



Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 41

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

CLAUS-DIETER CLAUSEN & REINHOLD ROTH

**Die Genese des Münsterländer Kiessandzuges
unter Berücksichtigung des Geröllbestandes
und der Fossilinhalt der Oberkreidekalke**

JENS LEHMANN

Fenstergefüge im südlichen Briloner Massenkalk

BERND MESTERMANN

**Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald
Nordrhein-Westfalen/Niedersachsen**

RAINER SPRINGHORN

Hinweise für Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie in Westfalen** werden geowissenschaftliche Beiträge veröffentlicht, die den Raum Westfalen betreffen.

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

Aufbau des Manuskriptes

1. Titel kurz und bezeichnend.
2. Klare Gliederung.
3. Zusammenfassung in Deutsch am Anfang der Arbeit.

Äußere Form

4. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
5. Unter der Überschrift: Name des Autors (ausgeschrieben), Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln; Anschrift des Autors auf der 1. Seite unten.
6. Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (AUTOR, Erscheinungsjahr: evtl. Seite) oder AUTOR (Erscheinungsjahr: evtl. Seite). Angeführte Schriften werden am Schluß der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis nach den Autoren alphabetisch geordnet. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:

SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammonteus primigenius* BLUMENB.). - Paläont. Z. **30,3**: 172-184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. - 500 S., 1 Taf., 244 Abb.; Paderborn (Schöningh).

7. Schrifttypen im Text:

doppelt unterstrichen = **Fettdruck**

einfach unterstrichen oder g e s p e r r t = S p e r r u n g.

Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*

Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bild Darstellungen sind Abbildungen (Abb. 2). Auf den Tafeln stehen Figuren (Taf. 3, Fig. 2) oder Profile (Taf. 5, Profil 2).
9. Strichzeichnungen können auf Transparentpapier oder Photohochglanzpapier vorgelegt werden. Photographien müssen auf Hochglanzpapier abgezogen sein.

Korrekturen

10. Korrekturfahnen werden den Autoren einmalig zugestellt. Korrekturen gegen das Manuskript gehen auf Rechnung des Autors.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Schriftleitung: Dr. Peter Lanser
Westfälisches Museum für Naturkunde
Sentruper Straße 285
48161 Münster

Redaktion: Dipl.-Geol. Ilona Berndt

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 41

Herausgeber:
Dr. Alfred Hendricks
im Auftrag des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe

Dieses Heft wurde finanziert durch das
Ministerium für Stadtentwicklung, Kultur und Sport
des Landes Nordrhein-Westfalen
als oberste Denkmalbehörde

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

Claus-Dieter Clausen & Reinhold Roth

Die Genese des Münsterländer Kiessandzuges unter Berücksichtigung des Geröllbestandes und der Fossilinhalt der Oberkreidekalke

Jens Lehmann

Fenstergefüge im südlichen Briloner Massenkalk

Bernd Mestermann

Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald Nordrhein-Westfalen / Niedersachsen

Rainer Springhorn

Geol. Paläont. Westf.	41	81 S.	23 Abb. 2 Tab. 6 Taf.	Münster Dezember 1995
--------------------------	-----------	-------	-----------------------------	--------------------------

ISSN 0176-148X
ISBN 3-924590-53-2

© 1995 Landschaftsverband Westfalen-Lippe

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung des LWL reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

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 Altligozän, Miozän, Pleistozän)

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

Kurzfassung: 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 vermischt 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)]

Abstract: 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-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einführung	6
2. Übersicht über die Hohraumfüllungen 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 Schlotenfüllungen 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.

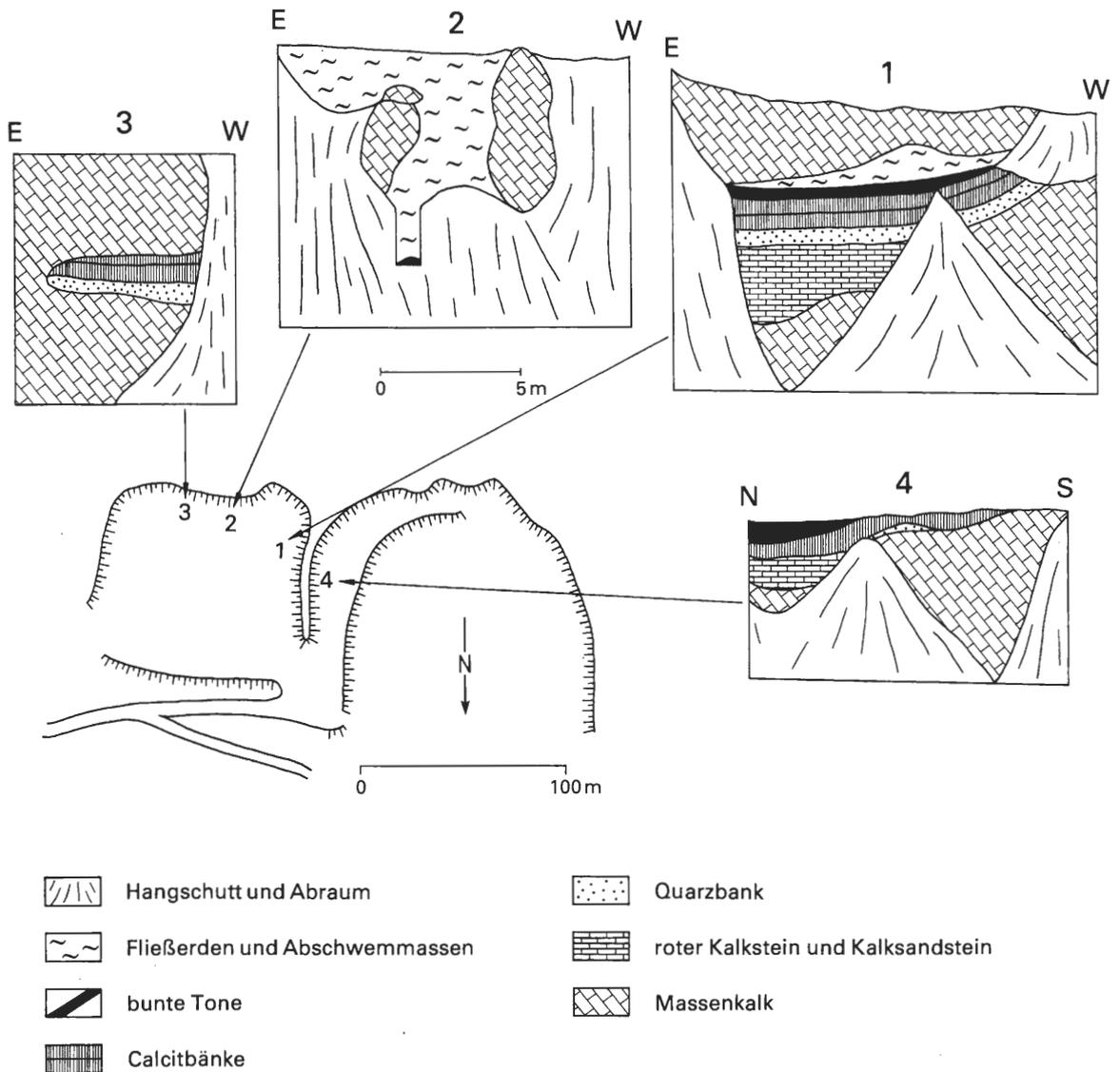


Abb. 1 Übersicht über Lage und Größe der im Steinbruch Hemer-Oese freigelegten Hohlraumfüllungen (Stand 1976)

3. Makro- und mikroskopische Beschreibung der Locker- und Festgesteins-sedimente

3.1 Beschreibung von Profil 1 (Abb. 2)

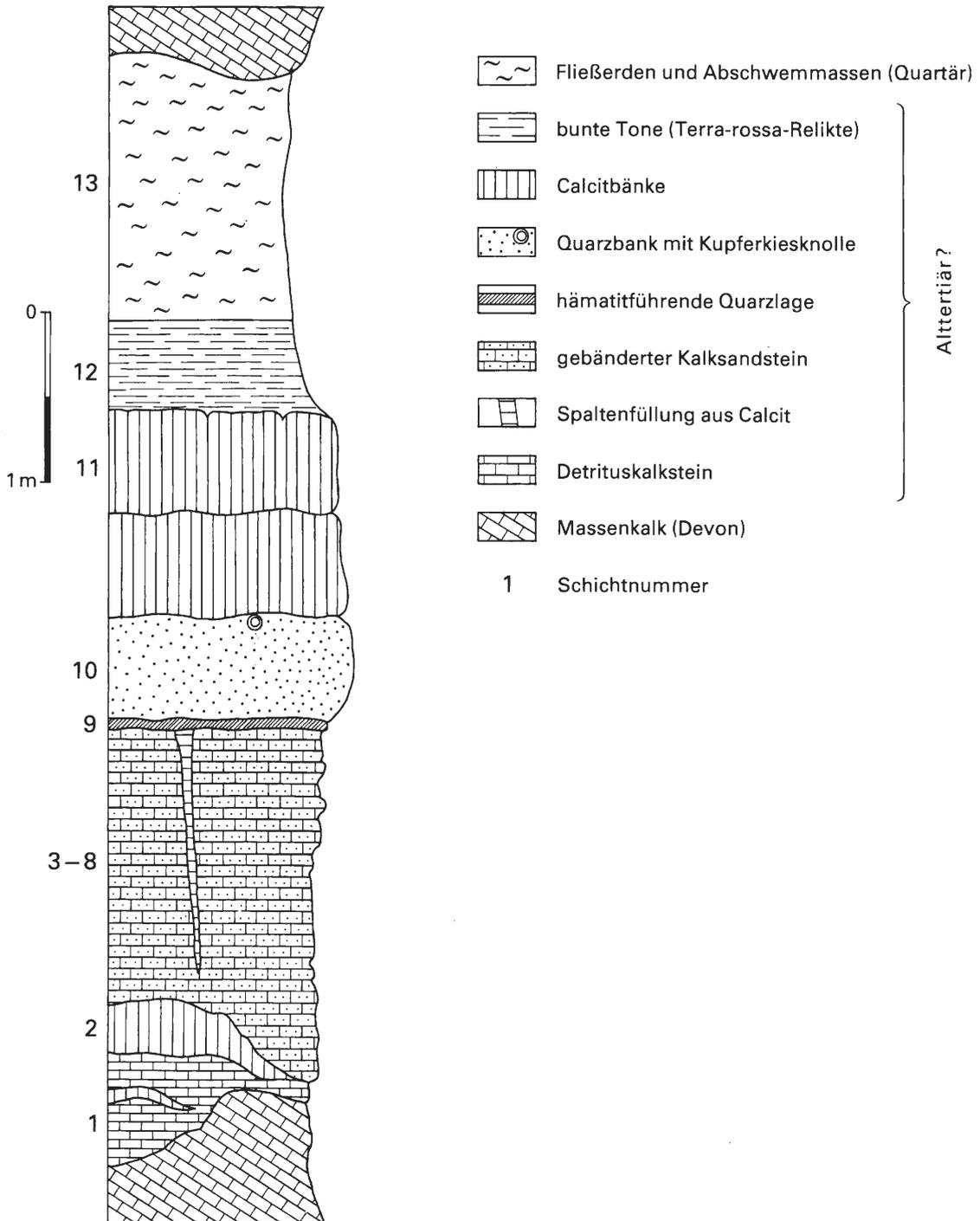


Abb. 2 Stratigraphische Abfolge und petrographische Charakterisierung der Hohlraumfüllungen in Profil 1

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, Solifluktslehme 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 C_{ges} 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 Schlottrand (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.-%]	Fe ₂ O ₃ [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 Fe₂O₃-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 laminaire Parallelschichtung ist ausgeprägt, jedoch können besonders die Begrenzungslinien der einzelnen Sequenzen auffallend unregelmäßig verlaufen. Dies wird durch syndesimentär eingestreute Calcitrelieks verursacht, welche Ausbuchtungen, Einsackungen und Ausdünnungen im Substrat hervorrufen (Miniload casts; Taf. 1: Fig. 3). Das Gegenstück hierzu bilden syndesimentäre 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 laminaire 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 Drusen Hohlräumen. 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 Drusen Hohlräume 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:

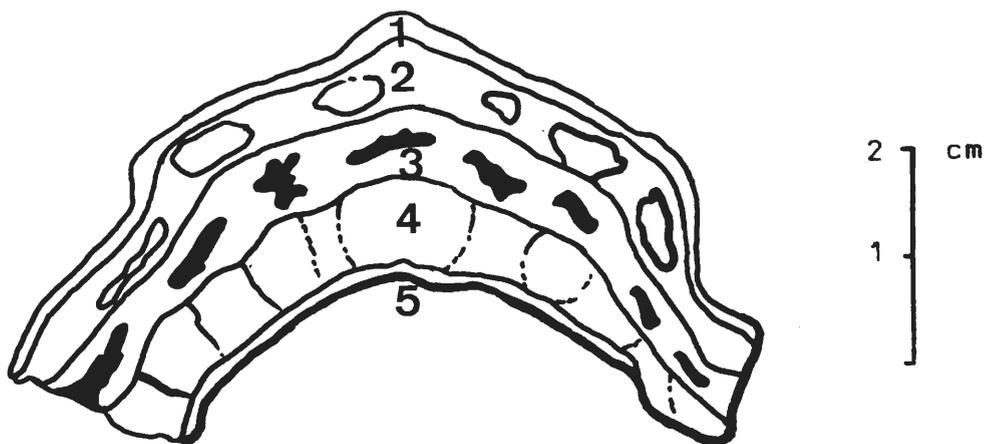


Abb. 3 Übersicht über den lagenförmigen Aufbau der Kupfererzknolle. Die Zahlen kennzeichnen die im Text beschriebenen Lagen 1 bis 5.

- 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)

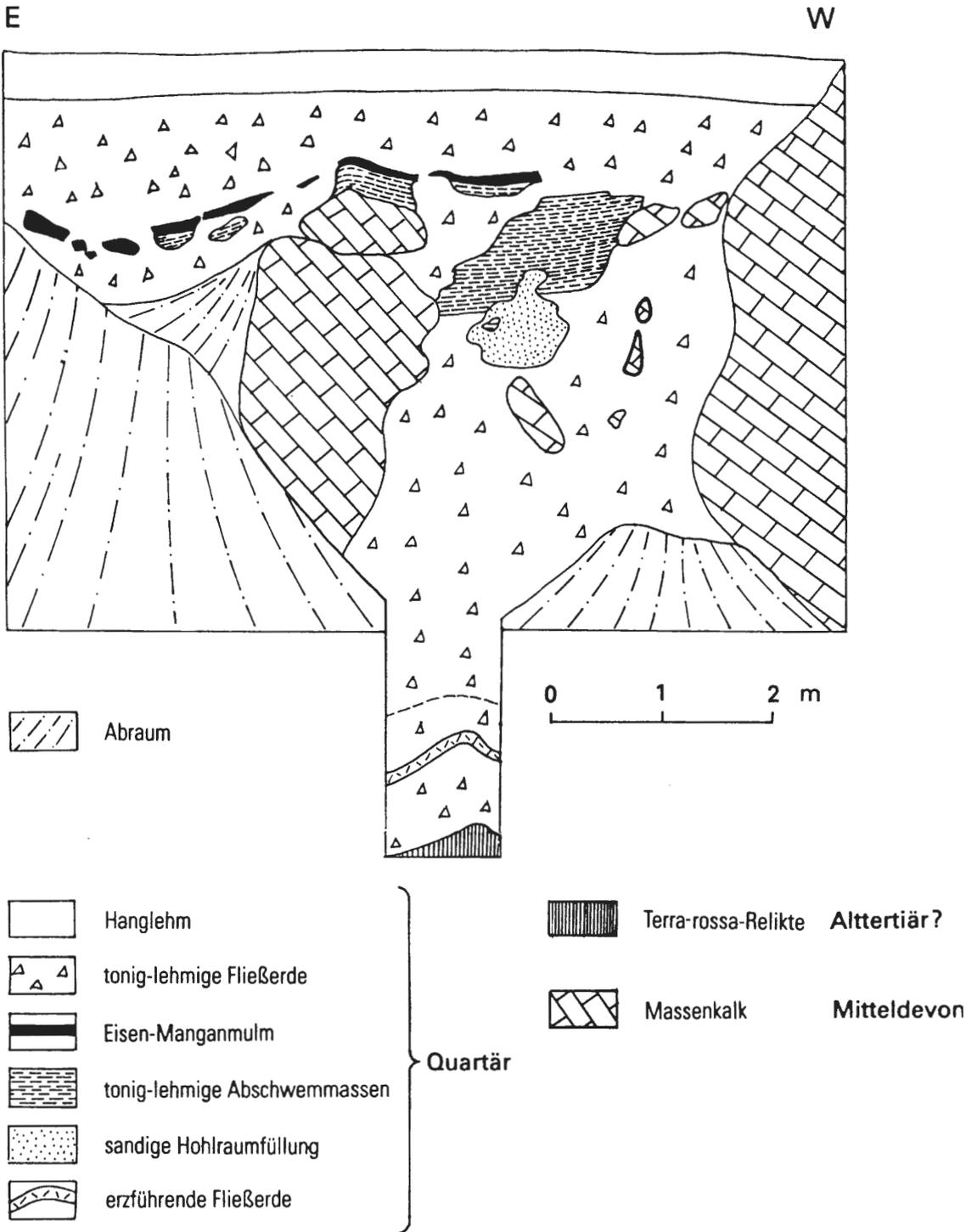


Abb. 4 Stratigraphische Abfolge und petrographische Charakterisierung der Hohlraumfüllungen in Profil 2

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 Adierung. 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 Abschwemm Massen 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 Abschwemm Massen diskordant schneidet und somit jünger ist. Bodenartig 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-Mineralen. 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-Mineralen 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 Überlagerungsrhythmen 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 abfließen und dabei Bodenmaterial mit sich rissen und als Suspensionsströme in die Karsthohlräume einspülten. Dort setzte sich das Schwemmmaterial 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 reichert sich gelegentlich besonders an und bildeten Detrituslagen. Darüber hinaus finden sich immer wieder singuläre Litho- und Bioklastika.

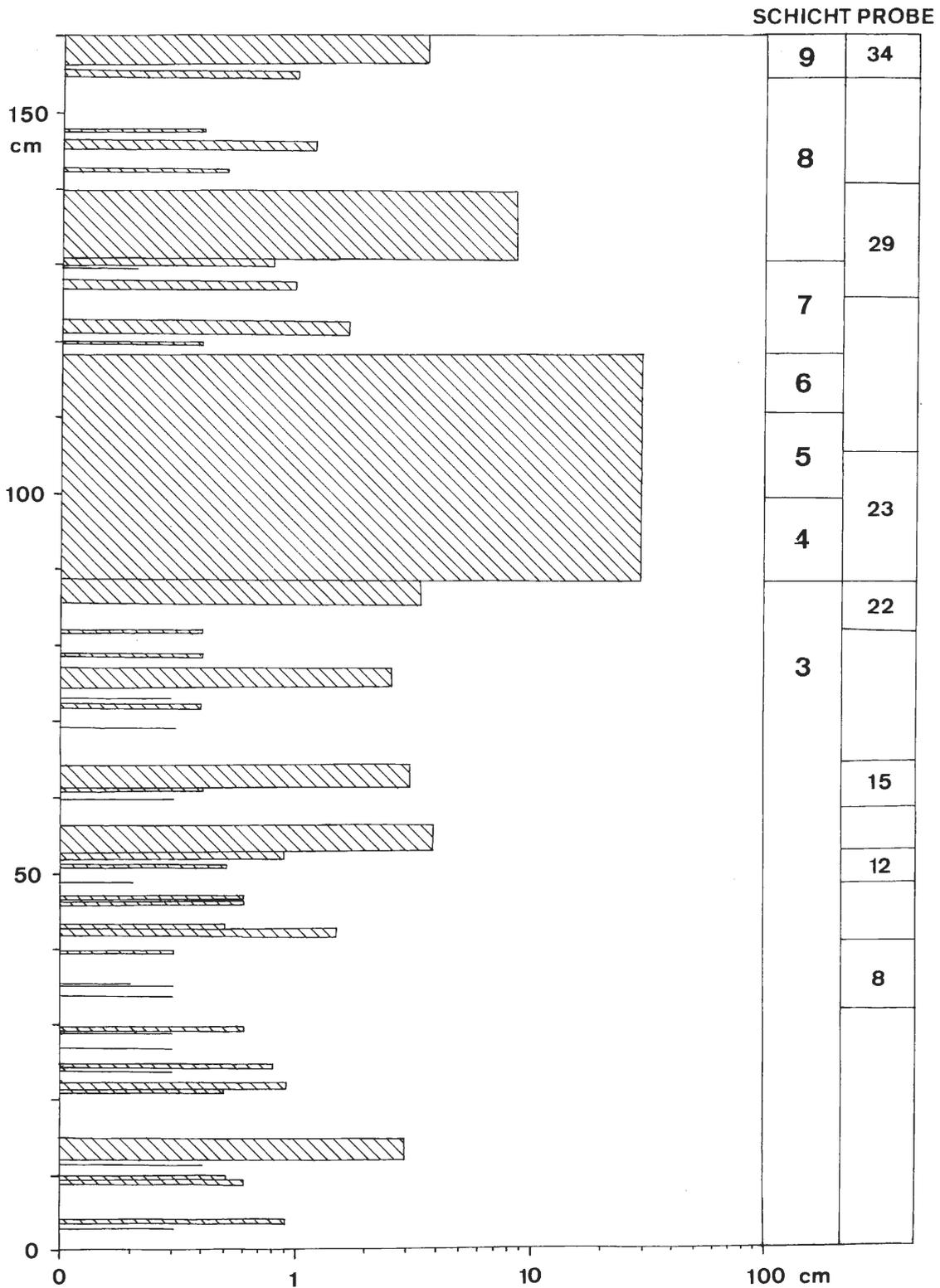


Abb. 5 Übersicht über Mächtigkeit (cm) der gradierten hämatitführenden Sedimente in den Schichten 3 bis 9 des Profils 1

Abzisse: 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 Schrumpfrisse, 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-Mineralen 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 eindringen 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 erben 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 fluvialen 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 Verwitterung 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 fluvialen Sanden plombiert (vgl. Profil 2, Abb. 4).

5. Altersstellung der Sedimente und Erzvorkommen

Eine paläontologische Datierung der Sedimente ließ sich wegen Fossil mangels 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 einer längeren 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 Parageneschema von SCHAEFFER (1984) sind die Primärsulfide der Knolle dem Kupferkies IV und dem Pyrit II zuzuordnen 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 Hauptverbnung 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 Galmeibeizirk 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 grobspartitischen, 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 tertiärer 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-Altener 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. dt. geol. Ges., **115**: 715-726, 4 Abb.; Hannover.

PAECKELMANN, W. (1937): Die Bedeutung der altpermischen Rumpflähe 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. & VÖGLER, H. (1976): Bodenkarte des Kreises und der Stadt Iserlohn 1 : 50 000, Erl.: 96 S., 9 Abb., 4 Tab.; Krefeld.

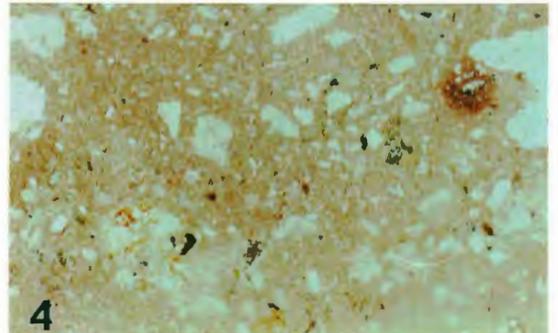
Tafel 1

- 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 synd sedimentär 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, Probe 34; x 1,4



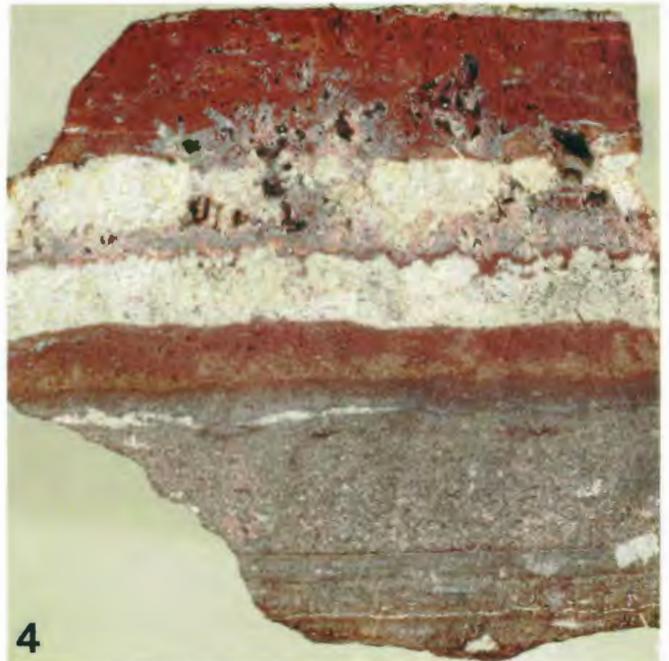
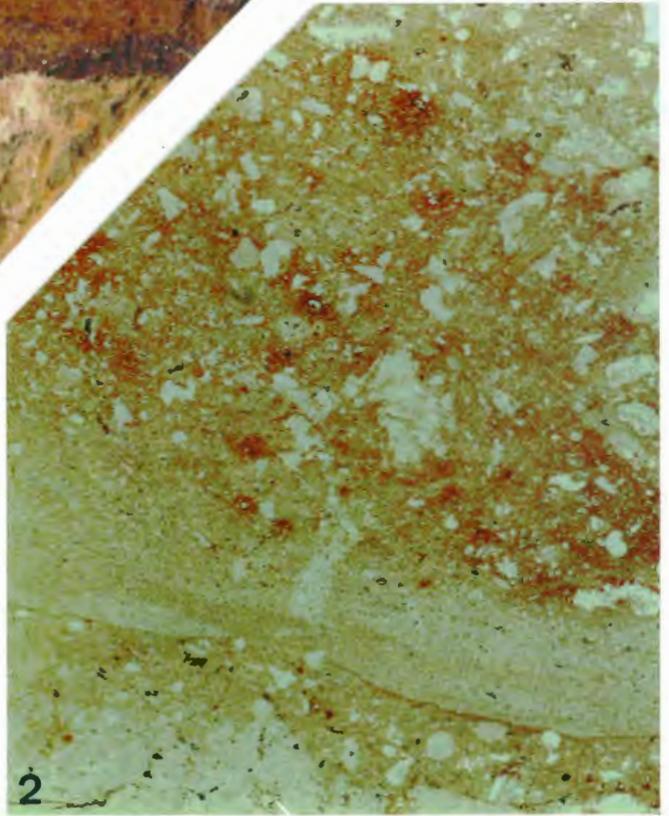
Tafel 2

- 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 Drusen Hohlräume 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



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:** Gradiertes 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 Grundmassenmaterial (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 Schichtstreichenden 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)



Geol. Paläont. Westf.	41	27 – 53	3 Abb. 2 Taf.	Münster Dezember 1995
--------------------------	----	---------	------------------	--------------------------

Die Genese des Münsterländer Kiessandzuges unter Berücksichtigung des Geröllbestandes und der Fossilinhalt der Oberkreidekalke

Jens Lehmann*

Abstract: The Münsterländer Kiessandzug, a boulder rich extensive structure of glacialfluvial origin in northern Westphalia, contains Upper Cretaceous clasts. These are limestones of Cenomanian and Turonian age as indicated by the collected inoceramids, echinoids and ammonites.

The distribution of these boulders indicate that they are eroded subglacially by melted ice from the bottom of the present Kiessandzug. This is a new interpretation of their origin and confirms modern theories of the genesis of the Kiessandzug. The exceptional rich spectrum of different rock types which can be found in the glacial sediments is mainly a reflection of the large number of other boulder-types which are also of this origin.

Zusammenfassung: Es werden das Vorkommen und der Fossilinhalt von Cenoman- und Turonkal-ken im Münsterländer Kiessandzug des nördlichen Westfalen beschrieben. Die Frage nach der Herkunft dieser Gesteine läßt Rückschlüsse auf die Entstehung des Kiessandzuges zu und bestätigen jüngere Theo-rien zu seiner Genese. Die Oberkreidekalke müssen, im Gegensatz zu früheren Erkenntnissen, ausschließ-lich als Gerölle angesprochen werden. Sie erfuhren keinerlei Eistransport, sondern wurden von einem Schmelz-wasserfluß subglazial aus dem Untergrund des heutigen Kiessandzuges erodiert, was sich aus ihrem Ver-breitungsschema ergibt. Dieses läßt Rückschlüsse auf die Natur des außergewöhnlich breiten Geröllspek-trums im Münsterländer Kiessandzug zu und zeigt, daß viele dieser Gesteine ebenfalls auf eine subglazial-fluviatile Abtragung aus dessen nördlichem Untergrund zurückzuführen sind.

* Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Geol. Jens Lehmann, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Sigwartstr. 10, D-72076 Tübingen, Germany

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1) Einleitung	29
2) Cenoman- und Turongeröle	30
2.1) Datierung	30
2.2) Vorkommen und Verbreitung	30
2.2.1) Haddorf	30
2.2.2) Offlum	30
2.2.3) St. Arnold	30
2.2.4) Gravenstein	30
2.2.5) Ahlintel	32
2.3) Lithologie und Stratigraphie	32
2.4) Grad der Abrollung und Transportlängen	32
2.5) Verbreitungsmuster	33
3) Entstehung des Münsterländer Kiessandzuges	33
4) Übriges Spektrum lokaler Gerölle	35
4.1) Trias	35
4.1.1) Gesteinsbestand	35
4.1.2) Herkunft	35
4.2) Jura	35
4.2.1) Gesteinsbestand	35
4.2.1.1) Lias	35
4.2.1.2) Dogger	35
4.2.1.3) Malm	35
4.2.2) Herkunft	36
4.3) Kreide	36
4.3.1) Gesteinsbestand	36
4.3.1.1) Berrias	36
4.3.1.2) Valangin	36
4.3.1.3) Hauterive bis Alb	37
4.3.2) Herkunft	37
4.4) Tertiär	37
4.4.1) Gesteinsbestand	37
4.4.2) Herkunft	37
5) Gesteinsdurchmischung mit zunehmendem Transportweg	38
6) Paläontologischer Teil	38
6.1) Echinoidea	38
6.2) Ammonoidea	40
6.3) Bivalvia	43
6.4) Begleitfauna	45
7) Dank	46
8) Literatur	46

1) Einleitung:

Das breite Spektrum sedimentärer Gesteine in den Ablagerungen des Münsterländer Kiessandzuges ist bereits seit längerem bekannt. Zu dieser Vielfalt trägt vor allem lokales Material aus dem Jura, der Kreide und dem Tertiär bei (AKKERMAN et al. 1986, LEHMANN 1986, 1987, SCHÄFER 1993-94). Glazigeologisch bedeutend sind vor allem die kretazischen Gesteinstypen, unter anderem deshalb, weil sie z.T. geographisch faziell aussagekräftig sind. In erster Linie sind die Gesteine der Unterkreide zu nennen, die scheinbar ausnahmslos lokalen Ursprungs sind (SERAPHIM, In: AKKERMAN et al. 1986, LEHMANN 1987). Die bisherigen Vermutungen zur Herkunft dieser Unterkreidegesteine sowie des gesamten Typenspektrums aus dem Jura, der Kreide und dem Tertiär werden im Folgenden überprüft und auf ein gesicherteres Fundament gestellt. Den Schlüssel zu diesen neuen Ergebnissen lieferte die Untersuchung von Kalken des Cenoman und Turon. Über ihre Präsenz wurde zuerst von AKKERMAN & LEHMANN (In: AKKERMAN et al. 1986) berichtet. Außerhalb des Kiessandzuges beobachtete man solche Gesteine zwar schon eher in eiszeitlichen Ablagerungen Westfalens (KELLER 1951, THIERMANN 1968 und SERAPHIM 1979), ihr glazigeologischer Aussagewert ist jedoch, verglichen mit dem Vorkommen im Münsterländer Kiessandzug, gering.

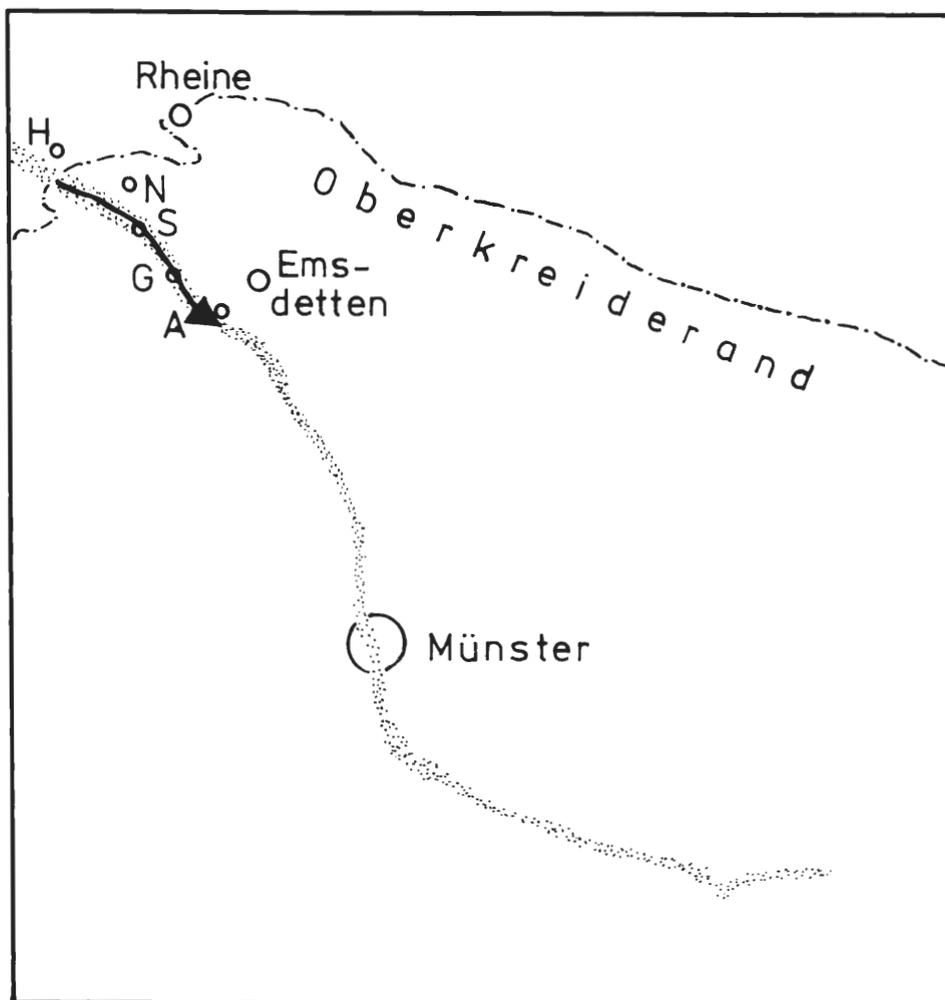


Abb.1: Übersichtskarte des Münsterländer Kiessandzuges (punktiert). Der Pfeil zeigt den Transportweg und die Verbreitung der Cenoman- und Turongerölle. Kiesgruben abgekürzt: H=Haddorf, N=Neuenkirchen, S=St. Arnold, G=Gravenstein, A=Ahlintel. Unter Verwendung von Abb. 1 aus LOTZE (1951, 1954).

2) Cenoman- und Turongerölle

2.1) Datierungsmethode

Die stratigraphische Einstufung der Gerölle erfolgte durch die Bestimmung von Makrofossilien. Ihre Beschreibung findet sich im paläontologischen Teil dieser Arbeit. Die Nachteile dieser relativen Datierung im Bereich der tiefen Oberkreide liegen sicher in der schweren Nachweisbarkeit von Obercenoman. Leitformen sind in diesem stratigraphischen Abschnitt nämlich zwar bekannt, aber sehr selten (WIEDMANN et al. 1989).

2.2) Vorkommen und Verbreitung

2.2.1) Haddorf

Die nördlichsten Gruben des Münsterländer Kiessandzuges befinden sich heute nicht mehr im Abbau. Es sind dies die ehemaligen Naßsandbaggereien der Firmen Müller und Nottekämper bei Haddorf (Abb. 1 und 2), W' Rheine. Trotz mehrjähriger Aufsammlungen fanden sich hier keinerlei Oberkreidekalke lokalen Ursprungs.

2.2.1) Offlum

Die Kiesgrube Offlumer-See der Westdeutschen Quarzwerke Dr. Müller in Neuenkirchen bei Rheine liegt etwa 2 km SE' des Haddorfer Abbaufeldes. Im Bereich des Naßabbaues werden Oberkreidekalke mitunter in großer Zahl gefördert, in einigen Horizonten stellen sie den beherrschenden Anteil am Gesteinsspektrum dar.

Sämtliche Gerölle sind kantig und weisen nur einen geringen Rundungsgrad auf. Es handelt sich vorwiegend um cenomane Gesteine. Einige hier gefundene Gerölle in Rotplänerfazies belegen den Cenoman/Turon-Grenzbereich. Stratigraphisch noch jünger sind grau-weiße Kalke aus dem Mittel- und/oder Oberturon.

Im Bereich der oberflächennahen Trockenentsandung desselben Abbaufeldes fehlen Oberkreidekalke völlig, genauso wie kalkige altpaläozoische Ferngeschiebe; in der unmittelbar benachbarten Naßentsandung treten beide Gesteinsarten jedoch auf. Dieses ist offenbar auf die Karbonatauslaugung in den oberflächennahen Schichten zurückzuführen.

2.2.3) St. Arnold

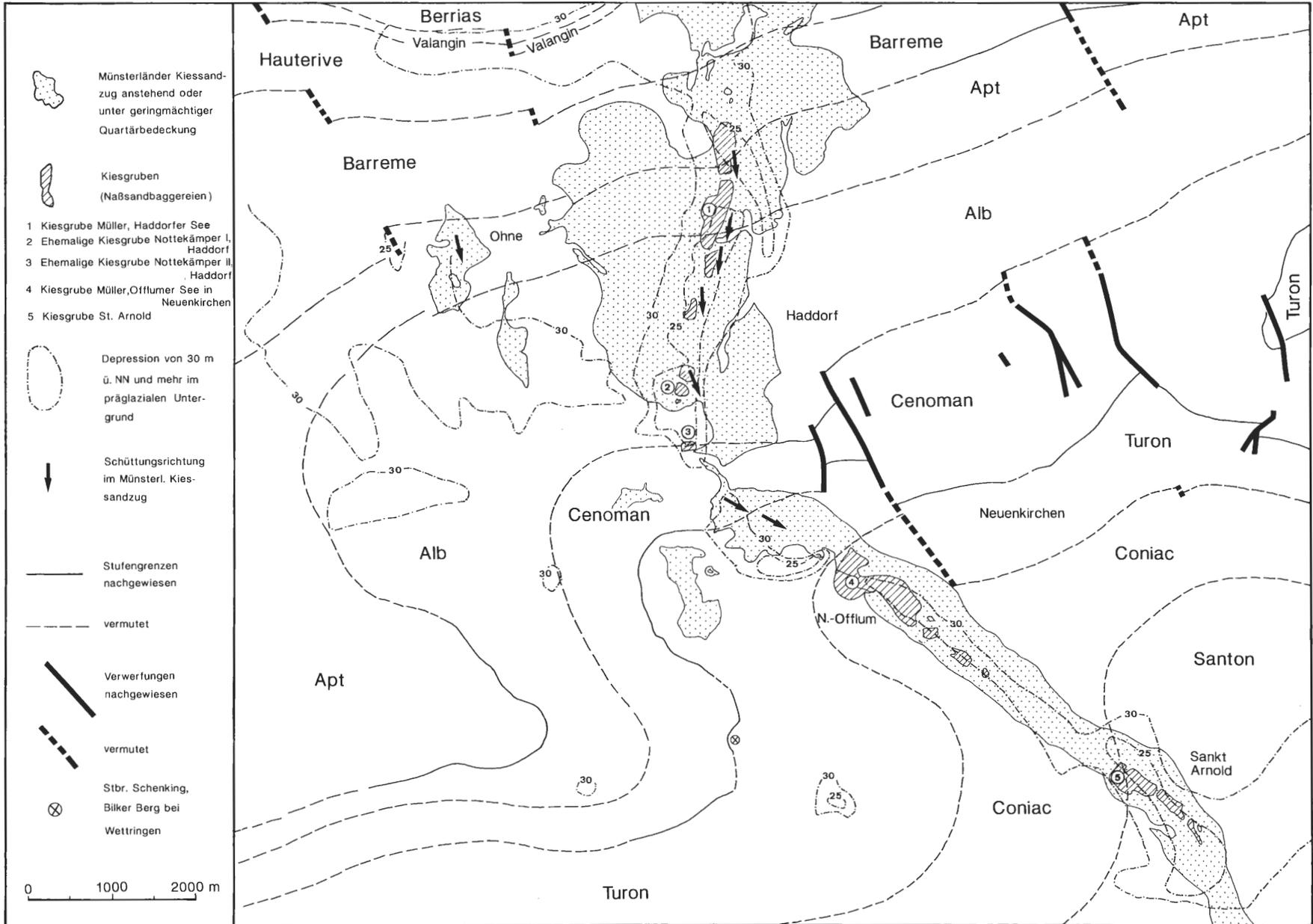
Etwa 3 km SW' der Kiesgrube Neuenkirchen-Offlum liegt der Naßabbau St. Arnold. Die Verhältnisse gleichen denen in Offlum. In bestimmten Horizonten wird das Gesteinsspektrum von Oberkreidekalken beherrscht. Die schlecht gerundeten Kalke haben unter- bis mittelcenomanes Alter.

2.2.4) Gravenstein

In den sich knapp 6 km südlich anschließenden Kiesgruben am Gut Gravenstein treten Oberkreidekalke nur in einigen Horizonten häufig auf. Sie sind insgesamt seltener als in den oben beschriebenen Aufschlüssen. Die unter- und mittelcenomanen Kalke sind im Vergleich zu St. Arnold besser gerundet.



Abb.2: Karte des Nordteils des Münsterländer Kiessandzuges. Unter Verwendung von Daten der geologischen Landesaufnahme (THIERMANN 1968, 1973).



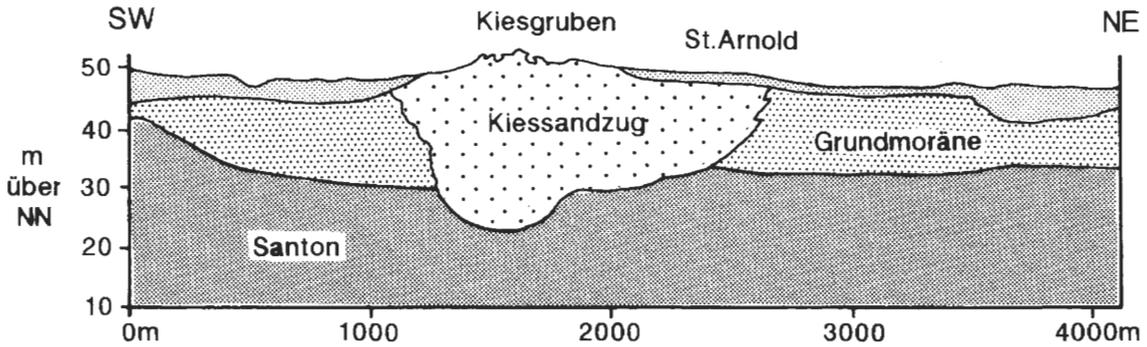


Abb.3: Ein Profil des Kiessandzuges bei St. Arnold. 25-fach überhöht. Vereinfacht nach THIERMANN 1973.

2.2.5) Ahlintel

In der Kiesgrube Ahlintel, SW Emsdetten, bot sich (SCHÄFER 1987, S. 77) ein ähnliches Bild wie in Gravenstein, in Bezug auf das quantitative Auftreten dieser Gesteine. Profilabschnitte in denen Kreidekalke stark dominieren, fehlen hier nach den Beobachtungen des Verfassers ebenso, wie nach einer Geschiebezählung von SCHALLREUTER & SCHÄFER (1987, Abb. 1). Die in Ahlintel auftretenden unter- und mittelcenomanen Kalke sind auffallend gut gerundet.

2.3) Lithologie und Stratigraphie

Bei den im Kiessandzug vorkommenden Oberkreidekarbonaten handelt es sich um Kalke- bzw. Kalkmergel der Normalfazies (WIEDMANN et al. 1989) der tiefen Oberkreide. Die Datierung mit Hilfe von Makrofosilien, läßt sich stützen bzw. ergänzen durch lithologische Vergleiche der Gerölle mit dem Anstehenden in der Nachbarschaft des Münsterländer Kiessandzuges. Die reinen, weißgrauen Kalke aus verschiedenen Horizonten der tieferen Oberkreide lassen sich makroskopisch unterscheiden, da sie geringfügig in Bruch, Bioturbation, Kalkgehalt und Farbe differieren. Demnach stammt die Mehrzahl der aufgefundenen Gerölle aus dem Unter- und Mittelcenoman.

Relativ selten treten Kalkmergel und Mergelkalke rötlicher Färbung auf, die Inoceramenschill enthalten. Diese als Rotpläner bezeichneten Gesteine wurden früher sämtlich dem Unterturon zugerechnet (z.B. THIERMANN 1973). Diese Fazies setzt jedoch, wenn auch nur mit geringer Mächtigkeit, bereits im höchsten Cenoman ein (z.B. WIEDMANN et al. 1989). Der Cenoman/Turon-Grenzbereich ist in Westfalen stark differenziert. Im Raum Rheine ist der als Schwellenablagerung aufzufassende Rotpläner die wichtigste Ablagerung dieses Zeitabschnittes. Die in den mehr beckenwärts gelegenen Aufschlüssen des Teutoburger Waldes (Steinbruch der Dyckerhoff AG in Lengerich, Steinbrüche Dieckmann und Foerth in Halle/Westf.) auftretenden charakteristischen Schwarzschieferlagen von insgesamt einigen Metern Mächtigkeit, sind im Profil Rheine-Waldhügel (Steinbruch Middel) auf eine wenige mm mächtige Lage reduziert. In der westfälischen Oberkreide kam es jedoch nicht ausschließlich im Cenoman/Turon-Grenzbereich zur Entstehung von Rotfärbungen. Deshalb ist der stratigraphische Rückschluß komplexer. Wie das Profil des Steinbruchs Schenking in Rheine-Wettringen in unmittelbarer Nähe zum Kiessandzug (Abb.2) zeigt, bildeten sich noch im Mittelturon Gesteine in Rotplänerfazies (KAPLAN 1986, Fig.3). Die Ausprägung dieser Fazies ist hier jedoch, wie auch an anderen Orten NW-Deutschlands, an submarine Gleitungen gebunden. Für deren Entstehung müssen überregionale tektonische Ereignisse verantwortlich gemacht werden (HILBRECHT 1988). Die aus der Kiesgrube Müller in Neuenkirchen-Offlum vorliegenden Rotplänergerölle (WMfN P 20234 - P 20236) stammen aber nicht aus dieser Rutschung; ihnen fehlen nämlich phacoidische Strukturen und Kalkgerölle wie sie für das Profil in Rheine-Wettringen typisch sind.

2.4) Grad der Abrollung und Transportlängen

Es wurden keine statistischen Untersuchungen des Rundungsindex vorgenommen. Die im Folgenden geschilderten Ergebnisse zur Abrollung der Gesteine beruhen auf qualitativen Geländebeobachtungen. Grund-

sätzlich sind die Cenoman- und Turonkalke weniger abgerundet als alle übrigen Geröllarten des jeweiligen Spektrums. Die maximalen Transportlängen können aus Abb. 2 direkt abgelesen werden, indem man jeweils die Strecke von den Kreuzungspunkten des Kiessandzuges mit den Stufengrenzen bis zum Fundort des Materials abmisst. Dieses ist zulässig, da das Verbreitungsmuster der Gerölle innerhalb des Kiessandzuges (Kapitel 2.5) sowie die Bedeckung des Kreideuntergrundes in seiner unmittelbaren Nachbarschaft durch Sedimente der Grundmoräne (vgl. Abb. 3) gegen einen Eintrag von Außen, z.B. durch lateral einmündende Schmelzwasserrinnen, spricht, für die es auch keinerlei Hinweise in Form sedimentärer Hinterlassenschaften gibt.

Der Grad der Abrollung der Oberkreidekalke nimmt von NW nach SE zu. Gerölle aus Neuenkirchen-Offlum und St. Arnold sind kaum gerundet und haben lediglich leicht abgerundete Bruchkanten (WMfN P 20233). Dieses liegt an den geringen Transportlängen. So sind die untercenomanen Kalke aus der Grube Neuenkirchen Luftlinie maximal 2,5 km und die turonen höchstens 1,5 km transportiert worden, was auch deren vergleichsweise mitunter sehr kantige Form erklärt. Zu den Geröllen aus St. Arnold kann trotz etwas längerem Transportweg von mehr als 5 km (Abb. 2) kein Unterschied festgestellt werden. Nach dem maximal zu untersuchenden Transport von etwa 15 km, in der Kiesgrube Ahlintel bei Emsdetten, sind sie deutlich abgerollter (z.B. WMfN Ahl. 86/30). SCHÄFER (1987, S. 78) gibt aber an, daß auch Kalke aus Ahlintel immer Kanten aufweisen und nur wenig gerundete Ecken haben.

Wichtig erscheint noch die Feststellung, daß besonders die untercenomanen Kalke z.T. verhältnismäßig weich sind und bereits im Anstehenden in Form abgerundeter Gesteinskörper vorkommen können. Die in einigen Partien des hohen Untercentomans vorkommenden "buckeligen" Schichtflächen werden als Flaserkalke bezeichnet (z.B. KAPLAN et al. 1984) und gehören zu diesen bereits primär gerundeten Kalken. Zusammenfassend kann weiches Ausgangsmaterial und primäre Rundung vereinzelt einen höheren Grad der Abrollung vortäuschen.

2.5) Verbreitungsmuster

Verfolgt man das Vorkommen von Oberkreidekalken im Münsterländer Kiessandzug von N nach S, zwischen Haddorf und Ahlintel, erkennt man, daß diese unvermittelt und in sehr großer Anzahl auftreten. Nach S hin nimmt das quantitative Vorkommen ab, der Rundungsgrad zu.

3) Entstehung des Münsterländer Kiessandzuges

Der Wandel in den Vorstellungen über die Entstehung des Münsterländer Kiessandzuges von WEGNER (1909) bis heute wurde bereits (z.B. THIERMANN 1968, 1973, 1985; SCHÄFER 1987) in zahlreichen Veröffentlichungen dargelegt. Zusammenfassend sei auf THIERMANN (1985) verwiesen, wonach sich in den letzten Jahren mit den Arbeiten von SERAPHIM (1979) und THOME (1980) anscheinend die Theorie einer Aufeinanderfolge von einem Os zum Kame durchsetzt.

Wie bereits LOTZE (1951, 1954) anschaulich illustriert, kreuzt der Münsterländer Kiessandzug den Oberkreiderand W'Rheine (Abb.1). Weder LOTZE noch nachfolgende Bearbeiter beschäftigten sich jedoch bei der Frage nach der Genese des Kiessandzuges mit dessen Gesteinen. So bleibt auch die offensichtliche Parallele zwischen der Verbreitung der Cenoman- und Turonkalke und dessen Überqueren des Oberkreiderandes bis jetzt unerkannt. Die sich hieraus ergebenden Schlüsse werden im Folgenden diskutiert.

Wie in Kapitel 2 beschrieben, treten im Verlauf des Zuges von NW nach SE Oberkreidekalke zuerst in Neuenkirchen-Offlum auf, also kurz nachdem der Kiessandzug die Oberkreidegrenze überschreitet. Betrachtet man diesen Bereich näher (Abb. 2) erkennt man Flächen an denen sich das Quartär besonders stark in den oberkretazischen Untergrund eingeschnitten hat, d.h. an denen Depressionen von mehr als 25 m ü. NN bestehen. Das Material aus diesen Depressionen ist subglazial-fluviatil erodiert und abtransportiert worden. Hierauf weisen vor allem die Verbreitungsschemata einer Reihe von Gesteinstypen im Kiessandzug hin. Diese Gesteine sollten deshalb als Gerölle bezeichnet werden, die Bezeichnung Geschiebe ist dem von Gletschereis bewegtem Material vorbehalten. Inwieweit Vertiefungen bereits vor der Entstehung des Kiessandzuges bestanden, wie es LOTZE (1954) und BAECKER (1963) für den Kiessandzug bei Münster beschrieben, kann vermutlich nicht geklärt werden. Auf die diversen Probleme in diesem Zusammenhang weist bereits THOME (1980) hin. Es erscheint angesichts der starken saaleeiszeitlichen Rinnenerosion frag-

lich, daß sich derartige ältere Relikte im nördlichen Teil des Kiessandzuges erhalten haben. Zwei Überlegungen sprechen nach Ansicht des Verfassers aber gegen -bzw. gegen eine ausgeprägte- präsaaleeiszeitliche Rinne:

- 1) Im gesamten Profil des Kiessandzuges kommt eine ausgesprochen große Menge von Geröllen der Grobkiesfraktion vor, deren Auftreten auf Bildung von Rinnen bzw. Kolken im präquartären Untergrund zurückgeführt werden muß. Deshalb scheint die Rinnenbildung im Nordteil des Münsterländer Kiessandzuges in dessen Entstehungsphase zu fallen.
- 2) Das sehr häufige Auftreten dieser Gesteine und deren Verbreitungsmuster zeigt, daß sie während der Bildung des Kiessandzuges eingebracht wurden. Eine Herkunft durch Beimengung aus bereits elsterzeitlich erodiertem Material erscheint ausgeschlossen. Das ausgeräumte Material wäre mit den übrigen Komponenten des Grobkiesanteils durchmischt und zudem nur noch untergeordnet vertreten.

THIERMANN (1973, S.69) fand im Untersuchungsgebiet keinerlei Anzeichen für eine präsaaleeiszeitliche Genese der Rinne. Er schreibt: "Hier scheint sie erst durch die Schmelzwässer im Toteis der Drenthe-Vereinigung geschaffen zu sein ...".

Die Abb. 2 zeigt, daß der Kiessandzug dem Verlauf der Depressionen folgt. Deutlich ersichtlich ist das Fehlen einer durchgehenden Rinne homogenen Charakters. BAECKER (1963, S. 67) spricht von einzelnen Auskolkungen, deren Verbindungen untereinander auch fehlen können. Wie die Verbreitung der Oberkreidegerölle zeigt, gelangte das Kreidematerial trotz fehlender Verbindungen in großer Anzahl über die Kolksschwellen hinweg. Dieses spricht für einen große Schmelzwassermengen führenden und sehr strömungsintensiven Flußlauf wie er unter abschmelzendem Toteis auch zu erwarten wäre. Hinzu kamen vermutlich lokal Wassermassen die aus dem überlagernden abschmelzenden Toteis herabstürzten und mit denen sich die Genese der Auskolkungen gut erklären ließe. Die Speisung durch die in den Randzonen des Emslandgletschers postulierten Stauseen (THOME 1980) ist in diesem Zusammenhang eine hilfreiche Annahme.

Ein Schnitt durch den Kiessandzug bei St. Arnold nahe Neuenkirchen (Abb. 3) zeigt, daß sich die Wassermassen erst durch die Grundmoräne schneiden mußten, um den oberkretazischen Untergrund zu erreichen. Die im Bereich von St. Arnold ausgeräumten Santongesteine wurden den Kiessandzugsedimenten ebenso beigemischt wie das Material der darüberliegenden Grundmoräne. Der Moränenanteil ist jedoch mehr als viermal so groß wie der des Santon. Geröllgroße Gesteine des Santon wurden bisher im Kiessandzug nicht beobachtet. Dieses ist auch nicht unmittelbar zu erwarten, da es im Untersuchungsgebiet als Tonmergel ausgebildet ist (THIERMANN 1973). Dieser wurde während des glazifluviatilen Transportes weitgehend zerrieben, ohne gröbere Gerölle zurückzulassen.

Die Tiefe, ab der oberkretazische Gesteine vom Kiessandzug erodiert wurden, liegt etwa unter der 30 m ü. NN-Höhenlinie der Quartärbasis. Da der Münsterländer Kiessandzug reichlich Gesteine der tiefen Oberkreide führt, zu deren Aufnahme sich die Wassermassen zuerst durch die Grundmoräne und dann in die Kreide eingraben mußte, kann nur ein direkter Kontakt zwischen Schmelzwasserfluß und Untergrund bestanden haben. Ein fluviatiler Kanal auf dem Inlandeis, der selbst in einer späteren Abtauphase bei Berührung des Untergrundes praktisch keine Rinnenerosion verursacht, wie ihn LOTZE (1951, 1954) annimmt, scheidet deshalb aus. Die Gerölle sind der Grobkiesfraktion des Kiessandzuges zuzuordnen. Da diese sicher der frühen und mittleren Phase der Entstehung des Münsterländer Kiessandzuges zuzuweisen ist, während derer eine genügend hohe Strömungsenergie als Voraussetzung zur Erosion dieser Gesteine bzw. deren Transport angenommen werden darf, ist auch ein von SERAPHIM (1980) neben einem Schmelzwasserfluß unter dem Eis in Betracht gezogener Kanal im Eis relativ unwahrscheinlich. Vielmehr flossen m.E. die Schmelzwässer bereits zu Anfang der Genese des Kiessandzuges subglazial. Eine Deutung des Kiessandzuges im wesentlichen als Osablagerung, wie sie jüngst favorisiert wird (SERAPHIM 1979 & 1980, THOME 1980), steht hiermit im Einklang, ja stützt diese Vorstellung sogar. Enorme Wassermassen, welche zur Erosion solcher Depressionen nötig sind, nahm bereits THOME (1980) an und erklärte die Zufuhr von Schmelzwässern aus "Stauseen, die sich östlich des Osnings bildeten" (S.28). Der hydrostatische Druck den gestaute Wässer verursachen, läßt sich als ausreichend groß erachten um solch intensive Erosionsformen hervorzurufen.

Nach THOME (1980) erodierte der subglaziale Strom "zuerst eine Rinne und hinterließ, als seine Kraft erlahmte, die als Kiessandzug bezeichneten Sedimente" (S.25). Der Verfasser geht angesichts der Geröllverbreitung jedoch von einem differenzierteren Geschehen, zumindest im Nordteil des Kiessandzuges, aus. Hier sind schon während der erodierenden Phase Gerölle abgelagert worden, um teilweise später erneut aufgearbeitet und verfrachtet zu werden. Hierfür sprechen die großen Unterschiede im Geröllbestand der

diversen Schichten des Kiessandzugprofils (vgl. Kap. 6.2) sowie die Präsenz von Oberkreidegeröllen im direkten Anschluß an den mutmaßlichen Erosionsort.

Zusammenfassend wäre die Gesamtverbreitung von Cenoman- und Turongeröllen, von ihrem Ursprungsort bei Neuenkirchen bis nach Ahlintel, kaum anders als mit der Deutung der Ablagerungen als Os in Einklang zu bringen. Desweiteren bestätigt diese die NW-SE-Schüttungsrichtung und somit die Fließrichtung des subglazialen Stromes.

4) Das übrige lokale Geröllspektrum

4.1) Trias

4.1.1) Gesteinsbestand

Triassische Gesteine sind im Kiessandzug mit zwei Typen, einem Kalkoolith und einem Crinoidenkalk vertreten (LEHMANN 1993). Beiden wird Muschelkalk-Alter zugeschrieben.

4.1.2) Herkunft

Da Trias im Bereich des Salzbergener Sattels im nördlichen Anfangsbereich des Münsterländer Kiessandzuges unter Quartär ausstreicht, könnte auch für diese seltenen Gerölle eine Herkunft aus dem Untergrund des Kiessandzuges angenommen werden. LEHMANN (1993) deutet sie jedoch als Lokalgeschiebe aus der nordöstlichen Nachbarschaft des Münsterländer Kiessandzuges, da die triassischen Gesteine im Kiessandzug sehr selten sind und eine Abtragung vermutlich wesentlich mehr Gesteine dieses Systems eingetragen hätte.

4.2) Jura

4.2.1) Gesteinsbestand

4.2.1.1) Lias

Liasgesteine sind eine sehr wichtige Komponente des Gesteinsbestandes im Kiessandzug, vor allem in seinem nördlichen Teil. In einigen Horizonten des Profils wird das Spektrum von dunklen Tonschiefern aus dem Pliensbachium dominiert, wobei sie stets mit den aus dieser Stufe stammenden Konkretionen vergesellschaftet sind. Fast ebenso häufig sind bituminöse Schiefertone aus dem Toarcium. Sie enthalten typische Faunenelemente des Posidonienschiefers (LEHMANN 1986¹).

