Geol. Paläont. Westf.	41	5 – 25	5 Abb. 2 Tab. 3 Taf.	Münster Dezember 1995

Zur Ausbildung, Entstehung und Altersstellung von Karstfüllungen im Massenkalk bei Hemer (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge)

Claus-Dieter Clausen & Reinhold Roth*

Massenkalk, Karstschlottenfüllungen, Terra-rossa- und Terra-fusca-Relikte, hämatitführende gradierte Kalksandsteinsequenzen, Detrituskalksteine, Fließerden, Verkieselung, Vererzung, apo- bis telemagmatisch (Prä- bis Altoligozän, Miozän, Pleistozän)

Rheinisches Schiefergebirge, Sauerland (TK 25: 4612 Iserlohn), Nordrhein-Westfalen

K u r z f a s s u n g : Schlottenfüllungen aus einem Massenkalksteinbruch bei Hemer werden petrographisch klassifiziert. Der tiefere Abschnitt besteht aus hämatitführenden gradierten Kalksandsteinen, grauen und bunten Tonsteinen, Detrituskalksteinen und Calcitlagen. Diese Sedimente enthalten keine Leitfossilien. Geomorphologische und klimatologische Aspekte machen ihre Einstufung in das Präoligozän wahrscheinlich. Die bunten Tone lassen sich als Rückstandstone einer fossilen Kalksteinverwitterung deuten (Terra-rossa-Relikte). Die hämatitführenden Kalksteine sind aus zahlreichen gradierten Sequenzen aufgebaut. Diese kamen durch Schwereseigerung aus vielen kleinen, in einen wassergefüllten Karstraum eingeschwemmten Suspensionsströmen zustande. Der höhere Abschnitt enthält tonig-lehmige Fließerden, welche im Altpleistozän die Resthohlräume der Schlotten ausfüllten. Terra-rossa- und Terra-fusca-Relikte wurden von den Fließerden aufgearbeitet und vermischten sich mit ihnen. Die tertiären Sedimente wurden im Oligozän oder Altmiozän von schwermetallhaltigen niedrigthermalen Wässern durchdrungen. Hierauf weisen aus Kupferkies und Pyrit bestehende Knollen sowie Barytlagen und verkieselte Bänke hin.

[Petrography, genesis and age of karst fillings in the massive limestone at Hemer (Sauerland, Rhenish Slate Mountains)]

A b s t r a c t : Karst fillings of a massive limestone quarry at Hemer are classified petrographically. The lower part consists of hematite - bearing graded calcarenites, coloured mudstones, detrital limestones and calcite layers. No index fossils could be found in these sediments. However, geomorphological as well as climatological aspects confirm a Preoligocene age. The coloured mudstones can be interpreted as residual clays due to limestone weathering (terra rossa relics). The hematite - bearing calcarenites are built up by numerous graded sequences. These sequences took place by gravity segregation of many small suspension currents, which accumulated in a water-filled karst cavity. The upper part consists of argillaceous to loamy mudstones, which replenished the residual karst cavities during the Lower Pleistocene. Hereby the underlying terra rossa and terra fusca relics were reworked. During the Oligocene or Lower Miocene the Tertiary sediments were impregnated by low thermal waters, rich in heavy metals. Ore nodules consisting of chalcopyrite and pyrite as well as baryte and silicified beds point towards this fact.

* Anschriften der Verfasser:
Dr.C. D. Clausen, Dr. R. Roth, Geologisches Landesamt NRW, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld

Inhaltsverzeichnis

Seite

1. Einführung 6

2. Übersicht über die Hohlraumfüllungen im Steinbruch Hemer-Oese (Abb. 1) 7

3. Makro- und mikroskopische Beschreibung der Locker- und Festgesteinssedimente 8
   3.1 Beschreibung von Profil 1 (Abb. 2) 8
   3.2 Beschreibung von Profil 2 (Abb. 4) 12

4. Genese der Sedimente 13
   4.1 Hämatitführende Festgesteine 13
   4.2 Quarz- und Calcitbänke 15
   4.3 Terra-rossa-Relikte 15
   4.4 Quartäre Ablagerungen 16

5. Altersstellung der Sedimente und Erzvorkommen 16

6. Genetische Aussagen zur Kupfervererzung 17

7. Danksagung 17

8. Literatur 17

Dem Andenken an Werner Wirth (1921-1986) gewidmet, dem einfallsreichen und unermüdlichen Karstforscher, welcher die moderne Grundlage für Morphologie, Paläogeographie und Altersstellung des Karstes im Iserlohner Großraum schuf.

„ ... plombierte Karstformen sind gegen weitere Karsteinflüsse immun, wobei eine gewisse abdichtende Wirkung gegen außen sicher auch noch der unmittelbar dem Massenkalk aufsitzenden Terra-fusca-Decke mit ihrer lehmig-tonigen Bodenart zukommt.“ (W. WIRTH 1970: 582)

1. Einführung

Ein durchschnittlich 1 km breiter Massenkalkzug erstreckt sich am Nordflügel des Remscheid-Altenaer Sattels in W-E-Richtung zwischen Hohenlimburg und Deilinghofen. Er wird nach Süden hin von silikatischen Honsel-Schichten unter-, nach Norden hin von bunten Sedimenten des Oberdevons überlagert. Ein landschaftsmorphologisches Querprofil durch diese Schichtenfolge zeigt zwei randlich aufragende, bewaldete Höhenrücken, zwischen die um mehr als 100 m die hochtalähnliche Denudationsfläche des Massenkalkes eingetieft ist. Diese Verebnung ist den in verschiedenen Erdperioden (zuletzt im Tertiär) auftretenden tropischen, wechselfeuchten Klimaverhältnissen zu verdanken. Eine chemische Verwitterung herrschte vor. Hingegen besaß im Pleistozän die physikalische Verwitterung das Hauptgewicht: Die Kalksteine erwiesen sich seit Beginn der Eiszeiten als sehr verwitterungsresistent.

Die Karstgenese des Iserlohner Massenkalkes wurde durch den hohen Reinheitsgrad der Kalksteine begünstigt. Erosion und Korrosion wirkten gemeinsam auf denjenigen Teil des Kalksteinkörpers ein, der zwischen Geländeoberkante und dem tiefsten Grundwasserstand lag. Ausgehend von Spalten, Rissen und Fugen entstanden Hohlräume, die entsprechend abwärts gerichteter Bewegungen des Grundwasserspiegels mehreren Karstsystemen in verschiedenen Stockwerken angehören. Oberflächennahe Hohlräume wurden mit Sedimenten ausgefüllt (WIRTH 1964, 1970, 1976).

Nordöstlich Hemer zwischen den Ortschaften Höcklingsen und Apricke befindet sich am Übergang zum Östricher Kalk und zu bituminösen bänderigen Tonsteinen des Oberdevons ein aufgelassener Massenkalksteinbruch (R 34 16310, H 56 96270). Nach HEINKE (1978) treten dort hellgraue Korallen- und Stromatoporenkalksteine, ferner schwarze, bituminöse, schwefelkiesreiche Korallenkalksteine sowie Riffschuttbrekzien auf. Es handelt sich überwiegend um Vorriffablagerungen in einem flachen Meeresbereich, die nach der Klassi-

fikation von KREBS (1974) der detritischen Stromatoporen-Echinodermen-Fazies und der *Stachyodes*-Fazies zugerechnet werden können. Die Kalksteine umfassen schwerpunktmäßig das höchste Mitteldevon, überschreiten aber noch die Mittel/Oberdevongrenze. Das Riff starb in der mittleren *asymmetricus*-Zone ab. Durch Abbauarbeiten auf der oberen Steinbruchsohle (+ 300 m NN) des Steinbruchs Hemer-Oese wurden in den siebziger Jahren mehrere Schlottenfüllungen freigelegt, deren Ausbildung und besondere klimagesteuerten Entstehungsbedingungen im Folgenden beschrieben werden.

2. Übersicht über die Hohlraumfüllungen im Steinbruch Hemer-Oese (Abb. 1)

Die Hohlraumfüllungen decken zusammen etwa eine Fläche von 2000 m² ab. Die vertikale Erstreckung beträgt etwa 7 m. Die freigelegten vier Hohlräume bildeten vermutlich ein zusammenhängendes Höhlensystem, das heute mit Fest- und Lockergesteinen vollständig ausgefüllt ist (vgl. Abb. 1). Die ehemalige Höhlendecke ist heute teils abgetragen (Profile 2 und 4), teils erhalten geblieben. Die Profile 1 und 2 bieten den vollständigsten Einblick in die Schichtenfolge und wurden daher näher untersucht.

