------------------	--------------

Karbonatdetritische Sedimente aus Paläokarst-Hohlräumen des devonischen Massenkalks am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges

von KARL-HEINZ RIBBERT

Inhalt

1	Einleitung	35
2	Beschreibung der Vorkommen	36
2.1	Rohdenhaus (Wülfrath)	36
2.2	Steinbruch Osterholz	40
2.3	Vorkommen im Raum Iserlohn	41
2.4	Vorkommen außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges	42
3	Das Ausgangssubstrat der Wülfrather Plattenkalke	43
4	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	45
5	Literatur	46

* Anschrift des Autors:

Dr. Karl-Heinz Ribbert, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –,
De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld

Kurzfassung: Die tief liegenden Paläokarst-Hohlräume des devonischen Massenkalks von Wülfrath im nördlichen Bergischen Land und im angrenzenden Sauerland enthalten neben tonig-sandigen Höhlen- und Spaltenfüllungen auch feinkörnige, verfestigte karbonatdetritische Sedimente. Sie werden erstmals beschrieben und mit ähnlichen Vorkommen bei Hemer (nördliches Sauerland) und im Westharz verglichen.

Die plattenkalkartigen Karbonatvorkommen sind flach gelagert, gut geschichtet und bestehen überwiegend aus Lagen und Bänken von reinem, gelblichem oder rötlichem Kalkstein in Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und Dezimetern. An primären Sedimentstrukturen sind Parallelschichtung, Einkornlagen sowie, wenn das Korngrößenspektrum größer ist, Korngrößengradierung zu beobachten. Nur wenige gröbere Bänke führen eine Beimengung von detritischen Klasten, die aber keinen Hinweis auf eine Herkunft von außerhalb des Karstsystems liefern. Das Gestein und damit vergesellschaftete dünne Mergellagen erwiesen sich bis auf eine Ausnahme bislang als fossilfrei.

Die Sedimentstrukturen weisen auf eine gravitative Ausseigerung von Karbonatkristallen aus Suspensionswolken im wassererfüllten Paläo-Karstrom hin. Für das Höchstalter ist bislang lediglich die Aussage postvariszisch anzugeben, das heißt permisch oder jünger. Beobachtungen zur generellen Schichtenabfolge und Funde von Mikrofossilien in begleitenden Sedimenten deuten auf ein kretazisches Alter der Wülfrather Vorkommen.

Auf der Grundlage von Geländebeobachtungen im Wülfrather Steinbruch wird die Provenienz des karbonatdetritischen Ausgangsmaterials der Plattenkalke erörtert. Als die hauptsächliche Entstehungsweise von karbonatklastischem kristallinem Lockermaterial ist ein physikalischer Zersatz des Massenkalks festzustellen. Eine Beteiligung aufsteigender hydrothermalen Lösungen muss in Betracht gezogen werden.

Summary: Deep-seated palaeokarst cavities embedded in Devonian reef limestones of the northern Bergisches Land and the nearby Sauerland contain not only clayey and sandy hole and fissure fillings but also finegrained carbonate-detrital limestones. They are described for the first time and set in relation to similar deposits near Hemer (northern Sauerland) and the western Harz Mountains.

The platy limestone-like sediments are flat-lying, well-bedded and are built up of layers and beds of yellow or red limestone with a thickness between few centimeters and decimeters. Primary sedimentary structures are parallel lamination, single-grain layers and a normal gradation of grain size if the grain size spectrum is wide enough. Only few coarse beds show an admixture of detrital clasts giving no indication for an origin outside the palaeokarst system. The limestones and the thin marl layers associated are totally free of fossil biological relics.

Sediment structures point to a gravity-forced settling of carbonate crystals out of a suspension cloud within palaeokarst cavities. From the sediments itself one can only say that their maximum age is postvariscan which means Permian and younger. Observations concerning the general succession of the Wülfrath palaeokarst sediments and microfossil finds in accompanying sediments point to a cretaceous age of the Wülfrath platy limestones.

The provenance of the primary carbonate-detrital material is discussed on the basis of field observations in the Wülfrath quarry. Physical disintegration of limestone is supposed to be the main mode of carbonate crystal genesis. The participation of ascending hydrothermal fluids has to be taken into account.

1 Einleitung

Die Verkarstung von Kalksteinen ist ein weit verbreiteter geologischer Vorgang der Jetztzeit. Aber auch in der weit zurückliegenden Erdvergangenheit hat sich Karst entwickeln können, der, da er fossiler Natur ist, kurz „Paläokarst“ genannt wird. Die hier erstmals beschriebenen fossilen Karst-Sedimentvorkommen befinden sich im Niederbergischen Land bei Wülfrath (TK 25: Blatt 4608 Velbert) und Wuppertal (TK 25: Blatt 4708 Wuppertal-Elberfeld) sowie im westlichen Sauerland bei Hohenlimburg-Oege (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg) (s. Abb. 1). Diese Vorkommen werden mit schon bekannten Vorkommen bei Hemer (TK 25: Blatt 4612 Iserlohn) und von außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges verglichen.

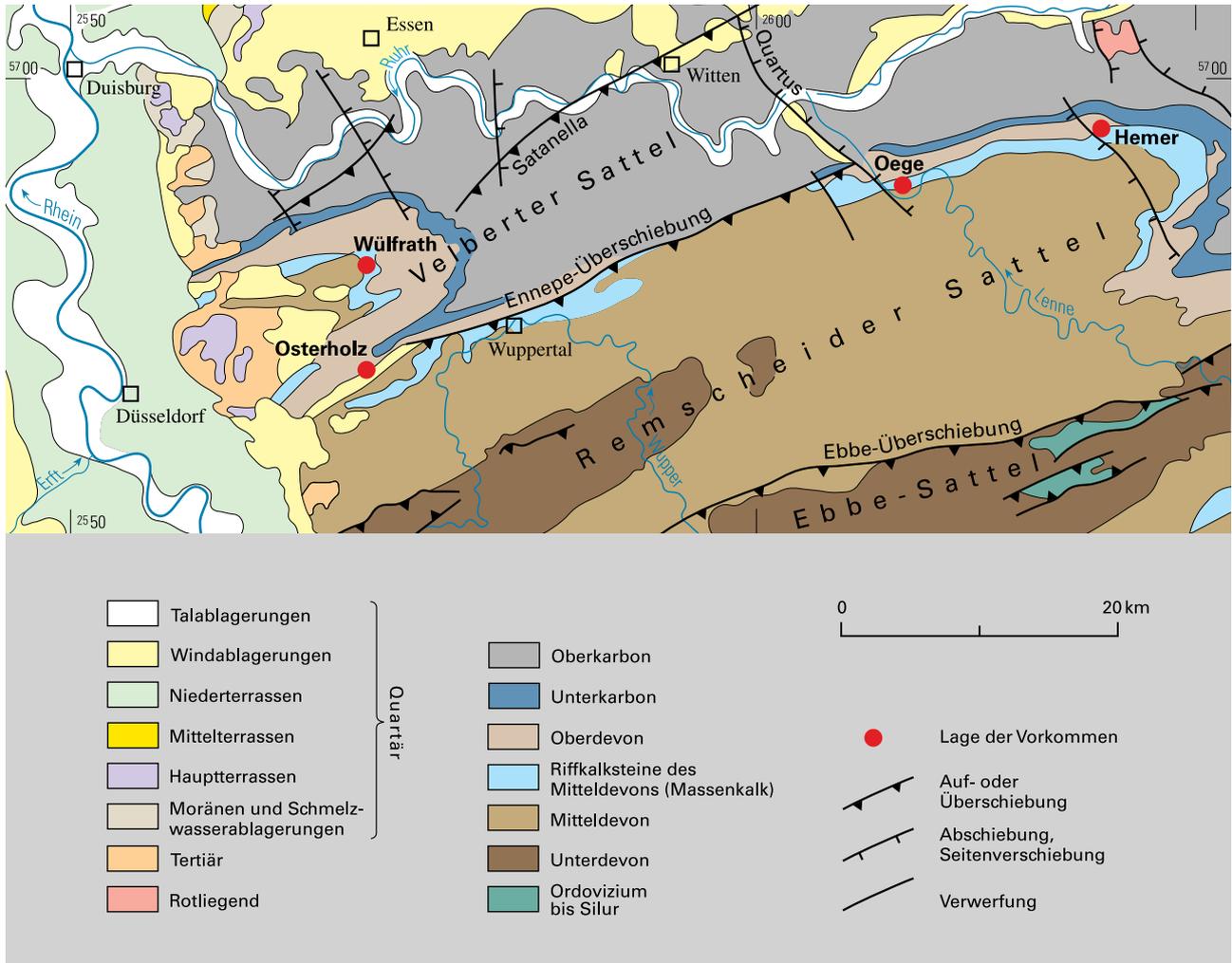


Abb. 1 Lage der bearbeiteten Vorkommen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges

2 Beschreibung der Vorkommen

2.1 Rohdenhaus (Wülfrath)

Das Vorkommen (A 3 in RIBBERT d. Bd., Abb. 1, S. 10) im Nordteil des Steinbruchs Rohdenhaus der Rheinkalk GmbH, Werk Wülfrath, wurde 1997 wenige Meter oberhalb der +90-m-Sohle erstmals aufgeschlossen.

Abmessungen und Lage: Etwa 50 x 70 m in der Horizontalen und zwischen 18 und 20 m in der Vertikalen (+90 bis +108 m NN, d. h. etwa 100 – 140 m unterhalb der heutigen Erdoberfläche). Auch senkrecht darüber ist ein eng begrenztes Vorkommen von Plattenkalk bis auf +125 m NN festgestellt worden. Es hat die Form einer etwa 1 m schmalen Spalte und ist mit flach einfallendem Plattenkalk gefüllt.

Lagerung: Die Schichtung liegt mehr oder weniger horizontal, wogegen der umgebende Massenkalk auf den darüberliegenden höheren Sohlen mittelsteil nach Süden einfällt. Der Hohlraum ist mit Sicherheit postvariszisch gefüllt worden. Dennoch ist die karbonatische Hohlraumfüllung geklüftet, was auf einen Einfluss kimmerischer oder saxonischer Tektonik während des Mesozoikums und damit auf ein nicht unerhebliches Alter der Füllung schließen lässt. Im Wandbereich der



Abb. 2
Wechselagerung plattiger Kalksteinbänke im Steinbruch Rohdenhaus-Nord (Vorkommen A 3 in Abb. 1, RIBBERT d. Bd., S. 10)



Abb. 3
Dünne Kalksteinlagen aus detritischem Karbonat (Vorkommen A 3)

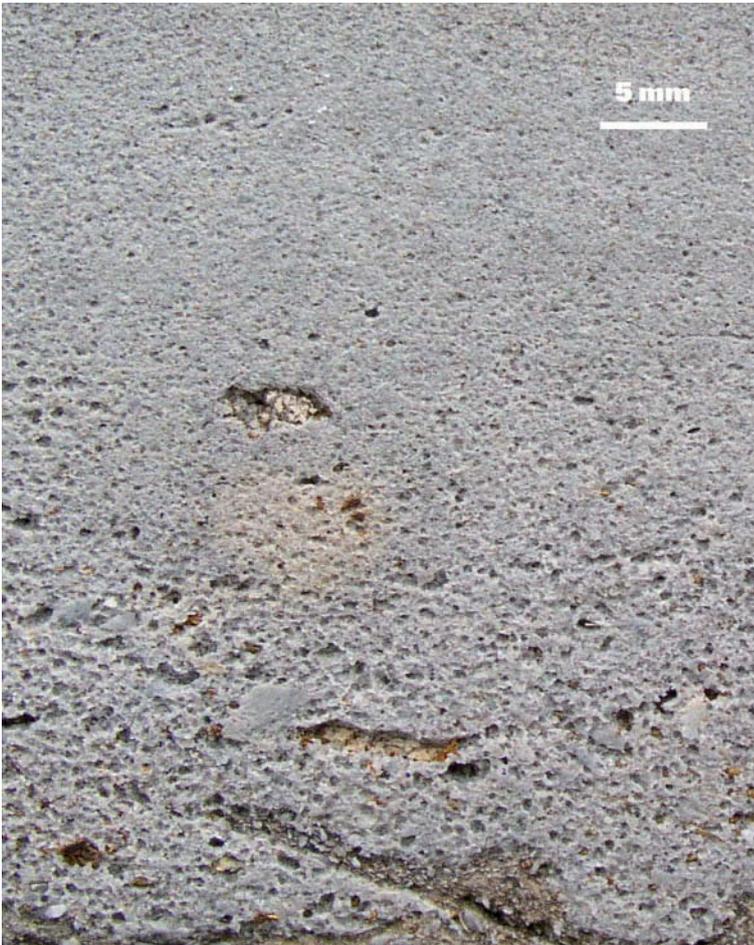


Abb. 4 Korngrößengradierte Kalksteinbank (Vorkommen A 3, Probe A 3/11) angeätzt

Hohlräume tangiert die Schichtung der Füllung an den Massenkalk. Die tiefsten Lagen liegen dem unregelmäßig buckeligen Karstrelief des Höhlenbodens auf.

Lithologisches Erscheinungsbild: Es handelt sich um einen geschichteten Gesteinskörper aus karbonatischen Bänken, der entlang tonhaltiger, sehr dünner Lagen aufspaltet (Abb. 2 u. 3). Die Hauptmasse der Gesteinsbänke ist feinkörnig (feinkristallin), sinterartig und von einer gelblichen Verwitterungsfarbe. Die meisten Bänke sind mit Dendriten durchsetzt und daher nicht sehr fotogen. An der Basis der Schichtenfolge ist die Färbung auch ursprünglich graublau; nur dort tritt auch dunkles, toniges Sediment auf. Wenige Gesteinsbänke sind grobkörnig bis feinkonglomeratisch; sie scheinen sich auf den unteren Teil der Hohlraumfüllung zu beschränken.

Sedimentstrukturen, makroskopisch: Die gesamte Hohlraumfüllung ist im mm- bis cm-Bereich parallel geschichtet (S. 39: Taf. 1, Fig. 1). Ist das Korngrößenspektrum einer Bank groß genug, tritt eine Gradierung (grob unten) auf. Gerichtete Änderungen in der Korngröße sind auch schon makroskopisch zu erkennen (Abb. 4). Die abgebildete Bank A 3/11 zeigt über 5 cm Bankmächtigkeit eine Abnahme der Maximalkorngröße von 1 – 2 mm im unteren Teil, auf 0,1 mm im oberen Teil. In den obersten 1,5 cm nimmt die Korngröße weiter auf

0,05 mm ab und erreicht damit den Habitus der zahlreichen anderen ungradierten feinkörnigen Bänke. Entsprechend der Korngrößenabnahme nach oben nimmt der Tongehalt von 4 Gew.-% im unteren Teil auf 16 Gew.-% im obersten Teil zu.

Bei den Grobbestandteilen der gradierten Bänke handelt es sich um biogenen Detritus (s. im Folgenden). Ist der Aufbau aus Einzelkörnern im unteren Teil noch deutlich, so wird das Material im oberen Teil dicht und gibt meist erst nach Anätzen



Abb. 5 Stauchfalte in feinlagiger Kalksteinbank (Vorkommen A 3, Probe A 3/12)



Abb. 6 Pilzförmig gestauchte Kalksteinbank (Vorkommen A 3, Probe A 3/8)



Abb. 7 Korngrößengradierte Kalksteinbank, Anschliff (Vork. A 3, Bank A 3/1)

seine feinkörnige Struktur zu erkennen. In dieser Art ist die Hauptmasse aller Bänke feinkörnig und eine Schichtung nur an geringfügig unterschiedlicher Körnigkeit und Färbung eines ansonsten uniformen Materials zu erkennen.

Eine Schrägschichtung im Sinne einer Winkelschichtung – sicheres Anzeichen für horizontale Strömung – wurde nicht beobachtet. Wohl aber gibt es eine von der Horizontalen abweichende schräge Schichtung, die aber auf post-sedimentäre Einflüsse zurückzuführen ist. An nicht wenigen Stellen ist die Schichtung durch Verfaltung im Dezimeterbereich zu symmetrischen Falten mit spitzwinkelig aufeinander zu laufenden Schenkeln verformt (Abb. 5). In einem Fall ergibt sich eine pilzförmige Stauchfalte (Abb. 6), die zusätzlich durch eine kleine Verschiebungsfläche gestört ist. Dies zeigt, dass das Sediment schon in unverfestigtem Zustand durch Rutschung oder (tektonische?) Einengung deformiert worden ist, bevor es nach seiner diagenetischen Verfestigung durch tektonische Beanspruchung zerbrochen wurde.