4.2.1.2) Dogger

Gesteine aus dem Dogger kommen nur untergeordnet vor, auffällig sind lediglich Tonsteinkonkretionen aus dem Aalenium, die pyritisierte Inoceramen, und seltener Ammoniten, enthalten. Doggergerölle spielen im Gesamtspektrum praktisch keine Rolle, auch unter Berücksichtigung fossillere Gesteinsarten (vgl. SCHÄFER 1993-94).

4.2.1.3) Malm

Aus dem oberen Jura sind lediglich Gesteine die als Malmquarzit angesprochen werden können und nach SCHÄFER (1993, S. 113) das blaue Gestein bedeutsam. Der Serpulit, stratigraphisch über den oberen Munder Mergeln liegend, gehört ebenfalls zu den im Kiessandzug vorkommenden Gesteinen. Beide Schichten gehören aber nach KEMPER (1973) bereits in die untere Kreide. Malmgerölle kommen stets untergeordnet vor.

4.2.2) Herkunft

HUCKE & VOIGT (1967) vermuten "vereinzelte Jura-Aufragungen im deutsch-niederländischen Grenzgebiet" und das Weser- und Wiehengebirge als Herkunftsorte jurassischer Lokalgeschiebe. Ihre Lokalisierung bleibt recht ungenau. Erst SERAPHIM (In: AKKERMAN et al. 1986, S. 11) wird konkreter und vermutet, daß die Heimat der Lias- und Dogger-Gerölle im Münsterländer Kiessandzug, nicht zuletzt im Schapener Sattel, zu suchen ist. Liasgesteine stellen den weitaus größten Anteil der jurassischen Geröllkomponenten dar, und Dogger- und Malmgerölle spielen demgegenüber nur eine sehr untergeordnete Rolle, worauf schon AKKERMAN & LEHMANN in der gleichen Veröffentlichung (S.30) hinweisen. SCHÄFER (1993-94) geht von einer Herkunft der Juragesteine aus dem Bereich des Osnabrücker Berglandes, Teutoburger Waldes und Wiehengebirges aus.

Im Untergrund des Münsterländer Kiessandzuges, folgt man ihm in nördliche Richtung, schließen sich an die Kreideschichten Jurasedimente an. Aus diesem Grund muß erwogen werden, daß zumindest einige, wenn nicht sämtliche Juragesteine direkt aus dem Untergrund stammen.

In Bezug auf die Liasgerölle, den Posidonienschiefer des Toarcium sowie die Schiefertone des Pliensbachiums, ist aufgrund ihres einige Horizonte beherrschenden Auftretens in den nördlichen Gruben bei Had-dorf, sowie dem geringen Rundungsgrad der Gerölle eine Herkunft aus den Depressionen des Untergrundes als sicher anzusehen. Die Schiefer des Toarcium sind allesamt kantig (LEHMANN 1986), die Ecken der Gerölle sind geringfügig abgerollt. Noch deutlicher wird die geringe Transportbeanspruchung an den Tonsteinkonkretionen des Pliensbachium. Die in ihnen enthaltenen Ammoniten ragen gelegentlich aus den Konkretionen heraus. Dabei sind vielfach, trotz erfolgter Abrollung, die in Kalzit überlieferten Schalen noch auf der Gerölloberfläche erhalten. Ebenso verhält es sich mit den Resten der ursprünglichen Schiefermatrix. Dieses ist nur mit einer äußerst geringen Abrollung und relativ kurzem Transportweg erklärbar, setzt man ungefrorene Gerölle voraus die mechanisch stärker beansprucht wurden. Wenn diese Gerölle, wie bisher angenommen, Lokalgeschiebe aus dem Bereich der Juravorkommen des Wiehengebirges wären (AKKERMAN & LEHMANN In: AKKERMAN et al. 1986), hätten sich diese Relikte wohl nicht erhalten, da ihre mechanische Beanspruchung insgesamt, trotz einer Einfrierung während des Transportes, größer gewesen wäre.

Im weiteren Verlauf des Kiessandzuges treten Liasgerölle zahlenmäßig zurück, wie auch SCHÄFER (1987) betont. Dieses ist eine Parallele zu den Oberkreidekalken, die nach ihrem Eintrag in den Kiessandzug nach Süden auch seltener werden. Ebenso wie die Oberkreidekalke, stellen Liasgeschiebe aber auch in der südlichsten Grube Ahlintel einen wichtigen Anteil am Geröllspektrum (SCHALLREUTER & SCHÄFER 1987, Abb.1) dar.

Für die Gesteine des Dogger und Malm kann eine Herkunft aus dem Untergrund des Kiessandzuges angenommen werden. Teilweise, beispielsweise im Fall des Malmquarzits, mag es sich aber auch um lokale Geschiebe handeln.

4.3) Kreide

4.3.1) Gesteinsbestand

4.3.1.1) Berrias

Aus dem Berrias stammen bituminöse Lederschiefer, *Neomiodon*- und "*Metacerithium*"-Kalke, die im Gesteinsspektrum besonders häufig sind. Dies gilt auch für die südlichste Grube des Untersuchungsgebietes (SCHALLREUTER & SCHÄFER 1987, Abb.1).

4.3.1.2) Valangin

Die über dem Berrias folgenden Valangin-Sedimente sind offenbar auch großflächig abgetragen worden. Die Lage der Depressionen im Gestein (vgl. Abb. 2) und das häufige Auftreten von Geröllen dieser Stufe spricht hierfür. Im Kiessandzug liegt ein guter Querschnitt von Fossilien aus dem untersten Valangin, den *Platylenticeras*-Schichten, vor (AKKERMAN & LEHMANN In: AKKERMAN et al. 1986, LEHMANN 1987).

4.3.1.3) Hauterive bis Alb

Das Hauterive lieferte mittelkörnige Sandsteine von gelblich-brauner bis graugrüner Farbe. Diese Gesteine gehören zu den häufigen Komponenten des Gesteinsspektrums. Gesteine des Barreme und Apt konnten bislang nicht nachgewiesen werden (LEHMANN 1987, S. 35). Die Ablagerungen dieser Stufen kommen im nördlichen Teil des Kiessandzuges in toniger Fazies vor. Es wäre demnach vor allem mit konkretionär erhaltenen Fossilien zu rechnen. Da das Barreme im benachbarten Anstehenden recht fossilarm ist, verwundert nur das Fehlen eines Apt-Nachweises, da diese Stufe vergleichsweise viele Makrofossilien enthält. Das Alb ist großflächig ausgeräumt worden. Gesteine der jüngsten Unterkreidestufe sind durch Ammoniten der Gattung *Hoplites* belegt (LEHMANN 1987), kommen aber als Gerölle nur untergeordnet vor. Dieses mag ebenfalls an der im Bereich des Kiessandzuges überwiegend tonig entwickelten Fazies dieser Stufe liegen, verglichen mit jurassischen Tonsteinen und Schiefer-tonen sind diese leicht zu zerreiben. Lediglich Konkretionen, Markasitsteinkernfossilien oder sandige Einschübe blieben nach der subglazial-fluviatilen Erosion von den Gesteinen des Alb übrig.

4.3.1) Herkunft

Bereits HUCKE & VOIGT (1967) bilden einen Unterkreideammoniten aus dem Münsterländer Kiessandzug ab und vermuteten eine lokale Herkunft aus dem "Gebiet der westfälisch-niederländischen Unterkreidevorkommen zusammen mit anderen Unterkreidegesteinen" (S.84). SERAPHIM (In: AKKERMAN et al. 1986, S. 11) fährt im Bezug auf die Gerölle der Unterkreide fort, daß sie "... nach Häufigkeit, fazieller Ausbildung und Fossilgehalt ihren Ursprung ebenfalls ganz überwiegend in der nächsten Nachbarschaft des Kiessandzuges..." haben, "... wo ihre Schichten unter jüngeren Ablagerungen des Quartärs weitflächig anstehen." LEHMANN (1987) vermutet eine Herkunft aus dem Bereich des Teutoburger Waldes sowie nördlich und nordöstlich dieses Höhenzuges.

In der Abb. 2 erkennt man, daß die Wassermassen im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes sich auch in die Gesteine der Unterkreide tief eingeschnitten haben. Deutlich ersichtlich ist auch, daß diese Gesteine vom Gletscherfluß bereits eher als die Oberkreidekalke aufgenommen wurden, was ihr Auftreten auch in den nördlichsten Gruben des Kiessandzuges erklärt. Mit den Oberkreidekalken gemeinsam stellen sie das häufigste Vorkommen dar.

Sämtliche hier nur erwähnten und z.T. bereits von LEHMANN (1987) näher beschriebenen Unterkreidegerölle, sind faziell zweifellos mit den lokalen Unterkreidevorkommen zu parallelisieren. Dieses stützt die Hypothese einer Herkunft der Unterkreidegerölle des Kiessandzuges direkt aus dem ausgekolkten Untergrund.

4.4) Tertiär

4.4.1) Gesteinsbestand

Aus dem Tertiär treten im Kiessandzug Lumachellen, wohl vom Typ des Sternberger Gestein, fossiles Holz, Bernstein, Rupelton, Feinkonglomerate, Sandsteine und Glaukonitkonkretionen auf.

4.4.2) Herkunft

Beim "Sternberger Kuchen", dem fossilen Holz und beim Bernstein handelt es sich zweifellos um Geschiebe aus dem Bereich der Nord- und Ostsee.

Konkretionen des mitteloligozänen Rupeltones mit ihrer typischen Septarienstruktur, Feinkonglomerate des Eozän mit eingelagerten Phosphoritknollen und Haizähnen kommen dagegen aus dem direkten Ursprungsbereich des Kiessandzuges. Wie ein Vergleich mit dem Anstehenden zeigt, sind z.B. Septarienknollen aus dem Raum Uelzen makroskopisch mit denen des Kiessandzuges völlig identisch. Möglicherweise gehören auch dunkelgrüne Glaukonitkonkretionen, die in der Regel kugelförmig mit einem Durchmesser von 30 mm sind und die nicht selten Fischreste führen zu diesem Ursprungsbereich.

5) Gesteinsdurchmischung mit zunehmendem Transportweg

Die mit zunehmendem Transportweg geringere Anzahl von Geröllen eines Typs, d.h. das Aussetzen von massenhaftem Vorkommen, ist zum einen mit zunehmender Durchmischung einer weiteren aufgenommenen Gesteinsart im Verlauf des Transportweges zu erklären. Auch sind weichere Gesteinstypen mit der Zeit zerrieben worden. Desweiteren sind sicher große Anteile eines Geröllspektrums mit massenhaftem Vorkommen einer Gesteinsart in den Kolken abgesetzt worden, und nur ein geringerer Teil gelangte über die Kolksschwellen in südliche Richtung. Diesem Anteil mengten sich zudem Gesteine der Grundmoräne des abschmelzenden Inlandeises unter, die von den Seiten des subglazialen Flusses her eingetragen wurden. Hierdurch kamen vermutlich vorwiegend Ferngeschiebe dazu. Hinzu kamen noch Gesteine, die aus der Erosionsrinne abgetragen wurden. Dieses führt zur Überlegung, daß es im Münsterländer Kiessandzug nach einer ersten Phase der Bildung einer großräumigen Rinnenstruktur, vermutlich durch einen großen Wasserstrom, zu differenzierter Sedimentation mit zahlreichen sich rasch verlagernden subglazialen Schmelzwasserflüssen kam, in denen es zu periodischer Sedimentation kam. Deshalb können die verschiedenen Horizonte eines einzigen Profils völlig unterschiedliche Geröllspektren führen. Es fand an keinem Ort eine völlige Durchmischung des Geröllbestandes statt der zu einem einheitlichen Gesteinsspektrum führte.

6) Paläontologischer Teil

Da alle hier beschriebenen Fossilien aus dem benachbarten Anstehenden bekannt sind, lag dem Verfasser ein umfangreiches Vergleichsmaterial vor. Die meisten Arten sind in jüngerer Zeit erneut beschrieben worden, so daß nur in wenigen Fällen ausführlichere Beschreibungen notwendig waren.

Das bearbeitete Material wurde, sofern nicht anders angegeben, in den Jahren 1984-1990 vom Verfasser gesammelt und im Westfälischen Museum für Naturkunde in Münster (WMfN) hinterlegt.

6.1) Echinoidea

Klasse **Echinoidea** LESKE 1778

Unterklasse **Irregulares** LATREILLE 1825

Ordnung **Holasteroidea** DURHAM & MELVILLE 1957

Familie **Holasteridae** PICTET 1857

Gattung **Holaster** AGASSIZ 1836

Holaster subglobosus (LESKE 1778)

Tafel 1, Figur 2 a & b

1778 *Spatangus subglobosus* LESKE, S. 240, Tf. 54, Fig. 2,3.

1881 *Holaster subglobosus* (LESKE) - WRIGHT, S. 319, Tf. 73, Fig. 1.

1988 *Holaster subglobosus* (LESKE) - SMITH, PAUL, GALE & DONOVAN, S. 151, Tf. 31, Fig. 1-4; Tf. 40, Fig. 1; Abb. 56, 57, 60 a,b, 61 (hier weitere Synonymie).

M a t e r i a l: Ein abgerolltes Exemplar (WMfN P 20224) aus der Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine.

B e s c h r e i b u n g: Die adulte Corona ist von schwach halbkugelliger Gestalt mit schwacher Vorderfurche. Das Stück zeigt, aufgrund der starken Abrollung, mit Ausnahme einiger Stachelwarzen im Bereich des Peristom, keinerlei Oberflächendetails. Das Periproct fehlt.

B e m e r k u n g e n: *H. subglobosus* ist der häufigste Echinide des norddeutschen Cenoman und wurde aus der europäischen Oberkreide oft beschrieben.

S t r a t i g r a p h i e: *H. subglobosus* ist auf das Cenoman beschränkt. Bei dem vorliegenden Stück handelt es sich um eine relativ flache Form, die ihr Häufigkeitsmaximum zusammen mit anderen Formvarianten dieser Art im hohen Mittelcenoman, obere *rhotoomagense*-Zone, Mid-Cenomanian-Event s.l., (sensu WIEDMANN et al. 1989, Text-Fig. 2) findet. Da diese Variante im westfälischen Untercenoman fehlt, und obercenomane Vertreter der Art sehr selten sind, ist ein mittelcenomanes Alter des Stückes sehr wahrscheinlich.

Gattung ***Echinocorys*** BREYNIUS 1832

Echinocorys* cf. *gravesi (DESOR 1847)

Tafel 1, Figur 1 a & b

Vergleiche:

1847 *Anachytes Gravesii* DESOR, S. 136.

1903 *Echinocorys Gravesi*, DESOR (*Anachytes*), 1847. - LAMBERT, S. 48, Tf. 1, Fig. 12-15.

1972 *Echinocorys gravesi* (DESOR). - ERNST, Tf. 3, Fig. 3; Tf. 6, Fig. 2.

1991 *Echinocorys gravesi* (DESOR) - TARKOWSKI, S. 129, Tf. 28, Fig. 1 a-c (hier weitere Synonymie).

1992 *Echinocorys gravesi* (DESOR). - METZDORF, Tf. 11, Fig. 4 & 5.

M a t e r i a l: Ein abgerolltes Exemplar (WMfN P 20224) aus der Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine.

B e s c h r e i b u n g: Das Stück ist bei einer Länge von etwa 56 mm ca. 52 mm breit. Aufgrund der verdrückten Basis ist die Coronenhöhe nicht meßbar, sie betrug etwa 40 mm. In der Aufsicht ist die Corona oval, im Profil breit halbkugelig. Das Hinterende ist zugespitzt, der Apex liegt zentral. Eine Vorderfurche fehlt. Periproct und Peristom sind, ebenfalls wegen der eingedrückten Basis, nicht erkennbar. Oberflächenstrukturen fehlen auf dem abgerollten Stück.

B e m e r k u n g e n: *E. gravesi* ist eine Art mit variablen Körperformen wie es bereits KÖSTER (1957, S. 17) feststellt. ERNST (1972) spricht daher auch von der *gravesi*-Gruppe bzw. dem *gravesi*-Formenkreis. Das vorliegende Stück ist für eine definitive Artbestimmung zu schlecht erhalten.

S t r a t i g r a p h i e: *E. gravesi* kommt in Westfalen im Mittel- und Oberturon vor, vermutlich auch noch im Coniac. Das Stück gehört wahrscheinlich in das Turon. Eine Verwechslung mit *Echinocorys sphaerica*, der cenomanen Stammform der Gattung *Echinocorys*, ist nicht möglich.

Ordnung ***Spatangoida*** Claus 1876

Familie ***Micrasteridae*** LAMBERT 1920

Gattung ***Micraster*** AGASSIZ 1836

Micraster leskei (DES MOULINS 1837)

Tafel 1, Figur 3 a-c

1837 *Spatangus leskei* DES MOULINS, S. 392.

1984 *Micraster leskei* (DES MOULINS, 1837) – DAVID & FOURAY, S. 467, Abb. 6, 8, 10-15, 18-21 (pars), Tab. 2 (hier ausführliche Synonymie).

1985 *Micraster leskei* – FOURAY & POMEROL, Taf. 1, Fig. 1, 4, 7; Taf. 2, Fig. 1, 8.

? 1991 *Micraster leskei* (DES MOULINS, 1837) – TARKOWSKI, S. 130, Tf. 26, Fig. 1a-c, Fig. 2 a-c, 3 a, b (Tf. 26, Fig. 1 a-c & Fig. 2 a-c wahrscheinlich = *M. normanniae*).

M a t e r i a l: Ein Exemplar aus der Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine (WMfN P 20225).

B e s c h r e i b u n g: Das Gehäuse ist länger als breit (L: 55 mm; B: 51 mm). Der Umriß ist länglich-oval. Die größte Breite wird im vorderen Drittel erreicht. Im Profil ist die Corona langgezogen. Das Hinterende fällt nahezu senkrecht ab, die Oberseite ist nur sehr schwach konvex gewölbt, das Vorderende abgerundet. Die Basis ist leicht verdrückt. Die Vorderfurche bildet, ebenso wie die Petaloiden P I, II, IV und VI, eine relativ flache Rinne. Die Rinnen der Petaloiden IV und II sind mit 12 mm Länge im Vergleich zu den je 10 mm langen PI und PV verhältnismäßig groß. Zwischen den paarigen Poorenreihen sind die Petaloiden glatt. Petaloide und Scheitelschild liegen leicht subzentral, d.h. sind geringfügig nach vorne versetzt. Das Periproct fehlt, das Peristom liegt, bezogen auf die Gesamtlänge, etwa ein Viertel vom Vorderende entfernt. Das Labrum ist unauffällig und steht kaum hervor. Oberflächendetails sind, aufgrund der starken Abrollung des Stückes, kaum erkennbar.

B e m e r k u n g e n: Das hier abgebildete Stück zeigt einige Unterschiede zu typischen Vertretern von *Micraster leskei*. Es ist großwüchsiger, die Corona ist in der Seitenansicht flacher. Hierdurch erinnert es an *Micraster normanniae* BUCAILLE 1833. Letztere Art zeigt jedoch Furchen entlang den Petaloiden (STOKES 1977), die dem vorliegenden Stück fehlen.

Die Vertreter der Gattung *Micraster* zeigen eine starke intraspezifische Variabilität. Somit bliebe die Ansicht vieler französischer Autoren zu prüfen, welche die Art *M. leskei* weiter fassen und auch die von STOKES (1978) und älteren englischen Autoren als *M. corbovis* FORBES benannten großwüchsigen und wohlgerundeten Formen mit gewölbter Oralseite lediglich als Varietät erstgenannter Art ansehen (DAVID & FOU-RAY 1984, S. 470).

S t r a t i g r a p h i e: *M. leskei* tritt zuerst im hohen Unterturon auf (ERNST 1972), ist im Oberturon am häufigsten und reicht bis ins tiefste Unterconiac (SEIBERTZ 1991); vgl. ERNST 1972, SEIBERTZ 1978, STOKES 1978. Deshalb kann diesem Echiniden ein Turon- oder basales Unterconiac-Alter zugeschrieben werden.

Ordnung **Holoelectypoida** LATREILLE 1825

Familie **Discoidiidae** LAMBERT 1910

Gattung **Camerogalerus** QUENSTEDT 1873

Camerogalerus cylindrica (LAMARCK 1816)

M a t e r i a l: Ein hier nicht abgebildetes Exemplar aus der Kiesgrube Ahlintel bei Emsdetten in der Privatsammlung R. SCHÄFER (Steinfurt) unter Nr. AH.1536.

B e s c h r e i b u n g: Die 30 mm lange und 18 mm hohe Corona hat einen kreisrunden Umriß und ist annähernd halbkugelig. Die Basis ist teilweise zerstört, zeigt aber das -durch unvorsichtige Präparation vergrößerte- Peristom. Das Stück entspricht vollkommen der von RAABE (1966) gegebenen Beschreibung und den von MARCINOWSKI (1974) und MARCINOWSKI & RADWANSKI (1983) abgebildeten Exemplaren.

S t r a t i g r a p h i e: *C. cylindrica* ist eine cenomane Art. Das hier besprochene Exemplar stammt wahrscheinlich aus dem unteren oder mittleren Mittelcenoman, da diese hier ihr Maximum erreicht. Im Obercenoman (*pentagonum*-Zone sensu WIEDMANN et al. 1989) ist *C. cylindrica* sehr selten.

6.2) Ammonoidea

Klasse **Cephalopoda** CUVIER 1795

Unterklasse **Ammonoidea** ZITTEL 1884

Ordnung **Ancyloceratida** WIEDMANN 1967

Familie **Scaphitidae** GILL 1871

Gattung **Scaphites** PARKINSON 1811

Scaphites (*Scaphites*) *obliquus* J. SOWERBY 1813

Tafel 2, Figur 2

1813 *Scaphites obliquus* J. SOWERBY, S.54, Tf.18, Fig. 4-7.

1965 *Scaphites (Scaphites) obliquus* J. SOWERBY - WIEDMANN, S. 415, Tf. 56, Fig. 5 & 6; Abb. 3c.

1983 *Scaphites (S.) obliquus* SOWERBY - MARCINOWSKI & RADWANSKI. Tf. 7, Fig. 4 (non Fig. 3 a,b = *S. equalis*).

1991 *Scaphites (Scaphites) obliquus* J. SOWERBY, 1813 - DELAMETTE & KENNEDY, S.462, Abb. 17.1-17.5 (hier weitere Synonymie).

M a t e r i a l: Ein Exemplar (WMfN P 20226) aus der Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine.

B e s c h r e i b u n g: Fragment des Wohnkammerhakens eines noch nicht ausgewachsenen Exemplares. Im äußeren Flankenbereich schalten sich 2-3 feinere Rippen zwischen die Primärrippen, z.T. spalten sie sich auch von letzteren ab.

B e m e r k u n g e n: Die im Gegensatz zu *S. equalis* relativ schwache Ausprägung der Primärrippen erlaubt die Zuordnung zu dieser von WIEDMANN (1965) ausführlich beschriebenen Art.

S t r a t i g r a p h i e: *S. obliquus* soll in Westfalen nach KAPLAN et al. (1984, Abb. 3) im gesamten Unter- und im tieferen Mittelcenoman vorkommen, tritt nach eigenen Beobachtungen jedoch auch noch im mittleren Mittelcenoman auf.

Familie **Baculitidae** GILL 1871

Gattung ***Sciponoceras*** HYATT 1894

Sciponoceras baculoide (MANTELL 1822)

Tafel 2, Figur 6

1822 *Hamites baculoides* MANTELL, S. 123, Tf. 23, Fig. 6-7.

1876 *Baculites baculoides* MNT. - SCHLÜTER, S. 139, Tf. 39, Fig. 14,15; Tf.40, Fig.1.

1959 *Sciponoceras baculoide* (MANTELL) - MATSUMOTO, S. 104, Tf. 31, Fig.1, Abb. 2 (hier ausführliche Synonymie).

1979 *Sciponoceras baculoide* (MANTELL) - WIEDMANN & SCHNEIDER, S. 656, Tf. 4, Fig. 2-4 ; Abb. 5.

? 1981 *Sciponoceras baculoide* (MANTELL) - CHIRIAC, S. 64, Tf. 4, Fig. 1-4 ; Text-Fig. 21 (non Fig. 5, = *S. roto*).

1982 *Sciponoceras baculoide* (MANTELL 1822) - HISS, S. 185, Abb. 7, Fig. 1-2 (und Synonymie).

non 1982 *Sciponoceras baculoide* (MANTELL) - MANCINI, Fig. 7 c.

1983 *Sciponoceras baculoides* (MANTELL) - KENNEDY & JUIGNET, S. 19, Fig. 11 a-y, 12 a-bb, Fig. 13 a-w, 14 a-n (hier ausführliche Synonymie).

1991 *Sciponoceras baculoide* (MANTELL, 1822) - DELAMETTE & KENNEDY, S. 462, Fig. 17.6, 17.7, 17.14, 17.15 (und Synonymie).

M a t e r i a l: Zwei Exemplare, eins aus der Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine (WMfN P 20227, Tf. 2, Fig. 2), das zweite aus der Kiesgrube St. Arnold nahe Neuenkirchen bei Rheine (WMfN P 20228).

B e s c h r e i b u n g: WMfN P 20227 ist ein juveniles Exemplar mit einer Gesamtlänge von 50 mm. Auch wenn man die Verdrückung berücksichtigt, ist von einem hochmündigen ovalen Querschnitt auszugehen. Das der Mündung zugewandte Ende des Steinkernes ist mit unregelmäßigen, schlecht erkennbaren Rippen skulpturiert. Die mäßig verfolgbaren Einschnürungen verlaufen stark proradiat über die Windung. Aussagen

über die sehr schlecht erhaltene Ventralseite können nicht getroffen werden.

Bei WMfN P 20228 handelt es sich um ein Gehäusefragment eines ebenfalls juvenilen Individuums. Der Querschnitt ist hochmündig oval. Insgesamt sind drei Einschnürungen erkennbar die alle stark proradiat verlaufen und auf der Ventralseite besonders stark eingetieft sind.

B e m e r k u n g e n: Nach WIEDMANN & SCHNEIDER (1979) entfällt bei dieser Art eine Einschnürung auf die Distanz des 1- bis 2,5fachen der Windungshöhe, DELAMETTE & KENNEDY (1991) geben das 1,3- bis 2,3 fache an. KENNEDY & JUIGNET (1983) und DELAMETTE & KENNEDY (1991) fassen die Variationsbreite enger als WIEDMANN & SCHNEIDER (1979) und sehen einen hochmündigen ovalen Querschnitt als arttypisch an; demzufolge wären die von letzteren Autoren beschriebenen Exemplare einem anderen Taxon zuzuweisen. Das vorliegende Material läßt sich, auch auf der Grundlage einer engeren Artauffassung, gut *S. baculoide* angliedern (WMfN P 20227: 1,6; WMfN P 20228: 2,2).

S t r a t i g r a p h i e: *S. baculoide* kommt in Nordwestfalen fast im gesamten Cenoman vor (WIEDMANN et al. 1989, Text-Fig.2). Die stratigraphische Position von WMfN P 20228 liegt möglicherweise im unteren oder mittleren Mittelcenoman (*rhomagensense*-Zone sensu WIEDMANN et al. 1989), da es aus einem Geröll zusammen mit *Inoceramus cf. schoendorfi* HEINZ (Tafel 2, Fig. 4) stammt.

Familie **Anisoceratidae** HYATT 1900

Gattung **Anisoceras** PICTET 1854

Anisoceras (*Anisoceras*) cf. *plicatile* (J. SOWERBY 1819)

M a t e r i a l: Ein Exemplar in der Privatsammlung R. SCHÄFER (Steinfurt), Nummer GR. 536, aus der Kiesgrube Gravenstein bei Emsdetten.

B e m e r k u n g e n: Diese gut bekannte Art wurde zuletzt von WIEDMANN & BOESS (1984) beschrieben, ein möglicherweise zu *A. (A.) plicatile* gehörendes Exemplar stellten KENNEDY, COBBAN & HOOK (1988) in jüngerer Zeit vor. Das hier nicht abgebildete Exemplar ist schlecht erhalten, weshalb auf eine definitive artliche Zuordnung verzichtet wird.

S t r a t i g r a p h i e: *A. (A.) plicatile* ist in Westfalen aus dem Unter- und Mittelcenoman bekannt. Es erreicht im Bereich des Leithorizontes der *Actinocamax primus*-Fauna des tieferen Mittelcenoman ein Maximum. Demnach stammt das Stück aus dem Unter- oder Mittelcenoman.

Ordnung **Ammonitida** AGASSIZ 1847

Familie **Acanthoceratidae** GROSSOUVRE 1894

Gattung **Mantelliceras** HYATT 1903

Mantelliceras sp. juv.

M a t e r i a l: Ein Exemplar aus der Kiesgrube Gravenstein bei Emsdetten, das hier nicht abgebildet und in der Privatsammlung R. SCHÄFER (Steinfurt) unter GR.0647 aufbewahrt wird.

B e s c h r e i b u n g u n d B e m e r k u n g e n: Das juvenile Exemplar ist schlecht erhalten und läßt sich artlich nicht zuordnen. Zwischen die Hauptrippen schalten sich ein bis drei Rippen ein, die Lateral- und Ventrolateralknoten aufweisen. Umbilikalknoten scheinen zu fehlen. WRIGHT & KENNEDY (1984) führen als wesentliche Gattungsmerkmale die gegenüberliegenden äußeren Ventrolateralknoten auf einem leicht konvexen bis konkaven Venter an, der keine Siphonalknoten trägt. Diese Merkmale weist das vorliegende Stück auf.

S t r a t i g r a p h i e: *Mantelliceras* ist eine Gattung des Untercenoman.

Familie **Schloenbachiidae** PARONA & BONARELLI 1897

Gattung **Schloenbachia** NEUMAYR 1875

Schloenbachia varians (J. SOWERBY 1817)

M a t e r i a l: Mehrere Fragmente, die aufgrund der schlechten Erhaltung nicht beschrieben werden (kein Material hinterlegt).

B e m e r k u n g e n: Diese Ammonitenspezies ist die häufigste im borealen Cenoman und zeichnet sich durch eine extreme Variabilität aus. Die Varietäten laufen teilweise übergangslos ineinander über (z.B. WIEDMANN & SCHNEIDER 1979, HISS 1982, MARCINOWSKI 1983).