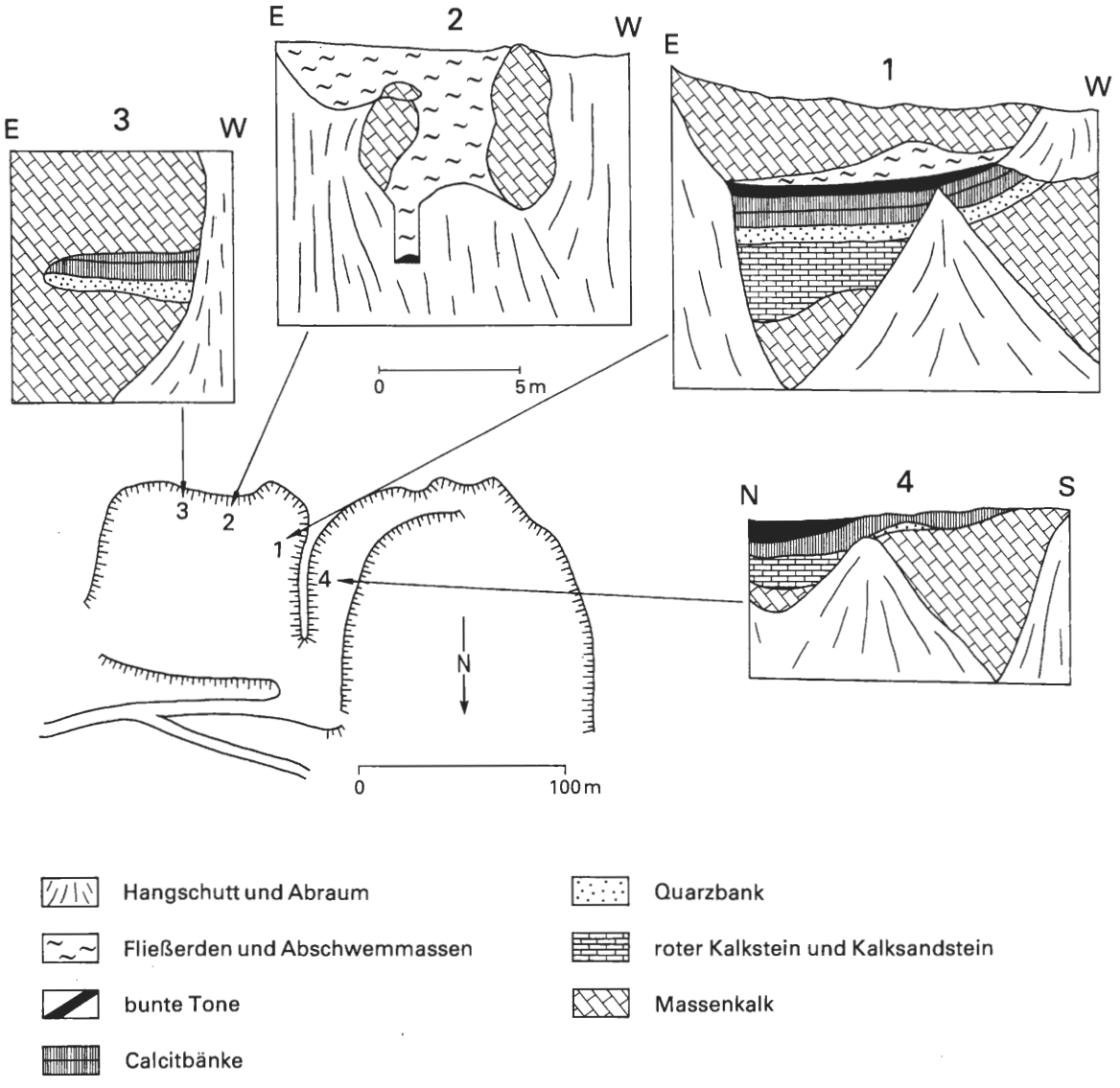


Abb. 1 Übersicht über Lage und Größe der im Steinbruch Hemer-Oese freigelegten Hohlraumfüllungen (Stand 1976)

3. Makro- und mikroskopische Beschreibung der Locker- und Festgesteinssedimente

3.1 Beschreibung von Profil 1 (Abb. 2)

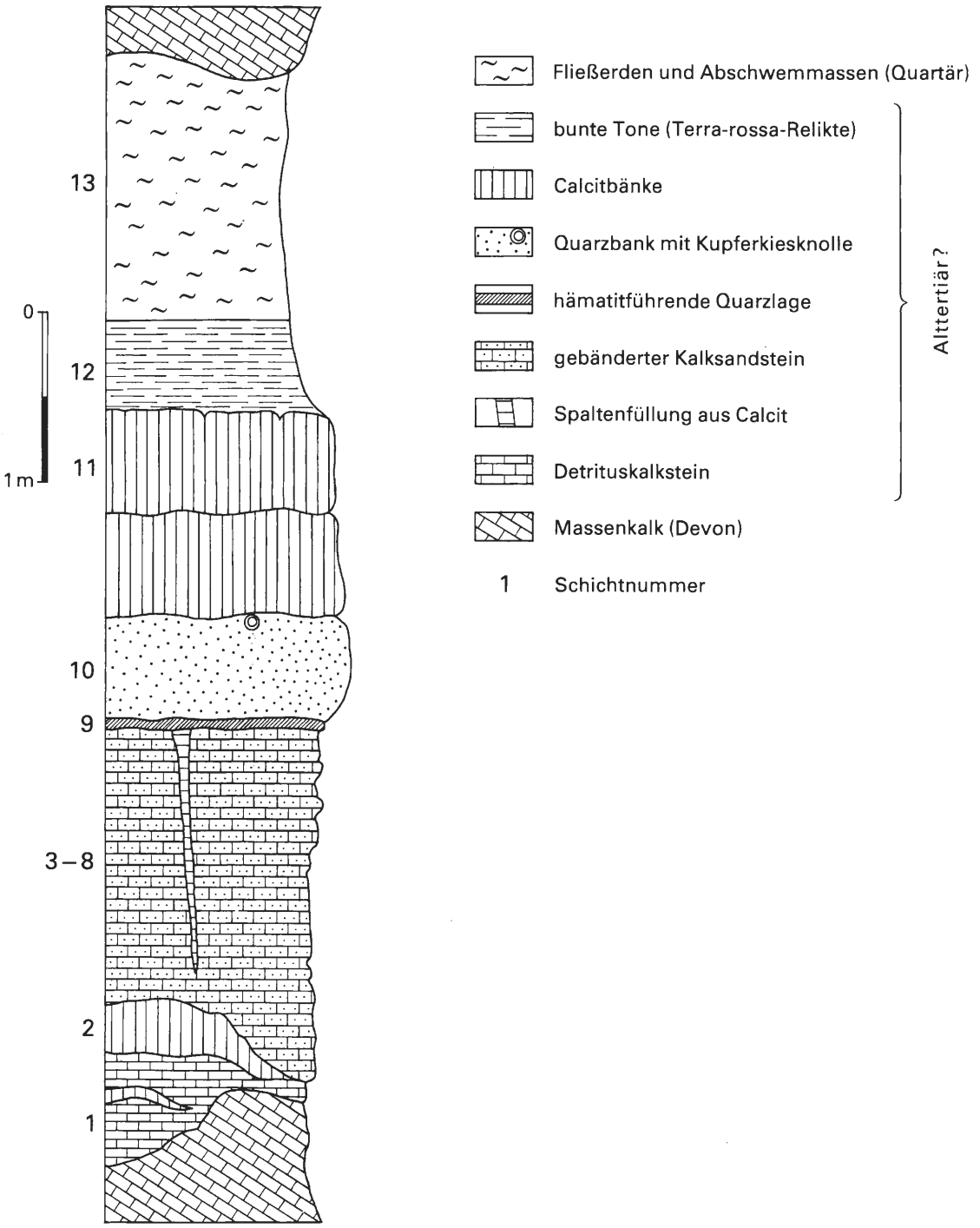


Abb. 2 Stratigraphische Abfolge und petrographische Charakterisierung der Hohlraumfüllungen in Profil 1

Die mehr als 6 m mächtige, aus verfestigten und unverfestigten Sedimenten bestehende Füllung läßt sich vom Hangenden zum Liegenden in drei Einheiten unterteilen:

– ca. 1,9 m Abschwemmassen, Solifluktionslehme und Tone (Schicht 12 – 14)

– ca. 1,6 m Calcit- und Quarzbänke (Schicht 10 – 11)

– ca. 2,6 m hämatitführende, gebänderte Sedimente, Calcitlagen und Detrituskalksteine (Schicht 1 – 9)

Die tiefere Einheit setzt mit einem max. 65 cm mächtigen dunkelroten sparitischen Detrituskalkstein (Schicht 1) über der Massenkalk-Unterlage ein. Dabei wurden Unregelmäßigkeiten auf der stark verkarsteten Oberfläche ausgeglichen. Rote Trübe ist vom auflagernden Sediment in die Trennflächen des Massenkalks eingedrungen und hat die obersten 10 cm rot gefärbt. Der abgerollte Calcitfragmente und ankorrodierte Quarze enthaltende Detrituskalkstein (Taf. 2: Fig. 3) ist meist gut geschichtet. Bereichsweise lassen sich Schrägschichtungsblätter beobachten. Eingelagert ist eine halbmondförmige, sigmoidal gebogene Calcitlinse. Da sich die überlagernden Sedimente völlig an die wellige Oberfläche der Linse anschmiegen, kann man davon ausgehen, daß diese synsedimentär in situ gebildet wurde. Eine weitere, bis zu 30 cm mächtige Linse (Schicht 2) folgt über dem Detrituskalkstein. Darüber bilden 1,6 bis 2,0 m mächtige rote, feingebänderte Kalksandsteinlagen den Hauptanteil der tieferen Einheit (Schicht 3 bis 8). Das Sedimentpaket setzt sich aus unzähligen gradierten Sequenzen zusammen, deren Mächtigkeiten zwischen Bruchteilen von Millimetern und 7 cm schwanken. Jede Sequenz besteht aus zwei Anteilen: Der untere ist grau, weißgrau bis weißrosa gefärbt und enthält Quarze (bis 60 - 70 µm Größe) und Calcitaggregate. Er kann als Schluff- bis Feinsandstein bezeichnet werden. Der obere ist braun, braunrot bis rot und enthält Goethit, Hämatit und Quarz (bis 20 µm Größe). Innerhalb jeder Sequenz besteht ein Kornverfeinerungstrend der Quarzfraktion zum Hangenden hin (fining upward; Taf. 1: Fig. 1 bis 5). Der Hämatitgehalt ist weitgehend auf den oberen feinkörnigeren Sequenzanteil beschränkt. Dadurch lassen sich die einzelnen Sequenzen sehr leicht voneinander unterscheiden und abgrenzen. Korngröße und Hämatitgehalt sind mithin umgekehrt proportional. Der weißgraue grobkörnige untere Sequenzanteil enthält große Calcitaggregate. Diese nehmen in Richtung auf den roten feinkörnigen Bereich schnell an Größe und Zahl ab. Korngröße und Carbonatgehalt sind direkt proportional. Die schwankenden Carbonatgehalte in Tabelle 1 weisen auf die mengenmäßig unterschiedliche Beteiligung der unteren und oberen Sequenzanteile in den analysierten Proben hin.