Petrografische Zusammensetzung: Ausweislich der Röntgenbeugungsanalyse bestehen die nicht feinkörnigen Proben fast ausschließlich aus Kalzit mit geringer Beimengung von Dolomit. Der Gehalt an nicht karbonatischen Bestandteilen von Einzelbänken beträgt in Schnitt etwa 10 Gew.-%. Er besteht bei den grobdetritischen Bänken (Proben A 3/1; Abb. 7) in abnehmender Häufigkeit aus: Schieferplättchen, schwarz, hochglänzend; Tonstein, grau, verwittert, mit Harnischflächen; Quarzkristall-Aggregaten und -Dihexaedern; Kalkstein, verkieselt. Die maximale Klastengröße erreicht im unteren Teil der Bank etwa 10 mm (Längsachse); die Korngrößengradierung geht im oberen Bankteil bis in den Feinkornbereich.

Fusit-Partikel, die einen Hinweis auf die Beteiligung von umgelagertem kreidezeitlichem Höhlensediment (DROZDZEWSKI et al. 1998) geben würden, wurden nicht gefunden. Die feinkörnigen Gesteine (Probe A 3/4) enthalten im Salzsäure-unlöslichen Rückstand meist nur quarzschluffige und tonmineralische Substanz, körnige Minerale (Eisen-/Manganoxide) aus Dendriten sowie einzelne stäbchenförmige Quarzkristalle. Auch diese sehr feinkörnigen bis dichten Kalksteinbänke enthalten lagenweise Anreicherungen von dunklen und hellen Schieferchips von bis zu 3 mm Länge (Taf.1, Fig.1), was auf einen Transport ähnlich dem der gröber körnigen Varianten schließen lässt.

Feinstrukturen, mikroskopisch: Die Beobachtungen an der feinkörnigen Probe A 3/4 gelten für die Hauptmasse des Vorkom-

mens. Die Kathodolumineszenz-Untersuchung durch D. K. RICHTER (Bochum) zeigte einen Verband aus Kalzitkristallen von 30 – 70 µm Größe (Taf. 1, Fig. 2). Sie weisen Reste von Dolomit im Kern auf, weshalb er eine Dedolomitierung von ursprünglich als Dolomit abgelagertem Material vermutet.

Die Grundmasse der wenigen deutlich gradierten Bänke (z. B. Probe A 3/3; Taf. 1, Fig. 3) besteht aus korngrößengradienten eckigen kalzitischen Aggregaten. Ihre Größe nimmt von unten nach oben von 0,5 – 1 mm auf 0,3 – 0,2 mm ab. Einige der Kalzitklasten zeigen die typische Zwillingsstreifung von Krinoideneinkristallen oder aber charakteristische rhomboedrische Spaltrisse (Taf.1, Fig. 4). Zahlreiche bis zu 8 mm lange Schiefer-/Tonstein-Klasten liegen mehr oder weniger schichtparallel in der karbonatdetritischen Grundmasse. An der Basis des 4 cm dicken Bänkchens liegt ein 5 x 15 mm großes Bruchstück von Massenkalk.

Alter: Schwarze Tone von der Basis des Vorkommens sind von CHR. HARTKOPF-FRÖDER (Geol. Dienst NRW, Krefeld) sporologisch ohne Erfolg untersucht worden. In der Erwartung, die für die tonigen Kreide-Sedimente des Steinbruchs Rohdenhaus so typischen fusitischen Holzkohlereste zu finden, wurden die Grobbestandteile einer mächtigeren schwarzen Tonlage untersucht. Es fanden sich aber nur schiefrige Bruchstücke wie sie auch in den Karbonatsedimenten selbst vorkommen. Es ist sicherlich gewagt, aus dem Fehlen des Fusits auf ein höheres Alter als das der Fusit-Tone zu schließen, aber die Lagerungsabfolge im Karstvorkommen K (RIBBERT d. Bd., S. 20) deutet genau in diese Richtung.

Der östliche Rand des Vorkommens auf der 90-m-Sohle ist von einer Quarz-Markasit-Mineralisation betroffen worden (SCHWENKE 2001). Sie ist jünger als die Plattenkalke, da Bruchstücke der Kalksteine in verkieselter und von Quarz und

Tafel 1

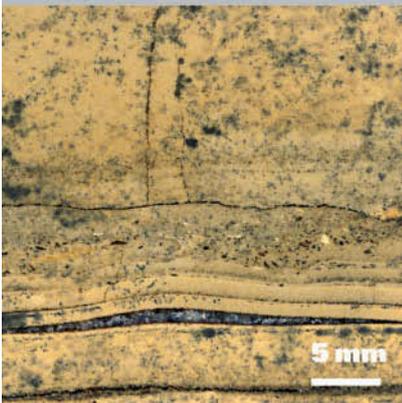


Fig. 1: Feinschichtung und detritische Lage (Probe A3/4)

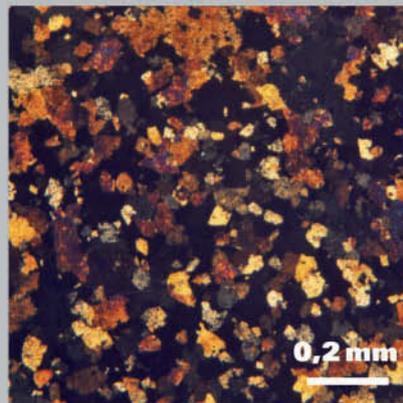


Fig. 2: Kornstruktur, ohne CL, Nicols + (Probe A3/4)

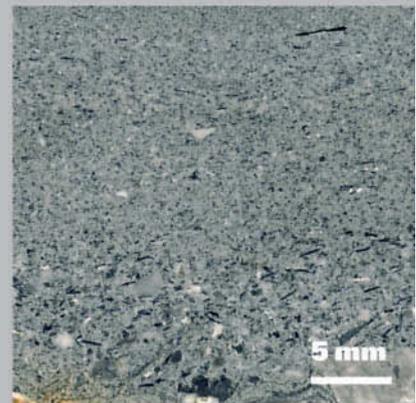


Fig. 3: Korngrößengradierung in bioklastischen Kalzitkörnern, schwarze Schieferchips (Probe A3/3)

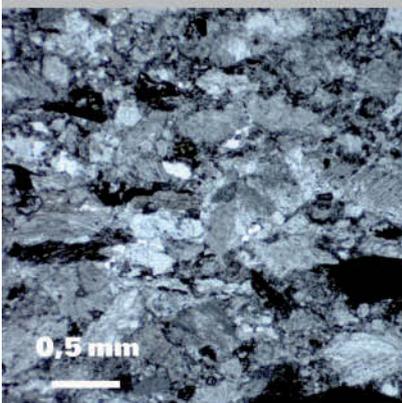


Fig. 4: Kornstruktur, Nicols ||: korrodierte Krinoiden-Einkristalle mit Kalzit-Zwillingsstruktur (Probe A3/3)

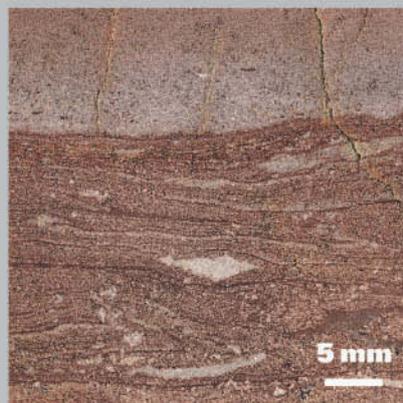


Fig. 5: Basis einer gradierten Lage (oben), Einkornlagen (unten), Probe S6

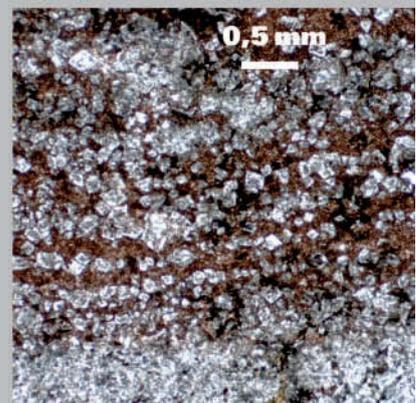


Fig. 6: Dolomit-Einkornlagen in schluffig-hämatitischer Grundmasse (Detail), Probe S6

Markasit ummantelter Form im Zufuhrbereich der hydrothermalen Lösungen vorkommen (Abb. 8). Die damit belegte hydrothermale Beeinflussung des Plattenkalks kann zum einen die mikroskopische Beobachtung erklären, wonach der Plattenkalk ein dolomitisches Stadium durchlaufen hat, zum anderen, dass unbeeinflusste jüngere Kalzitsand-Sedimente (z. B. in Vorkommen E und K) unverfestigt sind.

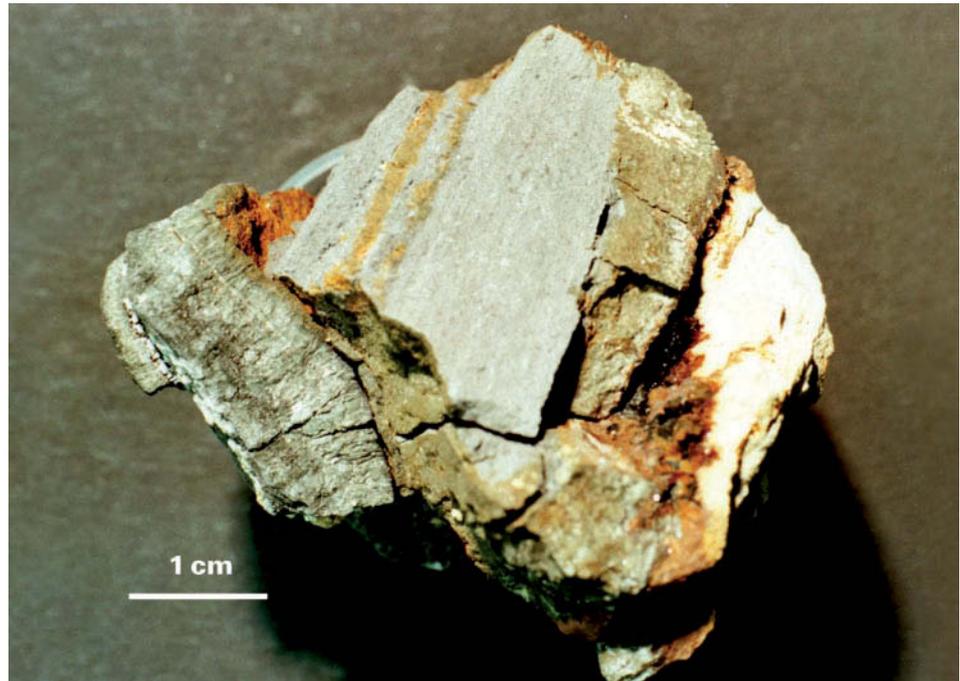


Abb. 8
In Markasit-Quarz-Vererzung eingeschlossenes Plattenkalk-Bruchstück (Vorkommen A 3)

Deutung: Die Deutung bezieht sich sowohl auf das hier in Rede stehende Hauptvorkommen A 3 als auch auf den Plattenkalk an der Basis des Vorkommens K (RIBBERT d. Bd., S. 17). Auch die im höheren Teil dieses Karstvorkommens auftretenden unverfestigten Krinoidendetritus-Sedimente sind mit eingeschlossen.

Die Gradierung der Korngrößen ist ein sicheres Anzeichen dafür, dass eine sich im Grundwasser bewegende oder durch Wasser bewegte Korn suspension bei Nachlassen der Strömung ausgeseigert ist. Die Beteiligung von fragmentierten paläozoischen Bioklasten, insbesondere von Krinoiden, am Kornaufbau der Wülfrather Plattenkalke und die Tatsache, dass grobes wie feines Kornmaterial in einem kontinuierlichen Sedimentationsakt abgelagert worden sind, weist auf eine gemeinsame Quelle des Karbonatdetritus hin. Es ist daher zu vermuten, dass auch das karbonatische Feinkornmaterial aus dem Zersatz des Massenkalks stammt.

2.2 Steinbruch Osterholz

In einer Karsthöhle im Massenkalk des Steinbruchs der Firma Oetelshofen Kalk bei Wuppertal-Dornap fand V. WREDE (Geol. Dienst NRW, Krefeld) einen dünnplattigen, sehr feinkörnigen und wenig verfestigten Kalkstein. Das Vorkommen befand sich etwa 40 m unterhalb der Geländeoberfläche. Der Kalkstein lag eingebettet in ein Profil aus feinsandigem Schluff und war unterlagert von hellgrauem Mergel, der dem Massenkalk unmittelbar auflag. Zwei näher untersuchte Proben des plattigen Kalks (11/1 u. 11/2) bestanden zu 95 % respektive 65 % aus Kalzitkristallen in einer Korngröße von 0,1 – 0,5 mm. Viele dieser Kristalle zeigen eine feine Zwillingslamellierung, wie sie für Krinoideneinkristalle typisch ist. Eine undeutliche Schichtung durch Korngrößenwechsel ist nur bei Probe 11/2 zu erkennen; eine Gradierung der Korngröße tritt nicht auf. Der Salzsäure-Lösungsrest besteht aus Quarzschluff, splitterigen Quarzen bis 0,5 mm Größe sowie toniger Substanz.

Der geringe Verfestigungsgrad bot die Möglichkeit, den Kornbestand durch Sieben zu fraktionieren. Dabei fanden sich erste Fossilreste wie ein mehrere Millimeter großes Bruchstück einer tabulaten Koralle (Probe 11/10). MARTIN HISS (Geol. Dienst NRW, Krefeld) konnte bei der Aufbereitung auf Mikrofossilien (Probe 11/2) korrodierte Krinoidenstielglieder, Seeigelstachel und Schwammnadeln finden, alles dies Material, das wie die zuvor genannte Koralle aus zersetztem Massenkalk stammt. Lediglich der basale Mergel lieferte eine planktonische Foraminifere (*Hedbergella* sp.) der Kreidezeit. Für die Plattenkalke des Steinbruchs Oetelshofen kann dies – wenn nicht Umlagerung eine Rolle spielt – ein mögliches Höchstalter bedeuten.

Deutung: Die karbonatdetritischen Höhlensedimente von Osterholz sind denjenigen von Wülfrath (Vorkommen K, RIBBERT d. Bd., S. 17) ähnlich und wie jene in einem kretazischen Alterszusammenhang zu finden. Es fehlen aber sedimentologische Hinweise auf eine Ablagerung aus einer Sediment/Wasser-Suspension.

2.3 Vorkommen im Raum Iserlohn

Auch aus dem Raum von Iserlohn sind zwei Vorkommen von karbonatdetritischen Höhlenfüllungen zu nennen. Eines liegt im Steinbruch der Hohenlimburger Kalkwerke GmbH in Hohenlimburg-Oege und wurde im Zusammenhang mit der vorliegenden Untersuchung bearbeitet. Das Vorkommen (s. S. 35: Abb. 1) liegt in einer Höhe von +215 m NN innerhalb des Karstreliefs der Iserlohner Kalksenke, für die eine präoligozäne Anlage vermutet wird (SCHMIDT 1976). Der Karsthohlraum, dessen ursprüngliches Höhlendach durch die nachfolgende Abtragung gekappt ist, hat eine Länge von etwa 10 m in Nord-Süd-Richtung und enthält eine etwa 10 m mächtige Füllung aus Karbonatsedimenten.

Ein ähnliches Vorkommen liegt im Massenkalk bei Hemer und ist von CLAUSEN & ROTH (1995) ausführlich beschrieben worden. Beide Vorkommen zeichnen sich durch das Auftreten von feinkörniger hämatitischer Substanz aus. Das lässt die in beiden Vorkommen recht ähnlichen Sedimentstrukturen farblich deutlicher hervortreten als bei den Vorkommen von Wülfrath und Osterholz.

Lithologie und Sedimentstrukturen: Die Zusammensetzung der gut geschichteten Oeger Höhlenfüllung (Abb. 9) ist ganz überwiegend karbonatisch, nach Aussage der Röntgenbeugung überwiegend dolomitisch. Der Anteil der nicht karbonatischen Bestandteile Quarzschluff und tonig-hämatitische Substanz variiert stark und erreicht in fein laminierten Abschnitten maximal 40 Gew.-% (Probe S 3).

An primären Sedimentstrukturen treten Feinschichtung und Gradierung der Korngröße auf. Die Mächtigkeit der Sedimentationseinheiten schwankt zwischen Bruchteilen von Millimetern in Einkornlagen und einigen Zentimetern in gradierten Bänken. Nur eine Brekzienbank ist mehr als 30 cm dick.

In einem der fein laminierten Abschnitte der Höhlenfüllung (Probe S 6; Taf. 1, Fig. 5) sind zahlreiche Einkornlagen aus Dolomitkristallen von 0,1 mm Größe im Wechsel mit ebenso dünnen Hämatit-Quarzschluff-Lagen (Probe S 7; Taf. 1, Fig. 6) zu beobachten. In fein geschichtete Abschnitte eingelagerte Dolomitklasten (Probe S 6), die sich farblich von dem rötlichen Trägergestein abheben, zeigen Größen zwischen Millimetern und Zentimetern und sowohl eckige als auch zerlappte Formen. Besonders die zerlappten Formen zeigen das Bild eines in Auflösung befindlichen, wenig verfestigten Gerölls. Die Klasten sind von einem Gemisch aus Dolomitkristallen unterschiedlicher Größe aufgebaut. Die Feinschichtung der Einkornlagen ist durch Fließfältelung, hervorgerufen durch Sedimentation und Rutschung auf einer schrägen Schichtfläche, deformiert.

