

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 78

**Das Cenoman im Teutoburger Wald bei Halle/Westfalen (NW-Deutschland):
Eine integrierte stratigraphisch-sedimentologische,
mikrofazielle und geophysikalische Analyse**

Nadine Richardt

**Mittel- und oberpleistozäne Calcitpartikel kryogener Entstehung aus
der Apostelhöhle südöstlich Brilon (Sauerland, NRW)**

Detlev K. Richter, Ulrike Schulte, Augusto Mangini, Andreas Erlemeyer & Matthias Erlemeyer

**Eine Mikrofloren-Mischvergesellschaftung in mittelpleistozänen
Schichten (MIS 6) der Dechenhöhle (NW Sauerland/NRW)**

Rasmus Dreyer, Stefan Niggemann, Detlev K. Richter & Rüdiger Stritzke

LWL

Für die Menschen.
Für Westfalen-Lippe.

Hinweise für die Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie** 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 gesperrt = Sperrung
Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*
Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bilddarstellungen 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 Fotohochglanzpapier vorgelegt werden. Fotografien 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.

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 78

Das Cenoman im Teutoburger Wald bei Halle/Westfalen (NW-Deutschland): Eine integrierte stratigraphisch-sedimentologische, mikrofazielle und geophysikalische Analyse

Nadine Richardt

Mittel- und oberpleistozäne Calcitpartikel kryogener Entstehung aus der Apostelhöhle südöstlich Brilon (Sauerland, NRW)

Detlev K. Richter, Ulrike Schulte, Augusto Mangini, Andreas Erlemeyer & Matthias Erlemeyer

Eine Mikrofloren-Mischvergesellschaftung in mittelpleistozänen Schichten (MIS 6) der Dechenhöhle (NW Sauerland/NRW)

Rasmus Dreyer, Stefan Niggemann, Detlev K. Richter & Rüdiger Stritzke

Geol. Paläont. Westf.	78	81 S.	34 Abb. 3 Taf.	Münster Dezember 2010
--------------------------	-----------	-------	-------------------	--------------------------

Impressum

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Herausgeber: Dr. Alfred Hendricks
Landschaftsverband Westfalen-Lippe
LWL-Museum für Naturkunde, Münster
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Telefon 02 51/591-05, Telefax: 02 51/591 60 98

Druck: DruckVerlag Kettler GmbH, Bönen/Westf.

Schriftleitung: Dr. Peter Lanser

ISSN 0176-148X
ISBN 978-3-940726-12-4

© 2010 Landschaftsverband Westfalen-Lippe

Alle Rechte vorbehalten. Kein Titel 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.	78	5-60	22 Abb. 2 Taf.	Münster Dezember 2010
--------------------------	-----------	------	-------------------	--------------------------

Das Cenoman im Teutoburger Wald bei Halle/Westfalen (NW-Deutschland): Eine integrierte stratigraphisch-sedimentologische, mikrofazielle und geophysikalische Analyse

Nadine Richardt*

Zusammenfassung

Die Ablagerungen des Cenomans im Teutoburger Wald bei Halle/Westfalen repräsentieren einen hemipelagischen Sedimentationsraum im Bereich des borealen Epikontinentalmeers nördlich der Rheinisch-Böhmischen Masse (WILMSEN et al., 2005). Die stratigraphisch-sedimentologischen, mikrofaziellen und paläontologischen Untersuchungsergebnisse implizieren die Situation einer abtauchenden Karbonatrampe als Modell der Faziesentstehung. Das bearbeitete Profil setzt mit der oberen Herbram-Formation (Ton- bis Kalkmergelsteine mit vereinzelt zwischengeschalteten Mergelkalksteinbänken) ein und reicht, bei einer Gesamtmächtigkeit von etwa 130,00 m (inkl. Aufnahme-lücke von ca. 5,00 m bis 10,00 m), über die Baddeckenstedt- (Kalk-Mergel-Wechselfolgen) und Brochterbeck- (Flaserkalke im Liegenden bzw. mikritische, sehr reine Kalke im Hangenden) bis in die Hesseltal-Formation (Schwarzschiefer, Mergel- sowie Tonmergelsteine mit eingeschalteten Mergelkalkstein- und Kalksteinbänken). Im Allgemeinen sind die Formationsübergänge graduell ausgebildet. Eine Ausnahme stellt jedoch die Hesseltal-Formation mit ihrer scharfen, isochronen Basis – definiert durch den Fazieswechsel (ERNST et al., 1983) – dar. Dabei weisen die basalen Einheiten (Herbram-, Baddeckenstedt- und Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member) bis in den Bereich des *primus*-Events bzw. MCEs einen deutlich höheren Fossilgehalt (vorwiegend Ammoniten und Inoceramen, untergeordnet Echinodermen, Brachiopoden und non-inoceramide Bivalven) auf als die hangende Abfolge (v. a. Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member). Im anschließenden Profilverlauf zeigt die Hesseltal-Formation einen leicht modifizierten, z. T. reichhaltigen Faunenbestand (*Mytiloides* sp., Ammoniten, Fischfragmente, etc.). Analog zum Makrofossilgehalt nimmt auch der Mikrofossilanteil mit dem Profilverlauf ab. Während z. B. im Profilabschnitt der Herbram- bis Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member Calcisphären so massenhaft auftreten, dass sie gesteinsbildend sind, geht ihr Anteil ab dem Hoppenstedt-Member kontinuierlich zurück, bis sie in der Hesseltal-Formation (v. a. Mudstones mit Foraminiferen und/oder Mikrobioklasten) nahezu gänzlich verschwunden sind. Am Übergang zwischen Ascheloh- und Hoppenstedt-Member findet eine weitere Änderung der mikrofossilen Zusammensetzung statt, die durch den deutlichen Anstieg des planktonischen Foraminiferenanteils (Auftreten gekielter Formen) charakterisiert wird (CARTER & HART, 1977, WILMSEN & NIEBUHR, 2002).

Der generelle fining-upward Trend von vornehmlich gröberen Sedimenten (Wacke- bzw. Packstones) zu feinkörnigerem Material (Wacke- bis Mudstones, Mudstones) lässt sich auch mikrofaziell nachvollziehen. Diese Entwicklung belegt weiterhin ein fortschreitendes Abtauchen der Karbonatrampe (Transgression) unter kleineren – im Gesamtrahmen vernachlässigbaren – Regressionsereignissen.

*Anschrift der Verfasserin:

Dipl.-Geol. Nadine Richardt, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Paläozoologie, Königsbrücker Landstr. 159, D - 01109 Dresden, Tel.: +49 (0) 351/79 58 41-4436, e-Mail: nadine.richardt@senckenberg.de

Zahlreiche, in der Literatur bereits beschriebene Bioevents des nordwesteuropäischen Raums konnten im aufgenommenen Profil nachgewiesen werden (WILMSEN & NIEBUHR, 2002, WILMSEN, 2003, 2007). Zu den bedeutendsten Ereignissen zählen dabei – in chronologisch ansteigender Reihenfolge – das „*Inoceramus*“ *crippsi*-, das *Schloenbachia/virgatus*- (WILMSEN, 2008), das *Orbirhynchia/Schloenbachia*-Event, die markanten Mergellagen M III bis M Ia, das *primus*-Event (WILMSEN et al., 2007), das MCE, das *Pycnodonte*-Event (WILMSEN & VOIGT, 2006), der Fazieswechsel und die *plenus*-Bank – im Turon folgen auf die Schwarzschiefer des OAE 2 prominente *Mytiloides*-Lagen.

Die biostratigraphische Gliederung basiert auf den etablierten Ammoniten-Standard- bzw. den regional definierten Inoceramen-Zonen (z. B. TRÖGER, 1989, GALE, 1995, KAPLAN, 1998, 2007, KAPLAN et al., 1998, VOIGT et al., 2007, WILMSEN, 2008, MUTTERLOSE & WILMSEN, 2008).

Durchgeführte Isotopenmessungen umfassen großräumig den Bereich der Unter-/Mittelcenoman-Wende (Mergel M Ia bis MCE). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen sind dabei prinzipiell weniger zu Korrelationszwecken geeignet, da sie meist einer starken diagenetischen Überprägung unterliegen und somit hohe Fluktuationsraten aufweisen. Auch in dieser Arbeit wird deutlich, dass Sauerstoffisotopenkurven lediglich ein geringes Korrelationspotential besitzen. Die Kohlenstoffisotopenwerte hingegen korrespondieren durchaus mit vergleichbaren Kurven anderer untersuchter Profile (WILMSEN, 2007). Im Untercenoman zeigen sich insgesamt niedrigere Messwerte, die bei Profilmeter 14,00 m (Abb. 21) schließlich ein absolutes Minimum (1,83‰ vs. V-PDB) erreichen. Knapp oberhalb dieses signifikanten, als LMCE (Lower-Middle Cenomanian boundary isotope Event; WILMSEN, 2007) bezeichneten Einschnitts, ist die Unter-/Mittelcenoman-Grenze anzusiedeln. Ab der Basis des Mittelcenomans ist typischerweise ein sukzessiver Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte erkennbar. Dieser findet im markanten positiven Peak um das *primus*-Event (Abb. 21: Gipfel bei Profilmeter 27,00 m) seinen vorläufigen Höhepunkt (2,71‰ vs. V-PDB). Einen weiteren, positiven Spitzenwert (2,71‰ bis 2,73‰ vs. V-PDB) liefert das hangende MCE, auf dessen Höhe in etwa (Abb. 21: Profilmeter ca. 33,00 m) die Isotopenanalyse endet.

Die Messungen zur magnetischen Suszeptibilität sind als zusätzliche, unterstützende Daten zur detaillierten Profilinterpretation sehr hilfreich, wären aber ohne die lithologische Aufnahme nur schwer nachvollziehbar. Tendenziell zeigen sich im liegenden, mergeligeren und damit größeren terrestrischen Einflüssen ausgesetzten Abschnitt (Abb. 20 unten: Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh) schwach erhöhte Suszeptibilitätswerte. Im Vergleich dazu sind die Messwerte in den zunehmend karbonatreicheren und reiner werdenden Kalken im Steinbruch DIMAC im Hesseltal, Halle-Hesseln (Abb. 20 oben), eher niedrig – insbesondere oberhalb des MCEs.

Resümierend ist festzuhalten, dass die sedimentologisch-(bio)stratigraphischen, mikrofaziellen und paläontologischen Methoden in ihrer Kombination bzw. erweitert durch geophysikalische und geochemische Messungen (magnetische Suszeptibilität, Isotopenanalytik) ein harmonisches Gesamtbild ergeben und hinsichtlich lithologischer Veränderungen (Formationsgrenzen, Biomarker bzw. Events) klare Übereinstimmungen aufweisen, d. h. eindeutig korrespondieren.

Abstract

The sediments of the lower Upper Cretaceous in the Teutoburger Wald area near Halle/Westfalen represent a hemipelagic depositional setting of the Boreal epeiric sea north of the Rheno-Bohemian Massif. Two sections (MIAMI quarry, Halle-Ascheloh and DIMAC quarry, Hesseltal), superbly exposing the Cenomanian to lower Turonian, were studied using an integrated approach of sedimentology, multi-stratigraphy, geochemistry and geophysics to obtain a detailed regional standard profile.

The logged profile has a combined thickness of 130.00 m (incl. a gap of 5.00 m to 10.00 m due to poor outcrop conditions). It starts with marly clay- and marly limestone successions of the lower Lower Cenomanian Herbram Formation, overlain by the Baddeckenstedt Formation (lime- and marlstone alternations of middle Early Cenomanian age). The succession continues with deposits of the Brochterbeck (upper Lower to lower Upper Cenomanian) which is characterized by flaserly limestones of the Ascheloh Member in its lower part and very pure micritic limestones of the Hoppenstedt Member in its upper part. The Hesseltal Formation (upper Upper Cenomanian to lower Lower Turonian: black shales, marly clay- to marlstones with interlayered marly limestone- to limestone-beds) terminates the logged succession. All changes between formations are gradual except for the base of Hesseltal Formation (sharp, isochronous so called "Facies Change"). Biostratigraphic classification is based on interregionally established ammonite standard zones and regionally defined inoceramid zones. Up to the level of the *primus*-Event

or Mid-Cenomanian-Event (MCE), the units (such as the Herbram, Baddeckenstedt and Brochterbeck Formation, Ascheloh Member) exhibit a considerably larger fossil content (predominantly consisting of ammonites and inoceramids, furthermore echinoderms, brachiopods and non-inoceramid bivalves) than the overlying ones (in particular the Brochterbeck Formation, Hoppenstedt Member). The macrofauna of the Hesseltal Formation is dominated by inoceramids (*Mytiloides* sp.), ammonites and fish remains. According to the abundance of macrofossils, the microfossil content also decreases throughout the section – exemplarily demonstrated by the quantity of calcispheres. There is an additional change in the microfaunal composition that takes place at the boundary of the Ascheloh and Hoppenstedt Member: The clear increase of planktonic foraminifers associated with the first occurrence of carinate forms is already known as the so called “p/b-break”.

A low-angle carbonate ramp as depositional model is inferred from the sedimentological and stratigraphic investigations. The obvious fining-upward-trend – accompanied by increasing carbonate contents – from coarse- (i.e., wacke- or packstones) to fine-grained sediments (such as wacke- to mudstones or mudstones) in general is seen as evidence for successive deepening of the carbonate ramp (global transgression) punctuated by several regressions. The resulting unconformities correlate with the eustatic sequence boundaries Ce I-V known from Cretaceous basins elsewhere.

Numerous bioevents documented in NW-Europe could be proved for the logged succession. Carbon stable isotope values correlate very well with comparable datasets of contemporaneous reference profiles. The characteristic isotope curve shows quite low and stable values during the upper Lower Cenomanian and the following absolute minimum (1,83‰ vs. V-PDB) of the LMCE (Lower-Middle Cenomanian boundary isotope Event), which is situated just below the base of Middle Cenomanian substage. Upsection, values of $\delta^{13}\text{C}$ are continuously increasing up to the prominent positive excursion around the *primus*-Event (2,71‰ vs. V-PDB). Another positive peak (2,71-2,73‰ vs. V-PDB) is located in the overlying Mid-Cenomanian Event (MCE). Bed-by-bed measurement of magnetic susceptibility was used as a supplementary geophysical method, but interpretation of the results would be nearly impossible without conventional, detailed logging. Values of susceptibility are slightly increased in the more terrigenously influenced lower parts of the succession. However, values of the more calcareous upper units of the Cenomanian are comparatively low, especially above the MCE.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

Abstract

1. Einleitung	9
1.1 Motivation und Methodik	9
1.2 Geographische Lage des Arbeitsgebiets und Aufschlussverhältnisse	9
1.3 Geologischer Überblick zur Kreide im Münsterland und Paläogeographie	12
1.4 Stratigraphische Gliederung des Cenomans	14
1.4.1 Herbram-Formation	16
1.4.2 Baddeckenstedt-Formation	16
1.4.3 Brochterbeck-Formation	18
1.4.4 Hesseltal-Formation	19
2. Stratigraphisch-sedimentologische, mikrofazielle und geophysikalische Bearbeitung	20
2.1 Lithostratigraphie	20
2.2 Biostratigraphie	24
2.3 Eventstratigraphie	26
2.4 Mikrofaziesanalyse	32
2.4.1 Beschreibung der Faziestypen	32
2.4.2 Abschließende Betrachtung zur stratigraphischen Verbreitung der verschiedenen Faziestypen	36
2.5 Magnetische Suszeptibilität	42
2.6 Isotopenanalyse	44
2.7 Rutschungen	46
2.7.1 Rutschung im aufgelassenen Steinbruch MIAMI, Halle-Aschelo	46
2.7.2 „Lebensspurbänke“ im Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln	48
3. Paläontologie	49
3.1 Bestimmungsliteratur	49
3.2 Taxonomie und Beschreibung der Makrofauna	50
3.3 Taxonomie und Beschreibung der Spurenfossilien	53
4. Resümee: Entwicklung des Ablagerungsraums	56
5. Danksagung	57
6. Literaturverzeichnis	58

1. Einleitung

1.1 Motivation und Methodik

Als Ziel dieser Arbeit galt es zum Einen, ein feinstratigraphisches Profil über die Mächtigkeit des gesamten Cenomans im Raum Halle/Westfalen (rund 130,00 m) aufzunehmen, zum Anderen sollte dieses Profil anschließend – unter Berücksichtigung unterschiedlichster Aspekte bzw. Herangehensweisen – auch faziell interpretiert werden. Neben der detaillierten Profilaufnahme – Horizont für Horizont – und der mikrofaziellen Analyse der oberkretazischen Kalk-Mergel-Wechselfolgen (Untercenoman) bzw. ins Hangende zunehmend dominierenderen Karbonatbänke (Mittel- bis Obercenoman) ermöglichen verschiedene am Profil angewandte Untersuchungsmethoden eine genauere stratigraphische und chronologische Aufschlüsselung.

Bereits im Gelände erfolgte eine Untergliederung der Abfolge hinsichtlich lithologischer Merkmale. Desweiteren wurden 131 Dünnschliffe aus dem gesammelten Probenmaterial hergestellt, anhand derer eine mikrofazielle Analyse durchgeführt wurde. Die Klassifizierung nach DUNHAM (1962) basiert auf der mikroskopischen Untersuchung und erfolgte semiquantitativ mittels Schätztabellen zu den mikrofaziellen Charakteristika nach FLÜGEL (1982). Um eindeutige biostratigraphische Aussagen treffen bzw. bestimmte (Bio)Events im Profil exakt lokalisieren zu können, wurden die Makrofossilien – soweit möglich – in situ erfasst, geborgen und anschließend kurz taxonomisch abgehandelt. Die magnetische Suszeptibilität bzw. die Reproduzierbarkeit dieser Messwerte – insbesondere für charakteristische Horizonte – und somit die Kartierbarkeit von Sedimentabfolgen unter Zuhilfenahme eines Hand-Kappameters wurde getestet. Um ein möglichst aussagekräftiges Suszeptibilitätsprofil zu erhalten, wurden – soweit die Aufschlussverhältnisse dies zuließen – an jeder Bank bzw. jedem Mergelhorizont Messwerte genommen. Zur Durchführung der Isotopenuntersuchungen ($\delta^{13}\text{C}$ - bzw. $\delta^{18}\text{O}$ -Analyse) wurden im Steinbruch DIMAC insgesamt 52 Gesteinsproben in äquidistanten Intervallen von 0,50 m entnommen. Die Ergebnisse dieser Isotopenanalyse wurden zur Festlegung der Unter-/Mittelcenoman-Grenze herangezogen. Die Deutung von Rutschungshorizonten (Steinbruch MIAMI) und sog. „Lebensspurbänken“ (Steinbruch DIMAC), ähnlich den bereits aus dem Turon bekannten submarinen Großgleitungen, wird diskutiert. Abschließend versucht die vorliegende Arbeit eine Interpretation bzw. Rekonstruktion des Ablagerungsraums zu liefern.

1.2 Geographische Lage des Arbeitsgebiets und Aufschlussverhältnisse

Die Aufnahme des vorliegenden Cenoman-Profiles erfolgte in zwei Abschnitten, d. h. die beiden Teilprofile entstammen zwei unterschiedlichen Steinbrüchen. Der liegende Profilabschnitt (Untercenoman) wurde im aufgelassenen Steinbruch der Mindener Asphalt-Mischwerke (MIAMI), ehemals Goedecke, in Halle-Ascheloh, das im Hangenden folgende Teilprofil (hohes Untercenoman bis Obercenoman) im Steinbruch DIMAC, vormals Dieckmann KG und Ferdinand Foerth GmbH & Co. im Hesseltal, Halle-Hesseln, aufgenommen. Beide Profillokalitäten (Abb. 1) liegen im Bundesland Nordrhein-Westfalen (NW-Deutschland), am Süd- bzw. Südwestrand des zentralen Teutoburger Waldes, nahe Halle/Westfalen, zwischen Bielefeld (im Südosten) und Osnabrück (im Nordwesten).

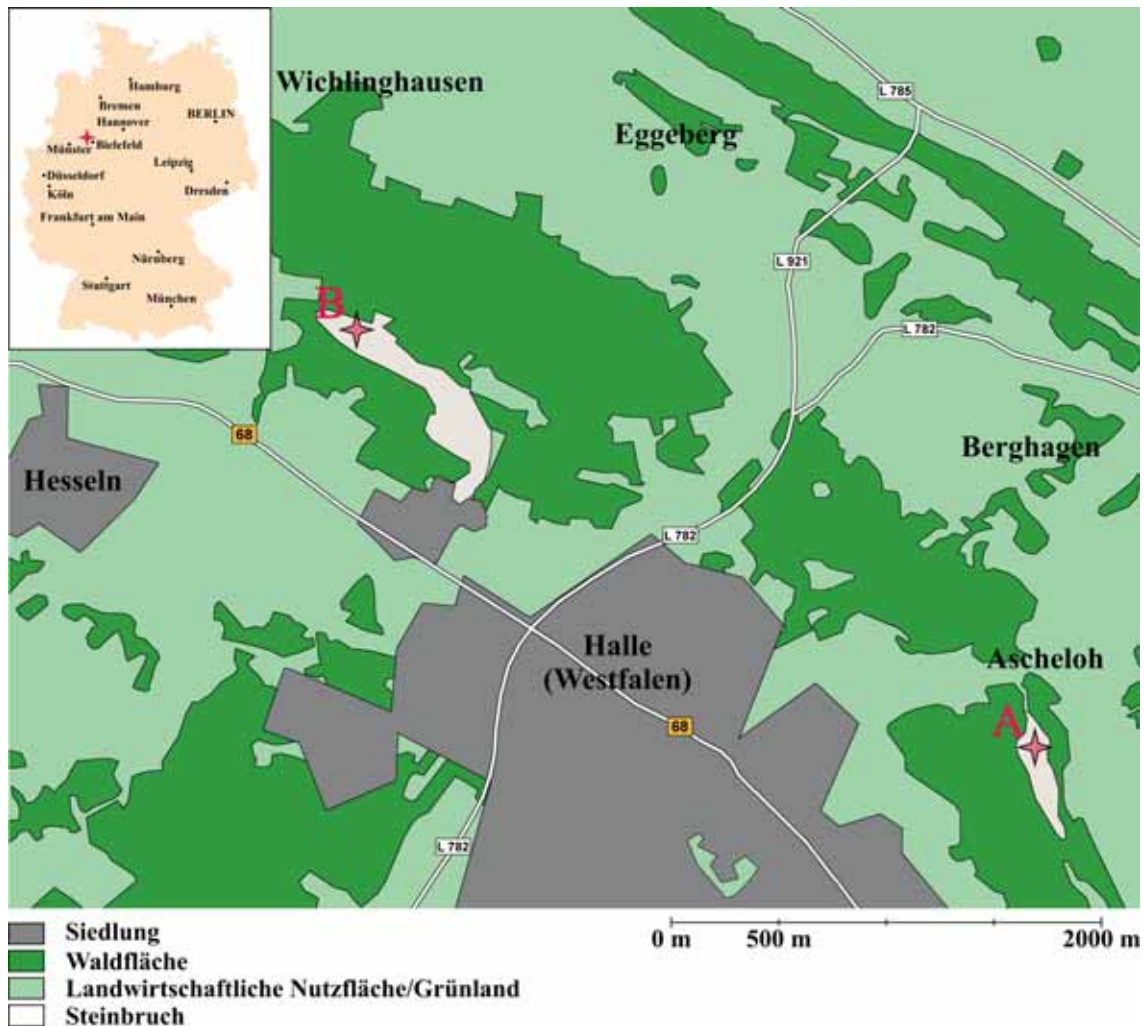


Abb. 1: Skizze zur geographischen Lage der beiden zur Profilaufnahme herangezogenen Aufschlusslokalitäten (rote Markierungen) im Raum Halle/Westfalen, NW-Deutschland: Aufgelassener Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh (A), Steinbruch DIMAC, Halle-Hesseln, Hesseltal (B).

Aufgelassener Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh (A)

Lage: TK 25 (1 : 25.000) Blatt 3916 Halle (Westfalen),
 Gauß-Krüger-Koordinate: R 3457.850, H 5769.800
 Kreiskarte NRW 1 : 50.000 Kreis Gütersloh, Stadt Bielefeld,
 UTM-Koordinate: R 457.750, H 5768.100
 (UTM-Zone 32U-MC bezogen auf WGS84/ETRS89)

Halle-Ascheloh, ca. 250,00 m südlich der Kreisstraße K 49 (Straßenname: Grüner Weg) von Halle (Westfalen) nach Werther (Westfalen) bzw. ca. 100,00 m westlich der Kreisstraße K 29 (Straßenname: Hengeberg), die in Ascheloh Richtung Amshausen von der K 49 (Straßenname: Grüner Weg) abzweigt und etwa parallel der Bundesstraße B 68 verläuft (Abb. 1).

Der aufgelassene Steinbruch MIAMI in Halle-Ascheloh beschreibt in seiner Form die groben Umrisse eines extrem spitz zulaufenden Dreiecks, wobei die Spitze ungefähr nach Süden ausgerichtet ist.

Die in Halle-Ascheloh aufgeschlossenen oberkretazischen Sedimentabfolgen erschließen in etwa den Abschnitt vom tieferen Untercrenoman bis zum mittleren/oberen Mittelcrenoman (Abb. 11).

Das Nordwest-Südost angelegte Streichen folgt der Orientierung des Höhenzugs des zentralen Teutoburger Waldes. Die Schichtlagerung zeigt eine leichte bis mittlere Neigung, d. h. der Einfallswinkel beträgt ca. 30° bis 40° mit südwestlicher Einfallsrichtung.

Von vorwiegendem Interesse im Steinbruch waren die im hinteren Teil (Süden) an der östlichen bzw. südlichen Wand nahezu ungestört oder ggf. mit kleinen Versatzbeträgen anstehenden Sedimente der Unteren Plänerkalk-Untergruppe (Abb. 4), wobei es sich um Abfolgen der oberen Herbram-Formation und der Baddeckenstedt-Formation bis hin zur unteren Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member handelt (Abb. 9). Zu diesem stratigraphischen Profil existiert in der gesamten übrigen Teutoburger Wald-Region kein vergleichbarer Aufschluss (KAPLAN, 2007).

An der für die Profilaufnahme v. a. relevanten Ostwand ist die Aufschlussqualität, abgesehen vom fortschreitenden Verwitterungseinfluss und der erschwerten Zugänglichkeit durch sukzessiv wachsende Schuttfüße sowie durch drohenden Steinschlag (besonders nach Regenereignissen), noch einigermaßen gut. Der Übergang von den basalen, mergeldominierten Horizonten mit eingeschalteten Kalkknollenlagen (Herbram-Formation) über rhythmisch alternierende Kalk-Mergel-Wechselfolgen (Baddeckenstedt-Formation) zu immer kompakter werdenden Kalkmergel- bzw. mergeligen Kalkabfolgen (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member) ist deutlich nachvollziehbar. Der Trend dieser zunehmenden Karbonatdominanz findet seine Fortsetzung auch noch in der gegenüberliegenden West- bis Südwestwand des MIAMI-Steinbruchs. Die Aufnahme dieses entsprechenden, hangenden Profilschnitts erfolgte allerdings im Steinbruch DIMAC in Halle-Hesseln, zumal die in Halle-Ascheloh anstehenden Flaserkalke (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member) des Unter- bis tieferen Mittelcenomans wie auch die hangend folgenden, wohlgebankten Kalke mit ihren zwischengeschalteten Mergellagen (Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member) des Mittelcenomans sehr instabil und ohne Sicherheitsrisiko nicht mehr zugänglich sind. Da der Abbau der Brochterbeck-Kalke im Steinbruch MIAMI auf bis zu drei Sohlen stattfand, entstanden relativ steile und hohe Wände, von denen nun aufgrund fehlender Absprengungen immer wieder kleinere bis mittlere Rutschungen und Steinschläge abgehen bzw. bisweilen auch größere Felsbrocken abbrechen, welche die unterhalb liegenden Sohlen mehr und mehr verschütten. Desweiteren sind auch Abschnitte im nördlichen bis nordöstlichen Teil des Steinbruchs verschüttet worden. Der Literatur zufolge sollen unter dieser Schuttbedeckung in einer submarinen Rutschung sandige und glaukonitische Mergelsteine mit einer reichhaltigen Fauna an Selachierzähnen und phosphatisierten Ammoniten-Steinkernen sowie Nanofossilien aus dem Alb (Unterkreide) vorkommen (KAPLAN, 2007).

Die Aufschlussverhältnisse im aufgelassenen Steinbruch MIAMI sind somit teilweise nicht mehr ausreichend, um alle im Zuge der Aufnahme und weiteren Bearbeitung entstandenen Fragen zu klären. Weiterhin ist anzumerken, dass der aufgelassene Steinbruch MIAMI in Halle-Ascheloh im Naturschutzgebiet Gartnischberg liegt. Zur Durchführung der wissenschaftlichen Arbeiten auf dem stillgelegten Steinbruchgelände wurde vom Kreis Gütersloh, Abteilung Umwelt, freundlicherweise eine Genehmigung erteilt.

Steinbruch DIMAC (B)

Lage: TK 25 (1 : 25.000) Blatt 3916 Halle (Westfalen),
Gauß-Krüger-Koordinate: R 3455.150, H 5771.520
Kreiskarte NRW 1 : 50.000 Kreis Gütersloh, Stadt Bielefeld,
UTM-Koordinate: R 454.600, H 5769.950
(UTM-Zone 32U-MC bezogen auf WGS84/ETRS89)

Halle-Hesseln, Hesseltal, ca. 700,00 m nordöstlich der Bundesstraße B 68 (Straßenname: Osnabrücker Str.) von Halle (Westfalen) nach Dissen (Abb. 1).

Der aktive Steinbruch DIMAC im Hesseltal, Halle-Hesseln, fasst die beiden ehemals als Dieckmann KG bzw. Ferdinand Foerth GmbH & Co. bezeichneten Steinbrüche zusammen. Die Profilaufnahme erfolgte im nordwestlichen Abschnitt (früher Dieckmann KG), an der Nordwand des Steinbruchs.

Die überkippt gelagerte Schichtenfolge zeigt ebenfalls ein etwa Nordwest-Südost ausgerichtetes Streichen (vgl. Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh), fällt aber mit rund 55° eher steil nach Nordosten ein.

Stratigraphisch betrachtet erschließt der nordwestliche DIMAC-Steinbruch einen Bereich der Oberkreide, der vom Untercenoman bis ins tiefe Mittelturon reicht (Abb. 15). An der aufgenommenen nördlichen Wand des Steinbruchs (Abb. 10) beginnt das Profil (Westseite) mit den flaserigen Kalken der Brochterbeck-Formation, mittleres Ascheloh-Member. Weiter ins Hangende schließen sich die für das DIMAC-Pro-

fil typischen, klar definierten Kalkbänke mit den dünnen, zwischengeschalteten Mergelfugen (Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member) an. Dieser von zunehmend mächtigeren Kalkbänken dominierte Profilabschnitt mit den immer feiner werdenden Mergelhorizonten wird in der Literatur veraltet auch als Cenoman-Kalk (mittleres Mittelcenoman bis hohes Obercenoman) bezeichnet. Das Top des Profils bildet die Hesseltal-Formation (hohes Obercenoman bis tiefes Unterturon), die bereits der Oberen Plänerkalk-Untergruppe zugeordnet wird (Abb. 4). Wie der Name der Hesseltal-Formation vermuten lässt, stellt der bearbeitete Steinbruch DIMAC im Hesseltal, Halle-Hesseln, die Typlokalität dieser Einheit dar.

Da der DIMAC-Steinbruch gegenwärtig in Betrieb ist, sind die Aufschlussverhältnisse sehr gut. Sprengungen sorgen regelmäßig für frische, unverwitterte Profilanschnitte. Der Abbau erfolgt im nordwestlichen Teil des Steinbruchs auf vier Sohlen. Insbesondere nach Niederschlägen und Absprengungen ist äußerster Vorsicht geboten, da von den steilen Felswänden Steinschlag droht bzw. auch größere Schuttlawinen abgehen. Im östlichen Abschnitt des vormaligen Dieckmann KG-Steinbruchs, v. a. im Bereich der Hesseltal-Formation, ist das Profil nur schwer zugänglich. Große Schuttfüße sowie instabile Überhänge und sich aus der Wand lösende Felsbrocken steigern das Gefahrenpotential für die Bearbeitung erheblich. Die Profilaufnahme endet daher an der Cenoman/Turon-Grenze (Ostseite), wenngleich sich das Profil an dieser Lokalität insgesamt, durch seine unmittelbare Fortsetzung im südöstlichen Teil des DIMAC-Steinbruchs (ehemals Ferdinand Foerth GmbH & Co.), lückenlos bis ins Mittelturon aufgeschlossen präsentiert.

Zusätzlich ist zu erwähnen, dass die Südwand des vormaligen Steinbruchs Dieckmann KG als paläontologisches Bodendenkmal geschützt ist. Das Auflesen und -sammeln von Fossilien ist nur aus dem Hangschutt gestattet. Der paläontologische Wert dieser Wand (*plenus*-Bank) rührt daher, dass sie eine Fauna von Großammoniten bzw. Großammonitenkolke enthält. Einige bereits geborgene, bis zu wagenradgroße Exemplare können im Museum „ErdZeitCenter“ in Borgholzhausen bestaunt werden.

1.3 Geologischer Überblick zur Kreide im Münsterland und Paläogeographie

Geologisch betrachtet befindet sich das Arbeitsgebiet am Südwest-Rand des zentralen Teutoburger Waldes bzw. am Nordost-Rand des Münsterländer Kreidebeckens (Abb. 2) und erschließt damit die bemerkenswerte Nahtstelle (Osning-Störungszone) zwischen der Rheinischen Masse und dem Niedersächsischen Tektogen.

Die Lage im Münsterländer Becken impliziert bereits den hohen und damit landschaftsprägenden Anteil kretazischer Sedimente (Mächtigkeit: ca. 900,00 m) im Raum Halle/Westfalen (KAPLAN, 2007). Die mächtigen Ablagerungsserien der Region repräsentieren die global zu beobachtende, sukzessive Kreidetransgression par excellence.

Zu Beginn der Kreidezeit, vor etwa 145 Ma (GRADSTEIN et al., 2004), war das Untersuchungsgebiet, wie der Rest des Münsterlandes, Teil der Rheinischen Masse. Diese bildete – nachdem sich gegen Ende des Juras das über ganz Europa weitverbreitete Epikontinentalmeer in das Nordseebecken zurückgezogen hatte – in Verbindung mit dem Böhmischem Massiv im Osten und dem London-Brabanter Massiv im Westen einen Festlandsgürtel, der sich quer über das heutige Mitteleuropa erstreckte und als Barriere zwischen dem Tethysraum (Südeuropa) und dem Borealmeer (Nordeuropa) fungierte (HISS, 1995).

In der frühen Unterkreide dominierten überwiegend brackisch-limnische Ablagerungen in den Restbecken (Wealden-Fazies), wobei ausgedehnte Sumpfwälder die durch das zurückweichende Meer entstandenen Deltalandschaften bedeckten. Im weiteren Verlauf dieses Zeitabschnitts wurden die Sedimentationsräume im Arbeitsgebiet kontinuierlich terrestrischer und immer stärker durch Verwitterungsprozesse und Erosion dominiert. Nur untergeordnet treten fluviatile, limnische oder brackische Ablagerungen auf. Lediglich das Zentral- und Westniederländische Becken und das Niedersächsische Becken blieben während der gesamten Unterkreide unter marinem Einfluss.

Mit dem eustatischen Meeresspiegelanstieg ab dem mittleren Alb setzte die Überflutung des Münsterlands ein. Die Ablagerung von Sedimenten in der bearbeiteten Region erfolgte erst mit diesem Transgredieren des Meeres während der späten Unterkreide („Flammenmergel“). Das Meer drang dabei aus nordwestlicher und nördlicher Richtung immer weiter auf das Festland vor. Infolge der sukzessiven Transgression kam es zur Küstenverlagerung nach Süden hin (HISS, 1995).

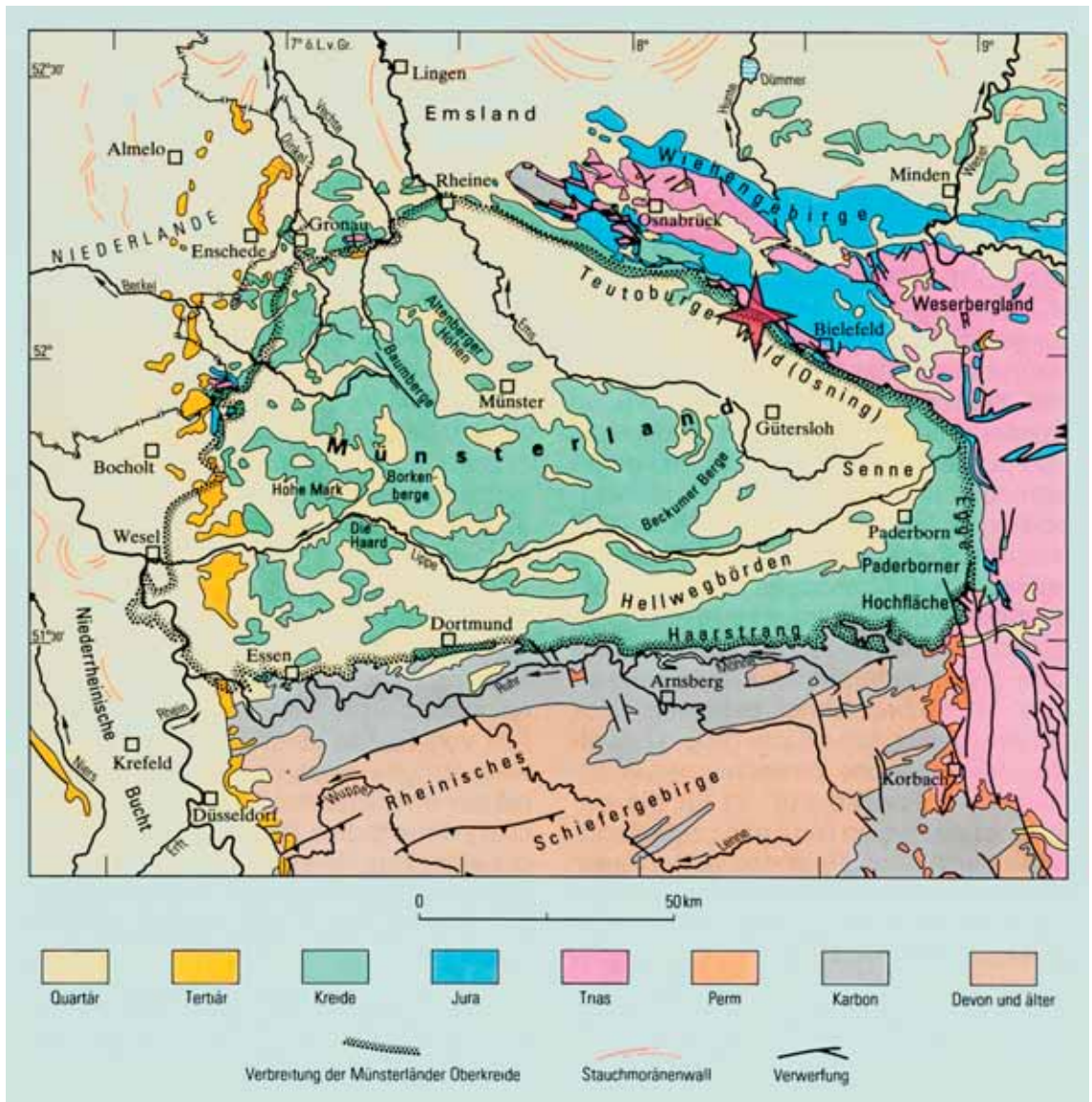


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Münsterlands, der rote Stern markiert die ungefähre Lage des Arbeitsgebiets – verändert nach Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (1995).

Ab dem Cenoman bis ins tiefe Coniac fanden erneut Überflutungsereignisse statt, in deren Verlauf schließlich das gesamte Münsterländer Becken überflutet wurde. Mit Beginn der Oberkreide hatte das Epikontinentalmeer auch den Südrand der Münsterländer Kreidebucht erreicht (HISS, 1995). Hier kam es zur Ablagerung von Grünsanden (Essener Grünsand). Mit dem immer weiteren Fortschreiten der Meerestransgression (Cenoman) änderte sich die Sedimentation im nördlichen und nordöstlichen Teil des Beckens hin zu karbonatisch gebundenen Siltsteinen (NIEBUHR et al., 2007). Diese früher als Plänerkalk bezeichneten Gesteine sind heute Teil der Plänerkalk-Gruppe (ERNST et al., 1979). Gegen Ende des Cenomans erreichte die Transgression ihren Höhepunkt. Trotz kleinerer Regressionen hielt der Meeresspiegel bis ins Coniac ein relativ hohes Niveau. Das Münsterland tauchte wie eine Rampe oder schiefe Ebene gen Norden in das Borealmee ab, was die unterschiedlichen Faziestypen – von litoral (im Süden) bis pelagisch (im Norden) – erklärt.

Die Pelagisierung des Ablagerungsraums hatte die Sedimentation von Kalkmergeln und Kalken zur Folge. Diese Entwicklung wurde im oberen Cenoman bis in das mittlere Turon mit der Ablagerung von roten, schwarzen und bunten Mergelsteinen („Rotpläner“) unterbrochen, und zeigt einen deutlichen Umschwung („Faziesgrenze“ sensu ERNST et al., 1983) zu einer regressiven Phase auf (WILMSEN & VOIGT, 2006). Die früher als Arme Rhotomagensen Schichten, Schwarzbunte Wechselfolge, Graugrüne

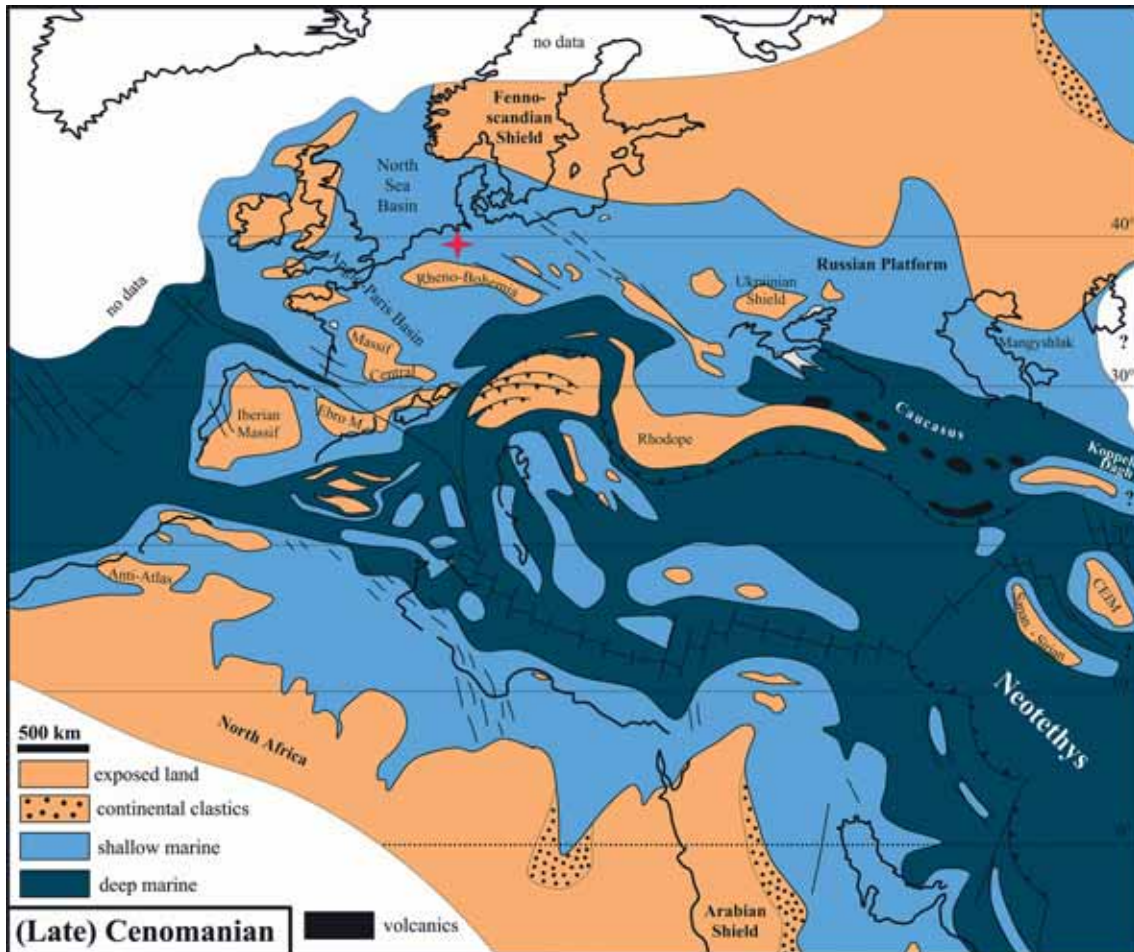


Abb. 3: Globale Übersicht über die paläogeographische Situation in Europa zur Zeit des (späten) Cenomans (Oberkreide); der rote Stern markiert die Lage des Arbeitsgebiets – verändert nach PHILIP & FLOQUET (2000).