Tabelle 1: Ermittlung des Carbonat- und Kohlenstoffgehaltes

Proben-Nr.	C_{ges} [%]	CO_2 [%]	$CaCO_3$ [%]	C_{CO3}	Corg* [%]
1	10,80	37,80	86,10	10,30	0,5
8	5,51	19,49	44,32	5,31	<0,5
12	2,34	4,34	9,85	1,18	1,16
15a	0,88	1,79	4,06	0,49	<0,5
15b	5,30	16,34	37,14	4,46	0,84
22	2,94	9,06	20,60	2,47	<0,5
23b	3,63	12,12	27,56	3,31	<0,5
23c	4,54	14,93	33,94	4,07	0,53
23d	4,89	15,71	35,71	4,28	0,61
29	2,04	6,84	15,56	1,87	<0,5
34a	2,85	9,97	22,66	2,72	<0,5
34(1)	3,33	11,83	26,89	3,23	<0,5
34(2)	11,37	44,30	100,00	12,08	–

*Corg als Differenz von Cges und C_{CO3} [CO2 nach Scheibler]

Völlig aus dem Rahmen fallen die Proben 1 und 34(2). Die erhöhten Carbonatgehalte in Probe 1 (86,1 %) deuten auf die Nähe des basalen Massenkalkes hin (vgl. Abb. 2). Die untersuchte Probe lagert der Kalksteinbasis unmittelbar auf und gleicht Unregelmäßigkeiten auf deren stark verkarsteter Oberfläche aus. Rote Trübe ist vom auflagernden Sediment her in die Trennfugen des Massenkalks eingedrungen und hat die oberen zehn Zentimeter des Kalksteins rotgefärbt.
Probe 34 stammt vom rechten Schlottenrand (Profil 1 in Abb. 1).
Rechts vom zentralen Schuttkegel sind die roten Kalksandsteine weitgehend ausgekeilt. Sie lagern dort dem Massenkalk auf und werden selber von der Quarzbank überschichtet. Probe 34(2) (100 % CaCO3) entspricht dem basalen, ebenfalls wie in Probe 1 von Hämatitlösungen wolkenartig durchtränkten Massenkalk (Taf. 1: Fig. 6). Probe 34(1) leitet zu der hangenden, durch einen lagigen Aufbau von Calcit, Quarz und Hämatit gekennzeichneten Quarzlage über (vgl. Taf. 2: Fig. 1 u. 2; Taf. 3: Fig. 1 u. 4).
Einige Bänke enthalten kohlige Schmitzen. Dies spiegelt sich im Corg-Anteil dieser Proben wider (z.B. Probe 12 auf Tab. 1). FeO- und Fe2O3-Gehalte sind bei allen Sequenzen ziemlich gleich und schwanken in engen Grenzen (vgl. Tab. 2).

Tabelle 2: Ermittlung des FeO- und Fe2O3-Gehaltes

Proben-Nr.	FeO [Gew.-%]	Fe2O3 [Gew.-%]
1	0,11	0,22
8	0,14	0,97
12	0,18	1,10
15	0,07	0,65
22	0,07	0,95
23b	0,06	0,50
23c	0,05	0,49
23d	0,06	0,59
29	0,07	1,21
34	0,07	1,13
34a	0,09	1,66

Der sehr geringe Fe_2O_3-Gehalt bei Probe 1 (0,22 %) läßt sich so deuten, daß der für das Zustandekommen der hangenden Bänke übliche Mechanismus der fortwährenden Einspülung rötlicher Suspensionsströme dort noch nicht begonnen hatte.

Die aus Probe 1 (vgl. Taf. 2: Fig. 3) beschriebenen horizontweise angereicherten „Calcitaugen" (= abgerollte Calcitfragmente) können als Beginn der im Hangenden der Probe dominierenden rhythmischen Sequenzen gewertet werden.

Eine laminare Parallelschichtung ist ausgeprägt, jedoch können besonders die Begrenzungslinien der einzelnen Sequenzen auffallend unregelmäßig verlaufen. Dies wird durch synsedimentär eingestreute Calcitrelikte verursacht, welche Ausbuchtungen, Einsackungen und Ausdünnungen im Substrat hervorrufen (Miniload casts; Taf. 1: Fig. 3). Das Gegenstück hierzu bilden synsedimentäre Carbonatkonzentrationen, welche durch fortwährende Kalkanlagerung die hangenden Schichten nach oben aufwölben (Taf. 1: Fig. 4). Darüberhinaus liegen einige Sequenzen erosionsdiskordant auf der nächsttieferen und greifen unterschiedlich tief in die Unterlage hinein. Schichtung ist in einigen Fällen an dem gehäuften Auftreten von Calcitdetrituslagen und bis zu 1,5 cm langen Crinoidenstielgliedern zu erkennen. Die letzteren ragen bei Anwitterung aus dem Gesteinsverband heraus. Unregelmäßig gestaltete, vermutlich durch Fortlösung entstandene Hohlräume weisen mit Brauneisen und Hämatit ausgekleidete Wandungen auf. Die laminaren Schichtflächen sind mit Dendriten besetzt. Fließ- und Rutschfalten im mm- bis cm-Bereich überlagern gelegentlich die laminare Schichtung (Taf. 1: Fig. 2; Taf. 3: Fig. 3). Die tiefere Einheit schließt mit einem 7 cm mächtigen, durch dünne Quarz- und Calcitlagen geschichteten hämatitführenden Horizont ab (Schicht 9; Taf. 1: Fig. 3; Taf. 2: Fig. 1 + 2; Taf. 3: Fig. 1 + 4). Dieser stellt den Übergang zwischen den hämatitführenden rhythmischen Sequenzen im Liegenden und der schon zur mittleren Einheit gehörenden 50 cm mächtigen Quarzbank (Schicht 10) im Hangenden dar. Die Quarzlagen in Schicht 9 können als Vorläufer der mächtigen Quarzausscheidung der Schicht 10 angesehen werden.

Die mittlere Einheit besteht in ihrem tieferen Teil aus einer 50 cm mächtigen, mürben, weißbräunlichen Quarzbank (Schicht 10) mit bis zu 2 mm großen Quarzkomponenten und mit von Quarzkristallen ausgekleideten Drusenhohlräumen. Darüber folgen in einer Mächtigkeit von 110 cm zwei graubraune grobprismatische Calcitbänke (Schicht 11), in die in einer anderen, außerhalb des beschriebenen Profils gelegenen Schlotte gelbliche schluffige Tonsteine eingelagert sind.

Am Übergang der Quarzbank in die untere Calcitbank konnte eine große schalenförmige Kupferkiesknolle geborgen werden. Sie ist an einen der oben beschriebenen Drusenhohlräume gebunden und zeichnet mit ihrer bogenartig gewölbten Schale die Außenbegrenzung des ehemaligen Hohlraumes nach. Die Knolle ist konzentrisch-lagig aufgebaut und besteht aus Primärsulfiden (Kupferkies, Pyrit) und deren Verwitterungsmineralen (Kupferglanz, Malachit, Goethit). Der Aufbau geht aus Abbildung 3 hervor:

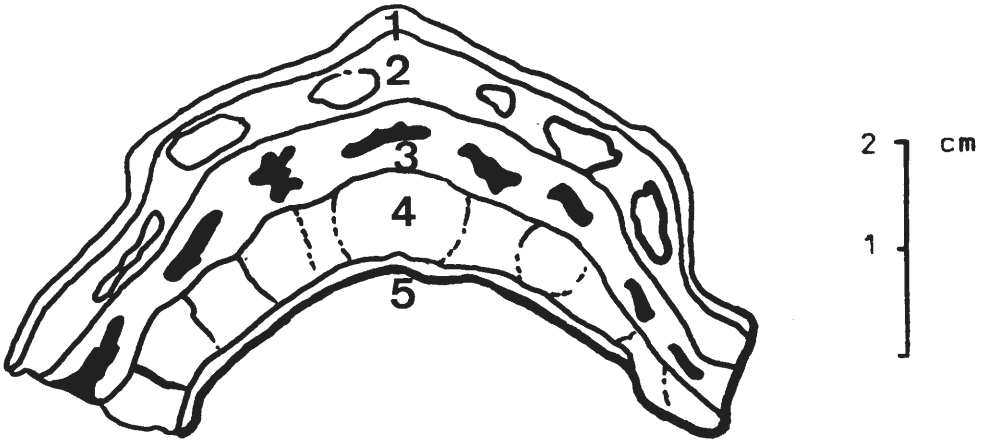


Abb. 3 Übersicht über den lagenförmigen Aufbau der Kupfererzknolle. Die Zahlen kennzeichnen die im Text beschriebenen Lagen 1 bis 5.

Lage 1 Max. 3 mm mächtige Außenrinde aus gelb- bis rostbraunem, zellig-porösem Goethit, welcher von strahlig-stengeligen, ca. 1 bis 2 mm breiten Malachitaggregaten durchspießt wird.

Lage 2 4 - 5 mm mächtige Kupferkieslage, welche in unterschiedlich große Einzelaggregate aufgelöst ist. Der Kupferkies ist bereichsweise von einem 20 - 30 µm dünnen Saum aus Kupferglanz umgeben. Der Kupferkies wird weitgehend durch Goethit und Malachit verdrängt.

Lage 3 7 mm mächtige Zwischenschicht aus Goethit und Malachit mit im Schichtverlauf gestreckten Hohlräumen, welche größtenteils mit idiomorphen Goethitkristallen ausgekleidet und mit strahligen Malachitaggregaten ausgefüllt sind.

Lage 4 8 mm mächtige Kupferkieslage. Verdrängung des Kupferkieses durch Goethit und Malachit.

Lage 5 max. 3 mm mächtige Innenrinde aus Goethit und strahlig-stengeligen Malachitaggregaten.

Pyrit ist in verschiedenen Lagen nur in wenigen unverwitterten Körnern vorhanden. Meist sind die Kristalle unter Beibehaltung ihrer Form in Eisenhydroxid umgewandelt.

Die höhere Einheit besteht aus basalen bunten Tonen (Schicht 12), die von tonig-lehmigen Fließerden und Abschwemmassen überlagert werden (Schicht 13 und 14). Eine ausführliche Beschreibung dieser Lockergesteine findet sich in Kap. 3.2.