S t r a t i g r a p h i e: Das Vorkommen von *S. varians* weist auf ein unter- oder mittel-, fraglich auch obercenomanes Alter hin (WIEDMANN et al. 1989, Text-Fig.2; WRIGHT & KENNEDY 1987).

6.3) Bivalvia

Klasse **Bivalvia** LINNÉ 1758

Unterklasse **Pteriomorpha** BEURLIN 1944

Ordnung **Pterioida** NEWELL 1965

Familie **Inoceramidae** GIEBEL 1852

Gattung **Inoceramus** SOWERBY 1814

Aus dem Münsterländer Kiessandzug liegen eine ganze Reihe von Inoceramen vor, die zumeist nur fragmentarisch erhalten sind und so einer exakten Bestimmung nicht unterzogen werden können. Deshalb können hier aus dieser Gattung, die in der karbonatischen Fazies des Cenoman und Turon von Nordwestdeutschlands die wohl individuenreichste Fossilgruppe stellt, lediglich vier Arten beschrieben werden.

Die Länge von Inoceramen-Klappen ist parallel, die Höhe senkrecht zum Schloßrand zu messen. Sofern dieser nicht erhalten war mußte sein Verlauf angenommen werden.

Inoceramus crippsi MANTELL 1822 forma indet.

Tafel 2, Figur 5

1822 *Inoceramus cripsii* MANTELL, S. 133, Tf. 27, Fig.11.

1967 *Inoceramus crippsi* MANTELL - TRÖGER, S. 23.

1984 *Inoceramus crippsi hoppenstedtensis* TRÖGER - KAPLAN, KELLER & WIEDMANN, Tf. 8, Fig. 6.

1991 *Inoceramus crippsi* MANTELL, 1822 subsp. indet. - TRÖGER (in TRÖGER & CHRISTENSEN), S. 26, Tf. 1, Fig. 1 & 2,4 ; Tf. 3, Fig.1.

1991 *Inoceramus crippsi hoppenstedtensis* TRÖGER, 1967 - TRÖGER (in TRÖGER & CHRISTENSEN), S. 26, Tf.1, Fig. 5 & 6; Abb.24.

M a t e r i a l: Ein Steinkern einer rechten Klappe, die die darunterliegende linke Klappe desselben Individuums verdeckt. Privatsammlung H. AKKERMAN (Enschede/Niederlande), Abguß WMfN P 20232, gesammelt in der Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine.

B e s c h r e i b u n g: Die maximal erhaltene Höhe beträgt 70 mm. Der Umriß ist abgerundet rechteckig. Der Wirbel ist zerdrückt und schlecht erhalten. Der Flügel ist nicht überliefert. Die Wachstumsachse verläuft konvex, ebenso ist der Vorderrand geformt.

B e m e r k u n g e n: TRÖGER (1967) unterschied zwei Unterarten von *I. crippsi*. Diesem Schritt schloß sich KELLER (1982) an. Da diese beiden Formen dieselbe geographische und stratigraphische Verbreitung aufweisen, werden sie hier als Varietäten geführt (vgl. auch mit „Bemerkung“ unter *I. virgatus*). Das abgebildete Stück gehört nach freundlicher Auskunft von Herrn Prof. Dr. K.-A. TRÖGER (Freiberg) zu einer Variante aus dem Untercenoman des Münsterlandes, Brandenburgs, Mecklenburgs und der Krim, die möglicherweise eine Beschreibung als neue Form erfahren wird. Einer solchen kann und möchte der Verfasser hier nicht vorgreifen.

S t r a t i g r a p h i e: Die beiden Varietäten kommen in NW-Deutschland vom Unter- bis ins untere Mittelcenoman vor (KELLER 1982, WIEDMANN et al. 1989 u. andere). Für die hier abgebildete Form wird ein untercenomanes Alter angenommen (s.o.).

***Inoceramus virgatus* SCHLÜTER 1877 forma virgatus**

Tafel 2, Figur 3

1877 *Inoceramus virgatus* sp. n. SCHLÜTER, S. 257.

1982 *Inoceramus virgatus virgatus* SCHLÜTER, 1877 - KELLER, S. 51, Tf. 1, Fig. 1 (hier ausführliche Synonymie).

1987 *Inoceramus virgatus* SCHLÜTER, 1877 - MATSUMOTO, ASAI & HIRANO, S. 157, Fig. 6, 8-2, ?7, ?8-1 (und Synonymie).

M a t e r i a l: Ein Steinkern einer linken Klappe mit Schalenresten im Negativ (WMfN P 20230). Kiesgrube St. Arnold nahe Neuenkirchen bei Rheine.

B e s c h r e i b u n g: Die juvenile linke Klappe ist 24 mm hoch und erreicht die gleiche Maximallänge. Die typische Radialstriemung ist auf dem Steinkern bei Streiflicht deutlich erkennbar. Die Wachstumsachse ist konvex, der Flügel nur ansatzweise erhalten. Der Vorderrand ist ebenfalls nur teilweise überliefert und deshalb nicht zu beschreiben.

B e m e r k u n g: MATSUMOTO et al. (1987, S. 160) bemängeln zurecht die von SORNAY (1978) eingeführte und von späteren Autoren übernommene Abtrennung zweier separater Subspezies, *Inoceramus virgatus virgatus* und *I. virgatus scalprum*, da beide Taxa im selben stratigraphischen Niveau und in der selben Region vorkommen. Die von KELLER (1982, Tab. 1) herausgestellten Unterschiede zwischen beiden Formen scheinen jedoch keine Abtrennung auf Artniveau zu rechtfertigen, weshalb sie hier als Varietäten aufgefaßt werden.

S t r a t i g r a p h i e: *I. virgatus* forma *virgatus* tritt nach KAPLAN et al. (1984, Abb.4) in Nordwestdeutschland (Sack-Mulde) zuerst im mittleren Untercenoman auf und reicht bis ins tiefere sowie mittlere Mittelcenoman hinein (vgl. auch WIEDMANN et al. 1989: S. 941 f. und Tab. 2 sowie TRÖGER 1981, 1989).

***Inoceramus cf. schoendorfi* HEINZ 1928**

Tafel 2, Figur 4

Vergleiche:

1982 *Inoceramus schoendorfi* HEINZ, 1928 - KELLER, S. 49, Tf.2, Fig. 1 (hier ausführliche Synonymie).

1984 *Inoceramus schoendorfi* HEINZ - KAPLAN, KELLER & WIEDMANN, Tf. 8, Fig. 7.

1991 *Inoceramus schoendorfi* HEINZ, 1928 - TRÖGER (in TRÖGER & CHRISTENSEN), S. 26, Tf.1, Fig. 7-11; Abb. 25 & 26.

M a t e r i a l: Ein relativ schlecht erhaltener Steinkern der linken Klappe eines juvenilen Individuums (WMfN P 20229). Kiesgrube St. Arnold nahe Neuenkirchen bei Rheine.

B e s c h r e i b u n g: Die Schale ist länglich, 18 mm hoch und spitz zulaufend. Die Länge beträgt 12 mm, der Wirbel ist spitz und klein. Der Flügel ist nicht erkennbar, die symmetrischen Anwachskämme schwächen sich zum Wirbel stark ab.

B e m e r k u n g: Die schlechte Erhaltung und das juvenile Stadium erlauben nur eine annähernde artliche Zuordnung.

S t r a t i g r a p h i e: *I. schoendorfi* kommt nach TRÖGER (1989) und WIEDMANN et al. (1989) im unteren und mittleren Mittelcenoman vor und tritt nach letzteren Autoren bereits im obersten Untercenoman auf (Text-Fig. 2).

***Inoceramus* sp. ex. gr. *lamarcki* PARKINSON 1819**

Tafel 2, Fig. 1 a & b

Vergleiche:

- 1982 *Inoceramus lamarcki lamarcki* PARKINSON, 1819 - KELLER, S. 77, Tf. 4, Fig. 2 (hier ausführliche Synonymie).
- 1982 *Inoceramus lamarcki geinitzi* TRÖGER, 1967 - KELLER, S. 80, Tf. 6, Fig. 2 (und Synonymie).
- 1991 *Inoceramus lamarcki geinitzii* TRÖGER, 1967 - TARKOWSKI, S. 111, Tf. 8, Fig. 1 (und Synonymie).
- 1991 *Inoceramus lamarcki lamarcki* PARKINSON, 1819 - TARKOWSKI, S. 111, Tf. 7, Fig. 1 & 3; Tf. 8, Fig. 2-4 (und Synonymie).
- 1991 *Inoceramus lamarcki stuemckeii* HEINZ, 1926 - TARKOWSKI, S. 112, Tf. 11, Fig. 1 (und Synonymie).
- 1992 *Inoceramus lamarcki* PARKINSON, 1818 - WALASZCZYK, S. 30, Tf. 9, Fig. 4-7; Tf. 10, Fig. 1-3; Tf. 11, Fig. 1-4.

M a t e r i a l: Eine linke Klappe eines Schalenexemplares mit ansatzweise erhaltenem Flügel (WMfN P 20231). Gesammelt in der Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine.

B e s c h r e i b u n g: Die Klappe ist ca. 50 mm hoch. Die Breite beträgt etwa 30 mm, ist jedoch durch die Verdrückung deutlich verringert. Der gleiche Vorgang verstärkte die starke Wölbung der Schale. Der Flügel ist nur ansatzweise erhalten, scheint aber scharf abgesetzt gewesen zu sein. Der sehr schlecht erhaltene schmale Wirbel fällt steil zum nicht erhaltenen Vorderrand und zum Flügel ab. Die Skulptur besteht aus flachen Anwachsreifen.

B e m e r k u n g e n: Nach freundlicher Auskunft von Herrn Prof. Dr. K.-A. TRÖGER (Freiberg) ist diese Form mit seiner Variante 2 von *I. lamarcki lamarcki* vergleichbar (TRÖGER 1967, S.60), da der Flügel fehlt ist eine genauere Einordnung aber problematisch.

S t r a t i g r a p h i e: Derartige Inoceramenformen treten in Norddeutschland im Mittel- und Oberturon auf.

6.4) Begleitfauna

Zu den ausführlicher beschriebenen Fossilien kommen noch folgende Nachweise, die allesamt aus dem Cenoman stammen, denen aber keinerlei stratigraphische Aussagekraft zukommt.

Spongie non det.

Gastropode non det.

Ostreide indet.

Concinnithyris sp.

Terebella sp.

Selachier non det. (Zahn)

7) Dank

Für die Anregung diese Arbeit über den Münsterländer Kiessandzug zu schreiben, danke ich Dr. R. SCHALL-REUTER (Hamburg). Ohne die breite Unterstützung des verstorbenen Prof. Dr. J. WIEDMANN (Tübingen) wäre diese Veröffentlichung nicht möglich gewesen. Die Vorstellung der Inoceramenfauna ermöglichte Prof. Dr. K.-A. TRÖGER (Freiberg). Dr. N. HAUSCHKE (Halle) und Dr. J. KLOSTERMANN (Krefeld) sahen freundlicherweise das Manuskript durch. Dr. J. NEBELSICK (Tübingen) überprüfte das Abstract. Herr H. AKKERMAN (Enschede) erledigte die Fotoarbeiten, entlieh Material und gab vor allem wertvolle Denkanstöße. Dipl.-Geol. D. KORN (Tübingen) half mit technischen Hinweisen und steuerte Fotos zu den Tafeln bei. Allen sei herzlich gedankt.

¹⁾ Das von LEHMANN (1986) beschriebene insektenführende Geröll enthält nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Dr. J. ANSORGE (Rostock) einen Zikadenflügel (LEHMANN 1986: Abb. 4) der oberjurassisches oder unterkretazisches Alter anzeigt. Dieser Fund darf somit nicht mehr zur Fauna der Posidonien-schiefergerölle des Kiessandzuges gestellt werden.

8) Literatur

AKKERMAN, H., LEHMANN, J. & SERAPHIM, E.T. (1986): Eiszeitliche Sedimentärgeschiebe - Fossilien aus dem Münsterländer Kiessandzug. - Geol.-Paläont. Mus. Univ. Münster, 52 S., div. Abb.; Münster.

BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**: 59-88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

CHIRIAC, M. (1981): Amoniti Cretacici din Dobrogea de Sud. Studiu biostratigrafic. - Academiei Republicii Socialiste România, 143 S., 64 Abb., 33 Taf., 6 Kt.; Bukarest.

DAVID, B. & FOURAY, M. (1984): Variabilité et disjonction évolutive des caractères dans les populations de *Micraster* (Echinoidea, Spatangoida) du Crétacé supérieur de Picardie. - Géobios, **17** (4): 447-476, 21 Abb., 4 Tab.; Lyon.

DELAMETTE, M. & KENNEDY, W.J. (1991): Cenomanian ammonites from the condensed deposits of the Helvetic Domain (Western Alps, France and Switzerland). - J. Paleont., **65** (3): 435-465, 18 Abb.; Lawrence.

ERNST, G. (1972): Grundfragen der Stammesgeschichte bei irregulären Echiniden der nordwesteuropäischen Oberkreide. - Geol. Jb., **A 4**: 63-175, 26 Abb., 7 Taf.; Hannover.

FOURAY, M. & POMEROL, B. (1985): Les *Micraster* (Echinoidea, Spatangoida) de la limite Turonien-Sénonien dans la région stratotypique du Sénonien (Sens, Yonne). Implications stratigraphiques. - Annal. Paléont. Invert., **71**: 59-82, 5 Abb., 2 Taf., 1 Tab.; Paris.

HILBRECHT, H. (1988): Hangfazies in pelagischen Kalken und synsedimentäre Tektonik in Beispielen aus dem Mittel-Turon (Oberkreide) von NW-Deutschland. - Z. dt. geol. Ges., **139**: 83-109, 15 Abb., 4 Tab.; Hannover.

HISS, M. (1982): Ammoniten des Cenomans vom Südrand der westfälischen Kreide zwischen Unna und Möhnesee. - Paläont. Z., **56**: 177-208, 9 Abb.; Stuttgart.

HUCKE, K. & VOIGT, E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe). - Nederl. geol. Ver., 126 S., 24 Abb., 5 Tab., 50 Taf.; Oldenzaal.

KAPLAN, U. (1986): Ammonite stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. - Newsl. Stratigr., **17** (1): 9-20, 4 Abb., Stuttgart.

-, KELLER, S. & WIEDMANN, J. (1984): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenoman. - Schriftenr. Erdwiss. Komm., **7**: 307-347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien.

KELLER, G. (1951): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens XI - Die Deutung des Kiessandrückens in Laer-Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**: 353-362, 6 Abb.; Stuttgart.

- (1952): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens XVII - Sand- und Kieshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich (Westf.) und Lienen. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1952**: 433-441, 4 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, S. (1982): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman - Unter-Coniac) Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. - Geol. Jb., **A 64**: 3-171, 61 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. - Geol. Jb., **A 9**: 47-67, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- KENNEDY, W.J. & JUIGNET, P. (1983): A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian. I. Introduction, Ancyloceratina. - Cret. Res., **1983** (4): 3-83, 40 Abb.; London.
- , COBBAN, W.A. & HOOK, S.C. (1988): Middle Cenomanian (Late Cretaceous) molluscan fauna from the base of the Boquillas Formation, Cerro de Muleros, Doña Ana County, New Mexico. - New Mexico Bur. Mines & Min. Res., Bull., **114**: 35-44, 3 Abb.; Socorro.
- KÖSTER, E. (1954): Werden und Vergehen der Gattung *Echinocorys* nach Funden aus dem westlichen Ostseeraum. - Meyniana, **2**: 15-23, 11 Abb., 1 Tab.; Kiel.
- LEHMANN, J. (1986): Ein insektenführendes Geschiebe untertoarcischen Alters aus dem Münsterländer Hauptkiessandzug in Westfalen. - Der Geschiebesammler, **20** (3): 89-96, 3 Abb.; Hamburg.
- (1987): Die Unterkreidegeschiebe des Münsterländer Kiessandzuges. - Der Geschiebesammler, **21** (1): 31-42, 3 Taf.; Hamburg.
- (1993): Triassische Sedimentärgeschiebe aus dem Münsterländer Kiessandzug in Westfalen und ihre geschiebekundliche Bedeutung. - Arch. Geschiebek., **1** (7): 379-383, 2 Abb.; Hamburg.
- LOTZE, F. (1951): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens X - Zur Entstehung der Münsterländer Hauptkiessandzone. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **11**: 321-328, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1954): Der Münsterländer Hauptkiessandzug und seine Entstehung. - Natur u. Heimat, **14** (1): 1-10, 4 Abb.; Münster.
- MANCINI, E.A. (1982): Early Cenomanian cephalopods from the Grayson Formation of North-central Texas. - Cret. Res., **1982** (3): 241-259, 7 Abb.; London.
- MARCINOWSKI, R. (1974): The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. - Acta Geol. Pol., **24** (1): 117-217, 31 Abb., 34 Taf., 6 Tab.; Warschau.
- (1983): Upper Albian and Cenomanian ammonites from some sections of the Mangyshlak and Tuarkyr regions, Transcaspia, Soviet Union. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1983** (3): 156-180, 8 Abb.; Stuttgart.
- & RADWANSKI, A. (1983): The Mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands (marginal part of the Central European Basin). - Zitteliana, **10**: 65-95, 6 Abb., 8 Taf., 1 Tab.; München.
- MATSUMOTO, T., ASAI, A. & HIRANO, H. (1987): Some inoceramids (Bivalvia) from the Cenomanian (Cretaceous) of Japan - II three species from Hokkaido, well known abroad but hitherto undescribed in Japan. - Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., **147**: 146-164, 8 Abb., 3 Tab.; Tokyo.
- METZDORF, R. (1992): Zur Fauna des *Hyphantoceras*-Event (Oberes Turonium) von Halle und Bielefeld. - Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgebung, **33**: 271-331; Bielefeld.
- RAABE, H. (1966): Die irregulären Echiniden aus dem Cenoman und Turon der Baskischen Depression (Nordspanien). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **127** (1): 82-126, 8 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- SCHALLREUTER, R. & SCHÄFER, R. (1987): Karbonsandstein als Lokalgeschiebe. - Geol. Paläont. Westf., **7**: 65-73, 2 Abb., 1 Taf.; Münster.
- SCHÄFER, R. (1987): Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiessandzug. - Geol. Paläont. Westf., **7**: 75-89, 2 Abb., 3 Taf., Münster.
- (1993-1994): Jurassische Geschiebefossilien aus dem Münsterländer Hauptkiessandzug. - Geschiebekunde aktuell, **9** (4): 113-118, 1 Abb., 3 Tab. (Teil I, 1993); **10** (1): 1-14, 4 Abb., 5 Taf. (Teil II, 1994); **10** (2): 43-52, 4 Taf. (Teil III, 1994); **10** (3): 83-95, 5 Taf. (Teil IV, 1994); Hamburg.

SEIBERTZ, E. (1978): Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes: Ein Fazieswirkungsschema. - Paläont. Z., **52**: 93-109, 16 Abb.; Stuttgart.

- (1991): Ordnung Spatangoida. - In: OWEN, E. & SMITH, A. B. (ed.): Kreidefossilien: Bestimmungsatlas der Fossilien des Chalk. Überarbeitete und ergänzte Übersetzung von „Fossils of the Chalk“, Field Guides to Fossils, No. 2, Palaeont. Assoc., London 1987; Goldschneck-Verlag, 152 S., 29 Abb., 59 Taf.; Korb.

SERAPHIM, E.T. (1979): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-) Glazial. - Münster. Forsch. Geol. Paläont., **47**: 1-51, 1 Abb., 2 Tab.; Münster.

- (1980): Über neue Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. - Westf. Geogr. Stud., **36**: 11-20, 2 Abb., 1 Tab.; Münster.

SMITH, A.B., PAUL, C.R.C., GALE, A.S. & DONOVAN, S.K. (1988): Cenomanian and Lower Turonian echinoderms from Wilmington, south-east Devon, England. - Bull. Brit. Mus. (N.H.), Geol. Ser., **42**: 1-245, 79 Abb., 2 Tab., 51 Taf.; London.

SORNAY, J. (1978): Précissions paléontologiques et stratigraphiques sur divers Inocérames Cénomaniens et, en particulier, sur ceux de la sarthe figurés par E. Guéranger en 1867. - Géobios, **11** (4): 505-515, 2 Taf.; Lyon.

STOKES, R. (1977): The echinoids *Micraster* and *Epiaster* from the Turonian and Senonian of England. - Palaeont., **20**: 805-821, 2 Abb., 2 Taf., London.

TARKOWSKI, R. (1991): Stratygrafia makroskamieniałości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej. - Geol., **51** : 7-156, 24 Abb., 28 Taf., 1 Tab.; Krakau.

THIERMANN, A. (1968), mit Beitr. von REHAGEN, H.-W. & SCHRAPS, W.G.: Erläuterungen zu Blatt 3707 Glanerbrücke, Blatt 3708 Gronau und Blatt 3709 Ochtrup. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000: 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

- (1973), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., KALTERHERBERG, J., KOCH, M. & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 3710 Rheine. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000: 174 S., 16 Abb., 12 Tab., 5 Taf.; Krefeld.

- (1985), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., KOCH, M. & VOGLER, H. : Erläuterungen zu Blatt 3811 Emsdetten. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000: 90 S., 3 Abb., 2 Taf.; Krefeld.

- (1987), mit Beitr. von KOCH, M.: Erläuterungen zu Blatt C 3910 Rheine. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000: 68 S., 14 Abb., 2 Tab.; Krefeld.

THOME, K.N.(1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit - Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge. - Westf. Geogr. Stud., **36**: 21-40, 9 Abb.; Münster.

TRÖGER, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), Teil 1. - Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., **12**: 13-207, 31 Abb., 14 Taf.; Dresden.

- (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. - Newsl. Stratigr., **9** (3): 139-156, 8 Abb.; Stuttgart.

- (1989): Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and paleobiogeography in Europe and Western Asia. - Cret. of the Western Tethys, 911-930, 8 Abb.; Stuttgart.

- & CHRISTENSEN, W.K. (1991): Upper Cretaceous (Cenomanian-Santonian) inoceramid bivalve faunas from the island of Bornholm, Denmark. - Danmarks Geol. Unders., DGU Ser. A, **28**: 1-47, 33 Abb., 4 Taf.; Kopenhagen.

WALASZCZYK, I. (1992): Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Upland; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. - Acta Geol. Pol., **42** (1/2): 1-122, 32 Abb., 48 Taf.; Warschau.

WEGNER, T. (1909): Führer zu den Exkursionen der zweiten Hauptversammlung des Niederrheinischen Geologischen Vereins zu Münster i.W. 22-25 Mai 1908. I. Das Diluvium in der Umgebung Münsters. - Sitz. Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westf., **1908**, Abt. D: 191-241; Bonn.

WIEDMANN, J. (1965): Origin, limits, and systematic position of *Scaphites*. - *Palaeont.*, **8** (3): 397-453, 16 Abb., 8 Taf.; London.

- & BOESS, J. (1984): Ammonitenfunde aus der Biskaya-Syncline (Nordspanien) - Kreidegliederung und Alter des Kreide-Vulkanismus. - *Eclogae geol. Helv.*, **77** (3): 483-510, 10 Abb.; Basel.

- & SCHNEIDER, H.L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. - *Aspekte der Kreide Eur.*, IUGS, **A 6**: 645-680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

-, KAPLAN, U., LEHMANN, J. & MARCINOWSKI, R. (1989): Biostratigraphy of the Cenomanian of NW Germany. - *Cret. of the Western Tethys*: 931-948, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

WRIGHT, C.W. & KENNEDY, W.J. (1984): The Ammonoidea of the Lower Chalk, I. *Monogr. Palaeontogr. Soc.*, **567**: 1-126, 28 Abb., 40 Taf.; London.

- & KENNEDY, W.J. (1987): Ammonites. - In: Owen, E. & SMITH, A.B. (ed): *Fossils of the Chalk*, *Palaeont. Assoc., Field Guides to fossils* **2**: 306 S., 25 Abb., 59 Taf.; London.

Zu den Tafeln:

Sämtliche Figuren wurden mit Ammoniumchlorid geweißt.

Tafel 1

Fig.1-3: Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine.

Fig.1: *Echinocorys* cf. *gravesi* (DESOR 1847); wahrscheinlich Turon; WMfN P 20223.

Fig.2: *Holaster subglobosus* (LESKE 1778); Cenoman; WMfN P 20224.

Fig.3: *Micraster leskei* (DES MOULINS 1837); Turon oder tiefstes Unter-Coniac; WMfN P 20225.

Alle Figuren in natürlicher Größe.



Tafel 2

Fig.1-2

und **5-6:** Kiesgrube Müller, Offlumer-See in Neuenkirchen bei Rheine.

Fig.3-4: Kiesgrube St. Arnold nahe Neuenkirchen bei Rheine.

Fig. 1: *Inoceramus* sp. ex.gr. *lamarcki* PARKINSON 1819; Turon; WMfN P 20231.

Fig.2: *Scaphites obliquus* J. SOWERBY 1813; Cenoman; WMfN P 20226.

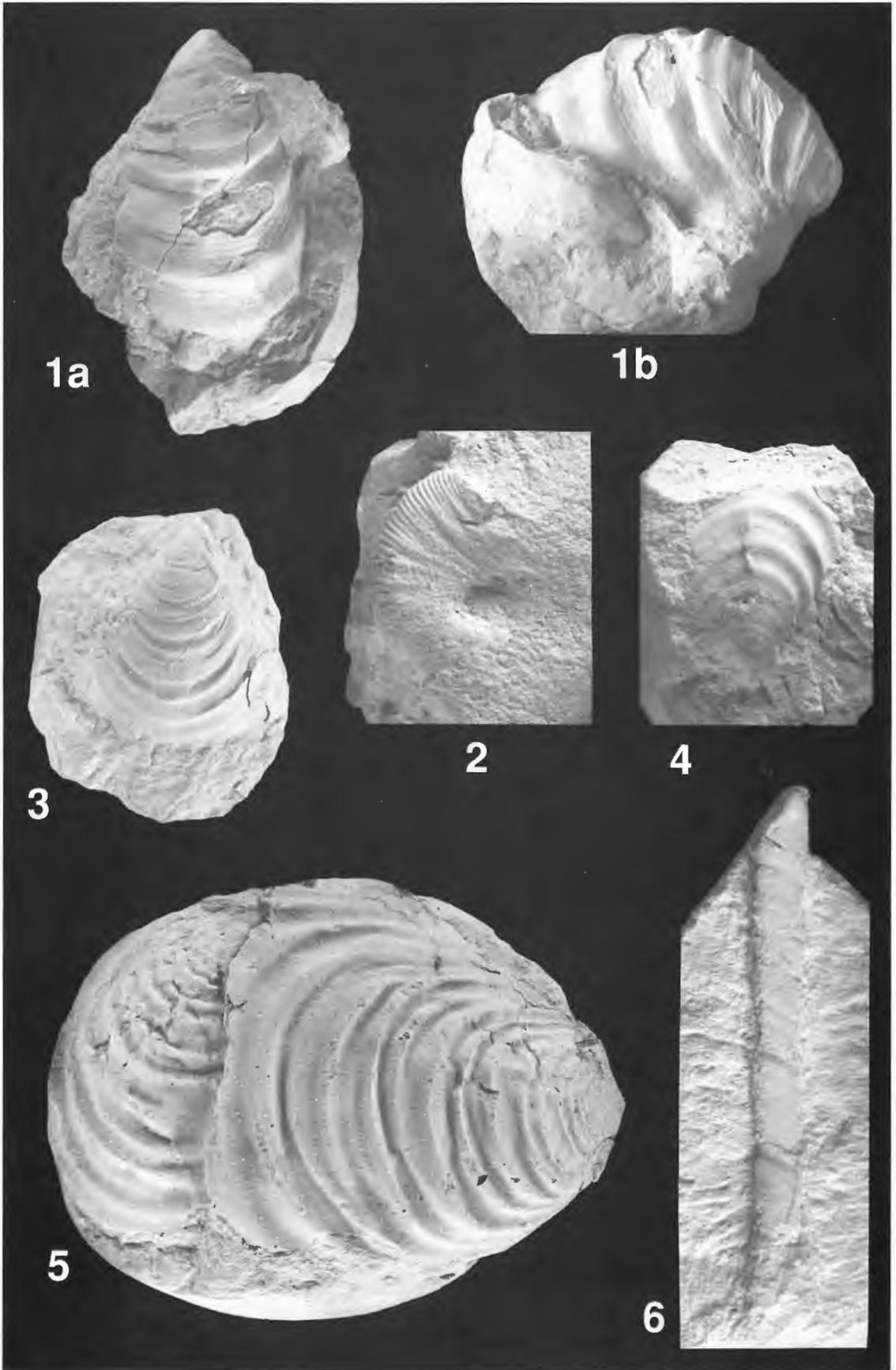
Fig.3: *Inoceramus virgatus* forma *virgatus* SCHLÜTER 1877; Cenoman; WMfN P 20230.

Fig.4: *Inoceramus* cf. *schoendorfi* HEINZ 1928; Cenoman; WMfN P 20229.

Fig.5: *Inoceramus crippsi* MANTELL 1822 forma indet.; Cenoman; Sammlung H. AKKERMAN, Enschede.

Fig.6: *Sciponoceras baculoide* (MANTELL 1822); Cenoman; WMfN P 20227.

Fig. 1&5 in natürlicher Größe; Fig. 2: x 2; Fig. 3: x 1,3; Fig. 4: x 1,8; Fig. 6: x 1,7.



Geol. Paläont. Westf.	41	55– 67	11 Abb. 1 Taf.	Münster Dezember 1995
--------------------------	----	--------	-------------------	--------------------------

Fenstergefüge im südlichen Briloner Massenkalk

Bernd Mestermann*

Z u s a m m e n f a s s u n g : In lagunären Massenkalk-Abfolgen des Briloner Riffes treten in bestimmten Horizonten Fenstergefüge (fenestral fabrics) auf. Im Folgenden werden 6 Fenstergefüge-Formen beschrieben und ihre Genese und Bedeutung für die Faziesinterpretation diskutiert.