In einer gradierten Bank von 3 cm Dicke (Probe S 2) nimmt die Größe der Dolomitkristalle von 0,3 – 0,4 mm an der scharf begrenzten Basis kontinuierlich auf 0,1 mm (oben) ab. Die Kristalle sind ohne Beteiligung einer nicht karbonatischen Grundmasse miteinander verzahnt. In anderen Proben hat die Gradierung zu einer Separierung und Anreicherung von grauem Karbonatmaterial an der Basis und von rötlichem Ton/Schluffmaterial im höheren Teil

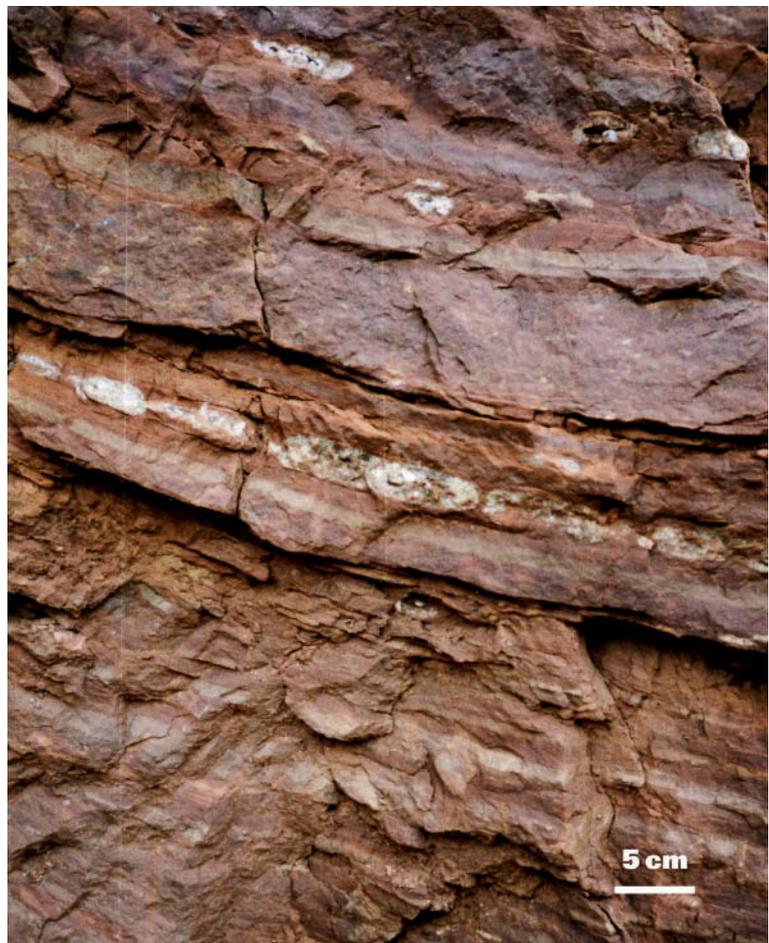


Abb. 9
Wechselagerung plattiger Kalksteinbänke im Steinbruch am Steltenberg in Hohenlimburg-Oege

einer Sedimentationseinheit geführt. Eine von der überwiegenden Zusammensetzung abweichende Bank (Probe S 1) besteht aus 0,2 mm großen Dolomit-Rhomboedern, die in einer rötlichen, tonig-schluffigen Grundmasse locker verteilt sind.

Die Brekzienbank (Probe S 8) ist gradiert und wird in ihrer unteren Hälfte ganz überwiegend von schwarzen und grau-braunen eckigen Kalksteinklasten in einer rötlichen, karbonatsandigen Grundmasse aufgebaut (Abb. 10). Die Korngröße der Klasten liegt zwischen wenigen Millimetern und 2 – 3 cm. Die untersten Klasten sind in die unterlagernden feinkörnigen Sedimente dropstone-artig eingesunken. Da zwei der Klasten eindeutig als Korallenbruchstück und Krinoidenstielglied anzusprechen sind, kann kein Zweifel daran bestehen, dass es sich um umgelagerten Massenkalkzersatz handelt.



Abb. 10
Brekzie aus Massenkalk-Klasten, unterer Teil (Stbr. am Stellenberg)

Deutung: Einkornlagen und größengradierte Bänke sind typisch für Ablagerungen aus Sediment/Wasser-Suspensionen, aus denen der Mineralanteil gravitativ ausgeseigert und dabei stofflich fraktioniert wird. Ablagerungsort ist eine wassererfüllte Höhle des Paläokarsts im devonischen Massenkalk. Die komplexe Zusammensetzung des Feindetritus wirft wie bei den Wülfrather Vorkommen die Frage nach der Herkunft so unterschiedlicher Bestandteile wie Karbonatmineralkörner, Quarz, Tonminerale und Hämatit auf.

In der Iserlohner Kalksenke fällt es nicht schwer, mögliche Herkunftsorte für den komplexen Mineralbestand des Vorkommens von Oeger zu benennen. Dolomitekristalle und Dolomiteklasten können als Zersetzungsprodukte des in diesem Raum teils großflächig, teils in Gangzonen vorkommenden Dolomitstein des umgewandelten Massenkalks gedeutet werden.

Die nicht karbonatischen Komponenten Quarschluff und Ton kommen in den Karstspalten – und ursprünglich auch an der Erdoberfläche – der Karstsenke im Raum Hohenlimburg an zahlreichen Stellen vor (MEINECKE 1966, SCHMIDT 1975). Hämatit beziehungsweise hämatitischer Ton sind ortsnahe aus Resten der fossilen Gesteinsverwitterung (Terra Rossa) herzuweisen.

Alter: Für das Alter der bis in die Details vergleichbaren Hemerer Höhlenfüllung wird nach geomorphologischen und erzparagenetischen Überlegungen ein präoligozänes Mindestalter angenommen (CLAUSEN & ROTH 1995). Der Hämatitgehalt der Sedimente würde eine paläomagnetische Datierung ermöglichen, wie ZAK et al. (2007) sie an tschechischen Höhlensedimenten durchgeführt haben.

2.4 Vorkommen außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges

Auch außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges sind im Harz und im böhmischen Barrandium karbonatdetritische Sedimente in Karsthohlräumen devonischer Kalksteine beschrieben worden (GISCHLER 1992, ZAK et al. 2007).

Die gut laminierten, verfestigten Höhlensedimente vom Iberg/Winterberg bei Bad Grund im Harz zeigen eine Wechselagerung im mm- bis cm-Bereich. Es wechseln Lagen aus Quarz (\pm gerundete Körner) und Schichtsilikaten mit solchen, die auch einen Karbonatgehalt aus Kalzit und Dolomit führen. Außer Lamination treten Korngrößengradierung (grob unten)

verbunden mit scharfer Basis, Rutsch- und Fließfalten, Dropstones, Rollmarken auf Schichtflächen und Belastungsmarken sowie umgelagerte Krinoidenossikel auf. Das Material ist gänzlich fossilfrei und die Altersansprache „Stefan bis Buntsandstein“ basiert nur auf erzparagenetischen und allgemeinen Überlegungen (GISCHLER 1992).

Die böhmischen Vorkommen im Barrandium südwestlich von Prag zeichnen sich durch einen Hämatitgehalt aus, der paläomagnetische Untersuchungen ermöglicht hat. Danach wird ein unter- bis mitteltriadisches Alter der magnetischen Prägung vermutet. Die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen der Kalksteine deuten auf ein nicht marines Bildungsmilieu (ZAK et al. 2007).

3 Das Ausgangssubstrat der Wülfrather Plattenkalke

Die komplexe Zusammensetzung des in Paläokarsthöhlen sedimentierten und dabei gradierten beziehungsweise fraktionierten Karbonat-Feindetritus hat im Vorangegangenen die Frage nach der Herkunft der Bestandteile aufgeworfen. Während die Mineralkomponenten des Vorkommens von Oeger an der verwitterten Erdoberfläche oder im Kluftraum wenig unterhalb in Form von Dolomitsand zum Weitertransport „bereitgestellt“ worden sind, stellen sich die Verhältnisse in den niederbergischen Kalksteinvorkommen anders dar.

Für eine Deutung des Ausgangssubstrats der Plattenkalke sind unterschiedliche Punkte zu berücksichtigen:

- Der devonische Massenkalk wird ganz überwiegend von einem primären Sediment aus unterschiedlich großen biogenen Kalkpartikeln und Bioklasten aufgebaut. Das Sediment ist im Verlauf der Diagenese rekristallisiert und in seiner Korngröße verändert worden. Das heißt zum Beispiel bei matrixgestützten Kalksteinen (mudstones, wackestones, packstones), dass aus ursprünglichen mikritischen Karbonatpartikeln gröbere Mikrosparite beziehungsweise Pseudosparite geworden sind (FOLK 1965). Im Lauf der diagenetischen Umwandlung haben sich fein verteilte organische Substanz (Bitumen) und anderes Fremdmaterial auf den Korngrenzen und in Intergranularräumen konzentriert (TISSOT & WELTE 1984). Ursprüngliche Bitumina dürften wegen der kräftigen Inkohlung des Wülfrather Massenkalks in Meta-Bituminite umgewandelt sein.
- Der Massenkalk ist durch den Gehalt an organischer Substanz und fein verteiltem Pyrit mehr oder weniger dunkel (grau, blaugrau bis schwarzgrau) gefärbt. Entlang von Klufflächen ist es oft zu einer Entfärbung und bröseligen Entfestigung gekommen (Abb. 11). Es ist nahe liegend zu vermuten, dass der Verlust des Pigments und die Auflösung des festen Karbonat-Kristallitverbandes in Zusammenhang stehen. Röntgenografische Untersuchungen an Kalksteinen mit weißer Zersatzrinde oder vollständigem pulverigen Zersatz zeigen eine geochemische Veränderung (Tab. 1). Gegenüber unbeeinflussten Proben geringfügig erhöhte Werte von Zink (Zn) beziehungsweise Kupfer (Cu) deuten auf einen, wenn auch sehr „milden“ hydrothermalen Einfluss. Eine Dolomitisierung hat nicht stattgefunden. Wie die Klufflächen so sind auch die Wände der Paläokarsthöhlräume im Wülfrather Massenkalk sowie in Höhlensedimenten eingelagerte „dropstones“ der Höhlendecken pulverig umkrustet oder gänzlich zu Kalzitpartikeln zersetzt (aber dennoch fest). Die Größe der Partikel liegt zwischen 5 und 10 μm (z. B. Vorkommen E 1, RIBBERT d. Bd., S. 15). Sie liegt damit im Bereich der Korngröße der Mikrosparite, die die Grundmasse des Massenkalks aufbauen.



Abb. 11
Klufffläche im Massenkalk mit
weißem Zersatzbelag (Stein-
bruch Rohdenhaus-Nord)

Tabelle 1:

Chemische Zusammensetzung von weiß zersetzten Kalksteinen aus dem Steinbruch Rohdenhaus bei Wülfrath.

Probenmaterial	Mg	Al	S	Mn	Fe	Cu	Zn	Cd	As	Pb
3/x1 weißrindig verwitterter Kalkstein R 2572250, H 5686870	1340	520	68	187	416	<6,3	81,2	32	<0,5	26
E1 pulverig zersetzter Kalkstein R 2571860, H 5687180	1200	722	41	96,2	328	15,8	11,3	<0,46	<0,5	87
Plateau 8 weißrindiger Kalkstein (dropstone) aus Ton, R 2571400, H 5686120	1360	658	47	374	1880	<6,3	215	3,51	<1,6	15
unzersetzter Kalkstein (Durchschnitt von 4 Proben)				132	<2000	<6,3	27	0	<4	26

Elementbestimmung mittels ICP-HF; alle Werte in mg/kg (ppm)

- Einen Sonderfall des Kalksteinersatzes stellt der Zerfall von Krinoidenstielgliedern dar. Da sie aus Kalziteinkristallen bestehen, zerfallen sie beim Zersatz in winzige Rhomboeder, die ein Substrat für ein karstinternes Sediment darstellen können. Das Auftreten von Karbonatsandlagen in Grobschluff- bis Feinsandkorngrößen gemeinsam mit unzersetzten Stielgliedern in den Wülfrather Karstvorkommen E und K (s. RIBBERT d. Bd., S. 9) zeigt das Ausmaß der Kalksteinersatz-Sedimentation. Im Gegensatz zu den Plattenkalken sind diese Vorkommen aber unverfestigt.
- Auch bei relativ schwacher Einwirkung durch aufsteigende (aszendente) hydrothermale Lösungen – im Steinbruch erkennbar an Spuren von Buntmetallerzen auf winzigen Spalten – kommt es zu einer Entfestigung und Bleichung des Massenkalks (Abb. 12). Zonen solcher Einwirkung durchziehen gangartig den Massenkalk und setzen sich sehr deutlich vom frischen Nebengestein ab.
- Die Nähe des Massenkalks zu Tongesteinen, die im Mesozoikum einer intensiven chemischen Verwitterung unterlagen, hat wahrscheinlich nicht zu einem chemischen Einfluss auf den Massenkalk geführt. Da die Saprolithe im sauren Milieu ausgewaschen worden sind, hätte der pH-Anstieg im angrenzenden Kalkstein eher zu einer Anreicherung und Fällung von Kieselsäure und basischen Kationen geführt (frd. Mitt von Prof. P. FELIX-HENNINGSSEN, Gießen).



Abb. 12
Durch Bleiglanzvererzung gebleichter und entfestigter Massenkalk (Steinbruch Rohdenhaus-Nord)

Die zuvor zusammengestellten Möglichkeiten des Kalksteinersatzes stellen ein Lockermaterial bereit, das einer karstinternen Umlagerung und Konzentration zu einem Sediment unterliegen kann. Der Vollständigkeit halber seien noch weitere Phänomene genannt, die karstinterne Karbonatsedimente entstehen lassen können.

- Aus der praktischen Geologie ist bekannt, dass Kalkstein, insbesondere kristallisierter Marmor, allein aufgrund einer starken Anisotropie des Wärmeausdehnungs-Koeffizienten entlang der Kristallitgrenzen in seinem Gefüge gelockert wird und zu Pulver zerfallen kann (GRIMM 1999, KOCH & SOBOTT 2005). Dieser Effekt dürfte auch bei mikroparitätlich aufgebautem Massenkalk und besonders bei starker Wärmebeanspruchung (Hydrothermen, s. zuvor) zum Tragen gekommen sein.
- Die Kalkstein-Verwitterung läuft über den bekannten chemischen Lösungsprozess unter Beteiligung des im Wasser als HCO_3^- -Ion gelösten Luft- CO_2 ab. Voraussetzung ist ein Konzentrationsgefälle, das die entstandenen Ionen im fließenden Wasser fortführt. Dies ist aber nicht der einzige chemische Abbauprozess. Untersuchungen an rezenten Höhlen (ZUPAN HAJNA 2002) haben gezeigt, dass der Kalkstein oder Dolomit, ausgehend vom Porenraum des Gesteins, nur unvollständig gelöst wird. Übrig bleibt ein entfärbtes, feinkörniges, poröses „Skelett“ des Ausgangsgesteins. Im Anschliff ist die Grenze zwischen zersetztem und frischem Gestein scharf, die Zersetzung schreitet entlang von Spalten fort. Eine Beteiligung der Mikroporosität am Zersetzungsprozess wird vermutet. Als Auslöser der Zersetzung wird die wechselnde Durchfeuchtung der Kalksteinoberfläche durch Sicker- oder Kondensationswasser im luftgefüllten Höhlenraum genannt.
- Schließlich ist noch ein weiterer karstinterner Vorgang zu nennen, nämlich der der Bildung von sogenannter „Mondmilch“. Sie überzieht die Wände luftgefüllter Höhlen und besteht aus Kalzitkristallen um 1 μm Größe. In manchen Fällen wird vermutet, dass die Einwirkung von Bakterien zum Zerfall von „normalen“ Kalzitkristallen des Karbonatgesteins führt (FORD & WILLIAMS 2007). Umgelagerte Mondmilch kann ein geschichtetes Höhlensediment ergeben.
- Ein Teil der Wülfrather Plattenkalke besteht aus feinkristallinem, nachträglich dolomitisiertem Kalzit. Daran lässt sich folgende Hypothese knüpfen. Die fossile Tiefenverkarstung des Massenkalks ist durch die mittelkretazische „Sandhöhle“ belegt (DROZDZEWSKI et al. 1998). Zu dieser Zeit müssen auf der verkarsteten Massenkalkoberfläche limnisch-terrestrische Verhältnisse geherrscht haben. Diese alte Landoberfläche ist während der Transgression des Oberkreide-Meeres „ertrunken“. In den Karsthohlräumen haben sich kalkhaltiges Süßwasser und Meerwasser zeitweilig gemischt. Im Verlauf der Mischung ist rein theoretisch eine anorganische Ausfällung von Kalzit möglich gewesen. SINGURINDY et al. (2004) haben die physikochemischen Grundlagen der Fällung erörtert und den Vorgang im Experiment nachgewiesen. Sie nennen aber keine Beispiele aus der Feldgeologie.