3.2 Beschreibung von Profil 2 (Abb. 4)

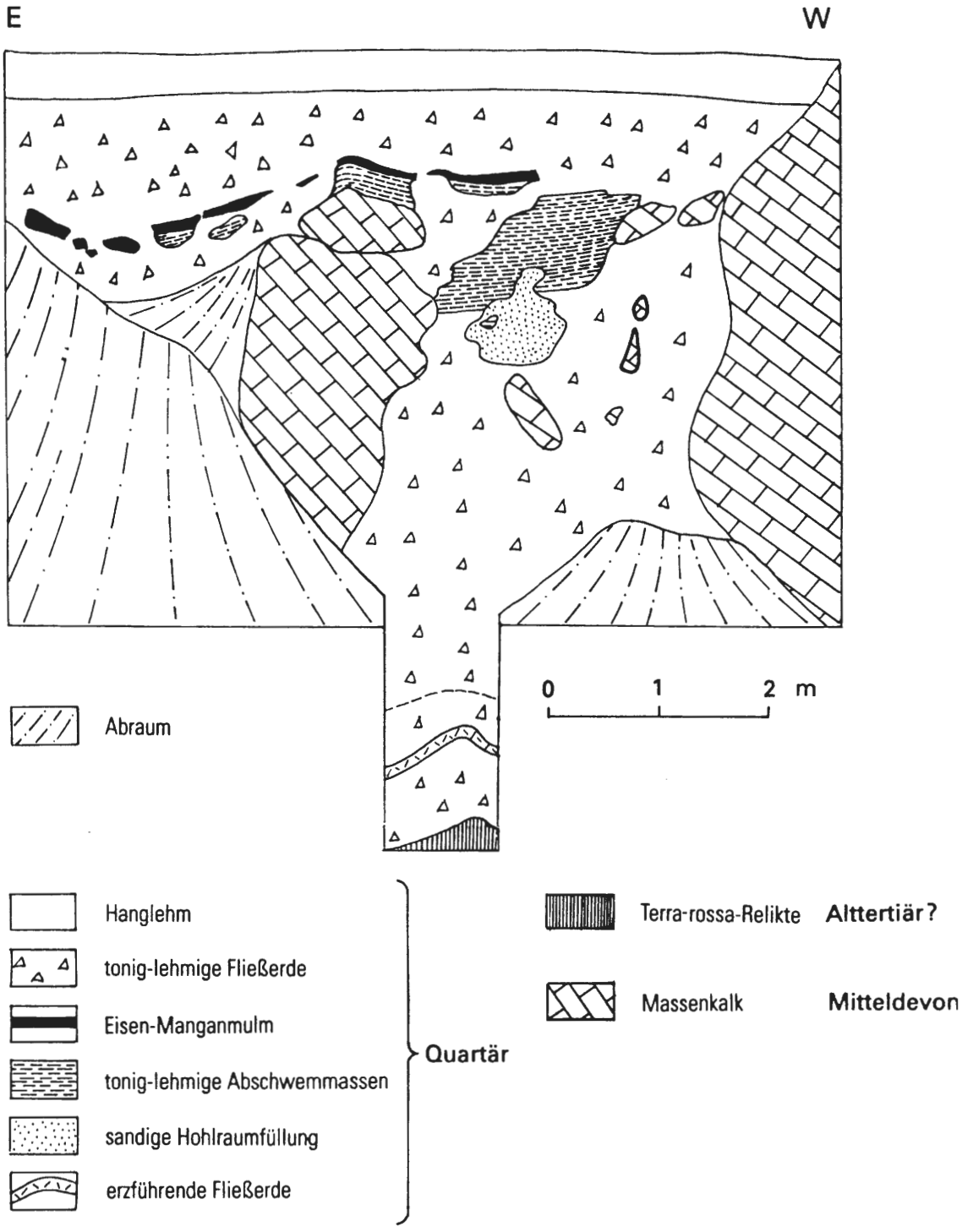


Abb. 4 Stratigraphische Abfolge und petrographische Charakterisierung der Hohlraumfüllungen in Profil 2

Die ältesten Ablagerungen dieser Lockergesteinsfolge bestehen aus Terra-rossa-Relikten. Es handelt sich hierbei um sehr reine bunte Tone. Unter den Farben überwiegt dunkelrot (2,5 YR 5/6) mit hellgrüner Aderung. Untergeordnet treten gelbbraune Farben (2,5 Y 6/4) auf. Die Tone besitzen ein ausgesprochen dichtes Kohärentgefüge und neigen bei ausreichender Durchfeuchtung zum Fließen, was dazu führte, daß im Aufschlußbereich ein Teil der quartären Lockergesteinsmassen über den als Gleithorizont dienenden Tonen abgerutscht ist.

Über den Tonen folgen quartäre Ablagerungen, die größtenteils von tonig-lehmigen Fließerden gestellt werden. Es sind meist ungeschichtete Sedimente aus steinig-grusigem, tonigem Lehm mit wechselnden Anteilen an schluffigem Lehm oder lehmigem Ton. Die Farben liegen zwischen gelblichbraun, blaßbraun und bräunlichgelb. Meist liegt ein dichtes Kohärentgefüge vor. Bei den gröberen Komponenten handelt es sich überwiegend um Tonsteinschutt, der stellenweise in dunkelroten, braunen oder grauen schluffig-tonigen Lehm zersetzt ist. Daneben treten innerhalb der Fließerden Kalkstein- und Kalkspatbrocken auf, von denen einige mit schwarzen mulmigen Eisen-Mangan-Überzügen bedeckt sind.

In einer ca. 20 cm mächtigen Lage im unteren Bereich der Fließerden findet sich ein erhöhter Anteil an Brocken von hämatitischen und limonitischen Quarzen. Ein Teil dieser Relikte erinnert an die hämatitführende Quarzlage im Hangenden der roten Festgesteine des Profils 1. Im mittleren Bereich der tonig-lehmigen Fließerden treten Reste von tonig-lehmigen Abschwemmassen auf, die in einzelne eckig begrenzte Schollen zerlegt sind. Hierbei handelt es sich um eine gut geschichtete Wechsellagerung aus schluffigem Lehm, schluffig-tonigem Lehm und tonigem Lehm mit einzelnen sandigen Lagen. Die Farben liegen zwischen braun und kräftig braun. Es ist ein dichtes Polyedergefüge entwickelt. Das Hangende dieser Wechsellagerung bildet eine 5 - 10 cm mächtige Lage aus einem sehr lockeren schwarzen Mulm. Dieser Horizont ist in einzelne Schollen zerrissen und ausgedünnt.

Ebenfalls im mittleren Bereich der Schichtenfolge tritt ein unregelmäßig rundlich begrenzter Sandkörper auf, der sowohl Fließerden als auch Abschwemmassen diskordant schneidet und somit jünger ist. Bodenartlich handelt es sich hierbei um einen schluffig-lehmigen Feinsand. Der gelblichbraune Sand zeigt ein lockeres Kohärentgefüge. Stellenweise sind ihm kleinere Schollen des darüberliegenden Materials eingelagert. Den obersten Teil der Schichtenfolge bildet ein brauner Hanglehm aus steinig-grusigem, lehmigem Schluff bis schluffigem Lehm. Dieser besitzt ein lockeres Subpolyedergefüge. Die Terra-rossa-Relikte erreichen Tongehalte bis zu 91,6 Gew.-%. Es überwiegen Illite und Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Minerale. Kaolinit kommt nur in Spuren vor. Daneben treten Quarz und 5 Gew.-% Hämatit auf. Hämatit ist für die Rotfärbung verantwortlich. Die quartäre Schichtenfolge zeichnet sich durch eine Illit-Dominanz und durch das häufige Auftreten eines Kaolin-Minerals aus, bei dem es sich um Halloysit handeln könnte. Bei den Sanden tritt dieses Mineral deutlich zurück. Daneben kommen Quarz und Goethit vor (7 - 12 Gew.-%). Der schwarze Eisen-Manganmulm besteht aus einem Gemenge von Goethit (18 Gew.-%), röntgenamorphen Manganverbindungen (17 Gew.-% Mn_2O_3), Illit und Quarz (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt NRW).

4. Genese der Sedimente

4.1 Hämatitführende Festgesteine

Die besonders in Profil 1 so auffälligen rhythmischen Sequenzen sind sehr gleichartig aufgebaut, jedoch unterschiedlich mächtig. Da Lieferort und Materialzusammensetzung über längere Zeit vermutlich gleich geblieben sind, kann man nicht davon ausgehen, daß eine Zufuhr von feinkörnigem, rotem Material von einem kurzperiodisch schwankenden Grobkorntransport überlagert und unterbrochen wurde, wie das bei Überlagerungsrhythmiten der Fall ist (FÜCHTBAUER et al. 1988). Auch handelt es sich nicht um alternierende Rhythmite (ab..ab..ab) mit einer immer wiederkehrenden Wechsellagerung zweier ganz unterschiedlicher Substrate a und b. Die Sequenzen sind vielmehr durch Schwereseigerung aus zahlreichen kleinen Suspensionsströmen entstanden. Diesen lagen immer wiederkehrende, unterschiedlich lang einwirkende Events zugrunde. Wahrscheinlich können sie auf wolkenbruchartige Niederschläge zurückgeführt werden, deren Wassermassen an der Landoberfläche rasch abflossen und dabei Bodenmaterial mit sich rissen und als Suspensionsströme in die Karsthohlräume einspülten. Dort setzte sich das Schwemmaterial in einem wassergefüllten Hohlraum ab: An der Basis jeder gradierten Sequenz schlugen sich die grobkörnigeren Quarz- und Calcitklasten nieder, am Top die feinkörnige rote Trübe. Mitgerissene und eingespülte Quarze, Calcitfragmente und Fossilrelikte reicherten sich gelegentlich besonders an und bildeten Detrituslagen. Darüberhinaus finden sich immer wieder singuläre Litho- und Bioklastika.