Fenstergefüge verdeutlichen den zyklischen Aufbau der lagunären Karbonate: Im Wechsel von kurzfristigen transgressiven und länger andauernden regressiven Sedimentationszeiten bildeten sich subtidale mikritische Kalke und intertidale bis supratidale Mikrite und Pelmikrite mit differenzierten Fenstergefüge-Formen. Ihre Entstehung wird auf Schrumpfungsprozesse durch periodische Austrocknung und anschließende Flutung sowie auf Karbonatlösung unter subaerischen Bedingungen zurückgeführt.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einführung	56
2. Fenstergefügegenese und mikrofazielle Aussagekraft	56
3. Fenstergefüge des Briloner Massenkalkes	56
3.1 Planare LF-A-Gefüge	57
3.2 Unregelmäßige LF-A-Gefüge	59
3.3 Kugelförmige Fenstergefüge	59
3.4 LF-B-Gefüge	60
3.5 Vertikale Röhrenform	62
3.6 Vertikal-dendroide Form	63
4. Ablagerungsraum, Sedimentationszyklen und Fenstergefüge	63
5. Untersuchungsmethodik	64
6. Literatur	65

* Anschrift des Verfassers:
Dipl.-Geol. Bernd Mestermann, Dorfstraße 76, D-44534Lünen

1. Einführung

Während des Mitteldevons und unteren Oberdevons entstanden auf Hochlagen des Schelfbereiches der variszischen Geosynklinale ausgedehnte Rifffkomplexe. Sie treten heute im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Massenkalk-Sattelstrukturen hervor. Der sie aufbauende Kalk ist heterogen ausgebildet. Mit Hilfe der Mikrofazies-Analyse können Karbonat-Gesteinstypen verschiedenen Ablagerungsräumen zugeordnet werden. Im Falle des Briloner Massenkalkes ist eine Gliederung in einen Vorriff-, Riffrand- und Lagunenbereich (MALMSHEIMER, MENSINK & STRITZKE 1991:69 ff.) möglich. Massige, dickbankige, überwiegend von Stromatoporenriffen gebildete sparitische Kalke verzahnen sich am südlichen Rand des Karbonatkomplexes mit Riffschuttkalken. Im zentralen lagunären Bereich des Massenkalkes dominieren Mikrite bis Pelmikrite, teilweise mit reicher Amphiporen-, Brachiopoden- und Gastropodenfauna.

Mikrofazielle Untersuchungen in diesem Bereich zeigten, daß sich in bestimmten Horizonten Fenstergefüge häufen (MALMSHEIMER, MENSINK & STRITZKE 1991; MAY 1987; MESTERMANN 1988). Die Kenntnis der für die Gefügeentstehung relevanten sedimentologischen, klimatologischen und untergeordnet biologischen Faktoren ermöglicht paläoökologische Aussagen zum Ablagerungsraum sowie eine Gliederung der Karbonatabfolgen in Sedimentationszyklen.

2. Fenstergefügegenese und mikrofazielle Aussagekraft

Sparitgefüllte mm- bis cm-große, syn- bis postsedimentär gebildete Hohlräume in mikritischen oder pelmikritischen Kalken werden als Fenstergefüge (fenestral fabrics TEBBUTT et al. 1965) bezeichnet. In der nachstehend gewählten Klassifikation werden die Begriffe „stromatactis“ (DUPONT 1882) und „birdseyes“ (HAM 1952) nicht als eigenständige Bezeichnungen benutzt, da zwischen den von FLÜGEL (1978:198) gegebenen Definitionen fließende Übergänge beobachtet werden können.

Fenstergefüge wurden bereits früh beschrieben und ihre Entstehung recht kontrovers gedeutet. Eine ausführliche Zusammenstellung zu Terminologie und Genese war Teil einer Diplom-Arbeit (MESTERMANN 1988).

Im wesentlichen werden Fenstergefüge auf Schrumpfungsprozesse (FISCHER 1964,1975; SHINN 1968), Lösungsvorgänge (BATHURST 1959; WOLF 1965; SEMENIUK 1971) oder auf den Einfluß von Algenmatten (HAM 1952; ILLING 1959; LOGAN 1974) zurückgeführt. Die Theorie über die Entstehung der Fenstergefüge im Zusammenhang mit Algenwachstum (cryptalgal-fabrics AITKEN 1967) wird von vielen Autoren akzeptiert, jedoch belegte SHINN (1968:216 ff.) durch Laborexperimente die Möglichkeit einer rein anorganischen Bildung.

Die Formen der Gefüge weisen eine Abhängigkeit vom Bildungsmilieu auf: Der Karbonatstrand (Supratidal) mit mehr oder weniger verfestigtem Karbonatsand ist in erster Linie dem Einfluß karbonataggressiven, meteorischen Wassers ausgesetzt, wobei Karbonatlösung dominiert. Karbonatübersättigtes Spritzwasser der Lagune beeinflusst diese Zone nur gelegentlich und bewirkt Ausfällung von Karbonatzementen. Fenstergefüge sind hier unregelmäßig geformt, oft durch Kanäle oder Spalten miteinander verbunden (Mikrokarst) und zeigen häufig Einschwemmung von Internsediment. Im Gezeitenbereich dagegen führt wiederholte Flutung und Austrocknung von Karbonatschlamm zur schichtungsparallelen Ablösung von Sedimentfragmenten. Algenmatten können diesen Vorgang unterstützen. Die entstehenden planaren, untergeordnet auch kugelförmigen Hohlräume und Trockenrisse werden frühdiagenetisch mit Calcit ausgefüllt.

3. Fenstergefüge des Briloner Massenkalkes

In den lagunären Massenkalk-Abfolgen können 6 Fenstergefüge-Formen unterschieden werden. Die hier verwendete Unterteilung stellt eine Erweiterung der von MÜLLER-JUNGBLUT & TOSCHEK (1969) vorgeschlagenen Klassifikation dar. Die Beschreibung der Gefüge stützt sich auf ein Steinbruchprofil (r/h Wert: 34 71530, 56 95650), einen direkt südlich anschließenden Eisenbahneinschnitt sowie auf zahlreiche kleinere Aufschlüsse im Ausstrichbereich des lagunären Massenkalkes zwischen Brilon, Thülen und dem Bilsteinhöhenzug.

3.1 Planare LF-A-Gefüge

B e s c h r e i b u n g : Diese Formen erscheinen als schichtungsparallele, in Längen- und Breitenrichtung gestreckte, flächige, sparitgefüllte Hohlräume (Abb.1,2 u.3). Der überwiegende Teil verläuft horizontal oder mäandriert parallel zur Schichtung; es kommen jedoch auch Verbindungen zu Fenstern höherer oder tieferer Niveaus vor. Seltener gabeln sie sich in mehrere Äste verschiedener Ebenen auf, oder sie schnüren in Horizontal- oder Vertikalrichtung mehr oder weniger kugelige Formen ab (Taf.1,1-5). Verbindungen zwischen Fenstern verschiedener Ebenen sind häufig mikrokarstähnlich erweitert und mit Internsediment gefüllt. Die durchschnittliche Länge einer Einzelform beträgt 10 mm, in Extremfällen 20 mm; ihre Höhe schwankt zwischen 0,1 und 0,8 mm. Der vertikale Abstand zwischen den einzelnen Fenstern variiert im allgemeinen zwischen 1 und 5 mm. Häufig ist die planare LF-A-Form mit kugeligen bis rundlich-länglichen Fenstern vergesellschaftet (vgl. Definition für „Birdseyes“ bei FLÜGEL 1978). Die einzelnen Hohlräume sind mit bis zu 3 konzentrisch angeordneten Calzit-Zementgenerationen gefüllt, die sich in Farbe, Einzelkristallgröße und Kristallausbildung voneinander unterscheiden (Taf.1,15-17).

G e n e s e : Nach FISCHER (1964) und SHINN (1968, 1982) entstehen solche Gefüge durch wiederholte Austrocknung und Flutung im oberen Intertidal und Supratidal. Während des Trockenfallens schrumpft der oberste Sedimentbereich unter horizontalem Gleiten und Ablösen an der Grenze zum feuchten Kalkschlamm (shrinkage cracks COPE 1939; sheet cracks u. shrinkage pores FISCHER 1964). Algenmatten können dabei den Bildungsprozeß unterstützen. Eine frühe Zementation als Schutz vor Kompaktion und Verwühlung ist nur in flach-intertidalen Bereichen möglich. Auch auftretende bräunliche Ringzemente, gravitative Zemente und Zementverdrängung durch Anlösung weisen auf hoch-intertidales bis supratidales Environment hin. Subtidales Bildungsmilieu dagegen nimmt SHINN (1983:622 ff.) für ähnliche Gefügeformen in grainstones an.



Abb. 1: Pelmikrit mit LF-A-Gefügen. Steinbruch Frettholz, SE Brilon.

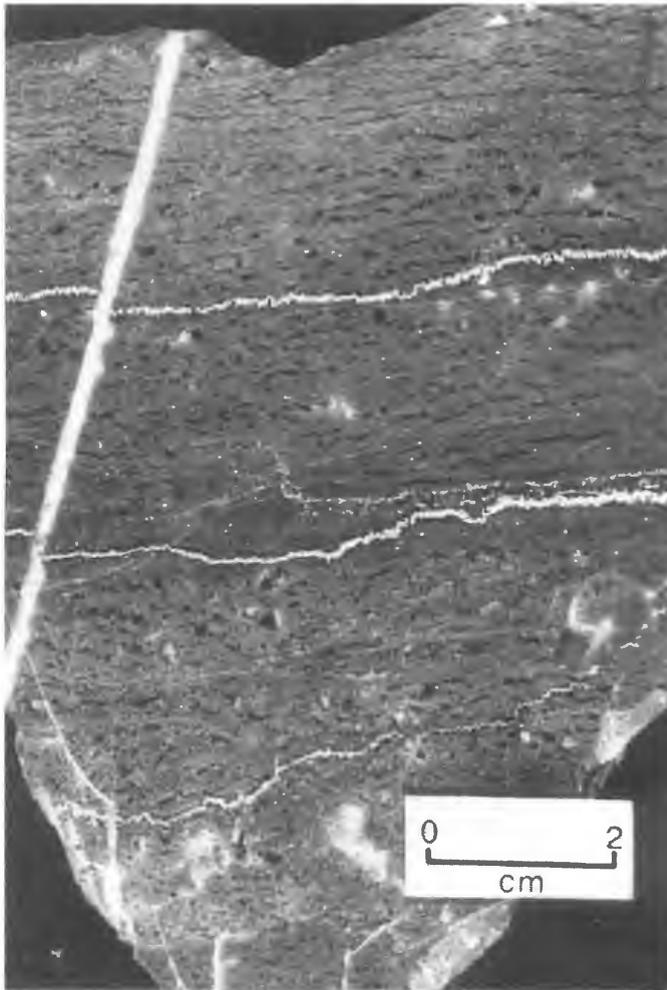


Abb. 2: Pelmikrit mit LF-A-Gefügen. Im Anschliff erscheinen die Fenstergefüge als dunkle sparitische Bereiche. Steinbruch Frettholz, SE Brilon.

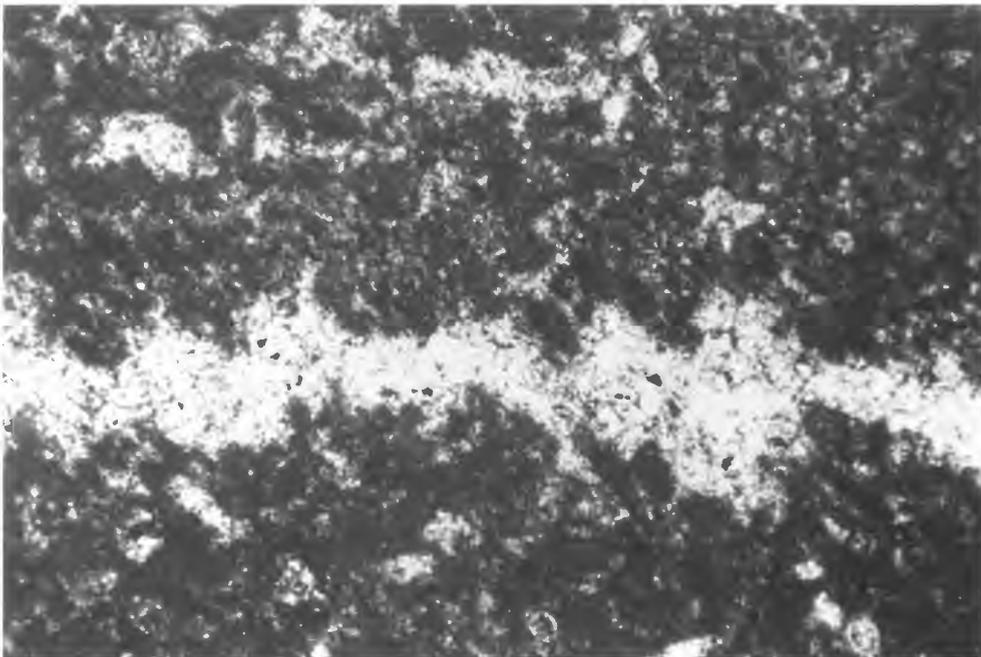


Abb. 3: Planare LF-A-Gefüge; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergr. 30x.

3.2 Unregelmäßige LF-A-Gefüge

B e s c h r e i b u n g : Auch bei diesen Gefügen ist die Längen- und Breitenausdehnung betont. Im Gegensatz zu planaren LF-A-Gefügen verlaufen sie jedoch nicht streng horizontal, sondern wellen- bis bogenförmig (Abb.4; Taf.1,6). In ihrer Größe entsprechen die Fenster den planaren LF-A-Formen; es bestehen auch Übergänge zu kugeligen Gefügeformen.

G e n e s e : In Dünnschliffen wird deutlich, daß auch die Feinschichtung in der Peloid-Matrix wellenförmig deformiert ist. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Formen um LF-A-Gefüge, die durch Sturmflutereignisse im halbverfestigten Zustand überprägt wurden.

3.3 Kugelförmige Fenstergefüge

B e s c h r e i b u n g : Merkmal dieses Typs ist eine isolierte, kugelförmige bis abgerundet-längliche Blasenform (Abb.5). Sie erreicht Größen bis zu 3 mm. Bei ovalen Formen wird ein Längen/Höhenverhältnis von 2:1 selten überschritten. Einzelne Gefüge sind hantelförmig miteinander verschmolzen, andere bilden isolierte, sich verkleinernde Kugelketten. Es gibt Übergänge zu LF-A-Gefügen oder „stromatactis“-ähnlichen Gefügen mit glatten Böden und domartig aufgewölbten Dächern (Taf.1,7-9). Kugelförmige Gefüge können häufig gemeinsam mit planaren bzw. unregelmäßigen LF-A-Gefügen vorkommen. Bis zu drei Zementgenerationen wurden beobachtet.

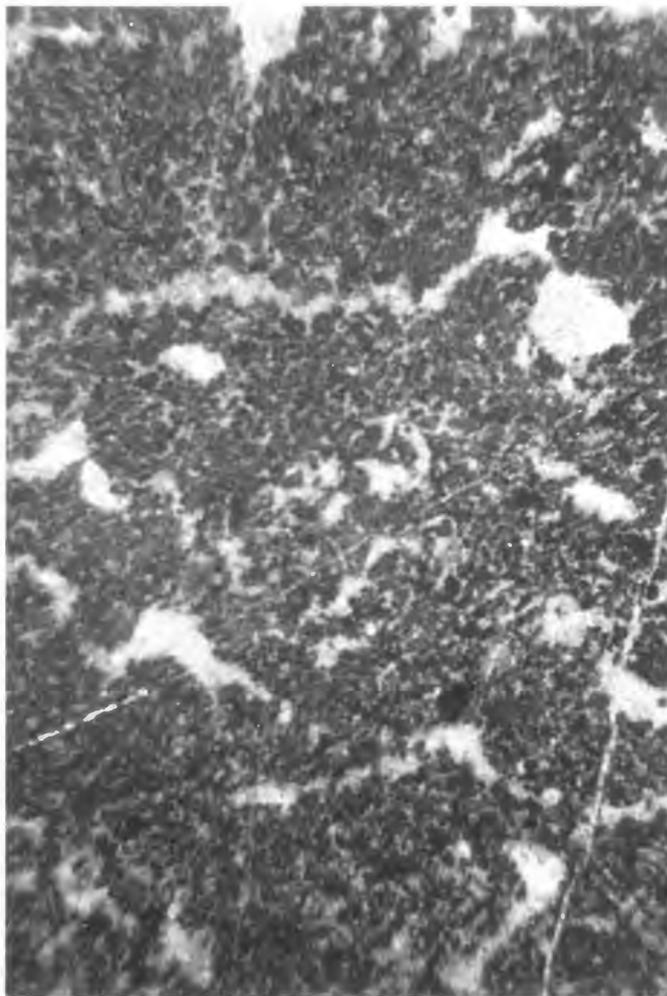


Abb. 4: Unregelmäßige LF-A-Gefüge; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergr. 8x.

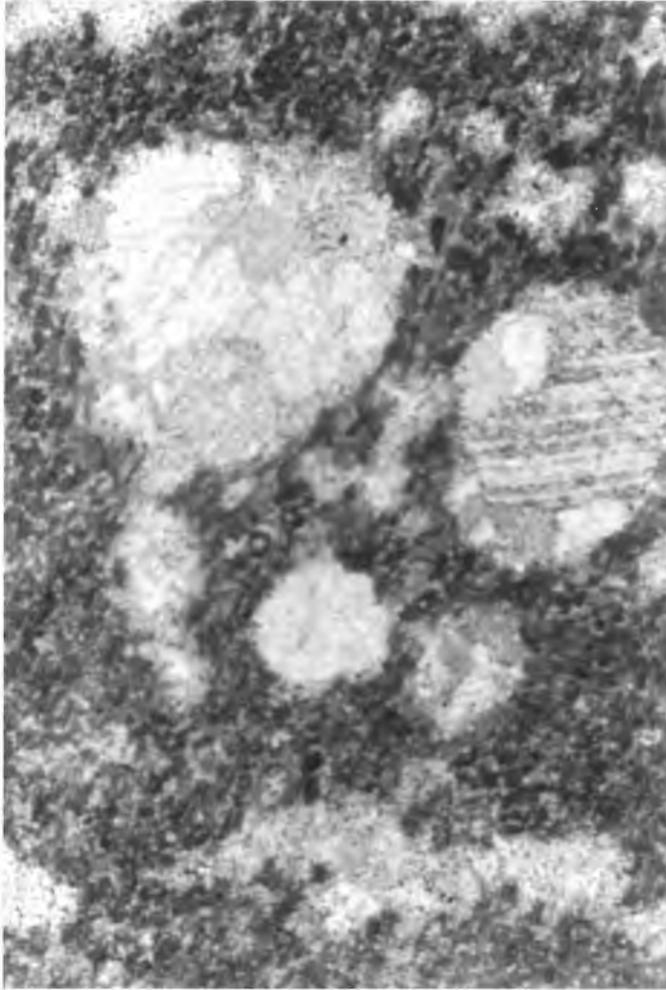


Abb. 5: Kugelförmige Fenster; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergr. 8x.

G e n e s e : Vergleichbare Fenster erklärt SHINN (1968) mit Schrumpfungsprozessen, DEELMAN (1972) mit Kapillar/Nichtkapillareffekten im Gezeitenbereich.

3.4 LF-B-Gefüge

B e s c h r e i b u n g : Unregelmäßige Formen sind charakteristisch für LF-B-Gefüge (Taf. 1, 10-13). Vielfach treten wannen-, dom- und amöbenartige Umrisse auf (Abb. 6-8). Im Gegensatz zu LF-A-Gefügen tritt hier die Horizontalausdehnung zurück. Zahlreiche Fenster sind untereinander verbunden. Solche Kanäle verlaufen in der Regel vertikal bis diagonal und führen zu einem räumlich vernetzten, labyrinthartigen System. Sowohl Kanäle als auch Böden der Fenster weisen häufig Internsedimente aus Mikrit, Kalksiltit oder Peloiden auf (Abb. 9). Viele dieser Gefüge entsprechen der von FLÜGEL (1978) gegebenen Definition für „Stromatactis“.

G e n e s e : Das wasserchemisch instabile Milieu des supratidalen Bereiches ist durch den Einfluß karbonataggressiver, meteorischer Wässer sowohl in der vadosen als auch phreatischen Zone gekennzeichnet. Die Lösung setzt an Rissen im Kalkschlamm an und erweitert bevorzugt Kreuzungsbereiche von Schrumpfungs- und Trockenrissen zu höhlenartigen Formen (Mikrokarst). Weitere Ansatzpunkte sind Hohlräume von im Sediment eingelagerten Gastropodenschalen. Es zeigen sich fließende Übergänge von nahezu unveränderten Schalenumrissen bis hin zu völlig lösungsüberprägten Formen. Sie sind für den jeweiligen Bereich ein Maß subaerischer Exposition.



Abb. 6: LF-B-Gefüge mit Internsediment; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergr. 30x.

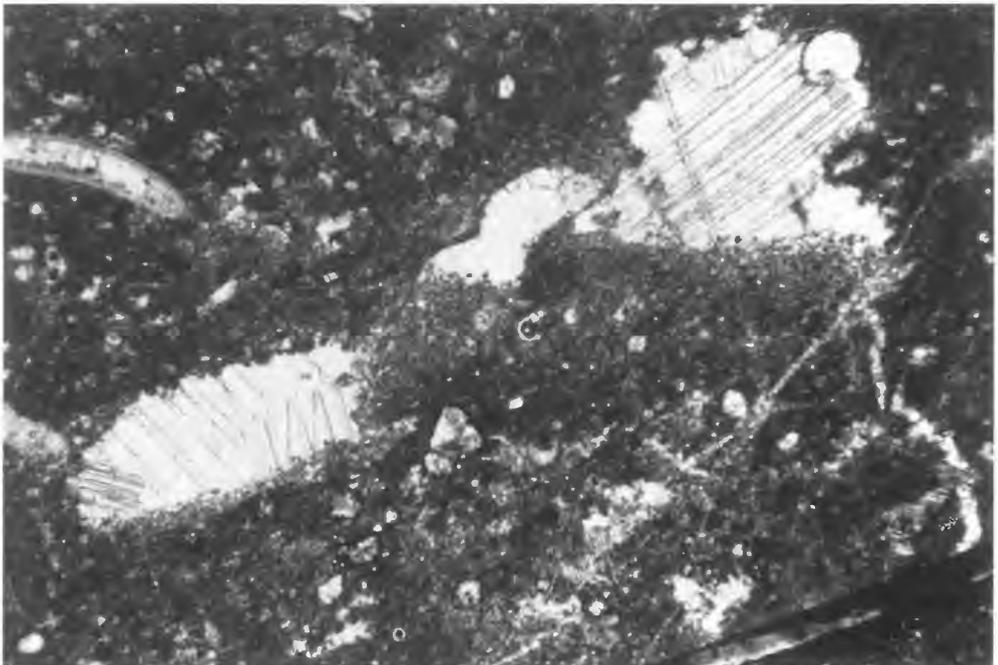


Abb. 7: LF-B-Gefüge aus Schalenresten mit Internsediment; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergr. 30x.

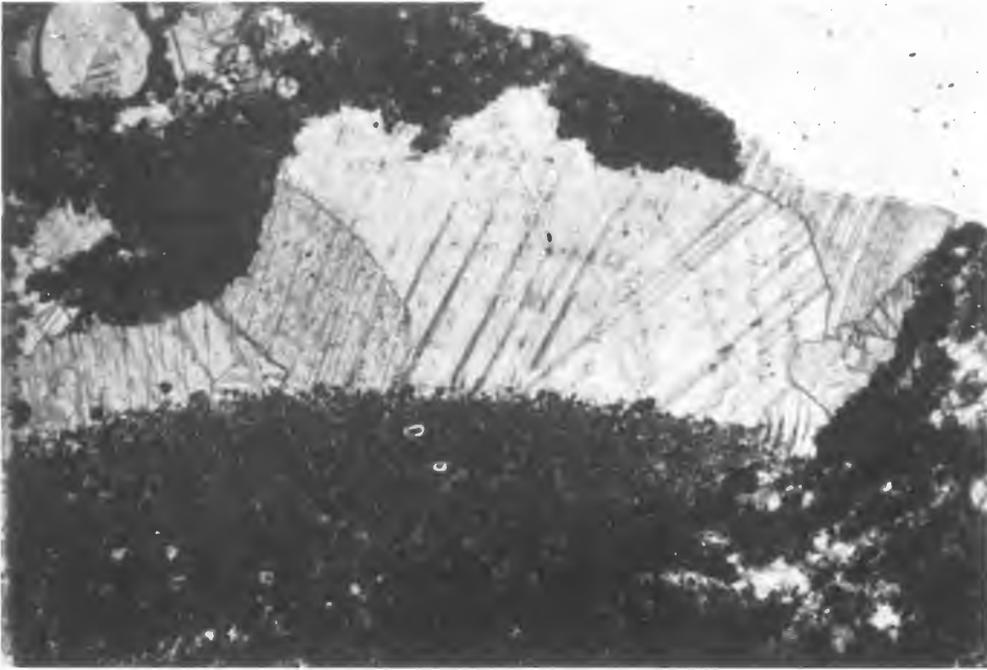


Abb. 8: LF-B-Gefüge mit Internsediment; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergrößerung 30x.

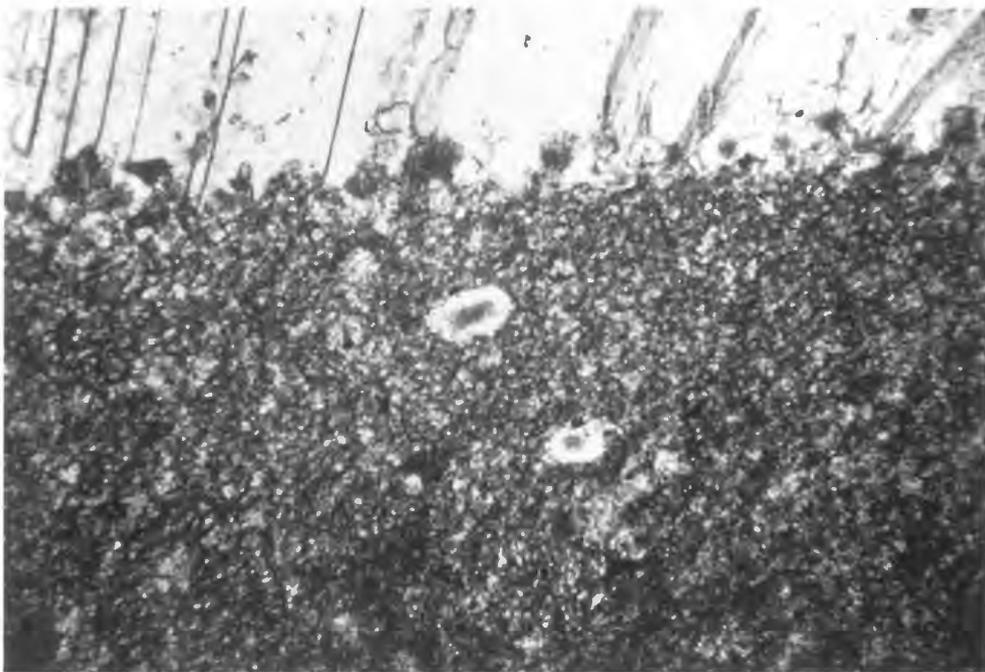


Abb. 9: Detail aus Abb. 8; Grenze Internsediment/Sparit; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergr. 120x.

3.5 Vertikale Röhrenform

B e s c h r e i b u n g : Diese relativ selten auftretenden Fenster bestehen aus vertikal bis diagonal verlaufenden, sich nach unten hin verjüngenden Röhren. Ihre Länge erreicht bis zu 20 mm, der Durchmesser liegt bei 1 mm. Zur Unterscheidung von Trockenrissen (prismcracks FISCHER 1964) ist ein Anschlag parallel zur Schichtung erforderlich.

G e n e s e : Aussagen hierzu sind problematisch: SHINN (1982) führt solche Formen auf Pflanzenwurzeln oder Wurmröhren zurück. GROVER & READ (1978) sehen in solchen Formen Gasaufstiegsröhren. Das ge-

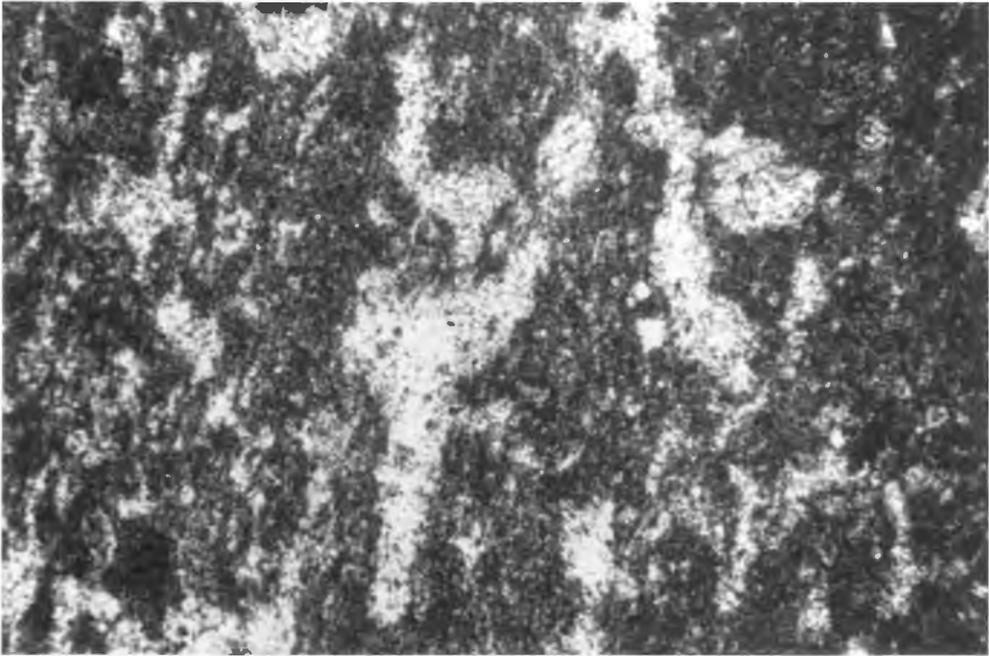


Abb. 10: Vertikal-dendroide Formen; Steinbruch Frettholz. Dünnschliff, Vergr. 30x.

meinsame Auftreten dieser Form mit einer monotypischen Schneckenfauna in den untersuchten Karbonathorizonten weist auf intertidales Milieu: ein Bereich, in dem endobenthonische Wühler sowie Gasproduktion durch verwesende organische Substanz in Frage kommen.