Von allen Möglichkeiten, Massenkalk in seine kristallinen Kalzitbestandteile zu zerlegen um ein aquatisch transportierbares Karbonatsediment zu erhalten, ist die Zersetzung durch hydrothermalen Einfluss die wahrscheinlichste. Vertiefende Untersuchungen mittels Rasterelektronen-Mikroskopie und Mikrosonde können zur Lösung der Problematik beitragen.

4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Abschließend lassen sich folgende Beobachtungen und Deutungen festhalten:

- In den niederbergischen Vorkommen Wülfrath und Osterholz ist der gröbere kalzitkristalline Detritus primär bioklastischen Ursprungs und kann als physikalisches Zersetzmaterial des Massenkalks interpretiert werden. Eine abiogene, chemische Neubildung, besonders des feineren Detritus, ist weniger wahrscheinlich; auch für diesen wird ein physikalischer Massenkalkzersatz angenommen.
- Dort, wo jeder Hinweis auf Material von der Erdoberfläche fehlt, muss angenommen werden, dass das Sedimentmaterial im Karstraum selbst bereitgestellt worden ist und in grundwassererfüllten Hohlräumen durch episodische Ereignisse (Erschütterungen, Strömungen) hauptsächlich vertikal bewegt worden ist. Sedimente aus Dolomitmikrokaltsand (Oege, Hemer) können dagegen auch von der verwitterten Erdoberfläche abgeleitet werden.
- Die Gradierung der Korngröße (grob unten) und die Einkornlagen weisen auf eine gravitative Ausseigerung aus einer Sediment/Wasser-Suspension unterschiedlicher Konzentration. Das Absetzen erfolgte in einem Sedimentationsakt, resultierend in einer Bank oder Lage.
- Der unterschiedliche Verfestigungsgrad der karbonatdetritischen Sedimente ist diagenetisch bedingt und damit vielleicht altersabhängig. Diejenigen Kalksteine, die aus einem „mittelkretazischen“ Alterszusammenhang stammen, zeigen die stärkste Verfestigung, möglicherweise unter hydrothermale Einfluss.

- Das Bildungsalter der Wülfrather Gesteine („Plattenkalke“) ist durch die mittelkretazischen (albischen bis turonischen) Fusit-Tone definiert. Für die plattigen Gesteine von Osterholz deutet sich ebenfalls ein kretazisches Alter an. Die Vorkommen aus dem Raum Iserlohn scheinen jünger, nämlich alttertiären Alters zu sein.

Dank: Für die Kathodolumineszenz-Untersuchung eines Dünnschliffes von sehr feinkörnigem Plattenkalk aus Wülfrath sei Herrn Prof. Dr. D. K. Richter, Bochum, sehr herzlich gedankt. Die Röntgenbeugungsanalysen steuerte Dr. H. GRÜN-HAGEN (vormals Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bei. Die geochemischen Untersuchungen wurden im Labor des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen, Krefeld, durchgeführt.

5 Literatur

- 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.
- 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 (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **44**: 53 – 66; München.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge : Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: IX + 192 S., 77 Abb., 53 Tab.; Berlin [u. a.].
- FOLK, R. L. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. – In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. [eds.]: Dolomitization and limestone diagenesis. – Soc. Econ. Paleont. u. Miner., Spec. Publ., **13**: 14 – 48; Tulsa.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. (2007): Karst Hydrology and Geomorphology. – 562 S.; Chichester (Wiley).
- GISCHLER, E. (1992): Das devonische Atoll von Iberg und Winterberg im Harz nach Ende des Riffwachstums. – Geol. Jb., **A 129**: 193 S.; Hannover.
- GRIMM, W.-D. (1999): Beobachtungen und Überlegungen zur Verformung von Marmorobjekten durch Gefügeauflockerung. – Z. dt. geol. Ges., **150/2**: 195 – 235; Stuttgart.
- KOCH, R.; SOBOTT, R. (2005): Porosität in Karbonatgesteinen – Genese, Morphologie und Einfluss auf Verwitterung und Konservierungsmaßnahmen. – Z. dt. Ges. Geowiss., **156/1**: 33 – 50; Stuttgart.
- MEINECKE, F. (1966): Das Vorkommen von Terrarossa und Gelblehm auf dem Massenkalk im Sauerland. – Z. dt. geol. Ges., **115**: 715 – 726, 4 Abb.; Hannover.
- RIBBERT, K.-H. (2011): Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk des Steinbruchs Wülfrath-Rohdenhaus (Bergisches Land, Nordrhein-Westfalen). – scriptum, **20**: 9 – 22, 13 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. – Bochumer geogr. Arb., **22**: X + 156 S., 24 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Paderborn.
- SCHMIDT, K.-H. (1976): Strukturbedingte tertiäre Reliefgestaltung am Beispiel von Kalkgebieten am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **24**: 68 – 78; Berlin, Stuttgart.
- SCHWENKE, J. (2001): Petrologische Untersuchung von Sulfiderzen im devonischen Massenkalk bei Wülfrath. – Dipl.-Arb. Martin-Luther-Univ. Halle: 89 S.; Halle/Saale. – [unveröff.].
- SINGURINDY, O.; BERKOWITZ, B.; LOWELL, R. P. (2004): Carbonate dissolution and precipitation in coastal environments: Laboratory analysis and theoretical consideration. – Water Resources Research, **40**: W04401, doi: 10.1029/2003WR002651.
- ZAK, K.; PRUNER, P.; BOSAK, P.; SVOBODOVA, M.; SLECHTA, S. (2007): An unusual paleokarst sedimentary rock in the Bohemian Karst (Czech Republic), and its regional tectonic and geomorphologic relationships. – Bull. geosci., **82** (3): 275 – 290; Prag.
- ZUPAN HAJNA, N. (2002): Chemical weathering of limestones and dolomites in a cave environment. – In: GABROVSEK, F. [Hrsg.]: Evolution of Karst: From prekarst to cessation: 347 – 356; Postojna – Ljubljana.

scriptum	20	47 – 60, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.	Krefeld 2011
-----------------	-----------	---------------------------------	--------------

Ein sedimentäres Eisenlager aus dem Paläokarst im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Rheinisches Schiefergebirge)

Von KARL-HEINZ RIBBERT

Inhalt

1	Lage und Morphologie des Vorkommens	48
2	Gesteinsinhalt des Paläokarsthohlraums „Plateau“	49
2.1	Siliziklastika	49
2.2	Mineralische Bildungen	50
2.2.1	Karbonatisches Eisenerz	50
2.2.2	Hydroxidisches Eisenerz	54
2.2.3	Andere Einlagerungen	55
3	Genese der Erz-/Sedimentfüllung	56
3.1	Vergleich mit bekannten Lagerstätten	56
3.1.1	Rheinisches Schiefergebirge	56
3.1.2	Die Eisenerzlagerstätten der Oberpfalz (NE-Bayern)	57
3.2	Die geologischen Randbedingungen der Erzbildung in Wülfrath	57
3.3	Vorgänge bei der Erzbildung	58
4	Schlussfolgerungen	59
5	Literatur	59

* Anschrift des Autors:

Dr. Karl-Heinz Ribbert, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –,
De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld

Kurzfassung: Der Paläokarst des Wülfrather Massenkalks (Devon, nördliches Bergisches Land) enthält großvolumige Hohlräume in einer Tiefe von 150 m unterhalb der heutigen Landoberfläche. Sie sind teils mit mittelkretazischen Sanden und Tonen, teils mit eisenerzhaltigen Sedimenten gefüllt. Die vornehmlich aus Goethit und Siderit, untergeordnet aus Ton und Kieselgestein aufgebaute Füllung des Karsthohlraums ist bis in den mm-Bereich hinein geschichtet. Die ursprüngliche horizontale Schichtung ist an einer bedeutenden Querstörung tektonisch verstellt. Geochemisch zeigen alle angetroffenen Sedimente eine ausgeprägte Schwermetallanomalie, insbesondere von Zink und Blei. Sie ist auch in benachbarten, nicht unmittelbar mit der Eisenerzmasse in Verbindung stehenden Sedimenten festgestellt worden.

Die Genese des Erzkörpers wird aufgrund seiner Strukturen als sedimentär im aquatischen Milieu einer fossilen Karsthöhle interpretiert. Die Deutung des Wülfrather Vorkommens favorisiert Eisen mobilisierende chemische Verwitterungsvorgänge unter einem warm-humiden Klima auf der spätesozoischen Landoberfläche und die anschließende Fällung des Eisens im kalkhaltigen Karstwasser. Angesprochen werden auch alternative Möglichkeiten wie die Herkunft des Eisens aus der Eiserner-Hut-Verwitterung einer präexistierenden Vererzung oder aus synsedimentären hydrothermalen Lösungen.

Summary: The palaeokarst of the Wülfrath Massenkalk (Devonian, northern Bergisches Land) contains large-voluminous cavities in depth of 150 m below the recent landscape. They are filled partly with Middle-Cretaceous sands and clays and partly with iron-bearing minerals such as siderite and goethite; clays and siliceous sediments are subordinate. All the sediments of the palaeokarst cavity are well-bedded down to the mm-scale. The formerly horizontally bedded sediments are tectonically dislocated due to a major fault. Geochemically all sediments of the cavity filling show a marked base metal anomaly namely of zinc and lead. It was found also in neighboring sediments not closely connected with iron ore mass.

All structures observed clearly point to a sedimentary genesis in the aquatic environment of a fossil karst hole. The interpretation of the Wülfrath deposit favours an iron mobilizing chemical weathering under a warm-humid climate on the late-mesozoic landscape and following precipitation of iron in carbonate containing karst waters. Alternative interpretations like the weathering of a preexisting hydrothermal iron mineralisation or the influence of synsedimentary hydrothermal fluids are discussed.

1 Lage und Morphologie des Vorkommens

Im oberdevonischen Massenkalk von Wülfrath (nördliches Bergisches Land) sind Dank des intensiven Abbaus der Lagerstätte durch die Rheinkalk GmbH seit 1997 mehrere tief liegende Karsthohlräume aufgeschlossen worden. Neben der von DROZDZEWSKI et al. (1998) beschriebenen großvolumigen Karsthöhle mit einer komplex aufgebauten Sand/Ton-Füllung („Sandhöhle“) aus der Zeit der mittleren Kreide (Albium bis Turonium, VIEHOFEN et al. 2008) befindet sich im Steinbruch Rohdenhaus ein vom Abbau plateauartig ausgesparter Gesteinsrest. Dieses Vorkommen (A 2 in RIBBERT d. Bd., Abb. 1, S. 10) enthält einen weiteren Hohlraum im Massenkalk, im Folgenden kurz „Plateau“ genannt. Es liegt bei einer Höhe von –5 bis +10 m NN und ist ebenfalls von beträchtlichen Ausmaßen (Abb. 1). Im Unterschied zur „Sandhöhle“ zeichnet es sich durch das Auftreten von schichtig aufgebauten Eisenerzen oxidischer und karbonatischer Zusammensetzung aus.

Die sichtbare Abmessung des „Plateaus“ beträgt etwa 40 m in West-Ost-Erstreckung und



Abb. 1
Das Erzvorkommen „Plateau“ im Steinbruch-Rohdenhaus-Süd

mindestens 10 m in der Vertikalen. Durch eine unmittelbar südlich vor dem „Plateau“ niedergebrachte Kernbohrung wurde nachgewiesen, dass der erzerfüllte Hohlraum den obersten Teil eines durch Sand und Ton unverfüllt gebliebenen noch größeren Hohlraumsystems, zu dem auch die „Sandhöhle“ gehört, darstellt. Die vertikale Erstreckung des Gesamtraums würde dann zwischen 40 und 50 m, die laterale insgesamt sogar 200 – 300 m betragen.

Der erzerfüllte Hohlraumteil wird im Westen wie im Osten durch Nordnordwest – Südsüdost verlaufende Störungen begrenzt (Abb. 2). Laugformen an den Kalksteinen im Bereich der westlichen Störung zeigen, dass es sich nicht um eine tektonische, sondern um die ursprüngliche Begrenzung des Hohlraums während der Sedimentation handelt. Die östliche Störung ist mit Quarz, Dolomit und Goethit mineralisiert und fällt mit 65° nach Westen ein. In ihrem Bereich ist die ansonsten flach nach Westen einfallende Erzfüllung zu einer Mulde mit einem überkippten, den begrenzenden Kalkstein tangierenden Ostflügel verformt worden. Da es sich bei dieser Störung um eine Abschiebung handelt, kann sie vermutlich nicht Ursache der in der Sedimentfüllung abgebildeten einengenden Beanspruchung sein. Die Verfaltung der Höhlenfüllung muss sehr früh, als die Sedimente noch bruchlos faltbar waren, erfolgt sein. Während der westlich und östlich der Störungen angrenzende Massenkalk zwar sehr klüftig, aber doch im normalen Schichtverband anstehend ist, besteht das Hangende der Hohlraumfüllung aus einem mehr oder weniger zusammenhanglosen Blockwerk. Hierbei handelt es sich um das in die Eisenerzfüllung gestürzte Höhlendach. Alle Blöcke sind dick mit einer weißen Kruste von entfestigtem Kalkstein überzogen.

Die mineralogischen und geochemischen Befunde beruhen auf Untersuchungen, die im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen beziehungsweise im Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen zwischen 1997 und 2003 durchgeführt wurden. Zusätzliche Untersuchungen wurden von HAUSER (2000) im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt.

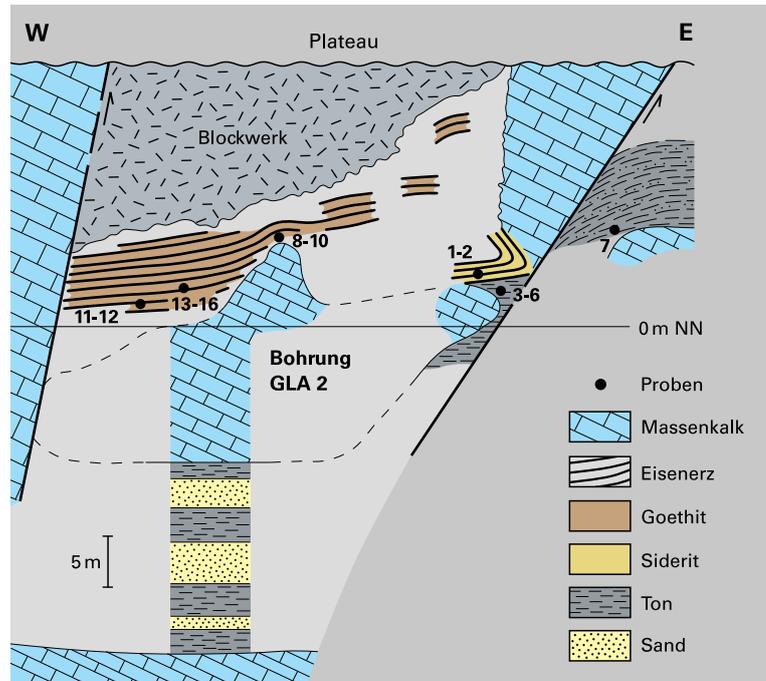


Abb. 2 West-Ost-Schnitt durch das Eisenerzvorkommen (aus DROZDZEWSKI et al. 1998)

2 Gesteinsinhalt des Paläokarsthohlraums „Plateau“

2.1 Siliziklastika

In einem am Südostfuß des „Plateaus“ angelegten Schurf (s. Abb. 3) war zu erkennen, dass die Erzfüllung dunkelgraue Tone (Probe 5/1) überlagert; eine dünne feindetritische Lage darin führt eckige Quarze, Quarzkristalle, Holzkohle und Pyritframboide (Probe 5/2). Der Übergang zum Siderit ist als eine dünnsschichtige Wechselfolge von Ton und Erz ausgebildet.