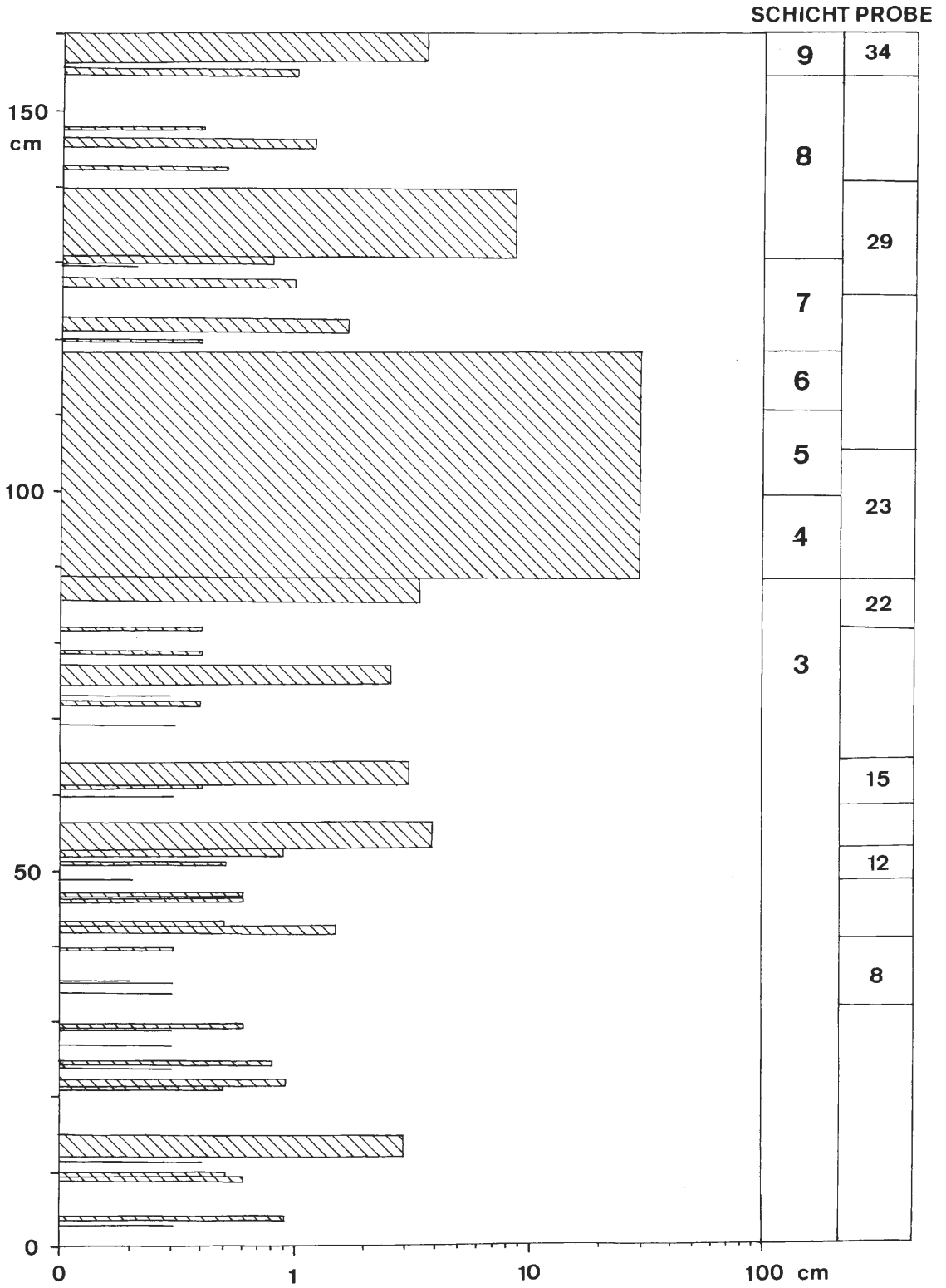


Abb. 5 Übersicht über Mächtigkeit (cm) der gradierten hämatitführenden Sedimente in den Schichten 3 bis 9 des Profils 1

Abszisse: Mächtigkeit (cm) der gradierten Lage

Ordinate: Verbreitung (cm) der gradierten Lagen (= stratigraphische Höhe über Schicht 2)

Die Mächtigkeit der einzelnen Sequenzen (vgl. Abb. 5) steht in einem direkten Zusammenhang zum Massentransport und zur Heftigkeit und Dauer der Wolkenbrüche. Damit erlauben diese Sedimente grobe Rückschlüsse auf die Niederschlagsverhältnisse zur Zeit ihrer Bildung. Die meisten Sequenzen dieser Schichtenfolge sind geringmächtiger als 1 mm; sie stellen die „Normalsedimentation" dar. Alle 15 bis 25 Sequenzen treten gradierte Lagen mittlerer Mächtigkeit (0,5 bis 3 cm) auf. Mächtigere Horizonte, die auf extreme Niederschlagsereignisse zurückgehen, finden sich in der gesamten Schichtenfolge dagegen nur zweimal. Klimatologisch spiegeln sich hier vermutlich wechselfeuchte und semiaride Bedingungen wider.

Weitere paläoklimatische Hinweise kann der Mineralbestand des eingeschwemmten Materials geben. Dieser besteht im wesentlichen aus Quarz- und Calcitdetritus, Illit und Hämatit. Kaolinit als Hinweis auf intensive feuchtwarme Verwitterungsbedingungen auf der Landoberfläche fehlt ebenso wie stark korrodierter Quarz, der von BURGER (1983) als Indiz für tropische Verwitterungen während des Alttertiärs gewertet wird. Lediglich im Detrituskalkstein an der Basis der Schichtenfolge treten vereinzelt korrodierte Quarze auf, die jedoch durch Rekristallisation auch sekundärer Natur sein können. Statt dessen findet sich Calcitdetritus, was gegen eine intensive tropische Verwitterung spricht. Das Vorkommen von Hämatit weist dagegen auf warme, semiaride oder wechselfeuchte Klimabedingungen auf der Landoberfläche hin (FÜCHTBAUER 1988: 874) und setzt einen Wechsel von Befeuchtung und Austrocknung voraus. Dies führte auf der Landoberfläche vermutlich zur Bildung von Terra-rossa-Böden.

4.2 Quarz- und Calcitbänke

Die Ablagerung hämatithaltiger Schlämme endete abrupt. Wahrscheinlich waren zu diesem Zeitpunkt die zuführenden Höhlengänge bereichsweise mit Sediment aufgefüllt und plombiert, so daß keine weitere Sedimentation von klastischem Material mehr möglich war. Wie lange diese Sedimentationsunterbrechung andauerte, läßt sich nicht rekonstruieren; es bildeten sich jedoch während dieser Zeit tiefreichende Schrumpfungsrisse, die mit noch unverfestigtem Sediment und hämatithaltigem Kalkspat ausgefüllt wurden. Anschließend setzten die Verkieselungen ein, die zur Bildung der Quarzlage führten. Die über der Quarzlage folgenden Calcitbänke lassen sich als umkristallisierten Kalksinter deuten, der im verbliebenen Resthohlraum aus Sickerwässern ausgeschieden wurde.

4.3 Terra-rossa-Relikte

Zwischenzeitlich wurde das Erosionsniveau tiefer gelegt, was schließlich zur erneuten Öffnung der plombierten Hohlräume und zur Ablagerung der bunten Tone führte. Tonreiche Sedimente wurden in den Massenkalkgebieten des Sauerlandes schon häufiger beschrieben und eingehend untersucht (ARENS 1963, MEINECKE 1966, SCHMIDT 1975, DAHM-ARENS 1978, WIRTH in BRUNNACKER et al. 1982, BURGER 1987, CLAUSEN et al. 1989 u.a.). Dabei werden Tone mit roten Bodenfarben in der Regel als Rückstandstone einer fossilen Kalksteinverwitterung unter ehemals wärmeren Klimabedingungen (Terra-rossa-Relikte) gedeutet. Meist sind die Tone umgelagert und mit jüngeren Sedimenten vermengt.

Auch bei den hier beschriebenen Tonen dürfte es sich um Terra-rossa-Relikte handeln, die in dem Karsthohlraum in sehr reiner Form erhalten geblieben sind und sich von den bisher beschriebenen Rückstandstonen deutlich abheben. Kennzeichnend für diese Tone sind die Hämatitführung, die sehr hohen Tongehalte, das Fehlen einer Sandfraktion sowie von Schwermineralen. Auffällig ist zudem der sehr geringe Gehalt an Kaolinit, der für fossile präpleistozäne Reliktböden typisch ist (MÜCKENHAUSEN et al. in BRUNNACKER et al. 1982: 179). Stattdessen treten Illite und Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Minerale als Hauptbestandteile auf (s.o.). Dieses Zurücktreten des Kaolinit und die Neubildung von smectitischen Tonmineralen weist auf ein basisches Milieu und eine hohe Aktivität an Kieselsäure in der Porenlösung hin. In einem basischen Milieu konnte auch der Illit weitgehend erhalten bleiben. Diese Bedingungen sind am ehesten in den unteren Abschnitten von Paläosol-Profilen gegeben, in denen die Montmorillonit-Bildung meist deutlich zunimmt und zeitweise reduzierende Verhältnisse herrschen können (FELIX-HENNINGSEN 1990: 120; SINGER 1979: 309). So sind die hellgrünen und gelben Bleichzonen im Bereich der Tone zu erklären, die zum Teil ebenfalls reduzierende Einflüsse andeuten.

Im Gegensatz zu den älteren hämatitführenden Festgesteinen enthalten die bunten Tone keine grobklastischen Komponenten, was auf eine intensive chemische Verwitterung der Landoberfläche hinweist. Vermutlich füllten die bunten Tone den Resthohlraum vollständig aus und führten erneut zu einer Plombierung der Hohlform. Wie lange diese Plombierung Bestand hatte, läßt sich kaum abschätzen. Wahrscheinlich wurde ein Teil dieser Tone erst während des kühleren Quartärs wieder ausgeräumt.

4.4 Quartäre Ablagerungen

Die Klimaverschlechterung des Quartärs hatte eine vermehrte physikalische Verwitterung zur Folge, mit der während der Eiszeiten ein starker Frostschuttanfall verknüpft war. Durch wiederholtes Gefrieren und Wiederauftauen über einem Dauerfrostboden entstanden skelettreiche tonig-lehmige Fließerden, die in den Resthohlraum eindrangen und ihn weiter ausfüllten. Dabei zeigt der hohe Anteil an Tonsteinen, die in den älteren Ablagerungen fehlen, eine Änderung bzw. eine Erweiterung des Einzugsgebietes an. Vermutlich kam es auch zu einer Tieferlegung des Erosionsniveaus, wobei in Hohlräumen sedimentierte Gesteine und Erze stellenweise freigelegt und in den Fließerden mit aufgearbeitet wurden. Ebenfalls resedimentiert und mit den Fließerden vermischt wurden braune Terra-fusca-Relikte, die in den Interglazialen bzw. im ausgehenden Tertiär durch die Kalksteinverwitterung entstanden waren und heute noch überall auf der Deilinghofener Hochfläche zu finden sind. Von diesen erbten die Fließerden auch ihren Tonmineralbestand. Die gut geschichteten tonig-lehmigen Abschwemmassen, die die kalkzeitlichen Fließerden zweiteilen, deuten auf eine zwischenzeitliche Erwärmung hin. Dabei kam es zum Auftauen des Dauerfrostbodens und zu fluviatilen Transportvorgängen, durch welche abgeschwemmtes Bodenmaterial in den zwischenzeitlich freigeräumten oder verbliebenen Resthohlraum verfrachtet wurde. Doch diese Sedimentation war nur von relativ kurzer Dauer und wird durch den Eisen-Manganmulm-Horizont abgeschlossen (vgl. Abb. 4).