3.6 Vertikal-dendroide Form

B e s c h r e i b u n g : Vertikale, nach oben hin verästelte Röhren sind in einer Ebene parallel angeordnet und erreichen eine Höhe bis zu 1 mm (Abb.10; Taf.1,14).

G e n e s e : Diese Fensterformen ähneln von MONTY (1976) beschriebenen Algenkavernen. Vertikal hochwachsende Scytonema-Algenfilamentbündel fangen Sedimentpartikel ein. Im Dünnschliff zeigt sich, daß Intraklasten und Pelloide mit ihren Längsachsen vertikal angeordnet sind: ein sicheres Zeichen für „trapstones“. Rezent wurden solche Algenmatten von HARDIE (1977) bis ins Supratidal vordringend beschrieben.

4. Ablagerungsraum, Sedimentationszyklen und Fenstergefüge

Die spezifischen Fenstergefüge-Formen des Intertidals und Supratidals können als Faziesindikatoren genutzt werden. Deutlich zeigt sich der Zusammenhang von Fenstergefügen und zyklischer Sedimentation in einem Steinbruch südöstlich von Brilon (r/h Wert: 34 71530, 56 95650):

Jeder Zyklus beginnt mit einer Transgression (Abb.11). In der Lagune kommen mikritische bis sparitische Kalke (floatstones und rudstones) mit Brachiopoden-, Stromatoporen- und Korallenfaunen zur Ablagerung (Abb.11,A). Mit zunehmendem Rückzug des Meeres verstärkt sich der Intertidaleinfluß. Im unteren Intertidal sedimentieren Mikrite bis Pelmikrite (wackestones und packstones, untergeordnet mudstones und grainstones) mit monotypischer Gastropodenfauna. Das obere Intertidal mit kurzen Überflutungs- und längeren Trockenphasen ist durch das Auftreten von planaren LF-A-Formen als Schrumpfungsgefüge geprägt (Abb.11,B). Gegen Ende der Regression gerät der Ablagerungsraum unter subaerische Bedingungen. Jenseits der Hochwassergrenze bilden sich im Sediment des Karbonatstrandes LF-B-Gefüge durch Karbonatlösung (Abb.11,C). Mit einer erneuten Transgression beginnt der nächste Zyklus.

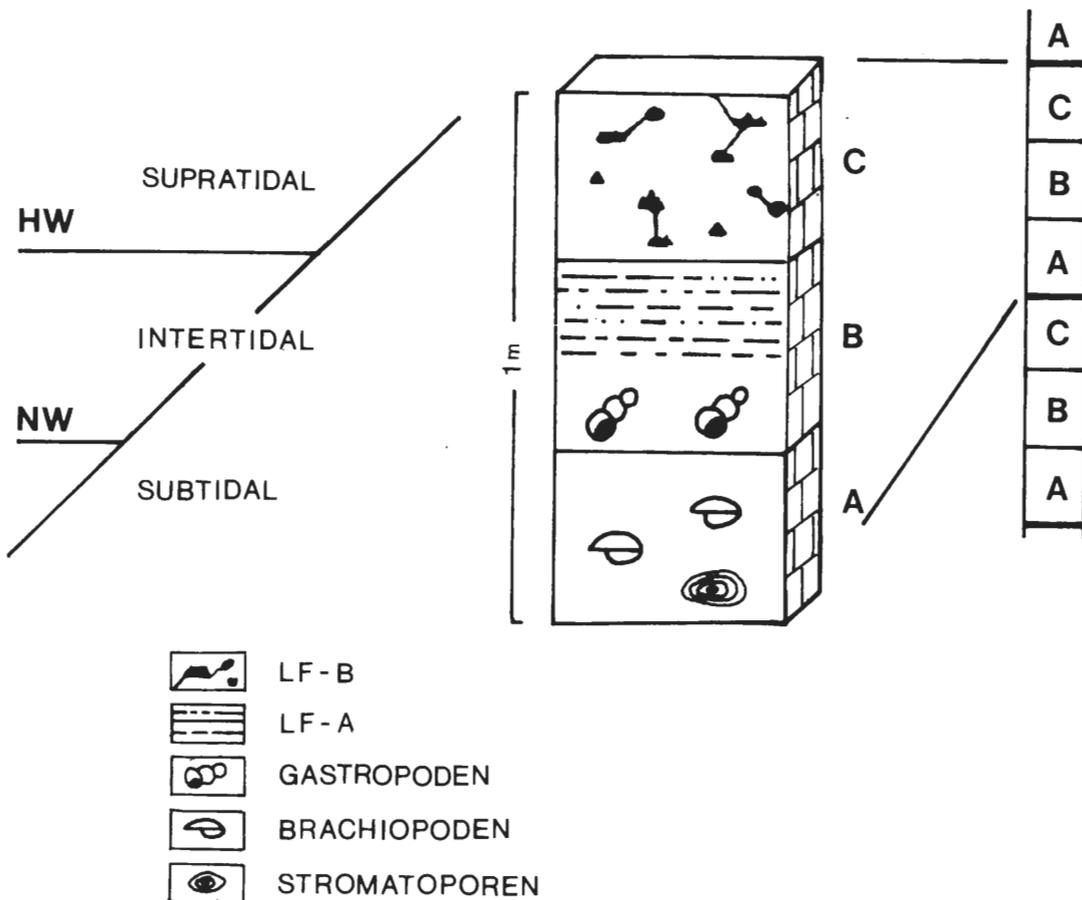


Abb. 11: Auftreten verschiedener Fenstergefügeformen innerhalb des Ablagerungszyklus.

MACHEL (1990:64) beschreibt Wechselfolgen von rudstones und Laminiten aus der Bohrung Romberg und geht hierbei von Sturmflutereignissen aus. Im Ausstrichbereich der lagunären Fazies treten jedoch häufig in vergleichbaren Abfolgen Stromatoporen in Lebensstellung auf: ein Hinweis auf eher subtidale Verhältnisse zu Beginn einer Ablagerungssequenz.

Das Auftreten von Fenstergefügen ermöglicht grundsätzliche Aussagen über den Ablagerungsraum:

- Mikrite und Pelmikrite mit Fenstergefüge-Bildungen sind ein Hinweis auf ruhige Sedimentation und geringere Wasserenergie. Der Sedimentationsraum war folglich vor dem Einfluß des offenen Meeres geschützt.
- Zur Bildung von LF-A-Gefügen sind häufige Flutungs- und Trocknungsphasen notwendig. Der Ablagerungsraum wurde somit von Gezeiten beeinflusst.
- Zur Entstehung von LF-B-Gefügen sind niederschlagsreiche Perioden erforderlich. Das Auftreten solcher Gefüge deutet auf eher humides Klima hin.
- Die Erhaltung von Fenstergefügen setzt Fehlen von wühlenden Organismen oder rasche Zementation voraus.

5. Untersuchungsmethodik

LF-A- und LF-B-Gefüge lassen sich makroskopisch am Handstück unterscheiden. Zur Beurteilung der räumlichen Verbindung der Fenster untereinander sind jedoch Gesteinsanschliffe parallel und senkrecht zur Schichtung unerlässlich. Die Beobachtung von kleineren Fenstergefüge-Formen und Internsedimenten gelingt am besten an Dünnschliffen. Karbonatzement-Generierungen in den Fenstern können an Färbung oder

Größe der Einzelkristalle unterschieden werden. Letztere lassen sich in polarisiertem Licht optisch leicht voneinander trennen.

6. Literatur

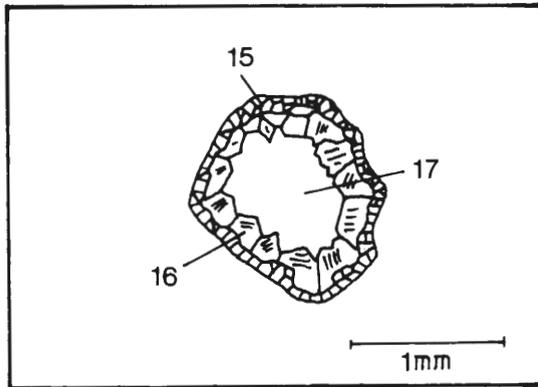
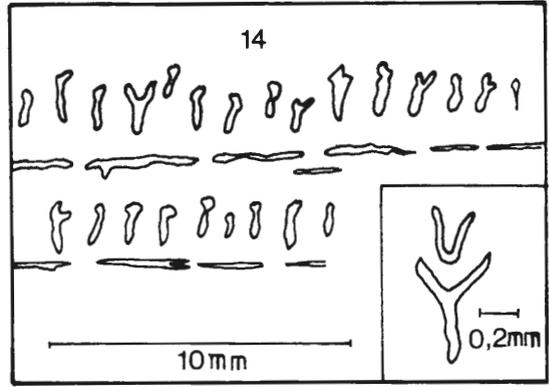
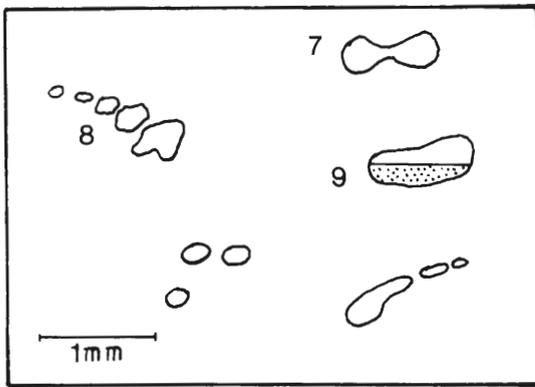
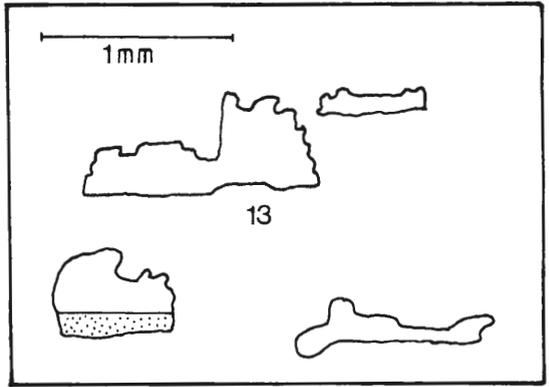
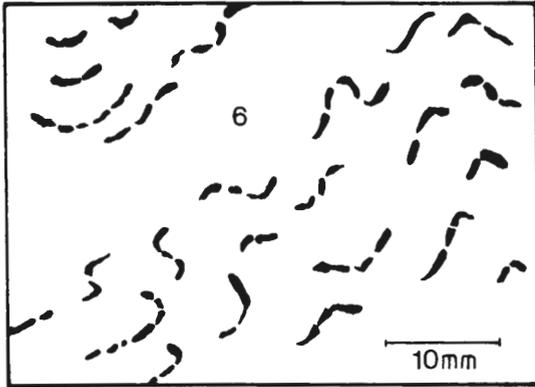
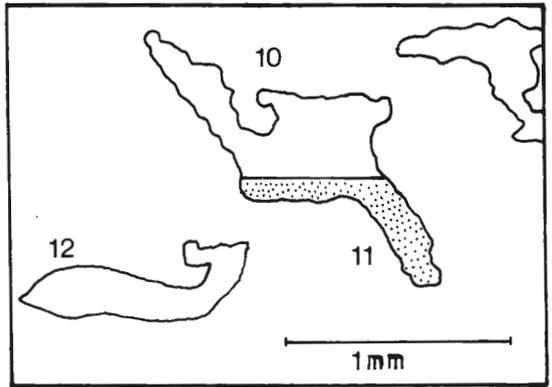
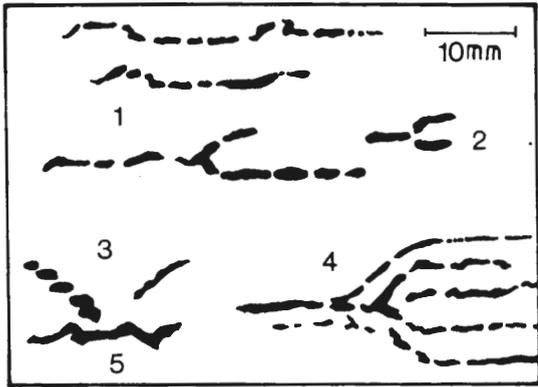
- AITKEN, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of South-Western Alberta.- *J. Sed. Petrol.*, **37**: 1163-1178; Tulsa.
- BATHURST, R.G.C. (1959): The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England.- *J. Geol.*, **67**: 506-521; Chicago.
- COPE, F.W. (1939): The Mid Visean succession in North Derbyshire and N.W. England.- *Proc. Yorks Geol. Soc.*, **24**.
- DEELMAN, J.C. (1972): On mechanisms causing birdseyes structures.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **12**: 582-595; Stuttgart.
- DUPONT, E. (1882): Les îles coralliennes de Roly et de Philippeville.- *Bull. Mus. Roy. Hist. Nat.*, **1**: 89-160; Bruxelles.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic.- *Kansas Geol. Surv. Bull.*, **169**: 107-149; Lawrence/Kansas.
- FISCHER, A.G. (1975): Tidal Deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic.- In: GINSBURG, R.N. (Ed.): *Tidal Deposits*.- 235-242; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).
- FLÜGEL, E. (1978): *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*.- 454 S.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).
- GROVER, G. & READ, J.F. (1978): Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Market Limestone, Southwestern Virginia.- *J. Sed. Petrol.*, **48**: 453-473; Tulsa.
- HAM, W.E. (1952): Algal origin of the „Birdseyes“ Limestone in the McLish Formation.- *Oklahoma Acad. Sci. Proc.*, **33**: 200-203; Oklahoma.
- HARDIE, L.A. (1977): Sedimentation on the modern Carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas.- *The Johns Hopkins University Studies in Geology*, **22**: 159-177.
- ILLING, L.V. (1959): Deposition and diagenesis of some upper paleozoic carbonate sediments in Western Canada.- *5th World Petrol. Congr. Proc. Paper*, **2**: 23-50; New York.
- LOGAN, B.W. (1974): Inventory of Diagenesis in Holocene-Recent carbonate sediments, Shark Bay, Western Australia. - *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **22**: 195-249; Tulsa.
- MACHEL, H.G. (1990): Faziesinterpretation des Briloner Riffs mit Hilfe eines Faziesmodells für devonische Riffkarbonate.- *Geol. Jb.*, D **95**: 43-83, 5 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- MALMSHEIMER, K.W., & MENSINK, H. & STRITZKE, R. (1991): Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon.- *Geol. Paläont. Westf.*, **18**: 67-83, 19 Abb.; Münster.
- MAY, A. (1987): Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland).- *Geol. Paläont. Westf.*, **10**: 51-84, 12 Abb., 1 Tab.; Münster.
- MESTERMANN, B. (1988): Fenstergefüge in einem lagunären Kalkzyklus des Briloner Riffes nördlich Brilon.- *Dipl.-Arbeit Univ. Bochum*: 48 S., 23 Abb.; Bochum.- (unveröff.)
- MONTY, C.L.V. (1976): The origin and development of cryptalgal fabrics.- In: WALTER, M.R. (Ed.): *Stromatolites*.- Elsevier Scientific Publishing Company: 193-249; Amsterdam/Oxford/New York.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.V. & TOSCHEK, P.H. (1969): *Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen*.- 2. Aufl., Veröff. Univ. Innsbruck **8**, *Alpenkundl. Studien* 4, 32 S., 3 Taf.; Innsbruck.
- SEMENIUK, V. (1971): Subaerial leaching in the limestones of the Bowan Park Group (Ordovician) of Central Western New South Wales.- *J. Sed. Petrol.*, **41**: 939-950; Tulsa.
- SHINN, E.A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks.- *J. Sed. Petrol.*, **38**: 215-223; Tulsa.
- SHINN, E.A. (1982): Recognition and economic significance of ancient carbonate tidal flats - a comparison of modern and ancient examples.- In: SCHOLLE, P.A. (Ed.): *Recognition of Depositional Environments of Carbonate Rocks*.- *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **33**: 172-210; Tulsa.
- SHINN, E.A. (1983): Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: A reevaluation.- *J. Sed. Petrol.*, **53**: 619-628; Tulsa.

TEBBUTT, G.E., CONLEY, C.D. & BOYD, D.W. (1965): Lithogenesis of a carbonate rock fabric.- Contrib. Geol., **4**: 1-13; Laramie.

WOLF, K.H. (1965): Litoral environment, indicated by open-space structures in algal limestones.- Palaeo-3, **1**: 183-223; Amsterdam.

Taf. 1

Fenstergefüge, gezeichnet nach Anschliffen (1-6) und Dünnschliffen (7-17). Sparitische Bereiche der Anschliffe schwarz.



Geol. Paläont. Westf.	41	69 – 81	4 Abb.	Münster Dezember 1995
--------------------------	----	---------	--------	--------------------------

Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald Nordrhein-Westfalen / Niedersachsen

Rainer Springhorn*

Kurzfassung: Es wird ein Überblick der historischen Erdbeben im Bereich des Teutoburger Waldes seit dem Jahre 1612 gegeben. Am Teutoburger Wald haben in den zurückliegenden 400 Jahren drei Schaden-erdbeben ihren Ursprung gehabt und sieben weitere sind dort makroseismisch registriert worden. Die Erdbeben von 1612 und 1767 (beide Intensität VI-VII MSK-Skala) sind durch schriftliche Quellen ausgezeichnet dokumentiert. Das Erdbeben vom Januar 1767 hatte sein Epizentrum entgegen bisheriger Annahme nicht in der Münsterländer Oberkreidebucht bei Lippstadt sondern im Teutoburger Wald bei Detmold. Dieses Ereignis war deutlich stärker als bisher angenommen. Die Oberflächenwellen des Erdbebens vom 18. Februar 1756 am Nordrand der Eifel besaßen am Teutoburger Wald noch eine Intensität V MSK-Skala. Die Vertikaltektonik im Bereich des Teutoburger Waldes bewirkt ein deutlich höheres Erdbebenpotential als im übrigen Norddeutschland.

Abstract: A review of historical earthquakes in the Teutoburger Wald region since 1612 is presented. There have been originated during the past 400 years three damaging earthquakes and seven other earthquakes have been macroseismically registered. The earthquakes from 1612 and 1767 (both intensity VI-VII MSK-scale) are well documented. In contrast to former opinions the epicenter of the earthquake from January 1767 isn't located in the upper cretaceous trough of Munster close to Lippstadt but near by Detmold in the Teutoburger Wald. This event has been much stronger than assumed till now. The surface waves of the earthquake from February 18th 1756 at the north slope of the Eifel have been registered at the Teutoburger Wald with intensity V MSK-scale. The earthquake potential of the Teutoburger Wald region is significantly higher than in other regions of northern Germany because of its specific vertical tectonics.

1. Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	70
1.1. Regionaltektonischer Überblick	70
1.2. Beurteilung der Intensität historischer Erdbeben	71
2. Historische Erdbeben	72
2.1. Das Erdbeben vom Herbst 1612 bei Bielefeld	72
2.2. Erdstöße aus den Jahren 1736, 1740 (?) und 1756	74
2.3. Das Erdbeben im Januar 1767	75

* Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Dipl.-Geol. Rainer Springhorn, Lippisches Landesmuseum, Ameide 4, D-32756 Detmold; Geologisches Institut der Universität Freiburg i. Br., Albertstraße 23 b, D-79104 Freiburg i. Br.

2.4. Das Erdbeben vom 3. September 1770 bei Alfhausen	78
2.5. Erdbeben von 1846 und 1878	78
2.6. Erdbeben von 1951 und 1992	79
3. Schlußbetrachtung	79
4. Danksagung	80
5. Literaturverzeichnis	80

1. Einleitung

Ausgangspunkt der vorliegenden Untersuchung ist die ungenügende Beachtung und Auswertung historischen lokalen und regionalen Schrifttums über Berichte von Erdbeben. So ist beispielsweise der Chronik des Amtmannes KÜSTER (um 1725) aus Iggenhausen (Stadt Lage) ein ausführlicher Hinweis auf das Erdbeben in der Lombardei vom 3. Januar 1117 zu entnehmen. Obwohl in vielen überlieferten Meldungen Übertreibungen und -aus heutiger naturwissenschaftlicher Kenntnis- unglaubliche Schilderungen zu finden sind, vermitteln uns dennoch zahlreiche Beschreibungen und Erlebnisdetails Erkenntnisse über die tatsächliche Intensität des jeweiligen Erdbebens vor Ort und über den Zeitpunkt seines Auftretens. Beispielhaft dieses Themas und der sich daraus ergebenden Problematik angenommen haben sich kürzlich VOGT & GRÜNTHAL (1994) in ihrer Aufarbeitung der historischen Quellen über die Erdbebenfolge vom Herbst 1612 im Raum Bielefeld. Im Folgenden werden aus der Erdbeben-Literatur bekannte sowie bisher nicht registrierte Erdbeben aus dem Bereich des Teutoburger Waldes zwischen Osnabrück im Norden und Horn-Bad Meinberg im Süden dokumentiert und soweit wie möglich bewertet. Es finden sowohl die in diesem geographischen Raum zwar registrierten aber in anderen Regionen epizentral nachgewiesenen Erdbeben als auch die unmittelbar am Teutoburger Wald ausgelösten Erdbeben Berücksichtigung.

1.1. Regionaltektonischer Überblick

Der hier betrachtete Raum befindet sich einerseits in einem vergleichsweise konsolidierten Krustenbereich Europas. Andererseits stellen Teutoburger Wald und Eggegebirge im Westen sowie der Leinetalgraben im Osten Rahmenelemente eines Schollenmosaiks dar (THOME et al. 1976: 7pp), das in geologischer Vergangenheit größere strukturelle Veränderungen durchlaufen hat und tektonisch noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist. Westlich und südlich des Teutoburger Waldes grenzt die Rheinische Masse an diesen Komplex. Deren nördlicher Teil, die Münsterländer Oberkreidebucht, weist seit dem Cenoman Senkungstendenzen auf. Im Bereich der Niederrheinischen Bucht, im Großraum Aachen, am Rande der Rheinischen Masse, befinden sich NNW-SSE verlaufende Staffelbrüche, die zu den aktivsten erdbebenauslösenden Strukturen Westeuropas gehören. Im Norden liegt das aus dem Niedersächsischen Becken durch jungkimmerische Tektonik entstandene Niedersächsische Tektogen, das nach Zerrungsvorgängen in Malm und Unterkreide (THIERMANN in THOME et al. 1976: 40) während der Oberkreide einer wellenförmigen, NW-SE streichenden Faltung seiner jurassisch-unterkretazischen Sedimente unterworfen war, mit z.T. komplizierten Überschiebungen und Verwerfungen. Im Zusammenhang mit bis heute aktiver Halokinese der Zechstein-/Malm-Salzlager und subherzynisch-laramischer Tektonik des Coniac / Santon weist diese Scholle im Weserbergland charakteristische Einengungsstrukturen auf, die als „Saxonisches Bruchfaltengebirge“ (u.a. STILLE 1925) bezeichnet werden. Parallel zur Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle bildete sich eine steil ostnordöstlich einfallende Überschiebung aus, die sich in der morphologisch gut faßbaren Osning-Achse des Teutoburger Waldes manifestiert. Als südöstliches Schollenelement tritt die Hessische Senke im Westen in Kontakt zur Rheinischen Masse sowie zum Niedersächsischen Tektogen im Norden. Im Bereich des Leinetal-Grabens und des Falkenhagener-/Meinberger-Grabensystems sind Zerrungsvorgänge vorherrschend. Sie sind Folge einer Hebungstektonik von Harz und Niederhessen seit dem Turon.

Obwohl die skizzierten Strukturen im Vergleich mit den großen aktiven Grabensystemen und Subduktionszonen anderer Erdregionen tektonisch weitgehend stabil sind, treten in den beschriebenen Beanspruchungszonen Scherspannungen auf, die plötzliche Ausgleichsbewegungen zur Folge haben und somit Erdbeben hervorrufen. Eine bevorzugte Scherspannungszone der hier untersuchten Region, die bis in große Erdkrustentiefe hinabreicht, ist die Osning-Überschiebung zwischen Niedersächsischem Tektogen und Rheinischer Masse.

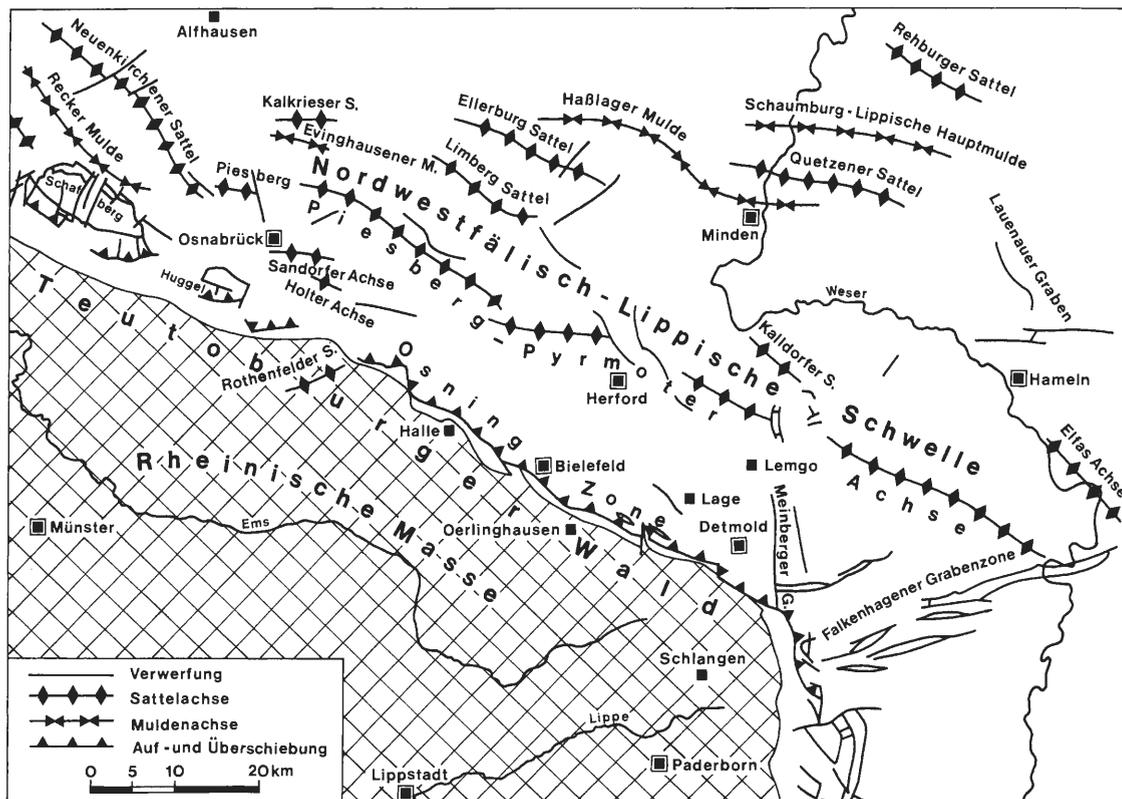


Abb. 1 Achsenlagen und Störungszonen innerhalb des Niedersächsischen Tektogens. Nach H.D. DAHM et al. in THOME et al. 1976: Geologische Strukturkarte 1: 500 000, Deutscher Planungsatlas I, Lfg. 8, Nordrhein-Westfalen. Ausschnitt, ergänzt. Zeichnung M. Hinkel, Lipp. Landesmuseum Detmold.

Bezüglich Erdbeben nicht außer acht gelassen werden dürfen großräumige Subrosionsprozesse in Salzstöcken oder Kalksteinen des Muschelkalkes und der Oberkreide. Sie können oberflächennahe Hangendbrüche zur Folge haben, die lokal gleiche Auswirkungen besitzen wie tektonische Erdbeben (cf. SCHWANOLD 1899:38; MEIER & GRÜNTAL 1992:79).

1.2. Beurteilung der Intensität historischer Erdbeben.

Die Beurteilung der Intensität historischer Erdbeben ist weitgehend abhängig von subjektiv empfundener Wahrnehmung der Berichterstatter. Der geologische Bau eines Erdbebengebietes sowie die anthropogene Bauweise in der jeweils betroffenen Region bedingen Unterschiede der makroseismischen Wahrnehmung. Dennoch sind schriftliche Berichte die einzige Quelle und die aus ihnen ablesbare Kategorisierung der Intensität eine brauchbare Annäherungsmöglichkeit an die tatsächlichen Ereignisse.

Die während und nach einem Erdbeben registrierten Phänomene sind von MERCALLI und SIEBERG in einer zwölfgradigen Skala erfaßt worden. Diese wurde im Jahre 1962 von MEDVEDEV, SPONHEUER und KARNIK auf den neuesten Kenntnisstand gebracht. Im weiteren wird diese Intensitätsskala als MSK-Skala abgekürzt.

Auf historische Erdbeben, die zu einer Zeit stattfanden, als Aufzeichnungen aus seismologischen Instituten noch nicht vorlagen, sind Meßdaten der freigewordenen Energie, wie sie von RICHTER (1935) vorgeschlagen worden sind, nicht retrospektiv übertragbar. Allerdings sind auf Schätzungen beruhende Angaben teilweise veröffentlicht worden. Die von RICHTER eingeführte, nach oben offene Skala erfaßt die sogenannte Magnitude, die als Briggscher Logarithmus der maximalen Amplitude einer instrumentellen Schwingungserfassung in einer Epizentralentfernung von 100 km definiert worden ist. Da die seismologischen Meßsta-

tionen i.d.R. näher oder weiter vom Epizentrum entfernt sind, müssen die Meßwerte entsprechend rechnerisch korrigiert werden. Die bisher größte erfaßte Magnitude eines Erdbebens maß 8,6 Grad der Richter-Skala.

2. Historische Erdbeben

2.1. Das Erdbeben vom Herbst 1612 bei Bielefeld

Da dieses Erdbeben von VOGT & GRÜNTAL (1994) ausführlich analysiert worden ist, werden hier lediglich die Ergebnisse ihrer Quellenauswertung wiedergegeben. Unter Hinweis auf die unterschiedliche Datierung nach altem Julianischen und neuem Gregorianischen Kalender, gehen die Autoren als Beginn der Bebenserie vom 7. November 1612 aus. Sie betonen die aus den zeitgenössischen Berichten zu entnehmende ruhige Wetterlage. Das Hauptbeben dürfte eine epizentrale Intensität von VI-VII MSK-Skala besessen haben. Dies geht aus Gebäudeschäden in Bielefeld hervor. Das Epizentrum lag vermutlich zwischen Bielefeld und Lage (Kreis Lippe) bei 52°N, 8,4°E.