Innerhalb des Erzlagers treten pelitische Sedimente als Zwischenlagen von laminierten dunkelbraunen oder schwarzen Tonen (Proben 9/1 u. 9/2, 12) und von manganreichem schwarzem Mulm auf (Proben 19/4, 19/5). Die Ergebnisse

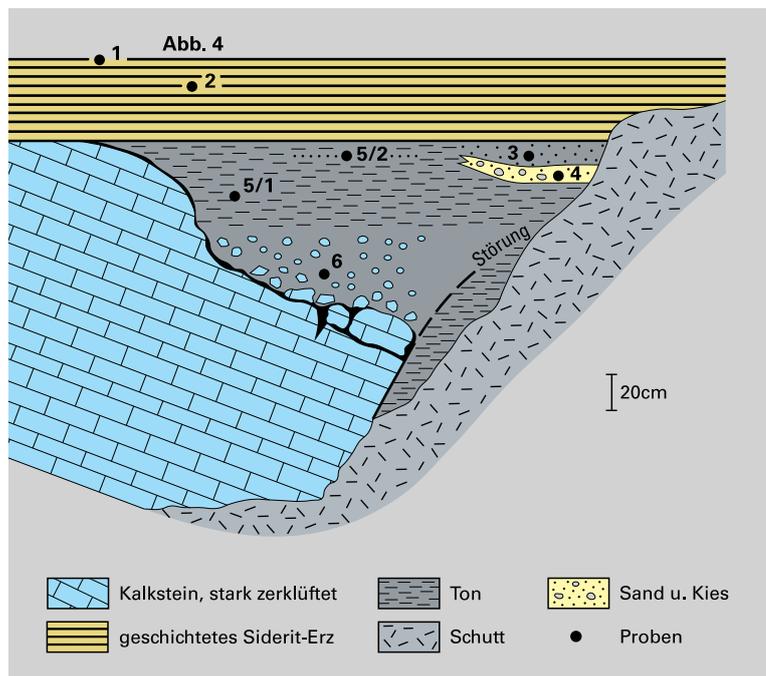


Abb. 3 Basis der Erzablagerungen (Schurf am Südostfuß des Plateaus)

Tabelle 1:

Ergebnisse der Röntgenbeugungs-Untersuchungen von Gesteinen aus der Eisenlagerstätte „Plateau“ im Steinbruch Rohdenhaus-Süd, Blatt 4608 Velbert (R 25 71 400, H 56 86 100); angrenzende Unterkreide-Sedimente zum Vergleich.

Rohdenhaus-Süd, Eisenlagerstätte „Plateau“

Proben-Nr.	Material	Quarz	Tonminerale	Karbonat	sonstige Minerale
1	Siderit	Spur	---	70,8 % Siderit 1,45 % Kalzit	---
3/1	Siderit	untergeordnet	Illit, Kaolinit	83,1 % Siderit	Pyrit
7/1	Unterkreide-Ton, grau	36 ± 3 %	Illit, Kaolinit, untergeordnet Chlorit	---	Feldspat, Pyrit
7/2	Unterkreide-Schluff, hellgrau	Hauptbestandteil	Illit, Kaolinit, untergeordnet Chlorit	4,4 %	Feldspat, Pyrit, Gips
9/1	sandige Zwischenlage	Hauptbestandteil	Illit, Kaolinit	---	Goethit
9/2	„tonige“ Zwischenlage	10 ± 1 %	Illit, Kaolinit	---	72,4 % Goethit
11/1	Goethit, fein laminiert	---	---	---	Goethit
11/2	Goethit, geschichtet	Spur	---	Spur Kalzit	Goethit
12	„Ton“, gelbbraun	55 ± 5 %	Illit, Kaolinit	---	26,8 % Goethit
19/5	„Mulm“	---	überwiegend Illit	---	38,2 % Goethit, Chalcophanit, Orientit

Analytiker: Dr. H. GRÜNHAGEN, Geologischer Dienst NRW, Krefeld

der Mineralbestimmungen zeigt Tabelle 1. Der Kaolinitgehalt der Tone weist ebenso wie der Sandgehalt der Probe 9/1 auf die Herkunft des Materials aus der Verwitterungsrinde der Erdoberfläche. Diese Tone haben wie die dunkelgrauen Liegendtone bislang keine biostratigrafisch verwertbaren Mikrofossilien erbracht. Eine Datierung der abschließenden Verfüllung des Karsthohlraums ist daher nicht möglich.

Eine hervorstechende Eigenschaft der Sedimentfüllung des Paläokarsthohlraums ist die deutliche Schichtung, die mit einem ausgeprägten Wechsel der Materialausbildung verbunden ist. Die Schichtung ist in Dimensionen von einigen Zentimetern bis hinunter zu weniger als einem Millimeter zu beobachten. Diese allgegenwärtige Feinschichtung betrifft sowohl das Erz selbst als auch die Sedimente, die mit dem Erz wechsellagern. Alle Sediment- und Erzlagen lassen sich im Aufschluss über viele Meter im Wesentlichen ungestört verfolgen. Einzelne Lagen können durch Rutschung oder Stauchung verfaltet sein und auf kurze Distanz auskeilen.

2.2 Mineralische Bildungen

2.2.1 Karbonatisches Eisenerz

Der karbonatische Anteil der Erzfüllung konzentriert sich auf den unteren Teil der Hohlraumfüllung in unmittelbarer Nähe der östlichen Störung (s. Abb. 2 u. 3). In Bereichen, in denen der unterlagernde dunkelgraue Ton Einlagerungen von kleinen Kalksteinklasten enthält (Probe 6), beginnt die karbonatische Sedimentation mit einem tonhaltigen Feinsandstein aus detritischen Kalzitkristallen (Probe 4). In dieser Grundmasse sind scharfkantige, frische und eckige, mürbe Kalksteinklasten

bis zu cm-Größe eingelagert. Das Vorkommen des sedimentären Kalzitsandsteins zeigt, dass die im Steinbruch weit verbreitete pulverige Zersetzung des Massenkalks in Bezug auf die Höhlenrestfüllung zeitgleich oder früher anzusetzen ist.

Über dem Kalzitsandstein folgt ein Sandstein aus fein- bis mittelkörnigen Quarzen in einer Grundmasse aus detritischen Sideritkristallen (Probe 3/4). Der Sandstein ist durch Holzkohledetritus lagig geschichtet, wobei die Lagen verfältelt sind. Die recht exotisch erscheinenden Sedimenttypen deuten auf eine störungsnahen Einbettung von tektonisch erzeugtem Kalksteinschutt in unterschiedlichen Trägergesteinen. Die Verfältelung weist auf einengende Bewegungen kurz nach der Ablagerung des Karbonatsandes hin.

Erst über diesem etwa 40 cm dicken und seitlich auskeilenden Übergangsbereich beginnt die eigentliche Füllung aus Erz und Ton in Form deutlich abgesetzter Bänke (Abb. 4). Die Sideritbänke (Proben 1 u. 2) erscheinen makroskopisch körnig und strukturlos; erst nach Polieren wird eine Lagenstruktur aus dichten und hohlraumreichen Abschnitten sichtbar. Vielfach ist der Siderit zu einem Gemisch aus Kalzit und Limonit verwittert.



Abb. 4 Wechsellagerung von sideritischen Erzbänken

Auf der Ostseite des „Plateaus“, dort, wo der Siderit nur wenig umgewandelt ist, zeigt er eine Feinschichtung im mm-Bereich (Proben 18/1 – 4, nicht in Abb. 2). Einzelne Lagen führen rundliche und lang gestreckte ehemalige Hohlräume, die mit kalzitischer und silikatischer Substanz gefüllt sind (Probe 18/2; S. 53: Taf. 1, Fig. 1). Es könnte sich um Pseudomorphosen nach pflanzenorganischen Einschlüssen handeln, die zunächst in einem reduzierenden Milieu abgelagert worden sind, bevor sie zersetzt wurden. Die Bank 18/2 zeigt darüber hinaus insoweit eine Korngrößen-gradierung, dass die Größe und Häufigkeit der Hohlräume nach oben abnimmt.



Abb. 5
Gradierete Sideritbank (Probe 18/5), im unteren Teil Kalksteingeröll

Tabelle 2:

Geochemische Untersuchungsergebnisse von Gesteinen aus der Eisenerzlagerstätte „Plateau“ im Steinbruch Rohdenhaus-Süd, Blatt 4608 Velbert (R 25 71 400, H 56 86 100); Kreide-Ton aus der „Sandhöhle“ zum Vergleich.

Rohdenhaus-Süd, Eisenlagerstätte „Plateau“

Proben- Nr.	Siderit		Goethit				Zwischenlagen			Kiesel- gestein	Ton
	1/2	3/1	11/1	11/4	11/5	„Brösel“ 19/2	9/2	19/4	Mulm 19/5	13	(1)
Silikat-Analyse (Angaben in %)											
Fe ₂ O ₃	62,6	54,0	77,5	78,0	80,0	(82,4)	65,6	(85,9)	(38,2)	4,43	2,09
MnO	0,50	0,90	1,09	0,20	0,20		4,62			0,05	0,00
SiO ₂	1,07	5,68	4,13	4,03	2,68	5,3	7,22	4,8	15,1	93,6	58,7
Al ₂ O ₃	0,40	4,80	0,46	1,30	0,50		1,65			0,13	20,3
CaO	4,41	3,90	0,27	0,18	0,19		0,43			0,17	0,59
MgO	0,41	0,50	0,04	0,05	0,03		0,90			0,01	0,62
TiO ₂	0,04	0,11	0,02	0,03	0,01		0,03			0,02	1,42
P ₂ O ₅	0,29	0,28	0,42	0,80	0,80		0,60			0,03	0,06
S	0,09	0,29	<0,05	0,01	0,004		0,05			0,004	0,71
GV	29,2	29,2	14,2	12,4	13,5		16,0			1,51	12,0
Schwermetall-Analyse (Angaben in ppm)											
Pb	325	1713	469	2499	452	6000	n. b.	440	52000	28,6	344
Zn	3085	7866	7902	23437	21883	35700	n. b.	16500	62000	659	2706
Cd	<2	3,38	<2	2,03	1,75	4	n. b.	9	27	0,42	9
Cu	6	16,9	32	560	75	1027	n. b.	106	2200	4,5	41
Ni	<4	67	<4	402	294	595	n. b.	720	1825	550	231
Co	23	33	68	131	79	180	n. b.	230	940	7,9	51
As	7	11,2	29	185	85	245	n. b.	150	390	3,6	14

Silikat-Analyse mittels RFA (z. T. aus Elementbestimmung umgerechnet, Schwefel aus CNS-Bestimmung oder ICP-HF), Schwermetallanalyse mittels RFA bzw. ICP-HF; n. b. = nicht bestimmt. Analytiker: Dr. B. LUER, Geologischer Dienst NRW, Krefeld.

Die grobdetritische konglomeratische Ausbildung einer Sideritbank zeigt Probe 18/3. Sie führt an ihrer Basis einen 3 cm mächtigen Abschnitt mit einem rundlichen Kalksteingeröll sowie mit hellgrauen Ton-/Tonsteinplättchen. Der Übergang zum kompakten Siderit ist Korngrößengradiert (Abb. 5).

Mikroskopisch zeigt der Siderit (Probe 18/1; Untersuchung D. K. RICHTER, Bochum) einen Verband aus isometrischen Sideritkristallen von etwa 0,1 mm Größe. Der in konzentrierter Salzsäure unlösliche Rest des karbonatischen Eisenerzes besteht aus kristallisiertem Quarz (0,1 – 0,4 mm große dihexaedrische Neubildungen), unregelmäßig eckigem Quarz und aus framboidalem Pyrit.

Die störungsnahen Sideritbildungen an der Basis der Höhlenfüllung lassen sich entlang der Ostseite des „Plateaus“ weiter nach Norden verfolgen. Sie sind dort dickbankig, mindestens 2 m mächtig und gehen nach oben in eine lagige Goethit/Eisenmulm-Wechselschichtung über.

Die Aufschlussverhältnisse am „Plateau“ haben nicht erkennen lassen, ob der Siderit eine spezielle störungsnaher Bildung ist und lateral, das heißt nach Westen, in Goethit übergeht. Nahe der Störung ist der Siderit bereichsweise zu Kalzit mit feinkörnigen dunkelbraunen Eisenausscheidungen und anhaftenden Goethit-Krusten umgewandelt. HAUSER (2000) konn-

te auch die sekundären Manganminerale Pyrolusit, Nsutit und Thodorokit röntgendiffraktometrisch nachweisen. Diese Umwandlung von Siderit ist vermutlich jünger als die weiter im Folgenden angeführten diagenetischen Umwandlungen.

Geochemie: Die Untersuchungen (s. Tab. 2) haben gezeigt, dass das karbonatische Eisenerz ca. 4 % CaO und weniger als 1 % MnO führt. Es enthält geringe Anteile von Al_2O_3 , das auf die vorhandenen Tonminerale zurückzuführen ist. Der P_2O_5 -Anteil lässt auf einen geringen Gehalt an Apatit schließen. Der Gehalt an den Schwermetallen Zink und Blei ist geringer als bei den Goethit-Proben.

Isotopengeochemische Untersuchungen (HAUSER 2000) an vier Sideritproben (Doppelbestimmungen) ergaben stark variierende Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse. Sie schwankten beim delta ^{13}C -Wert zwischen $-7,7$ und $+0,6$ ‰ und beim delta ^{18}O -Wert zwischen $-7,3$ und $-2,3$ ‰. Diese Werte lassen keine Entscheidung zwischen einer Ausscheidung aus hydrothermalen oder meteorischen Wässern zu (HOEFS 1987).

Tafel 1

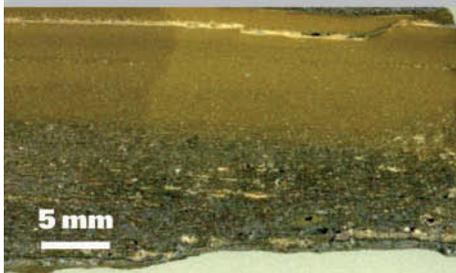


Fig. 1: Goethit (Probe 11/1) mit ausgeprägter Feinschichtung

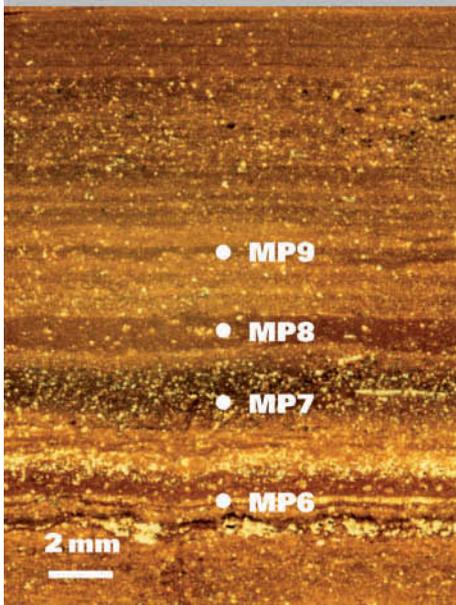


Fig. 2: Siderit (Probe 18/2) mit kalzitkarbonatischen und silikatischen Einschlüssen im unteren Teil (polierter Anschliff)

MP = Messpunkt der Mikrosondenaufnahme



Fig. 3: mit Oxalsäure angeätzter Goethit (Proben 11/2 und 11/4)

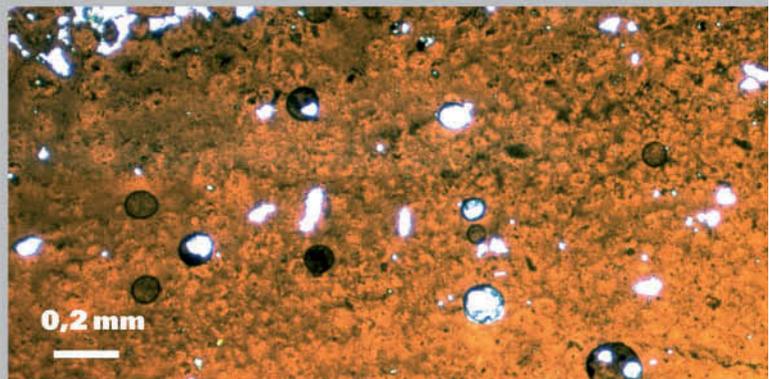


Fig. 4: Goethit (Probe 11/7), Übergang von strukturloser zu zellig-pseudomorpher Ausbildung (Dünnschliff)

2.2.2 Hydroxidisches Eisenerz

Die Hauptmasse der Erzfüllung macht Goethit aus, der überwiegend Lagen zwischen 1 und 5 cm Dicke bildet (Proben 8 – 15). Die Schichtflächen an einzelnen Lagen sind meist scharf und manchmal wulstig-halbkugelig geformt. Sie stellen vermutlich Belastungsmarken dar. Diese sind bei dünn-schichtigen Wechsellagerungen von gröber körnigen Sedimenten mit primär wasserreichen pelitischen Sedimenten im Stillwasserbereich weit verbreitet. An Bruchflächen erscheint der Goethit glasig glänzend und von schwarzbrauner, manchmal auch von rötlich schwarzer Farbe. Der Schichtenaufbau der hydroxidischen Eisenerze (s. Abb. 6) lässt eine Wechsellagerung von drei unterschiedliche Ausbildungen erkennen:

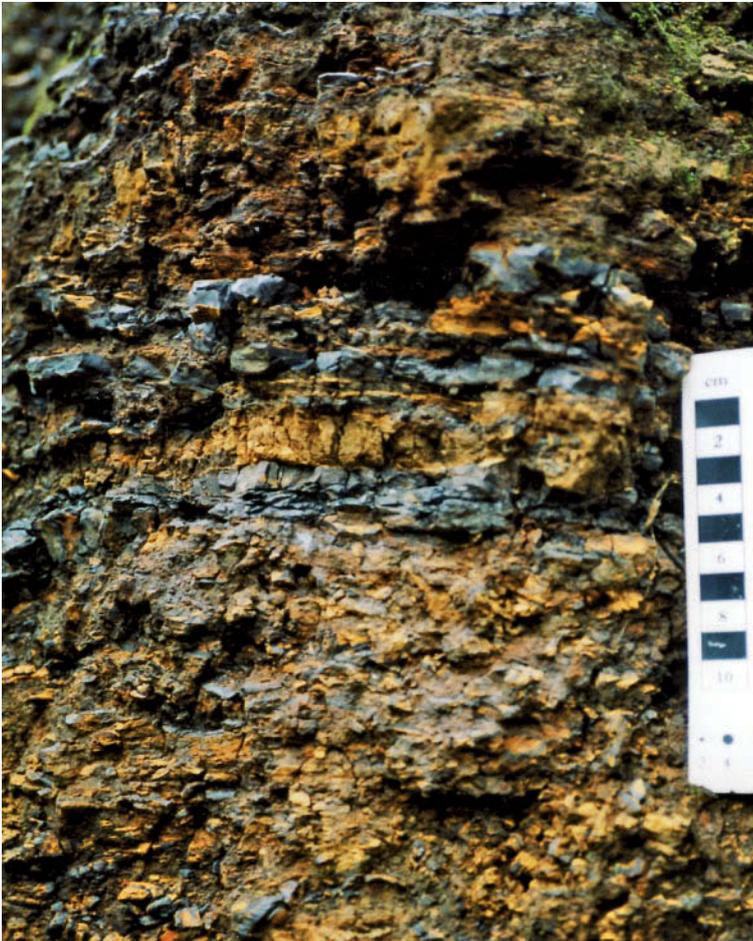


Abb. 6 Wechsellagerung von hydroxidischem Erz mit Ton- und Mulmlagen

Typ 1: Am kompakten Goethit deutet sich schon makroskopisch an Bruchflächen eine Feinschichtung an, die aber augenscheinlich nicht auf einem Materialwechsel beruht. Am polierten Anschlag (Probe 11/1) ist makroskopisch ein Aufbau aus 0,1 – 0,5 mm dicken Lagen zu beobachten (Taf. 1, Fig. 2). Sie sind meist strukturlos-dicht, lassen aber lagenweise auch rundliche, im Schleifrelief hohle Strukturen von ca. 0,1 mm Durchmesser erkennen.