Wechselfolge und Untere Plänerkalkstein-Einheit bezeichneten Einheiten, welche diesen Wechsel anzeigen, werden heute der Brochterbeck-Formation, der Hesseltal-Formation, der Büren-Formation und der Oerlinghausen-Formation zugerechnet. Die Ablagerung von Schwarzschiefern an der Grenze Cenoman/Turon ist dabei nicht auf den Bereich des europäischen Epikontinentalmeeres beschränkt, sondern lässt sich global als Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2) nachvollziehen.

Die paläogeographische Lage des Arbeitsgebiets von ca. 40° nördlicher Breite (Abb. 3) bedeutet ein generell warm-gemäßigtes, feuchtes Klima während der Kreidezeit. Aus der Unterkreide sind zwar einige kühlere Abschnitte bekannt, diese gelten aber eher als kurze Perioden und es wird ihnen wenig Bedeutung beigemessen. Im Verlauf der Oberkreide kam es zu einer Erwärmung des Klimas, wie der – schon ab dem Alb – stetig zunehmende Karbonatanteil in den Sedimenten belegt (HISS, 1995).

1.4 Stratigraphische Gliederung des Cenomans

Die früher gebräuchliche Gliederung in Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner, Cenoman-Kalk und Schwarzbunte Wechselfolge für das Cenoman der norddeutschen Oberkreide (z. B. MESTWERDT, 1926, KAPLAN, 1998, 2007) ist – wie alle weiteren existierenden synonymen Bezeichnungen – inzwischen überholt. Die Subkommission für Kreide-Stratigraphie (SKS) schuf mit ihrer Veröffentlichung zur Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide (NIEBUHR et al., 2007) das aktuelle Standardwerk zur Untergliederung dieses Zeitabschnitts, wovon auch das Arbeitsgebiet betroffen ist. Das Cenoman im Raum Halle/Westfalen ist demnach größtenteils der Unteren Plänerkalk-Untergruppe zuzuordnen und gliedert sich – vom Liegenden ins Hangende – in die Herbram-, die Baddeckenstedt-, die Brochterbeck- und die Hesseltal-

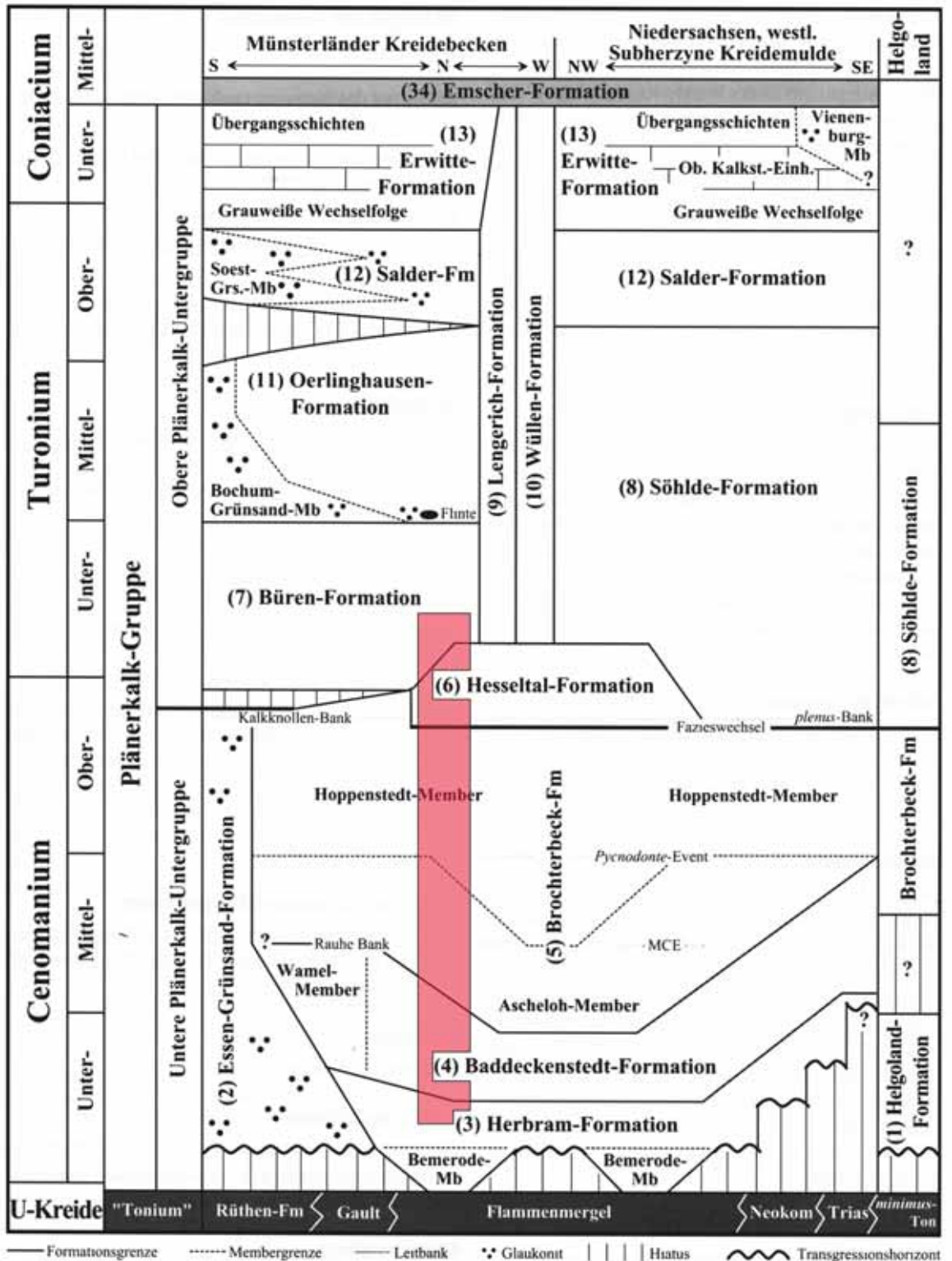


Abb. 4: Zusammenstellung der Untergruppen, Formationen, Member und markanten Horizonte bzw. Events der Plänerkalk-Gruppe; der rote Balken markiert die im Arbeitsgebiet auftretenden Einheiten – verändert nach NIEBUHR et al. (2007).

Formation. Lediglich die Hesseltal-Formation fällt bereits in die Obere Plänerkalk-Untergruppe (Abb. 4). Detailinformationen zur stratigraphischen Abfolge finden sich im Internet unter <http://www.bgr.de/app/litholex/index.php5> (Litholex).

1.4.1 Herbram-Formation

Name

Die Herbram-Formation ist benannt nach dem zur Stadt Lichtenau gehörenden Dorf Herbram, etwa 15,00 km südöstlich von Paderborn gelegen.

Alter

Die im Arbeitsgebiet aufgrund einer Aufschlusslücke nicht überlieferte Basis der Herbram-Formation, das Bemerode-Member, wird mittels Ostrakoden ins oberste Oberalb datiert (NIEBUHR et al., 1999). Der folgende hangende Abschnitt, das Gros der Formation, umfasst im Allgemeinen das untere bis mittlere Unterocenoman. Dementsprechend setzt das aufgenommene Profil mit der Herbram-Formation im tiefen Unterocenoman ein.

Mächtigkeit

In der Umgebung von Paderborn, an der Typuslokalität, erreicht die Herbram-Formation eine Mächtigkeit von annähernd 39,00 m (NIEBUHR et al., 2007). Im aufgenommenen Profil ist die Herbram-Formation ca. 4,25 m mächtig (Abb. 9).

Lithologie

Generell setzt die Herbram-Formation in vollständigen Profilen (Beckenzentrum: zentrales und nördliches Niedersachsen, nördliches Münsterland) mit den dunkelgrauen, mergeligen Tonsteinen des Bemerode-Members ein. Aus dem Arbeitsgebiet ist kein Aufschluss zu dieser Einheit bekannt.

Das Unterlager der Herbram-Formation in der Region Halle/Westfalen stellen die sog. Flammenmergel des Oberalbs dar. Die Basis der Formation ist definiert durch das *ultimus/Aucellina*-Event (ERNST et al., 1983). Dieses tritt in Form eines Transgressionshorizonts, der – im Idealfall – von einem wenige Dezimeter mächtigen glaukonitischen bzw. sandig-schluffigen Mergelstein gebildet wird, auf (KAPLAN, 1998, NIEBUHR et al., 2007). Wenngleich aus Halle-Aschelohe einige, in der Regel jedoch nur zeitlich begrenzt verfügbare Aufschlüsse (Baugruben bzw. Ausschachtungen) der unteren und mittleren Herbram-Formation aus der Literatur bekannt sind (KAPLAN, 1998), erschließt das bearbeitete Profil im ehemaligen Steinbruch MIAMI die Herbram-Formation erst etwa in ihrem hangendsten Drittel. In den vorwiegend dunklen, grauen Tonmergelsteinen finden sich einzelne Kalkkonkretionen, die ins Hangende an Größe sowie an Quantität zunehmen und sich schließlich zu knolligen Mergelkalkstein- bzw. Kalkmergelsteinbänken verdichten.

Die graduell und diachron ausgebildete Hangendgrenze bezeichnen die ersten Mergelkalksteinbänke, die eine Mächtigkeit von mehreren Dezimetern erreichen (Baddeckenstedt-Formation). Im bearbeiteten Profil in Halle-Aschelohe markiert bereits das „*Inoceramus*“ *crippsi*-Event (ein *Inoceramenschill*-reicher Leit-horizont) ungefähr diesen Übergang zur Baddeckenstedt-Formation (ca. 1,50 m im Hangenden des Events), wohingegen an der Typuslokalität die Herbram-Formation höher reicht und erst mit der *Mantelliaceras mantelli*-Zone aussetzt.

1.4.2 Baddeckenstedt-Formation

Name

Die Formation ist benannt nach dem Ort Baddeckenstedt (Niedersachsen), der ungefähr auf halber Strecke zwischen Hildesheim im Nordwesten und Goslar im Südosten bzw. etwa 10,00 km südwestlich von Salzgitter liegt.

Alter

Prinzipiell umfasst die Baddeckenstedt-Formation (Abb. 5) in der norddeutschen Oberkreide einen Abschnitt vom Unter- bis ins Mittelocenoman. Aufgrund ihrer ausgesprochen diachronen Ausbildung reicht die Einheit im bearbeiteten Profil vom unteren Unterocenoman bis in den Grenzbereich mittleres/oberes Unterocenoman.

Die Datierung erfolgt v. a. mittels Biostratigraphie, wobei in erster Linie *Inoceramen* und *Ammoniten* als Leitfossilien fungieren, bzw. untergeordnet auch benthische und planktonische Foraminiferen (NIEBUHR et al., 2007). Zahlreiche Untersuchungen und Profilaufnahmen an dieser Formation bieten eine breite Basis verfügbarer Daten zur Event-, Zyklo- und Sequenz-, wie auch zur Isotopenstratigraphie und damit äußerst detaillierte, zeitlich sehr hochauflösende sowie weiträumige Korrelationsmöglichkeiten (WILMSEN, 2003, 2007).

Mächtigkeit

Grundsätzlich zeigt die Baddeckenstedt-Formation ausgeprägte Mächtigkeitsschwankungen, die sich aus der Lage des Sedimentationsbereichs relativ zur vormaligen Küstenlinie ableiten lassen. Von proximaler zu distaler Position zeigt die Einheit eine erhebliche Mächtigkeitszunahme. So beläuft sich die Mächtigkeit des Typusprofils im o. g. aufgelassenen Steinbruch in Baddeckenstedt auf ca. 24,00 m, während das Referenzprofil in Wunstorf eine Mächtigkeit von mehr als 80,00 m aufweist (NIEBUHR et al., 2007). Das Wamel-Member ist am östlichen Haarstrang bzw. auf der Paderborner Hochfläche (Münsterland) annähernd 70,00 m mächtig (NIEBUHR et al., 2007). Im Arbeitsgebiet erreicht die Baddeckenstedt-Formation eine Mächtigkeit von ca. 22,30 m (Abb. 9).



Abb. 5: Profilabschnitt der unteren bis mittleren Baddeckenstedt-Formation (mittleres Unterocenoman: höhere *Mantelliceras mantelli*- bis tiefere *Mantelliceras dixonii*-Biozone) im Steinbruch MIAMI, Halle-Asche-loh – Bild: Markus Wilmsen (2008).

Lithologie

Die Baddeckenstedt-Formation wird im Wesentlichen von einer Wechselfolge rhythmisch gebankter (Dezimeter- bis Meterbereich) grauer Kalkmergelsteine und hellgrauer mergeliger Kalksteine aufgebaut (NIEBUHR et al., 2007); untergeordnet treten auch Tonmergelsteine sowie Mergelsteine auf (KAPLAN, 1998). Charakteristisch für die Kalke ist ihr hoher Anteil an Calcisphären.

Im proximalen Wamel-Member weicht diese typische rhythmische Bankung kieseligen, teilweise flint-führenden und sehr bioturbaten Mergelkalksteinbänken (Mächtigkeit im Dezimeter- bis Meterbereich) mit zwischengeschalteten, dünnlagigen Kalkmergelsteinhorizonten (NIEBUHR et al., 2007).

Die graduelle Entwicklung der Baddeckenstedt-Formation aus der liegenden Herbram-Formation impliziert einen konkordanten Übergang. Auch im Hangenden wird die Baddeckenstedt-Formation konkordant sowie diachron überlagert (Brochterbeck-Formation). Die Bänke werden dabei, unter gleichzeitigem Anstieg des Karbonatgehalts, zunehmend mächtiger.

Innerhalb der Baddeckenstedt-Formation finden sich mehrere charakteristische, lateral weit durchhaltende Bänke als sog. Leithorizonte. Die wichtigsten dieser Horizonte sind – vom Liegenden ins Hangende

– die Sponge Beds (Schwamm-Lagen), „The Rib“, das *Schloenbachia/virgatus*-Event, das *Orbirhynchia/Schloenbachia*-Event und das *primus*-Event. Im aufgenommenen Profil befindet sich das *primus*-Event jedoch bereits in der hangenden Brochterbeck-Formation, zumal die Grenze zwischen Baddeckenstedt- und Brochterbeck-Formation im Arbeitsgebiet knapp über dem *Orbirhynchia/Schloenbachia*-Event liegt.

1.4.3 Brochterbeck-Formation

Name

Der Name der Formation leitet sich von einem Stadtteil von Tecklenburg in Nordrhein-Westfalen ab. Tecklenburg befindet sich im nördlichen Teutoburger Wald, zwischen Osnabrück (Nordosten) und Münster (Südwesten). Die nächstgelegene größere Stadt ist das ca. 5,00 km entfernte Ibbenbüren.

Alter

Die Sedimente der Brochterbeck-Formation (Abb. 6) wurden in einem Zeitraum vom oberen Untercenoman bis ins mittlere bis höhere Obercenoman abgelagert. Das Ascheloh-Member setzt im oberen Untercenoman ein und reicht bis ins mittlere Mittelcenoman. Die Basis des Hoppenstedt-Members befindet sich im DIMAC-Profil bei Profilmeter 39,00 m (Abb. 10) – im Hangenden des MCEs. Diese Einstufung basiert vorwiegend auf biostratigraphischen bzw. mikrobiostratigraphischen Daten, d. h. sie erfolgt anhand von Fossilien wie Inoceramen, Ammoniten, Benthos- und Planktonforaminiferen (NIEBUHR et al., 2007).

Weiterhin ermöglichen multistratigraphische Methoden – beispielsweise in Form kombinierter Isotopen-, event-, zylo-, sequenz- und biostratigraphischer Untersuchungen – eine sehr exakte Gliederung bzw. Einordnung und Korrelation der Formation (ERNST et al., 1983, WILMSEN, 2003).

Mächtigkeit

Ihre maximale Mächtigkeit erreicht die Formation im nördlichen Münsterland, wohingegen sie sich im übrigen norddeutschen Raum (Niedersachsen, Sachsen-Anhalt), mit einer Schichtmächtigkeit von durchweg etwa 15,00 m bis 20,00 m, eher geringmächtig zeigt (NIEBUHR et al., 2007). Am Typusprofil in Brochterbeck beträgt die Mächtigkeit der Einheit ca. 60,00 m (KAPLAN, 1995). Im aufgelassenen Steinbruch MIAMI in Halle-Ascheloh ist die Brochterbeck-Formation in ihrer Gesamtheit über 100,00 m mächtig. Dabei weist das Ascheloh-Member an seiner Typuslokalität eine Mächtigkeit zwischen 65,00 m und 70,00 m auf. Das Hoppenstedt-Member ist in Halle-Ascheloh etwa 37,00 m bis 40,00 m mächtig (KAPLAN et al., 1998).

Im aufgenommenen Profil zeigt die Brochterbeck-Formation eine Mächtigkeit von mindestens 78,80 m, wobei auf das Ascheloh-Member mindestens etwa 44,85 m (Aufnahmelücke aufgrund extrem erschwerter Zugänglichkeit innerhalb der Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member von ca. 5,00 m bis 10,00 m) und auf das Hoppenstedt-Member ca. 39,80 m entfallen (Abb. 10).

Lithologie

Den unteren Teil der Brochterbeck-Formation, das Ascheloh-Member, bilden hellgraue Flaserkalke. Die unregelmäßige und schwach ausgebildete Bankung dieses Abschnitts ist nur schwer nachvollziehbar.

Das überlagernde Hoppenstedt-Member bauen sehr hellgraue (z. T. leicht violette) bis gelblich-weiße, deutlich gebankte, mikritische Kalksteine auf. Diese oftmals stylolithischen Kalke sind hart und zeigen einen splittrigen Bruch. Typisch ist die Fossilarmut dieser Hoppenstedt-Kalke (NIEBUHR et al., 2007).

Im bearbeiteten Profil fällt die Grenze zwischen diesen beiden Einheiten in den Bereich zwischen MCE und „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Event. Der Übergang vom Ascheloh-Member zum Hoppenstedt-Member erfolgt graduell und diachron, d. h. in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position (NIEBUHR et al., 2007). In proximalen Lagen beispielsweise ist das Ascheloh-Member in der Regel nicht vorhanden und die Brochterbeck-Formation beginnt mit dem Hoppenstedt-Member, etwa mit dem *Pycnodonte*-Event im hohen Mittelcenoman (WILMSEN & VOIGT, 2006).

Ebenfalls graduell und diachron vollzieht sich der Wechsel von der Baddeckenstedt-Formation zur Brochterbeck-Formation an der Liegendgrenze. Im aufgenommenen Profil entwickeln sich ab dem mittleren Untercenoman aus den rhythmisch gebankten Kalk-Mergel-Wechselfolgen der Baddeckenstedt-Formation allmählich die flaserigen Kalke des Ascheloh-Members der Brochterbeck-Formation. In proximaleren Profilen (z. B. im südlichen Münsterland) stellt die sog. Rauhe Bank des mittleren Mittelcenomans einen markanteren Grenzhorizont dar (NIEBUHR et al., 2007).

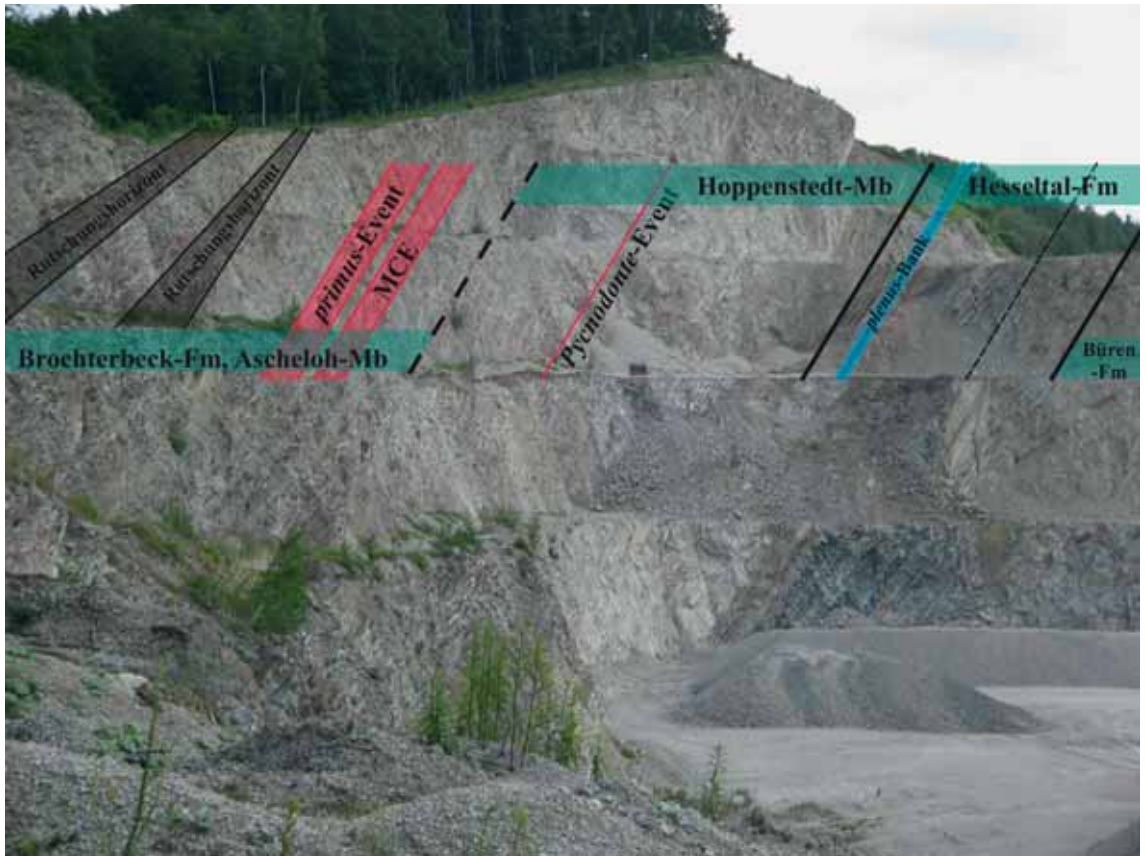


Abb. 6: Übersicht zu den stratigraphischen Einheiten (Formationen, Member), wichtigen Events und charakteristischen Markerhorizonten im Steinbruch DIMAC im Hesseltal, Halle-Hesseln (Typuslokalität der Hesseltal-Formation). Die Schichtlagerung ist überkippt. Die schwarze, gestrichelte Linie innerhalb der Hesseltal-Formation markiert das Ende der Profilaufnahme im Hangenden und bezeichnet gleichzeitig die Cenoman/Turon-Grenze. – Bild: Nadine Richardt (2008).

Biostratigraphisch betrachtet setzt die Brochterbeck-Formation in dieser Arbeit im mittleren Bereich der *Mantelliceras dixonii*-Zone ein, was charakteristisch für die distalere Position ist. Die scharfe und isochron verlaufende Hangendgrenze der Brochterbeck-Formation ist definiert durch den sog. Fazieswechsel. Im bearbeiteten Profil folgen der Brochterbeck-Formation mit dieser „Faziesgrenze“ (ERNST et al., 1983) die Ablagerungen der Hesseltal-Formation, bei denen es sich um schwarze sowie bunte Mergel- und Mergelkalksteine handelt. Aus biostratigraphischer Sicht findet der Fazieswechsel an der Grenze der *Calycoceras* (*Proeulcalycoceras*) *guerangeri*- zur *Metoicoceras geslinianum*-Zone statt (NIEBUHR et al., 2007).

1.4.4 Hesseltal-Formation

Name

Die Hesseltal-Formation (Abb. 6) ist benannt nach dem Hesseltal, ca. 3,00 km nördlich bis nordwestlich von Halle/Westfalen (Nordrhein-Westfalen). Der hangende Profilabschnitt dieser Arbeit wurde im Hesseltal (Steinbruch DIMAC) aufgenommen.

Alter

Die Ablagerung der Hesseltal-Formation erfolgte während des oberen Obercenomans und unteren Unterjurons. Zur biostratigraphischen Einstufung der Formation werden insbesondere Ammoniten und Inoceramen, sowie untergeordnet auch planktonische Foraminiferen herangezogen. Biozonal betrachtet reicht die Einheit von der *Metoicoceras geslinianum*-Zone bis in die untere *Mammites nodosoides*-Zone (NIEBUHR et al., 2007).

Die Schwarzschiefer dieser Formation repräsentieren das global nachvollziehbare Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2), wie eine mit Hilfe von stabilen Kohlenstoffisotopen ($\delta^{13}\text{C}$) durchgeführte Korrelation eindeutig zeigt (VOIGT et al., 2007).

Mächtigkeit

Die größte gegenwärtig bekannte Mächtigkeit der Hesseltal-Formation liegt bei 26,50 m, welche die Einheit in der Bohrung Wunstorf bei Hannover aufweist (EHRBACHER et al., 2007). Im Raum Lengerich ist die Formation ca. 21,00 m mächtig.

Im Südostteil des Münsterländer Kreidebeckens nimmt die Mächtigkeit markant ab. An der Typuslokalität ist die Hesseltal-Formation ca. 17,00 m mächtig, was mit einer Durchschnittsmächtigkeit von etwa 15,00 m in der Teutoburger Wald-Region durchaus korrespondiert (LEHMANN, 1999, NIEBUHR et al., 2007). Die Profilaufnahme in dieser Arbeit endet bei einer Mächtigkeit der Hesseltal-Formation von ca. 11,90 m (Abb. 10), d. h. knapp im Hangenden der Cenoman/Turon-Grenze.

Lithologie

Die Hesseltal-Formation umfasst sich lateral ersetzende, schwarzbunte (Schwarzschiefer) und rötliche (Rotpläner) Sedimente. Im aufgenommenen Profil repräsentiert eine dünnbankige Folge von roten, braunen, grünlichen, gelblichen, weißgrauen und grauen bis schwarzen, tonigen Mergel- sowie Tonmergelsteinen bzw. Mergelkalkstein- und Kalksteinbänken diese Einheit (KAPLAN, 1998, NIEBUHR et al., 2007).

Den unteren Abschnitt (ca. 5,30 m) baut eine Wechsellagerung rötlich brauner bis rotbrauner, teilweise toniger Mergelsteine, Kalkmergelsteine und Kalksteinbänke auf, wobei neben mehreren dünnen auch zwei deutlichere Schwarzschieferlagen zwischengeschaltet sind. Hangend folgen mächtige Schwarzschiefer (graue bis schwarze, meist laminierte Mergel- und Mergelkalksteine), die mit olivfarbenen bis hellen, grünlichen Kalkmergelstein- und Kalksteinbänken alternieren (ab ca. Profilmeter 84,10 m; KAPLAN, 1998).

Besonders markant und wichtig für die interformationelle Korrelation ist die flaserig-knollige *plenus*-Bank (Mächtigkeit: 0,30 m bis 1,00 m; NIEBUHR et al., 2007). Dieser schließt sich im Hangenden unmittelbar eine rote Mergelkalkbank, die sog. Rote Grenzbank, an. Die überlagernden, dickbankigen Schwarzschieferhorizonte kennzeichnen das *Neocardioceras juddii*- bzw. aktuelle *Watinoceras*-Event an der Wende Cenoman/Turon, das als die größte Ausdehnungsphase des global auftretenden Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2) gilt (KAPLAN, 1998).

Die Liegendgrenze der Hesseltal-Formation ist durch den deutlichen Fazieswechsel am Top der hellen Kalksteinbänke der Brochterbeck-Formation (Hoppenstedt-Member) scharf ausgebildet. Sie zeigt weiterhin einen isochronen Verlauf.

Im Hangenden dagegen vollzieht sich der Übergang eher graduell. Die Grenze zur nächsten Einheit (Büren-Formation) ist im Typusprofil oberhalb des letzten markanten Schwarzschieferpakets definiert. Nicht unerwähnt bleiben soll, dass sich – laut Literatur – an der Typlokalität etwa 11,00 m über dieser Hangendgrenze eine letzte, dünne Schwarzschieferlage („Top Black Shale“) einschaltet, die bereits der nachfolgenden Büren-Formation zugeordnet wird (NIEBUHR et al., 2007).

2. Stratigraphisch-sedimentologische, mikrofazielle und geophysikalische Bearbeitung

Eine Übersicht zur Untergliederung des Cenomans hinsichtlich der lithologischen Einheiten sowie bio-, event- und sequenzstratigraphischer Aspekte (integrierte Stratigraphie) gibt nachfolgend Abbildung 7.

2.1 Lithostratigraphie

Die cenomanen Sedimente (ca. 99,6 Ma bis 93,5 Ma; GTS: GRADSTEIN et al., 2004) des Arbeitsgebiets lassen sich in vier große lithologische Einheiten unterteilen. Den basalen Profilbereich bilden dabei die tonigen bis siltigen Mergel der Herbram-Formation (Cenoman-Mergel). Richtung Hangendes vollzieht sich ein allmählicher, gradueller Übergang zu den fossilreichen Kalk-Mergel-Wechselfolgen, die als Baddeckenstedt-Formation (obere Cenoman-Mergel bis Cenoman-Pläner) beschrieben sind. Im weiteren Profilverlauf

Stufe	Unterstufe	Biostratigraphie (Makrofossilien)		Event- stratigraphie	Sequenz- stratigraphie	Lithologie	
		Ammoniten- Biozone (Standard)	Inoceramen- Biozone (regional)				
Cenomanium	Turonium	<i>Watinoceras</i> (coloradoense?)	<i>Mytiloides</i> <i>hattini</i>	← <i>Watinoceras</i> -Ev.?	ungegliedert		Grau- grüne WF
	Obercenomanium	<i>N. juddii</i>			Sequenz Ce VI	Hesseltal- Formation	Schwarz- bunte WF
		<i>Metoicoceras</i> <i>geslinianum</i>	<i>Inoceramus</i> <i>pictus bohemicus</i>	← <i>plenus</i> Bed ← <i>Chondrites</i> -Ev. ← Fazieswechsel	SB Ce V		
		<i>Calyoceras</i> (P.) <i>guerangeri</i>	<i>Inoceramus</i> <i>pictus pictus</i>	← <i>pictus</i> II-Ev. ← <i>pictus</i> I-Ev.	Sequenz Ce V	Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member	Cenoman-Kalk
	Mittelenenomanium						
		<i>Acanthoceras</i> <i>jukesbrownei</i>	" <i>Inoceramus</i> " <i>atlanticus</i>	← <i>Pycnodonte</i> -Ev. ← <i>atlanticus</i> -Ev.	SB Ce IV		
		<i>Acanthoceras</i> <i>rhodomagense</i>	<i>Inoceramus</i> <i>schoendorfi</i>	← MCE ← <i>primus</i> -Ev. ← <i>arlesiensis</i> Bed	Sequenz Ce IV	Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member	Cenoman-Pläner
		<i>Cunningtoniceras</i> <i>inermis</i>					
				← M Ia ← M Ib	SB Ce III		
Aufnahmelücke							
	Untercenomanium			← M III ← <i>Orb./ Schloenb.</i> -Ev. ← <i>M. dixonii</i> -Lage ← <i>Schloenb./ virg.</i> -Ev. ← "The Rib"? ← (<i>Mariella</i> -Ev.?)	Sequenz Ce III	Baddeckenstedt- Formation	Cenoman-Mergel
		<i>Mantelliceras</i> <i>dixonii</i>	<i>Inoceramus</i> <i>virgatus</i>				
				← Schwamm-Lagen!	SB Ce II		
		<i>Mantelliceras</i> <i>mantelli</i>	" <i>Inoceramus</i> " <i>crippsi</i>	← <i>crippsi</i> -Ev. ← <i>ultimus</i> / <i>Aucellina</i> -Ev.	Sequenz Ce II SB Ce I Sequenz Ce I	Herbram- Formation	
Alb	Ober- alb	ungegliedert			ungegliedert	Flammenmergel	

Abb. 7: Integrierte Stratigraphie der cenomanen Abfolge im bearbeiteten Profil (Teutoburger Wald bei Halle/Westfalen, NW-Deutschland); WF = Wechselfolge – nach KAPLAN (1998, 2007), KAPLAN et al. (1998), WILMSEN (2003) bzw. VOIGT et al. (2007).

schließen sich die flaserigen bzw. gebankten Kalke der Brochterbeck-Formation (oberer Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk) an. Nach einer scharfen Faziesgrenze folgen rötlich-bunte bis dunkelgraue Mergel, Schwarzschiefer und grünliche Kalksteine (Hesseltal-Formation bzw. Schwarzbunte Wechselfolge und unterste Graugrüne Wechselfolge).

Die Mergel-Einheit (Herbram-Formation; Abb. 9) besteht aus teilweise siltigen, grauen Ton- (CaCO_3 -Gehalt: 25-35%) bis Kalkmergelsteinen (CaCO_3 -Gehalt: 65-75%). Zum Hangenden hin entwickeln die z. T. knollig-bioklastischen, helleren Mergelkalksteinbänke (CaCO_3 -Gehalt: 75-85%) eine zunehmende Dominanz (NIEBUHR et al., 2007). Der Fossilinhalt ist v. a. im Bereich des „*Inoceramus*“ *crippsi*-Events sehr hoch. Insbesondere die kalkhaltigeren Bänke weisen häufig starke Bioturbationsspuren auf. Die Topbereiche dieser Bänke sind zudem sehr scharf und erosiv ausgebildet. Die Grenze zur Baddeckenstedt-Formation liegt am markantesten Top (äußerst knollig, bräunlich verfärbt, eisenschüssig) der mächtigsten Mergelkalkbank dieses untersten Profilabschnitts und stellt auch gleichzeitig die erste Sequenzgrenze im Cenoman (SB Ce I) dar.

Die Baddeckenstedt-Einheit (Abb. 9) ist in ihrem basalen Niveau noch sehr mergelbeeinflusst. Mit fortschreitendem Profilverlauf wird die Rhythmik in der Kalk-Mergel-Wechselfolge gleichmäßiger: Graue Kalkmergelsteine alternieren mit hellgrauen mergeligen Kalksteinen (CaCO_3 -Gehalt: 85-95%; NIEBUHR et al., 2007). Die Mächtigkeit der Bankung bewegt sich im Dezimeterbereich bzw. schwillt die der Kalkbänke ins Hangende bis in den Meterbereich an. Allgemein ist die Folge als sehr fossilreich und extrem bioturbat anzusprechen (NIEBUHR et al., 2007). Die Definition der Hangendgrenze geht einher mit der Mergellage „M IIIa“. Sie orientiert sich sowohl am zunehmend flaserigeren Erscheinungsbild der Kalksteinbänke (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member), als auch am Mächtigkeits- und Einflussverlust der Mergelhorizonte sowie dem dadurch implizierten ansteigenden Karbonatgehalt.

Die Brochterbeck-Formation (Abb. 10) zeichnet sich in ihrem liegenden Teil (Ascheloh-Member) durch die typischen grauen bis hellgrauen Flaserkalkeinheiten (obere Cenoman-Pläner) aus. In diesem Profilabschnitt ist keine regelmäßige Bankung erkennbar. Die Mergelkalk- bzw. mergeligen Kalksteine zeigen in der Regel eine massige Ausbildung mit einer welligen oder flaserigen, bisweilen knolligen Internstruktur. Neben den gewöhnlich dünnen Mergel- (CaCO_3 -Gehalt: 35-65%) bis Kalkmergelsteinzwischenlagen (NIEBUHR et al., 2007), finden sich auch einige markante Mergellagen (M III, M Ib, M Ia) in die mächtigen Kalkpakete eingeschaltet. Desweiteren treten auch kleinere (2,00 m bis 3,00 m mächtige), mergeligere Bereiche auf, in denen relativ dünne Kalkbänke mit Mergelhorizonten wechsellagern. Generell nimmt der Fossilgehalt stetig ab – lediglich die mergeligeren Abschnitte bzw. die prominenten Mergellagen sind meist etwas fossilreicher. Ein kurzfristiger, deutlicher Anstieg des Fossilanteils ist insbesondere vom *primus*-Event bis ins MCE nachvollziehbar. Zum Hangenden des Ascheloh-Members hin geht der irreguläre, flaserige Charakter der Kalkeinheiten zunehmend verloren – die Bankung wird gleichmäßiger. Rund 7,50 m oberhalb des MCEs setzt schließlich das Hoppenstedt-Member (Cenoman-Kalk) ein. Diese hangende Abfolge der Brochterbeck-Formation wird von sehr reinen Kalksteinen (CaCO_3 -Gehalt: 95-100%) aufgebaut. Die wohlgebankten, mikritischen Kalke weisen in der Regel eine sehr hellgraue bis gelbliche bzw. weißliche Färbung auf und sind nahezu fossilleer (NIEBUHR et al., 2007). Die Mächtigkeit der wenigen zwischengeschalteten Kalkmergelsteinfugen beträgt nur noch einige Zentimeter (max. 5,00 cm).

Nach einer scharfen Faziesgrenze (ERNST et al., 1983) folgt die Hesseltal-Formation (Schwarzbunte Wechselfolge bzw. basale Graugrüne Wechselfolge; Abb. 10). In dieser Einheit alternieren in den unteren Profilmetern rötliche bis bräunliche, z. T. tonige Mergel- bzw. Kalkmergelsteine und Kalksteinbänke. Dabei sind auch dünnere Schwarzschieferlagen zwischengeschaltet. Besonders auffällig innerhalb dieses Niveaus sind die starke Bioturbation im Bereich des *Chondrites*-Events sowie die knollig wirkende, Großammoniten führende *plenius*-Bank. Im Hangenden schließen sich Wechsellagen aus mächtigen Schwarzschiefern (OAE 2) und olivfarbenen bis hellgrünlichen Kalkmergelstein- und Kalksteinbänken an. Bei den Schwarzschieferabfolgen handelt es sich um dunkelgraue, anthrazit gefärbte bis schwarze, oftmals laminierte Mergel- und Mergelkalksteine, die arm an benthischen Lebensformen sind. Am Top des aufgenommenen Profils setzen die unterturonen *Mytiloides*-Lagen ein – die Sedimente werden wieder fossilreicher (u. a. auch Fischreste). Während die Schwarzschiefer langsam ausklingen, gewinnen die hellen, grünlichen Kalkbänke sukzessive an Mächtigkeit (KAPLAN, 1998, NIEBUHR et al., 2007, VOIGT et al., 2007).

Legende

Symbole

	Ammonit		Bioturbation (stark - schwach)
	heteromorpher Ammonit		Schalen/ Schill (überwiegend ganze Klappen)
	Bivalve (inoceramid)		"I." crippi-Schalen (überwiegend ganze Klappen)
	Bivalve (non-inoceramid)		Schalenbruchstücke/ Bioklasten
	Brachiopode (terebratulid)		flaserige Struktur
	Brachiopode (rhynchonellid)		knollige Struktur
	Schwamm		symmetrisches Mergel-Kalk-Couplet
	Seeigel/ Echinoidenreste		asymmetrisches Mergel-Kalk-Couplet
	Selachier-Zahn		Probe/ Proben-Nr.
	Thalassinoides		(M 11)
	Planolites		(M 13)
	Chondrites		Probe ohne Dünnschliff
	pyritische Knollen		SB Ce III
	Fe-Konkretionen ("Rostflecken")		Sequenzgrenze
	Harnisch		

Klassifikation (DUNHAM, 1962)

- 1 = Calcisphären - Packstone
- 2 = Inoceramenprismen - Calcisphären - Packstone
- 3 = Calcisphären - Wacke- bis Packstone
- 4 = Calcisphären - Wackestone
- 5 = Inoceramenprismen - Calcisphären - Wackestone
- 6 = Calcisphären - Inoceramenprismen - Foraminiferen - Wackestone
- 7 = Calcisphären - Mud- bis Wackestone
- 8 = Foraminiferen - Calcisphären - Mud- bis Wackestone
- 9 = Calcisphären - Mudstone
- 10 = Mudstone

- i = Inoceramenbruchstücke-führend
- f = Foraminiferen-führend (planktonisch und/ oder benthisch)
- b = Bioklasten-führend
- c = Calcisphären-führend
- m = mikrobioklastisch

Abb. 8: Legende zu den Profilen MIAMI, Halle-Ascheloh (Abb. 9) und DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln (Abb. 10) inkl. Abkürzungen zur mikrofaziellen Klassifikation nach DUNHAM (1962).

Aufgelassener Steinbruch MIAMI, Halle-Aschelo

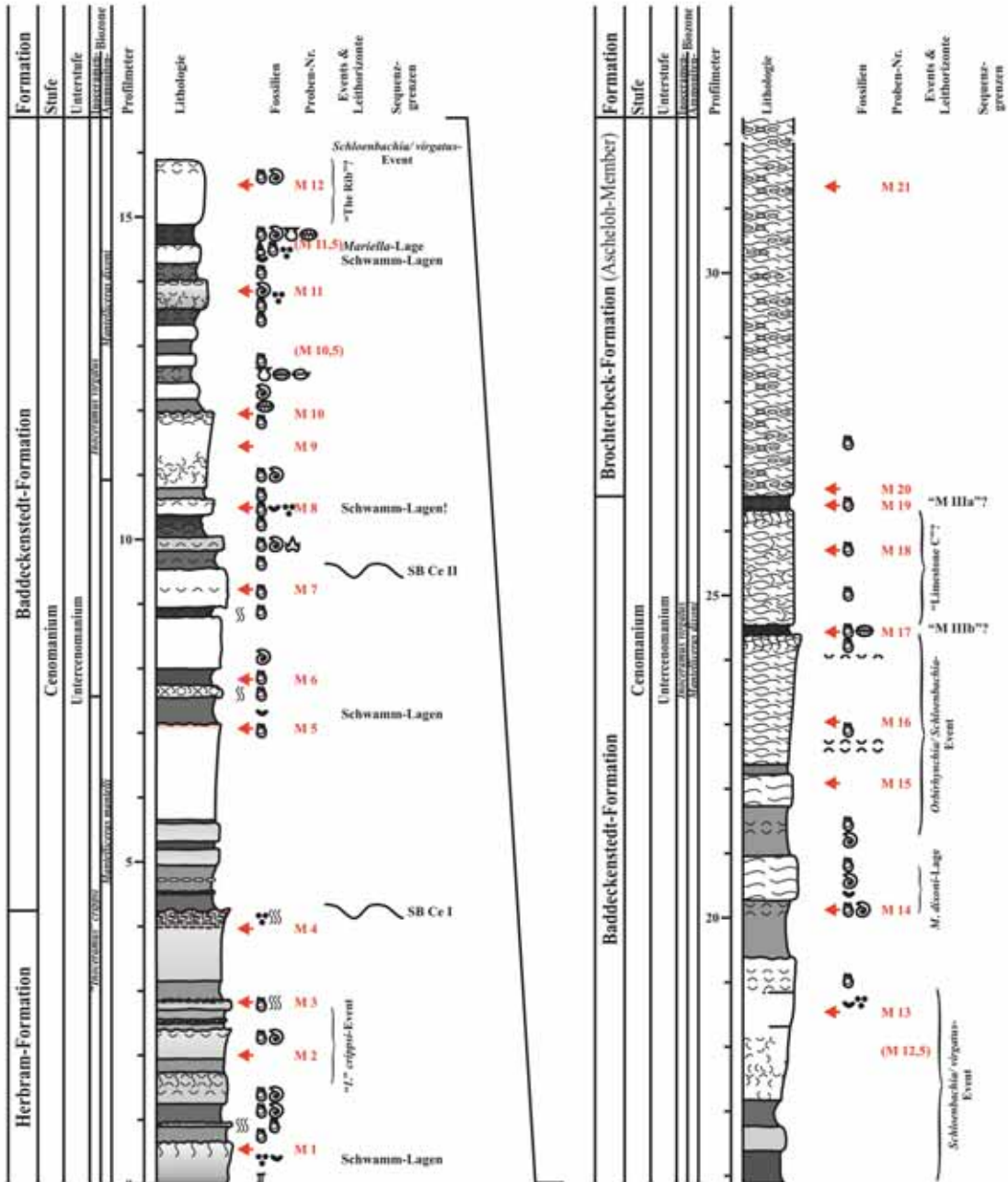


Abb. 9: Übersichtsprofil: Aufgelassener Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh (Legende: Abb. 8).