Möglicherweise entstanden die Eisen-Mangananreicherungen bei kurzzeitig angestiegenem Grundwasserstand, wobei die tonig-lehmigen Abschwemmassen überstaut wurden. Es fehlen allerdings eindeutige Merkmale eines fossilen Reduktionshorizontes, so daß man eher von einem stark schwankenden Grundwasser ausgehen muß, das sich über dem durch tertiäre Tone abgedichteten Untergrund aufbauen konnte. Die in dem Grundwasser gelösten Fe^{2+}- und Mn^{2+}-Ionen fielen unter geänderten Eh-pH-Bedingungen wieder aus. Dies war bevorzugt dort der Fall, wo im Kontakt mit dem Luftsauerstoff ein höheres Redoxpotential herrschte, was dazu führte, daß sich auf dem ehemaligen Höhlenboden die Fe/Mn-Verbindungen anreicherten. Weitere Fe/Mn-Ausfällungen erfolgten im Kontaktbereich zu Kalkspatbrocken, die den Fließerden eingelagert sind und in deren Randbereich der pH-Wert erhöht war. Die insgesamt sehr feuchten Bedingungen dürften auch zur teilweisen Vertonung der in den Fließerden enthaltenen Tonschieferkomponenten geführt haben.

Nach der Sedimentation der warmzeitlichen Ablagerungen setzte sich die kaltzeitliche Fließerdebildung fort und füllte schließlich den gesamten Hohlraum aus. Die jüngsten Merkmale der pleistozänen Schichtenfolge sind die Setzungserscheinungen und die sandgefüllte Hohlraumbildung. Dies sind Elemente eines Formenschatzes, die bei der Degradation, dem allmählichen Auftauen eines Dauerfrostbodens, entstehen können (KARTE 1979: 83 f.). So kommt es während des Auftauens und der Entwässerung von Dauerfrostböden in Lockergesteinen zu Hohlraumbildungen, die auch als Thermokarst bezeichnet werden (SVENSSON 1970). Im vorliegenden Fall wurden die entstandenen Hohlräume jedoch bald wieder von fluviatilen Sanden plombiert (vgl. Profil 2, Abb. 4).

5. Altersstellung der Sedimente und Erzvorkommen

Eine paläontologische Datierung der Sedimente ließ sich wegen Fossilmangels nicht durchführen. Für die hämatitführenden Festgesteine ist jedoch aufgrund ihrer Bildungsbedingungen und geomorphologischer Überlegungen ein oligozänes Mindestalter anzunehmen. Denn die Entstehung von fast 2 m mächtigen, gradierten, hämatitführenden Schichten war nur in einem längere Zeit vorhandenen Karstwassersee möglich, dessen Wasserstand sich bei ca. 270 m + NN befunden haben muß. Damit läßt sich die Höhlenfüllung der nächstgelegenen Einebnungsfläche im 280 - bis 300-m-Niveau zuordnen. Umfangreiche Untersuchungen von WENZENS (1974) und SCHMIDT (1975) ergeben für diese Fläche ein oligozänes Mindestalter. Dies steht im Einklang mit PAECKELMANN (1937, 1938) und anderen Autoren, welche die ebenfalls auf dieser Fläche auftretenden Verwitterungstone ins Alttertiär stellen.

Einen direkten Hinweis auf das alttertiäre Alter der Schlottensedimente liefert auch die erzparagenetische Untersuchung der aus Bank 10 in Profil 1 (Abb. 2) geborgenen Erzknolle (Abb. 3). Nach dem Parageneseschema von SCHAEFFER (1984) sind die Primärsulfide der Knolle dem Kupferkies IV und dem Pyrit II zuzurechnen und gehören der Quarz-Sulfid-Calcitphase (Phase V) an. Die Phase V ist auf jeden Fall jünger als Turon, da ihre Gänge bei Erwitte-Anröchte Sedimente cenomanen bis turonen Alters durchschlagen haben (SCHAEFFER 1984). Eine noch jüngere Einstufung ergibt sich dadurch, daß im Raum Brilon oligozäne bis altmiozäne Sande von sulfidführenden Gängen dieser Mineralisationsphase durchsetzt werden (SCHRIEL 1954). Eine Datierung der Vererzung in das Oligozän bis Altmiozän stimmt gut mit der Annahme eines oligozänen

Mindestalters der hämatitführenden Festgesteine überein. Allerdings ist auch ein mesozoisches Alter dieser Sedimente grundsätzlich nicht auszuschließen. Hinsichtlich der jüngeren Terra-rossa-Relikte ist anzumerken, daß Terra-rossa-Bildungen schon in der älteren Kreidezeit vor Beginn der Cenoman-Transgression anzutreffen (MÜCKENHAUSEN & SCHALICH in BRUNNACKER 1982: 178) und im Alttertiär auf kalkigem Substrat allgemein üblich sind. Die Tatsache, daß diese bunten Residualtone überwiegend auf der oligozänen Hauptverebnung auftreten, läßt auch für die Terra-rossa-Relikte ein alttertiäres Alter annehmen (BURGER 1983). Die relative Höhe über dem Vorfluter spricht für ein altpleistozänes Alter der darüberliegenden quartären Schichtenfolge.

6. Genetische Aussagen zur Kupfervererzung

Im Iserlohner Galmeibergbau zwischen Iserlohn, Schwelm und Hemer fanden geringfügige Kupferförderungen auf den Gruben „York" zwischen Westig und Oberhemer, „Hasenberg" bei Hemer und „Erzgebirge II" am Südhang des Bräkerkopfes statt (SLOTTA 1983: 691). Auf der letzten Grube wurden zwischen 1870 und 1879 4,8 t Kupfererze zutage gefördert. Letzte Untersuchungsarbeiten fanden dort noch in den Jahren 1938 bis 1940 statt. Weiter im Westen sind noch die Kupfervorkommen am „Kupferberg" bei Letmathe und Kupferkies-Schwefelkies-Anreicherungen im Wülfrather Massenkalk zu nennen.

Die kupferführenden Schlottenfüllungen aus Hemer lassen sich mit dem im Briloner Galmeibezirk im Zusammenhang mit der Verkarstung des Massenkalkes stehenden erzführenden Dolinentyp vergleichen (SCHRIEL 1956). Dort wurden in oft perlschnurartig einer Störung aufsitzenden und mit Lehm, Letten und sonstigen Sedimenten gefüllten Dolinen und Schlotten Bleiglanz, Schalenblende (Galmei), Kupfererze und Schwefelkies (in Brauneisenstein umgewandelt) abgesetzt.

Im ausgehenden Oligozän oder Miozän stiegen mit Zn-, Pb-, Cu- und Fe-Ionen beladene niedrigthermale Wässer an Spalten und Klüften auf und setzten ihre Erzfracht in den durch Verkarstung geschaffenen Hohlräumen und Dolinentrichtern sowie deren Sedimentfüllungen ab. Mit einer auf Metasomatose beruhenden Platznahme ist bei den Kupfererzen nicht zu rechnen (SCHRIEL 1956: 331). Die Lösungen fanden ein durch Verkarstung geschaffenes Trennflächen- und Hohlraumgefüge vor. Die schwermetallhaltigen Thermen wurden öfters von Ba- und Si-haltigen Lösungen begleitet. Verkieselungen im Umfeld des Erzknollen-Fundpunktes (vgl. Bank 10 in Abb. 2) lassen sich auf diese Weise ebenso zwanglos erklären wie Lagen mit eingesproßtem, grobkristallinem Baryt in dünnen Bänken grobsparitischen, durch Bitumen dunkelgefärbten Calcits (GRÜNHAGEN 1992).

Es handelt sich mithin insgesamt um eine apo- bis telemagmatische Lagerstätte (< 300°C bis < 100°C) mit einer - was die Fixierung der Erzknollen betrifft - bisweilen schichtflächenparallelen Anreicherung in Hohlräumen und an vorgegebenen Grenz- und Inhomogenitätsflächen der Karstsedimente. Das Auftreten von Zementationserzen (Kupferglanz, Covellin) weist darauf hin, daß die Primärlagerstätte noch einen Stofftransport erfahren hat: Es kam zu einer Umverteilung der möglicherweise zunächst diffus in den Karstsedimenten oder im Massenkalk verteilten Erzkomponenten, so daß sich schließlich deszendente Erzkonzentrationen bilden konnten.

7. Danksagung

Herr Dipl.-Ing. H.-G. Wefels (Geologisches Landesamt NRW) ermittelte den Carbonat- und Kohlenstoffgehalt mehrerer Proben. Mitarbeiter des Geochemischen Labors des Geologischen Landesamtes NRW führten Eisengehaltsbestimmungen durch. Allen sei unser bester Dank ausgesprochen.

8. Literatur

AHRENS, H. (1963): Entstehung, Zusammensetzung und Eigenschaften von Graulehm, erläutert an Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, sowie Braunplastosolen und Terra-fusca-Relikten in Nordrhein-Westfalen. - Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **1**: 63-68, 1 Abb.; Göttingen.

BRUNNACKER, K.; BUTZKE, H.; DAHM, H.-D.; DAHM-AHRENS, H.; DUBBER, H.-J.; ERKWOH, F.-D.; MERTENS, H.; MÜCKENHAUSEN,E.; PAAS, W.; SCHALICH, J.; SKUPIN, K.; WILL, K.-H.; WIRTH, W., & von

ZEZSCHWITZ, E. (1982): Paläoböden in Nordrhein-Westfalen. - Geol. Jb., **F 14**: 165-253, 26 Abb., 5 Tab.; Hannover.

BURGER, D. (1983): Mikromorphologische Untersuchungen der Verwitterungsresiduen im Bereich der Iserlohner Kalkmulde. - Karst und Höhle, **1982/83**: 73-75, 1 Abb., 1 Tab.; München.

CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., mit Beitr. v. RESCHER, K., & LEUTERITZ, K. (1989): Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 309-391, 6 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Krefeld.