Durch die Behandlung mit heißer Oxalsäure erfolgte eine partielle Lösung des Goethits. Die sich entwickelnde zonenweise Aufhellung des schwarzbraunen Goethits lässt eine Anreicherung von Silikatmineralen erkennen (Taf. 1, Fig. 3). Da körniger Quarz durch das Anätzen nicht sichtbar wurde, dürfte es sich um Tonminerale handeln, die – gemessen am Al_2O_3 -Gehalt (s. Tab. 2) – in sehr geringer Menge vorhanden sind. Die Prozedur macht die Feinschichtung und deren teilweise Deformation durch Sackungserscheinungen deutlich.

Völlig dicht erscheinende Goethit-Lagen zeigen mikroskopisch einen unterschiedlichen Gehalt an feinsten Partikeln wie traubige Pyritaggregate (Framboide), Pyritwürfel und einzelne aufgeblätterte Tonminerale. Darüber hinaus führt dieser Goethit keine weiteren dispers verteilten und optisch erkennbaren silikatischen Bestandteile. Dagegen zeigt die chemische Analyse (Tab. 2) einen sehr geringen SiO_2 /Silikatanteil.

Geochemie: Eine fein laminierte Goethit-Probe (Probe 11/1) wurde von HAUSER (2000) einer Mikrosonden-Analyse unterzogen. Das beispielhafte Diagramm eines der acht Messpunkte zeigt neben dem zu erwartenden Eisen-Peak (Fe) weitere Peaks, die sich den Elementen Zink, Mangan, Silizium, Kohlenstoff, Phosphor, Aluminium, Kalzium und Chlor zuordnen lassen (Abb. 7). Bemerkenswert ist, dass die an unterschiedlich farbigen Stellen der Lamination positionierten Messpunkte identische Ergebnisse erbracht haben: Die Lamination spiegelt keinen Materialwechsel wider.

Insgesamt sprechen die Feinschichtungsformen des Goethits vom Typ 1 für eine sedimentäre Entstehung dieser Erzlagen.

Typ 2: Bröselige, wenig verfestigte Schichten (Proben 11/7, 16/2, 19/2) treten als mm- bis cm-dicke Lagen zwischen den Goethit-Lagen auf. Ein Dünnschliff durch die Grenzfläche (Probe 11/7) zeigt schwach geschichteten, ansonsten strukturlosen Goethit, der in Goethit mit einem dicht gepackten zelligen Partikel-Gefüge übergeht (Taf. 1, Fig. 4). Es handelt sich um kantenrunde, hohle Körperchen von durchschnittlich 0,1 mm Durchmesser, die einen festen Verband oder als Endstadium der Entfestigung einen „Brösel“ bilden. Millimeterdünne Lagen solcher „Hohlkörperchen“ treten auch im geschichteten Goethit (Probe 11/1) auf. Es dürfte sich um ehemalige Siderit-Rhomboeder handeln, die randlich zu Goethit oxidiert sind und deren verbleibende Sideritkerne nachträglich weggelöst worden sind.

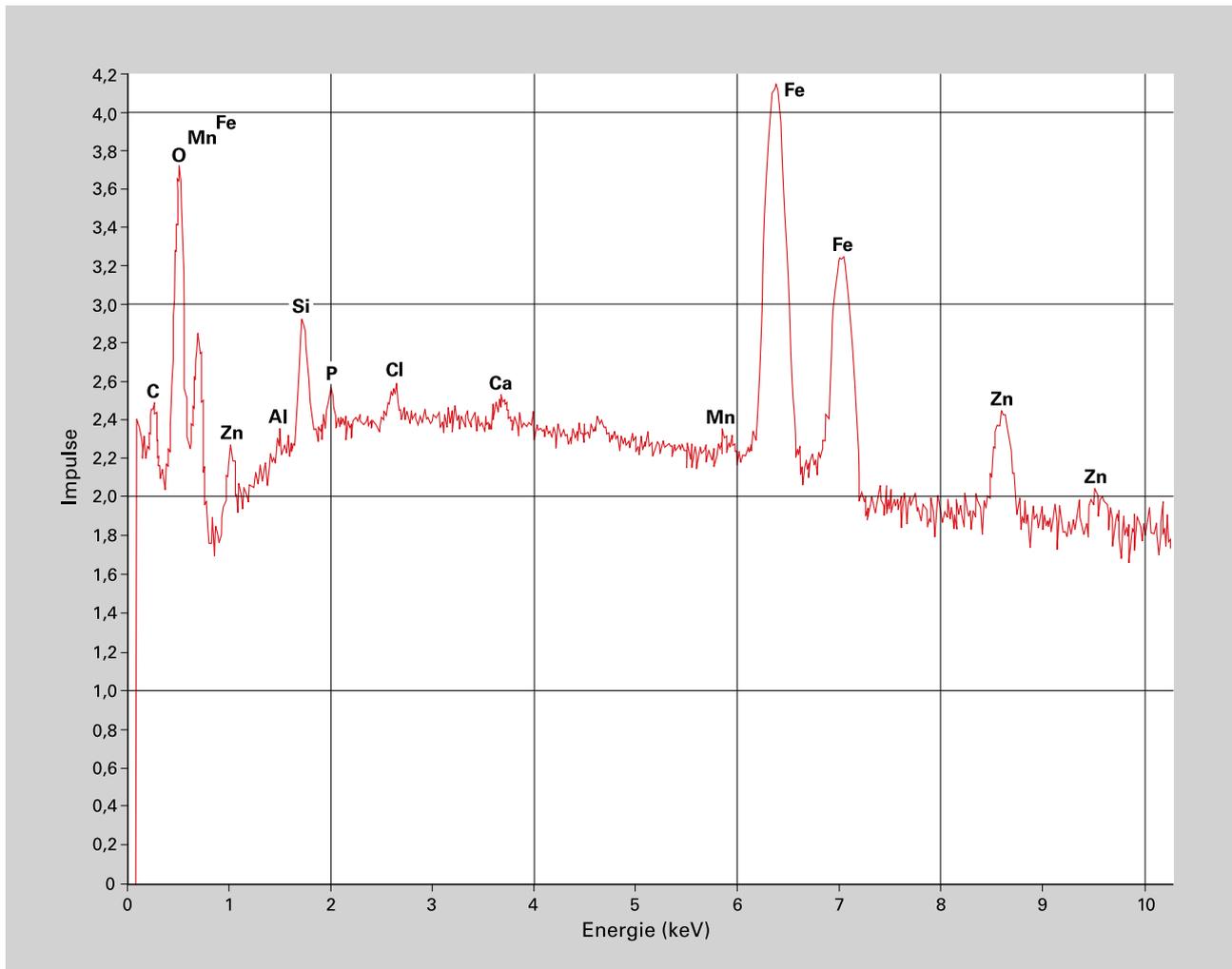


Abb. 7 Mikrosonden-Aufnahme (REM-EDX) einer Goethit-Probe (aus HAUSER 2000)

Typ 3: Feinkörnige, tonartige Lagen brauner bis schwärzlich brauner Färbung, oft auch farblich fein geschichtet, werden unter der Bezeichnung „Mulm“ geführt. Die braunen Lagen (Probe 19/4) bestehen aus einem Gemisch von überwiegend Goethit sowie Quarz und Illit. Die schwärzlich braunen Lagen (Probe 19/5) enthalten zusätzlich Chalcophanit ($\text{ZnMn}_3\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) und vermutlich auch Orientit ($\text{Ca}_2\text{Mn}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4$). Die Reflexe des Goethits im Diffraktogramm sind relativ breit und sprechen für einen geringen Kristallisationsgrad. Auch in diesen Proben fällt der sehr hohe Schwermetallgehalt auf (s. Tab. 2).

Geochemie: Die Untersuchungen an hydroxidischem Eisenerz ergaben noch höhere Gehalte an Zn und Pb als im karbonatischen Eisenerz. Positiv damit korreliert sind die Werte für Cd, Cu, Ni, Co, und As. Die höchsten Konzentrationen finden sich in der Mulm-Probe 19/5.

2.2.3 Andere Einlagerungen

Kieselgesteine in Lagen von 1,5 und 8 cm Dicke sind seltener, aber regelmäßiger Bestandteil der Wechselfolge hydroxidischer Eisenerze (Proben 13, 16/1, 19/1). Die untersuchte Kieselgesteinslage (Probe 13) ist frei von Kalzium und Magnesium und besteht zu 94 % aus Quarz, der Rest wird von Eisen, Kohlenstoff und Schwefel gebildet. Das Gestein zeigt im Dünnschliff, dass seine feinkörnige Struktur lediglich das Ergebnis einer Rekristallisation von vormalig amorpher oder kryptokristalliner Kieselsubstanz ist. Polierte Anschliffe zeigen einen ausgeprägten sedimentären Wechsel von laminierten und lagig-wolkigen Strukturen im mm-Bereich (Abb. 8). Im Dünnschliff sind in einer Lage bei stärkerer Vergrößerung schlauchförmige Pilzfäden und bakterienverdächtige Strukturen zu erkennen (frdl. Mitt. VOLKER WILDE, Frankfurt). Ob eine Ähnlichkeit dieser Kieselgesteinslagen mit den von KRETZSCHMAR (1982) beschriebenen Eisenkiesel-Stromatolithen aus dem Paläokarst des Warsteiner Massenkalks besteht, ist bislang nicht geklärt. Immerhin zeigt das Vorkommen von Pilzen im Höhlenrestraum seine Zugänglichkeit von der Erdoberfläche. Dieser Umstand berührt natürlich auch die entweder deszendente oder hydrothermal-aszendente Herkunft der Eisen und Kieselsäure enthaltenden Lösungen.

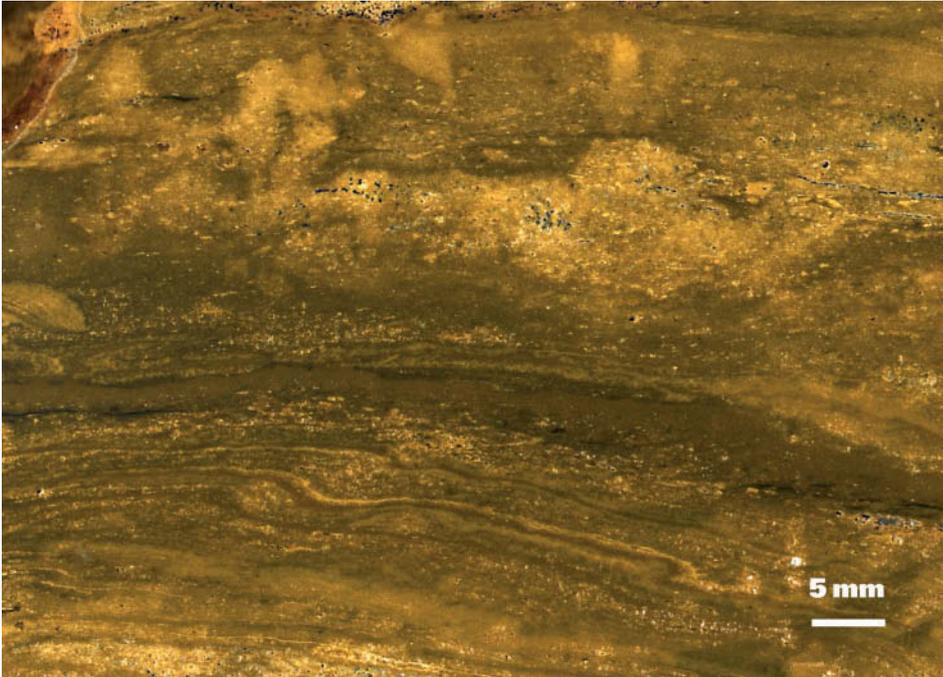


Abb. 8
Feingeschichtetes Kieselgestein aus der Goethit-Wechselagerung (Probe 13)

Als seltene Einschaltung in die Erzfüllung treten cm- bis dm-große rundliche Kalksteinbrocken mit weißer zersetzter Rinde auf. Sie werden, da ihre laterale Verlagerung innerhalb des Höhlenraums unwahrscheinlich ist, als abgestürzte Teile der Höhlendecke gedeutet. An der Nordseite des „Plateaus“ ist das „Blockwerk“ oberhalb der Eisenerzmasse der Beobachtung zugänglich. Es zeigt sich, dass die Kalksteinblöcke von den Schichten der Eisenerzmasse „umflossen“ werden.

An der Ostseite des „Plateaus“ ist zwischen den dortigen basalen Sideritbänken eine wenige Zentimeter dicke Lage (Probe 18/5) aus unverfestigtem Karbonatsand eingeschaltet. Sie führt Beimischungen von Ton, Schluff, Sand aus gerundeten Quarzkörnern, Schieferplättchen und mineralischen Bestandteilen wie doppelendigen Quarzkristallen sowie Pyrit- oder Bleiglanzkristallen. Das Sediment deutet auf karstinterne Umlagerungsvorgänge im Bereich der östlichen Randstörung.

3 Genese der Erz-/Sedimentfüllung

3.1 Vergleich mit bekannten Lagerstätten

3.1.1 Rheinisches Schiefergebirge

Eisenerzlagerstätten im Zusammenhang mit verkarsteten Kalksteinen, manche von großem wirtschaftlichem Wert, sind weltweit bekannt (BARDOSSY et al. 1989). Auch im Rheinischen Schiefergebirge sind sie verbreitet, aber näher bekannt sind bislang nur oberflächennahe Vorkommen. Sie sind von VIERSCHILLING (1910) als „Soonwald-Typ“ und später von BORCHERT (1978) im Zusammenhang mit analogen Manganerzvorkommen als „Typ Lindener Mark“ bezeichnet worden. Kennzeichnend für diese Lagerstätten sind Umwandlungen von Kalkstein in Siderit sowie Bildungen von Brauneisenstein in Spalten des Kalksteins und in begleitenden jüngeren Lockersedimenten.

Da diese Lagerstätten schon seit Jahrzehnten nicht mehr abgebaut werden, sind im deutschsprachigen Raum moderne Untersuchungen entsprechend rar (BRANNATH & SMYKATZ-KLOSS 1992). Einzig die Eisenmanganerzgrube „Dr. Geier“ bei Bingen/Rhein hat bis in die 1960er-Jahre produziert und ist von BOTKE (1969) beschrieben worden. Tertiärzeitliche Verwitterungsprozesse haben die an der tektonischen Grenzlinie zwischen devonischem Massenkalk und Hunsrückschiefer gelegenen Schiefer wie Karbonatgesteine erfasst. Insbesondere über die Bildung eisen- und manganreicher Verwitterungslösungen aus den angrenzenden Hunsrückschiefern kam es zu einer Akkumulation von Eisen- und Manganerzen in sandig-tonigen Dolinenfüllungen (SONNE 1957). Für die ausgeprägte Dolinenbildung wird Mischungskorrosion (BÖGLI 1964) der Grundwässer in Grenzbereich der Gesteinskörper verantwortlich gemacht.