Zur Abrundung des Quellenmaterials werden hier ergänzende Zitate vorgestellt, die indessen die zentralen Aussagen von VOGT & GRÜNTAL kaum zu präzisieren vermögen.- Neben der Reimchronik „Wahrhaft- vnnd Eigentlich Erzehlung...“ mit Vignette des Flugblattes von 1612, gedruckt in Köln von Gerhard Atzenbach, existieren aus dem selben Jahre Verse des Osnabrücker Dichters und Historiographen Rudolf von BELLINKHAUSEN, die vermutlich in Bremen von Johann Wessel I gedruckt worden sind (SPANGENBERG 1824: 98). Sie wurden nochmals im Jahre 1613 als „Klägliche vnnd Wahrhaftige neue Zeitung“ gedruckt: „De Horribili terrae motu. Von dem grausamen und fast unerhörten schrecklichen Erbdidem welchs in diesem 1612. Jahr den 30. Octobris alten Calenders, nachmittags zu 2 Uhren in der Stadt Bilefeldt erstlich angefangen, und folgens zu Lemgo, Hervorde vnnd andern umbliegenden Ortern mehr, jetzt drey gantzer Wochen sich begeben vnnd zu getragen, auch biß auff heutigen Tag den 25. Novembris leyder noch nicht auffgehöret hat,...“ Als neue Information erfahren wir, daß das initiale Hauptbeben am 30. Oktober (Julian. Kalender) bzw. 7. November (Gregorian. Kalender) um 2 Uhr nachmittags stattgefunden hat. Die Dauer der Bebenserie wird mit zunächst drei Wochen angegeben; sie setzte sich mit einem Nachbeben am Tage der Versniederschrift, am 25. November 1612 (Julian. Kalender), fort, so daß die Bebenserie insgesamt fast vier Wochen währte (cf. Mercure de France in VOGT & GRÜNTAL 1994: 238). In den Versen „4“, „5“ und „7“ dokumentiert BELLINKHAUSEN die Stärke des Bebens am deutlichsten:(4) „Die Häuser und Fundamente / Kirchen und Mauren all / han sich allen Enden / geschüttert gleich zum Fall / die Berge / Thal und Erden / han sich geregelt bald ...“ (5) „Am Morgen umb fünff Schleglen / wie man es observirt / thets sich gar oft bewegen / sehr starck wie man probirt / daß die Stein mit großem Schallen / durch die Erbdidem geschwindt / von vielen Häusern gefallen...“ (7) „Auffm Sparnberg (Sparrenburg in Bielefeld) die Soldaten / so da gehalten Wacht / vermeiden die Wunderthaten / daß sich durch Gottes Macht / das ganze Schloß bewegt / als wolt es gehn zu grundt...“ Die Zeitangabe „fünff Schleglen“ bezieht sich möglicherweise auf die Uhrzeit eines der vielen Nachbeben. Bemerkenswert ist, daß nach den 27 Versen ein Erdbebenkatalog mit 16 Ereignissen vom Jahre 33 n. Chr. („Zu Bithinia“) bis zum Jahre 1552 („Zu Altenburg, in Meissen Lands, zu Constantinopel“) folgt. BELLINKHAUSEN führt das Erdbeben des Jahres 1612 auch in seinem „Speculum Cometarum“ aus dem Jahre 1619 auf (NIEBAUM 1985: 6), gedruckt von Martin Mann in Osnabrück: „Ein lang Erbdidem zu Bilfeld / und andern ortern klar vermelt“(1619, Blatt D V r). Auf die Bellinkhausenschen Verse von 1612 verweist bereits WEERTH (1887) im Zusammenhang mit dem Erdbeben von 1767 (s.u.) (cf. SCHAEFER 1968).

Der Blomberger Pastor Johann PIDERIT erwähnt im Jahre 1621 in einem Manuskript über die Geschehnisse des Dreißigjährigen Krieges in Lippe das Erdbeben des Jahres 1612: „Die Erdbebung, so für der zeit anno 1612 in diesen Ländern der Westphälischen provintz geschehen,...“. In einer Chronik (PIDERIT 1627) berichtet er ausführlicher über die Ereignisse: „Anno 1612 den 30. Oktober ließ Gott eine beschwerliche Erdböbunge auf diese Provinz und benachbarte Orte kommen und fühleten dieselbige die Stadt Lemgow, Herfurdt, Bielefeldt und anschließende Dorfschaft und Orte, war diese Erdböbunge also stark, daß sich die Glocken auf den Thürmen, sowohl auch die Fenster und Thüren in den Angeln hören ließen. Folgens den 2. Novembr. hat vorgedachtes Erdböben getroffen die Stadt Dethmoldt und die benachbarten Orte umbher. Es ist nicht dabey geblieben, sondern auch oftmals wiederholet. Gott wolle aus Gnaden diesen Ländern hierfüro geben, was nutz und zur Seeligkeit dienlich und vonnöthen ist.“

Klagliche vnd Wahrhafftige newe
1613 Zeitung.

De Horribili terræ motu.

Von dem Grausa-
men vnd fast vnerhörten schreckli-
chen Erbdidem welches in diesem 1612. Jahr/
den 30. Octobris alten Calenders / Nachmittags zu
2 Uhren/ In der Seade Bielefeldt erstlich angefangen/ vnd fol-
gens zu Lemgo/ Herborde vnd andern vmbstlegenden Orttern
mehr/ jetzt drey gancker Wochen sich begeben vnd zu getragen/
Auch bis auff heutigen Tag den 25. Novembris /ender noch
nicht auffgehört hat / allen Christen Menschen zur Er-
mahnung / zur Buß vnd Besserung des Lebens
Gesangsweise vorgestellet vnd erst in
Druck gegeben.

Durch

Rudolphum Bellinckhusium Osnaburgensem.

Matthæi 24. Cap.

Christus der Herr selber spricht/
Von grossen Zeichen für seinem Brich.
Krieg/ Pest/ thewer zeit/ Erdbeben/
Da wird sich erst die Noth anheben.

JUDICIUM. NB.



PL
77.
Gedruckt im Jahr / 1613.

Abb. 2 Titelblatt der Verse zum Erdbeben von 1612 im Raum Bielefeld von Rudolf v. Bellinckhausen aus dem Jahre 1613. Foto F. Devermann, Lipp. Landesmuseum Detmold.

Die Chronik des Amtmannes Anton Henrich KÜSTER aus Iggenhausen (um 1725) vermerkt, daß es „principio Novembris gewesen und namentlich in Lemgo, Dethmoldt, Lage, Heiden beobachtet sey“ (cf. Lipp. Landesztg. 4.9.1878).

Die Berichte von PIDERIT Und KÜSTER erweitern unser Wissen insofern, als sie erstmalig auch die Stadt Detmold in die von dem Erdbeben heimgesuchten Städte einbeziehen. Es muß sich um ein starkes Nachbeben am 2. November 1612, also drei Tage nach dem Initialbeben gehandelt haben, nach Gregorianischem Kalender also am 10. November 1612. Da sich die Erdstöße „oftmals wiederholet“ haben sollen, wird auch die Diagnose einer Bebenserie (VOGT & GRÜNTAL 1994:239) bestätigt.

2.2. Erdstöße aus den Jahren 1736, 1740 (?) und 1756

Aus alten, heute leider von den einschlägigen Archiven (Nordrhein-Westfälisches Staatsarchiv Detmold, Archiv der Lippischen Landeskirche Detmold, Pfarramt Detmold-Heiligenkirchen) nicht mehr vorweisbaren Lagerbüchern der Pfarre zu Heiligenkirchen sind von dem ehemaligen lippischen Pastor und Superintendenten Emil ZEISS (2.7.1833-14.4.1910) Mitteilungen über mehrere Erdstöße überliefert worden. Auch die Originalzitate sind heute archivalisch verschollen und lediglich aus mehreren Sekundärquellen zu entnehmen (WEERTH 1887, SCHWANOLD 1899:38, SCHWANOLD 1930:51, SCHAEFER 1963 u. 1968). Im Folgenden werden die Textwiedergaben von WEERTH zugrunde gelegt:

„Der Pastor Matthias Jenin schreibt: Anno 1736. d... umb Mittag zwischen 11 und 12 scheint ein erdbeben gewesen zu sein, weil die Klocke auf dem thurm durch die Bewegung sich gerühret und der Klopfer 2-3 mahl angeschlagen hat.“ Aus dem Jahre 1736 melden die einschlägigen Erdbebenkataloge nur wenige Bebenereignisse. PERREY (1847:47) führt für den 12 Juni, kurz vor acht Uhr abends, ein „tremblement assez considérable“ aus der Schweiz auf, dessen Auswirkungen man besonders in Basel gespürt habe. Dasselbe Erdbeben katalogisiert SIEBERG (1940:78) mit Stärke VII MSK-Skala. Er merkt an, „daß es zweifellos auch in großen Teilen von Süddeutschland verspürt“ worden ist. „Eine Bestätigung sei bloß aus Mühlhausen i. Elsaß bekannt.“ SIEBERG meldet für das Jahr 1736 einen undatierten, weiteren Erdstoß aus Wiesbaden. Größere Relevanz für den in Lippe verspürten Erdstoß könnte ein von SIEBERG aus Stendal im November 1736 gemeldeter besitzen. Möglicherweise geht das in Detmold-Heiligenkirchen registrierte schwache Erdbeben jedoch auf ein lokales Einsturzereignis einer Doline im Muschelkalk oder in den Oberkreideplänen des Teutoburger Waldes zurück (cf. SCHWANOLD 1899:38, Fußnote; SCHAEFER 1968).

Ein zweites Zitat des Heiligenkirchener Pastors Matthias Jenin lautet: „Anno 174... wiederumb ein solches erdbeben ist bemerket worden, daß auch alles im Unterhause sich beweget hat.“ Da weder Jahreszahl noch Datum überliefert sind, kann eine Zuweisung dieses Erdbebens zu andernorts gemeldeten kaum erfolgen. LEYDECKER (1986) führt für die 1740er Jahre überhaupt kein Erdbeben auf. Die von PERREY (1847) und SIEBERG (1940) dokumentierten Erdbeben des Jahres 1743 dürften wegen ihrer geographischen Distanz - Basel bzw. Pfalz - keine Beziehungen zu dem in Lippe registrierten Ereignis besitzen. In Betracht kommen die für den 3.-5. September 1740 aus Aachen vermeldeten vier Erdstöße, „davon die beiden letzten kräftig waren“ (SIEBERG 1940:79), möglicherweise auch ein „unbedeutender Erdstoß zu Aachen“ vom 30. Januar 1746. Wie aus dem weiteren Text zu ersehen ist, sind kräftige Erdbeben vom Rande der Niederrheinischen Bucht auch am Teutoburger Wald spürbar. Die von SCHAEFER (1963) angeführte Jahreszahl 1747 für das Heiligenkirchener Ereignis kann keinesfalls nachvollzogen oder bestätigt werden.

Eine dritte Mitteilung des Pastors Matthias Jenin aus den Lagerbüchern der Pfarre Heiligenkirchen lautet: „Anno 1756, d. 18. Febr. mitwochens nach 8 uhr morgens war eine erdbewegung, daß auch die kleine schlagklocke nicht nur angeschlagen, sondern auch sich auf über 5 minuten sich hören lassen.“ Dieses in Lippe registrierte Erdbeben vom 18. Februar 1756 geht auf ein „kräftiges Schadenbeben am Nordabfall der Eifel mit für deutsche Verhältnisse außerordentlich großem Schüttergebiet“ zurück (SIEBERG 1940:85). Es wurde noch in Magdeburg und Halle(Saale) gespürt. Bisher lagen aus dem Raum Detmold keine Angaben vor. Das Erdbeben findet ausführliche Erwähnung in den Katalogen von PERREY (1847: 6Opp), AHORNER et al. (1970: 339) und LEYDECKER (1986: 27). LEYDECKER klassifiziert das Beben mit einer epizentralen Intensität der Stärke VIII MSK-Skala.

Dieses Erdbeben erregte bei der Bevölkerung am Teutoburger Wald großes Aufsehen (Lipp. Landesztg. 4.9.1878), da ihr die verheerende Zerstörung Lissabons durch das Erdbeben vom 1. November 1755 nachrichtlich noch gut in Erinnerung war.

Der Magistrat Lemgos schrieb am 23. Februar 1756 an den Landesherrn Graf Simon August zur Lippe: „...Nachdem er (der Magistrat) aber zuverlässig, wiewohl mit äußerster Betrübniß vernommen, daß selbst die Residenzstadt Detmold von der Erderschütterung nicht verschont worden, wolle er es wagen, was man davon in Lemgo verspürt habe, zu berichten. Gerade als die Altstädter Glocke 8 geschlagen, sei morgens bei windstillem Wetter die Erschütterung eingetreten und die Glocke habe noch mehrere ungewöhnliche Schläge gethan. In der Neustädter Kirche sei gerade Gottesdienst gewesen, man habe aber die Bewegung der Krone (Kronleuchter) gesehen. ... Die, welche aus dem Fenster gesehen, wollen eine Bewegung der Häuser, welche sich hin und her gedreht hätten, behaupten.“ Im Amt Oerlinghausen wurde bereits am 19. Februar über die „starken Stöße des Erdbebens, welche man am Ort selbst, in der Senne, in Asemissen usw. wahrgenommen,“ berichtet. „Die Bettstelle sei einer Wiege gleich gegangen, die Hängelampen seien mit aller Gewalt hin und her geschlagen.“ Ähnliche Berichte sind aus Schötmar (Stadt Bad Salzuflen), Heiden (Stadt Lage) und der ehemaligen Vogtei Falkenberg (SW-Lippe) überliefert.

Diesen Berichten ist zu entnehmen, daß auf dem Kamm des Teutoburger Waldes und östlich davon das Erdbeben vom 18. Februar 1756 noch eine Intensität der Stärke V MSK-Skala besessen hat.

2.3. Das Erdbeben im Januar 1767

Eine letzte erdbebenbezogene Eintragung aus den Lagerbüchern der Pfarre Heiligenkirchen stammt von Pastor Johann Friedrich Christian Wessel (WEERTH 1887): „Anno 1767, d. 19. Jan. Morgends glockte 9 war ein starkes Erdbeben, es wurde den 25ten Jan. ein Bättag gehalten.“ Dieses Erdbeben ist ausführlich vom Detmolder Stadt- und Landphysikus Dr. Johann Erhard TRAMPEL (1767; 22-32) beschrieben und erläutert worden. Am 14. Februar schrieb er: „Es sind nur erst wenige Tage vorbei gegangen, da alle Creaturen der Lippischen Wohnungen eine merkliche Veränderung in ihrem Erdboden empfanden. Die Häuser fingen an zu weichen; die Erde erhob sich und schien mit einem Zittern einzustürzen. Der Mensch wurde von einer fremden Furcht benebelt; er wurde bange, und das unvernünftige Thier selbst suchte sich durch den Lauf und Flug in Sicherheit zu setzen. Das Andenken von Lissabon war noch so alt nicht, daß nicht jedermann die am 19ten Jenner erfolgte Würkung mit jener Verwüstung solte verglichen haben. ... Gleiche Bewandnis hat es mit dem am 19ten Jenner erfolgten Erdbeben, es mag in dem Westphälischen Erdraum erzeugt oder von einem anderen entlegenen Ort zur Wirkung erwecket worden seyn, wovon jedoch die Nachrichten bis jetzt fehlen.“ - Zwei Wochen später wird die Meldung von einem ungenannten Autor ergänzt (N.N. 28.2.1767: 58-60): „Von den allerglaubwürdigsten Leuten in dieser Grafschaft (Lippe), sonderlich allhier in Detmold, sind schon acht Tage vor dem Erdbeben, wie auch in der Nacht zuvor, einige Stöße verspüret worden. Des folgenden Morgens um halb 10 konnte man neben dem gewöhnlichen Getöse auch einige Dünste sowohl sichtbar als am Geruch in ipso motu wahrnehmen. Bei einem sehr hellen Himmel haben einige eine sehr dunkle schnelfahrende Wolke über Detmold wahrgenommen... In dem bergigen Amte Schwalenberg (Weserbergland) ist es sehr wenig, hingegen auf dem Lippischen Walde (Teutoburger Wald) an den durcheinandergeschlagenen Bäumen und Hecken sehr stark zu sehen gewesen... Jedoch ist hierbei das allermerkwürdigste nicht zu übergehen. Das sehr dick gefrorene Eis des Schloßgrabens (in Detmold) zersprang mit großem Krachen... Des Hrn. Doct. K... Magd hatte einiges Wasser aus demselben zum Aufwaschen des folgenden Tages geholet, und die silberne löffel darin geworfen. Als dieselbe aber nach Verlauf einiger Stunden dieselben wieder heraus nehmen und abtrocknen wollen, waren dieselbe ganz hoch gelb, gleichsam als Überguldet, angelaufen... Hr. Doct. K... lies hierauf ein Glas Wasser um die Ursache zu examinieren, aus ermeldetem Burggraben holen, und fand, daß solches ganz schwarz tingiret gewesen...“

Aus den beiden zitierten Berichten sind mehrere Schlüsse zu ziehen. Es handelte sich offenbar um ein für die Region ungewöhnliches Schadenbeben. Die Intensität war immerhin so groß, daß Bäume umgeknickt (evtl. entwurzelt) worden sind und das dicke Eis des Detmolder Schloßgrabens zersprang. Die Erschütterung bewirkte ein Aufwirbeln des auf dem Grunde des Schloßgrabens abgelagerten Faulschlammes, der ein reduzierendes Milieu besessen hat. Die Sedimentpartikel wurden aufgewirbelt und der im Faulschlamm enthaltene Schwefelwasserstoff im gesamten Wasserkörper dissoziiert, so daß es zur Oxidation von Silber zu Silbersulfid an den Silberlöffeln des Dr. K. kam. Dem Erdbeben vom 19. Januar waren bereits acht Tage bzw. in der Nacht zuvor Erdstöße vorangegangen, so daß von einer Bebenserie auszugehen ist.

Als Ergänzung zur Lagerbucheintragung des Heiligenkirchener Pastors Wessel wurde von WENDT (1965: 192) folgende Mitteilung angefügt, wiederum auf verschollenen Unterlagen des Pfarramtes Heiligenkirchen basierend: „1767 war in Heiligenkirchen ein Erdbeben, das so stark war, daß die Glocken anschlagen. Es ist



Abb. 3 Der aus der 1. Hälfte des 13. Jahrhunderts stammende Turm der Kirche in Detmold-Heiligenkirchen. Er wurde nach schweren Schäden durch das Erdbeben vom 19. Januar 1767 auf allen vier Seiten mittels eiserner Klammern und Stabilisierungskreuze instandgesetzt. Foto F. Devermann, Lipp. Landesmuseum Detmold.

auch zu Schlangen und Kohlstädt verspürt worden (s.u.). Nach dem Bericht des Kirchenvorstandes <<hat unser Kirchturm von ... dem Erdbeben gefährlich scheinende Borsten, ist auch einer Stelle der einen Seite so merklich ausgewichen, daß er ... geklammert werden muß>>. Eine große Ausbesserung der Kirche und der verfallenden Kirchhofsmauer war nötig. Sie wurde auf 346 Taler 19 Groschen geschätzt ...“ Wenig später fügt WENDT an, daß „das Erdbeben von 1767 anscheinend in der festen Mauer des Kirchturmes Lockerungen hervorgerufen hatte, die nicht gleich in ihrem ganzen Umfange erkannt worden waren.“

Die erforderlichen Eisenklammern im Kirchturm sind auch heute noch an der Kirche in Heiligenkirchen zu sehen (Abb. 2). Die gründlichen Reparaturen der Kirche in Heiligenkirchen als Folge des Erdbebens von 1767 in den Jahren 1777-84 sind auch von BUTTERWECK (1920: 413) festgehalten worden.

Weitere Meldungen an die gräflich lippische Regierung charakterisieren die Intensität des Erdbebens näher (Lipp. Landesztg. 4.9.1878): Der Vogt zu Schlangen berichtete: „Wir haben heute präcis halb zehn Uhr vor Mittag ein recht fürchterliches Erdbeben ausgestanden, dergestalt, daß alle Häuser unter Aufsprennung der Fenster, Zerschmetterung der Ofens und Hausthüren, auch Eröffnung der Kirchenthür ein dergestaltiges Getöse von sich gegeben ...“ Auch aus Kohlstädt gab es ähnliche Nachrichten: „daß der Schütter daselbst vielen Schaden gethan.“ Ein Beamter berichtete: „Das Haus über mir fing an stark zu erschüttern, es wurde je länger, je stärker, so daß ich nicht mehr Schreiben noch auf dem Stuhl sitzen konnte, und dieses mochte eine halbe Minute dauern. Alles fing sich an zu bewegen im Hause ...“ Nach dem Bericht des Vogtes zu Heiden (Stadt Lage) soll „ein starker Knall und Krachen so wenigstens eine halbe Minute gedauert haben; die Häuser drohten herunter zu fallen.“ In Oerlinghausen, wo nach der Beobachtung des Küsters auch das Gewölbe der Kirche Risse bekam, soll das Erdbeben fast zwei Minuten gedauert haben, in Varenholz (an der Weser) eine Minute, während Tische, Stühle und Schränke in allen Stuben wackelten. Die hier wiedergegebenen Zeitangaben über die Dauer des Erdbebens sind sicherlich übertrieben und aus dem momentanen ungewöhnlichen Erleben der Augenzeugen zu erklären.

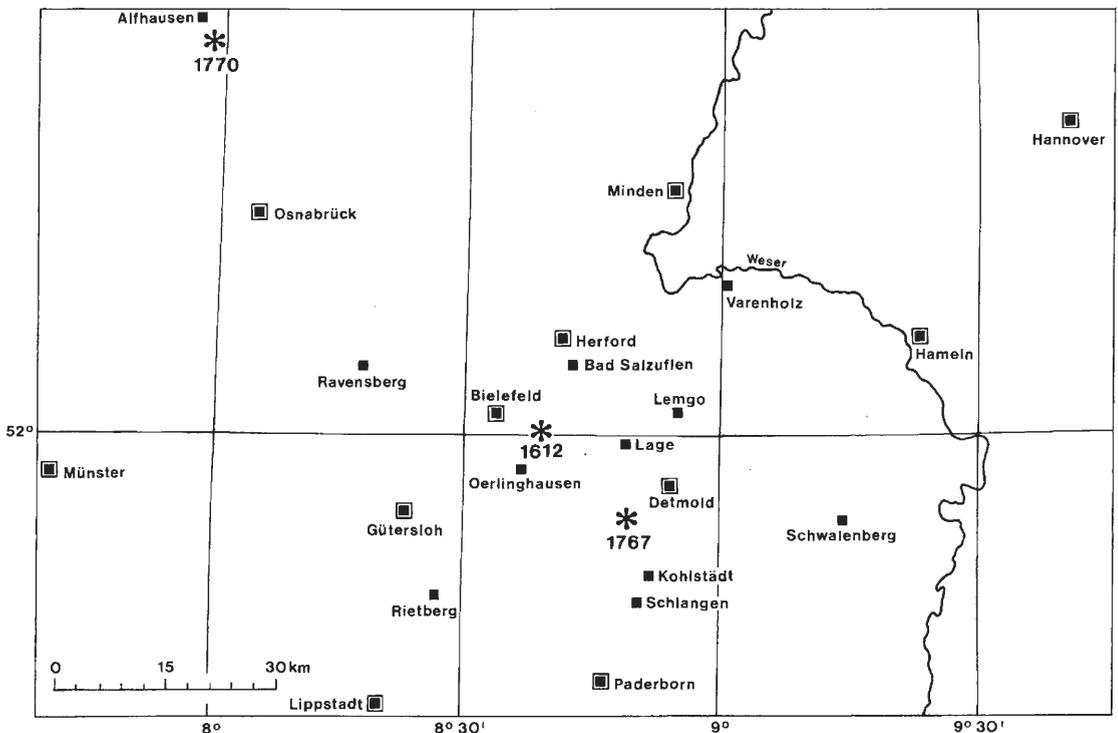


Abb. 4 Karte der wichtigsten Städte und Ortschaften, von denen Nachrichten über die Erdbeben von 1612 und 1767 überliefert sind. Zeichnung M. Hinkel, Lipp. Landesmuseum Detmold.

Die einschlägige Literatur verzeichnet das Erdbeben vom 19. Januar 1767 unterschiedlich, bezüglich seines mutmaßlichen Epizentrums unzutreffend. PERREY (1847: 64) vermerkt: „1767.- Nuit du 18 au 19 janvier. A Bielefeld (Westphalie), une secousse. Le 19, 10 heures du matin. A Hameln, une secousse après laquelle les puits qui manquaient d'eau furent tout à coup remplis. A Hanovre, une légère secousse qui n'a duré que quelques instants et qui n'a été sensible que dans le haut des maisons. Il faisait excisivement froid. Le 20. A Lypstadt, Rythberg, Guterslohe et Erford une secousse. On en a ressenti à Munster, Osnabruck et Paderborn.“ Es wird sowohl ein Erdstoß aus der Nacht vom 18. auf den 19. Januar 1767 bestätigt als auch eine Bebenserie, jedoch diese von der Nacht 18./19. bis 20. Januar. Erdstöße waren im gesamten Bereich des Teutoburger Waldes bis an die Weser und darüber hinaus spürbar. Der Schütterradius erreichte mit den äußeren Punkten Münster und Hannover etwa 120 km. Die Witterung war extrem kalt.

Fast gleichlautende Eintragungen führt SIEBERG (1940: 92) auf. Als zusätzlichen Referenzort findet sich Nienburg/Weser. Für das Erdbeben am 19. Januar gibt er keine Uhrzeit an, hingegen für das des 20. Januars 9.30 h. Das Ereignis wird als „Erdbeben ohne Schaden“ klassifiziert. AHORNER et al. (1970) erwähnen für das Jahr 1767 als Schadenbeben („I=6-7?“) lediglich jenes von Rotenburg/Fulda, das jedoch nach PERREY (1847) erst am 13. April, 0.30 h stattgefunden hat. Es wird von AHORNER et al. und LEYDECKER (1980) als Einsturzbeben gewertet. Da es in Rotenburg angeblich Auswirkungen der Intensität VI-VII MSK-Skala hervorrief, dürfte dieser Intensitätsgrad schwerlich noch am Teutoburger Wald zu spüren gewesen sein. Als Epizentrum des hier untersuchten Erdbebens gibt LEYDECKER (1980: 550-51) „Lippstadt im Weserbergland“ an, allerdings nur für den 20. Januar 1767. Er schreibt ihm eine Intensität V MSK-Skala zu, bei einem Schütterradius von 35 km. Entsprechend dokumentiert er (LEYDECKER 1986: 26) das Beben des 20. Januar 1767 für 9.30 Uhr bei 51,41°N, 8,20°E mit der Intensität V MSK-Skala. Vermutlich auf diesen Angaben fußend, konstatieren VOGT & GRÜNTAL (1994: 240): „In der südlich angrenzenden Münsterländer Oberkreide-Mulde ist ebenfalls eine schwache Seismizität zu verzeichnen, mit einem nach SIEBERG (1940) schadlosen Beben im Jahre 1767 südwestlich des Herdes von 1612.“

Als Resultate bleiben festzuhalten: Die Primärquellen des Winters 1767 weisen das Erdbeben vom 19. Januar als Hauptereignis einer Bebenserie aus. Der genaue Zeitpunkt wird mit „glocke 9“ bzw. „präcis halb zehn“ angegeben. Das Beben war ein Schadenbeben. Aufgrund umgeknickter Bäume, zerstörter Öfen sowie von Rissen in Kirchengemäuern wird eine Intensität VI-VII MSK-Skala vermutet (cf. SPRINGHORN 1993: 92). Nach den zeitgenössischen Meldungen gab es die größten Schäden in den Orten Schlangen, Kohlstadt, Detmold-Heiligenkirchen und Oerlinghausen. Aus diesem Grunde wird das Epizentrum innerhalb dieses Dreiecks angenommen, im unmittelbaren Bereich der Osning-Überschiebung des Teutoburger Waldes bei 51,55°N, 8,50°E.

2.4. Das Erdbeben vom 3. September 1770 bei Alfhausen

Dieses Erbeben wurde von MEIER & GRÜNTAL (1992) einer ausführlichen Neubewertung unterzogen. Nach den von BUCK (1770) überlieferten Schäden haben AHORNER et al. (1970: 339) ihm eine Intensität VII MSK-Skala zugeschrieben. Ausschlaggebend waren der im Haus Horst umgestürzte Kamin sowie heruntergefallene Dachpfannen und Verputzmaterialien. In mehreren Orten hatten „besonders die großen und schweren Gebäude, vornehmlich die Kirchengewölbe merklich gelitten“ (SIEBERG 1940: 95). 25 km nordwestlich von Osnabrück gelegen, vermuten die revidierenden Autoren eher als tektonische Ursachen ein „Hangendsturzbeben“ in Verbindung mit Subrosionshöhlräumen von Malmsalzstrukturen des „Salzsattels von Alfhausen“. Verhältnismäßig nahe am Nordrand des Wiehengebirges können indessen auch NW-SE streichende Auf- oder Abschiebungsflächen in den präkänozoischen Formationen des Niedersächsischen Tektogens Auslöser dieses Erdbebens gewesen sein.

2.5. Erdbeben von 1846 und 1878

Erdbeben des 19. Jahrhunderts, deren Auswirkungen am Teutoburger Wald zu spüren waren, hatten ihre Ursachen durchweg in tektonischen Ereignissen im Bereich von Mittelrhein, Nordeifel und Niederrheinischer Bucht. - Nach einem Bericht der Lippischen Landeszeitung vom 4. September 1878 soll es „gegen Ende August 1845 Abends zwischen 10 und 11 Uhr“ ein Erdbeben gegeben haben, „welches noch vielen der Jetztlebenden in Erinnerung geblieben ist.“ Da sich in der Literatur zu diesem Datum keine korrespondierende Erdbebeneintragung findet, kann es sich m.E. nur um eine Verwechslung mit dem rheinischen Erdbeben vom 29. Juli 1846 bei St. Goar handeln, „das einen Erschütterungskreis von 2000 Quadratmeilen umfaßte“

(WEERTH 1887). Hierauf bezieht sich auch SCHWANOLD (1899: 38): „Im gegenwärtigen Jahrhundert machte sich außer einigen unbedeutenden Erschütterungen auch das rheinische Erdbeben vom 29. Juli 1846 bei uns bemerkbar.“ Das Epizentrum dieses Schadenbebens lag bei 50,09°N, 7,41°E. Es ereignete sich am 29. Juli 1846 um 21.24 Uhr. Aufgrund von Kaminschäden und Mauerrissen an zahlreichen Orten wiesen ihm AHORNER et al. (1970: 335) eine Intensität VII MSK-Skala zu. SPONHEUER (1952: 29-30) registrierte seine Auswirkung im Weserbergland/ Teutoburger Wald für Brakel, Bad Pyrmont, Bielefeld und Osnabrück.