2.2 Biostratigraphie

Die makrofossile biostratigraphische Untergliederung (Abb. 7) des aufgenommenen Cenomanprofils beruht im Wesentlichen auf der Ausscheidung etablierter (Standard-)Ammoniten- bzw. mit diesen korrespondierenden, regional definierten Inoceramen-Zonen (z. B. TRÖGER, 1989, GALE, 1995, KAPLAN, 1998, 2007, KAPLAN et al., 1998, VOIGT et al., 2007, WILMSEN, 2007, 2008, MUTTERLOSE & WILMSEN, 2008).

**Steinbruch DIMAC, Hesseltal,
Halle-Hesseln**

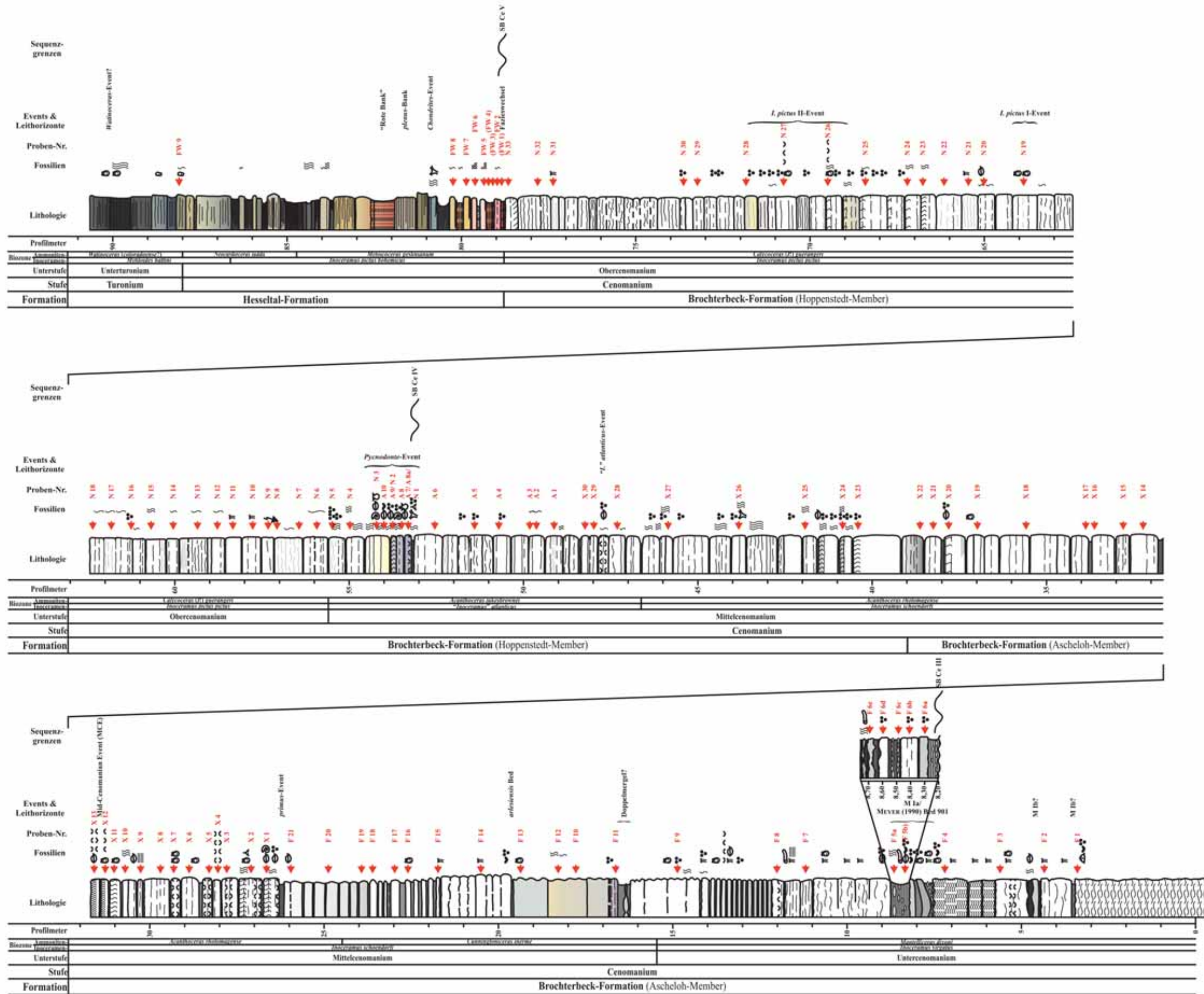


Abb. 10: Übersichtsprofil: Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln (Legende: Abb. 8).

Das MIAMI-Profil (Abb. 9: Unterocenoman) beginnt in der mittleren *Mantelliceras mantelli*-Zone (*Sharpeiceras schlueteri*-Subzone) und reicht bis in den mittleren Bereich der *Mantelliceras dixonii*-Zone (oberste *Mantelliceras dixonii*- & *Mantelliceras saxbii*-Subzone). Die geringer diverse Ammonitenfauna der *Mantelliceras mantelli*-Zone besteht in Halle-Ascheloh neben der Durchläuferart *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY) vorwiegend aus dem definierenden *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY) sowie den heteromorphen Vertretern *Hypoturrillites gravesianus* (D' ORBIGNY) und *Hypoturrillites tuberculatus* (BOSC). Mit dem Auftreten von *Mantelliceras* cf. *dixonii* SPATH sowie *Mantelliceras saxbii* (SHARPE), *Hypoturrillites falcatus falcatus* (MANTELL), *Hypoturrillites mantelli* (SHARPE), *Sciponoceras baculoides* (MANTELL) und verschiedenen *Mariella*-Arten setzt – unter kurzer Faunenüberlappung – die hangende *Mantelliceras dixonii*-Zone ein (KAPLAN et al., 1998).

Hinsichtlich der Inoceramen-Biozonierung umfasst der entsprechende Profilabschnitt den Bereich von der oberen „*Inoceramus*“ *crippsi*-Zone bis in die mittlere/obere *Inoceramus virgatus*-Zone. In der „*Inoceramus*“ *crippsi*-Zone kommt dabei ausschließlich die namensgebende Bivalvenart vor. Die Basis der *Inoceramus virgatus*-Zone ist festgelegt durch das erste Auftreten von Exemplaren aus der *virgatus*-Gruppe. Mit dem Verlauf der *Inoceramus virgatus*-Zone sinkt die Anzahl der *crippsi*-Formen – unter kleineren Schwankungen – allmählich ab. Etwa zeitgleich mit dem Einsetzen der *Inoceramus virgatus*-Zone beschreibt TRÖGER (1989) ein vermehrtes Vorkommen von „*Inoceramus*“ *hoppenstedtensis* TRÖGER, was jedoch im Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh, nicht nachweisbar ist.

Der hangende Profiltail aus dem Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln (Abb. 10), erstreckt sich von der oberen *Mantelliceras dixonii*-Zone (Unterocenoman), über die *Cunningtoniceras inerme*-, die *Acanthoceras rhotomagense*- (*Turrillites costatus*- sowie *Turrillites acutus*-Subzone), die *Acanthoceras jukesbrownei*- (alle Mittelocenoman), die *Calycoceras* (*Proeucalycoceras*) *guerangeri*-, die *Metoicoceras geslinianum*- und die *Neocardioceras juddii*- (alle Oberocenoman) bis in die unterste *Watinoceras (coloradoense?)*-Zone (Unterturon). In der *Mantelliceras dixonii*-Zone sind zusätzlich zum Vorkommen der namensgebenden Art *Mantelliceras dixonii* SPATH auch Funde von *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY), *Forbesiceras* cf. *baylissi* WRIGHT & KENNEDY sowie *Sciponoceras baculoides* (MANTELL) dokumentiert. Während das Auftreten von *Forbesiceras* cf. *baylissi* WRIGHT & KENNEDY auf die *Mantelliceras dixonii*-Zone beschränkt ist und *Mantelliceras dixonii* SPATH im oberen Bereich dieser Biozone aussetzt, finden sich *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY) und *Sciponoceras baculoides* (MANTELL) auch noch in der hangend anschließenden *Cunningtoniceras inerme*-Zone. Im DIMAC-Steinbruch ist diese *Cunningtoniceras inerme*-Zone nur durch sehr wenige Fossilnachweise belegt und eher konstruiert, zumal gesicherte Funde der definierenden Art *Cunningtoniceras inerme* (PERVINQUIÈRE) erst ab dem *primus*-Event, an der basalen *Acanthoceras rhotomagense*-Zone, bekannt sind. Festgelegt wird diese nachfolgende *Acanthoceras rhotomagense*-Zone durch das erstmalige Erscheinen der Ammonitenart *Acanthoceras rhotomagense* (BRONGNIART) im Fossilbericht. Allgemein steigt die Diversität der gesamten Fauna mit dem Einsetzen der *Acanthoceras rhotomagense*-Zone deutlich. An der Lokalität im Hesseltal ist diese Entwicklung weiterhin durch die typischen Funde von *Parapuzosia (Austiniceras) austeni* (SHARPE), *Schloenbachia coupei* (BRONGNIART) (beide nachgewiesen bis knapp ins Hangende des MCEs), *Anisoceras plicatile* (J. SOWERBY), *Scaphites obliquus* J. SOWERBY, *Hamites* sp., *Turrillites costatus* LAMARCK und *Turrillites scheuchzerianus* BOSC (alle dokumentiert um den Bereich des *primus*-Events) nachvollziehbar. Oberhalb der *Acanthoceras rhotomagense*-Zone ist die Abfolge weitgehend fossil leer, was als charakteristisch für die obere Brochterbeck-Formation, das Hoppenstedt-Member, gilt. Lediglich kleinere Fossilansammlungen treten in diesem hangenden DIMAC-Profilabschnitt – vornehmlich in Verbindung mit speziellen Events – auf. Aus der mittleren *Acanthoceras jukesbrownei*-Zone bzw. im Zusammenhang mit dem *Pycnodonte*-Event ist das Vorkommen der bezeichnenden Art *Acanthoceras jukesbrownei* (SPATH) bekannt. Im Topbereich der *Calycoceras* (*Proeucalycoceras*) *guerangeri*-Zone finden sich – begrenzt auf das weitere Niveau des *Inoceramus pictus* II-Events bis an den Fazieswechsel – Vertreter von *Calycoceras* (*Calycoceras*) *naviculare* (MANTELL), *Metoicoceras geslinianum* (D' ORBIGNY), *Scaphites aequalis* J. SOWERBY und *Sciponoceras* sp. Das Auftreten der letztgenannten Gattung *Sciponoceras* sp. reicht bis über die hangend nachfolgende *Metoicoceras geslinianum*-Zone hinaus und erstreckt sich bis in die unterste *Neocardioceras juddii*-Zone. Im Bereich der *plenus*-Bank (*Metoicoceras geslinianum*-Biozone) sind Funde von Großammoniten – oftmals Kolke – der Arten *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA) und *Puzosia (Anapuzosia) dibleyi* SPATH dokumentiert (KAPLAN et al., 1998, KAPLAN, 2007). Die Profilaufnahme endet in der *Watinoceras (coloradoense?)*-Zone, welche durch die charakteristische Gattung *Watinoceras* sp. – teilweise fälschlich als *Neocardioceras juddii* bezeichnet – definiert wird.

Die korrespondierenden Inoceramen-Zonen umfassen im DIMAC-Steinbruch – vom Liegenden ins Hangende – den Bereich von der oberen *Inoceramus virgatus*-Zone (Untercenoman) über die *Inoceramus schoendorfi*-, die „*Inoceramus*“ *atlanticus*- (beide Mittelcenoman), die *Inoceramus pictus pictus*- sowie die *Inoceramus pictus bohemicus*- (beide Obercenoman) bis zur unteren/mittleren *Mytiloides hattini*-Zone (höchstes Obercenoman bzw. Unterturon). Inoceramen aus der *virgatus*-Gruppe stellen die dominierende Bivalvenart in der gleichnamigen Biozone dar. Ihre stratigraphische Reichweite erstreckt sich bis etwa an das MCE (*Inoceramus schoendorfi*-Zone). Ungefähr zeitgleich, allerdings bis in die obere „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Zone hinein, tritt laut TRÖGER (1989) die Art „*Inoceramus*“ *hoppenstedtensis* TRÖGER auf – welche im Steinbruch DIMAC nicht identifiziert wurde. Mit dem ersten Erscheinen von Vertretern der Bivalvenart *Inoceramus schoendorfi* HEINZ setzt die mittelcenomane *Inoceramus schoendorfi*-Zone ein. Formen dieser Art sind aus dem gesamten Mittelcenoman bekannt, d. h. auch aus der hangend folgenden „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Zone. Die „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Zone beginnt wiederum mit dem erstmaligen Auftreten von „*Inoceramus*“ *atlanticus* HEINZ. Diese Inoceramenvertreter sind lediglich aus einem relativ kurzen Zeitabschnitt, vom oberen Mittelcenoman bis ins tiefere Obercenoman, überliefert. Nicht eindeutig geklärt dabei ist, ob es sich bei „*Inoceramus*“ *atlanticus* HEINZ tatsächlich um eine eigene Art oder nur um eine Unterform einer möglichen „*Inoceramus*“ *crippsi*-Gruppe handelt. Fossilfunde von *Inoceramus pictus pictus* J. SOWERBY markieren die Grenze zur gleichnamigen, sich im Hangenden anschließenden Biozone. Diese Inoceramenart kommt bis ins obere Obercenoman (*Inoceramus pictus bohemicus*-Zone) vor. Etwa mit dem Fazieswechsel einher geht das Ersterscheinen der Art *Inoceramus pictus bohemicus* LEONHARD, womit die Basis der *Inoceramus pictus bohemicus*-Zone des hohen Obercenomans definiert ist (TRÖGER, 1989). Knapp unterhalb der Cenoman/Turon-Grenze sind erste Vertreter der Gattung *Mytiloides* sp. im Fossilbericht belegt, was die Ausscheidung der *Mytiloides hattini*-Zone im Grenzbereich Obercenoman/Unterturon impliziert (VOIGT et al., 2007).

2.3 Eventstratigraphie

Prinzipiell basiert die Eventstratigraphie auf markanten sedimentologischen und paläontologischen Ereignissen, die als besondere Leithorizonte im lithologischen Profil überliefert sind. Die große Bedeutung und außerordentliche Wichtigkeit, die der Eventstratigraphie zukommen, liegen dabei in der Tatsache, dass besagte Markerhorizonte sehr exakte, sowohl lokale und regionale, als auch weiträumige bis teilweise globale Korrelationen anhand definierter stratigraphischer Ereignisse ermöglichen. Im Anschluss folgt eine Beschreibung der im bearbeiteten Profil (Cenoman, NW-Deutschland) identifizierten Events – chronologisch bzw. stratigraphisch ansteigend.

1. „*Inoceramus*“ *crippsi*-Event (Herbram-Formation; unteres Untercenoman)

Als „*Inoceramus*“ *crippsi*-Event wird nach TRÖGER (1995) ein bestimmter Abschnitt im mittleren Bereich der *Mantelliceras* *mantelli*-Biozone (*Sharpeiceras schlueteri*-Subzone) bezeichnet, in dem Vertreter der Art „*Inoceramus*“ *crippsi* MANTELL (Abb. 11) sehr reichhaltig vorkommen (GALE, 1995, WILMSEN, 2003). Im Arbeitsgebiet (Abb. 9) treten typischerweise Partien mit akkumulierten Inoceramenschalenresten – meist irregulär verteilte, isolierte Schalenfragmente – auf. Innerhalb eines Horizonts wurden ganze Klappen in konvex-unten eingeregelter Position beobachtet.

2. „Sponge Beds“ (Baddeckenstedt-Formation; unteres bis mittleres Untercenoman)

Bei den Schwamm-Lagen oder „Sponge Beds“ (ERNST & REHFELD, 1997) handelt es sich um Schwamm- und Inoceramenschill-reiche Schichten in der unteren Baddeckenstedt-Einheit (NIEBUHR et al., 2007) bzw. im basalen Niveau der *Mantelliceras dixonii*-Zone, adäquat zur Sequenzgrenze SB Ce II (WILMSEN, 2001, WILMSEN & NIEBUHR, 2002). Dieses Event ist in Baddeckenstedt definiert und umfasst dort zwei eher grobkörnige Kalksteinbänke, die reich an Schwämmen bzw. Schwammresten, Inoceramenschalenbruchstücken sowie Ammoniten sind. Vereinzelt tritt *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) auf (ERNST & REHFELD, 1997). Im Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh (Abb. 9), findet sich eine Kalkbank mit zahlreichen Schwammresten und Inoceramenschill im genau entsprechenden stratigraphischen Abschnitt ausgebildet. Diese wird zusätzlich im Hangenden und Liegenden von zwei weiteren Horizonten mit beträchtlichem Inhalt an Schwammfragmenten bzw. lokalen Eisenoxidanreicherungen umrahmt.

3. *Mariella*-Lage (*Mariella*-Event?) (Baddeckenstedt-Formation; mittleres Untercenoman)

Das *Mariella*-Event bezeichnet das absolute Maximum des Vorkommens großer heteromorpher Ammoniten in der Fossilüberlieferung, vorwiegend der Gattungen *Hypoturrillites* sp. und *Mariella* sp. (KAPLAN & BEST, 1985). Nach WILMSEN & NIEBUHR (2002) liegt dieses Event in geringem Abstand über den „Sponge Beds“, ebenfalls im unteren Bereich der *Mantelliceras dixonii*-Zone. Möglicherweise entspricht das



Abb. 11: Faziesstück aus dem aufgelassenen Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloß mit der charakteristischen Ansammlung von „*Inoceramus*“ *cripsii* MANTELL, namensgebend für das *cripsii*-Event. Abbildung in Originalgröße. Schalenreste auf Steinkernen in mergeliger Kalkmatrix. Fundniveau: Herbram-Formation. – Bild: Hildegard Schöning (2008).

Mariella-Event dem „Turrilitoid Plane“ von JEANS (1980) (MORTIMORE et al., 2001, WILMSEN, 2003). Die in dieser Arbeit ausgehaltene *Mariella*-Lage im Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloß (Abb. 9) korrespondiert sowohl im Fossilinhalt, als auch in der stratigraphischen Position oberhalb der „Sponge Beds“ bzw. unterhalb des Leithorizonts „The Rib“ mit dem in der Literatur beschriebenen *Mariella*-Event.

4. „The Rib“ (Baddeckenstedt-Formation; mittleres Unterocenoman)

„The Rib“ (GALE, 1995) ist eine prominente Kalksteinbank (Couplet B11; GALE, 1995) von eher geringer Mächtigkeit. Die Bank liegt im Grenzbereich untere/mittlere *Mantelliceras dixonii*-Zone bzw. im mittleren Abschnitt der *Inoceramus virgatus*-Zone und ist sehr fossilreich. Sie führt v. a. Ammoniten (*Mantelliceras dixonii* SPATH) und Inoceramen aus der *virgatus*-Gruppe (WILMSEN & NIEBUHR, 2002, WILMSEN, 2007). Im Arbeitsgebiet (Abb. 9) zeigt sie insbesondere im Topbereich zahlreiche, konvex- und konkav-unten orientierte Inoceramenschalen bzw. Schalenfragmente.

5. *Schloenbachia/virgatus*-Event (Baddeckenstedt-Formation; mittleres Unterocenoman)

Das *Schloenbachia/virgatus*-Event (ERNST et al., 1983) innerhalb der *Mantelliceras dixonii*-Zone ist gekennzeichnet durch das massenhafte Auftreten von *Inoceramus* ex gr. *virgatus* SCHLÜTER (Taf. 1, Fig. 2) und *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY) in vier bis sechs sehr karbonatdominierten Kalk-Mergel-Bankpaaren (LEHMANN, 1999, NIEBUHR et al., 2007, WILMSEN, 2008). In der Regel sind die Inoceramen doppelklappig und in der charakteristischen „Schmetterlingsposition“ erhalten (WILMSEN et al., 2001). Die Begleitfauna zeigt eine eher niedrige Diversität. Sie besteht v. a. aus Porifera, kleineren Brachiopoden und irregulären Seeigeln (WILMSEN, 2007). Wie zu erwarten, dominieren auch im aufgenommenen Profil (Abb. 9) Inoceramenschillreiche Horizonte dieses Event. Desweiteren kommen *Schloenbachien* vor, Schwammreste finden sich nur untergeordnet.

6. *Mantelliceras dixonii*-Lage (Baddeckenstedt-Formation; mittleres bis oberes Unterocenoman)

KAPLAN (2007) scheidet diese Lage (Abb. 9) in der mittleren *Mantelliceras dixonii*-Zone aus. Das Ereignis liegt knapp oberhalb des *Schloenbachia/virgatus*-Events. Typisch ist das zahlreiche Auftreten von *Man-*

telliceras dixonii SPATH. Auch Vertreter der *Inoceramus virgatus*-Gruppe (Taf. 1, Fig. 2) sind relativ häufig. Vereinzelt finden sich Schwammreste.

7. *Orbirhynchia*/*Schloenbachia*-Event (Baddeckenstedt-Formation; mittleres bis oberes Unterocenoman)

Bezeichnend für dieses Event (mittlere *Mantelliceras dixonii*-Zone) ist das Vorkommen der kleinen rhynchonelliden Brachiopode *Orbirhynchia mantelliana* (J. DE C. SOWERBY) („lower *Orbirhynchia* band“; JEANS, 1980) in Vergesellschaftung mit *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY) (ERNST et al., 1983, LEHMANN, 1999). Weiterhin setzt sich die assoziierte Fauna aus heteromorphen Ammoniten, terebratuliden Brachiopoden, verschiedenen Bivalvenarten (inkl. Inoceramen), Gastropoden sowie Schwämmen zusammen und zeigt somit eine mäßige Diversität (WILMSEN, 2003, 2007). Korrelierbar ist das *Orbirhynchia*/*Schloenbachia*-Event auch durch das Anglo-Pariser und durch das Cleveland Becken (GALE, 1995, WILMSEN & NIEBUHR, 2002). Im Arbeitsgebiet (Abb. 9) sind neben den obligatorischen *Orbirhynchia*- und *Schloenbachia*-Fossilfunden im Bereich dieses Events v. a. Inoceramen aus der *virgatus*-Gruppe (Taf. 1, Fig. 2) sehr verbreitet.

8. Mergel M III („M IIIb“ und „M IIIa“) (Grenzbereich Baddeckenstedt- zu Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member; oberes Unterocenoman)

Die Definition des deutlichen Mergelhorizonts M III erfolgte in Baddeckenstedt (ERNST & REHFELD, 1997, WILMSEN, 2007). Der Mergel liegt im mittleren Abschnitt der *Mantelliceras dixonii*-Zone und folgt im Hangenden auf das *Orbirhynchia*/*Schloenbachia*-Event. Im Steinbruch MIAMI, in Halle-Ascheloh (Abb. 9), spaltet sich der Mergel M III in die beiden Mergelfugen M IIIb und M IIIa auf, denen ein ca. 2,00 m mächtiges Flaserkalkpaket („Limestone C“; WILMSEN, 2007) zwischengeschaltet ist. Beide Mergelhorizonte sind sehr markant ausgebildet und weisen eine dunkle Färbung auf. M IIIb ist dunkelgrau bis anthrazit gefärbt. Es sind viele Schalenbruchstücke von *Inoceramus* ex gr. *virgatus* SCHLÜTER enthalten. M IIIa zeigt eine etwas hellere Farbe (mittel- bis dunkelgrau). Fossilien der Gruppe *Inoceramus virgatus* SCHLÜTER (Taf. 1, Fig. 2) sind in M IIIa ebenfalls häufig, allerdings sind vorwiegend ganze Klappen erhalten (Einregelung: konvex-oben und -unten).

9. Mergel M Ib (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member; oberes Unterocenoman)

Die Mergellage M Ib ist ebenfalls in Baddeckenstedt definiert (ERNST & REHFELD, 1997, WILMSEN & NIEBUHR, 2002, WILMSEN, 2007). Es handelt sich um einen mittelgrauen Mergelhorizont im oberen Niveau der *Mantelliceras dixonii*-Zone. Im Steinbruch DIMAC (Abb. 10) wurden zwei Mergellagen aufgenommen, die evtl. als M Ib zu interpretieren sind. Die liegende dieser beiden Fugen ist dabei etwas unauffälliger ausgebildet. Der stratigraphisch hangende Mergelhorizont führt Fossilien – insbesondere terebratulide Brachiopoden – und weist Bioturbationsspuren auf. In diese höhere Mergellage ist weiterhin eine lateral in ihrer Mächtigkeit stark schwankende kalkige Bank eingeschaltet. Möglicherweise ist der Abschnitt um die M Ib-Lage durch eine kleine Störung und einen minimalen Versatz im Profil verdoppelt, zumal im betreffenden Bereich sehr viele Harnischstrukturen auftreten.

10. Mergel M Ia/MEYER (1990) Bed 901 (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member; oberstes Unterocenoman)

M Ia, festgelegt an der Typuslokalität in Baddeckenstedt (ERNST & REHFELD, 1997, WILMSEN & NIEBUHR, 2002, WILMSEN, 2007), ist als prominenteste Mergellage im Arbeitsgebiet anzusprechen. Biostratigraphisch betrachtet, befindet sich dieser Horizont im obersten Abschnitt der *Mantelliceras dixonii*-Zone und geht mit der Sequenzgrenze SB Ce III einher. Nach WILMSEN (2007) entspricht die Mergellage M Ia dem MEYER (1990) Bed 901 bzw. stellt ein Äquivalent dessen dar. Der Mergelhorizont ist im aufgenommenen Profil (Abb. 10) äußerst fossilreich und v. a. im Topbereich sehr bioturbiert. Es sind Inoceramenreste (*virgatus*-Gruppe), Grabgangfragmente (vermutlich *Planolites* isp.; ovaler Querschnitt durch Kompaktion) sowie Schwämme und terebratulide Brachiopoden (teilweise mit Eisenoxidumkrustung) enthalten. Lateral spaltet die M Ia-Mergellage in bis zu drei dünnere Mergelbänder auf (Abb. 10: Detailprofil). Weiterhin sind Kalkknollen und geringer mächtige Kalkbänke in den Mergelhorizont eingeschaltet. Harnische in den massiven Kalkeinheiten im Liegenden und Hangenden des M Ia-Mergels deuten auf eine tektonische Beanspruchung hin.

11. *arlesiensis* Bed (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member; unteres Mittelocenoman)

Bezeichnend für das *arlesiensis* Bed ist das Auftreten von *Lyropecten* (*Aequipecten*) *arlesiensis* (WOODS), einer kleinen Bivalvenart (WILMSEN, 2003, 2007). Dieses Event fungiert als wichtiger Markerhorizont innerhalb der *Cunningtoniceras inerme*-Biozone, v. a. im Gebiet des Anglo-Pariser Beckens (Couplet B41, GALE 1995). Bei der Geländearbeit im Steinbruch DIMAC (Abb. 10) konnte das *arlesiensis* Bett nicht eindeutig identifiziert werden – es wurde nachträglich im Zuge der Ausarbeitung, anhand der Isotopenwerte, im Profil lokalisiert.

12. *Praeactinocamax primus*-Event (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member; unteres Mittelcenoman)

Bei diesem sog. *primus*-Event (ERNST et al., 1983) handelt es sich um einen markanten, dunkelgrauen Mergelhorizont an der Basis der *Acanthoceras rhotomagenese*-Zone. Namensgebend für das Ereignis ist das plötzliche, zeitlich sehr begrenzte Auftreten der Belemnitenart *Praeactinocamax primus* (ARKHANGELSKY). Insbesondere an der Typuslokalität in Wunstorf finden sich diese Cephalopodenvertreter ausgesprochen zahlreich. Typisch für das *primus*-Event (Abb. 12) ist auch eine äußerst diverse Begleitfauna, die, zusätzlich zu Fundstücken von *Belemnocamax boweri* CRICK, auch aus Ammoniten, Bivalven, Brachiopoden, Scaphopoden, Serpeln, solitären Korallen sowie irregulären Seeigeln besteht (LEHMANN, 1999, WILMSEN, 2003, 2007, WILMSEN et al., 2007). Desweiteren ist das *primus*-Event im Bereich des Anglo-Pariser Beckens als „Cast Bed“ (PRICE 1877) beschrieben bzw. korrespondiert mit dem Couplet C1 und zeigt eine charakteristische, positive Exkursion in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (GALE, 1995, WILMSEN, 2007). Im Profil DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln (Abb. 10), sind v. a. die Bänke im Hangenden des *primus*-Mergels sehr fossilreich und extrem bioturbiert (*Chondrites* isp.). Neben Inoceramenschilllagen sind in den Kalksteinbänken artikuläre Brachiopoden (vorwiegend der Ordnung Terebratulida) und Ammoniten überliefert. Lokale, punktuelle Eisenoxidgehaltkonzentrationen („Rostflecken“) weisen evtl. auf stark verwitterte Poriferenreste hin.



Abb. 12: Bereich des *primus*-Events (Profilmeter ca. 26,30 m), Brochterbeck-Formation, oberes Ascheloh-Member (basale *Acanthoceras rhotomagenese*-Zone), Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln. Maßstab: Abgebildete Person h = 1,70 m. – Bild: Nadine Richardt (2008).

13. Mid-Cenomanian Event (MCE) (Brochterbeck-Formation, Ascheloh-Member; mittleres Mittelcenoman)

Das Mid-Cenomanian Event (ERNST et al., 1983) findet in der mittleren *Acanthoceras rhotomagenese*-Zone (oberste *Turritites costatus*-Subzone) statt (LEHMANN, 1999, WILMSEN & NIEBUHR, 2002). Kennzeichnend für dieses Event ist die enorme Fossilanreicherung in einer Abfolge relativ grobkörniger und knollig ausgebildeter Kalksteinbänke. Der Fossilinhalt beläuft sich charakteristischerweise auf verschiedene, z. T. heteromorphe Ammonitenarten [insbesondere große, oftmals nur fragmentarisch erhaltene *Acanthoceras rhotomagenese* (BRONGNIART)-Stücke, *Sciponoceras baculoide* (MANTELL) bzw. *Parapuzosia* (*Austiniceras*) sp.], irreguläre Seeigel [speziell *Holaster subglobosus* (LESKE)], Bivalven (inoceramide sowie non-inoceramide), Brachiopoden und Schwämme (WILMSEN, 2003, 2007). Unmittelbar oberhalb des

Mid-Cenomanian Events ist ein beträchtlicher Anstieg im planktonischen Foraminiferengehalt nachvollziehbar („p/b-break“ nach CARTER & HART, 1977). Desweiteren treten ab diesem hangenden Niveau auch gekielte Foraminiferenformen auf (vgl. WILMSEN, 2003). Im Arbeitsgebiet (Abb. 10) repräsentieren zwei etwas grobkörnigere, v. a. im Topbereich sehr bioturbierte Kalkbänke das Mid-Cenomanian Event. Der Fossilanteil in diesem MCE-Abschnitt ist auffallend hoch. Es sind vorwiegend Bivalvenschalen (meist *Inoceramenschill*) und Brachiopoden enthalten.

14. „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Event (Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member; oberes Mittelcenoman)

Namensgebend für dieses Event in der unteren *Acanthoceras jukesbrownei*-Zone ist das massenhafte Vorkommen der Bivalvenart „*Inoceramus*“ *atlanticus* HEINZ (WILMSEN, 2003). Im Steinbruch DIMAC (Abb. 10) finden sich in diesem Niveau neben zahlreichen *Inoceramenschalen*resten auch Brachiopoden (Terebratulida). Zusätzlich treten im Bereich dieses Events vermehrt Bioturbationsspuren auf.

15. *Pycnodonte*-Event (Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member; oberstes Mittelcenoman)

Das *Pycnodonte*-Event (ERNST et al., 1983) der oberen *Acanthoceras jukesbrownei*-Zone stellt nach WILMSEN (2003) das erste bzw. liegende zweier sog. Austern-Events (*Pycnodonte*- und *Amphidonte*-Event) dar – wobei das Letztere in dieser Arbeit nicht nachweisbar war. Das *Pycnodonte*-Event bezeichnet einen siltigen Mergelhorizont oder ein geringmächtiges, mergeliges Intervall, der bzw. das kleine Austern der Gattung *Pycnodonte* sp. führt (WILMSEN & NIEBUHR, 2002, WILMSEN, 2003, WILMSEN & VOIGT, 2006). Lokal sind sowohl Fossilakkumulationen, als auch Auskolkungserscheinungen festzustellen (LEHMANN, 1999). Erstmals beschrieben wurde das bis ins Cleveland Becken (Ostengland) korrelierbare Ereignis (z. B. WILMSEN, 2003) als „*Gryphaea* Band“ bereits von BOWER & FARMERY (1910). Im aufgenommenen Profil (Abb. 10) sind im Bereich des *Pycnodonte*-Events zwei sehr deutliche Mergelfugen ausgebildet. Weiterhin zeigen die Kalkbänke in diesem Profilmiveau starke Bioturbation und z. T. eine blaß violette bzw. gelbliche Färbung. Der Fossilgehalt beschränkt sich auf Brachiopodenfunde (Terebratulida) bzw. sind in den Kalken stellenweise „Rostflecken“ erkennbar, die auf verwitterte Organismenreste schließen lassen.

16. *Inoceramus pictus* I-Event (Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member; unteres bis mittleres Obercenoman)

Siehe 17. *Inoceramus pictus* II-Event.

17. *Inoceramus pictus* II-Event (Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member; mittleres bis oberes Obercenoman)

ERNST et al. (1983) beschreiben dieses *Inoceramus pictus* II-Event bereits als Konzentration der namensgebenden *Inoceramen*art einige Meter unterhalb des Fazieswechsels (vgl. 18. Fazieswechsel). Später erwähnen KAPLAN & BEST (1985) insgesamt drei Ereignisse, die durch das massenhafte Auftreten der Bivalvenart *Inoceramus pictus* J. DE C. SOWERBY als *Inoceramus pictus* I- bis III-Event klassifiziert werden (WILMSEN, 2003). Im bearbeiteten DIMAC-Profil (Abb. 10) waren lediglich zwei dieser drei *pictus*-Events nachvollziehbar. Dabei ist das *Inoceramus pictus* I-Event relativ unscheinbar und beschränkt sich auf eine *Inoceramen*(schill)-reiche, bioturbierte Kalkbank in der unteren *Calycoceras* (*Proeucalycoceras*) *guerangeri*-Zone. Weiter im Hangenden (knapp unterhalb der Faziesgrenze) folgt das *Inoceramus pictus* II-Event [obere *Calycoceras* (*Proeucalycoceras*) *guerangeri*-Biozone]. Das letztere Ereignis ist etwas auffälliger, zumal in diesem Niveau auch zwei deutlich gelblicher eingefärbte Kalkbänke auftreten. Der Fossilinhalt ist – verglichen mit den regulären Bänken des Hoppenstedt-Members (Brochterbeck-Formation) – klar erhöht. Es finden sich zwei *Inoceramen*(schill)lagen und Bioturbationsspuren in einzelnen Bänken (vorwiegend am Top). Außerdem kommen im Bereich dieses *pictus* II-Events erneut vermehrt eisenoxidische Konkretionen vor.

18. Fazieswechsel (Grenzbereich Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member zu Hesseltal-Formation; oberes Obercenoman)

Die Faziesgrenze (ERNST et al., 1983) bzw. „Facies Change“ (Abb. 13) beschreibt den abrupten Übergang von einer homogenen, feinkörnigen bzw. mikritischen Kalksteinfazies im Liegenden (Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member) zu einer Wechselfolge von sehr dunklen, teilweise rötlichen Mergeln bis Schwarzschiefern und zwischengeschalteten, bunten Kalkbänken (Hesseltal-Formation bzw. Schwarzbunte Wechselfolge bis Grüngraue Wechselfolge) oder rötlichen, stark bioklastischen, mergeligen Kalken und Kalken (Rotpläner) im Hangenden. Aus biostratigraphischer Sicht markiert der Fazieswechsel die Grenze zwischen der *Calycoceras* (*Proeucalycoceras*) *guerangeri*- und der *Metoicoceras geslinianum*-Zone (WILMSEN, 2003). Im Arbeitsgebiet (Abb. 10) folgen nach der Faziesgrenze erst bräunlich-rötliche bis ockerfarbene Sedimente, die wiederum von Schwarzschieferhorizonten, alternierend mit grünlich-grauen Kalkbänken, überlagert werden.

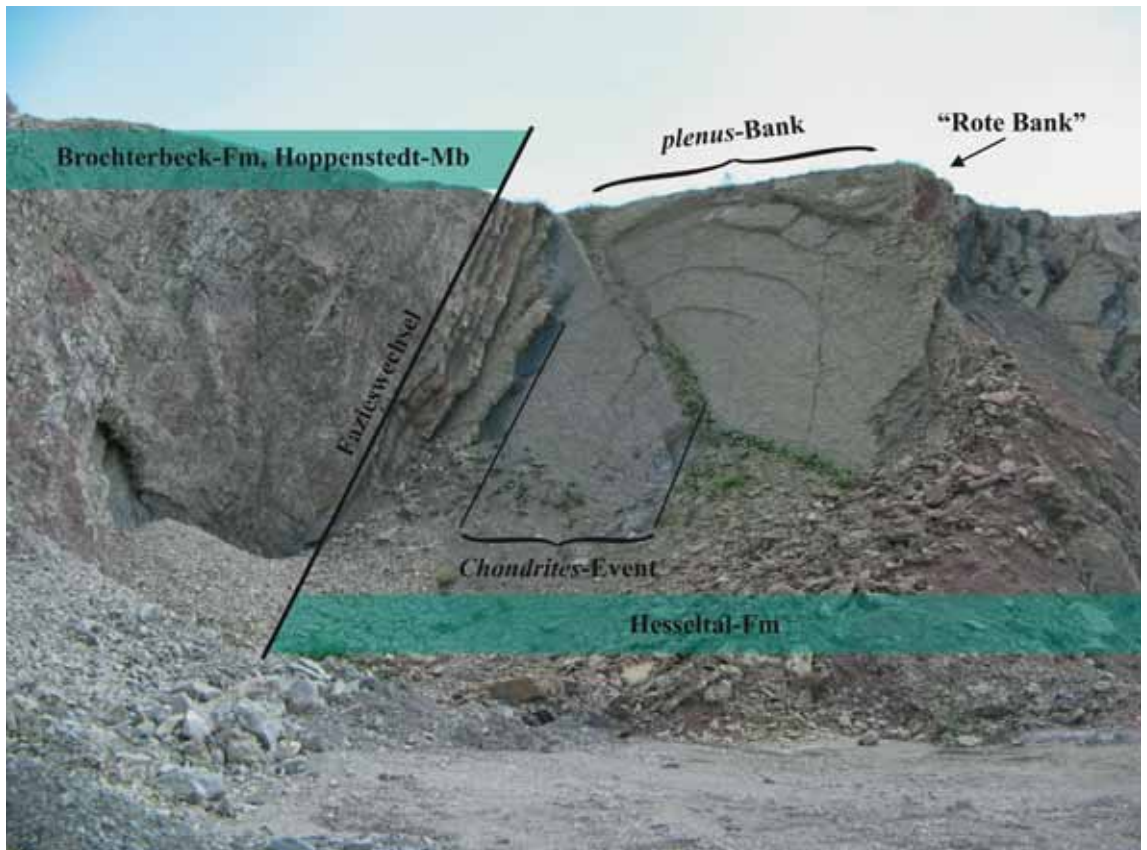


Abb. 13: Übergangsbereich (Obercenoman) von der Brochterbeck-Formation, Hoppenstedt-Member zur Hesseltal-Formation mit markanten Events (Fazieswechsel, *Chondrites*-Event, *plenus*-Bank), Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln. – Bild: Nadine Richardt (2008).

19. *Chondrites*-Event (Hesseltal-Formation; oberes Obercenoman)

Als *Chondrites*-Event (untere *Metoicoceras geslinianum*-Zone; Abb. 13) bezeichnen ERNST et al. (1983) ursprünglich eine deutliche Mergellage im Hangenden der *plenus*-Bank, die von Ichnofossilien des Typs *Chondrites* isp. vollkommen bioturbiert ist (WILMSEN, 2003). Im bearbeiteten Profil sind unterhalb des *plenus*-Events mehrere stark bioturbierte Mergelhorizonte erkennbar und werden in dieser Arbeit als *Chondrites*-Event interpretiert bzw. zusammengefasst.

20. *plenus* Bed (Hesseltal-Formation; oberes Obercenoman)

Das *plenus* Bed oder die *plenus*-Bank (Abb. 13) liegt in der unteren bis mittleren *Metoicoceras geslinianum*-Zone. Diese 0,30 m bis 1,00 m dicke, grünliche Kalkbank stellt einen prominenten Leithorizont dar, zumal sie sowohl in der Schwarzschiefer- (Hesseltal-Formation), als auch in der Rotplänerfazies (Söhle-Formation) auftritt. Namensgebend für die Bank ist *Praeactinocamax plenus* (BLAINVILLE). Dabei handelt es sich um eine Belemnitenart, die aus dem Topbereich der Bank bekannt ist (WILMSEN, 2003). Die Südwand des DIMAC-Steinbruchs ist als Bodendenkmal geschützt, da dort direkt die *plenus*-Bank mit einzigartigen Großammonitenkolken auf der Schichtunterseite ansteht. Im Rahmen der Profilaufnahme (Abb. 10) wurden keinerlei Fossilien in der markanten Kalkbank gefunden.

21. *Watinoceras*-Event? (Hesseltal-Formation; unteres Unterturon)

Das *Watinoceras*-Event (Abb. 14) wird charakterisiert durch das zahlreiche Auftreten der gleichnamigen Ammonitengattung *Watinoceras* sp. [evtl. *Watinoceras coloradoense* (HENDERSON)] in der *Watinoceras (coloradoense?)*-Zone (KAPLAN, 2007, VOIGT, 2007). Im aufgenommenen Profil (Abb. 10) liegt dieses Ereignis in den turonen Schwarzschiefern am Top bzw. kündigt sich dort an. Generell sind diese Schieferhorizonte sehr fossilreich. Es wurden in erster Linie Bivalven der Gattung *Mytiloides* sp. (Familie Inoceramidae) identifiziert. Desweiteren finden sich v. a. auf den Schichtflächen häufig auch Bioturbationsspuren. Sehr häufig sind in diesem Horizont Pyritknollen bzw. -konkretionen enthalten, die in ihrer Form an (heteromorphe) Ammoniten erinnern.



Abb. 14: Das *Watinoceras*-Event? (Unterturon) im Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln. Im Liegenden dieses Events stellt die „Rote Bank“ oder „Rote Grenzbank“ (rote Mergelkalke) einen auffälligen Leithorizont dar. Die Profilaufnahme endet knapp oberhalb des vermuteten *Watinoceras*-Events. – Bild: Nadine Richardt (2008).

22. Die *Mytiloides*-Events (Büren-Formation; unteres bis mittleres Unterturon)

An der Basis der Büren-Formation – rund 4,00 m im Hangenden des bearbeiteten Profils – setzen im Steinbruch DIMAC im Hesseltal die *Mytiloides*-Events ein. Bezeichnend für diese Lagen ist das massenhafte Auftreten von *Mytiloides*-Schill (NIEBUHR et al., 2007) im Grenzbereich zwischen der *Watinoceras (coloradoense?)*- und der *Mammites nodosoides*-Biozone (VOIGT et al., 2007). Nach WILMSEN & WIESE (2004) handelt es sich bei diesen Events um das Häufigkeitsmaximum mytiloider Inoceramenformen, wobei v. a. die Arten *Mytiloides mytiloides* (MANTELL) und *Mytiloides labiatus* (SCHLOTHEIM) (Abb. 15) sehr zahlreich vertreten sind.