3.1.2 Die Eisenerzlagerstätten der Oberpfalz (NE-Bayern)

Die kretazischen Eisenerzlagerstätten von Sulzbach-Rosenberg, Amberg und Auerbach können als Modellfall für das Wülfrather Vorkommen „Plateau“ dienen. Sie liegen in ausgedehnten Karsthohlformen von Kalkstein des Juras. Es handelt sich um eine schichtige, im limnisch-fluviatilen Milieu entstandene Verwitterungs-Konzentrations-Lagerstätte aus dem Zeitraum der höheren Unterkreide bis zum Unter-Cenomanium (GUDDEN 1984).

Die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Lagerstätte beschreiben ANDRITZKY & FRÖHLICH (1965) als eine grobe Wechsellagerung zwischen (sideritischem) Weißerz, tonigem Ockererz und rieseligem beziehungsweise derbem Braunerz. Das Ockererz zeigt eine wellige bis ebene Feinschichtung und lagenweisen Wechsel von verschieden ausgebildetem Limonit, während das derbe Braunerz (Goethit) in nierig-traubigen bis zellig-kavernösen Strukturen vorkommt. Ockererz und rieseliges Braunerz entsprechen dem Wülfrather „Mulm“ beziehungsweise „Brösel“.

Die Genese der Lagerstätten wird als eine „primäre, sedimentäre Wechsellagerung von Siderit und schichtigem Limonit aufgrund schwankender Eh-Bedingungen während der Sedimentation“ erklärt (ANDRITZKY & FRÖHLICH 1965). Die Bildung von massigem Limonit soll durch die Oxidation von primär ausgeschiedenem Weißerz in Form einer Hutbildung während kreidezeitlicher Hebungsphasen erfolgt sein.

Die physiko-chemischen Hintergründe der Entstehung Fe-haltiger Verwitterungslösungen unter einem „subtropischen“ Klima und die Bildung der Goethit- und Siderit-Ablagerung in trogartigen (Karst-)Seen sind eingehend von RUPPERT (1984) dargestellt und diskutiert worden.

3.2 Die geologischen Randbedingungen der Erzbildung in Wülfrath

Anders als bei den erwähnten oberflächennahen Eisenerz-Lagerstätten im Rheinischen Schiefergebirge und in der Oberpfalz ist das hier beschriebene Vorkommen in einem geschlossenen Karsthohlraum mehr als 200 m unterhalb der kreidezeitlichen Geländeoberfläche und auch weit unterhalb des damaligen Grundwasserspiegels entstanden. Bis zur Grundwasserabsenkung im Zuge des Kalksteinabbaus ist es vermutlich auch immer darunter geblieben. Im Folgenden soll weniger die Entstehung des Karsthohlraums als vielmehr die Genese seiner chemisch-sedimentären Füllung erörtert werden.

Die hydrologisch-sedimentologischen Bedingungen im unteren Teil des Gesamt-Karsthohlraumes sind in groben Zügen an seiner siliziklastischen Sedimentfüllung abzulesen (s. RIBBERT d. Bd., S. 25). Die mehrmalige Übereinanderfolge von tonigen und sandigen Sedimenten reflektiert Zeiten relativer Stillwasserbedingungen im Wechsel mit Episoden stärkerer Strömung, verbunden mit gröber klastischem Sedimenteintrag. Gemeinsam mit den Tonen sind auch größere Mengen von Pflanzenresten in Form von Holzkohle (Brandfusit) zur Ablagerung gekommen (s. DROZDZEWSKI et al. 1998). Nach der Verfüllung des Hauptraums dürfte der mit Eisenerz gefüllte Restraum nur noch über die östlich begrenzende Störung mit dem übrigen Karstsystem und möglicherweise auch mit der weit darüber liegenden Landoberfläche in Verbindung gestanden haben.

Eine vergleichbare feinschichtige Eisenerzbildung aus Goethit und Eisenmulm tritt auch im Karstsedimentvorkommen K des Wülfrather Steinbruchs auf (RIBBERT d. Bd., S. 17). Sie bildet dort gemeinsam mit geringmächtigen Tonsedimenten die Restfüllung des verbliebenen Hohlraums unmittelbar unterhalb der Höhlendecke. Ihre Mächtigkeit beträgt dort nur wenige Dezimeter.

Für den Bereich oberhalb der tief liegenden Karsthohlräume ist davon auszugehen, dass vor allem die nicht karbonatischen, paläozoischen Gesteine an der Geländeoberfläche gegen Ende des Mesozoikums einer intensiven Tiefenverwitterung unter einem warm-feuchten Klima ausgesetzt waren. Hier, wie auch in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, kam es zur Ausbildung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (FELIX-HENNINGSSEN 1990), im Folgenden kurz MTV oder auch Saprolith genannt. Reste der weiß verwitterten und stark entfestigten tonig-schluffigen Oberflächengesteine sind als Geröllkomponenten den von DROZDZEWSKI et al. (1998) beschriebenen Sandvorkommen beigemischt. Auch die Tonminerale der Peliteinschlaltungen der Erzbildungen (Proben 9/1 u. 9/2, 12) dürften wegen ihres Kaolinitgehaltes aus der MTV abzuleiten sein.

Wesentlich für die Verwitterungsvorgänge der MTV sind die Verwitterung eisenhaltiger Ausgangsminerale, der Lösungs-transport von Eisen (und Mangan) und deren Wiederausfällung. Der Transport ist bei der geringen Löslichkeit von oxidischen/hydroxidischen Eisenverbindungen nur unter ganz bestimmten physiko-chemischen Bedingungen möglich, wie RUPPERT (1984) eingehend erörtert hat. Im Fall des Wülfrather Vorkommens sind das in den benachbarten tonig-schluffigen paläozoischen Gesteinen verbreitete eisenhaltige Silikatmineral Chlorit sowie der in Tonsteinen fein verteilte Pyrit die Ausgangsminerale, die vor allem das Eisen geliefert haben.

3.3 Vorgänge bei der Erzbildung

Zwar steht eine limnisch-sedimentäre Entstehung des Wülfrather Vorkommens hier im Vordergrund (Modell 1), doch es kann nicht unerwähnt bleiben, dass auch andere Möglichkeiten in Betracht zu ziehen sind.

Modell 1: Verkürzt und in starker Anlehnung an die Ausführungen von RUPPERT (1984), ergibt sich folgende Deutung: Oberflächenwässer, die unter tropisch-humiden Bedingungen in einem vegetationsreichen Gebiet mit intensiver chemischer Gesteinsverwitterung entstehen, sind reich an Eisen, das unter Mithilfe organischer Substanzen komplex gelöst oder suspendiert ist. Im Kontakt mit dem Karstwasser kann der Eisengehalt primär als Eisen-oxid-hydroxid-Schlamm ausgefällt worden sein, solange oxidierende Bedingungen geherrscht haben. Erst nach dem Aufbrauch organischer Komponenten durch Oxidation kann es unter den dann reduzierenden Bedingungen mithilfe des Karbonatgehalts des Karstwassers zur Bildung eines Siderit-Sedimentes gekommen sein. Nach seiner Entstehung wurde es karstintern umgelagert und mit anderem Detritus vermischt. Ob die Bildung der Kieselgesteinsbänke ebenfalls durch gefällte Verwitterungslösungen erklärt werden kann, ist völlig offen und bedarf weiterer Untersuchungen.

Modell 2: Außer den eisenhaltigen Lösungen aus der chemischen Verwitterung der Tonsteine an der MTV kommt auch eine weitere Quelle für Metallgehalte in Betracht. Es ist bekannt, dass nahe der ehemaligen Geländeoberfläche, ziemlich genau oberhalb des hier beschriebenen Vorkommens, mittelalterlicher Bergbau umgegangen ist (LÜTSCH 1980). In der Grube „Emanuel“ soll eine Gangausfüllung aus Kalzit, Ankerit und Quarz mit Bleiglanzführung abgebaut worden sein. Vergleichbare Vererzungsreste – auch mit Zinkblende – sind ebenso auf Störungen innerhalb des jetzigen Kalksteinbruchs angetroffen worden (vgl. HECKMANN & BRANDSTÄTTER 2005, 2006). Sie gehören zu den Gangvererzungen des Velberter Erzbezirks (BÖKER 1906).

Je nachdem, ob die Gangvererzung prä-, syn- oder post-mittelkretazisch ist, ergeben sich unterschiedliche Deutungsmöglichkeiten. Im ersten Fall besteht die Möglichkeit, dass bei einer „Eiserner Hut“-Verwitterungsbildung aus den sulfidisch-karbonatischen Gang-Lagerstätten eisen- und schwermetallhaltige Lösungen dem Karstwasser zugeflossen sind. Die bei der oxidierenden Umsetzung einer Sulfidvererzung anfallenden schwefelsauren Wässer würden aber zur Bildung von Gips und auch zur Verhinderung der Sideritabscheidung geführt haben. Gips ist zwar in bestimmten Proben gefunden worden (HAUSER 2000), doch dürfte er eher rezent aus der Pyritverwitterung entstanden sein. Dagegen ist bei der Verwitterung einer reinen Siderit-Vererzung die Entstehung von nach Modell 1 ausfällbaren Eisenlösungen denkbar.

Es ist aber nicht erwiesen, dass eine hydrothermale Vererzung bereits vor der sandig-tonigen Höhlensedimentation in der mittleren Kreide vorhanden war (vgl. SCHAEFFER 1983). Unbewiesen ist allerdings auch, dass die Füllung des Höhlenrestraums unmittelbar nach der Ablagerung der Kreide-Sedimente erfolgt ist und nicht wesentlich später.

Zu einer syn- oder post-mittelkretazischen hydrothermalen Beeinflussung passt die Beobachtung, dass sowohl die kreidezeitlichen Tone des Sandvorkommens als auch die Eisenerze und Kieselgesteine des „Plateaus“ sehr stark überhöhte Gehalte an den Schwermetallen Blei und Zink führen (s. Tab. 1). Dies deutet auf eine gemeinsame Quelle des Metallgehalts für die Pelite des sandig-tonig gefüllten Höhlenraums **und** des Restraums mit den Eisensedimenten.

Da eine postkretazische hydrothermale Schwermetallzufuhr in den Eisenmineralen Goethit und Siderit ohne eine entsprechende gesteinsmäßig in Erscheinung tretende Mineralisation wenig wahrscheinlich ist, könnte der geochemische Befund auch für die unmittelbare Beeinflussung der gesamten Höhlensedimentation durch den gleichzeitigen Zutritt von Schwermetalle führenden Hydrothermen sprechen. Die Beobachtung, dass der Plattenkalk die älteste Höhlenfüllung ist (s. RIBBERT d. Bd., S. 20) und dass dieser dann später hydrothermal beeinflusst worden ist, passt in dieses Szenario.

4 Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse der sedimentologischen, mineralogischen und geochemischen Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen.

- Die Eisenbildungen füllen den Restraum eines Paläokarst-Hohlraums, der mit mittelkretazischen Sedimenten gefüllt ist.
- Die Eisenbildungen sind fein geschichtet bis in den Mikrobereich hinein; sie wechsellagern mit tonigen Ablagerungen ihres aquatischen Ablagerungsraums.
- Die Eisenminerale treten in zwei Formen, nämlich als Siderit und als Goethit, auf.
- Der Siderit ist anhand seiner Sedimentstrukturen als ein im aquatischen Milieu abgelagertes Sediment zu erkennen.
- Mikroskopische Untersuchungen deuten darauf hin, dass der Goethit zumindest teilweise aus primär abgelagertem Siderit hervorgegangen ist.
- Ausgehend von einem vergleichbaren Vorkommen in der Oberpfalz, werden die mineralischen Eisenbildungen als karstinterne Fällungsprodukte von eisenreichen Verwitterungslösungen eines warm-humiden Klimaeinflusses gedeutet.
- Ein synsedimentärer hydrothermalen Einfluss ist diskutabel.

Dank: Für die geochemische Untersuchung der Erzsedimente ist Dr. BURKHARD LUER (ehem. Geologischer Dienst NRW) zu danken. Die Röntgenbeugungsanalysen steuerte Dr. H. GRÜNHAGEN (vormals Geologisches Landesamt NRW) bei.

5 Literatur

- ANDRITZKY, G.; FRÖHLICH, F. (1965): Mineralogische und geochemische Untersuchungen an den kretazischen Eisenerzlagerstätten von Auerbach, Sulzbach-Rosenberg und Amberg in der Oberpfalz. – N. Jb. Min., Abh., **104**: 53 – 92; Stuttgart.
- BARDOSSY, G.; FUCHS, Y.; GLAZEK, J. (1989): Iron ore deposits in paleokarst. – In: BOSAK, P.; FORD, D. C.; GLAZEK, J.; HORACEK, I. [Hrsg.]: Paleokarst, a systematic and regional review. – 725 S.; Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo (Elsevier).
- BÖGLI, A. (1964): Mischungskorrosion – ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. – Erdkunde, **8**: 83 – 92; Bonn.
- BÖKER, H. E. (1906): Die Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden und einigen angrenzenden Gebieten. – Glückauf, **1906**: 1065 – 1083, 11 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BOTTKE, H. (1969): Die Eisenmanganerze der Grube Dr. Geier bei Bingen/Rhein als Verwitterungsbildungen des Mangans vom Typ Lindener Mark. – Mineral. Deposita, **4**: 355 – 367; Berlin.
- BORCHERT, H. (1978): Lagerstättenkunde des Mangans. Genese, Prospektion, Möglichkeiten der Erschließung. – 160 S., 37 Abb., 15 Tab.; Essen (Glückauf).
- BRANNATH, A.; SMYKATZ-KLOSS, W. (1992): Mineralogische Untersuchungen an einigen hessischen Mangan-Eisenerzvorkommen. – Chemie der Erde, **52**: 3 – 31; Jena (Elsevier).
- DROZDZEWSKI, G.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; LANGE, F.G.; OESTERREICH, B.; RIBBERT, K.-H.; VOIGT, S.; WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **44**: 53 – 66; München.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: IX + 192 S., 77 Abb., 53 Tab.; Berlin [u. a.].
- GUDDEN, H. (1984): Zur Entstehung der nordostbayerischen Kreide-Eisenerzlagerstätten. – Geol. Jb., **D 66**: 3 – 49; Hannover.
- HAUSER, M. (2000): Mineralogische Untersuchungen an Fe-reichen Sedimenten aus dem Paläokarstgebiet von Wülfrath. – Dipl.-Arb. **Teil 1**: 46 S., 18 Abb., 13 Tab.; Karlsruhe – [unveröff.].

- HECKMANN, H.; BRANDSTÄTTER, F. (2005, 2006): Der Kalksteinbruch Rohdenhaus bei Wülfrath und seine Mineralien. – Teil 1: Mineralien-Welt, **16/6**: 28 – 47; Teil 2, Mineralien-Welt, **17/1**: 18 – 37; Haltern.
- HOEFS, J. (1987): Stable Isotope Geochemistry. – 241 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- LÜTSCH, R.-U. (1980): Der Velberter Bergbau und das Bergrevier Werden. – 253 S., 85 Abb., 18 Kt., 5 Tab., 2 Beil.; Velbert.
- KRETZSCHMAR, M. (1982): Fossile Pilze in Eisen-Stromatolithen von Warstein (Rheinisches Schiefergebirge). – FACIES, **7**: 237 – 260; Erlangen.
- RIBBERT, K.-H. (2011): Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk des Steinbruchs Wülfrath-Rohdenhaus (Bergisches Land, Nordrhein-Westfalen). – scriptum, **20**: 9 – 22, 13 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- RUPPERT, H. (1984): Physiko-chemische Betrachtungen zur Entstehung der Kreide-Eisenerz-Lagerstätten in Nordost-Bayern. – Geol. Jb., **D 66**: 51 – 75; Hannover.
- SCHAEFFER, F. (1983): Vererzungen in karbonischen und tertiären Sedimenten bei Velbert (Niederbergisches Land) – eine Zeitmarke für die saxonische Mineralisation des Rheinischen Schiefergebirges. – Zt. dt. geol. Ges., **134**: 225 – 245, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SONNE, V. (1958): Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstensaum des nordwestlichen Mainzer Beckens. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 281 – 315; Wiesbaden.
- VIERCHILLING, A. (1910): Die Eisen- und Manganerzlagerstätten im Hunsrück und Soonwald. – Z. prakt. Geol., **18** (11/12): 393 – 431, 23 Abb., 1 Taf., 1 Kt.; Berlin.
- VIEHOFEN, A.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; FRIIS, E. A. (2008): Inflorescences and flowers of *Mauldinia angustiloba* sp. nov. (Lauraceae) from middle Cretaceous karst infillings in the Rhenish Massif, Germany. – Int. J. Plant Sci., **169**: 871 – 889; Chicago.