DAHM-ARENS, H. (1978): Über Reste tertiärzeitlicher Bodenbildungen im Massenkalk des südlichen Sauerlandes. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 103-110, 1 Abb.; Krefeld.

FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. - 192 S., 50 Abb., 27 F., 14 Tab.; Berlin (Borntraeger).

FÜCHTBAUER, H., HELING, D., MÜLLER, G., RICHTER, D.K., SCHMINCKE, H.-U., SCHNEIDER, H.-J., VALETON, I., WALTHER, H.W., & WOLF, M. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine; Sediment-Petrologie, Teil II (Hrsg. H. FÜCHTBAUER): 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (E. Schweizerbarth).

GRÜNHAGEN, H. (1992): Petrographische Untersuchung von Schlottenfüllungen im Massenkalk des Steinbruchs Oese zwischen Menden und Hemer, TK: 4612 Iserlohn. - 4 S.; Krefeld. (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) - [Unveröff.].

HEINKE, H.-J. (1978): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Devon und Unterkarbon am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels zwischen Iserlohn und dem Hönnetal (Mbl. 4612 Iserlohn, Mbl. 4512 Menden und Mbl. 4613 Balve). - Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 132 S., 47 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Marburg. - [Unveröff.].

KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. - Bochumer geogr. Arb., **35**: 211 S., 23 Abb., 27 Tab.; Paderborn.

KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. - In: LAPORTE, L.F. (Hrsg.): Reefs in time and space. - Soc. econ. Palaeontologists and Mineralogists, spec. publ., **18**: 155-208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Oklahoma.

MEINECKE, F. (1966): Das Vorkommen von Terrarossa und Gelblehm auf dem Massenkalk im Sauerland. - Z. dtsch. geol. Ges., **115**: 715-726, 4 Abb.; Hannover.

PAECKELMANN, W. (1937): Die Bedeutung der altpermischen Rumpffläche für die Morphologie des Sauerlandes. - Cbl. Min. etc., Abt. B (2), **1937**: 980-989, 2 Abb.; Stuttgart.

- „ - (1938): mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4613 Balve. - Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25000: 70 S., 7 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Berlin.

SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariscische Mineralisation im nord- östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Bswg. geol.- paläont. Diss. **3**: 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.

SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. - Bochumer geogr. Arb., **22**: 157 S., 24 Abb., 17 Tab.; Paderborn.

SCHRIEL, W. (1954): Der Briloner Galmeidistrikt. - Gutachten Stollberger Zink AG: 139 S., 31 Abb., 1 Kt.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.) - [Unveröff.].

- „ - (1956): Der Briloner Galmei-Distrikt. - Z. dt. geol. Ges., **106** (2): 308-349, 7 Abb., 5 Taf.; Hannover.

SINGER, A. (1979): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. - Earth-Sci. Rev., **15**: 303-326, 10 Abb.; Amsterdam.

SLOTTA, R. (1983): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland. 4. Der Metallerzbergbau. Teil I. - Veröff. Deutsch. Bergb.-Mus. Bochum, **26**: I-XX, 852 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bochum.

SVENSSON, (1970): Termokarst. - Svensk Geograf. Årsbok, **46**: 114-126; Lund.

WENZENS, G. (1974): Morphogenese der Iserlohner Kalksenke. - Decheniana, **126** (1/2): 133-150, 8 Abb., 1 Taf.; Bonn.

WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 403-420, 5 Abb., 1 Taf.; Krefeld.

- „ - (1970): Eine tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 577-588, 4 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Krefeld.

WIRTH, W., m. Beitr. KAMP, H. von, KÜHN-VELTEN, H., STADLER, G. & VOGLER, H. (1976): Bodenkarte des Kreises und der Stadt Iserlohn 1 : 50 000, Erl.: 96 S., 9 Abb., 4 Tab.; Krefeld.

Tafel 1

Fig. 1: Kalksandstein bis -schluffstein, bestehend aus hämatithaltigen rhythmischen Sequenzen mit laminarer Parallelschichtung. Jede gradierte Sequenz ist aus groben weißen Lagen (50 bis 3000 µm mächtig) und feinen roten, durch Hämatitpigment gefärbten Lagen (220 bis 2500 µm mächtig) aufgebaut. Die groben Lagen enthalten bis 60 µm große Quarze sowie bis 200 µm große Calcitaggregate.
Profil 1, Schicht 3, Probe 12; x 3

Fig. 2: Kalksandstein bis -schluffstein, bestehend aus hämatithaltigen rhythmischen Sequenzen. Unregelmäßige Schichtgrenzen durch synsedimentär eingestreute Calcitrelikte. Im oberen Teil Fließ- und Rutschfalten. Die Mächtigkeit der Sequenzen schwankt zwischen 100 µm und 5 mm.
Profil 1, Schicht 3, Probe 8; x 1,4

Fig. 3: Ein 2,6 cm mächtiger hämatithaltiger Feinsandstein bis Schluffstein an der Basis geht zum Hangenden hin in eine braunrot gefärbte, gebänderte Hämatitlage über. Die letztere ist durch eine 1,5 cm mächtige Quarzbank zweigeteilt.
Profil 1, Schicht 9, Probe 34a; x 1,4; vgl. Taf. 3, Fig. 4

Fig. 4: Kalksandstein bis -schluffstein, im tieferen Teil aus mehreren Kleinsequenzen, im höheren Teil aus einer mindestens 3,7 cm mächtigen Großsequenz bestehend. Calcitaggregate verursachen Einsackungen zum Liegenden als auch Aufwölbungen zum Hangenden hin.
Profil 1, Grenzschicht 3/4, Probe 22; x 1,5

Fig. 5: Hämatithaltiger Feinsandstein bis Schluffstein mit zahlreichen Kleinsequenzen und bis zu 800 µm langen und 250 µm dicken Karbonatkonzentrationen. Diese drücken sich in die basale Lage ein bzw. wölben das Hangende nach oben auf.
Profil 1, Schicht 3, Probe 15; x 1,4

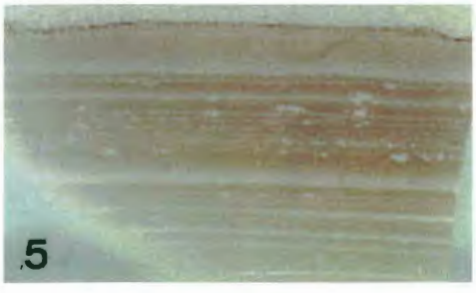
Fig. 6: Im tieferen Teil weißgrauer Massenkalk mit Algenresten und mit von Mikritsäumen umgebenen Crinoidenstielgliedern. Im höheren Teil durch Hämatitpigment rotgefärbter Kalksandstein bis -schluffstein mit authigen gesproßten, zonar gebauten Quarzen (250 – 350 µm Größe).
Profil 1, Schicht 9, Probe34; x 1,4

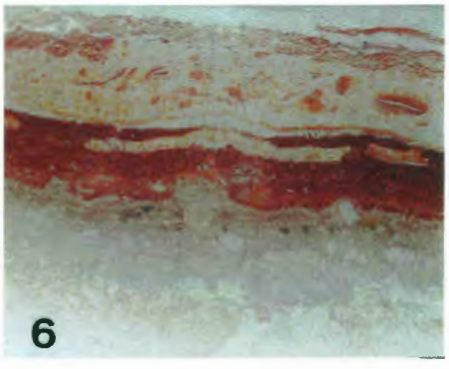
1

2

3

4


5


6

Tafel 2

Fig. 1: Wechsellagerung von Hämatit-, Goethit-, Quarz- und Calcitbändern. Auffällig sind zahlreiche zonar gebaute, kappenförmig ausgebildete, idiomorphe, durchschnittlich 1 mm lange Quarze. Sie sind durch feinste Goethit- und Hämatitbeimengungen teils gelbbraun, teils tiefrot gefärbt.
Profil 1, Schicht 9, Probe 34 c; x 1,5; Anschliff

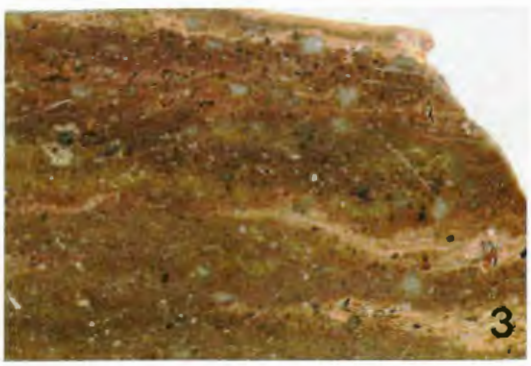
Fig. 2: Gegenstück zu Fig 1. Die ursprünglich wie bei Fig. 1 laminar ausgebildeten Streifen, bestehend aus Goethit, Hämatit, Calcit und Quarz, sind noch vor ihrer Verfestigung durch erneute Quarzzufuhr in ihrem Verband stark gestört worden. Der Sekundärquarz enthält Drusenhohlräume mit Quarzkristalltapeten.
Profil 1, Schicht 9, Probe 34 c; x 1,5; Anschliff

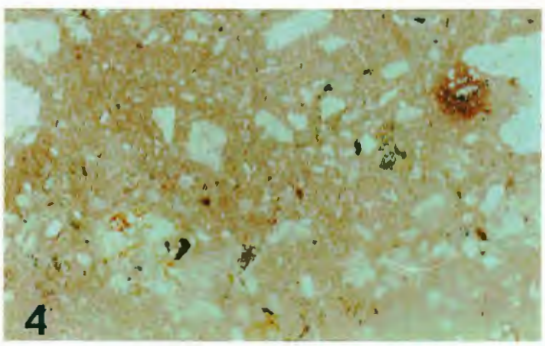
Fig. 3: Hämatithaltiger, quarzführender Kalkstein. Die helleren, aus sehr dünnen Calcitbändern bestehenden schichtparallelen Lagen stellen Unterbrechungen innerhalb der ansonsten aus einem eintönigen Gemenge von Calcit, Quarzdetritus und Hämatit bestehenden Anreicherungen dar. Die mattweißen, diffus in die Matrix übergehenden "Calcitaugen" kennzeichnen Einschwemmungen schwach abgerollter Calcitfragmente, welche nicht 1 cm Durchmesser überschreiten. Die Hämatitsubstanz besteht aus einem dichten Filz kleinster Nadeln, in welche sehr kleine Calcit- und Quarzkristalle eingebettet sind.
Profil 1, Schicht 1, Probe 23 c; x 1,03; Anschliff