2.4 Mikrofaziesanalyse

2.4.1 Beschreibung der Faziestypen

Typ 1: Calcisphären – Packstone

Faziestyp 1x (Dünnschliffe M 2, M 6, M 9, M 10, M 11, F 4, X 1) zeichnet sich durch einen sehr hohen Calcisphärenanteil (etwa 30% bis 40%) in einer mikritischen Matrix aus und ist somit nach DUNHAM (1962) als Calcisphären – Packstone zu klassifizieren. Untergeordnet finden sich Bioklasten [Inoceramenprismen, Zweiklapperbruchstücke, Echinodermenreste (Abb. 19, Fig. 4), seltener Ostrakoden(fragmente) und kleine Skelettbruchstücke] sowie planktonische (v. a. *Hedbergella* sp. und *Heterohelix* sp.) und benthische Foraminiferen (Rotaliida: insbesondere *Lenticulina* sp. bzw. agglutinierende Formen). Teilweise wolkige Strukturen und inhomogene Verfärbungserscheinungen oder Korngrößenunterschiede im Gefüge lassen sich auf starke Bioturbation zurückführen. Braune „Flecken“, die lokal auch als größere Anreicherungen vorkommen, stellen vermutlich Überreste verwitterten, organischen Materials dar. Vereinzelt treten in der Matrix dunkelgrüne, schlecht gerundete bis subangulare Glaukonitpartikel auf (Abb. 16, Fig. 1, 2).



Abb. 15: Faziestück aus dem Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln. Es zeigt die typische Vergesellschaftung von *Mytiloides labiatus* (SCHLOTHEIM) im Bereich der *Mytiloides*-Events (basale Büren-Formation) – im Hangenden des bearbeiteten Profils. Abbildung in Originalgröße. Vorwiegend Schalenerhaltung, teilweise Schalenreste auf Steinkernen, feinkörnige Kalkmatrix. Fundniveau: Büren-Formation. – Bild: Hildegard Schöning (2008).

Ergänzend zu Faziestyp 1x werden die beiden Faziessubtypen 1i und 1f ausgeschieden. Diese Subtypen korrespondieren in ihrer grundlegenden mikrofaziellen Zusammensetzung und den Gefügemerkmalen weitgehend mit dem Hauptfaziestyp. Faziessubtyp 1i (Dünnschliffe M 8, M 12, M 15, X 2) weist darüber hinaus einen erheblich höheren Anteil an Inoceramenprismen auf und ist deshalb als Inoceramenbruchstücke-führender Calcisphären – Packstone anzusprechen (Abb. 16, Fig. 3, 4; Abb. 19, Fig. 5). Faziessubtyp 1f (Dünnschliff A 10) zeigt einen vergleichsweise hohen Foraminiferengehalt, was ihn zu einem Foraminiferen-führenden Calcisphären – Packstone macht (Abb. 16, Fig. 5).

Typ 2: Inoceramenprismen – Calcisphären – Packstone

Faziestyp 2x (Dünnschliffe M 7, X 7, X 8) ist ein Inoceramenprismen – Calcisphären – Packstone. Der Calcisphären-Anteil liegt bei ca. 25% bis 30%, der Inoceramenprismengehalt ist etwas geringer (etwa 15%). Weiterhin treten Zweiklapperbruchstücke (Austernfragmente?), Ostrakoden(reste) und Foraminiferen auf. Dabei finden sich neben *Hedbergella* sp. auch zahlreiche benthische Vertreter (agglutinierende Formen bzw. Rotaliida) dieser Gruppe. Das Gefüge ist inhomogen (z. T. dunklere Verfärbungen) und bioturbat. Punktartige, bräunliche (Verwitterungserscheinungen), teilweise grünliche (Glaukonit: M 7) bzw. schwarze Komponenten (Pyrit?: X 7, X 8) sind in undeutlichen, fleckenartigen Grabgängen (dunklere, wolkige Strukturen) und auf biogenen Bestandteilen vermehrt angereichert (Abb. 16, Fig. 6, 7).

Faziessubtyp 2B (Dünnschliffe M 5, X 14) zeigt zusätzlich zu den typischen Inoceramenprismen- und Calcisphärenbestandteilen des Hauptfaziestyps einen beträchtlichen Anteil an Zweiklapperfragmenten (Schill), was ihn als Bioklasten – Inoceramenprismen – Calcisphären – Packstone ausweist (Abb. 16, Fig. 8). Die Bioklasten sind auffallend inhomogen verteilt und v. a. in Grabgängen konzentriert.

Typ 3: Calcisphären – Wacke- bis Packstone

Faziestyp 3x (Dünnschliffe M 13, M 14, M 16, M 17, M 18, M 19, M 20, F 3, M 21, F 1, F 6a, F 6b, F 6c,

F 6d, F 17, N 32) ist, mit einem Hauptkomponentengehalt von etwa 20% bis 25% Calcisphären, die in einer feinen, kalkigen Matrix schwimmen, nach DUNHAM (1962) als Calcisphären – Wacke- bis Packstone einzuordnen. Weitere biogene Bestandteile sind in erster Linie Foraminiferen, wobei in den Dünnschliffen M 13, M 14 und M 15 insbesondere ein vermehrter Anteil an benthischen Formen (*Lenticulina* sp., andere rotaliide Arten, agglutinierende Vertreter) festzustellen ist. Der Anteil an planktonischen Foraminiferen (*Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp.) ist eher durchschnittlich. Außerdem finden sich Bioklasten [Inoceramenschutt, Ostrakoden, Zweiklapperreste, teilweise Bryozoen (Abb. 19, Fig. 6) und kleinere Skelettbruchstücke]. Vereinzelt scheinen auch Schwammreste enthalten zu sein, die als diffuse Anreicherungen brauner bis schwärzlicher Komponenten verwittern. Insgesamt ist das Material stark bioturbirt (Abb. 17, Fig. 1, 2).

Zusätzlich zum Hauptfaziestyp erfolgt die Definition der Faziessubtypen 3if (Dünnschliffe N 4, N 5, N 6, N 7, N 8, N 9) und 3b (Dünnschliffe N 1, N 12). Diese Subtypen stimmen in ihren mikrofaziellen Grundbestandteilen und Gefügemerkmalen mit dem Hauptfaziestyp überein. Faziessubtyp 3if zeigt jedoch einen auffallend höheren Gehalt an Inoceramenbruchstücken und Foraminiferen (planktonische und benthische), weshalb er als Inoceramenbruchstücke- und Foraminiferen-führender Calcisphären – Wacke- bis Packstone zu bezeichnen ist (Abb. 17, Fig. 3). In Faziessubtyp 3b ist allgemein eine Zunahme an bioklastischen Komponenten (Zweiklapperbruchstücke, Inoceramenreste, etc.) erkennbar. Folglich handelt es sich bei diesem Subtyp um einen Bioklasten-führenden Calcisphären – Wacke- bis Packstone (Abb. 17, Fig. 4).

Typ 4: Calcisphären – Wackestone

Faziestyp 4x [Dünnschliffe M 1, M 3, M 4, F 2, F 5a(c), F 6e, F 7, F 9, F 10, F 12, F 13, F 15, F 16, F 18, F 19, F 21, X 19, X 20, X 29, A 6, N 10, N 11, N 15, N 27] ist mit einem Calcisphärenanteil von maximal 20% als Calcisphären – Wackestone anzusprechen. Dieser Faziestyp tritt im bearbeiteten Profil am häufigsten auf. An Komponenten sind vorwiegend Bioklasten (insbesondere Inoceramenprismen, aber auch Bivalven- bzw. Zweiklapperbruchstücke sowie vereinzelt Ostrakodenfragmente) und Foraminiferen enthalten. In der Regel überwiegen planktonische Foraminiferenarten (v. a. *Hedbergella* sp.). Eine inhomogene Färbung des Gesteins, die z. T. noch durch feine Variationen in der Korngröße des Matrixmaterials unterstrichen wird, verweist auf den recht hohen Bioturbationsgrad. Gelegentlich zeigen sich leichte Schlieren, die wohl als zarte Laminæ zu interpretieren sind. Desweiteren treten punktuell braune und/oder schwarze, sehr kleine, rundliche Komponenten – teilweise in größeren Mengen angereichert – auf. Diese Erscheinungen entstehen vermutlich durch die Verwitterung bzw. Zersetzung von organischen Bestandteilen, vorwiegend Poriferenresten (Abb. 17, Fig. 5).

Die Faziessubtypen 4i [Dünnschliffe F 8, F 20, X 3, X 9, X 12, X 15, X 17, X 22, A 8a, N 30, F 14(b)], 4f [Dünnschliffe X 21, X 23 (plankt.), X 24 (plankt.), X 26 (v. a. plankt., auch benth.), A 5, N 14] und 4if [Dünnschliffe X 18 (benth.), X 28, A 7, A 9, N 3] unterscheiden sich vom Hauptfaziestyp lediglich durch eine erhöhte Menge an bestimmten biogenen Komponenten. Dabei weist Faziessubtyp 4i einen beträchtlichen Anteil an Inoceramenschutt auf und wird deshalb als Inoceramenbruchstücke-führender Calcisphären – Wackestone klassifiziert (Abb. 17, Fig. 6). Faziessubtyp 4f zeichnet sich, aufgrund seiner beträchtlichen Mehranzahl von Foraminiferen (teilweise v. a. planktonische Vertreter), als charakteristischer Foraminiferen-führender Calcisphären – Wackestone aus (Abb. 17, Fig. 7). Bei Faziessubtyp 4if, der einen Inoceramenbruchstücke- und Foraminiferen-führenden Calcisphären – Wackestone repräsentiert (Abb. 17, Fig. 8), ist sowohl ein erhöhter Gehalt an Inoceramenmaterial, wie auch an Foraminiferen erkennbar. In Dünnschliff X 18 (Abb. 19, Fig. 8) treten vermehrt benthische Foraminiferenarten (Rotaliida: z. B. *Lenticulina* sp. bzw. agglutinierende Formen) auf.

Typ 5: Inoceramenprismen – Calcisphären – Wackestone

Faziestyp 5x (Dünnschliffe X 10, X 11, X 13, X 16) stellt einen Inoceramenprismen – Calcisphären – Wackestone dar. Der Anteil an Calcisphären beläuft sich auf etwa 10% bis 15%. Bezeichnenderweise enthält dieser Faziestyp außerdem eine bemerkenswerte Anzahl von Inoceramenfragmenten (ca. 10%). Das Gefüge ist äußerst bioturbirt. Es sind z. B. Farbunterschiede in der Matrix zu beobachten, die auf grabende Organismen hinweisen („Wolken“). Weiterhin findet sich in den Grabgängen ein vermehrter Bioklasteneintrag (v. a. Anreicherung von Inoceramenschutt). Akkumulationen schwarzer und bräunlicher, punktförmiger Bestandteile verweisen auf die Zersetzung bzw. Pyritisierung organischen Materials. Untergeordnet implizieren z. T. feine schlieren- oder rissartige Erscheinungen in der Matrix eine sehr schwache, makroskopisch nicht nachvollziehbare Lamination (Abb. 18, Fig. 1).

Faziessubtyp 5f [Dünnschliffe R 2(B), X 6 (plankt.), A 3, N 2] zeigt in Ergänzung zur Grundzusammensetzung des beschriebenen Hauptfaziestyps eine bedeutende Menge an Foraminiferen bzw. zusätzlich einen enormen Bioklastengehalt (Dünnschliff R 2). Während in den Proben A 3 und N 2 benthische und planktonische Foraminiferen gleichermaßen vertreten sind, finden sich im Dünnschliff X 6 v. a. planktonische

(*Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp.) Arten. Generell werden diese Schliffe als Foraminiferen-führende Inoceramenprismen – Calcisphären – Wackestones zusammengefasst (Abb. 18, Fig. 2). Dünnschliff R 2 (Abb. 19, Fig. 7) stammt aus dem Rutschungshorizont im aufgelassenen Steinbruch MIAMI, Halle-Asche-loh, und zeigt einen überaus hohen Anteil an Bioklasten. Die vollkommen irreguläre Anordnung und ungleichmäßige Verteilung der Komponenten spiegelt den insgesamt chaotischen Charakter dieser Rutschung auch mikrofaziell wider. Nach DUNHAM (1962) handelt es sich bei R 2 um einen Foraminiferen-führenden Bioklasten – Inoceramenprismen – Wackestone.

Typ 6: Calcisphären – Inoceramenprismen – Foraminiferen – Wackestone

Faziestyp 6x (Dünnschliff FW 6), ein Calcisphären – Inoceramen – Foraminiferen – Wackestone, besteht zu ca. 7,5% aus Calcisphären, zu etwa 7,5% bis 10% aus Bioklasten und zum überwiegenden Teil (ca. 10%) aus Foraminiferen. Bei den Bioklasten dominieren insbesondere Inoceramenfragmente, weiterhin sind auch nicht näher bestimmbare Zweiklapperbruchstücke enthalten. Unter den Foraminiferen herrschen planktonische Formen (gekielte und ungekielte) vor. Benthische Foraminiferenarten treten eher untergeordnet auf. Die mikritische Matrix weist eine rötlich-braune Verfärbung auf. Marginal sind – bereits makroskopisch nachvollziehbar – nestartig angeordnete, weißlich-graue (helle), rundliche bis ovale Strukturen im Dünnschliff erkennbar. Diese Erscheinungsformen deuten auf starke Bioturbation hin. Die Spuren sind als *Chondrites* isp. anzusprechen und liefern darüber hinaus einen Hinweis auf das knapp im hangenden Profilabschnitt vermutete *Chondrites*-Event (Abb. 18, Fig. 3).

Typ 7: Calcisphären – Mud- bis Wackestone

Faziestyp 7x (Dünnschliff F 11) stellt nach DUNHAM (1962) einen Calcisphären – Mud- bis Wackestone dar. Der Calcisphärengehalt schwankt zwischen 10% und 15%. Der Anteil an biogenen Komponenten ist deutlich geringer als in den Faziestypen 1-6. Vereinzelt finden sich Inoceramenreste, Fragmente anderer Zweiklapper (i. d. R. Bivalven) bzw. Ostrakodenbruchstücke sowie Foraminiferen (meist *Hedbergella* sp. oder benthische, rotaliide Formen). Das Gefüge ist stark bioturbirt. Die Matrix besteht aus äußerst feinem, mikritischen Kalkschlamm. Auffällige, bräunliche Verfärbungen der Matrix in Kombination mit einem kompaktierten, dichteren Gesamteindruck sind möglicherweise auf verwittertes Poriferenmaterial zurückzuführen. Generell treten in diesen dunkleren Partien sowie entlang von sehr zarten, rissartigen Strukturen vermehrt Ansammlungen brauner und schwarzer, punktförmiger Komponenten auf. Derartige fleckenhafte Erscheinungen deuten auf organische Bestandteile bzw. Verwitterungsvorgänge hin.

Die Faziessubtypen 7i (Dünnschliffe R 0, R 1), 7f (Dünnschliff N 26), 7b (Dünnschliffe X 4, X 5, N 25) und 7fb [Dünnschliffe N 28, N 29, A 8(b=i)] zeigen für gewöhnlich einen etwas niedrigeren Anteil an Calcisphären als der Hauptfaziestyp. Im Gegenzug weisen diese Subtypen einen vergleichsweise höheren Bioklasten- und/oder Foraminiferengehalt auf. Im Fall des Faziessubtyps 7i handelt es sich bei den zusätzlichen, bioklastischen Komponenten hauptsächlich um Inoceramenfragmente. Aufgrund dessen ist dieser Subtyp als Inoceramenbruchstücke-führender Calcisphären – Mud- bis Wackestone anzusprechen (Abb. 18, Fig. 4). Bezeichnend für Faziessubtyp 7f ist ein relativ hoher Anteil (mindestens 7,5%) an Foraminiferen (v. a. planktonische, aber auch benthische Arten). Er stellt einen typischen Foraminiferen-führenden Calcisphären – Mud- bis Wackestone dar (Abb. 18, Fig. 5). Subtyp 7b ist ein Bioklasten-führender Calcisphären – Mud- bis Wackestone, wobei der Anteil an nicht näher klassifizierbaren biogenen Komponenten etwa 7,5% bis 12,5% beträgt. Faziessubtyp 7fb, ein Foraminiferen- und Bioklasten-führender Calcisphären – Mud- bis Wackestone, enthält zu den ca. 10% Calcisphären rund 7,5% Bioklasten und Foraminiferen allgemein. In Dünnschliff A 8 (Abb. 18, Fig. 6) wurden die Bioklasten vornehmlich als Inoceramenschutt identifiziert.

Typ 8: Foraminiferen – Calcisphären – Mud- bis Wackestone

Nach den Klassifizierungskriterien von DUNHAM (1962) ist Faziestyp 8x [Dünnschliff X 25(i), N 13(b)] ein Foraminiferen – Calcisphären – Mud- bis Wackestone. Der Faziestyp beinhaltet ca. 10% Calcisphären. Desweiteren machen die Foraminiferen einen Anteil von etwa 5% bis 7,5% aus. In Dünnschliff X 25 dominieren dabei planktonische Foraminiferenarten (*Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., gekielte Formen). Zudem findet sich in diesem Schliff auch eine große Menge an Inoceramenbruchstücken. Insgesamt zeigt der Faziestyp einen hohen Bioklastengehalt. Es handelt sich bei diesen Biokomponenten weiterhin v. a. um Zweiklapper-, Ostrakoden- und Echinodermenreste. Untergeordnet treten Bryozoen- und Schwammfragmente auf. Selten sind Bruchstücke von Serpeln oder Vertebratenskelettmaterial enthalten. Teilweise liegen die Komponenten in rekristallisiertem Zustand vor. An benthischen Foraminiferen sind in erster Linie Vertreter der Ordnung Rotaliida sowie agglutinierende Formen vorhanden. Häufig ist eine Anreicherung der biogenen Bestandteile in Grabgängen erkennbar. Das Sediment weist erhebliche Bioturbationsspuren auf, was auch durch die unterschiedlichen Farbnuancen (hell/dunkel) bzw. die Inhomogenität des Gefüges deutlich wird (Abb. 18, Fig. 7).

Typ 9: Calcisphären – Mudstone

Faziestyp 9x (Dünnschliffe N 19, N 20) stellt einen charakteristischen Calcisphären – Mudstone dar. Der Calcisphärenanteil beläuft sich auf maximal 7,5%. Zusätzlich sind auch Bioklasten (ca. 2,5%) und planktonische sowie benthische Foraminiferen (2,5% bis 5%) enthalten. Die bioklastischen Komponenten setzen sich vorwiegend aus Inoceramen- bzw. Zweiklapperfragmenten zusammen. Die Matrix ist mikritisch (Kalkschlamm). Das Gefüge zeigt deutliche Bioturbationsspuren.

Die Faziessubtypen 9f (Dünnschliffe A 1, A 1a, A 4) und 9m (Dünnschliffe N 17, N 18, N 31) wurden hinsichtlich einer detaillierteren Klassifikation unterstützend zum Hauptfaziestyp ausgeschieden. In ihrer mikrofaziellen Grundzusammensetzung entsprechen sie Faziestyp 9x. Subtyp 9f weist darüber hinaus zusätzlich einen bemerkenswert erhöhten Anteil an Foraminiferen auf. Zwar dominieren planktonische Foraminiferenarten (gekielte und ungekielte), es finden sich jedoch auch benthische Vertreter. Faziessubtyp 9f ist gemeinhin als Foraminiferen-führender Calcisphären – Mudstone zu bezeichnen. In Faziessubtyp 9m sind, im Größenvergleich mit dem Hauptfaziestyp, die auftretenden, bioklastischen Komponenten bedeutend kleiner. Durch ihre geringe Größe sind diese biogenen Bestandteile nicht genauer bestimmbar und werden daher unter dem Sammelbegriff Mikrobioklasten zusammengefasst. Subtyp 9m wird folglich als mikrobioklastischer Calcisphären – Mudstone ausgewiesen (Abb. 18, Fig. 8).

Typ 10: Mudstone

Grundsätzlich handelt es sich bei Faziestyp 10 um einen Mudstone, der in drei verschiedenen Variationen – entsprechend den drei Faziessubtypen – im bearbeiteten Profil zu finden ist. Gemeinsam ist diesen Mudstonetypen die sehr feine, mikritische Matrix (Kalkschlamm) und das bioturbate Gefüge. Nachfolgend werden die einzelnen Faziessubtypen (10c, 10f und 10m) näher beschrieben.

Subtyp 10c [Dünnschliffe N 21, N 22, N 23, N 24(f)] zeigt als einziger dieser Mudstones einen deutlichen Anteil an Calcisphären (maximal 5%). Der Bioklastengehalt ist, mit in der Regel unter 1% (in Ausnahmefällen bis zu 2,5%), verschwindend gering. Lediglich Dünnschliff N 24 weist als Besonderheit einen beachtlichen Foraminiferenanteil (ca. 5%) auf. Es sind v. a. planktonische Foraminiferenformen (gekielte und ungekielte) erkennbar. Benthische Vertreter sind nur sehr untergeordnet vorhanden. Prinzipiell ist Faziessubtyp 10c als Calcisphären-führender Mudstone zu klassifizieren (Abb. 19, Fig. 1). In Faziessubtyp 10f [Dünnschliffe N 33, FW 5, A 2(mb), FW 7(tw. mb), FW 8(tw. mb), FW 9(tw. mb)] sind Calcisphären nur in sehr geringem Maße (höchstens 2,5%) bis überhaupt nicht enthalten. Bei den Komponenten handelt es sich v. a. um planktonische Foraminiferen (gekielte und ungekielte), teilweise sind zusätzlich benthische Formen (Rotaliida, Agglutinierer) vertreten. Insbesondere die Dünnschliffe A 2 sowie FW 7-9 führen auch mikrobioklastische Bestandteile. Generell ist Subtyp 10f nach DUNHAM (1962) ein Foraminiferen-führender Mudstone (Abb. 19, Fig. 2). Faziessubtyp 10m [Dünnschliffe X 27, X 30, FW 2, N 16(f)] ist als mikrobioklastischer Mudstone anzusprechen (Abb. 19, Fig. 3). Er besteht typischerweise aus ca. 7,5% bis 10% mikrobioklastischen Komponenten, die nicht näher definierbar sind. Dünnschliff N 26 zeichnet sich weiterhin durch einen relativ hohen Gehalt an Foraminiferen (planktonische und benthische Formen) aus – selbiges gilt untergeordnet auch für Dünnschliff FW 2, wobei hier planktonische Foraminiferen (gekielte und ungekielte Vertreter) überwiegen.

2.4.2 Abschließende Betrachtung zur stratigraphischen Verbreitung der verschiedenen Faziestypen

Insgesamt sind über den Profilverlauf hinweg klare mikrofazielle Entwicklungsmuster erkennbar. Diese Trends werden in einer abschließenden Diskussion beleuchtet bzw. zusammenfassend dargestellt und darüber hinaus mit den makroskopischen lithofaziellen Beobachtungen in Verbindung gebracht.

Einsetzend mit den tonigen bis mergeligen Einheiten der Herbram-Formation finden sich vorwiegend Calcisphären – Wackestones (Faziestyp 4x) im bearbeiteten Profil. Als Ausnahme fungiert dabei das Niveau um das „*Inoceramus*“ *crippsi*-Event, wo Calcisphären – Packstones (Faziestyp 1x) grobere Fazieshorizonte ausbilden. Nach dem lithologischen Wechsel zu den Kalk-Mergel-Rhythmiten der überlagernden Baddeckenstedt-Formation treten v. a. Packstones (Faziestypen 1x, 1i, 2x und 2B) in den Vordergrund. Diese sehr Calcisphären-reichen Einheiten weisen in der Regel auch äußerst hohe Bioklastengehalte (insbesondere Inoceramenfragmente) auf. Richtung Hangendes gehen diese (Inoceramenprismen) – Calcisphären – Packstones zunehmend in feinere Calcisphären – Wacke- bis Packstones (Faziestyp 3x) mit bedeutend geringerem Fossilinhalt über. Dieser Faziestyp 3x hält im aufgenommenen Profil allgemein den größten Anteil. Im Arbeitsgebiet stellt er die charakteristische Mikrofaziesseinheit des Cenoman-Pläners dar.

Lediglich im Bereich des signifikanten *Orbirhynchia/Schloenbachia*-Events sind Inoceramenbruchstücke-führende Calcisphären – Packstones (Faziestyp 1i) eingeschaltet. Die typische Pläner-Mikrofazies setzt sich in der hangenden Brochterbeck-Formation vorerst fort und dominiert deren liegende Abfolge, das Ascheloh-Member. Diese Flaserkalkeinheit wird – bis in das Niveau des *primus*-Events – aufgebaut von Calcisphären – Wacke- bis Packstones (Faziestyp 3x) bzw. Calcisphären – Wackestones (Faziestypen 4x, 4i). Ausnahmen stellen dabei nur die markante Mergellage M 1a (teilweise Faziestyp 1x) sowie der feinkörnigere Profilabschnitt um den vermuteten Doppelmergel-Horizont (Faziestyp 7x) dar. Generell beherrschen ab dem M 1a-Mergel eher Wacke- bis Mudstones das Faziesbild (vgl. Faziestyp 4i um das Niveau des *arlesiensis* Beds). Erst an der Basis des *primus*-Events gewinnen grobere Sedimente wieder an Bedeutung. D. h. im Bereich zwischen *primus*-Event und MCE finden sich erneut vorwiegend fossilreiche (v. a. Inoceramenreste, Bioklasten) Packstones der Faziestypen 1x, 1i, 2 x und 2B. Die wiederholt zwischengeschlachteten, feineren Schichten mit Wacke- bzw. Mud- bis Wackestones (Faziestypen 4i, 5x, 5f, 7b) fallen dabei weniger ins Gewicht. Vom MCE bis ca. Profilmeter 35,50 m (Abb. 10) ist eine allmähliche Abnahme des Bioklasten- bzw. Inoceramenanteils zu beobachten, wohingegen der Foraminiferengehalt ab dem MCE merklich ansteigt. Oberhalb des MCEs bestimmen somit (Foraminiferen-führende) Calcisphären – Wackestones (Faziestypen 4x, 4f) die Mikrofazies und leiten den Übergang zum Hoppenstedt-Member (Cenoman-Kalk) ein. Erste Mudstones (Faziestyp 10m) finden sich etwa bei Profilmeter 45,90 m (Abb. 10), knapp im Liegenden des „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Events. Prinzipiell dominieren um dieses gesamte Ereignis – ungefähr von Profilmeter 45,90 m bis ca. 51,50 m (Abb. 10) – sehr feinkörnige Mudstones der Faziestypen 9f und 10m. Lediglich das „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Event selbst bildet eine Ausnahme und liefert relativ fossilhaltige (Inoceramenreste, Foraminiferen) Calcisphären – Wackestones (Faziestyp 4x, 4if). Von Profilmeter 51,50 m bis etwa 61,20 m (Abb. 10) ist – das *Pycnodonte*-Event (Foraminiferen-führender Calcisphären – Packstone bzw. Bioklasten-führender Calcisphären – Pack- bis Wackestone, Faziestypen 1f, 3b) umrahmend – eine kurzfristige Zunahme bzgl. Komponentenanzahl sowie -größe zu verzeichnen. Daraus resultierend finden sich in diesem Profilbereich überwiegend Inoceramenbruchstücke- und/oder Foraminiferen-führende Calcisphären – Wacke- und Wacke- bis Packstones (Faziestypen 4x, 4f, 4if, 3if, 3b, z. T. 5f). Im Anschluss (Abb. 10: ca. Profilmeter 61,20 m bis 67,50 m) folgen wiederum fossilarme Mudstones (Faziestypen 9x, 9m, 10c, 10m), die ein weiteres Mal (Abb. 10: Profilmeter 68,50 m bis ca. 73,80 m) durch etwas gröbere Faziesseinheiten abgelöst werden. Bei letzteren handelt es sich in erster Linie um Foraminiferen- und/oder Inoceramenbruchstücke-führende Calcisphären – Mud- bis Wackestones (Faziestypen 7f, 7b, 7bf) bzw. im Bereich des *Inoceramus pictus* II-Events v. a. um Calcisphären – Wackestones des Faziestyps 4x. Bereits leicht unterhalb des Fazieswechsels ist ein weiterer mikrofazieller Umschwung erkennbar. Ungefähr ab Profilmeter 77,50 m (Abb. 10) bis zum hangenden Profilende in der *Watinoceras (coloradoense?)*-Zone beherrschen erneut Mudstones (Faziestypen 10f, 10m) das Faziesbild.

Das bearbeitete Profil zeigt sehr deutlich die allgemeine, über das gesamte Cenoman stattfindende fining-upward Tendenz, die im ganzen norddeutschen Raum nachvollziehbar ist (WILMSEN et al., 2005). Dabei stehen die beobachteten mikrofaziellen Veränderungen im Einklang mit den lithofaziellen Trends. Generell entwickeln sich aus grobkörnigeren, fossilreicheren Einheiten des Untercenomans (Wacke- oder Packstones) im Verlauf des Mittel- bzw. Obercenomans zunehmend feinere, letztlich nahezu fossilleere Sedimente (teilweise Wackestones mit geringem Fossilgehalt, Mud- bis Wackestones und Mudstones). Dass dieser Prozess jedoch nicht vollkommen linear abläuft, sondern einigen Schwankungen wie auch regressiven Einflüssen unterliegt, demonstrieren die Profilbereiche um die Bioevents sowie v. a. der hangendste Profilabschnitt (etwa ab dem „*Inoceramus*“ *atlanticus*-Event).

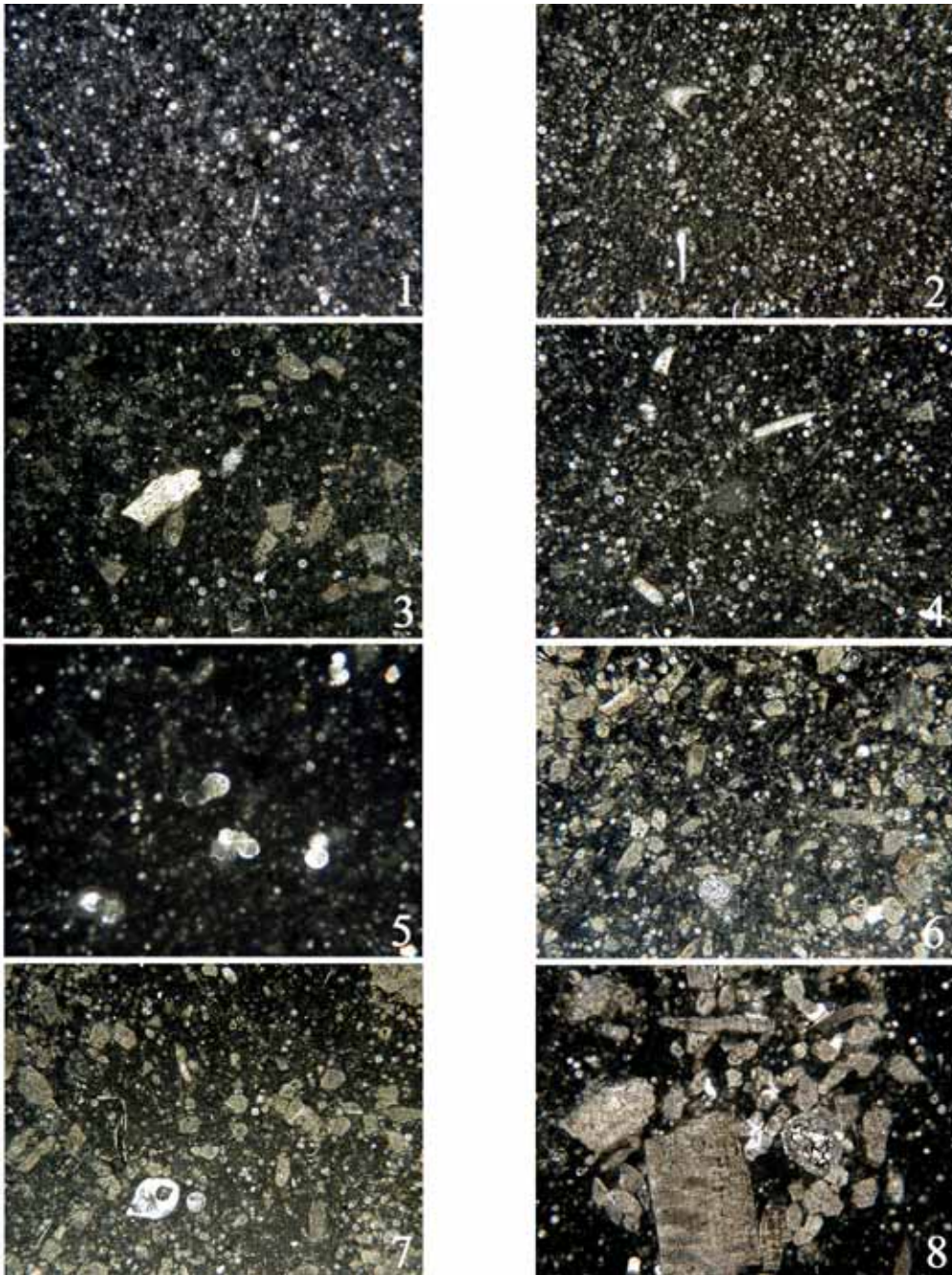


Abb. 16: Bildbreite 2,50 mm. **Fig. 1:** Proben-/Dünnschliffnr. M 2; *Calcisphären – Packstone* (Faziestyp 1x). **Fig. 2:** Proben-/Dünnschliffnr. X 1; *Calcisphären – Packstone* (Faziestyp 1x). **Fig. 3:** Proben-/Dünnschliffnr. M 8; *Calcisphären – Packstone, Inoceramenbruchstücke-führend* (Faziestyp 1i). **Fig. 4:** Proben-/Dünnschliffnr. M 8; *Calcisphären – Packstone, Inoceramenbruchstücke-führend* (Faziestyp 1i). **Fig. 5:** Proben-/Dünnschliffnr. A 10; *Calcisphären – Packstone, Foraminiferen-führend* (Faziestyp 1f). **Fig. 6:** Proben-/Dünnschliffnr. M 7; *Inoceramenprismen – Calcisphären – Packstone* (Faziestyp 2x). **Fig. 7:** Proben-/Dünnschliffnr. M 7; *Inoceramenprismen – Calcisphären – Packstone* (Faziestyp 2x). **Fig. 8:** Proben-/Dünnschliffnr. M 5; *Bio-klasten – Inoceramenprismen – Calcisphären – Packstone* (Faziestyp 2B).

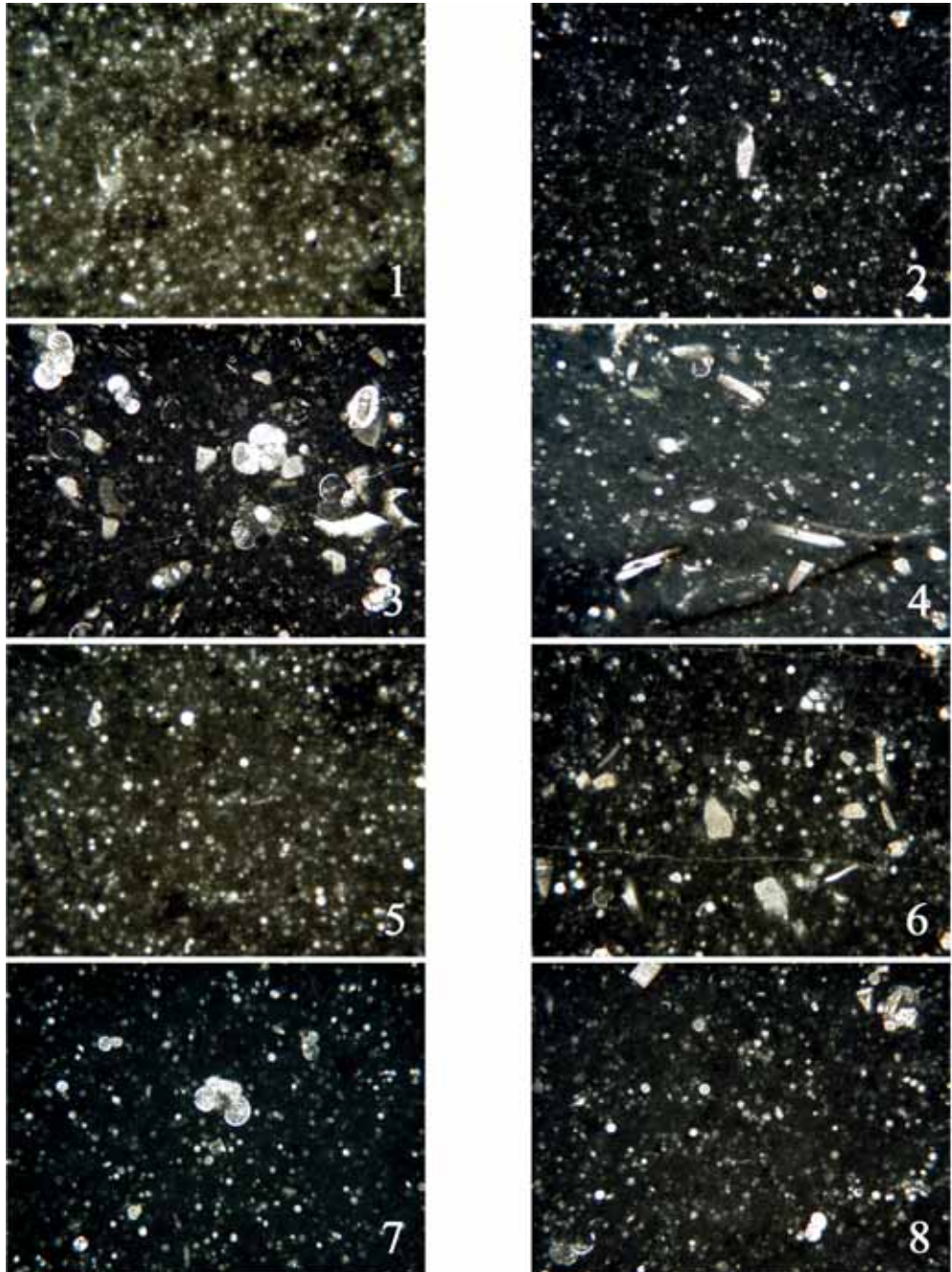


Abb. 17: Bildbreite 2,50 mm. **Fig. 1:** Proben-/Dünnschliffnr. F 3; *Calcisphären – Wacke- bis Packstone* (Faziestyp 3x). **Fig. 2:** Proben-/Dünnschliffnr. F 17; *Calcisphären – Wacke- bis Packstone* (Faziestyp 3x). **Fig. 3:** Proben-/Dünnschliffnr. N 6; *Calcisphären – Wacke- bis Packstone, Inoceramenbruchstücke- und Foraminiferen-führend* (Faziestyp 3if). **Fig. 4:** Proben-/Dünnschliffnr. N 1; *Calcisphären – Wacke- bis Packstone, Bioklasten-führend* (Faziestyp 3b). **Fig. 5:** Proben-/Dünnschliffnr. F 6e; *Calcisphären – Wackestone* (Faziestyp 4x). **Fig. 6:** Proben-/Dünnschliffnr. F 8; *Calcisphären – Wackestone, Inoceramenbruchstücke-führend* (Faziestyp 4i). **Fig. 7:** Proben-/Dünnschliffnr. X 26; *Calcisphären – Wackestone, Foraminiferen-führend* [v. a. planktonische] (Faziestyp 4f). **Fig. 8:** Proben-/ Dünnschliffnr. X 28; *Calcisphären – Wackestone, Inoceramenbruchstücke- und Foraminiferen-führend* (Faziestyp 4if).

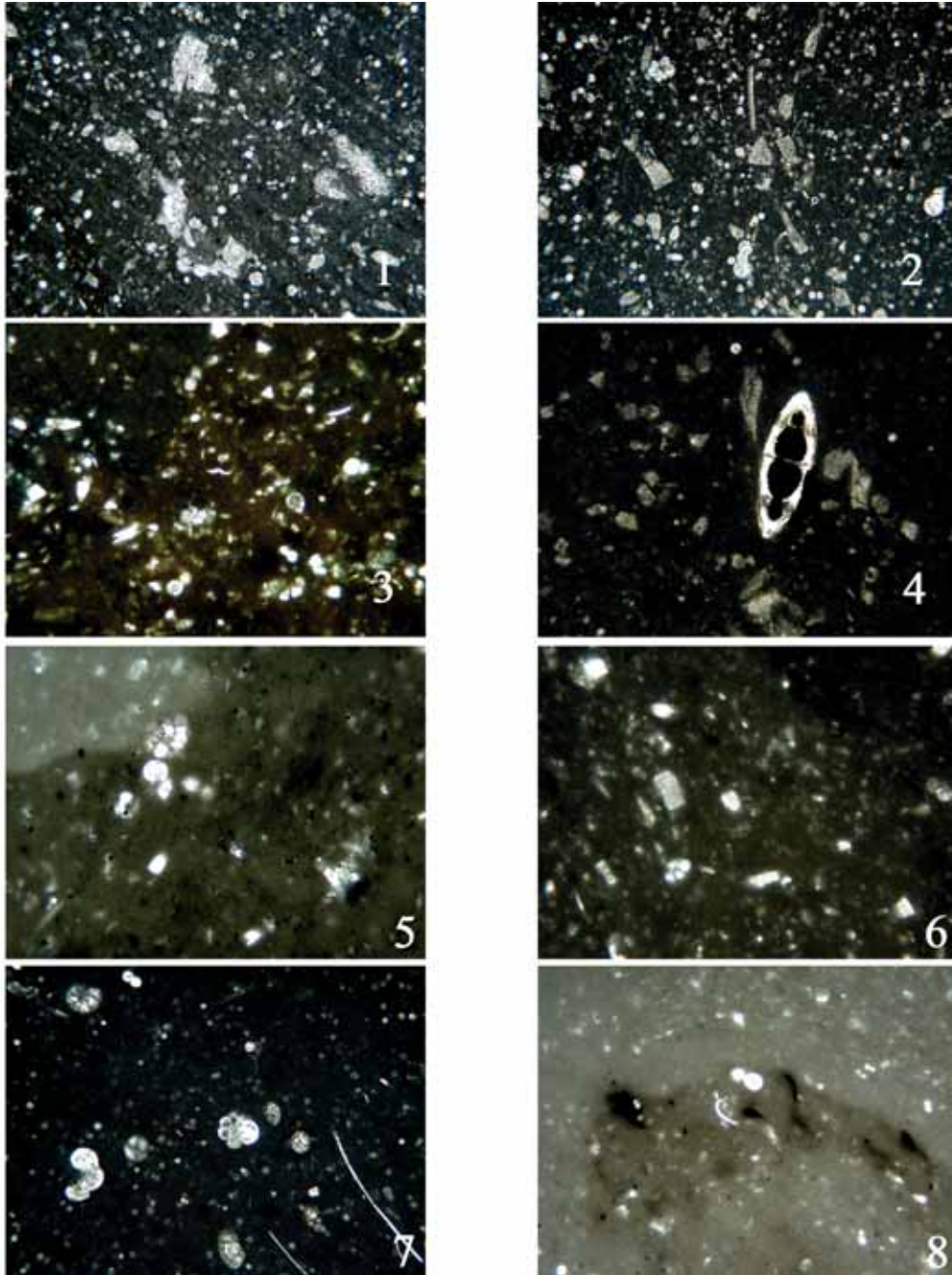


Abb. 18: Bildbreite 2,50 mm. **Fig. 1:** Proben-/Dünnschliffnr. X 11; *Inoceramenprismen* – *Calcisphären* – *Wackestone* (Faziestyp 5x). **Fig. 2:** Proben-/Dünnschliffnr. X 6; *Inoceramenprismen* – *Calcisphären* – *Wackestone*, *Foraminiferen*-führend [v. a. planktonische] (Faziestyp 5f). **Fig. 3:** Proben-/Dünnschliffnr. FW 6; *Calcisphären* – *Inoceramenprismen* – *Foraminiferen* – *Wackestone* (Faziestyp 6x). **Fig. 4:** Proben-/Dünnschliffnr. R 0; *Calcisphären* – *Mud- bis Wackestone*, *Inoceramenbruchstücke*-führend (Faziestyp 7i), mit benthischer, kalkschaliger *Foraminifere*. **Fig. 5:** Proben-/Dünnschliffnr. N 26; *Calcisphären* – *Mud- bis Wackestone*, *Foraminiferen*-führend (Faziestyp 7f). **Fig. 6:** Proben-/Dünnschliffnr. A 8; *Calcisphären* – *Mud- bis Wackestone*, *Foraminiferen*- und *Bioklasten*-führend (Faziestyp 7fb). **Fig. 7:** Proben-/Dünnschliffnr. N 13; *Foraminiferen* (v. a. benthische) – *Calcisphären* – *Mud- bis Wackestone* (Faziestyp 8x), mit *Bioklasten*. **Fig. 8:** Proben-/Dünnschliffnr. N 18; *Calcisphären* – *Mudstone*, *mikrobioklastisch* (Faziestyp 9m).