Zusammenfassung

Der devonische Massenkalk von Wülfrath ist in der Erdvergangenheit zu unterschiedlichen Zeiten von Verkarstung, genauer von Paläoverkarstung mit beträchtlicher Hohlraumbildung und anschließender Sedimenteinfüllung, betroffen worden. Die stark schematisierte Schnittdarstellung des Wülfrather Raumes zeigt die Lage der entsprechenden Bildungsbereiche in der Kreidezeit und im Tertiär (s. Abb. 1). Es kann klar unterschieden werden zwischen einem älteren Tiefenkarst ohne größere Verbindung mit der Erdoberfläche und einem jüngeren, von der Erdoberfläche ausgehenden und verfüllten Karst.

Der älteste und zugleich größte Hohlraum ist während der mittleren Kreide-Zeit mit sandigen und tonigen Sedimenten befüllt worden. Auf der kreidezeitlichen Landoberfläche verwitterte paläozoische Ton- und Schluffsteine einerseits und gut sortierte Quarzsande andererseits belegen die intensive chemische Zersetzung der Gesteine und den Sandfernttransport auf der über der Höhle liegenden Landoberfläche. Aber es sind nicht nur diese Sedimente, sondern es sind auch beträchtliche Reste der damaligen Pflanzenvegetation als Reste eines Waldbrandes in die Karsthöhle gelangt. Die Höhle selbst ist in einer Zeit vor der mittleren Kreide entstanden. Wie das geschah, entweder durch versinkendes Niederschlagswasser (Grundwasser) oder unter Beteiligung von unten aufsteigender heißer Hydrothermen, ist nicht endgültig geklärt.

Nach der Verfüllung der Höhle ist in der Nähe einer zerklüfteten Störungszone ein Hohlraum verblieben, der mit ganz anderen Sedimenten gefüllt worden ist. Es sind geschichtete Ablagerungen aus den Eisenmineralen Siderit und Goethit, wobei vermutet werden muss, dass der Goethit aus der Umwandlung des Siderits entstanden ist. Bei dieser Höhlenfüllung stehen sich wie bei der Höhlenentstehung zwei Deutungsmöglichkeiten gegenüber. Auch wenn eine Entstehung aus eisenhaltigen Verwitterungslösungen der alten Landoberfläche vorgezogen wird, ist nicht auszuschließen, dass auch hydrothermale Prozesse, und sei es nur die Verwitterung einer präexistente Erzlagerstätte, an der Entstehung beteiligt sind.

Das hohe Alter der bislang beschriebenen Höhlensedimente bringt es mit sich, dass auch weit zurückliegende tektonische Gebirgsbewegungen diese betroffen haben. Dies zeigt sich an einer Verstellung der ehemals horizontal im Karstwasser abgelagerten Eisenerzschichten, noch deutlicher aber an Stauchungs- und Faltenbildungen in Tonschichten der sandgefüllten Höhle. Die tektonische Beanspruchung dürfte saxonischen Gebirgsbewegungen in der jüngeren Kreide oder im Tertiär zuzuordnen sein.

Einen weiteren Typ von Paläokarst-Höhlenfüllungen stellen die plattigen Kalksteine dar. Folgt man der Sedimentabfolge in einem der Vorkommen, so müssen die Plattenkalksteine das älteste Höhlensediment des Wülfrather Paläokarsts sein. Viele dieser Kalksteine sind Korngrößengradient und an den groben Körnern, insbesondere an den Krinoiden, ist ihre Herkunft aus zersetztem Massenkalk zu erkennen. Dies fällt nicht schwer, denn der Massenkalk wird zum guten Teil aus den kalkigen Bruchstücken riffbewohnender Lebewesen aufgebaut.

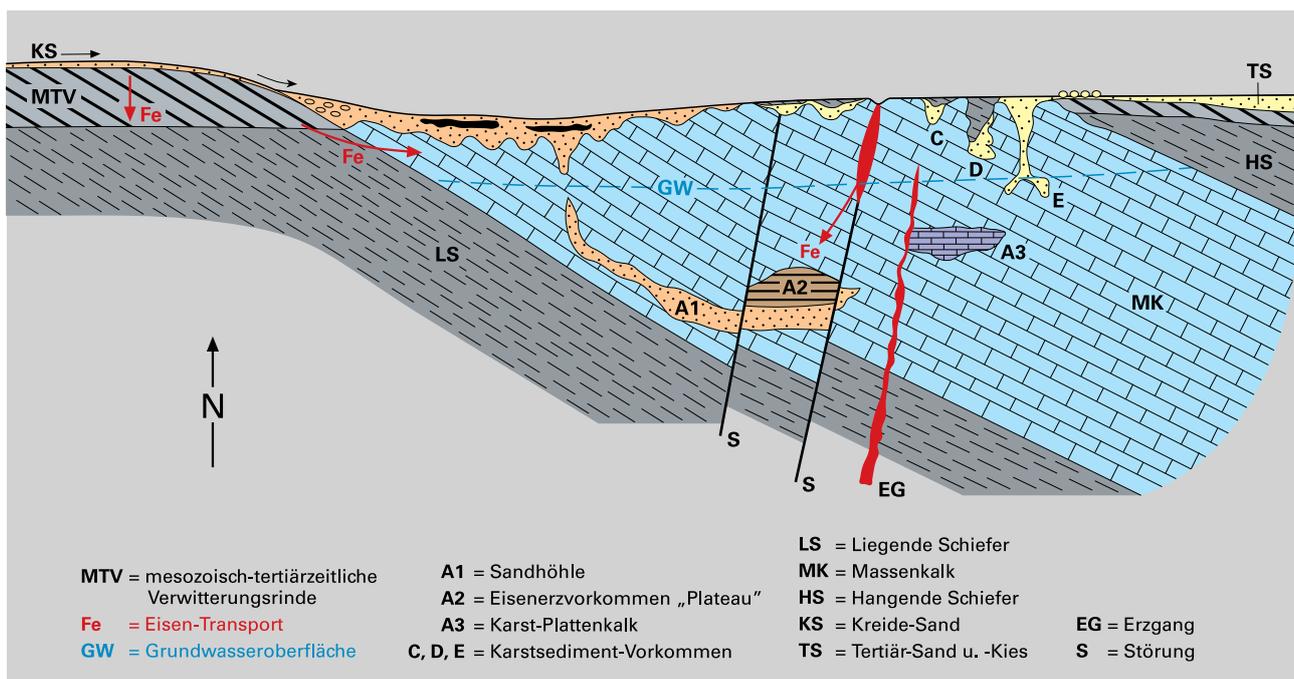


Abb. 1 Synoptischer Fazieschnitt durch den paläoverkarsteten Massenkalk von Wülfrath (Bergisches Land), stark schematisiert, ohne Maßstab.

Schwieriger ist es dagegen, den Zersetzungsprozess, der von einem festen Kalkgestein zu einem mürben und gebleichten Kalk oder sogar zu einem Pulver aus Kalzitkristallen führt, zu erklären. Sicher ist, dass Wasser Kalkstein nicht nur lösen kann, sondern auch den Zusammenhalt der den Kalkstein aufbauenden Kalzitkristalle zerstören kann. Dabei bleibt der Chemismus unverändert, das heißt, ein hydrothermaler Einfluss ist in diesem Fall wenig wahrscheinlich. In anderen Fällen zeigt der minimale Schwermetallgehalt des zersetzten Massenkalks einen leichten hydrothermalen Einfluss an.

In Wülfrath sind die plattigen Kalksteine von einer hydrothermalen Vererzung betroffen. Folgt man der Vorstellung, dass die Plattenkalke das älteste Paläokarst-Höhlsediment sind, so kann zumindest diese hydrothermale Phase nicht an der Höhlenbildung beteiligt sein. Es bleibt aber die Möglichkeit offen, dass sie die dem Plattenkalk nachfolgende Sedimentation, also diejenige in der Sand-/Eisenerz-Höhle beeinflusst hat.

Die im späten Mesozoikum begonnenen Höhlen- und Sedimentbildungen setzen sich in der Tertiär-Zeit fort. Es sind sowohl Ablagerungen des auf die Rheinische Masse vorstoßenden Oligozän-Meeres als auch Quarzkiese des fluviatilen Geschehens auf der Rheinischen Masse. Dabei deutet die Vermischung von solchen Quarzkiesen mit marin transportierten Kreide-Feuersteinen auf die Anwesenheit einer oligozänzeitlichen Küstenlinie.

Nimmt man die im Karstvorkommen K vorgefundene Sedimentsäule als Richtschnur, so lässt sich die zeitliche Abfolge der Vorgänge im Tiefenkarst wie folgt skizzieren. An Anfang steht die vor oder in der mittleren Kreide erfolgte Raumbildung. Die entstandenen Hohlräume sind zunächst mit karstinternen karbonatdetritischen Sedimenten in Form der Plattenkalke befüllt worden, bevor in der mittleren Kreide von der Erdoberfläche Sande, Tone und Brandfusite nachfolgten. Es schließt sich eine Phase an, in der Tone, Schluffe und unverfestigte Karbonatsande zur Ablagerung kamen. Im Karstvorkommen E stehen sie im Zusammenhang mit alttertiärzeitlichen Meeressanden. Die verbliebenen Karst-Resträume sind später mit eisenmineralischen Bildungen plombiert worden.

Zu den jüngeren oberflächennahen Karstsedimenten gehören Rotlehme und Braunkohlen. Sie sind während der Denudation der kreidezeitlichen Tiefenverwitterungsrinde entstanden. Beide Ablagerungen bezeugen das tertiärzeitliche heiße Klima, das sowohl die Entstehung von Terra-Rossa-Bodenbildungen als auch das Wachsen eines tropischen Sumpfwaldes begünstigte.

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen
(ehemals Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen)
ISSN 1430-5267

In dieser Reihe bisher erschienen:

Heft 1

75 S., 5 Abb.; Krefeld 1996

GERT MICHEL; ULRICH ADAMS; GEORG SCHOLLMAYER: Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Eine Bibliographie zur regionalen Hydrogeologie

Best.-Nr. 8000 € 7,-

Heft 1 ist auch als Datei mit einem dazugehörigen Installationsprogramm auf Diskette erhältlich. Die digitale Fassung ist geeignet für alle PCs, die mit einer MS-WINDOWS-Version ab 3.1 ausgestattet sind.

Heft und Diskette:

Best.-Nr. 8002 € 12,-

Heft 2

83 S., 34 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Krefeld 1997

Fünf Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Best.-Nr. 8003 € 7,-

Heft 3

94 S., 23 Abb., 27 Tab., 12 Taf., 10 Anl.; Krefeld 1998

REINHOLD STROTSMANN: Hydrologische Auswirkungen der Siedlungsentwicklung auf den Wasserkreislauf der Stadt Krefeld (1800 – 1995)

Best.-Nr. 8004 € 7,-

Heft 4

85 S., 30 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Krefeld 1999

Vier Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Best.-Nr. 8005 € 7,-

Heft 5

57 S., 23 Abb., 6 Tab.; Krefeld 1999

Zwei Beiträge zur Hydrogeologie

Best.-Nr. 8006 € 7,-

Heft 6

53 S., 21 Abb., 5 Tab.; Krefeld 2000

Kies- und Sandgewinnung – Fachbeiträge zur Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen

Best.-Nr. 8007 vergriffen

Heft 7

127 S., 24 Abb., 17 Tab., 6 Kt.; Krefeld 2000

Stoffbestand, Eigenschaften und räumliche Verbreitung urban-industrieller Böden – Ergebnisse aus dem Projekt Stadtbodenkartierung Oberhausen-Brücktorviertel –

Best.-Nr. 8008 € 7,-

Heft 8

115 S., 54 Abb., 1 Tab.; Krefeld 2001

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer.

Best.-Nr. 8009 € 7,-

Heft 9

166 S., 127 Abb., 6 Tab., 3 S. Anh.; Krefeld 2002

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Tagungsband

Best.-Nr. 8010 € 9,50

Heft 10

113 S., 10 Abb., 9 Tab., 13 Anl.; Krefeld 2003

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Best.-Nr. 8011 € 7,-

Heft 11

131 S., 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 66 S. Anh.; Krefeld 2004

Geologie und Paläontologie an der TENP2-Erdgastrasse in der Nordeifel (Nordrhein-Westfalen)

Best.-Nr. 8012 € 7,-

Heft 12

53 S., 25 Abb., 16 Tab.; Krefeld 2004

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Nordrhein-Westfalens

Best.-Nr. 8013 € 7,-

Heft 13

120 S., 75 Abb., 7 Tab., 2 Taf. in der Anl.; Krefeld 2005

Der tiefere Untergrund der Niederrheinischen Bucht – Ergebnisse eines Tiefbohrprogramms im Rheinischen Braunkohlenrevier –

Best.-Nr. 8014 € 11,50

Heft 14

160 S., zahlr. Abb. u. Tab., viele Arbeitsbl.; Krefeld 2007

Geologie macht Schule. Themen für den Unterricht

Best.-Nr. 8015 € 11,50

Heft 15

113 S., 195 Abb., 3 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld 2007

Auf den Spuren des Bergbaus in Dortmund-Syburg. Forschungen und Grabungen am Nordwesthang des Sybergs von 1986 – 2006

Best.-Nr. 8016 vergriffen

Heft 16

49 S., 53 Abb.; Krefeld 2007

Hydrogeologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen

Best.-Nr. 8017 € 11,50

Heft 17

72 S., 58 Abb., 6 Tab.; Krefeld 2008

Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht

Best.-Nr. 8018 € 11,50

Heft 18

44 S., 23 Abb., 4 Tab.; Krefeld 2009

Zwei Beiträge zur Geologie des zentralen und des südlichen Münsterlandes

Best.-Nr. 8019 € 9,-

Heft 19

56 S., 33 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld 2010

Drei Beiträge zur Geologie im Oberkarbon zwischen Essen-Kupferdreh und Velbert, Niederbergisches Land

Best.-Nr. 8020 € 9,-

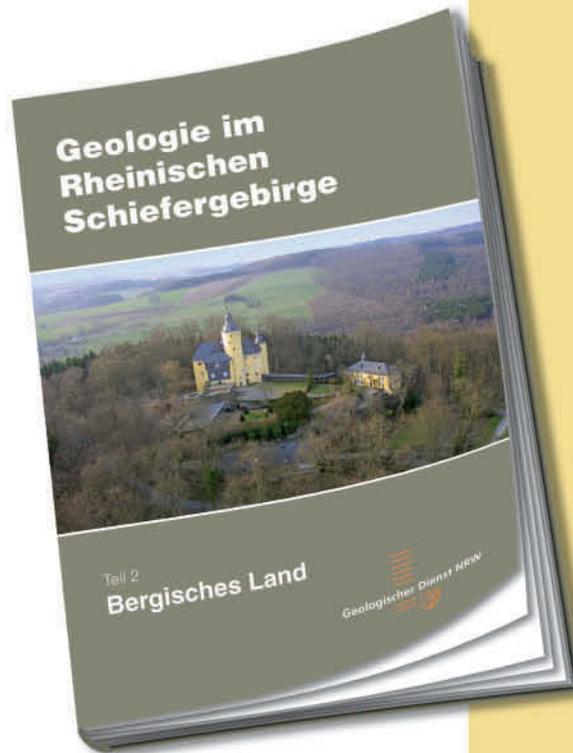
Die Hefte sind zu beziehen beim Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, Postfach 10 07 63, 47707 Krefeld, Fon 02151 897-210 oder -212, Fax 02151 897-428

Vorschau

Geologie im Rheinischen Schiefergebirge

Teil 2

Bergisches Land



Die Monografie „Geologie im Rheinischen Schiefergebirge – Teil 2: Bergisches Land“ ist in Bearbeitung. Es ist der fünfte Band geologischer Regionalbeschreibungen, die vom Geologischen Dienst NRW herausgegeben werden. Diese Bände sind jeweils der Geologie einer Landschaft gewidmet, die durch eine einheitliche erdgeschichtliche Vergangenheit geprägt ist.

Die Monografie „Geologie im Rheinischen Schiefergebirge“ ist wegen der Größe des Gebietes und der Vielfalt der dort anzutreffenden geologischen Verhältnisse dreigeteilt, und zwar rechtsrheinisch in das Bergische Land, dem sich der neue Band widmet, sowie das Sauer- und Siegerland (in Planung) und linksrheinisch die Nordeifel.

Das Buch beschreibt die abwechslungsreiche Geologie des Bergischen Landes ebenso wie die Rohstoffe, das Grundwasser, die Böden und herausragende Geotope in diesem Raum. Abgerundet wird das Ganze durch eine Auflistung geowissenschaftlicher Einrichtungen in der Region, ein ausführliches, weiterführendes Literaturverzeichnis sowie ein kurzes Glossar.

Bisher sind Regionalbeschreibungen zum Niederrhein, Münsterland, zum Weser- und Osnabrücker Bergland sowie zur Nordeifel erschienen.