Erheblichen Niederschlag in der ostwestfälischen Presse (26.8.-4.9.1878) fand das Erdbeben von Tollhausen bei Aachen vom 26. August 1878, kurz nach 9 Uhr. Das Beben mit einer Intensität von 5,3 der Richter-Skala bzw. VIII MSK-Skala bewirkte in der Epizentralregion erhebliche Schäden an Gebäuden und forderte in Aachen zwei Todesopfer. Seine Auswirkungen am Teutoburger Wald waren noch sehr deutlich zu spüren und wurden in z.T. detaillierten Schilderungen der Bevölkerung festgehalten (u.a. Lipp. Landesztg. vom 26.8., 27.8., 29.8. u. 30.8.1878). Schwankende Möbel, pendelnde Spiegel und Lampen erlaubten beispielsweise für Detmold noch eine Intensität V MSK-Skala anzugeben. Die Laufrichtung der Oberflächenwellen des Bebens konnte innerhalb Detmolds mit nahezu S-N festgestellt werden, und der wellenförmige Charakter der Bodenbewegung wurde ebenfalls wahrgenommen (Lipp. Landesztg. 27.8.1878).

2.6. Erdbeben von 1951 und 1992

Ein heftiges Schadenbeben der Stärke 5,2 der Richter-Skala sowie VII-VIII der MSK-Skala erschütterte am 14. März 1951 um 10.46 Uhr MEZ die Nordeifel im Raum Euskirchen. AHORNER et al. (1970: 335) geben einen Schütterradius von 260 km an, der das Gebiet des Teutoburger Waldes einschließt. Entsprechende Zeitungsmeldungen (u.a. Lipp. Landesztg. 16.3.1951) bestätigen, daß das Erdbeben „auch in Lippe in fast allen Städten und Dorfgemeinden gespürt worden“ sei. Der Zeitpunkt der Registrierung in Ostwestfalen-Lippe wird mit „genau 11 Minuten vor 11 Uhr vormittags“ angegeben, die Dauer des Bebens mit „etwa 6 Sekunden.“ In diesem Zusammenhang wird auf „ein ähnliches Erdbeben am 8. März des Vorjahres“ hingewiesen. Es fand morgens um 5.27 Uhr MEZ ebenfalls bei Euskirchen statt und besaß eine Stärke 4,7 auf der Richter-Skala bzw. VII MSK-Skala (cf. AHORNER et al. 1970, LEYDECKER 1986). Das Beben ist am Teutoburger Wald offensichtlich nicht mehr registriert worden. Der Kommentator der Lippischen Landeszeitung vermerkte, daß „trotz allem kein Grund zur Beunruhigung besteht, da Beben dieser Art schon wiederholt zu verzeichnen waren, aber längst nicht mehr die Stärke haben, wie vor Jahrhunderten, als größerer Schaden zu verzeichnen war.“ Indessen besitzt die Stärke eines Erdbebens keinen Causalzusammenhang mit der historisch verstrichenen Zeit.

Sachschäden in Millionenhöhe richtete im deutsch-niederländischen Grenzgebiet bei Aachen das Erdbeben vom 13. April 1992, gegen 3.20 Uhr MESZ an. Das Epizentrum lag im niederländischen Roermond. Es besaß eine Magnitude von 5,5 auf der Richter-Skala, entsprechend etwa einer Intensität von VIII-IX der MSK-Skala. In der Presseberichterstattung wurde es von Fachleuten des Geologischen Landesamtes Krefeld als das heftigste Erdbeben seit dem 18. Februar 1756 bezeichnet. In Ostwestfalen-Lippe wackelten Möbelstücke, schaukelten Lampen und klapperten Türen (Lipp. Landesztg./ Neue Westfälische 14.4.1992). H.D. HILDEN vom GLA Krefeld wurde mit den Worten zitiert: „Die Nachwellen von Erschütterungen im westdeutschen Erdbebenzentrum am Niederrhein sind oft bis in Ostwestfalen zu spüren gewesen. Wir Geologen rechnen ja eher in Jahrmillionen. Wenn ich oft sage, dann datiert die letzte wahrscheinlich auch in Lippe stark zu spürende Erschütterung aus dem Jahre 1726 (muß heißen 1756), als ein Erdbeben von der geschätzten Stärke 8 auf der Richter-Skala den Niederrhein heimsuchte.“

3. Schlußbetrachtung

Die Region „Teutoburger Wald“ ist in den zurückliegenden knapp 400 Jahren wiederholt mit den Auswirkungen von Erdbeben konfrontiert worden. Es handelt sich in der Mehrzahl der Fälle um Erdbeben aus dem Rheinland mit großen Schütterradien. Drei Erdbeben sind bekannt, die auf tektonische Ursachen am Teutoburger Wald selbst zurückgehen: Bielefeld 1612, Detmold 1767, Alfhausen 1770. Für das Erdbeben bei Alfhausen von 1770 waren möglicherweise halokinetische Gegebenheiten ausschlaggebend. Alle drei Ereignisse waren schadenverursachende Beben der Intensität VI-VII oder VII MSK-Skala. Alle drei Epizentren liegen im Bereich 1 (AHORNER et al. 1970) bzw. NT (LEYDECKER 1986) Norddeutschlands, der zur erdbebenärmsten Zone Mitteleuropas gehört. Erdbeben gehen in dieser Zone -abgesehen von Einsturzereignissen- auf vertikaltektonische Beanspruchungen zurück, die ihre Ursache im spezifischen Bau „langgestreck-

ter Strukturen mesozoischen Alters (z.B. „Pyrmonter Achse“, „Piesberg-Achse“, Struktur des Teutoburger Waldes usw.)“ haben (AHORNER et al. 1970: 319). FARRENSCHON (1990: 157) zitiert die Einschätzung der DIN 4149 „Bauten in deutschen Erdbebengebieten“, nach welcher die Teutoburger Wald-Region zur Erdbebenzone O gehört. Seine Feststellung, daß „nach den bisherigen Erfahrungen nicht mit Schäden durch Erdbeben zu rechnen“ sei, kann nach den hier vorgelegten historischen Dokumentationen nur mit Einschränkungen wiedergegeben werden. Wo Risse an dickem, mittelalterlichen Mauerwerk möglich sind, können auch moderne Gebäude Schäden davontragen. Zur Laubhüttenbauweise unserer mittelsteinzeitlichen Vorfahren müssen die Menschen dieser Region indessen nicht zurückkehren.

4. Danksagung

Bei der Suche nach Literatur und Archivalien haben mich die Damen Heidi Schmidt (Lippische Landesbibliothek Detmold) und Maja Schneider (Archiv der Evangelischen Landeskirche Lippe Detmold) sowie die Herren Dr. Ulrich Bender und Dr. Hermann Niebuhr (Nordrhein-westfälisches Staatsarchiv Detmold) intensiv unterstützt. Meinen Kolleginnen Frauke Devermann und Monika Hinkel danke ich für die Anfertigung des Fotos (Abb. 2 u. 3) sowie die Umzeichnung und Ergänzung der strukturgeologischen Karte und geographischen Übersichtskarte (Abb. 1 u. 4).

5. Literaturverzeichnis

AHORNER, L., MURAWSKI, H. & SCHNEIDER, G. (1970): Die Verbreitung von schadenverursachenden Erdbeben auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. Versuch einer seismologischen Regionalisierung. - Zeitschrift für Geophysik 36: 313-343, Würzburg.

BELLINKHAUSEN, R. v. (1612): De horribili terrae motu. Von dem grausamen Erdbeben, welches 1612, 30. Oct. styl. vet. bis Bielefeld, Lemgo usw. sich zugetragen.- Gedruckt von Johann Wessel I, Bremen.

BELLINKHAUSEN, R. V. (1613): De Horribili terrae motu. Von dem grausamen und fast unerhörten schrecklichen Erdbeben welches in diesem 1612. Jahr / den 30. Octobris alten Calenders / Nachmittags zu 2 Uhren / In der Stadt Bielefeld erstlich angefangen und folgens zu Lemgo / Hervorde unnd andern umbliegenden Ortern mehr / jetzt drey gantzer Wochen sich begeben unnd zu getragen.- Klägliche und Wahrhaftige newe Zeitung, gedruckt im Jahr 1613, Staatsbibliothek zu Berlin Preußischer Kulturbesitz, Handschriftenabteilung, Yh 8230 R.

BELLINKHAUSEN, R. v. (1619): Ein lang Erdbidem zu Bilfeld / und andern ortern klar vermelt.-Speculum Cometarum, gedruckt von Martin Mann, Osnabrück.

BUCK, J. H. (1770): Nachricht von dem merkwürdigen Erdbeben im Nordlande im Fürstentum Osnabrück den 3. Sept. 1770.- Nützlicher Beylagen zum Osnabrückischen Intelligenz Blate, Sp. 349-352, Osnabrück 3. Nov. 1770.

BUTTERWECK, W. (1926): Die Geschichte der Lippischen Landeskirche.- 439 S., (Fritz Dröge) Schötmar (Bad Salzuffen).

FARRENSCHON, J. (1990): Erläuterungen zu Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg. Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000. - Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 195 S., Krefeld.

GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. (1956): Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration.- Bulletin of the Seismological Society of America 46: 105-145, Washington.

KÜSTER, A. H. (um 1725): Diarium lippiacum (Küstersche Chronik).- Nordrhein-westfälisches Staatsarchiv Detmold, D 71, Hs. Slg. 72.

LIPPISCHE LANDESZEITUNG (1878): Nr. 199, 26. August ; Nr. 200, 27. August ; Nr. 202, 29. August ; Nr. 203, 30. August ; Nr. 207, 4. September, Detmold.

LIPPISCHE LANDESZEITUNG (1950): Nr. 57, 9. März, Detmold.

LIPPISCHE LANDESZEITUNG (1951): Nr. 63, 15. März ; Nr. 64, 16. März, Detmold.

LIPPISCHE LANDESZEITUNG (1992): Nr. 89, 14. April, Detmold.

LEYDECKER, G. (1980): Erdbeben in Norddeutschland.- Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 131: 547-555, Hannover.

- LEYDECKER, G. (1986): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 1000 - 1981.- Geologisches Jahrbuch E36: 3-83, Hannover.
- MEIER, R. & GRÜNTAL, G. (1992): Eine Neubewertung des Erdbebens vom 3. September 1770 bei Alfhausen (Niedersachsen).- Osnabrücker naturwissenschaftliche Mitteilungen 18: 67-80, Osnabrück.
- NIEBAUM, H. (1985): Zur Osnabrücker Schriftsprache im 17. Jahrhundert. Ein wichtiger Sammelband in der Herzog-August-Bibliothek in Wolfenbüttel.- Korrespondenzblatt des Vereins für niederdeutsche Sprachforschung Jg. 1985, 92, 1 (Hrsg. H. NIEBAUM), Hamburg.
- N.N. (1767): Einige Wahrnehmungen bei dem am 19ten Jan. d. J. verspürten Erdbeben.- Lippische Intelligenzblätter, 4tes Stück, Sonnabends den 28 Febr., IV Gelehrte Sachen, Sp. 58-60, Detmold.
- PERREY, A. (1847): Mémoire sur les tremblements de terre dans le bassin du Rhin.- Mémoires couronnés et mémoires des savants étrangers publiés par l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique 19, 113 S., Bruxelles.
- PIDERIT, J. (1621): Relatio historica. Vorrede in die Relationem historicam an den günstigen Leser.- Unveröffentl. Manuskript aus den Jahren 1621-1627, abgedruckt in zahlreichen Fortsetzungen unter dem Titel „Der dreißigjährige Krieg, nach einer Pideritschen Handschrift“ in: Blätter für lippische Heimatkunde. Monatl. Beilage der Lippischen Landesztg, ab 1. Jg., Nr. 2, Februar 1900, S. 14, Detmold.- Orig.: Nordrhein-westfälisches Staatsarchiv Detmold D78, Nr. 15 u. D560.
- PIDERIT, J. (1627): Chronicon comitatus Lippiae, Rinteln 1627.- Nordrhein-westfälisches Staatsarchiv Detmold C217.
- SCHAEFER, H. L. (1963): Alles schon einmal dagewesen: Erdbeben im Raum von Lippe. „Die Häuser fingen an zu zittern ...“. Kirchenglocken wurden in Bewegung gesetzt - „Ewiger Erdfriede“ ist eine Illusion.- Lippische Landeszeitung Nr. 249, 197. Jg., 26. Oktober 1963, S. 8 (Heimat und Welt), Detmold.
- SCHAEFER, H. L. (1968): Als einst in Lippe die Erde bebte, fingen die Häuser an zu zittern.- Lippische Blätter für Heimatkunde 3: 10-11, Detmold.
- SCHWANOLD, H. (1899): Das Fürstentum Lippe. Das Land und seine Bewohner.- (Verlag der Hinrichs'schen Hofbuchhandlung) 215 S., Detmold.
- SCHWANOLD, H. (1930): Das kleine Heimatbuch vom Lande Lippe.- (Verlag der Meyerschen Hofbuchhandlung) 94 S., Detmold.
- SIEBERG, A. (1940): Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 bis 1799.- Mitteilungen des Deutschen Reichs-Erdbebendienstes 2: 3-112, Leipzig.
- SPANGENBERG, E. (1824): V. Rudolf von Bellinckhausen.- Neues vaterländisches Archiv oder Beiträge zur allseitigen Kenntniß des Königreichs Hannover wie es war und ist, (Herold und Wahlstab) Lüneburg, gedruckt bei Schweiger u. Pick in Celle.
- SPONHEUER, W. (1952): Erdbebenkatalog Deutschlands und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1800 bis 1899.- Mitteilungen des Deutschen Erdbebendienstes, Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin 3, 195 S., (Akademie Verlag) Berlin.
- SPRINGHORN, R. (1993): Naturraum und Kulturlandschaft. Geologischer Aufbau und Oberflächenform.- In: Landeskunde Nordrhein-Westfalen I, Lippe (Hrsg. W. RINNE): 88-96, (Ferdinand Schoeningh) Paderborn.
- STILLE, H. (1925): Die saxonischen Brüche. Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik.- Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt N.F. 95: 149-207, Berlin.
- THOME, K.N., ARNOLD, H., BACHMANN, M., BRAUN, J., DAHM, H.D., GRABERT, H., GRÜNHAGEN, H., HOYER, P., LUSZNAT, M., MICHELAU, P., PAPROTH, E., QUITZOW, H.W., SCHERP, A. & THIERMANN, A. (1976): Deutscher Planungsatlas, Band I, Nordrhein-Westfalen, Lfg. 8: Textbeilagen zu den Karten „Geologie“ und „Geologische Struktur“- Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, (Hermann Schroedel) Hannover.
- TRAMPPEL, J.E. (1767): Gedanken von dem am 19ten Jan. d. J. verspürten Erdbeben.- Lippische Intelligenzblätter , 2tes Stück, Sonnabends den 14 Febr., IV Gelehrte Sachen, Sp. 22-32, Lemgo.
- WEERTH, O. (1887): Erdbeben im Lippischen.- Lippische Landeszeitung Nr. 99, 29. April 1887, Detmold.
- WENDT, H. (1965): Das ehemalige Amt Falkenberg. Geschichte der Gemeinden Berlebeck, Fromhausen, Heiligenkirchen, Holzhausen, Hornoldendorf, Oesterholz-Haustenbeck.- 343 S., (F.L. Wagener) Lemgo.
- VOGT, J. & GRÜNTAL, G. (1994): Die Erdbebenfolge vom Herbst 1612 im Raum Bielefeld. Revision eines bisher in Seismizitätsbetrachtungen unberücksichtigten Schadenbebens.- Geowissenschaften 12, 8: 236-240, Weinheim.

Bisher sind in dieser Reihe erschienen:

- Heft 1**
KAMPMANN, Hans:
Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden. Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen.
November 1983, 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf. DM 19,00
- Heft 2**
MINNIGERODE, Christian; KLEIN-REESINK, Josef:
Das Dörentruuper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores.
Petrographische und palynologische Untersuchungen zur Flözgenese.
Juli 1984, 68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf. DM 10,00
- Heft 3**
BRAUCKMANN, Carsten; KOCH, Lutz; KEMPER, Michael:
Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Ober-Karbon) von Hagen-Vorhalle (Westdeutschland).
Januar 1985, 132 S., 57 Abb., 23 Taf. DM 17,00
- Heft 4**
AVLAR, Hüseyin; DOHMEN, Maria:
Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE-Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).
SCHALLREUTER, Roger:
Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen.
SPRINGHORN, Rainer; DIEKMANN, Sieghard:
Böden in Lippe. Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung ostwestfälischer Bodentypen.
Mai 1985, 65 S., 14 Abb., 1 Tab., 10 Taf. DM 10,00
- Heft 5**
SCHÖNFELD, Joachim:
Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des Ober-Santon Mergels von Westerwiehe (Ostwestfalen).
SCHALLREUTER, Roger:
Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens.
Dezember 1985, 56 S., 28 Abb., 2 Tab., 3 Taf. DM 9,00
- Heft 6**
JORDAN, Hartmut & GASSE, Wolfgang:
Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon und Campan im südwestlichen Münsterland.
FRIEG, Clemens:
Planktonische Foraminiferen zwischen Ober-Alb und Mittel-Turon im Ruhrgebiet.
SVÁBENICKÁ, Lilian:
Coccolithen aus der Ober-Kreide der Bohrung Werne 8, westlich Hamm in Westfalen (NW-Deutschland).
August 1986, 88 S., 10 Abb., 3 Tab., 14 Taf. DM 13,00
- Heft 7**
Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens I
SCHALLREUTER, Roger:
Geschiebekunde in Westfalen
SCHALLREUTER, Roger:
Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben Westfalens I
SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:
Cruminata (Ostracoda) aus Silurgeschieben Westfalens I
SCHALLREUTER, Roger:
Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I
SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:
Gibba (Ostracoda) aus einem Silurgeschiebe Westfalens
SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:
Karbonsandsteine als Lokalgeschiebe
SCHÄFER, Rainer:
Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiessandzug
Mai 1987, 88 S., 8 Abb., 11 Taf. DM 16,00
- Heft 8**
NORMAN, David B. & HILPERT, Karl-Heinz mit einem Beitrag von HÖLDER, Helmut:
Die Wirbeltierfauna von Nehden (Sauerland), Westdeutschland.
August 1987, 77 S., 54 Abb., 2 Taf. DM 13,00
- Heft 9**
SCHÖLLMANN, Lothar:
Sporen und Phytoplankton aus den Raumländer Schichten (Bl. 4916 Bad Berleburg).
ZYGOWSKI, Dieter W.:
Hydrologische Markierungsversuche in Westfalen: Ein historischer Überblick.
November 1987, 68 S., 7 Abb., 6 Tab., 3 Taf. DM 12,00
- Heft 10**
SCHUDACK, Michael:
Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland).
WILDE, Volker; GOTH, Kurt:
Keimlinge von Araukarien aus der Unterkreide von Brilon-Nehden.
MAY, Andreas:
Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland).
Dezember 1987, 87 S., 22 Abb., 1 Tab., 5 Taf. DM 13,00
- Heft 11**
KORN, Dieter:
Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge).
November 1988, 293 S., 88 Abb., 60 Taf. DM 40,00
- Heft 12**
KAPLAN, Ulrich:
Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae WRIGHT & WRIGHT 1951 aus dem Turon (Ober-Kreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland).
KAPLAN, Ulrich; SCHMID, Friedrich:
Die heteromorphen Ammoniten der Gattungen *Eubostrychoceras* und *Hyphantoceras* aus dem Turon NW-Deutschlands.
Juni 1988, 90 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf. DM 14,00

Heft 13

LIEBAU, Alexander:
Skulptur-Evolution bei Ostracoden am Beispiel europäischer „Quadracytheren“.

März 1991, 395 S., 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf. DM 70,00

Heft 14

MÜLLER, Arnold:
Selachier (Pisces, Neoselachii) aus dem höheren Campanium (Ober-Kreide) Westfalens (NRW, NW-Deutschland)

Dezember 1989, 161 S., 39 Abb., 4 Tab., 24 Taf. DM 30,00

Heft 15

KAPLAN, Ulrich & SCHUBERT, Siegfried:
Metatythoceras smithi – ein seltener heteromorpher Ammonit aus dem Turon von Westfalen.

KORN, Dieter:
Weitere Goniatiten aus dem Ober-Visé des Sauerlandes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon, Rheinisches Schiefergebirge).

KAPLAN, Ulrich:
Die heteromorphe Ammonitengattung *Allocrioceras* SPATH aus dem Turon NW-Deutschlands.

Dezember 1989, 105 S., 23 Abb., 24 Taf. DM 15,00

Heft 16

SPEETZEN, Eckhard:
Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums.

OTTO, Roland:
Der saalezeitliche Geschiebemergel am westlichen Stadtrand von Münster/Westfalen: Lithologie und seine Eigenschaften als Baugrund.

SPEETZEN, Eckhard:
Ziegelrohstoffe und Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland).

April 1990, 61 S., 37 Abb., 6 Tab., 2 Taf. DM 12,00

Heft 17

MAY, Andreas:
Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden.

SCHULTKA, Stephan:
Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren.

KAMPMANN, Hans:
Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Oberalme im Grubental.

März 1991, 84 S., 22 Abb., 11 Taf. DM 24,00

Heft 18

CLAUSEN, Claus-Dieter; KORN, Dieter; LUPPOLD, Friedrich W.:
Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge).

MALMSHEIMER, Klaus W.; MENSING, Hans & STRITZKE, Rüdiger:
Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon.

STRITZKE, Rüdiger:
Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs.

April 1991, 91 S., 26 Abb., 7 Tab., 13 Taf. DM 22,50

Heft 19

HESSE, Renate:
Untersuchungen an einem monotypischen Fund von *Encrinurus liliiformis* aus dem Oberen Muschelkalk bei Bad Driburg.

MÖNNING, Eckhard:
Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges (Nordwestdeutschland).

SCHULTKA, Stephan:
Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges.

Mai 1991, 93 S., 22 Abb., 6 Tab., 16 Taf. DM 22,50

Heft 20

MÜLLER, Arnold; DIEDRICH, Cajus:
Selachier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Cenomanium von Ascheloh am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen, NW-Deutschland).

Mai 1991, 105 S., 6 Abb., 2 Tab., 22 Taf. DM 30,00

Heft 21

KAPLAN, Ulrich:
Die Oberkreide – Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen

MUTTERLOSE, Jörg:
Die Unterkreide – Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland)

KAPLAN, Ulrich:
Das tiefe Turon von Allagen-Westendorf (Westfalen)

Mai 1992, 129 S., 37 Abb., 17 Taf. DM 65,00

Heft 22

GRZEGORCZYK, Detlef:
Paläontologische Bodendenkmalpflege beim Landschaftsverband Westfalen-Lippe.

MERSMANN, Hildegard:
Litho- und biostratigraphische Dokumentation des Aufschlusses „Sundern-Oberröhre“ südlich Sundern, Hochsauerlandkreis.

JENCHEN, Uwe; SCHULTKA, Stephan:
Die ehemalige Ziegeleitongrube Voßacker und die Abgrabung am Küchenberg, zwei fossilführende Aufschlüsse im tiefen Oberkarbon.

MÜLLER, Arnold:
Geologisch-Paläontologische Aufschlußaufnahme und Dokumentation der Ziegeleigruben Buldern.

Juli 1993, 103 S., 14 Abb., 2 Tab., 15 Taf. DM 48,00

Heft 23

KORN, Dieter:
Stratigraphie und Fossilführung der Visé/Namur – Aufschlüsse am Bau der A 46 bei Arnsberg/Westfalen.

KOHEN, Oliver:
Sedimentologie, Fazies und Diagnose der Schichten 10 bis 21 im Oberoligozän des Dobergs (Bünde/Westfalen).

Juli 1993, 56 S., 14 Abb., 2 Taf. DM 30,00

Heft 24

MAY, Andreas:
Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Palökologie von Korallenkalken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge).

Juli 1993, 94 S., 7 Abb., 4 Tab., 12 Taf. DM 48,00

Heft 25

SCHÖLLMANN, Lothar:
Die Tonsteine der Keratophyrkomplexe 3 und 4 im Unterdevon (Ems) des Sauerlandes: Geochemische Milieuindikation, Fazies, Palökologie.

November 1993, 151 S., 137 Abb., 19 Tab., 16 Taf. DM 65,00

Heft 26

ERRENST, Christoph:
Koloniebildende Phillipsastreidae und Hexagonariinae aus dem Givetium des Messinghäuser Sattels und vom Südrand des Briloner Massenkalkes (Nordöstliches Sauerland).

KOCH-FRÜCHTL, Ulrich; FRÜCHTL, Martina:
Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland).

SCHUDACK, Michael:
Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge).

September 1993, 106 S., 36 Abb., 1 Tab., 11 Taf. DM 48,00

Heft 27

SCHALLREUTER, Roger:
Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens II.
Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben II.

November 1993, 273 S., 6 Tab., 62 Taf. DM 165,00

Heft 28

GUENTHER, Ekke, W.:
Die Mammutfunde von Stuckenbusch bei Herten.

SKUPIN, Klaus:
Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildung im Bereich der Senne (östliches Münsterland).

April 1994, 72 S., 26 Abb., 11 Tab. DM 48,00

Heft 29

LUPPOLD, Friedrich Wilhelm, CLAUSEN, Claus-Dieter, KORN, Dieter & STOPPEL, Dieter:
Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge).

CLAUSEN, Claus-Dieter, KORN, Dieter, FEIST, Raimund, LEUSCHNER, Kerstin, GROSS-UFFENORDE, Helga, LUPPOLD, Friedrich Wilhelm, STOPPEL, Dieter, HIGGS, Kenneth & STREEL, Maurice:
Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rheinisches Schiefergebirge).

KORN, Dieter, CLAUSEN, Claus-Dieter, BELKA, Zdzislaw, LEUTERITZ, Klaus, LUPPOLD, Friedrich Wilhelm, FEIST, Raimund & WEYER, Dieter:
Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge).

LEUSCHNER, Kerstin:
Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und aus der Gattendorfia-Stufe des Profils NF/G von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge).

WEYER, Dieter:
Korallen im Untertournai-Profil von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge).

Mai 1994, 221 S., 62 Abb., 9 Tab., 21 Taf. DM 84,00

Heft 30

KORN, Dieter:
Devonische und karbonische Prionoceraten (Cephalopoda, Ammonoidea) aus dem Rheinischen Schiefergebirge.

April 1994, 85 S., 76 Abb., 1 Tab. DM 48,00

Heft 31

KAPLAN, Ulrich; KENNEDY, William James:
Die Ammoniten des westfälischen Coniac.

April 1994, 155 S., 7 Abb., 43 Taf. DM 60,00

Heft 32

HAUSCHKE, Norbert:
Lepadomorphen Cirripedier (Crustacea, Thoracica) aus dem höchsten Cenoman des nördlichen Westfalen (Nordwestdeutschland), mit Bemerkungen zur Verbreitung, Palökologie und Taphonomie der Stramentiden.

HAUSCHKE, Norbert:
Temporäre Aufschlüsse im Campan des nordwestlichen Münsterlandes in den Jahren 1990–1992, unter besonderer Berücksichtigung der Fossilfunde.

Mai 1994, 111 S., 12 Abb., 29 Taf. DM 55,00

Heft 33

KENNEDY, William James; KAPLAN, Ulrich:
Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis (LANDOIS) und die Ammonitenfauna der Dülmener Schichten, unteres Unter-Campan, Westfalen.

Mai 1995, 127 S., 7 Abb., 43 Taf. DM 42,50

Heft 34

SCHALLREUTER, Roger:
Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens III
Ostracoden aus silurischen Geschieben II

Mai 1995, 145 S., 26 Taf. DM 45,00

Heft 35

SCHULTKA, Stephan:
Die Flora des Namur B in der ehemaligen Ziegeleitongrube Voßacker bei Fröndenberg. Eine Übersicht.

Juni 1995, 97 S., 1 Abb., 31 Taf. DM 34,00

Heft 36

MUTTERLOSE, Jörg:
Die Unterkreide-Aufschlüsse des Osning-Sandsteins (NW-Deutschland) – Ihre Fauna und Lithofazies.

Juni 1995, 85 S., 31 Abb., 10 Taf. DM 33,50

Heft 37

WRAY, David S.; KAPLAN, Ulrich; WOOD, Christopher J.:
Tuff-Vorkommen und ihre Bio- und Event-Stratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs.

Mai 1995, 51 S., 39 Abb. DM 22,50

Heft 38

HAUSCHKE, Norbert:

Troegerella stenseni n. sp., ein hexactinellider Kiesel-schwamm (Lychniscosa, Coeloptychidae) aus dem Unter-campan des nordwestlichen Münsterlandes (Nordwest-deutschland).

WIPPICH, Max, G., E.:

Ammoniten aus dem Unter-campan des nordwestlichen Münsterlandes (Nordwestdeutschland).

MEHL, Dorte; HAUSCHKE, Norbert:

Hyalonema cretacea n. sp., erste körperlich erhaltene Amphidiscophora (Porifera, Hexactinellida) aus dem Mesozoikum.

Preis bei Drucklegung noch nicht bekannt

Heft 39

HEITKE, Ulrich, H. J.:

Acanthodes sippeli n. sp., ein Acanthodier (Acanthodii : Pisces) aus dem Namurium (Karbon) von Hagen-Vorhalle (Deutschland).

KOCH, Lutz; LEMKE, Ulrich:

Trilobiten aus dem Unteren Tonschiefer (Unteres Llanvirn, Ordovizium) von Kiesbert (Ebbe-Sattel, Rheinischer Schiefer-gebirge).

KOHNEN, Oliver:

Stratigraphische Entwicklung oberoligozäner Flachmeer-sequenzen am Doberg bei Bünde.

Dezember 1995, 97 S., 19 Abb., 8 Taf.

DM 27,00

Heft 40

LOMMERZHEIM, André Jürgen:

Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Santons und Camp-ans im Münsterländer Becken (NW-Deutschland).

November 1995, 97 S., 19 Abb., 8 Taf.

DM 34,00

Bestellungen an das

Westf. Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Tel.: 02 51/5 91-60 12

Preise zuzüglich Porto und Verpackung.