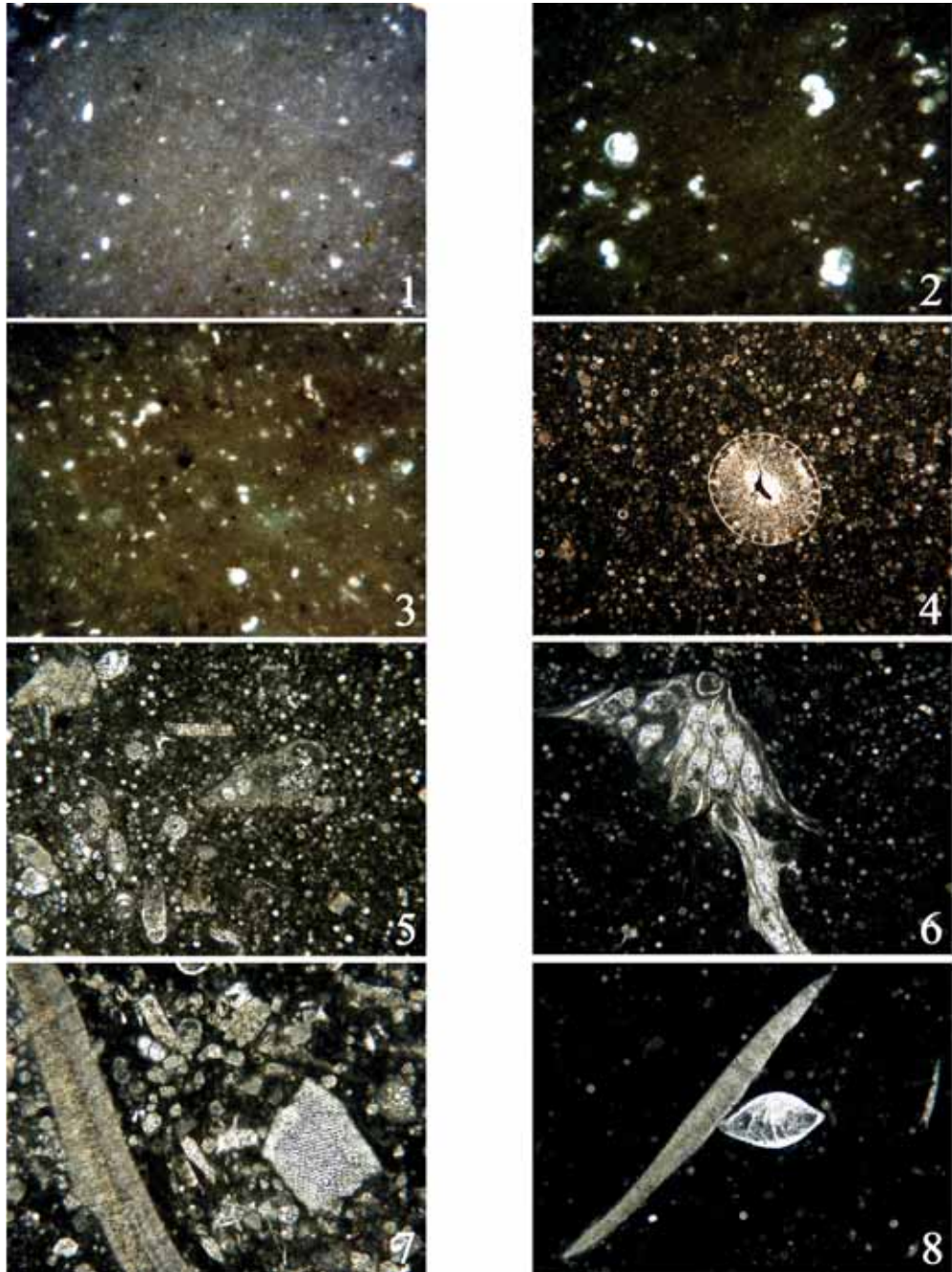


Abb. 19: Bildbreite 2,50 mm. **Fig. 1:** Proben-/Dünnschliffnr. N 22; *Mudstone*, *Calcisphären*-führend (Faziestyp 10c). **Fig. 2:** Proben-/Dünnschliffnr. FW 5; *Mudstone*, *Foraminiferen*-führend [v. a. planktonische] (Faziestyp 10f). **Fig. 3:** Proben-/Dünnschliffnr. FW 2; *Mudstone*, *mikrobioklastisch* (Faziestyp 10m). **Fig. 4:** Proben-/Dünnschliffnr. M 10; Seeigelstachel im Querschnitt, *Calcisphären* – *Packstone* (Faziestyp 1x). **Fig. 5:** Proben-/Dünnschliffnr. M 12; Vorwiegend benthische *Foraminiferen*, z. T. agglutinierende Formen, Seeigelstachel im Querschnitt (etwas links unterhalb der Bildmitte), *Inoceramenprismen* bzw. *Bioklasten*, *Calcisphären* – *Packstone*, *Inoceramenbruchstücke*-führend (Faziestyp 1i). **Fig. 6:** Proben-/Dünnschliffnr. M 14; *Bryozoenkolonie*, *Calcisphären* – *Wacke- bis Packstone* (Faziestyp 3x). **Fig. 7:** Proben-/Dünnschliffnr. R 2; *Echinodermenschalenbruchstück* (rechts unterhalb der Bildmitte), *Schalenfragment* (*Bioklast*; linke Bildhälfte), *Inoceramenprismen*, zahlreiche, v. a. benthische *Foraminiferen* (z. T. agglutinierende Formen), *Inoceramenprismen* – *Calcisphären* – *Wackestone*, *Foraminiferen*-führend (Faziestyp 5f). **Fig. 8:** Proben-/Dünnschliffnr. X 18; *Lenticulina* sp. und *Echinodermenfragment* (vermutlich), *Calcisphären* – *Wackestone*, *Inoceramenbruchstücke*- und *Foraminiferen*-führend (Faziestyp 4if).

2.5 Magnetische Suszeptibilität

Als magnetische Suszeptibilität wird die Magnetisierbarkeit von Materie durch den Einfluss eines externen, temporären Magnetfelds bezeichnet. Bei Gesteinen hängt diese Fähigkeit zur Magnetisierung von den gesteinsbildenden Mineralkomponenten ab. Da die verschiedenen Minerale wiederum aus unterschiedlichen Elementen bestehen, ist weiterhin deren atomarer Aufbau ausschlaggebend für die magnetische Suszeptibilität. In der Modellvorstellung besitzt jedes Atom einen positiv geladenen Atomkern, der von negativ geladenen, sich auf Schalenebenen bewegenden Elektronenwolken (Orbitale) umgeben wird. Impliziert durch die Orbitalbewegung und den axialen Spin bzw. eine Kombination aus beidem, verfügt jedes Elektron über ein magnetisches Moment. Somit gilt jedes aus Atomen oder Ionen aufgebaute Material – und damit jedes Mineral sowie jedes Gestein – oberhalb des absoluten Nullpunktes von 0 K als magnetisierbar. Es sind dabei dia-, para- und ferromagnetische Eigenschaften zu unterscheiden, welche auf der jeweiligen Elektronenkonfiguration, d. h. auf der Besetzung der verschiedenen Schalen bzw. Orbitale mit Elektronen, basieren (DE WALL & NIEBUHR, 2005).

Die magnetische Suszeptibilität (κ) stellt demnach eine dimensionslose Materialkonstante dar, die sich in dia- oder paramagnetischen Materialien proportional zum angelegten Feld (H) auf die Magnetisierung (M) auswirkt: $M = \kappa \times H$. Ermittelte Messwerte ermöglichen die Zuordnung der analysierten Substanz in eine der drei o. g. Magnetisierbarkeitstypen. Unter geowissenschaftlichen Gesichtspunkten verweisen Gesteine mit negativen SI-Werten auf vorwiegend diamagnetische Charakteristika der am Aufbau beteiligten Komponenten – d. h., das Gestein besteht zumindest zum größten Teil aus diamagnetischen Mineralen. Desweiteren bedeuten niedrige positive Suszeptibilitätswerte einen dominierenden Anteil an Mineralen mit paramagnetischen Eigenschaften. Hohe positive SI-Werte signalisieren hingegen einen Hauptmineralbestand mit ferromagnetischen Merkmalen.

Die Messung der magnetischen Suszeptibilität über einen Profilverlauf liefert also Informationen über die mineralische Zusammensetzung der einzelnen Schichtglieder bzw. ermöglicht darüber hinaus Aussagen über chronologische Änderungen und Variationen im Mineralbestand der Abfolge. In Sedimentgesteinen – wie dem bearbeiteten Profil – wird der Mineralgehalt v. a. durch den Materialeintrag aus dem Liefergebiet gesteuert. Einen weiteren Einflussfaktor können authigen gebildete, mineralische Komponenten darstellen.

Die magnetischen Suszeptibilitätswerte im Steinbruch MIAMI bewegen sich zwischen $0,011 \times 10^{-3}$ SI und $0,049 \times 10^{-3}$ SI (Abb. 20). Im DIMAC-Steinbruch zeigen sich bis ans Top der Brochterbeck-Formation ähnliche Messwerte. Innerhalb dieses Abschnitts beträgt der niedrigste Wert $0,00 \times 10^{-3}$ SI, der höchste liegt bei $0,053 \times 10^{-3}$ SI (Abb. 20). Oberhalb der Faziesgrenze nehmen die Suszeptibilitätswerte stark zu und schwanken zwischen $0,045 \times 10^{-3}$ SI und $0,201 \times 10^{-3}$ SI (Abb. 20). Ferromagnetisches Verhalten ist aufgrund der niedrigen Messwerte auszuschließen. Evtl. überlagern sich para- und diamagnetische Eigenschaften, wobei aber ein schwach paramagnetischer Charakter dominiert. Im Gesamtkurvenverlauf von der Herbram- bis zur Brochterbeck-Formation sind die vergleichsweise hohen Suszeptibilitätswerte im Unter Cenoman (Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh) deutlich nachvollziehbar (Abb. 20). Zurückzuführen ist dies auf den höheren Mergelanteil und den dadurch implizierten, größeren terrestrischen Einfluss in den Sedimenten. Mit dem Fortschreiten der cenomanen Transgression überwiegt immer mehr die marine Prägnung des Ablagerungsraums, was sich sowohl in den zunehmend feineren bis mikritischen, wohldefinierten Kalkbänken, als auch im allgemein steigenden Karbonatgehalt ausdrückt. Im Mittel- und Obercenoman zeigt die magnetischen Suszeptibilität einen generellen Trend hin zu niedrigeren Werten (Abb. 20 oben: Steinbruch DIMAC). Erst mit dem Fazieswechsel, an der Cenoman/Turon-Grenze, steigen die Messwerte rapide an (Abb. 20). Als Ursache dafür sind in erster Linie die komplett veränderten Umwelt- und Sedimentationsbedingungen anzuführen.

Die verschiedenen Bioevents im Profil scheinen ebenfalls an der Suszeptibilitätskurve ablesbar zu sein. Oftmals äußern sich die Events in positiven Kurvenexkursionen (vgl. hohe, variierende Messwerte im Bereich vom *primus*-Event bis zum MCE) bzw. kurzfristigen, positiven Peaks (Abb. 20: z. B. Profilmeter ca. 2,00 m bis ca. 3,50 m in MIAMI: „*Inoceramus*“ *crippsi*-Event; Profilmeter ca. 54,00 m in DIMAC: *Pycnodonte*-Event; Profilmeter ca. 68,50 m bis ca. 71,50 m in DIMAC: *Inoceramus pictus* II-Event). Vermutlich basieren diese erhöhten Werte auf Verwitterungserscheinungen. Häufig finden sich in den Profilschnitten um diese Bioereignisse vermehrt eisenoxidumkrustete Konkretionen („Rostflecke“), bei denen es sich vornehmlich um stark verwitterte organische Komponenten handelt (v. a. Schwammreste). Außerdem treten im Bereich der Events nicht selten Verwitterungsbeläge auf dem anstehenden Gestein auf. Meist zeigen diese eine rötliche bis bräunliche Färbung, was einen gewissen Eisengehalt impliziert. Desweiteren sind gewöhnlich auch markante Mergelhorizonte in die Events einbezogen, die prinzipiell eine erhöhte Suszeptibilitätssignatur aufweisen.

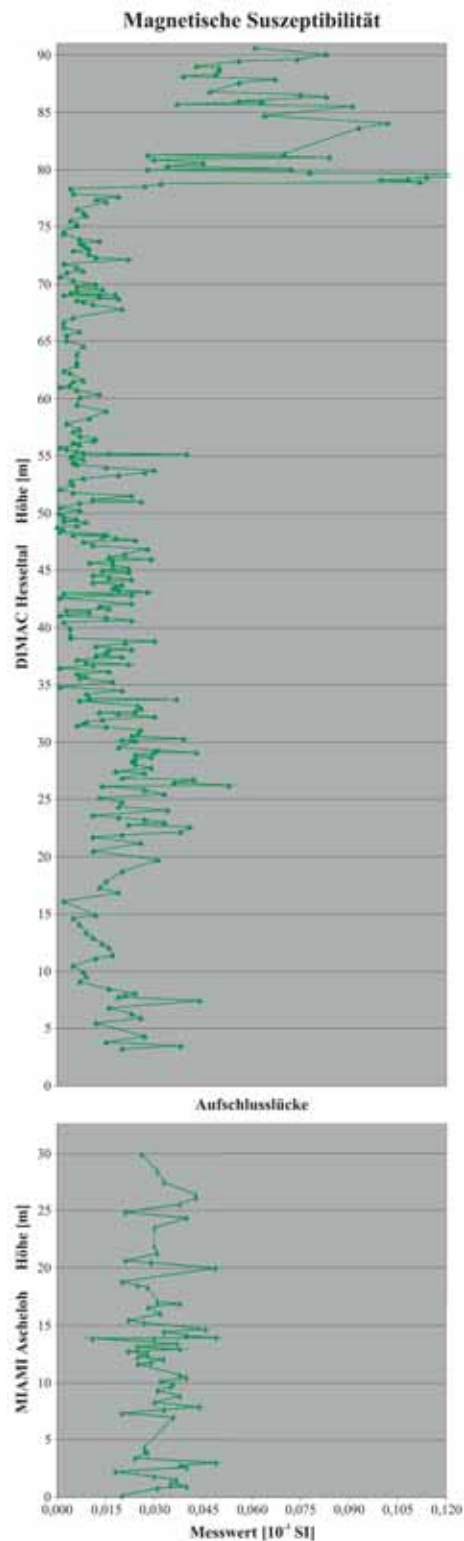


Abb. 20: Magnetische Suszeptibilität des Cenomans bis untersten Unterturons im Gesamtprofil (oben: Steinbruch DIMAC, Hesselstal, Halle-Hesseln; unten: Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh).

Aus dem Kurvenverlauf der magnetischen Suszeptibilität lassen sich klare Entwicklungstendenzen sowie spezielle Ereignisse oder Events ableiten. Insgesamt unterstreicht bzw. präzisiert die magnetische Suszeptibilität die lithologischen Beobachtungen. Sie eignet sich deshalb bestens als einfache und ergänzende Methode zur unterstützenden Profilkartierung, stellt jedoch keine ersetzende Alternative zur visuellen Aufnahme dar.

2.6 Isotopenanalyse

Der beprobte Profilabschnitt (Profilmeter 7,60 m bis 32,85 m) reicht von der Sequenzgrenze SB Ce III an der Basis des markanten Mergelhorizonts M Ia/MEYER (1990) Bed 901 über das *primus*-Event bis knapp ins Hangende des Mid-Cenomanian Events (MCE) (Abb. 21). Die Karbonatpulverproben wurden an einer Kiel III Karbonat-Präparationsschiene aufbereitet, indem sie bei einer Temperatur von 75°C mit 100%-iger Phosphorsäure ($\rho > 1,9 \text{ g/cm}^3$; WATCHER & HAYES, 1985) versetzt wurden. Die anschließenden Isotopenmessungen erfolgten an einem ThermoFinnigan 252 Massenspektrometer. Alle Messwerte sind in der Einheit Promille [‰] relativ zum V-PDB (Vienna-Pee Dee Belemnite) Standard angegeben. Die analytische Genauigkeit und die Reproduzierbarkeit der Messergebnisse sind durch wiederholte Messreihen mit Laborstandards überprüft und gewährleistet. Die Standardabweichung (1σ) beträgt weniger als 0,05 für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bzw. 0,06 für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte.

Stabile Kohlenstoffisotope ($\delta^{13}\text{C}$)

Die Kohlenstoffisotopenkurve beginnt im obersten Untercentoman mit eher niedrigen Werten (unter 2,10‰ vs. V-PDB), welche relativ konstant im Bereich von etwa 0,20‰ streuen. Für die stratigraphische Auswertung erscheinen die aus diesen minimalen Schwankungen resultierenden, kleineren positiven und negativen Exkursionen vernachlässigbar, zumal sie in vergleichbaren Profilabschnitten anderer Lokalitäten des nordwesteuropäischen Raums nicht reproduzierbar sind (WILMSEN, 2007). Auffälligkeiten in der Isotopensignatur dieses Profilbereiches sind einzig aus dem Niveau um den Mergelhorizont M Ia bzw. MEYER (1990) Bed 901 beschrieben. Nach einem prominenten positiven Peak, den M Ia liefert, fallen die Isotopenwerte um 0,30‰ bis 0,40‰ (WILMSEN, 2007) bis hin zu einem absoluten Minimum, das die Unter-/Mittelcenoman-Wende markiert. Im bearbeiteten Profil (Steinbruch DIMAC) lassen sich diese Aussagen nur teilweise belegen, da die Isotopenkurve erst auf Höhe der Mergellage M Ia/MEYER (1990) Bed 901 einsetzt. Nachvollziehbar ist jedoch, dass der erste Messwert von 2,13‰ vs. V-PDB deutlich höher ist als die unmittelbar nachfolgenden und somit von einem markanten positiven Gipfelwert – etwas stratigraphisch unterhalb – herrühren könnte. Die anschließende negative Kurvenexkursion korrespondiert mit den o. g. Beobachtungen von WILMSEN (2007). Dieser Einbruch der Isotopenwerte erreicht im Unter-/Mittelcenoman-Grenzbereich schließlich seinen Tiefstwert von 1,83‰ vs. V-PDB. Dieses Minimum bei Profilmeter 14,00 m im DIMAC-Profil (vgl. Couplet B36 Southerham, M Ia Baddeckenstedt) entspricht nach WILMSEN (2007) somit dem LMCE-Ereignis (Lower-Middle Cenomanian boundary isotope Event) direkt unterhalb der Unter-/Mittelcenoman-Grenze in Nordwest-Europa. Nachfolgend zeigt der Kurvenverlauf einen schrittweisen Anstieg der Isotopenwerte um ca. 0,80‰ bis zum Profilmeter 27,00 m (2,71‰ vs. V-PDB). Dieser Abschnitt korreliert mit der positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursion im tiefen Mittelcenoman bis zum *primus*-Event (*Cunningtoniceras inermis*- bis tiefe *Acanthoceras rhotomagensis*-Zone), welches im prominenten Mergel bei Profilmeter 26,15 m bis 26,30 m vorliegt. Bereits im Liegenden dieses Ereignisses (ca. bei Profilmeter 19,00 m bis 21,50 m) ist ein untergeordneter, doppelgipfelter Peak zwischengeschaltet, der dem Bereich des überregionalen Leithorizonts des *Lyropecten arlesiensis*-Events entsprechen dürfte (GALE, 1995, WILMSEN, 2007). Als möglicher Kandidat für diesen Marker ist die Mergellage bei 19,55 m in Betracht zu ziehen. Somit findet sich der in der Literatur (WILMSEN & NIEBUHR, 2002, WILMSEN, 2007) beschriebene, charakteristische Doppelpeak zum *primus*-Event bzw. *arlesiensis* Bed (MCE 1a und MCE 1b) auch im DIMAC-Profil unverkennbar wieder. Im vergleichenden Transsekt durch Nordwest-Europa erstrecken sich die Peaks des MCE 1a und MCE 1b über einen Profilbereich zwischen den Couplets B41 bis C3 (GALE, 1995, WILMSEN, 2007). Eine weitere, relativ undeutliche, negative $\delta^{13}\text{C}$ -Spitze unterhalb der *arlesiensis* Schicht kennzeichnet evtl. den sog. Doppelmergel. Bei diesem handelt es sich um einen weniger auffälligen Mergelhorizont mit eingeschalter, oft knolliger Kalkbank von geringerem Leitwert. Tendenziell sinken die Isotopenwerte im Hangenden des *primus*-Events – abgesehen von stratigraphisch nicht verwertbaren, kleinen Maxima – leicht ab, d. h. sie bewegen sich im Durchschnitt um ca. 2,60‰ vs. V-PDB. Das Mid-Cenomanian Event (MCE) sensu ERNST et al. (1983) äußert sich durch bioklastische Kalke knapp unterhalb von Profilmeter 32,00 m. Es ist assoziiert mit erneut recht hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (2,71‰ vs. V-PDB).

Stabile Sauerstoffisotope ($\delta^{18}\text{O}$)

Generell zeigen Sauerstoffisotopenkurven keine derart klaren Trends an wie dies bei den Kohlenstoffisotopen der Fall ist, da die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte prinzipiell einem stärkeren diagenetischen Einfluss unterliegen bzw. überprägt sind. Aufgrund der damit zusammenhängenden, hohen Fluktuationsraten sowie der extremen Gebundenheit an die Lokalität sind die Sauerstoffisotopenkurven vergleichbarer Profile zu Korrelationszwecken in der Regel wenig geeignet. Im DIMAC-Profil variieren die $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte zwischen -3,57‰ und -2,29‰ vs. V-PDB. Allgemein lässt sich ein schwacher Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vom Kurvenbeginn bei M Ia bis in den Bereich der Unter-/Mittelcenoman-Wende nachvollziehen. Diesem scheint eine Entwicklung

Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln

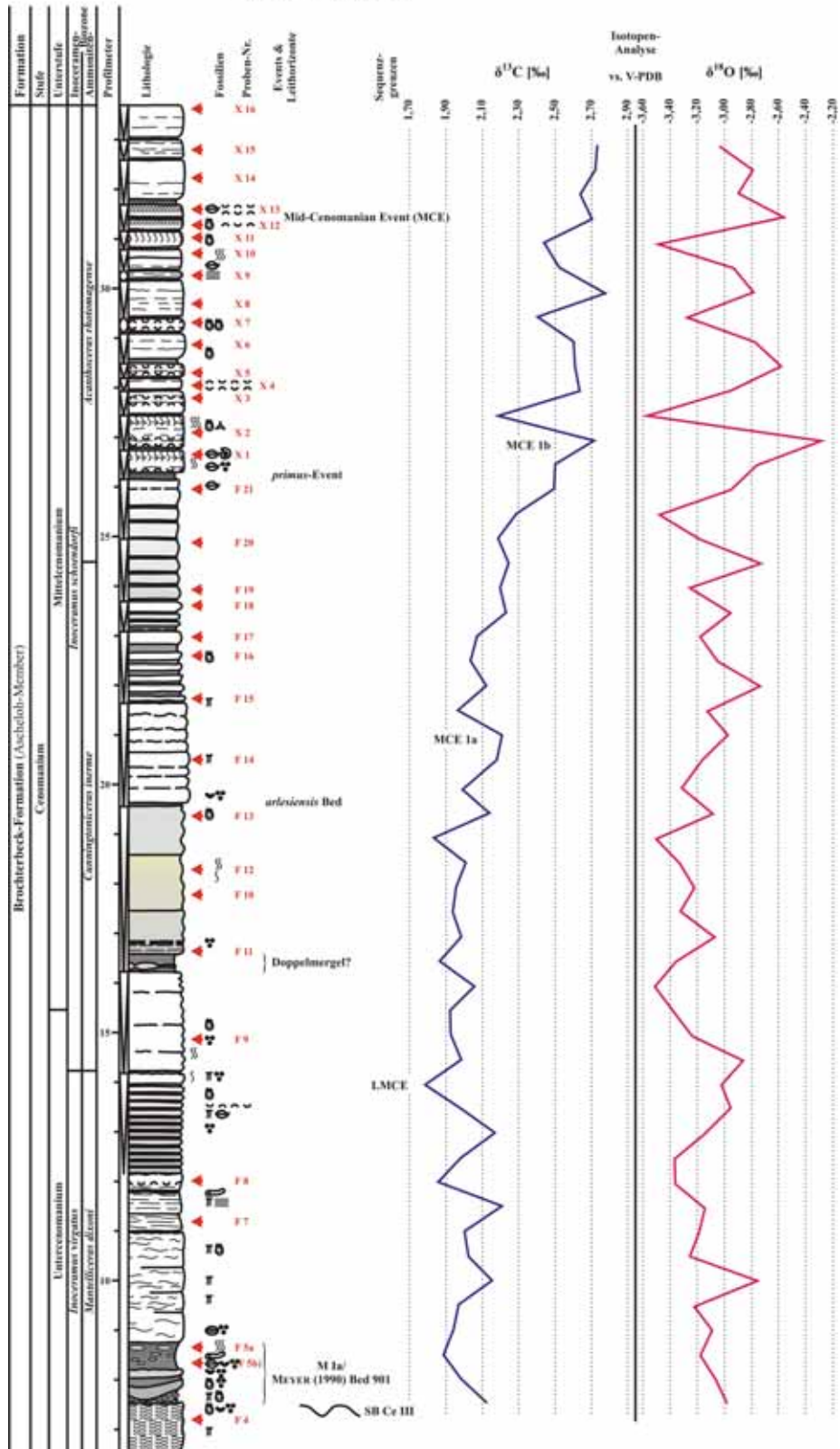


Abb. 21: Isotopenkurve der $\delta^{13}\text{C}$ -Messwerte (blau) bzw. $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte (rot): Profilabschnitt M 1a bis knapp oberhalb des MCEs im Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln.

hin zu ansteigenden Isotopenwerten zu folgen, die im *primus*-Event schließlich ihren absoluten Höhepunkt findet. Der ausgeprägte, positive Peak, der dieses Ereignis markiert, korrespondiert mit dem entsprechenden Spitzenwert der Kohlenstoffisotopenkurve. Selbiges gilt ebenfalls für die MCE-Spitze (-2,56‰ vs. V-PDB) sowie für alle übrigen Maxima und Minima und bezieht sich weiterhin auch auf das Intensitätsverhältnis.

2.7 Rutschungen

Ein bereits bekanntes und weitgehend erforschtes Phänomen sind die im Arbeitsgebiet (Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln) auftretenden, chaotischen Rutschungslagen turonen Alters. Untersuchungen von VOIGT (1962, 1970) und VOIGT & KOCH (1977) interpretieren diese sog. submarinen Großgleitungen dahingehend, dass ihre Ursache in den intensiven Gebirgsbildungsvorgängen – d. h. in den Hebungs- und Aufrichtungsprozessen – im Bereich des Teutoburger Waldes zu sehen ist. In Verbindung mit Überschiebungseignissen und der beginnenden Aufrichtung des heutigen Mittelgebirges fanden große Massenbewegungen statt, die untermeerisch zu großmaßstäblichen Slumps bzw. Schuttströmen (debris flows) führten. Frisch abgelagertes Material und teilweise schon verfestigte Sedimente wurden zusammen aufgearbeitet und ergossen sich in weiten Schuttströmen über das Relief.

Im Zuge der Profilaufnahme wurde im Steinbruch MIAMI ein weiterer Rutschungshorizont (Abb. 22) festgestellt, dessen Genese zu diskutieren ist. Ebenso treten im basalen Niveau des DIMAC-Steinbruchs wiederholt extrem bioturbirte, markante Mergellagen („Lebensspurbänke“) auf, deren starke laterale Mächtigkeitsschwankungen im möglichen Zusammenhang mit Rutschungseignissen hinterfragt werden müssen.

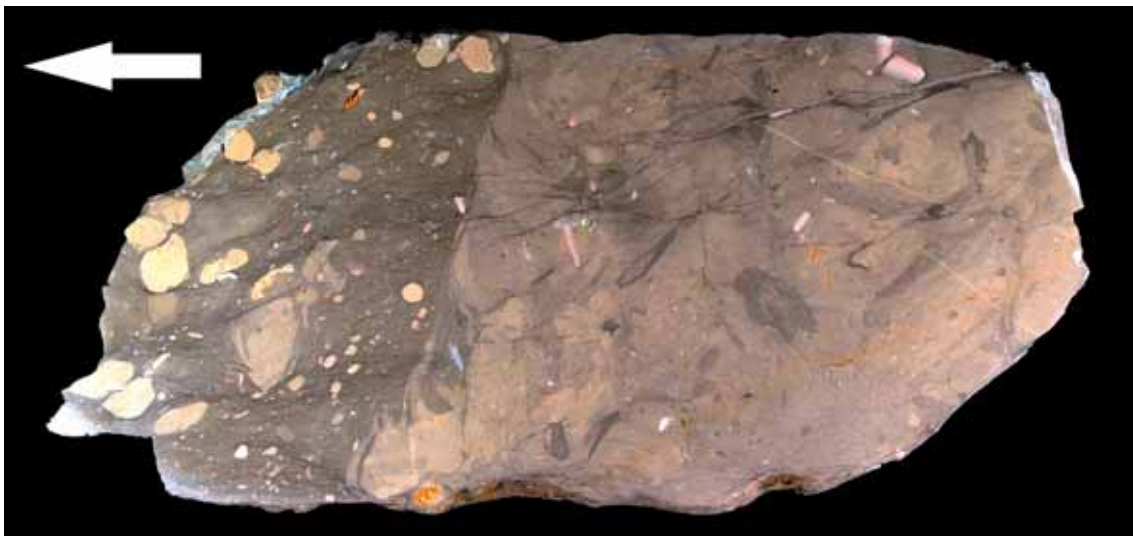


Abb. 22: Faziestück aus dem Rutschungshorizont (*Mantelliceras dixonii*-Zone) im aufgelassenen Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh. Abbildung im Maßstab 1 : 2. Es sind zwei unterschiedliche Zonen (hell- und dunkelgrau) erkennbar, die beide ein chaotisches Interngefüge aufweisen. In der Flaserkalkrutschmasse (ca. 2,00 m mächtig) schwimmen einzelne Gerölle (hell, gelblich) und Inoceramenprismen. Lokalität: Aufgelassener MIAMI-Steinbruch, Halle-Ascheloh: Kurzer Profilabschnitt (ca. 3,50 m bis 4,00 m mächtig), knapp unterhalb des östlichen Zugangs zum Steinbruch (oberster/nördlicher Bereich der Ostwand). Der Pfeil zeigt in Richtung Hangendes. – Bild: Hildegard Schöning (2008).

2.7.1 Rutschung im aufgelassenen Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh

Die Rutschung im Steinbruch MIAMI ist an der Ostwand, unweit des oberen Zugangs zu finden. Beim Verlassen des Steinbruchs auf diesem Weg, steht rechter Hand, kurz vor dem Ausgang, eine ca. 3,50 m bis 4,00 m hohe Wand an. Auf den ersten Blick ist der angewitterte, eher schlechte Aufschluss recht unscheinbar. Bei eingehenderer Betrachtung wird schnell deutlich, dass es sich um eine etwa 2,00 m mächtige Rutschmasse handelt, die sich aus dem Hangenden in die unter flachem Winkel (ca. 10° bis 20°) nach Südosten einfallende Abfolge einschneidet. Die insgesamt mangelhafte Aufschlussqualität (größflä-

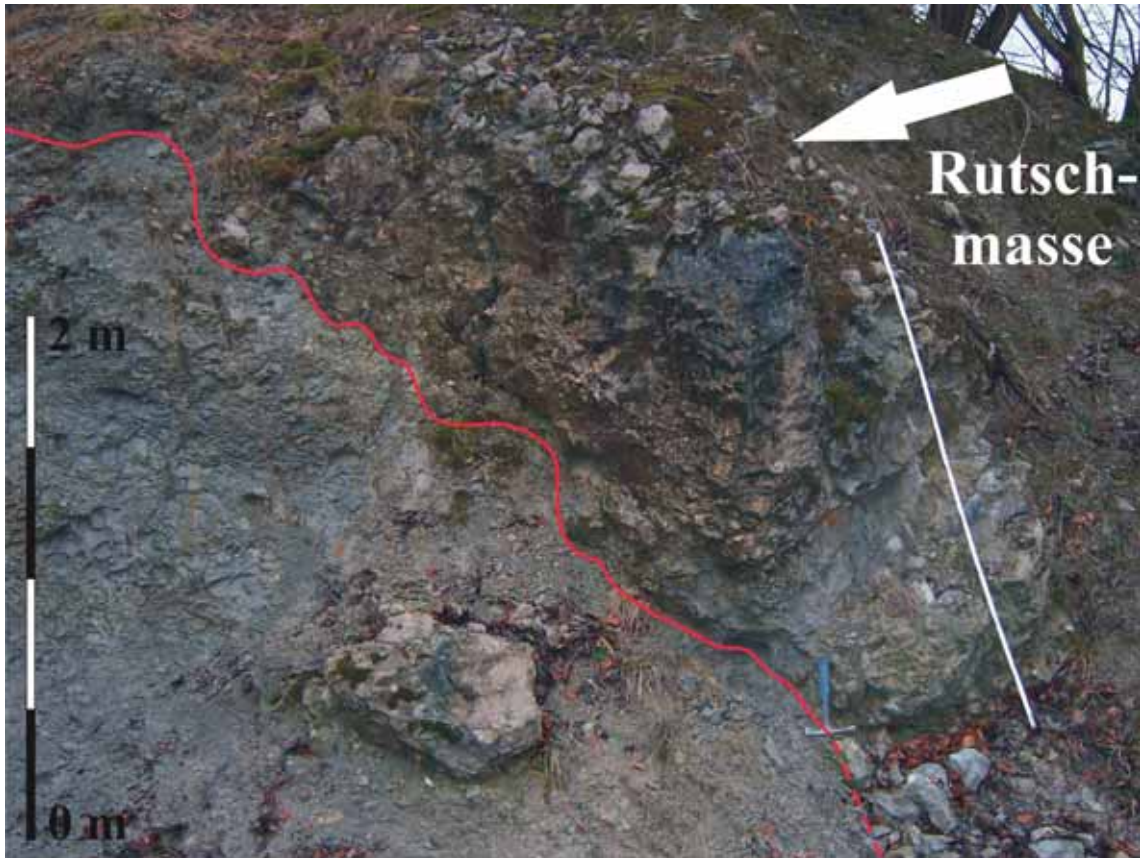


Abb. 23: Oben rechts: Zungenförmige Rutschmasse (ca. 2,00 m mächtig) im Steinbruch MIAMI, Halle-Aschelo. Linker Bildabschnitt (unten): Flach nach Südosten einfallende Schichtenfolge. – Bild: Markus Wilmsen (2008).

chiger Bewuchs, Schuttüberdeckung) sowie in ihrem Verlauf bzw. in ihrer Auswirkung nicht klar nachvollziehbare Störungszonen machen eine genauere stratigraphische Zuordnung dieses kurzen Profilabschnitts unmöglich.

Erkennbar sind zwei unterschiedliche Schichtglieder (Abb. 22, 23), wobei die Kontaktzone zwischen diesen beiden Einheiten sehr unregelmäßig ausgebildet ist und teilweise Harnischstrukturen aufweist. Das Unterlager (Dünnschliffe R 0, R 1: Inoceramenbruchstücke-führende Calcisphären – Mud- bis Wackestones, Faziestyp 7i) ist als relativ monotones, fein geschichtetes, mergeliges bis kalkmergeliges Sediment anzusprechen. Es zeigt einen nicht unwesentlichen Fossilgehalt, der von Inoceramen der *virgatus*-Gruppe dominiert wird. Der überlagernde Rutschungshorizont (Dünnschliff R 2: Bioklasten – Inoceramenprismen – Calcisphären – Wackestone, Faziestyp 5B) macht einen sehr chaotischen Eindruck. Jedoch lässt sich von der Basis zum Top eine leichte Gradierung nachvollziehen. Das Gestein besteht vorwiegend aus einer mittelgrauen Flaserkalkmatrix, in der völlig irregulär hellgraue bis beige, gerundete Lithoklasten (Flaserkalkgerölle) und Bioklasten – insbesondere Inoceramenbruchstücke – schwimmen (Abb. 22). Die Gerölle haben einen Durchmesser von bis zu 3,00 cm (Abb. 22, 24). Die Inoceramenklasten weisen eine durchschnittliche Länge von ca. 1,50 cm bis 2,00 cm auf. An der Basis der Rutschmasse findet sich eine etwa 10,00 cm bis 15,00 cm mächtige arenitische Lage, die von Störungsbahnen durchzogen wird. In diesem Niveau treten – oftmals doppelklappig erhaltene – *Inoceramus virgatus*-Formen auf (Abb. 24). Korrespondierend mit diesem Makrofossilinhalt und dem mikrofaziellen Aufbau ermöglichen weitere Dünnschliffuntersuchungen bzgl. der mikrofaunalen Bestandteile (Belemnitenfragment, *Rotalipora* sp.) eine Einordnung der Rutschmasse mindestens in die höhere *Mantelliceras dixonii*-Zone (Untercenoman). Generell wäre, hinsichtlich Mikrofazies und Fossilkomponenten, auch eine Zuordnung ins Mittelcenoman (*Cunningtoniceras inermis* oder *Acanthoceras rhotomagense*-Zone) denkbar. Da die unterlagernde, mergeligere Einheit ebenfalls *Inoceramus* ex gr. *virgatus*-Elemente beinhaltet, ist sie stratigraphisch vermutlich im Bereich der *dixonii*-Biozone anzusiedeln. Wie hoch die Altersdifferenz zwischen den zwei Schichtgliedern bzw. der Hiatus tatsächlich ist, kann nicht eindeutig festgestellt werden.



Abb. 24: Links: Helle, gelblich-beige Gerölle (Flaserkalk) im basalen Bereich des Rutschungshorizonts. Maßstab: Hammerstiel l = ca. 30,00 cm. Rechts: *Inoceramus virgatus*-Exemplare (Pfeile) in der Rutschmasse. Maßstab: Stift l = ca. 14,00 cm. Lokalität: Steinbruch MIAMI, Halle-Aschelo. – Bilder: Markus Wilmsen (2008).

Unmittelbar im Liegenden dieses gesamten Rutschungsereignisses folgen – unter Schuttbedeckung – Sedimente aus dem Alb (mündliche Mitteilung: KAPLAN, 2008). Die oben diskutierte Eingliederung des unterlagernden, eher mergeligen Schichtelements des Rutschungsniveaus in die *Mantelliceras dixonii*-Zone weist bereits hier auf eine beträchtliche Störung (fehlende *Mantelliceras mantelli*-Biozone) hin. Die unzureichenden Aufschlussverhältnisse in diesem Teil des Steinbruchs verhindern jedoch genauere Aussagen zu den tektonischen Begebenheiten und Verhältnissen. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang allerdings, dass wiederholt kleinere Störungen (Versatzbeträge im Dezimeter- bis Meterbereich) v. a. den vorderen Abschnitt der östlichen Steinbruchwand durchlaufen. Diese Störungszonen in Verbindung mit den Harnischen, die vorwiegend in der basalen, arenitischen Lage der Rutschmasse auftreten, deuten auf ein tektonisch beeinflusstes Rutschungsereignis hin. Eingeleitet durch tektonische Prozesse kam es offensichtlich zu größeren, gravitativen Massenbewegungen, wie im Weiteren der hangende Teil der Rutschung zeigt. Die schwache, zum Top hin feiner werdende Gradierung (fining-upward) impliziert hier eher Schuttstromablagerungen als ein synsedimentäres Rutschungsereignis. In welchem tektonischen bzw. übergeordneten geologischen Rahmen diese Bewegungen stattgefunden haben, ist im Zuge dieser Arbeit nicht zweifelsfrei klärbar. KAPLAN (2007) verweist in diesem Zusammenhang bereits auf initiale Gebirgsbildungsvorgänge im Gebiet des Teutoburger Waldes (Hebungen des Niedersächsischen Tektogens, Senkungen der Rheinischen Masse), d. h. auf erste Aktivitäten im Bereich der Osning-Überschiebungszone.

2.7.2 „Lebensspurbänke“ im Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln

KAPLAN (2007) bezeichnet die prominenten Mergellagen (Abb. 10: M Ib, M Ia, Doppelmergel?) im Steinbruch DIMAC als sog. Lebensspurbänke. Die Mergelhorizonte (Abb. 25) sind in der Regel stark bioturbiert und sehr fossilreich. Ihre Mächtigkeit variiert lateral erheblich. Die Mergellagen schwellen teilweise an oder spalten sich in dünnere, mergelige Bänder auf.

Vermutlich rühren die Mächtigkeitsschwankungen von tektonischen Beanspruchungen her. Ein weiteres Indiz zu dieser Annahme stellen die im Profilabschnitt der Mergellagen ebenfalls zahlreich vorhandenen Harnischstrukturen auf den Kalkbänken bzw. -blöcken dar. Evtl. wurden im Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen (Osning-Überschiebung bzw. Heraushebung und Aufrichtung der Teutoburger Wald-Region) an kleineren Störungszonen abgescherte Kalkbänke z. T. in die inkompetenteren Mergel eingeschuppt. Diese Interpretation würde auch eine Erklärung für die oftmals im flachen Winkel zur Mergelschicht orientierte Lagerung dieser dünnen (meist ca. 0,20 m bis 0,30 m, z. T. bis 0,50 m), zwischengeschalteten Kalkhorizonte liefern. Möglich ist auch eine Lateralbewegung mit geringem Versatzbetrag, entlang welcher die Mergelhorizonte teilweise verschoben wurden. Die Mächtigkeitsschwankungen sind somit wohl in erster Linie auf variierende Schichtdicken infolge tektonischer Überprägung zurückzuführen.



Abb. 25: Markante Mergellage („Lebensspurbank“) im Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln. Maßstab: Stiellänge Hammer l = ca. 30,00 cm. – Bilder: Nadine Richardt (2008).

3. Paläontologie

Die in Verbindung mit der Profilaufnahme bzw. stratigraphischen Bearbeitung geborgene Makrofauna wird nachfolgend taxonomisch bestimmt. Zusätzlich werden die verschiedenen Faunenelemente kurz beschrieben. Die Fossilien (Taf. 1 und 2) wurden vor der Ablichtung mit Magnesium-Oxid bedampft.

3.1 Bestimmungsliteratur

Zur Bestimmung der Fauna wurde nachfolgende Literatur konsultiert: Die Ammoniten wurden mittels WRIGHT & KENNEDY (1996) und KAPLAN et al. (1998) bestimmt. SMITH & BATTEN (2002) wurden zur Klassifizierung der Bivalven und Brachiopoden herangezogen. Desweiteren geben WILMSEN et al. (2001, 2007) bzw. WILMSEN (2008) eine aktuelle und kurze Übersicht zur Systematik einiger wichtiger Ammoniten, Bivalven (insbesondere Inoceramen) und Brachiopoden des Cenomans, sowie zur Serpelfauna. Darüber hinaus wurde außerdem die Hilfe von PD Dr. Markus Wilmsen, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden bzw. GeoZentrum Nordbayern, Universität Erlangen-Nürnberg, in Anspruch genommen.