Fig. 4: Hämatitreicher calcitführender Mergelstein. Es ist keine gradierte Schichtung erkennbar. Vielmehr treten ohne sichtbare Orientierung Quarz- und Calcitaggregate unterschiedlicher Größe in einer feinen, aus Hämatit, Calcit, Quarz und Illit bestehenden Grundmasse auf. Unregelmäßig gestaltete, vermutlich durch Fortlösung entstandene Hohlräume (300 – 600 µm) weisen mit Brauneisen und Hämatit ausgekleidete Wandungen auf.
Profil 1, Schicht 4, Probe 23 c; x 3,8

1

2


3


4

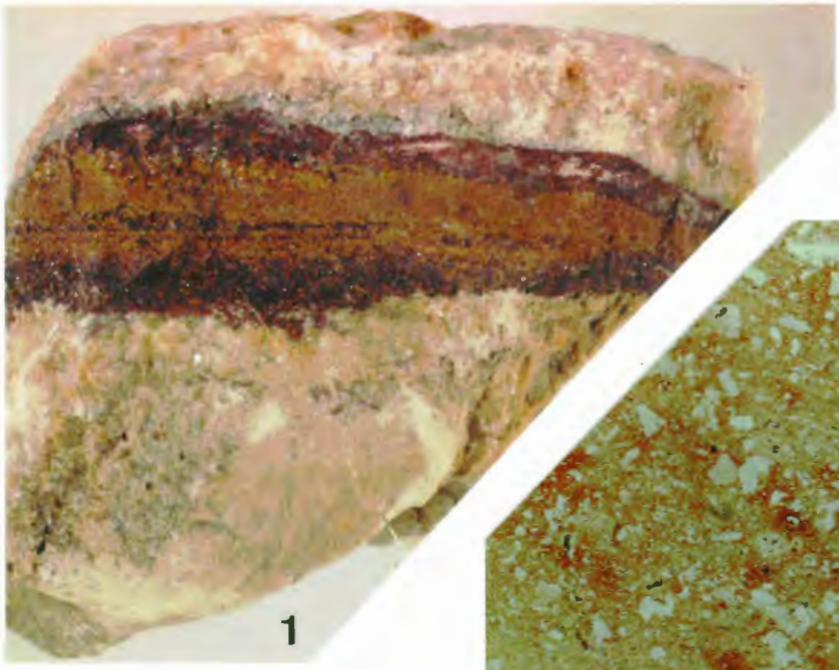
Tafel 3

Fig. 1: Gelb- bis weißgraue derbe Quarzlage mit einer max. 2,3 cm mächtigen, aus Goethit und Hämatit bestehenden linsigen Einschaltung. Hämatit ist vornehmlich im Randbereich, Goethit im Kern der Linse vorhanden. Es treten zahlreiche zonar gebaute, idiomorphe, durchschnittlich 1 mm lange, durch feinste Goethit- und Hämatitbeimengungen teils gelbbraun, teils tiefrot gefärbte Quarze auf.
Profil 1, Schicht 9, Probe 34 d; x 1,4; Anschliff

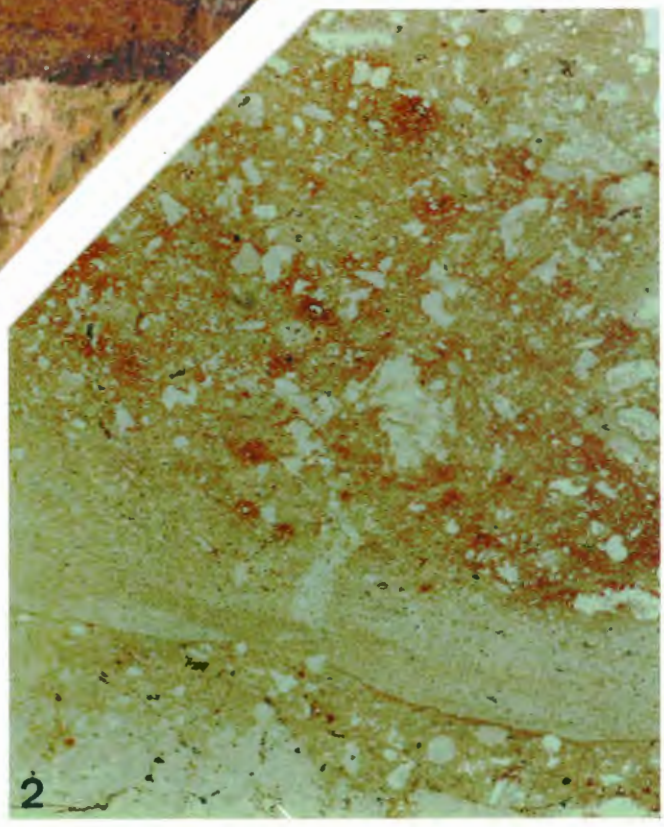
Fig. 2: Gradierter hämatitführender Mergelstein. Größere Quarzaggregate mit Einzelkristallen verschiedener Orientierung sind von Eisenhydroxid umgeben und liegen in einer aus Illit, Calcit, Quarz und Hämatit bestehenden Grundmasse. Durch Sammelkristallisation entstandene, unregelmäßig begrenzte Calcitflecken enthalten eingeschlossenes Grundmassematerial (Quarz und Hämatit). Sporadisch treten runde bis ovale Crinoidenrelikte auf. Im unteren Drittel wird das gröberkörnige Material von einer 4 bis 5 mm mächtigen, sehr feinkörnigen und feinstreifig aufgebauten Lage durchzogen.
Profil 1, Schicht 4, Probe 23 b; x 3,8

Fig. 3: Hämatithaltiger Feinsandstein bis Schluffstein. Der laminare Verlauf der Kleinsequenzen im unteren Teil ist durch unregelmäßig gestaltete, unterschiedlich zum Schichtstreichen gerichtete Calcitaggregate gestört. Die Wandungen von Hohlräumen sind mit Hämatit ausgekleidet. Fließ- und Rutschfalten überprägen die Schichtung. In der oberen Hälfte tritt eine durchschnittlich 2 cm mächtige Großsequenz auf, welche mit ihrem basalen grobkörnigen Material bereichsweise in die unterlagernden gestörten Kleinsequenzen eingesackt ist. Über der Großsequenz folgen ganz im Hangenden noch mehrere laminare Kleinsequenzen.
Profil 1, Schicht 8, Probe 34 b; x 1,4; Anschliff (vgl. Taf. 1, Fig. 3)

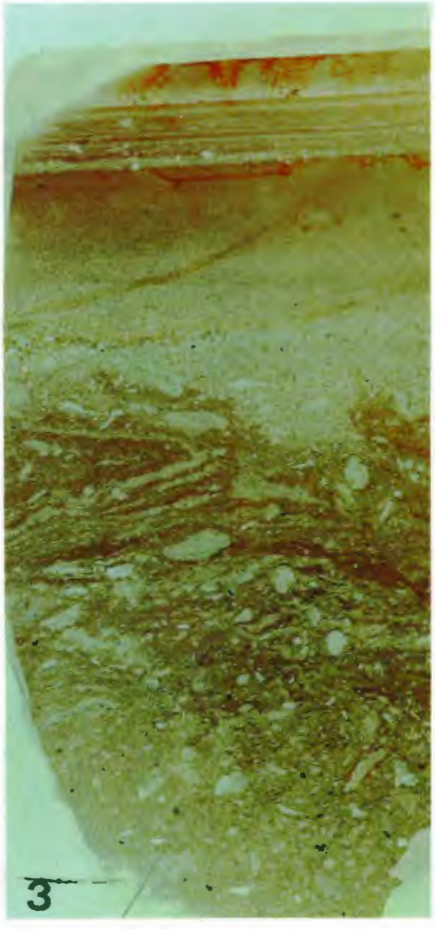
Fig. 4: Auf einen gebänderten, karbonathaltigen, 2,6 cm mächtigen Schluffstein (im Liegenden) folgt eine Hämatitlage, welche durch eine 1,5 cm mächtige Quarzbank zweigeteilt wird. Auch die Quarzbank wird durch einen dünnen schichtparallelen, wellig verlaufenden Hämatitstreifen weiter untergliedert.
Profil 1, Schicht 9, Probe 34 b; x 1,4; Anschliff (vgl. Taf. 1, Fig. 3)



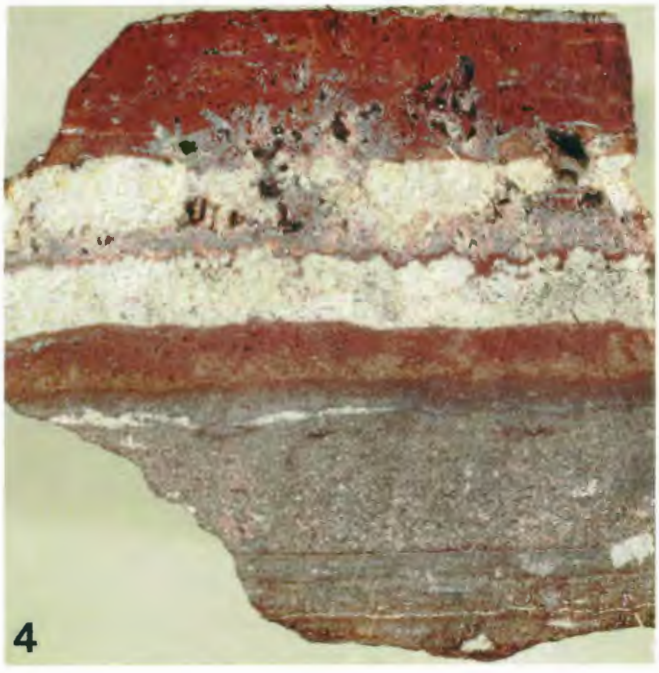
1



2



3



4

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Geologie und Paläontologie in Westfalen

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: 41

Autor(en)/Author(s): Clausen Claus-Dieter, Roth Reinhold

Artikel/Article: Zur Ausbildung, Entstehung und Altersstellung von Karstfüllungen im Massenkalk bei Hemer (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge) 5-25