3.2 Taxonomie und Beschreibung der Makrofauna

Stamm **Mollusca** LINNÉ, 1758
Klasse **Cephalopoda** CUVIER, 1798
Ordnung **Ammonitida** ZITTEL, 1884
Unterordnung **Ammonitina** HYATT, 1889
Überfamilie **Acanthoceratoidea** DE GROSSOUVRE, 1894
Familie **Acanthoceratidae** DE GROSSOUVRE, 1894
Unterfamilie **Mantelliceratinae** HYATT, 1903
Gattung *Mantelliceras* HYATT, 1903

Mantelliceras mantelli (J. SOWERBY, 1814)
(Taf. 1, Fig. 8)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Das Fundstück liegt nicht mehr in seiner ursprünglichen Form vor, sondern ist leicht verdrückt. Dennoch ist ein etwa quadratischer Windungsquerschnitt zu beobachten. Deutlich erkennbar sind die kräftigen Einfachrippen. In unregelmäßigen Abständen alternieren kurze und lange Rippen, d. h. es sind teilweise Schaltrippen eingefügt. Diese setzen erst auf den Flanken der Windungen ein und queren den tabulaten Venter. Alle Rippen tragen sowohl innere als auch äußere ventrolaterale Knoten. Die längeren Rippen weisen vereinzelt auch Knoten im Bereich des Innenbugs auf.

Literatur: KAPLAN et al. (1998).

Mantelliceras cf. dixonii SPATH, 1926
(Taf. 1, Fig. 9)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Das Stück ist ebenfalls etwas verdrückt und abgeplattet. Die mäßig involute Aufrollung und der hochmündige Windungsquerschnitt implizieren eine platycone Gehäuseform. Die Berippung ist einfach und sehr deutlich ausgebildet: Neben den Primärrippen sind regelmäßig alternierende Schaltrippen erkennbar. Die kurzen, eingeschalteten Rippen tragen nur ventrolaterale Knoten. Die längeren Rippen weisen, zusätzlich zu diesen Ventrolateralknoten, eine Knotenreihe im Bereich des Innenbugs sowie eine weitere im unteren Flankenbereich (unterhalb der Flankenmitte) auf. Die proradiaten bis schwach konkaven Rippen queren den tabulaten bis leicht gerundeten Venter.

Literatur: KAPLAN et al. (1998).

Überfamilie **Hoplitoidea** DOUVILLÉ, 1890
Familie **Schloenbachidae** PARONA & BONARELLI, 1897
Unterfamilie **Schloenbachinae** PARONA & BONARELLI, 1897
Gattung *Schloenbachia* NEUMAYR, 1875

Schloenbachia sp.
(ohne Abbildung)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Trotz des schlechten Erhaltungszustands lassen sich einfache, proradiante Schalt- und Spaltrippen (bipartit) erkennen. Die Rippen enden in einer deutlichen Knotenreihe auf dem Außenbug, seitlich des Venters. Eine doppelte Knotenreihe auf dem Innenbug ist nur schwach angedeutet.

Literatur: KAPLAN et al. (1998).

Schloenbachia varians (J. SOWERBY, 1817)
(Taf. 1, Fig. 5a-c, Taf. 2, Fig. 1 und 2)

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Von diesem Vertreter liegt neben fünf Steinkernen auch ein Steinkernabdruck vor. Die Stücke sind teilweise zerdrückt und abgeplattet. Das hochmündige, platycone Gehäuse weist mäßig kräftige, proradiante Einfach-, Schalt- und Spaltrippen (bipartit) auf. Deutlich tritt im ventrolateralen Bereich je eine Knotenreihe auf, in der die Rippen enden. Weiterhin erkennbar ist eine Doppelknotenreihe auf dem Innenbug. Gut sichtbar ist ein spitz zulaufender Kiel auf dem Venter.

Literatur: KAPLAN et al. (1998), WILMSEN et al. (2007).

Unterordnung **Ancyloceratina** WIEDMANN, 1966
Überfamilie **Turrilitoidea** GILL, 1871
Familie **Turrilitidae** GILL, 1871
Gattung *Hypoturrilites* DUBOURDIEU, 1953

Hypoturrilites gravesianus (D'ORBIGNY, 1842)
(Taf. 1, Fig. 7)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Es liegt nur ein unvollständiges Exemplar dieser Gattung vor. Lediglich zwei halbe Windungen (einseitig) sind erhalten, der Apex ist nicht mehr vorhanden. Auf dem hoch trochospiral aufgerollten Gehäuse sind insgesamt vier Knotenreihen zu erkennen. Knotenreihe 1 (oberste Knotenreihe) ist hierbei am kräftigsten ausgebildet. Die nach unten verlängerten Knoten lassen den Ansatz ehemaliger Stacheln errahnen. Reihe 2 und 3 liegen etwas oberhalb der Windungsnaht und sind deutlich kleiner ausgebildet. Sie sind ebenfalls in Aufrollrichtung verlängert. Reihe 4 liegt im Bereich der Windungsnaht. Aus ihr gehen kräftige, radiale Rippen hervor, die über den unteren Teil der Windung verlaufen und in Knotenreihe 3 zu enden scheinen.

Literatur: WRIGHT & KENNEDY (1996), KAPLAN et al. (1998).

Familie **Baculitidae** GILL, 1871
Gattung *Mariella* NOWAK, 1916
Untergattung *Mariella* NOWAK, 1916

Mariella (Mariella) essenensis (GEINITZ, 1849)
(Taf. 1, Fig. 6)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Das hoch trochospiral aufgerollte Gehäuse weist am vorliegenden Stück fünf, in engem Kontakt stehende Windungen auf, wobei der Apex fehlt. Auf den Windungsflanken sind zwei, im Bereich der Spiralfurche eine deutliche Knotenreihe ausgebildet. Dabei tritt die oberste Reihe am stärksten hervor und ist gegenüber den anderen beiden Knotenreihen verlängert.

Literatur: WRIGHT & KENNEDY (1996), KAPLAN et al. (1998).

Klasse **Bivalvia** LINNÉ, 1758
Infraklasse **Autolamellibranchiata** GROBBEN, 1894
Unterklasse **Pteriomorphia** BEURLIN, 1944
Ordnung **Pterioidea** NEWELL, 1965
Unterordnung **Pteriina** NEWELL, 1965
Überfamilie **Pterioidea** GRAY, 1847
Familie **Inoceramidae** GIEBEL, 1852
Gattung „*Inoceramus*“ J. SOWERBY, 1814

„*Inoceramus*“ *crippsi* MANTELL, 1822
(Taf. 1, Fig. 1)

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Auf den Steinkernen der Fundstücke sind vereinzelte Schalenfragmente erhalten. Die recht großwüchsige Gattung weist eine starke Skulpturierung und kräftige, spitz hervortretende, konzentrische Rippen auf. Die Klappen sind schwach längsoval mit einem kleinen endständig ausgebildeten Wirbel.

Literatur: SMITH & BATTEN (2002), WILMSEN et al. (2001, 2007).

Inoceramus ex gr. *virgatus* SCHLÜTER, 1877
(Taf. 1, Fig. 2)

Material: 7 Exemplare.

Beschreibung: Auf den Steinkernen sind fragmentarische Schalenreste vorhanden, die meist im Bereich des endständigen Wirbels erhalten blieben. Die längsovalen bis querovalen Gehäuse sind mit deutlichen, konzentrischen Anwachslineien skulpturiert. In unregelmäßigen Abständen werfen die Anwachslineien kleinere Falten auf. Auf den Steinkernen ist eine feine, engständige, radiäre Streifung (Berippung) erkennbar. Eines der Fundstücke, das aus dem Bereich des *Schloenbachia/virgatus*-Events stammt, zeigt exemplarisch die charakteristische, doppelklappige Erhaltung in „Schmetterlingsposition“.

Literatur: WILMSEN et al. (2001), WILMSEN (2008).

Gattung *Mytiloides* BRONGNIART, 1822

Mytiloides labiatus (SCHLOTHEIM, 1813)
(Taf. 2, Fig. 3)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Die Art weist mäßig bis schwach konvexe, stark längsovale Klappen auf. Der kleine, endständige, spitze Wirbel ist teilweise abgebrochen. Der lange, gerade Schlossrand, ist trotz leichter Beschädigungen noch gut zu erkennen. Die Schale, die am Stück nur noch fragmentarisch erhalten ist, weist eine starke Skulpturierung auf. Markant sind die alternierenden, konzentrischen, stark hervortretenden Rippen und die feinen Anwachslineien.

Literatur: SMITH & BATTEN (2002).

Ordnung **Pterioidea** NEWELL, 1965

Unterordnung **Limoida** WALLER, 1978

Überfamilie **Limoidea** RAFINESQUE, 1815

Familie **Limidae** RAFINESQUE, 1815

Gattung *Limaria* LINK, 1807

Untergattung *Pseudolimea* DOUGLAS & ARKELL, 1932

Limaria (Pseudolimea) elongata (J. DE C. SOWERBY, 1827)
(Taf. 2, Fig. 3)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Das Stück ist in einem sehr schlechten Erhaltungszustand. Große Bereiche der Klappe sowie der Wirbel fehlen. Das erhaltene Fragment lässt auf eine subquadratisch bis längliche Form schließen. Deutlich erkennbar ist die für diese Art typische Ornamentierung der Schale, die eine Bestimmung erlaubte. Die kräftigen, radiären Rippen, werden von ebenso breiten, tiefen Furchen getrennt. Die Rippen sind scharfkantig und verjüngen sich nach oben, sodass sie einen trapezförmigen Querschnitt aufweisen.

Literatur: SMITH & BATTEN (2002), WILMSEN et al. (2007).

Stamm **Brachiopoda** DUMÉRIL, 1806

Unterstamm **Rhynchonelliformea** WILLIAMS et al., 1996

Klasse **Rhynchonellata** WILLIAMS et al., 1996

Ordnung **Rhynchonellida** KUHN, 1949

Überfamilie **Rhynchonelloidea** GRAY, 1848

Familie **Basiliolidae** WILLIAMS et al., 2002

Unterfamilie **Pamirorhynchiinae** OVCHARENKO, 1983

Gattung *Orbirhynchia* PETTITT, 1954

Orbirhynchia sp.
(Taf. 1, Fig. 4)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Es liegt nur eine schlecht erhaltene Klappe in Schalenerhaltung vor. Dennoch sind die starke radiäre Berippung der Schale sowie ein mittig verlaufender Wulst deutlich erkennbar. Ausgehend von der plicaten Gehäuseform von *Orbirhynchia* handelt es sich demnach um die Armklappe des Gehäuses.

Literatur: SMITH & BATTEN (2002).

Ordnung **Terebratulida** WAAGEN, 1883

Terebratulider Brachiopode
(Taf. 2, Fig. 4)

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Aufgrund der schlechten bzw. unvollständigen Erhaltung der Exemplare ist eine genauere Bestimmung sowie die Zuordnung der Klappe nicht möglich. Allerdings weist die glatte, ornamentlose Schale unter der Lupe zahlreiche Punctae auf, die auf einen Vertreter der Terebratulida schließen lassen.

Stamm **Annelida** LAMARCK, 1809
Klasse **Polychaeta** GRUBE, 1850
Ordnung **Sedentaria** LAMARCK, 1818
Familie **Serpulidae** RAFINESQUE, 1815
Unterfamilie **Serpulinae** MACLEAY, 1840
Gattung *Rotulispira* CHIPLONKAR & TAPASWI, 1973

Rotulispira sp.
(Taf. 2, Fig. 5)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Die solitäre, leicht gebogene Serpel, ist ca. 30,00 mm lang und weist einen nahezu runden Querschnitt auf. Die kalkigen Wände sind im Verhältnis zur Wohnröhre sehr massiv und zeigen mehrere Einschnürungen.

Literatur: WILMSEN et al. (2007).

3.3 Taxonomie und Beschreibung der Spurenfossilien

Thalassinoides isp.
(Taf. 2, Fig. 7a, b)

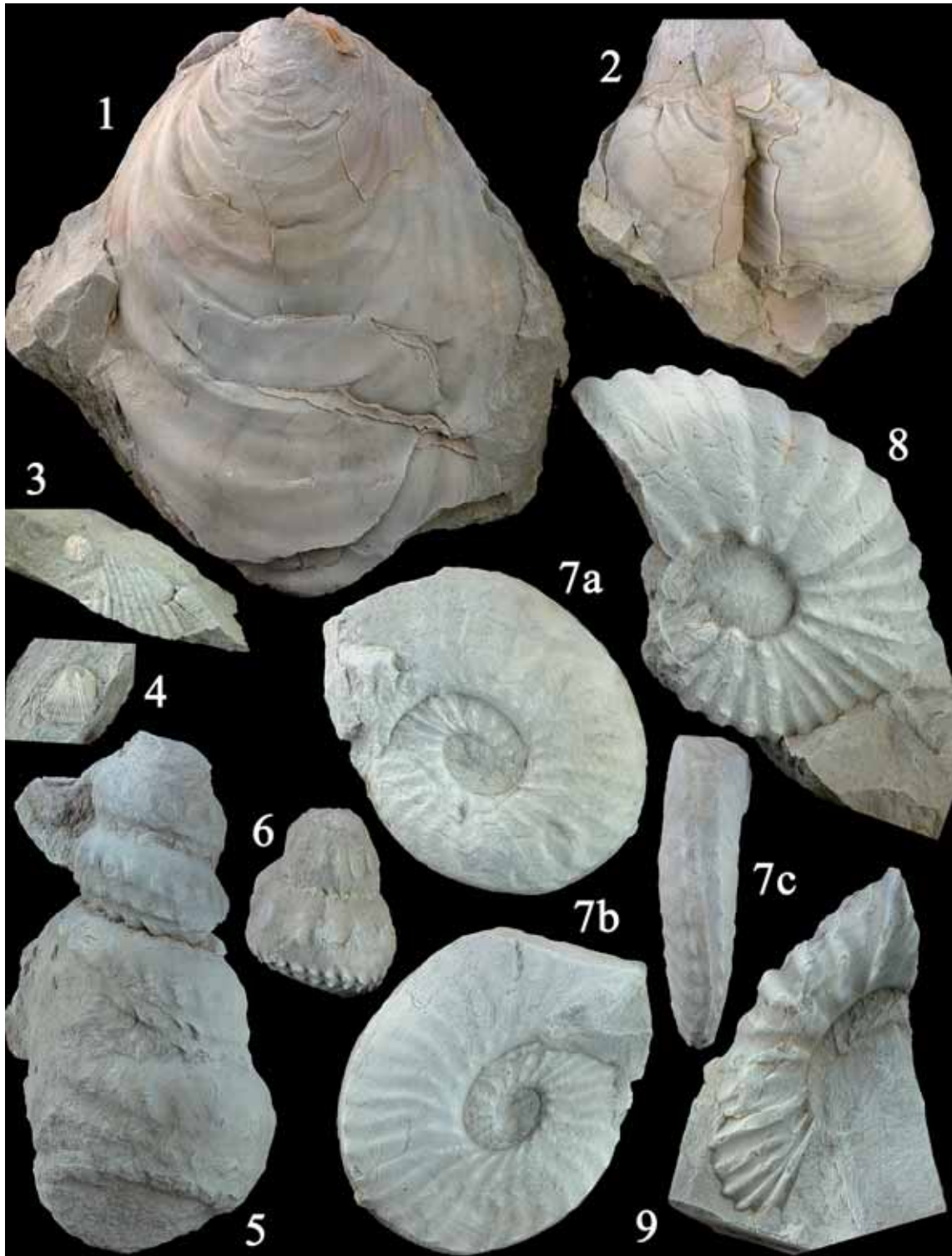
Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Die Spur verzweigt charakteristisch Y-förmig. Die Fundstücke sind abgeflacht (Kompaktion), der Querschnitt des Gangs zeigt dadurch eine elliptische Form. Randlich treten unregelmäßig rundliche Glaukonitanlagerungen auf, die konzentrisch um feineres Sediment (vermutlich toniges Material) ausgebildet sind.

Planolites isp.?
Grabgang mit randlichen Kratzspuren
(Taf. 2, Fig. 6)

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Der ca. 40,00 mm lange Grabgang ist gerade gestreckt und verkieselt. Er weist einen elliptischen Querschnitt auf, d. h. er wurde leicht kompaktiert. Am Rand sind schwache Kratzspuren erkennbar. Das Stück stammt aus einer stark bioturbierten, verhältnismäßig mächtigen Mergellage (Steinbruch DIMAC).



Taf. 1: Alle dargestellten Individuen sind in Originalgröße abgebildet. **Fig. 1:** „*Inoceramus*“ *crippsi* MANTELL, 1822: Linke Klappe; Steinkern mit Schalenresten. **Fig. 2:** *Inoceramus* ex gr. *virgatus* SCHLÜTER, 1877: Doppelklappiges Exemplar, in charakteristischer „Schmetterlingsposition“; Steinkern mit Schalenresten. **Fig. 3:** *Limaria* (*Pseudolimea*) *elongata* (J. DE C. SOWERBY, 1827): Linke Klappe?, randliches Bruchstück; Steinkern. **Fig. 4:** *Orbiryhynchia* sp.: Armklappe?, dorsal; Steinkern mit Schalenresten. **Fig. 5a-c:** *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY, 1817): 5a und b: Lateralansicht, 5c: Ventralansicht; Steinkern und zugehöriger Negativ-Abdruck, eineinhalb Windungsumgänge erhalten, Exemplar verdrückt.

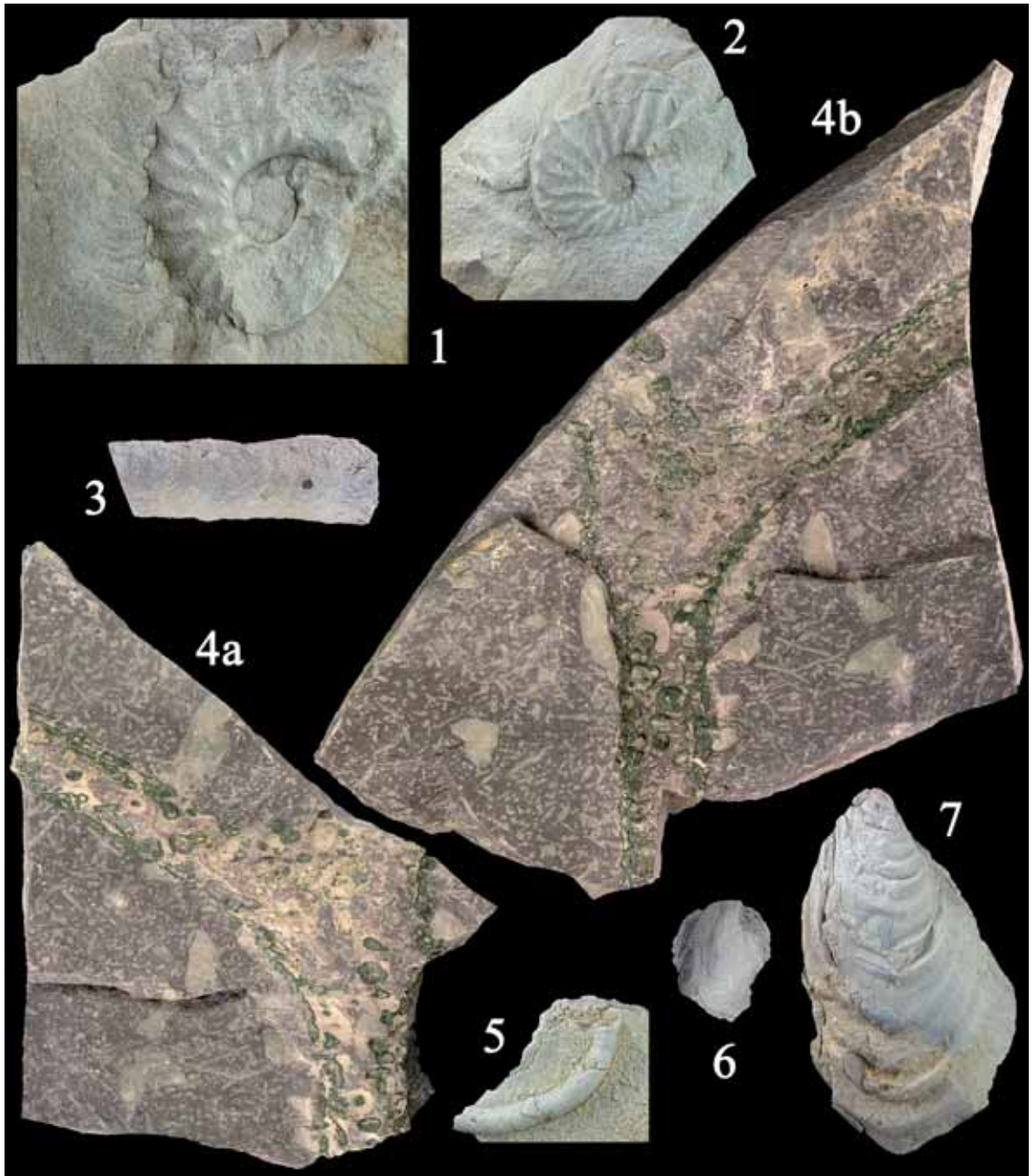


Fig. 6: *Mariella (Mariella) essenensis* (GEINITZ, 1849): Steinkern, etwa fünf Windungsumgänge erhalten, Exemplar verdrückt. **Fig. 7:** *Hypoturrillites gravesianus* (D'ORBIGNY, 1842): Steinkern, zwei halbe Windungsumgänge erhalten – Bruchstück, Exemplar verdrückt. **Fig. 8:** *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY, 1814): Lateralansicht; Steinkern, ein halber Windungsumgang erhalten, Exemplar verdrückt. **Fig. 9:** *Mantelliceras cf. dixonii* SPATH, 1926: Lateralansicht; Steinkern, ein dreiviertelster Windungsumgang sichtbar, Exemplar verdrückt.

Taf. 2: Alle dargestellten Individuen sind in Originalgröße abgebildet. **Fig. 1:** *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY, 1817): Lateralansicht; Steinkern, eineinhalb Windungsumgänge sichtbar. **Fig. 2:** *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY, 1817): Lateralansicht; Steinkern, ein Windungsumgang sichtbar, ein halber Windungsumgang erhalten. **Fig. 3:** *Mytiloides labiatus* (SCHLOTHEIM, 1813): Linke Klappe; Steinkern. **Fig. 4:** Terebratulider Brachiopode: Klappe nicht näher bestimmbar, Stielloch fehlt; größtenteils Schalenerhaltung, teilw. Steinkern – Bruchstück. **Fig. 5:** *Rotulispira* sp.: Schalenerhaltung – Bruchstück. **Fig. 6:** *Planolites* isp.?, Grabgang mit randlichen Kratzspuren: Steinkern – Bruchstück, verdrückt; aus „Lebensspur“-Horizont, stark bioturbiert. **Fig. 7a, b:** *Thalassinoides* isp.: 7a: Grabgang, 7b: Negativ-Abdruck.

4. Resümee: Entwicklung des Ablagerungsraums

Die lithologischen und mikro- sowie biofaziellen Beobachtungen führen übereinstimmend und unter Berücksichtigung des Walter'schen Faziesgesetzes zum Ablagerungsmodell einer abtauchenden Karbonatrampe und hemipelagischen Sedimentationsverhältnissen. Der allgemeine, vertikale fining-upward Trend in den cenomanen Einheiten, der mit einem Anstieg des Karbonatgehalts in den Sedimenten einhergeht, ist als laterale Abstufung eines proximalen (küstennahen) bis distalen (küstenfernen) Profilschnitts zu interpretieren (WILMSEN et al., 2005). In Küstennähe erfolgt die Ablagerung siliziklastischer Sedimente (z. B. Essener Grünsand), die meist einen erheblichen Glaukonitanteil aufweisen bzw. als Transgressionserscheinungen teilweise auch Phosphatknochen beinhalten. Zum distalen Bereich hin nimmt der terrestrische Einfluss stetig ab und es kommt zur Ablagerung immer reinerer Karbonate. Generell stellt die Sedimentzusammensetzung in diesem Faziesystem eine Funktion des siliziklastischen Eintrags (Rheinisch-Böhmische Masse im Süden) und der Karbonatproduktionsrate (biotischer Faktor) dar (WILMSEN et al., 2005). Mit dem konstanten, flachwinkligen Abtauchen der Rampe (Neigung < 0,1°; WILMSEN, 2003) entwickeln sich küstenparallele Faziesgürtel. Entsprechend dieser Gürtel – mit ihrer jeweils typischen Litho-, Mikro- und Biofazies – lässt sich der Schelfbereich bzw. die Rampe in eine innere, mittlere und äußere Faziesgemeinschaft untergliedern (WILMSEN et al., 2005). Prinzipiell ist zwischen einem benthischen (hartteiltragende benthische und nektobenthische Organismen: v. a. heterotrophe Invertebraten und benthische Foraminiferen) und einem planktonischen (vorwiegend Calcisphären, kalkige Nannofossilien sowie planktonische Foraminiferen und Ostrakoden) Produktionssystem zu unterscheiden.

Die Sedimente der Herbram-Formation (Cenoman-Mergel) sind im aufgenommenen Profil nur etwa in ihrem hangendsten Drittel dokumentiert. Aufgrund des relativ hohen, terrestrischen Einflusses der mergeiligen Abfolge, in Verbindung mit dem eher geringen Fossilgehalt [„*Inoceramus*“ *crippsi* MANTELL, *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY)] bzw. der niedrigeren Diversität der Fauna, ist eine Ablagerungsposition im Bereich des äußersten Innenschelfbereichs anzunehmen. Unterstützt wird diese These durch die mikrofazielle Komposition der Herbram-Einheiten, bei denen es sich in erster Linie um Calcisphären – Wackestones (Faziestyp 4x) handelt. Der erhöhte Calcisphärengehalt deutet dabei ebenfalls auf einen Sedimentationsraum im Grenzbereich zwischen Innen- und Mittelschelf hin.

Die Ablagerungen der Baddeckenstedt-Formation stellen orbital gesteuerte (Milankovitch-Zyklen) Mittelschelfsedimente eines weiten Epikontinentalmeeres (WILMSEN et al., 2005, NIEBUHR et al., 2007) dar. Charakteristisch für die Baddeckenstedt-Formation ist ihr Fossilreichtum. Die Kalk-Mergel-Wechselfolgen (Cenoman-Pläner) zeigen eine reichhaltige Fauna („*Inoceramus*“ *crippsi*-Vertreter, Inoceramen der *virgatus*-Gruppe, verschiedenste Ammonitenarten, non-inoceramide Bivalven, Brachiopoden, Echinodermen, Poriferen, Ostrakoden z. T. Vertebratenreste) mit einer vergleichsweise hohen Diversität. Mikrofaziell handelt es sich bei diesen Rhythmiten v. a. um (Inoceramenprismen –) Calcisphären – Packstones der Faziestypen 1x, 1i, 2x und 2B.

Die Entwicklung hin zu einem pelagischeren Ablagerungsraum setzt sich mit der Brochterbeck-Formation (oberer Cenoman-Pläner bis Cenoman-Kalk) fort. Während die Abfolge im Liegenden (Ascheloh-Member) ähnlich fossilreich (überwiegend Inoceramen, Ammoniten, teilweise Brachiopoden und Schwämme sowie vereinzelt Echinodermen, Ostrakoden) ist wie die Baddeckenstedt-Formation, nimmt der Fossilgehalt ins Hangende (Hoppenstedt-Member) erheblich ab. Dagegen steigt der Anteil an planktonischen Foraminiferen (auch gekielte Formen) im Profilverlauf – insbesondere knapp oberhalb des MCEs – stark an. Der mikrofazielle Entwicklungstrend geht – unter leichten Schwankungen – von Wacke- bis Packstones (Faziestypen 3x, 3b, 3if) über Wackestones (Faziestypen 4x, 4i, 4f, 4if) hin zu Wacke- bis Mudstones (Faziestypen 5x, 5f, 7f, 7b, 7bf) bzw. Mudstones (Faziestypen 9x, 9m, 10c, 10m), am Top des Hoppenstedt-Members. Auch in den Sedimenten der Brochterbeck-Formation, welche als pelagische Außenschelfablagerungen eines offenen Epikontinentalmeeres anzusprechen sind, lassen sich orbitale Steuerungsmechanismen erkennen (WILMSEN et al., 2005, NIEBUHR et al., 2007).

Nach einer scharfen Faziesgrenze (sensu ERNST et al., 1983) folgt die Hesseltal-Formation (Schwarzbunte bzw. Graugrüne Wechselfolge). Mikrofaziell betrachtet handelt es sich bei dieser Einheit v. a. um Mudstones (Faziestypen 10f, 10m). Dominiert wird die Abfolge von Schwarzschiefern, die mittels $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven zum globalen OAE 2 korrelierbar (VOIGT et al. 2006, 2007) sind. Diese Schwarzschiefer implizieren einen deutlichen faziellen Umschwung bzw. stark veränderte Ablagerungs- und Umweltbedingungen. Der Fossilinhalt der Einheit ist beträchtlich. Es finden sich beispielsweise zu Kolken vergesellschaftete Großammoniten (*plenus*-Bank), Fischreste, *Mytiloides* sp. (Bivalven der Familie Inoceramidae) und Ammoniten der Gattung *Watinoceras* sp. bzw. *Neocardioceras* sp. sowie Spurenfossilien (*Chondrites*-Event).

Zusammenfassend betrachtet, führt während der Kreidezeit bzw. des Cenomans – im proximal bis distal Transekt – der seewärts abnehmende, terrestrische Einfluss unter gleichzeitigem Anstieg der planktonischen Karbonatproduktion, sowie die zunehmenden Wassertiefe und die somit sinkende Wasserenergie am Grund, zur Ablagerung zunehmend feinkörnigerer und kalkhaltigerer Sedimente im nordwestdeutschen Raum (WILMSEN et al., 2005). Eine ergänzende Modifikation dieser sehr einfachen Vorstellung zur Ablagerungssituation liegt in der Tatsache, dass die höchsten Karbonatsedimentationsraten im Bereich des mittleren Schelfs – repräsentiert durch die äußerst Calcisphären- und fossilreichen Kalk-Mergel-Wechselfolgen der Baddeckenstedt-Formation (Cenoman-Pläner) – zu finden sind (WILMSEN et al., 2005).

Abschließend ist festzuhalten, dass sich die fortschreitende Transgression des borealen Epikontinentalmeeres – mit untergeordneten, weniger relevanten Regressionsereignissen – und die dadurch verursachte Wanderung bzw. Verschiebung der Küstenlinie nach Süden im bearbeiteten Profil insgesamt sehr deutlich nachvollziehen lässt.

5. Danksagung

Bedanken möchte ich mich allen voran bei meinem Betreuer, Herrn PD Dr. Markus Wilmsen, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden bzw. GeoZentrum Nordbayern, Universität Erlangen-Nürnberg. Erst durch seinen Vorschlag zu diesem Bearbeitungsthema konnte die vorliegende Arbeit entstehen. Seine exzellente Einführung in die stratigraphische Arbeits- und Vorgehensweise bzw. die tatkräftige Unterstützung der Profilaufnahme insbesondere im Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh, trugen einen erheblichen Teil zum Gelingen dieser Arbeit bei. Auch bei Fragen und Problemen während der Ausarbeitungsphase konnte ich jederzeit auf seine fachmännische Unterstützung und freundlichen Ratschläge zählen.

Desweiteren danke ich Herrn Goedecke (Besitzer) sowie den Herren Schulze (Kreis Gütersloh) und Borghoff (Stadt Halle/Westfalen) für den gewährten Zutritt und die ermöglichte Profilaufnahme im aufgelassenen Steinbruch MIAMI, Halle-Ascheloh. Ebenso bedanke ich mich bei Herrn Cosfeld für die Erlaubnis zur stratigraphischen Arbeit im Steinbruch DIMAC, Hesseltal, Halle-Hesseln.

Herrn Ulrich Kaplan danke ich für die umfangreiche geologische Vorarbeit in der Region sowie für die zuvorkommende und freundliche Überlassung jeglicher Materialien.

Außerdem danke ich Herrn Rupert Wassermann (Würzburg) für die Herstellung der Dünnschliffe und Frau Hildegard Schöning (Würzburg) für die Anfertigung der Fossilphotos sowie Herrn PD Dr. Michael Joachimski (Erlangen) für die Durchführung der Isotopenanalytik.

Mein herzlichster Dank geht an meinen Mann, Fabian Richardt, für seine Geduld sowie für die wertvolle und aufbauende Unterstützung meiner Arbeit.

Weiterhin bedanke ich mich bei meiner persönlichen Meisterin der Orthographie. Auf den teuren Rat und die tatkräftige Unterstützung meiner Schwester Yvonne Scheitacker, im Hinblick auf Probleme mit der deutschen Sprache, konnte ich mich stets verlassen. Anja Sagawe und Andreas Gärtner gebührt mein Dank für die finale Korrekturhilfe.

Vielmals gedankt sei an dieser Stelle auch all meinen Freunden und Kollegen.

Mein ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern, die durch ihre finanzielle sowie ideelle Unterstützung mein Geologiestudium ermöglicht haben. Ihr Interesse an der Geologie war mir stets Antrieb und Motivation.

6. Literaturverzeichnis

- ALTHOFF, W. (1928): Übersicht über die Gliederung der mesozoischen Schichten bei Bielefeld. – Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgegend, **5**: 1–20; Bielefeld.
- BOWER, C.R. & FARMERY, J.R. (1910): The zones of the Lower Chalk of Lincolnshire. – Proceedings of the Geologists' Association, **21**: 333–359; London.
- BRONN, H.G. & ROEMER, [C.] F. (1850-1856): H.G. BRONN's Lethaea Geognostica. Dritte, stark vermehrte Aufl., i-iv + 3–412 S.; Stuttgart.
- CARTER, D.J. & HART, M.B. (1977): Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. – Bulletin of the British Museum (Natural History), **29**: 1–135; London.
- DE WALL, H. & NIEBUHR, B. (2005): Die magnetische Suszeptibilität und ihre Anwendungsmöglichkeit zur Rekonstruktion orbital gesteuerter Klimaschwankungen – eine Fallstudie an pelagischen Karbonaten der norddeutschen Oberkreide. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **155**; Stuttgart.
- DIEDRICH, C. (2001): Die Großammoniten-Kolktafaphozönosen des *Puzosia*-Event I (Ober-Cenoman) von Halle/Westf. (NW-Deutschland). – Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, **90**: 1–208; Münster.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: HAM, W.E. (Hrsg.): Classification of Carbonate Rocks, A Symposium. – American Association of Petroleum Geologists Memoir, **1**: 108–121; Tulsa.
- EHRBACHER, J., MUTTERLOSE, J., WILMSEN, M., WONIK, T. & The Wunstorf Drilling Scientific Party (2007): The Wunstorf Drilling Project: Coring a global stratigraphic reference section of the Oceanic Anoxic Event 2. – Scientific Drilling, **4**: 19–21; Sapporo.
- ERNST, G. & REHFELD, U. (1997): Transgressive development in the Early Cenomanian of the Salzgitter area (northern Germany) recorded by sea level controlled eco- and lithoevents. – Freiburger Forschungsheft, **C 468**: 79–107; Freiberg.
- ERNST, G., SCHMID, F. & KLISCHIES, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. – Aspekte der Kreide Europas. – IUGS Series, **A 6**: 11–46; Stuttgart.
- ERNST, G., SCHMID, F. & SEIBERTZ, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531–554; München.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. – 633 S., 53 Taf., 78 Abb., 58 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- GALE, A.S. (1995): Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian Stage in Western Europe. – In: HOUSE, M.R. & GALE, A.S. (Hrsg.): Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy. – Geological Society of London, Special Publication, **85**: 177–197; London.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hrsg.) (1995): Geologie im Münsterland. – 195 S.; Krefeld.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (2004): A geologic time scale. – 589 S., University Press; Cambridge.
- HISS, M. (1995): Kreide. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hrsg.) (1995): Geologie im Münsterland. – S. 41–65; Krefeld.
- JEANS, C.V. (1980): Early submarine lithification in the Red Chalk and Lower Chalk of eastern England: a bacterial control model and its implications. – Proceedings of the Yorkshire Geological Society, **43**: 81 – 157; Leeds.
- KANZLER, O. (1920): Geologie des Teutoburger Waldes und des Osnings. – Bad Rothenfelde.
- KAPLAN, U. (1995): Steinbruch Wallmeyer & Söhne. In: MUTTERLOSE, J., KAPLAN, U. & HISS, M. (Hrsg.): Die Kreide im nördlichen Münsterland und im Westteil des Niedersächsischen Beckens. – Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, **45**: 43–51; Bochum.
- KAPLAN, U. (1998): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland). Teil 4: Neue stratigraphische Ergebnisse zum Cenoman des Raumes Halle (Westfalen). – Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld und Umgegend, **39**: 43–69; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (2007): Geologische Exkursion in die Kreide im Raum Halle/Westfalen. – Der Aufschluss, **58**: 193–216; Heidelberg.

- KAPLAN, U. & BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland). Teil 1: Cenoman. – Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld und Umgegend, **27**: 81–103; Bielefeld.
- KAPLAN, U., KENNEDY, W.J., LEHMANN, J. & MARCINOWSKI, R. (1998): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **51**, 236 S.; Münster.
- KAPLAN, U. & SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA) und die Feinstratigraphie des hohen Ober-Cenoman im Hesseltal bei Halle in Westfalen (NW-Deutschland). – Veröffentlichungen aus dem Naturkunde-Museum Bielefeld, **5**, 20 S.; Bielefeld.
- LEHMANN, J. (1999): Integrated stratigraphy and palaeoenvironment of the Cenomanian–Lower Turonian (Upper Cretaceous) of northern Westphalia, North Germany. – Facies, **40**: 25–70; Erlangen.
- MESTWERDT, A. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 256, Blatt Halle i. W., Gradabteilung 40, Nr. 55, Nr. 2148, [NEUE NR. 3916]. – 41 S.; Berlin.
- MEYER, T. (1990): Biostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Plänerfazies des Cenoman von Nordwestdeutschland. – Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover, **30**: 114 S.; Hannover.
- MORTIMORE, R.N., WOOD, C.J. & GALLOIS, R.W. (2001): British Upper Cretaceous stratigraphy. – Geological Conservation Review Series (Joint Nature Conservation Committee), **23**: 558 S.; Peterborough.
- MÜLLER, A. & DIEDRICH, C. (1991): Selachier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Cenoman von Ascheloh am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen, NW-Deutschland). – Geologie und Paläontologie in Westfalen **20**, 105 S.; Münster.
- MUTTERLOSE, J. & WILMSEN, M. (2008): The evolution of a Cretaceous epicontinental sea: from lacustrine via pelagic to turbiditic environments (Germany). In: KUNKEL, C., HAHN, S., TEN VEEN, J., RAMEIL, N. & IMMENHAUSER, A. (Hrsg.) (2008): 26th Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists (IAS) held jointly with the SEPM-CES SEDIMENT 2008 Meeting. 23. Sedimentologen-Treffen. Bochum, Germany, September 1-3. 2008. Excursion Guidebook. – Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Heft **237**: 113–149; Hannover.
- NIEBUHR, B., BALDSCHUHN, R., ERNST, G., WALASZCZYK, I., WEISS, W. & WOOD, C.J. (1999): The Upper Cretaceous succession (Cenomanian–Santonian) of the Staffhorst Shaft, Lower Saxony, northern Germany: integrated biostratigraphic, lithostratigraphic and downhole geophysical log data. – Acta geologica Polonica, **49** (3): 175–213; Warszawa.
- NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (2007): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft **55**, 136 S.; Hannover.
- PHILIP, J. & FLOQUET, M. (2000): Late Cenomanian (94.7–93.5). – In: DERCOURT, J., GAETANI, M., VRIELYNCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M.F., CADET, J.P., CRASQUIN, S., SANDULESCU, M. (Hrsg.): Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps. – CCGM/ CGMW: 129–136; Paris.
- PRICE, F.G.H. (1877): On the beds between the Gault and the Upper Chalk near Folkstone. – Quarterly Journal of the Geological Society of London, **33**: 431–448; London.
- ROEMER, [C.] F. (1854): Die Kreidebildungen Westfalens. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande und Westfalens, **11**: 29–180; Bonn.
- SCHLÜTER, C. (1866): Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **18**: 35–76; Berlin.
- SCHLÜTER, C. (1871/72): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, 1. – Palaeontographica, **21** (1-5): 1–120, 15 Taf.; Kassel.
- SCHLÜTER, C. (1876): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, 2. – Palaeontographica, **24** (1-4): 1–144, 20 Taf.; Kassel.
- SMITH, A.B. & BATTEN, D.J. (Hrsg.) (2002): Fossils of the Chalk. Palaeontological Association Field Guide to Fossils, No. 2, 2nd ed., revised and enlarged. – Palaeontological Association, 374 S.; London.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and palaeobiogeography in Europe and western Asia. – In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings of the Third International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987. – 911–930; Stuttgart (Schweizerbart).

- TRÖGER, K.-A. (1995): Die subherzyne Oberkreide–Beziehungen zum variscischen Grundgebirge und Stellung innerhalb Europas. – *Nova Acta Leopoldina*, NF. **71**, Nr. 291: 217–231; Halle (Saale).
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle / Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Sonderabdruck aus Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg, **31**: 146–275; Hamburg.
- VOIGT, E. (1970): Untermeerische Großgleitungen in der Kreide Westfalens und die dabei erfolgte Deformation der Sedimente. – *Leopoldina*, (3) **15**: 143–148; Halle (Saale).
- VOIGT, E. & KOCH, W. (1977): Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **128**: 57–79; Hannover.
- VOIGT, S., AURAG, A., LEIS, F. & KAPLAN, U. (2007): Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Münsterland Cretaceous Basin, Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, **253**: 196–210; Amsterdam (Elsevier).
- VOIGT, S., GALE, A.S. & VOIGT, T. (2006): Sea-level change, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis. – *Cretaceous Research* **27**, 836–858; Amsterdam (Elsevier).
- WACHTER, E. & HAYES, J.M. (1985): Exchange of oxygen isotopes in carbon dioxide-phosphoric acid systems. – *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **52**: 365–374; Amsterdam (Elsevier).
- WILMSEN, M. (2001): Sequence stratigraphy of the Cenomanian Stage in northern Germany. – *Bulletin de la Société d'Étude des Sciences Naturelles d'Elbeuf*, **2001**: 100–102; Rouen.
- WILMSEN, M. (2003): Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany. – *Cretaceous Research*, **24**: 525–568; Amsterdam (Elsevier).
- WILMSEN, M. (2007): Integrated stratigraphy of the upper Lower – lower Middle Cenomanian of northern Germany and Southern England. – *Acta Geologica Polonica*, **57** (3): 263–279; Warszawa.
- WILMSEN, M. (2008): An Early Cenomanian (Late Cretaceous) maximum flooding bioevent in NW Europe: Correlation, sedimentology and biofacies. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **258** (4): 317–333; Amsterdam (Elsevier).
- WILMSEN, M. & NIEBUHR, B. (2002): Stratigraphic revision of the upper Lower and Middle Cenomanian in the Lower Saxony Basin (northern Germany) with special reference to the Salzgitter area. – *Cretaceous Research*, **23** (4): 445–460; London (Elsevier).
- WILMSEN, M., NIEBUHR, B. & HISS, M. (2005): The Cenomanian of Northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system. – *Facies*, **51**: 242–263; Berlin (Springer).
- WILMSEN, M., NIEBUHR, B. & WOOD, C.J. (2001): Early Cenomanian (Cretaceous) inoceramid bivalves from the Kronsberg Syncline (Hannover area, Lower Saxony, Germany): stratigraphic and taxonomic implications. – *Acta Geologica Polonica*, **51** (2): 121–136; Warszawa.
- WILMSEN, M., NIEBUHR, B., WOOD, C.J. & ZAWISCHA, D. (2007): Fauna and palaeoecology of the Middle Cenomanian *Praeactinocamax primus* Event at the type locality, Wunstorf quarry, northern Germany. – *Cretaceous Research*, **28**: 428–460; Amsterdam (Elsevier).
- WILMSEN, M. & VOIGT, T. (2006): The middle–upper Cenomanian of Zilly (Sachsen-Anhalt, northern Germany) with remarks on the *Pycnodonte* Event. – *Acta Geologica Polonica*, **56** (1): 17–31; Warszawa.
- WILMSEN, M. & WIESE, F. (2004): Exkursion 4: Biosedimentologie des Cenoman und Turon im Niedersächsischen Becken. – *Geobiologie* 2. 74. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft in Göttingen 02. bis 08. Oktober 2004. Exkursionen und Workshops: 73–112; Göttingen.
- WILMSEN, M. & WOOD, C.J. (2004): The Cenomanian of Hoppenstedt, northern Germany – A Subhercynian key section revised. – *Newsl. Strat.*, **40**: 209–230; Stuttgart.
- WRIGHT, C.W. & KENNEDY, W.J. (1996): The Ammonoidea of the Lower Chalk. Part 5. – *Monograph of the Palaeontographical Society*, 320–403, Taf. 95–124; London.

Geol. Paläont. Westf.	78	61-71	6 Abb. 1 Taf.	Münster Dezember 2010
--------------------------	-----------	-------	------------------	--------------------------

Mittel- und oberpleistozäne Calcitpartikel kryogener Entstehung aus der Apostelhöhle südöstlich Brilon (Sauerland, NRW)

Detlev K. Richter¹, Ulrike Schulte¹, Augusto Mangini², Andreas Erlemeyer³ & Matthias Erlemeyer³

Zusammenfassung

Lehmige Lockersedimente der Apostelhöhle südöstlich Brilon enthalten an 2 tiefegelegenen Fundstellen (-83m und -93m unter Eingangshöhe) bis zu 4cm große weiße Calcitpartikel, die sich aufgrund ihrer Strukturierung (Zopfsinter, Sphärolithsinter, Rhomboederkristallsinter, Skelettkristallsinter) und O-Isotopenzusammensetzung (-6 bis -17 ‰ VPDB) als kryogene Bildungen erwiesen haben. TIMS U/Th-Datierungen belegen für die Kryocalcite verschiedene mittel- und oberpleistozäne Genesezeiten. Die in Wasserbecken auf Eis durch langsames Ausfrieren des Wassers gebildeten Kryocalcite wurden nach Abschmelzen des Eises ein- oder mehrphasig auf dem Höhlenboden vermengt.

Abstract

Subject of the study are white, calcitic speleoparticles of up to 4 cm that have been found within the loamy sediments of the Apostelhöhle, (SE Brilon, Germany). Because of their typical structure (braid sinter, spherulite sinter, rhombohedral crystal sinter, skeletal crystal sinter) and negative ¹⁸O-values (-6 to -17 ‰ VPDB), a cryogenic formation of the calcite particles can be assumed. TIMS U/Th-dating revealed a middle to upper Pleistocene age. Probably the calcites precipitated slowly "aufeis" in small water basins. After melting of the ice, the calcite particles were mixed with the cave sediments.

Schlüsselworte

Speläotheme – Kryocalcite – pleistozäne Kaltzeiten – Massenkalkhöhlen – Rheinisches Schiefergebirge – Sauerland

*Anschriften der Verfasser:

¹ Prof. Dr. Detlev K. Richter, Dr. Ulrike Schulte
Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstr. 150, D-44801 Bochum,
detlev.richter@rub.de

² Prof. Dr. Augusto Mangini
Forschungsstelle Radiometrie, Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Im Neuenheimer Feld 229, D-69120 Heidelberg, **amangini@iup.uni-heidelberg.de**

³ Andreas Erlemeyer, Matthias Erlemeyer
Trift 6, D-59929 Brilon-Hoppecke

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	61
Abstract	61
Schlüsselworte	61
1. Einführung	63
2. Fundsituation und Probenauswahl	63
3. Methodik	64
4. Strukturierung der Speläopartikel	64
4.1 Zopfsinter	65
4.2 Sphärolithsinter	65
4.3 Rhomboederkristallsinter	66
4.4 Skelettkristallsinter	66
5. C/O – Isotopenzusammensetzung	68
6. U/Th – Datierungen	69
7. Zusammenfassende Diskussion	69
8. Literatur	71

1. Einführung

Calcitische Speläopartikel (Einzelkristalle, Aggregate, Sphärolithe, Hemisphärolithe – meist < 10mm Durchmesser) mit sehr leichter O-Isotopenzusammensetzung (-9 bis -24‰ VPDB) und weichselzeitlichem Entstehungsalter sind zuerst von ŽÁK et al. (2004) aus polnischen, tschechischen und slowakischen Höhlen und weiterhin von RICHTER & NIGGEMANN (2005) aus Höhlen im devonischen Massenkalk des Rheinischen Schiefergebirges beschrieben worden. Diese Calcite haben sich nach den genannten Autoren bei sehr langsamem Gefrieren von Wasser in Höhlen beim Unterschreiten der 0°C-Isotherme gebildet, wie es beispielsweise im mitteleuropäischen Raum zwischen der alpinen und der nordeuropäischen Vereisung während der Weichselkaltzeit wiederholt der Fall war. Da derartige Calcitpartikel trotz sehr unterschiedlicher Form, Internstrukturierung und Größe vermengt auf dem Höhlenboden sowie auf Versturzblöcken vorkommen und an den Höhlenwänden Eishaftungen zu beobachten sind, ist von einer Genese der Partikel in verschiedenen Bereichen von Wasserbecken auf Höhleneis auszugehen. Erst nach Abschmelzen des Eises nach erneuter Erwärmung kommt es zur Vermengung der unterschiedlichst strukturierten kryogenen Calcitpartikel (CCC=cryogenic cave calcites sensu ŽÁK et al. (2004, 2008)).

Aus Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges sind kryogene Calcitpartikel zuvor genannter Genese bislang von folgenden Vorkommen gut belegt: Malachitdom (RICHTER & NIGGEMANN 2005, RICHTER & RIECHELMANN 2008), Großhöhle von Erdbach-Breitscheid sowie Ostenberghöhle (RICHTER & NIGGEMANN 2005), Heilenbecker Höhle (RICHTER et al. 2008) und Große Sunderner Höhle (RICHTER et al. 2009a). Nach bislang vorliegenden TIMS U/Th-Altersdatierungen koinzidiert die Kryocalcitgenese in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges mit weichselzeitlichen Interstadialen (GI 1 in MIS 2 – RICHTER & RIECHELMANN 2008, GI 5 in MIS 3 – RICHTER et al. 2009b) und ist somit an den Übergang dieser Warmphasen zu nachfolgenden Kaltphasen gebunden.

In der vorliegenden Studie wird mit den Kryocalciten aus der Apostelhöhle ein weiteres Vorkommen im Rheinischen Schiefergebirge bekannt gemacht, wobei die ungewöhnliche Größe und das unterschiedliche Alter der Speläopartikel von besonderer Bedeutung sind.

2. Fundsituation und Probenauswahl

Die am Sticklen-Berg nordwestlich Messinghausen gelegene Apostelhöhle (Kataster-Nr. 4718-01; MTB 4618: R 347694, H 569562; Eingang 501m ü. NN) ist im mittel- bis oberdevonischen Massenkalk am Südrand der Briloner Hochfläche an der Nordflanke des Hoppecketals geformt worden (Abb. 1). Beim Wirtsgestein der am Südflügel des Messinghauser Sattels ausgebildeten Schichten handelt es sich nach PAECKELMANN (1936) um steil nach Süden einfallende Bänke des Eskesberger Kalks (dm2k2) und des Dorper Kalks (do1k).

Der Eingangsteil der Apostelhöhle wurde erstmals von WEBER (1981) im Höhlen-Kataster Westfalens erwähnt und von ZYGOWSKI (1983) in einer Übersicht zu den Höhlen der Briloner Hochfläche dokumentiert. In der Folgezeit ist der weitere Verlauf der Höhle von M. Erlemeyer und Mitarbeitern erkundet worden und in einem Plan vom Jahr 2004 kartographisch erfasst worden. Die schachtbezogene Höhle reicht bis -106m in die Tiefe (Abb. 2), wobei sie sich horizontal in südwestliche Richtung zum Hoppecketal (hier etwa 370m ü. NN) erstreckt. Die erste Fundstelle befindet sich -83m unter Eingangshöhe auf dem Höhlenboden nahe der Hohekluff, während sich die zweite Fundstelle auf einen kleinen Vorsprung in -93m im Bereich des Grossen Canyons bezieht (s. Abb. 2).

Bei den von A. Erlemeyer entnommenen Bodenproben handelt es sich um tonig/siltige braune Lehme, in denen bis zu 4cm große weiße Kristallaggregate auffallen. Die größeren Aggregate sind bei Lupenbetrachtung häufig hemisphärolithisch bzw. zopfartig ausgebildet, was in Höhlen für kryogen gebildete Calcitpartikel typisch ist (Darstellungen siehe ŽÁK et al. 2004, RICHTER & NIGGEMANN 2005, RICHTER et al. 2008). Neben den letztgenannten, offensichtlich kryogen gebildeten Partikeln, denen nachfolgend das besondere Interesse gilt, fallen aber auch klare Kristallaggregate auf, die zum Vergleich ebenfalls untersucht wurden.

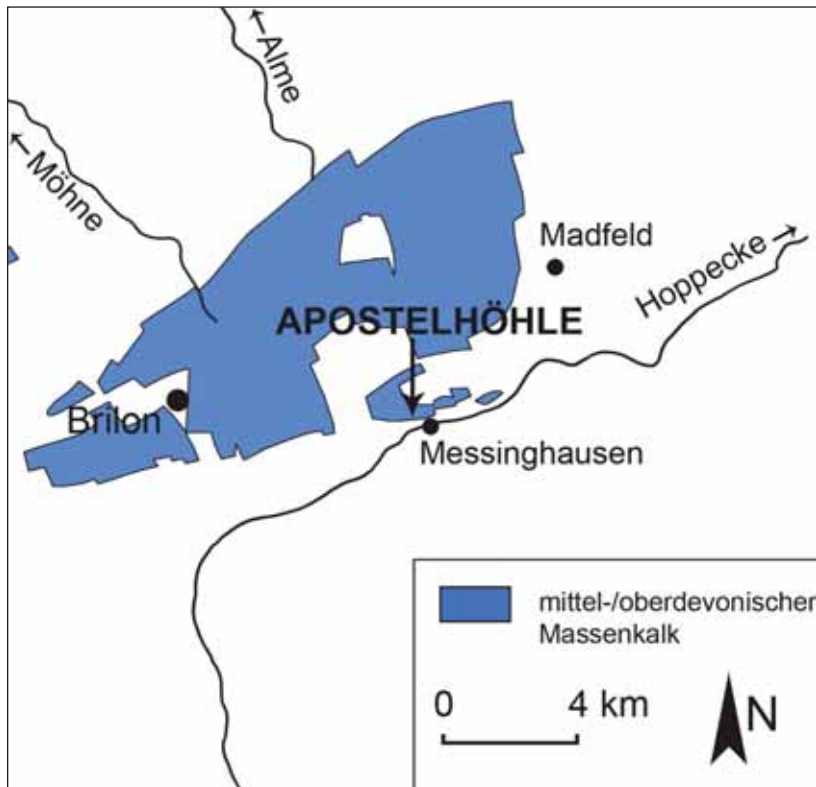


Abb. 1: Lage der Apostelhöhle am Südrand der Briloner Hochfläche an der Nordflanke des Hoppecketals nahe dem Sticklenberg nordwestlich Messinghausen.

3. Methodik

Die Typisierung der Speläopartikel erfolgte nach Ausschlämmen des tonig/siltigen Materials unter einem Binokular-Mikroskop, um danach die Detailstrukturierung anhand goldbedampfter Präparate mit einem hochauflösenden Feldemissions-Rasterelektronenmikroskop (HR-FEM) vom Typ LEO/Zeiss 1530 Gemini digital zu erfassen. Die C/O-Isotopenzusammensetzung der Calcitpartikel wurde nach Aufbereitung mit einer Gasbench mit einem Massenspektrometer delta S (Finnigan MAT) ermittelt und gegen V-PDB geeicht. (Standards: CO-1 und CO-8). Die 1 -Reproduzierbarkeit der Messwerte liegt für ^{13}C bei 0,04‰ V-PDB und für ^{18}O bei 0,08‰ V-PDB.

Die Altersbestimmungen wurden mittels der TIMS (**T**hermal **I**onization **M**ass **S**pectrometry) – U/Th-Methode an der Forschungsstelle Radiometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften durchgeführt (Kompilation zur Methodik siehe SCHOLZ & HOFFMANN 2008). Dabei wurden die Isotopenmessungen von Thorium und Uran über ein Feststoffmassenspektrometer der Firma Finnigan, Modell MAT 262 RPQ, ermittelt. Mess- und Arbeitsroutine für die Uran-Thorium-Datierungen erfolgten in Reinstraumlabor.

4. Strukturierung der Speläopartikel

Unter den calcitischen Speläopartikeln der beiden Höhlenlehmvorkommen nehmen Zopfsinter und Hemisphärolithe volumen- und gewichtsmäßig den größten Teil ein. Rhomboederkristallsinter und klare Kristallaggregate treten seltener auf und Skelettkristallsinter – häufig in der Heilenbecker Höhle (RICHTER et al. 2008) – können lediglich vermutet werden. Die Zusammensetzung der Speläopartikel erweist sich nach stichprobenartiger Untersuchung mit einem Röntgendiffraktometer des Instituts für Geologie, Mineralogie und Geophysik der RUB als rein calcitisch ($d_{(104)}$ -Werte: 3,034 Å bis 3,036 Å; Quarzpulver als interner Standard).



Abb. 2: Längsschnitt der Apostelhöhle nach M. Erlemeyer und Mitarbeitern mit Markierung der beiden Kryocalcit-Fundstellen.

4.1 Zopfsinter

Zopfsinter „stellen zusammengesetzte Komposit sphärolithe dar, die unregelmäßig zopfförmig oder blumenkohlähnlich zu Ketten aneinandergereiht auftreten oder traubenartige Formen bilden“ (RICHTER et al. 2009a u. b)(Abb. 3a, b u. 4a, b). Diese erstmals von ERLEMEYER et al. (1992) aus dem Malachitdom beschriebenen Kleinsinterformen reichen von etwa 1mm kleinen hantelartigen Sphärolithen bis zu 4cm großen zopfförmigen Ketten. Häufig können bei den Zopfsintern schnabelartige Verwachsungen der Sphärolithe beobachtet werden (Abb. 4b), wie es von RICHTER & NIGGEMANN (2005) für Komposit sphärolithe der Osterberghöhle bei Bestwig (E' Meschede) sowie des Herbstlabyrinths bei Breitscheid (N-Hessen) beschrieben worden ist. Die Einzelelemente der sphärolithischen Struktur stellen bis über 200mm lange Fasern bzw. Leisten dar (vgl. Abb. 4a), an deren Enden man die für Calcite typische Dreizähligkeit ausmachen kann (Abb. 4 c, d).

4.2 Sphärolithsinter

Der zweithäufigste Speläopartikeltyp wird von Hemisphärolithen eingenommen, wie sie als Kryocalcite bereits von RICHTER & NIGGEMANN (2005) aus mehreren Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges erwähnt worden sind. Im vorliegenden Fall zeichnen sich die Hemisphärolithe durch die ungewöhnliche Größe bis zu 2cm aus (Abb. 3c, d).

Als Keime der faserig aufgebauten Sphärolithe haben calcitische Partikel gedient, wobei interessanterweise Zopfsinter beobachtet wurden, was die genetisch enge Beziehung zwischen Zopfsintern und Hemisphärolithen unterstreicht (vgl. Abb 4e, f). Auch der interne Aufbau aus Calcitfasern bzw. -leisten ist bei beiden Kleinsinterformen identisch.

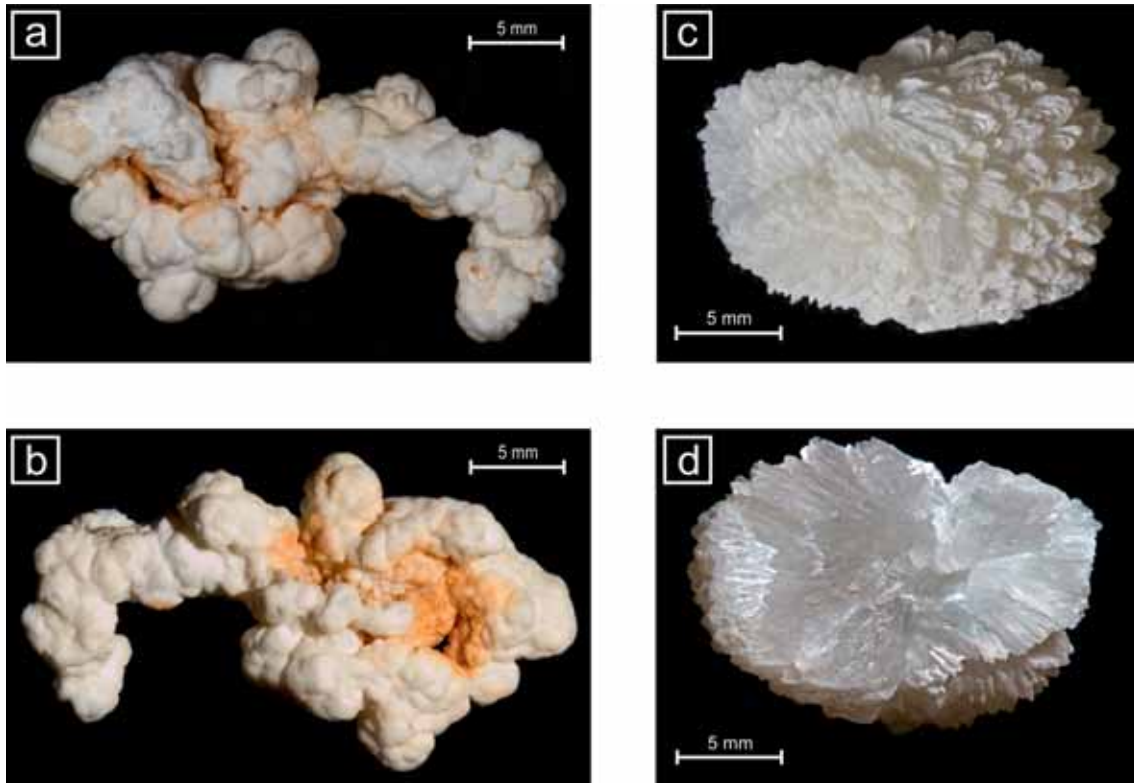


Abb. 3: Fotos der größten Zopfsinter (a-b) und Hemisphärolithe (c-d)

4.3 Rhomboederkristallsinter

Deutlich zurücktretend kommen Einzelrhomboeder und Rhomboederaggregate von 0,1 bis 1mm Durchmesser vor (Abb. 4g). Diese Rhomboederkristallsinter zeichnen sich durch leicht gewölbte Kristallflächen aus, wie es für den gleichen Speläopartikeltyp von RICHTER et al. (2008) aus der Heilenbecker Höhle und von RICHTER et al. (2009a) aus der Großen Sunderner Höhle beschrieben ist. Eine domänenartige Internstruktur dieser Rhomboeder kommt durch die stufenförmige Ausbildung der Kristallflächen zum Ausdruck.

4.4 Skelettkristallsinter

Untergeordnet kommen leisten- bis blättchenförmige Calcite vor, die häufig unregelmäßig begrenzt sind und aufgrund domänenartigen Wachstums gestuft ausgebildet sind. Sie kommen als Einzelkristalle und verwachsene Aggregate vor, wie es für Skelettkristalle – erstmals von ŽÁK et al. (2004) aus polnischen und tschechischen Höhlen beschrieben – der Heilenbecker Höhle des Bergischen Landes typisch ist (RICHTER et al. 2008). Im Fall der Apostelhöhle sind auffälligerweise auch divergierende Fächer der aus Leisten und Blättchen verwachsenen Skelettkristallaggregate zu beobachten. Am Ende der Leisten bzw. Blättchen und am divergierenden Ende der Fächer treten sphärolithische „Verdickungen“ auf (Abb. 4h), die den Einzelformen ein keulen- bis pilzförmiges Aussehen verleihen. Nach unserer Meinung handelt es sich bei diesen Partikeln um Übergangsformen zwischen älteren Skelettkristallsintern und jüngeren Sphärolithsintern. Den gleichen Typ haben ERLEMEYER et al. (1992) unter den Kleinsinterformen des Malachitdoms beschrieben und in der Gruppe „Coralloide“ zusammengefasst.

Das Restspektrum der Karbonatpartikel der Höhlenlehme der beiden Fundstellen wird von nicht näher untersuchten klaren Calcitkristallen aus steilen Rhomboedern mit Zusatzkristallflächen eingenommen. Neben Einkristallen können Bruchstücke von Kristallrasen beobachtet werden, sodass es sich um umgelagertes Material von Sinterbecken handeln dürfte. Bruchstücke bekannter Tropfsteine wie Stalagmiten, Stalagtiten, Fahnen und Flowstones fehlen offensichtlich, was mit dem geringen Sinterschmuck im Umkreis der Fundstellen im Einklang steht.

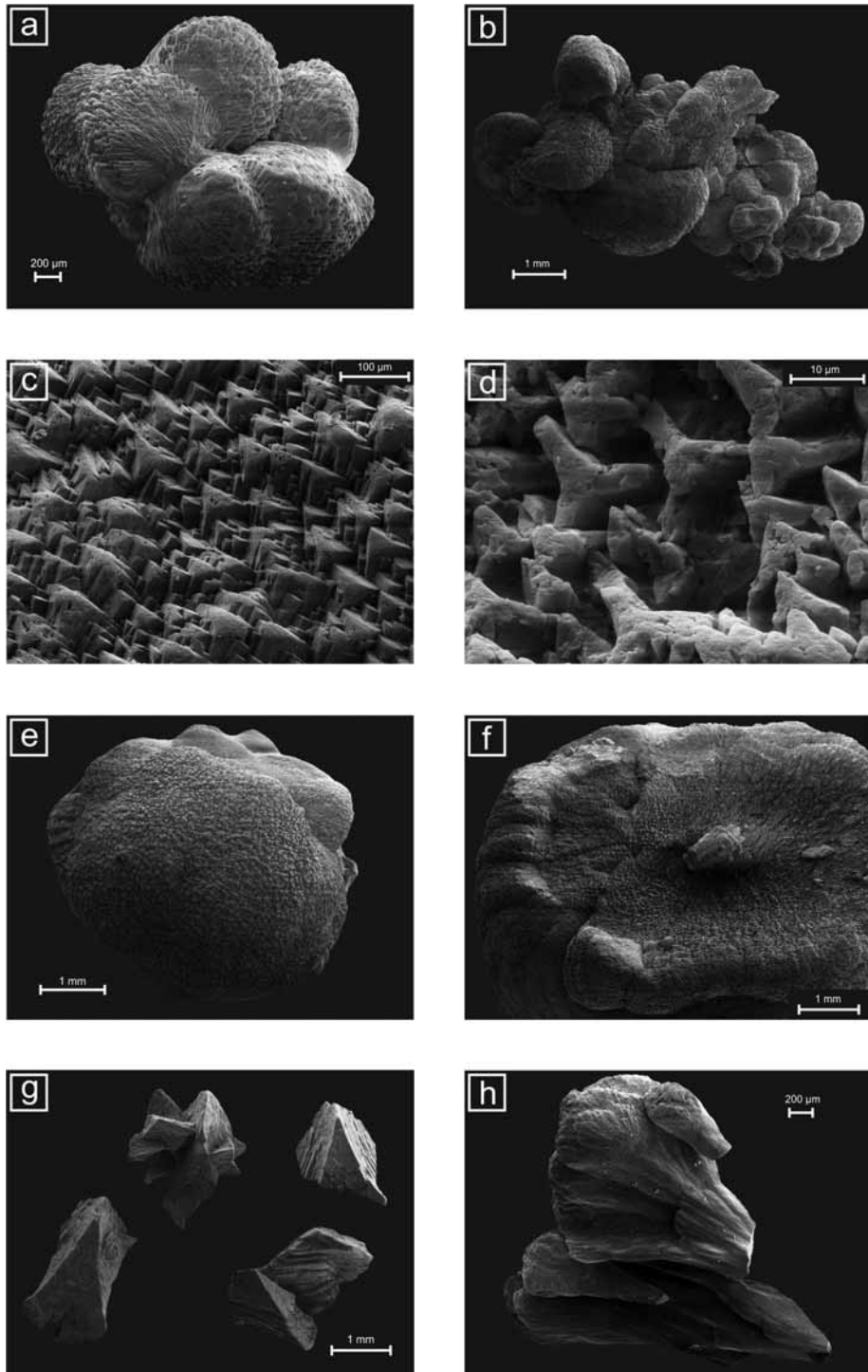


Abb. 4: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen verschiedener Kryocalcite:

- a) Zopfsinter mit komplexer sphärolithischer Struktur aus Calcitleisten
- b) Zopfsinter mit schnabelartiger Verwachsung von Sphärolithen (links)
- c) Außenende der normalen Leistenstruktur sphärolithischer Sinter
- d) Außenende einer skelettartigen Leistenstruktur von Zopfsintern
- e) Konvexe Seite eines Hemisphäroliths
- f) Gerade Seite eines Hemisphäroliths mit zopfsinterähnlichem Aggregat im Zentrum
- g) Einzelrhomboeder und Rhomboederaggregate mit leicht gewölbten Kristallflächen
- h) Sphärolithische Verdickungen (Sphärolithsinter) auf divergierenden unregelmäßig geformten Calcitleisten
- i) (Skelettkristallsinter).

5. C/O – Isotopenzusammensetzung

Die speläogenen Calcitpartikel belegen mit ^{13}C -Werten zwischen +3,5 und -6,2‰ VPDB sowie mit ^{18}O -Werten zwischen -6,4 und -16,8‰ VPDB eine enorme Spannweite (Abb. 5). Es zeigt sich dabei ein Trend zu schwererer C-Isotopie mit leichter O-Isotopie. Bezüglich der einzelnen Partikeltypen liegen die Hemisphärolithe mit relativ leichter O-Isotopie und schwerer C-Isotopie im Endbereich leichter O-Isotopie und schwererer C-Isotopie des Datenkollektivs, während die Zopfsinter das gesamte Kollektiv überspannen (Abb. 5). Insgesamt ist kein Unterschied in der Variationsbreite sowie im Trend der Isotopenwerte der Kryocalcitkollektive der beiden Fundorte (-83m und -93m) gegeben. Die devonischen Kalke der Höhlenumgebung führen mit ^{13}C -Werten zwischen +2,0 und +1,7‰ VPDB sowie mit ^{18}O -Werten zwischen -4,6 und -5,5‰ VPDB, wodurch sie sich deutlich vom Datenkollektiv der kryogenen Speläopartikel und der normalen Speläotheme (hier: Wandsinter) abheben (Abb. 5). Dieser Sachverhalt ist aufgrund der unterschiedlichen Calcitgenese verständlich und für Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges wiederholt belegt worden (RICHTER & NIGGEMANN 2005, RICHTER & RIECHELMANN 2008, RICHTER et al. 2008 u. 2009a u. b) (vgl. Abb. 6).

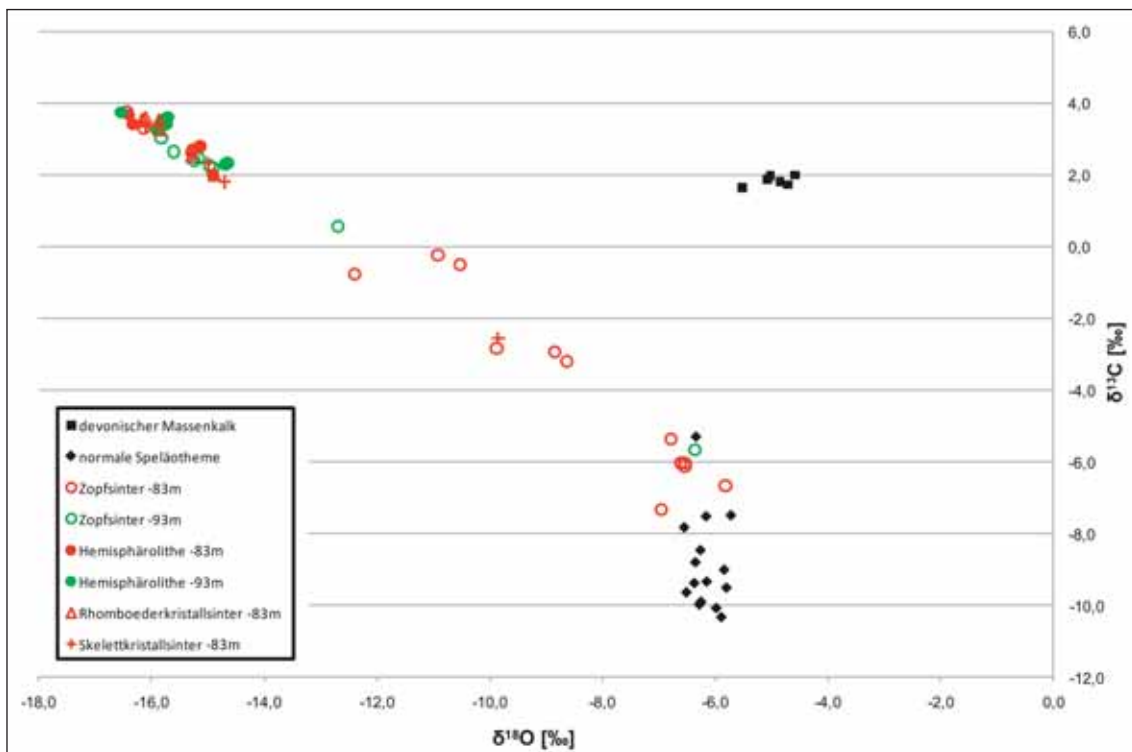


Abb. 5: C/O-Isotopenzusammensetzung der kryogenen Calcite im Vergleich zu entsprechenden Daten normaler Speläotheme (hier: Wandsinter) der Apostelhöhle sowie der mitteldevonischen Wirtsgesteine.

6. U/Th – Datierungen

Labor-Nummer	Proben-Bezeichnung	Alter [ka]	Fehler [ka]
4904	Apostel -83 m Hemisphärolith	37,53	± 0,31
4919	Apostel -83 m Zopfsinter	83,5	± 1,4
4920	Apostel -93 m Zopfsinter	408	+ 42 - 31
5079	Apostel -93 m Hemisphärolith	35,59	± 0,42

Tab. 1: TIMS – U/Th-Datierungen von Kryocalciten der Apostelhöhle (Analytik: R. Eichstädter /Heidelberg)

Die U/Th-Altersdatierungen an 4 Kryocalcitpartikeln haben 3 weichselzeitliche und ein cromerzeitliches Alter ergeben (Tab. 1). Die beiden Hemisphärolithsinter aus -83 m und -93 m weisen mit Altern von 35 bis 38 ka auf eine Bildung nach der weichselzeitlichen Warmphase 8 hin, während die beiden Zopfsinter aus -83 m und -93 m abweichend sehr unterschiedliche Alter ergeben haben. Der Zopfsinter aus -83 m Teufe markiert ein weichselzeitliches Alter nach der weichselzeitlichen Warmphase 21. Dagegen fällt der Alterswert für den Zopfsinter aus -93 m Teufe in die „Super-Warmzeit“ vor etwa 400 ka. Da bei der letztgenannten Datierung der Fehlerwert sehr hoch ist, und sich die Kryocalcite mit leichter O-Isotopie durch Ausfrieren bilden, ist als Bildungszeit für diesen Zopfsinter die Abkühlungsphase nach der „Super-Warmzeit“ anzunehmen (MIS = **M**arine **I**sotopen-**S**tadien 11 bis 10).

7. Zusammenfassende Diskussion

Bis zu 4cm große Calcitpartikel aus Höhlenlehm von zwei Fundstellen der schachtbetonten Apostelhöhle werden aufgrund ihrer Ausbildung und C/O-Isotopenzusammensetzung als kryogene Bildungen erkannt. Es dominieren Zopf- und Hemisphärolithsinter mit leistenförmiger Calcitstruktur, während Rhomboederkristall- und Skelettkristallsinter seltener auftreten. Warum diese vier Kryocalcittypen in den verschiedenen Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges in unterschiedlicher Häufigkeit zueinander auftreten (vgl. RICHTER et al. 2008 u. 2009a), bleibt umfassenderen Untersuchungen vorbehalten.

Die C/O-Isotopenzusammensetzung der morphologisch als Kryocalcitpartikel erkannten Typen belegt eine Genese im Verlauf des Ausfrierens von Wasserbecken, wobei sensu O'NEIL (1968) und CLARK & FRITZ (1997) ^{18}O vorzugsweise in das sich bildende Eis eingebaut wird, sodass sich die Kryocalcite durch leichte O-Isotopenzusammensetzung auszeichnen. Dies trifft jedoch nur für Kryocalcite bei langsamem Ausfrieren zu (ŽÁK et al. 2004), während für Kryocalcite bei schnellem Ausfrieren aufgrund rasch erfolgter Evaporation eine schwerere C/O-Isotopenzusammensetzung gegeben ist (LACELLE 2007, LACELLE et al. 2009a u. b). Letztere wurden bislang in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges nicht gefunden, was jedoch aufgrund ihrer kleinen Partikelgröße (<200µm) wohl nur eine Frage weiterer Forschungsintensität ist.

Bei den Fundstellen der Apostelhöhle liegen die vier Kryocalcittypen nebeneinander im und auf dem Höhlenlehm vor, sodass wie bei den anderen Kryocalcitvorkommen des Rheinischen Schiefergebirges (RICHTER & RIECHELMANN 2008, RICHTER et al. 2008 u. 2009) eine Genese in gefrierenden Wasserbecken auf Eis wahrscheinlich ist, sodass die Partikel nach Schmelzen des Eises in einer nachfolgenden Warmphase auf dem Höhlenboden sowie auf Versturzböcken vermengt zur Ablagerung kamen.

Im Fall der Apostelhöhle ist die Situation bezüglich der kryocalcitführenden Lehme gegenüber den übrigen Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges komplizierter, da stichprobenartig durchgeführte TIMS-U/Th-Datierungen zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen geführt haben (verschiedene weichselzeitliche Alter und ein präholsteinzeitliches Alter). Offensichtlich hat sich in der Apostelhöhle im Verlauf des Quartärs mehrfach Eis gebildet und es ist mehrfach zur Kryocalcitgenese gekommen. Nach den Schmelzpro-

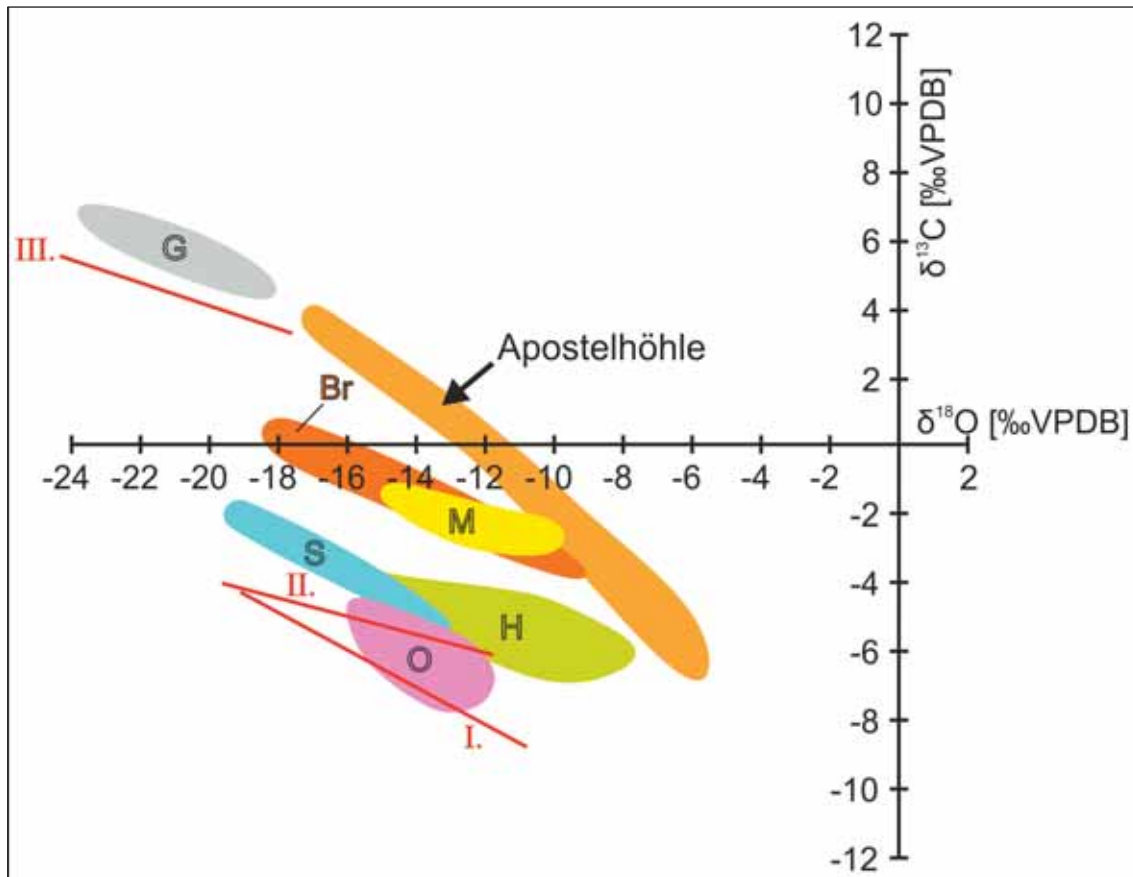


Abb. 6: C/O-Trends und -Felder bisher bearbeiteter kryogener Calcite aus mitteleuropäischen Höhlen: Östliches Mitteleuropa nach ŽÁK et al (2004) – I: Jaskinia Jaworzidia Höhlensystem, II: BUML-Höhle, III: Stratviska Jaskyna-Höhlensystem; Rheinisches Schiefergebirge nach RICHTER & NIGGEMANN (2005 – Ostenberghöhle = O), RICHTER & RIECHELMANN (2008 – Malachitdom = M), RICHTER et al. (2008 – Heilenbecker Höhle = H), RICHTER et al. (2009 – Sunderner Höhle = S) und Richter et al. (im Druck – Breitscheid-Erdbach-Höhle = Br); Nördliche Kalkalpen nach RICHTER et al. (2009c – Glaseishöhle = G). Apostelhöhle = C/O-Feld von Abb. 5.

zessen haben sich die verschieden alten Kryocalcite an geschützten Stellen geringster Sedimentationsrate akkumuliert, sodass sie nach der Probenentnahme in derselben Probe vorlagen. Aufgrund der filigranen Ausbildung (Skelettkristallsinter) und gut erhaltenen Morphologie (Zopf- und Hemisphärolithsinter) sowie ihrer teilweise exponierten Fundstelle (Lok. 1 bei -93m) sind größere Umlagerungen auszuschließen.

Insgesamt ergibt sich bezüglich der Kryocalcite in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges noch ein enormer Forschungsbedarf. Dabei sollte einerseits ein besonderes Augenmerk auf gegenseitige Überwachungen der verschiedenen Kryocalcittypen geworfen werden und andererseits gilt es zeitlich deutlich verschiedene Kryocalcitgenerationen zu unterscheiden. In Verbindung mit der Entschlüsselung warmzeitlicher Sintergenerationen ist es somit mittelfristig möglich, die jungquartäre Klimageschichte Mitteleuropas unabhängig von bzw. ergänzend zu Seesedimentabfolgen aufzudecken.

Danksagung

Unser Dank geht an R. Eichstädter für die Durchführung der TIMS-Analytik, R. D. Neuser für die Unterstützung bei den Aufnahmen mit einem Rasterelektronenmikroskop, an D. Buhl für Fotoaufnahmen, an P. Meissner für Fotomontagen und an A. Schäffer für Grafikerstellungen.

8. Literatur

- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology.- 328 S.; New York (Lewis Publisher).
- ERLEMEYER, M., HASENMAYER, B. & SCHUDELSKI, A. (1992): Das Höhlensystem Kreiselhalle – Malachitdom – ein bemerkenswerter Aufschluß für Höhlenminerale – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hrsg.): Der Malachitdom. Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland.- 69-89; Krefeld.
- LACELLE, D. (2007): Environmental setting, (micro)morphologies and stable C-O-isotope composition of cold climate carbonate precipitates – a review and evaluation of their potential as paleoclimatic proxies.- *Quat. Sci. Rev.*, **26(11-12)**: 1670-1689; Oxford.
- LACELLE, D., LAURIOL, B. & CLARK, I. D. (2009): Formation of seasonal ice bodies and associated cryogenic carbonates in cavern de L'ours, Québec, Canada: Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures.- *Journal of Cave and Karst Studies*, **71(1)**: 48-62; Huntsville, Alabama.
- O'NEIL, J. R. (1968): Hydrogen and Oxygen Isotope Fractionation between Ice and Water.- *The Journal of Physical Chemistry*, **72/10**: 3683-3684; Washington DC.
- PAECKELMANN, W. (1936): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. 341, Blatt 2660 Adorf; Berlin.
- RICHTER, D.K. & NIGGEMANN, S. (2005): Kryogene Calcite in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges.- *Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforscher*, **51**: 129 – 132; München.
- RICHTER, D.K. & RIECHELMANN, D.F.C. (2008): Late Pleistocene cryogenic calcite spherulites from the Malachitdom Cave (NE Rhenish Slate Mountains, Germany): origin, unusual internal structure and stable C – O isotope composition.- *Int. J. Speleology*, **37(2)**: 119 – 129; Bologna.
- RICHTER, D.K., NEUSER, R.D. & VOIGT, S. (2008): Kryogene Calcitpartikel aus der Heilenbecker Höhle in Ennepetal (NE Bergisches Land / Nordrhein-Westfalen).- *Die Höhle*, **59** (1-4): 37-47; Wien.
- RICHTER, D.K., DREYER, R., NIGGEMANN, S. & PIELSTICKER, K.-H. (2009a): Kryocalcite in der Großen Sunderner Höhle (Sauerland) – ein weiterer Beleg für die vormalige Eishöhle.- *Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforscher*, **55**: 80-85; München.
- RICHTER, D.K., MANGINI, A. & VOIGT, S. (2009b): Erste Th/U-datierte Kryocalcite der mittleren Weichseiszeit aus einer Höhle des Rheinischen Schiefergebirges (Heilenbecker Höhle, Bergisches Land).- *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher*, **55**: 125-127; München.
- RICHTER, D.K., VOIGT, S. & NEUSER, R.D. (2009c): Kryogene Calcite unterschiedlicher Kristallform und Kathodolumineszenz aus der Glaseishöhle am Schneiber (Steinernes Meer / Nationalpark Berchtesgaden, Deutschland).- *Die Höhle*, **60** (1-4): 3-9; Wien.
- RICHTER, D.K., MEISSNER, P., IMMENHAUSER, A., SCHULTE, U. & DORSTEN, I. (im Druck): Cryogenic and non-cryogenic pool calcites reflect alternating permafrost and interglacial periods (Breitscheid – Erdbach Cave, Germany).- *The Cryosphere*.
- SCHOLZ, D. & HOFFMANN, D. (2008): ²³⁰Th/U-dating of fossil corals and speleothemes.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **57/1-2**: 52-67; Hannover.
- WEBER, H.-W. (1981): Höhlenkataster Westfalen, Stand 5/81.- *Antiberg* **21/22**, 48 S. (als Blätter bezeichnet, „Loseblattsammlung“); Hemer.
- ŽÁK, K., URBAN, J., CILEK, V. & HERCMANN, H. (2004): Cryogenic cave calcite from several Central European caves: age, carbon and oxygen isotopes and a genetic model.- *Chem. Geol.*, **206**: 119-136; Amsterdam.
- ŽÁK, K., ONAC, B. P. & PER OIU, A. (2008): Cryogenic carbonates in cave environments: a review.- *Quat. Internat.*, **187**: 84-96; Oxford.
- ZYGOWSKI, D. W. (1983): Die Höhlen der Briloner Hochfläche (östliches Rheinisches Schiefergebirge).- *Karst und Höhle* **1982/83**: 15-46; München.

Geol. Paläont. Westf.	78	73-81	6 Abb.	Münster Dezember 2010
--------------------------	-----------	-------	--------	--------------------------

Eine Mikrofloren-Mischvergesellschaftung in mittelpleistozänen Schichten (MIS 6) der Dechenhöhle (NW Sauerland/NRW)

Rasmus Dreyer¹, Stefan Niggemann¹, Detlev K. Richter² & Rüdiger Stritzke³

Zusammenfassung

Erstmals wird eine mittelpleistozäne Ablagerung mit reichhaltiger Mikroflorenvergesellschaftung aus einer Höhle des Rheinischen Schiefergebirges beschrieben. Die zeitliche Einstufung erfolgte über Th/U-Datierungen an begleitenden umgelagerten Stalagmiten sowie überlagernder Flowstones. Quartäre und neogene Pollen sowie Dinoflagellaten oberkretazisch / paläogenen Alters belegen eine Mikrofloren-Mischvergesellschaftung.

Einführung

Mikrovergesellschaftungen in Höhlensedimenten sind einerseits zur zeitlichen Einstufung von Verkarstungen und andererseits zur Interpretation von Umlagerungen von Bedeutung. So konnten für mittel / oberdevonische Massenkalkgebiete des Rheinischen Schiefergebirges prä- bis synunterkretazische Hohlraumbildungen durch Lagen mit gut erhaltener Flora und teilweise auch Fauna aus der Unterkreidezeit in Höhlensedimenten belegt werden (pflanzenreiche Karstfüllung im Steinbruchgebiet zwischen Eisborn und Hönnetal – WIRTH 1964, mikroporenführende Karstfüllung im Kallenhardt Steinbruch bei Warstein – CLAUSEN et al. 1978, Sauriergrube von Nehden nördlich Brilon – u.a. KAMPMANN 1983 und SCHUDACK 1987, mikroflorenreiche Tiefenkarstfüllung im Steinbruch Rohdenhaus-Süd bei Wülfrath – DROZDZEWSKI et al. 1998). Häufig sind die Fossilfunde nicht eindeutig, und es muß mit Faunen/Florenvermischungen sowie mit mehrphasig verlaufenen Verkarstungen gerechnet werden (s. Kompilation von STRITZKE et al. 2007). Über Mikroflorenvermischung in Höhlensedimenten haben VOIGT (1992) aus der Kluterthöhle in Ennepetal (tertiäre Dinoflagellaten neben kreidezeitlichen Pollen und Sporen), und STRITZKE et al. (2007) aus dem Laubengang der Dechenhöhle in Iserlohn (oberkretazische Dinoflagellaten neben neogenen sowie quartären Mikroflorenvergesellschaftungen) berichtet.

Der Kenntnis über Vergesellschaftungen von Mikrofloren sowie -faunen in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges zwischen Kalksinterlagen kommt neuerdings für paläogeographische und paläoklimatische sowie zeitliche Aussagen eine besondere Bedeutung zu, da die jüngeren Kalksinter (bis 500 ka) mit der TIMS-Th/U-Datierungsmethode (u.a. SCHOLZ & HOFFMANN 2008) und die älteren Generationen mit der U/Pb-Methode (u.a. MEYER et al. 2009) absolut datiert werden können.

Aus der Dechenhöhle (Lage siehe Abb. 1) konnten bislang die Forschungsprofile Königshalle, Laubengang, Knochengrube und Brückengang (Lokalitäten siehe Abb. 2) über TIMS-Th/U-Datierungen zeitlich recht gut eingehängt werden (Zusammenfassung siehe DREYER et al. 2008 und NIGGEMANN et al. 2008). Erste palynologische Untersuchungen in der Dechenhöhle fanden im Zuge der Forschungsgrabung „Dechenhöhle 2000“ in der Königshalle statt (DREYER et al. 2000). In einer Schicht konnte dort eine quartäre warmzeitliche Pollenvergesellschaftung und umgelagertes Tertiärmaterial nachgewiesen werden.

*Anschrift der Verfasser:

¹Rasmus Dreyer, Stefan Niggemann
Dechenhöhle und Deutsches Höhlenmuseum Iserlohn, Dechenhöhle 5, 58644 Iserlohn

²Detlev K. Richter
Ruhr-Universität Bochum, Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Universitätsstraße 150, 44801 Bochum

³Rüdiger Stritzke
Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Straße 195, 47803 Krefeld

Eine im Sommer 2008 durchgeführte umfangreiche Beprobungsaktion für palynologische Untersuchungen hat für Schicht 7 des Profils Brückengang (Abb. 3) eine aussagekräftige Mikroflorenvergesellschaftung ergeben, über die nachfolgend berichtet und diskutiert werden soll.

Profil Brückengang

Das Profil Brückengang liegt im westlichen Abschnitt der Dechenhöhle (Abb. 2). Diese Höhlenteile wurden erst 1909-1912 im Zuge der Fortsetzungssuche nach touristisch erschließbaren Höhlenteilen entdeckt (HAMMERSCHMIDT et al. 1995). Bis 1921 wurden die Räumlichkeiten erweitert, so dass Besuchern ein Betreten der Höhlenteile möglich wurde. Der Hauptgang mündet in eine kleine Kammer, die ursprünglich fast bis zur Decke mit Lehm verfüllt war. Der weitere Gangverlauf war ursprünglich sehr niedrig. Daher wurde unterhalb der Sinterdecke des „Brückengangs“ das teilweise karbonatisch verkittete Lockersediment auf einer Strecke von etwa 15 m ausgegraben. Nach etwa 20 m sprengte man einen geräumigen Ausgangsstollen, der auch heute noch benutzt wird. Durch die anthropogenen Eingriffe entstand ein etwa 15 m langer bis zu 2,5 m mächtiger Sedimentaufschluß, der in zwei Detailprofilen aufgenommen wurde.

Schicht 2 besteht aus einem geschichteten schluffigen, schnecken- und pflanzenresteführenden grau-braunen Lehm, der teilweise bis zur Decke gereicht hat und bereits vor den anthropogenen Aktivitäten partiell ausgeräumt bzw. umgelagert wurde. Zum Teil wachsen auf diesem Lehm junge, aktive Stalagmiten (Schicht 1). Schicht 3 ähnelt Schicht 2, ist jedoch ungeschichtet und enthält an der Basis zusätzlich Massenkalkblöcke und umgelagerte Speläotheme. Ein kleines Stalagmitenbruchstück konnte seinem Wuchsort auf einem benachbarten älteren Stalagmiten zugeordnet werden und ergab ein TIMS-Th/U-Alter von 98,6 ka ($\pm$ 9,5 ka). Die Schichten 2 und 3 müssen im Weichsel-Glazial (MIS 5a/b bis 2) abgelagert und partiell ausgeräumt worden sein.

Im Liegenden der Schicht 3 befand sich eine dünne Sinterlage (Schicht 4), die teilweise zerbrochen ist. Reste dieser Sinterlage finden sich an einem benachbarten Stalagmiten. Schicht 5 ist ein rotbrauner schnecken- und kleinsäugerknochenführender tonig-schluffiger Lehm, der zahlreiche Stalaktitenbruchstücke und Sinterperlen enthält, denn die Schicht 5 hat ein ehemaliges Sinterbecken verfüllt, welches zu der darunterliegenden Sinterschicht (Schicht 6) gehörte. Diese in-situ gewachsene Sinterschicht mit Stalagmiten und Decksinter entstanden eemzeitlich (Alter zwischen 121,5 ka ($\pm$ 2 ka) und 118,4 ka ($\pm$ 6,2 ka)). Die Schicht 5 ist somit frühglazial in der Weichselzeit abgelagert worden (MIS 5 c/d). Unter der eemzeitlichen Sinterlage folgt mit Schicht 7 eine Lehmlage, die zahlreiche zerbrochene Speläotheme enthält. Hier liegt eine ältere Th/U-Datierung vor, die in das MIS 7 passen könnte (231,9 ka (+114,9 ka, -51,1 ka)). Dieses Ergebnis muß durch eine modernere TIMS-Datierung demnächst überprüft werden. Die Sinterbruchstücke dieser Generation liegen auf einer in-situ-Sinterdecke (Schicht 8), deren mögliches MIS7-Alter in die weitere Abfolge passen würde. An der Basis dieser Sinterdecke treten erstmalig für das Profil „Brückenhalle“ Knochen von Großsäugern (hier wohl *Ursus spelaeus*) auf.

Schicht 9 ist im östlichen Profilabschnitt ein ungeschichteter grau-brauner, schluffig-toniger Lehm mit zahlreichen Massenkalkblöcken, der auf einer Sinterdecke (Schicht 10) abgelagert wurde. Die Datierung dieser Sinterlage (Schicht 10) ergab ein TIMS-Th/U-Alter von 353,0 ka (+ 20 ka, - 16 ka). Diese Lage lässt sich im weiteren Profil nach Westen verfolgen und korrespondiert mit einem in-situ befindlichen Stalagmitenensemble, das ein TIMS-Th/U-Alter von 336,7 ka (+37,1 ka, -28,0 ka) ergeben hat. Die darüber befindliche schluffig-tonige grau-braune Schicht lässt sich der Schicht 9 zuordnen, enthält allerdings keine Massenkalkstücke und ist geschichtet. Diese Schicht ist offenbar zwischen den Sinterlagen des MIS 7 und MIS 9 abgelagert worden. Direkt unter der In-situ-Sinterlage befindet sich 0,1 m mächtige rotbraune tonig-sandig-kiesige Lage (Schicht 11), die partiell von einer ebenfalls geringmächtigen weiteren grau-braunen schluffigen Schicht (Schicht 12) unterlagert ist. Darunter ist eine konkretionär verhärtete dünne Lage erkennbar. Schicht 13 zeigt eine tonig-schluffige hellbraun-rötliche Ausbildung und wird partiell durch eine konkretionäre Lage von der darunterliegenden, ähnlich ausgebildeten, jedoch geschichteten Schicht 14 getrennt.

An der Basis befindet sich Schicht 15, die in ihrer Zusammensetzung (brauner, steiniger schluffig-toniger Lehm mit zahlreichen Massenkalkstücken und umgelagerten Speläothemen sowie Großsäugerknochen) stark an die knochenführenden Lagen des Profils „Königshalle“ erinnert („debris-flow“-Einheit). Ein Sinterbruchstück wurde mittels TIMS-Th/U-Verfahren auf 386,8 ka (+39,8 ka, - 29,2 ka) datiert, was ebenfalls mit den Altern umgelagerter Sinter in den knochenführenden Lagen der Profile „Knochengrube“ und „Königshalle“ korrespondiert. Inwieweit das Profil sich nach unten fortsetzt konnte bislang nicht geklärt werden. Die Untersuchungen dauern an.

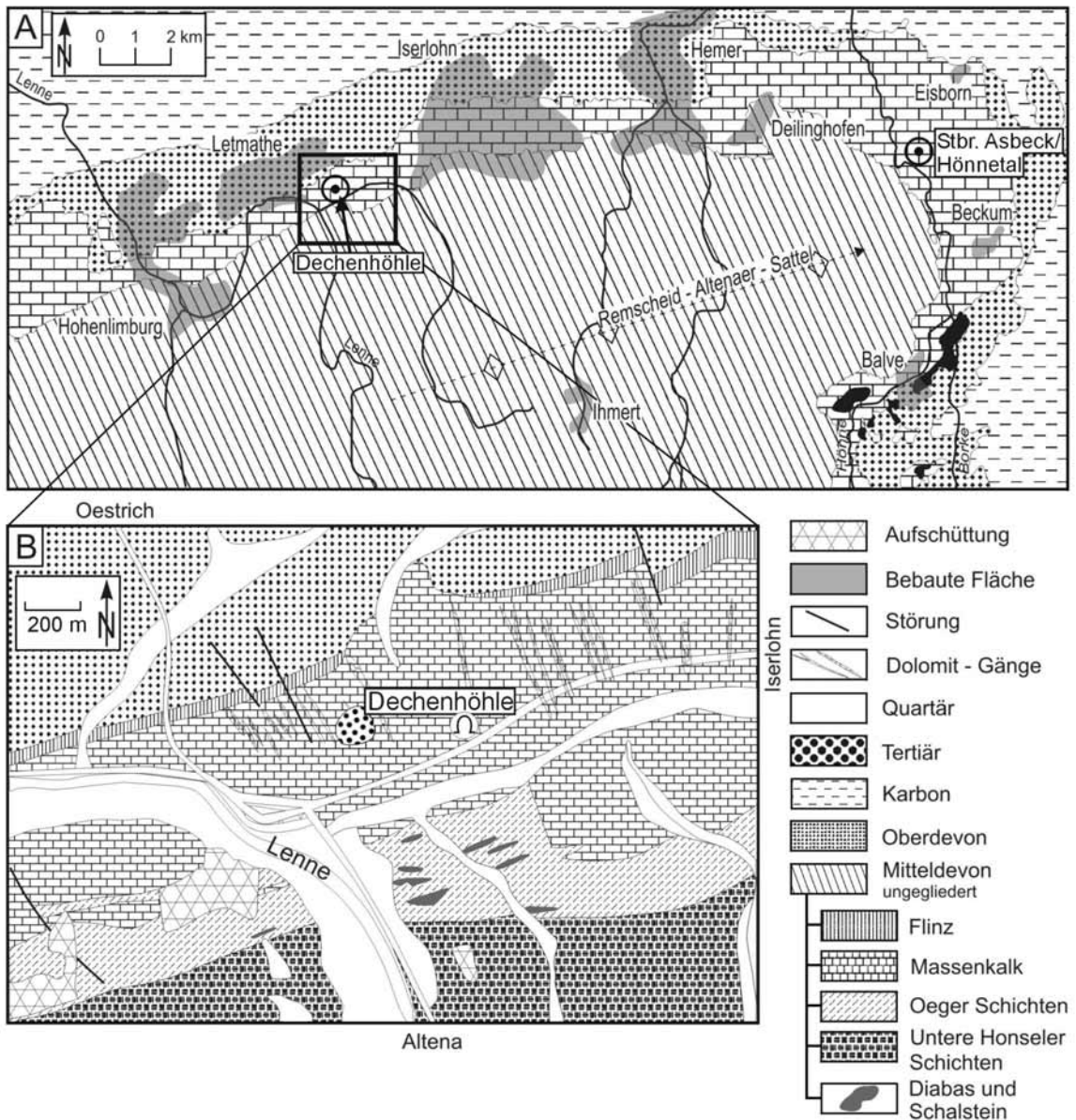


Abb. 1 Geologische Übersichtsskizzen zur Lage der Lokalitäten Dechenhöhle und Steinbruch Asbeck/Hönnetal im Massenkalk des Nordflügels des Remscheid-Altenaer-Sattels nach Karten des geologischen Dienstes NRW (v. KAMP 1972)

Mikroflora

Den feinklastischen Abschnitten 2, 3, 5, 7, 9, 13, 14 und 15 des Profils Brückengang (vgl. Abb. 2) wurden 70 Proben für Mikroflorenuntersuchungen entnommen. Die meisten Proben erwiesen sich als weitgehend palynomorphleer, wobei neogene und untergeordnet paläogene Einzelpollen und -sporen immer wieder auf Umlagerungen tertiärer Schichten hingewiesen haben. Lediglich Einheit 7 hat in 8 Proben statistisch auswertbare Palynofloren ergeben.

Die Mikroflorenvergesellschaftungen sind in Abb. 3 dargestellt worden, und eine Auswahl bestens erhaltener Pollen findet sich in Abb. 4.

Die Flora ist sippenreich, aber gemischt. Die parantochthone Flora wird durch quartäre Florenelemente markiert. Dazu gehören die Nadelgehölze Kiefer, Fichte und Tanne, ferner sommergrüne Gehölze des

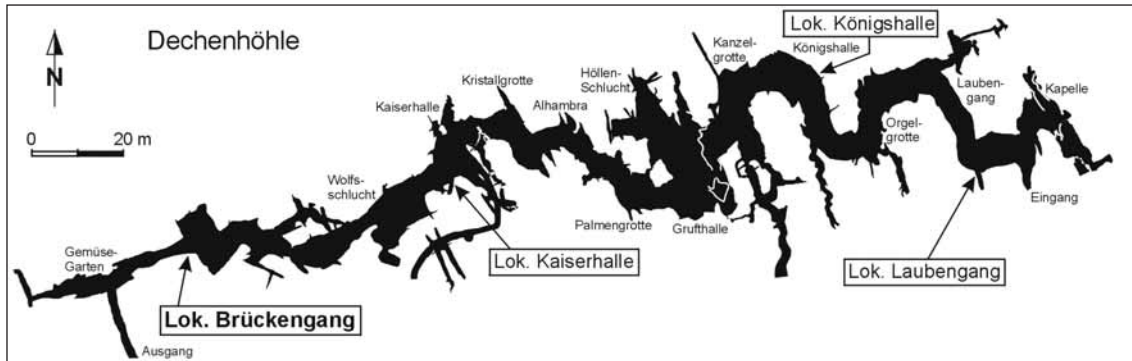


Abb. 2 Lage des Profils Brückengang in der Dechenhöhle (Kartengrundlage: HAMMERSCHMIDT et al. 1995)

Eichenmischwaldes mit Eiche, Ulme, Linde und Ahorn sowie Buche, Hainbuche, Birke und Weide. Die begleitende Krautflora wird durch Beifuß (*Artemisia*), Ampfer (*Rumex*) sowie vor allem Korb- und Kreuzblütler (Cichoriaceae, Asteraceae, Brassicaceae) geprägt. Insgesamt wird dadurch vermutlich eine pleistozäne meso- bis telokratische Vegetation repräsentiert, wie sie wiederholt in pleistozänen Ablagerungen des mitteleuropäischen Raumes nachzuweisen ist.

Interessant ist der Nachweis paläo- bis neogener Gehölze – wie z.B. der Schirmtanne (*Sciadopitys*), der Sequoie (*Sequoia*), des Tupelobaumes (*Nyssa*) oder der Sumpfyzypresse (*Taxodium*). Ergänzt wird diese Tertiärfloa durch Dinoflagellaten-Zysten. Allerdings fanden sich nur chorate Zysten, vor allem *Spiniferites* sp., *Areosphaeridium* sp., *Hystrichodinium* sp. und *Hystrichosphaeridium* sp.. Sie alle sind stratigraphische Durchläufer von der Kreide bis ins Quartär ohne Leitwert. Da aber marines Quartär im Umfeld des Untersuchungsraumes ausscheidet, marines Tertiär nicht zweifelsfrei bekannt ist und oberkretazische Dinoflagellaten (u.a. *Aeroligera*) aus benachbarten Dechenhöhlen-Profilen sowie vom Burgberg beschrieben worden sind (STRITZKE et al. 2007), gehen wir auch bei den marinen Elementen des Brückengang-Profiles von einer oberkretazischen Mikroflora aus.

Zusammenfassende Diskussion

Das Profil „Brückengang“ zeichnet sich durch eine kompliziert aufgebaute Abfolge aus warmzeitlich gebildeten Speläothemen und klastischen Sequenzen aus (DREYER et al. 2008). Die Genese der klastischen Ablagerungen ist vielfältig, da sie einerseits zumeist schlecht verrundete Speläothem- und Massenkalkklasten aus dem direkten Umfeld der Höhle und andererseits vornehmlich feinkörniges siliziklastisches Material („Höhlenlehm“) enthalten. Systematische Untersuchungen an Höhlenlehmproben der Dechenhöhle haben ergeben, daß der überwiegende Feinkornanteil von außen in die Höhle eingetragen worden ist (ALBRECHT -VAN GRIETHUYSEN 1999, STRITZKE et al. 2007). Anders verhält es sich mit den Speläothem- und Massenkalkklasten, die im direkten Höhlenbereich bereitgestellt worden sein müssen und keinen größeren Transportweg zurückgelegt haben können. RICHTER & RIECHELMANN (2008) und RICHTER et al. (2008) konnten für Höhlen im Rechtsrheinischen Schiefergebirge zeigen, daß Versturzereignisse in direktem Zusammenhang mit der Ablagerung kryogen gebildeter Calcitpartikel zu sehen sind, was nach den genannten Autoren beim Überschreiten der 0°C-Isotherme der Jahresdurchschnittstemperatur im Übergang von Kalt- zu Warmphasen während des quartären Eiszeitalters wiederholt gegeben war. Da die betrachteten klastischen Sequenzen keine strömungsbedingten Sedimentstrukturen aufweisen, sind sie im Sinne der Ausführungen von DREYER et al. (2008) und NIGGEMANN et al. (2008) als Massenstromablagerungen mit einem Gemenge an Material unterschiedlicher Herkunft sowie verschiedenen Alters anzusehen.

Die zuvor durchgeführte Diskussion verdeutlicht die bereits vor den Untersuchungen gemachte Annahme, daß es sich bei potentiellen Mikrofossilansammlungen in den Höhlenabschnitten des Profils Brückengang um in die Höhle eingetragenes und miteinander vermengtes Material handelt. Im vorliegenden Fall des klastischen Profilabschnitts 7 handelt es sich um ein Mikroflorenngemenge von Elementen quartären, tertiären sowie wahrscheinlich oberkretazischen Alters. Dabei dominiert in den 8 Proben eine quartärzeitliche Florenvergesellschaftung. Aus dem weiter östlich gelegenen jungpleistozänen Höhlenlehmprofil der Lokalität Laubengang (vgl. Abb. 2) haben STRITZKE et al. (2007) eine Mikroflorenvermischung mit einer Dominanz von neogenen Elementen beschrieben.

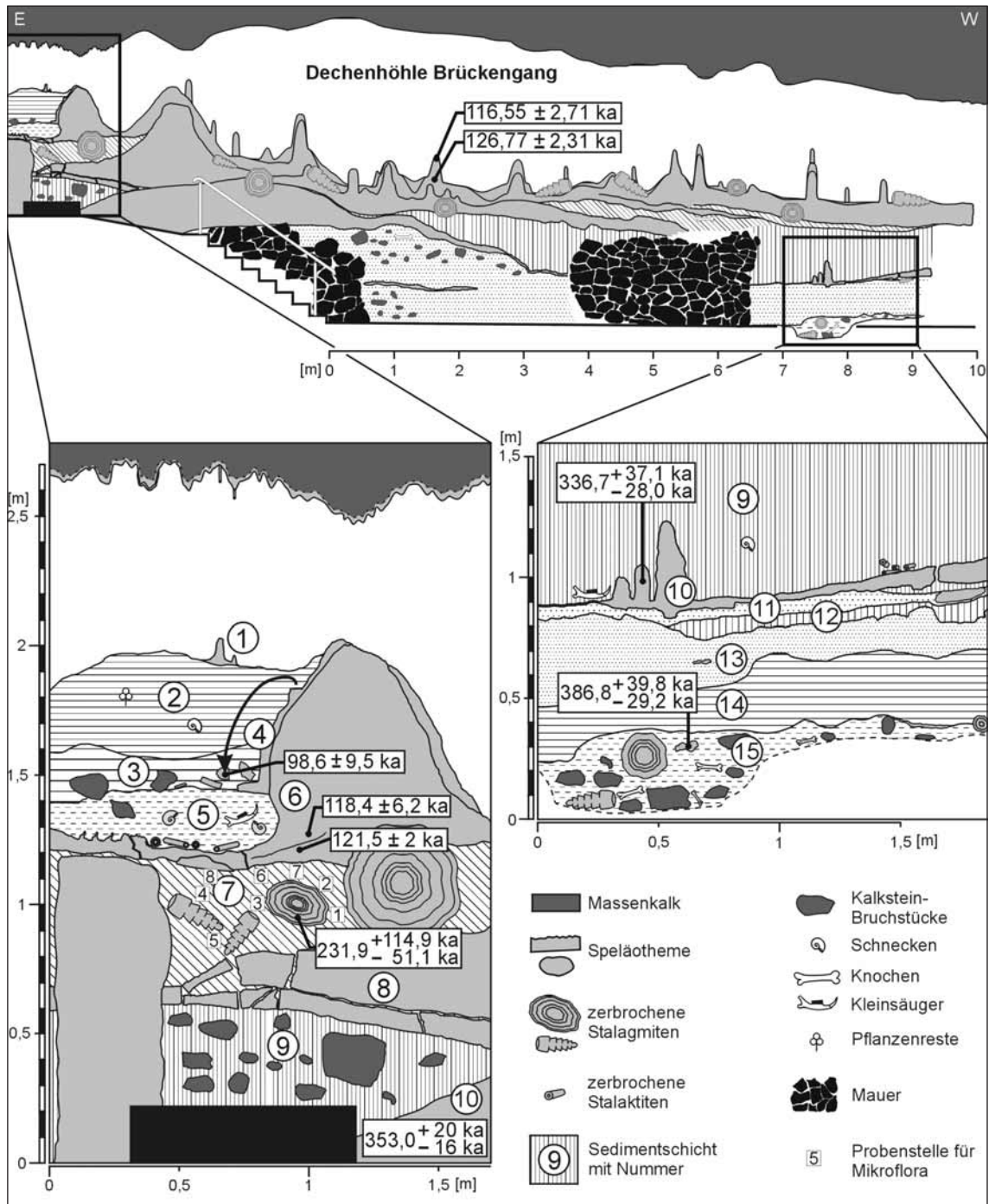


Abb.3 Profil Brückengang (DREYER et al. 2008) mit Positionsangaben für die Mikroflorenproben 1 bis 8 in Schicht 7

Die bislang durchgeführten palynologischen Untersuchungen an Höhlenlehmern der Dechenhöhle haben lediglich Mikroflorenvermischungen und keine Hinweise zum Alter der Ablagerungen ergeben. Somit müssen für zeitliche Einstufungen von Profilsequenzen – wie dem Profil Brückengang – Th/U-Datierungen an Speläothemengenerationen herangezogen werden (Abb. 3). Im vorliegenden Fall ergibt sich für die mikroflorenbearbeitete Einheit 7 ein präoberpleistozänes Alter, wobei eine Zuordnung zum MIS 6 wahrscheinlich ist.

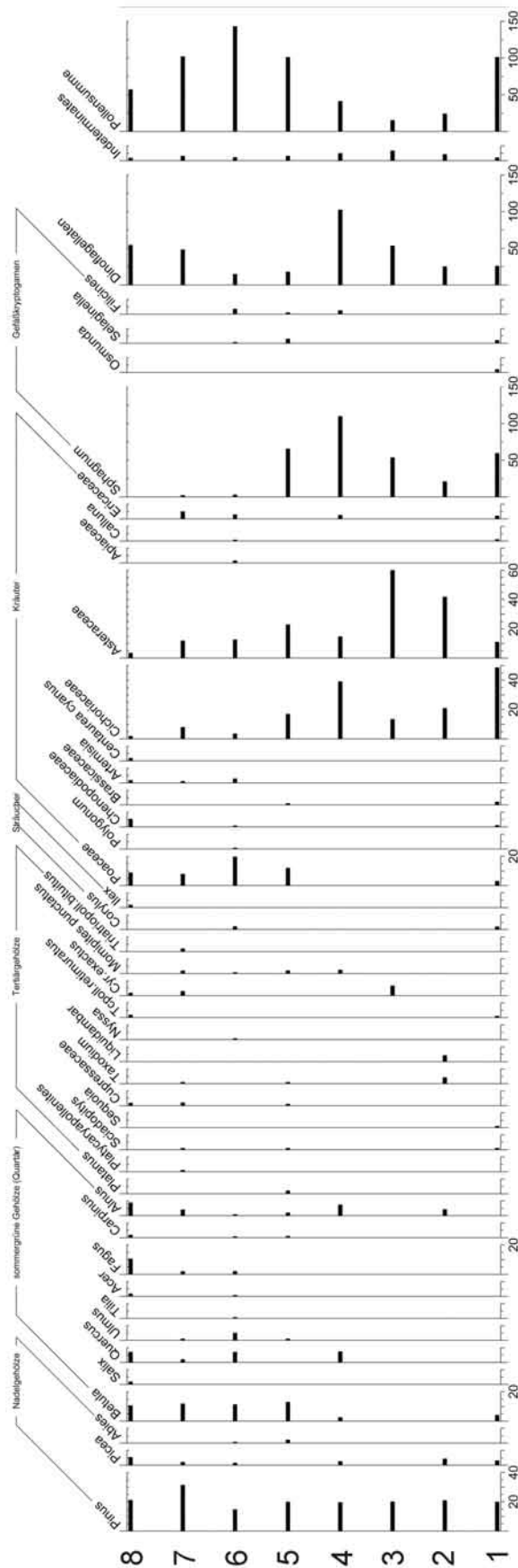


Abb. 4 Mikroflorenvergesellschaftungen in den Proben 1 bis 8 der Schichteinheit 7 des Profils Brückengang

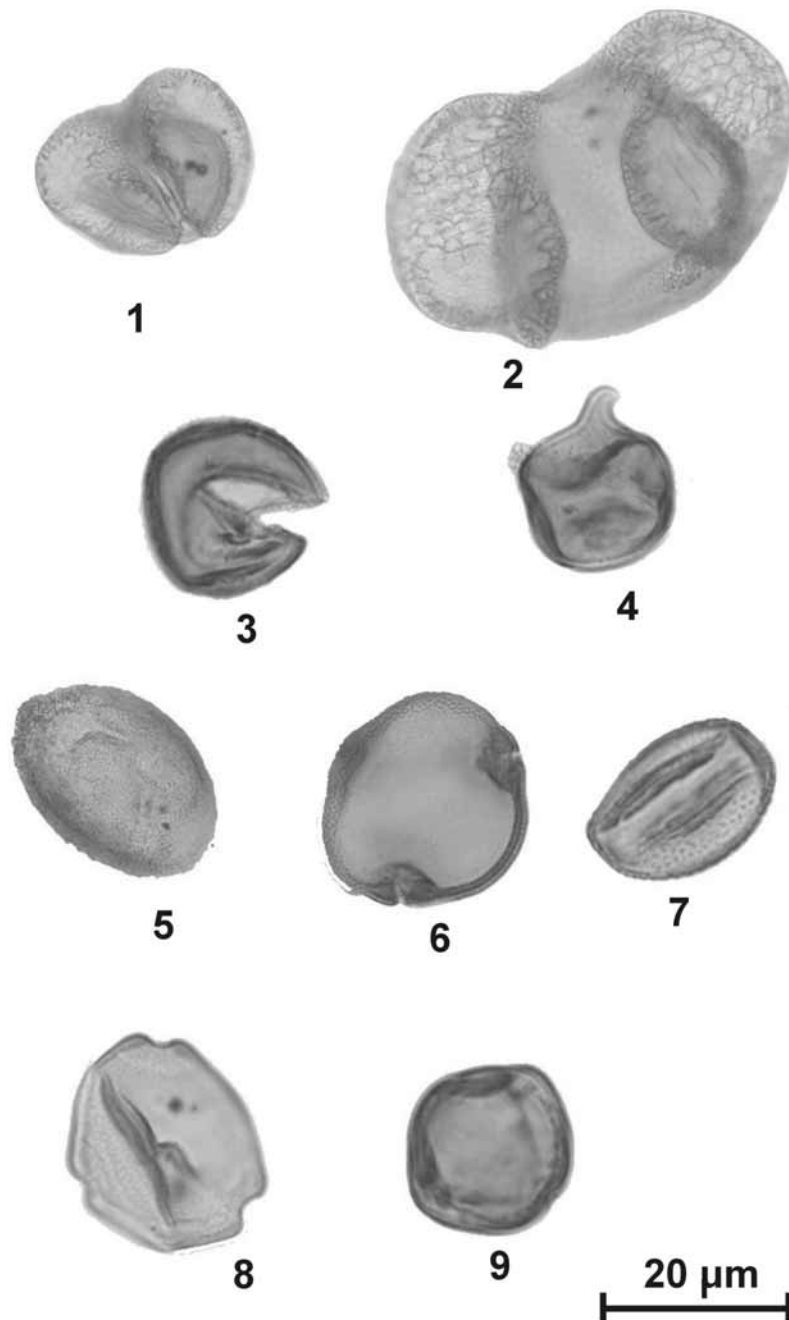


Abb. 5 Gut erhaltene Pollen der Schichteinheit 7 des Profils Brückengang:

- 1) *Pinuspollenites*/*Pinus*. Der durchschnittlich 60 µm große Pollen ist bisaccat mit halbkugelförmigen Sacci setzen sich deutlich vom Zentralkörper ab.
- 2) *Piceapollenites*/*Picea*. Dieser ebenfalls bisaccate Pollen ist mit 100 µm deutlich größer als *Pinuspollenites*. Seine Sacci sind vom Zentralkörper kaum abgesetzt.
- 3) *Taxodiaceapollenites*/*Taxodium*. Der durchschnittlich 30 µm große, rundliche Pollen ist inaperturat. Er hat eine psilate Skulptur.
- 4) *Sequoiapollenites*/*Sequoia*. Der 20-25 µm große kugelige Pollen hat immer eine Ligula, die nach unten gebogen sein kann.
- 5) *Sciadopityspollenites*/*Sciadopitys*. Der um 30 µm große Pollen ist inaperturat oder auch monosulcat. Seine dünne Exine ist granuliert.
- 6) *Intratrirporopollenites instructus* (*Tilia*). Der flachlinsige Pollen hat drei seitenständige, tiefe Germinalien. Die Exine weist ein weitmaschiges Reticulum auf.
- 7) *Tricolpopollis asper* (*Fagus*). Der etwa 20x27 µm große Pollen ist tricolpat und hat eine aufgeraute Oberfläche.
- 8) *Momipites punctatus*. Der etwa 20 µm große, triporate Pollen hat einen gerundet-dreieckigen Umriss.
- 9) *Nyssapollenites*/*Nyssa*. Der im Mittel 30 µm große Pollen hat deutliche, am Rande verdickte Poren.

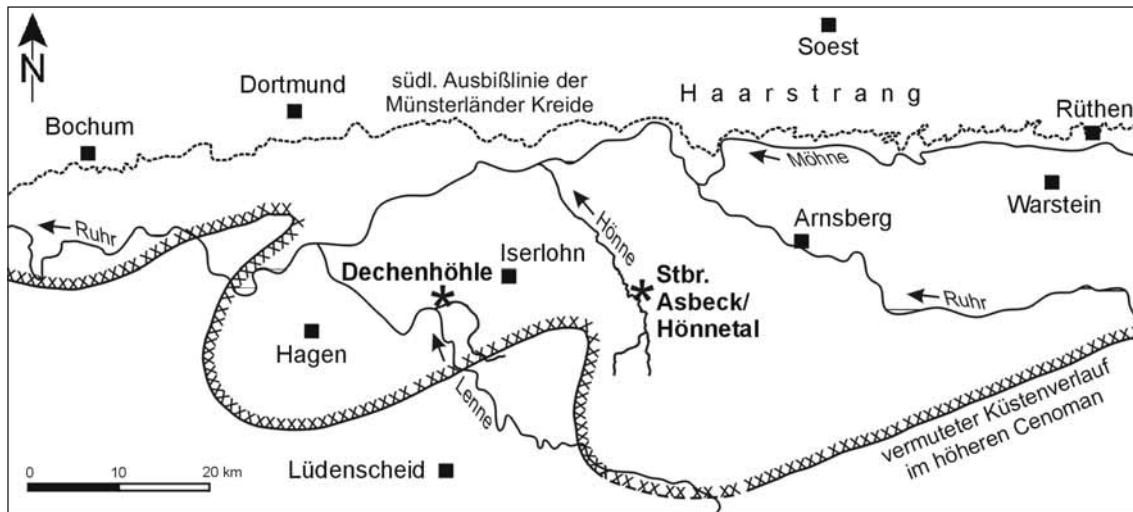


Abb. 6 Übersichtsskizze zur paläogeographischen Situation der Oberkreide-Vorkommen „Dechenhöhle“ und „Steinbruch Asbeck/Hönnetal“. Geologische Grenzen nach FRIEG et al. (1990)

Von besonderem Interesse sind die im Höhlenlehm eingelagerten Dinoflagellaten, da sie als marine Elemente für paläogeographische Überlegungen herangezogen werden können. Im Profil Brückengang ließen sich Dinoflagellaten oberkretazischen Alters lediglich wahrscheinlich machen, aber im benachbarten Laubengangprofil konnten sie gesichert nachgewiesen werden (STRITZKE et al. 2007). Da oberkretazische Dinoflagellaten inzwischen auch aus Hohlraumfüllungen des Steinbruchs Asbeck/Hönnetal bestimmt werden konnten (RICHTER et al., in Vorb.), ergeben sich nun zwei Vorkommen im Massenkalkgebiet des Remscheid-Altenaer-Sattels mit Hinweisen zu Ablagerungen mariner Oberkreide. Beide Vorkommen liegen im von FRIEG et al. (1990) angenommenen küstennahen Gebiet der Münsterländer Kreide (Abb. 6).

Literatur

- ALBRECHT – VAN GRIETHUYSEN, E. (1999): Sedimentpetrographische Untersuchungen an „Höhlenlehm“ aus Höhlen der Devon- und Karbonalkalke des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Unpubl. Dipl. Arbeit, Geol. Inst. Ruhr-Univ., 83 S., Bochum.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. **1978** (10): 577-589, Stuttgart.
- DREYER, R., GRAW, R., NIGGEMANN, S. & RICHTER, D. K. (2000): Forschungsgrabung „Dechenhöhle 2000“: Erste Ergebnisse. – Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, Beiträge zur Speläologie 1, **55**: 169-178; Bochum.
- DREYER, R., NIGGEMANN, S., RICHTER, D.K. & RIECHELMANN, D. F. C. (2008): Groundwater table caves: Quaternary cave systems in the north-eastern Rhenish Slate Mountains (Germany). – Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft **237**: 35-50, Hannover.
- DROZDZEWSKI, G., HARTKOPF-FRÖDER, C., LANGE, F. G., OESTERREICH, B., RIBBERT, K. H., VOIGT, S. & WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rhein. Schiefergebirge). – Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforscher, **44**: 53-63, München.
- FRIEG, C., HISS, M. & KAEVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) – Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **181**: 325-363, Stuttgart.
- HAMMERSCHMIDT, E., NIGGEMANN, S., GREBE, W., OELZE, R., BRIX, M. & RICHTER, D.K. (1995): Höhlen in Iserlohn. – Schriften zur Karst- und Höhlenkunde in Westfalen, **1**, 153 S.; Iserlohn.

- KAMPMANN, H. (1983): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Saurgrube bei Brilon-Nehden. – Geol. Paläont. Westf., **1**: 146 S., Münster.
- MEYER, M.C., CLIFF, R.A., SPÖTL, C., KNIPPING, M. & MANGINI, A. (2009): U-Pb dated speleothems from the Earliest Quaternary – Insights into landscape evolution and paleoclimate at the northern rim of the alps. – Quaternary Science Reviews (in press).
- NIGGEMANN, S., RICHTER, D. K., VOIGT, S. & WEBER, H.-W. (2008): Karst und Höhlen im devonischen Massenkalk der Umgebung von Hagen / Iserlohn. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **90**: 401-434, Stuttgart.
- RICHTER, D. K., NEUSER, R. D. & VOIGT, S. (2008): Kryogene Calcitpartikel aus der Heilenbecker Höhle in Ennepetal (NE Bergisches Land / Nordrhein-Westfalen). – Die Höhle, **59** (1-4): 37-47, Wien.
- RICHTER, D. K. & RIECHELMANN, D. F. C. (2008): Late Pleistocene cryogenic calcite spherulites from the Malachitdom cave (NE Rhenish Slate Mountains, Germany): origin, unusual internal structure, and stable C-O isotope composition. – Int. J. Speleol., **37**(2): 119-129, Bologna.
- RICHTER, D. K., GÖTTE, TH. & STRITZKE, R. (in Vorb.): Eine neogene Hohlraumfüllung im Massenkalk der östlichen Iserlohner Kalksenke.
- SCHOLZ, D. & HOFFMANN, D. (2008): $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of fossil corals and speleothems. – E & G, Quaternary Science Journal, **57**/1-2: 52-76, Hannover.
- SCHUDACK, M. E. (1987): Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlenfüllung von Nehden (NE-Sauerland). – Geol. Paläont. Westf., **10**: 7-43, Münster.
- STRITZKE, R., NIGGEMANN, S. & RICHTER, D. K. (2007): Neogene und oberkretazische Mikrofossilien in pleistozänen Höhlenleimen der Dechenhöhle (NW Sauerland/NRW). – Geol. Paläont. Westf., **69**: 67-77; Münster.
- VON KAMP, H. (1972): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 4611 Hohenlimburg: 182 S., Krefeld.
- VOIGT, S. (1992): Das Klutert-Höhlensystem. Beschreibung und Entstehung der Höhlen im Klutertberg. – [In:] KOCH, L. (Hrsg.): Das Kluterbuch. – 37-69, von der Linnepe Verlag, Hagen.
- WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 403-420, Krefeld.

Geologie und Paläontologie in Westfalen

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 (146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.)

November 1983, Heft 1 9,71 €

Minnigerode, Christian; Klein-Reesink, Josef: Das Dörentuper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores. Petrographische u. palynologische Untersuchungen zur Flözgenese. (68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf.)

Juli 1984, Heft 2 5,11 €

Brauckmann, Carsten; Koch, Lutz; Kemper, Michael: Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Ober-Karbon) von Hagen-Vorhalle (W-Deutschland). (132 S., 57 Abb., 23 Taf.)

Januar 1985, Heft 3 8,69 €

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. (65 S., 14 Abb., 1 Tab., 10 Taf.)

Mai 1985, Heft 4 5,11 €

Schönfeld, Joachim: Zur Lithologie, Biostratigraphie u. Fossilführung des Ober-Santon Mergels v. Westerwiehe (Ostwestfalen).
Schallreuter Roger: Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens (56 S., 28 Abb., 2 Tab., 3 Taf.)

Dezember 1985, Heft 5 4,60 €

Jordan, Hartmut; Gasse, Wolfgang: Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon u. Campan im südwestlichen Münsterland.

Frieg, Clemens: Planktonische Foraminiferen zwischen Ober-Alb und Mittel-Turon im Ruhrgebiet.

Sväbenická, Lilian: Coccolithen aus der Ober-Kreide der Bohrung Werne 8, westlich Hamm in Westfalen (NW-Deutschland). (88 S., 10 Abb., 3 Tab., 14 Taf.)

August 1986, Heft 6 6,65 €

Beitr. zur Geschiebekunde in Westf. I.

Schallreuter, Roger: Geschiebekunde in Westfalen.

Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben Westfalens I.
Schallreuter, Roger; Schäfer, Rainer: Cruminate (Ostracoda) aus Silurgeschieben Westf. I.

Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I.
Schallreuter, Roger; Schäfer, Rainer: Gibba (Ostracoda) aus einem Silurgeschiebe Westfalens.

Schallreuter, Roger; Schäfer, Rainer: Karbonsandstein als Lokalgeschiebe.
Schäfer, Rainer: Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiesandzug. (88 S., 8 Abb., 11 Taf.)

Mai 1987, Heft 7 8,18 €

Norman, David B.; Hilpert, Karl-Heinz; mit einem Beitrag von Hölder, Helmut: Die Wirbeltierfauna von Nehden (Sauerland) Westdeutschland. (77 S., 54 Abb., 2 Taf.)

August 1987, Heft 8 6,65 €

Schöllmann, Lothar: Sporen u. Phytoplankton aus den Raumländer Schichten (Bl. 4916 Bad Berleburg).

Zygowski, Dieter W.: Hydrologische Markierungsversuche in Westfalen: Ein historischer Überblick. (68 S., 7 Abb., 6 Tab., 3 Taf.)

November 1987, Heft 9 6,14 €

Schudack, Michael: Charophytenflora und Alter der unter-kretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland).

Wilde, Volker; Goth, Kurt: Keimlinge v. Araukarien aus der Unterkreide von Brilon-Nehden.

May, Andreas: Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). (87 S., 22 Abb., 1 Tab., 5 Taf.)

Dezember 1987, Heft 10 6,65 €

Korn, Dieter: Die Goniitiden des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge). (293 S., 88 Abb., 60 Taf.)

November 1988, Heft 11 20,45 €

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 Gattung Eubostyroceras und Hyphantoceras aus dem Turon NW-Deutschlands (90 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf.)

Juni 1988, Heft 12 7,16 €

Liebau, Alexander: Skulptur-Evolution bei Ostracoden am Beispiel europäischer „Quadracytheren“. (395 S., 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf.)

März 1991, Heft 13 35,79 €

Müller, Arnold: Selachier (Pisces, Neoselachii) aus dem höheren Campanium (Oberkreide) Westfalens (NRW, NW-Deutschland). (161 S., 39 Abb., 4 Tab., 24 Taf.)

Dezember 1989, Heft 14 15,34 €

Kaplan, Ulrich; Schubert, Siegfried: Metaptychoceras smithi - ein seltener heteromorpher Ammonit aus dem Turon von Westfalen.

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

Kaplan, Ulrich: Die heteromorphen Ammonitengattung Allocioceras Spath aus dem Turon von NW-Deutschlands. (105 S., 23 Abb., 24 Taf.)

Dezember 1989, Heft 15 7,67 €

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

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

Speetzen, Eckhard: Ziegelrohstoffe u. Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westf., NW-Deutschland). (61 S., 37 Abb., 6 Tab., 2 Taf.)

April 1990, Heft 16 6,14 €

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 Oberalm im Grubental. (84 S., 22 Abb., 11 Taf.)

März 1991, Heft 17 2,27 €

Clausen, Claus-Dieter; Korn, Dieter, Luppold, Friedrich W.: Litho- u. Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördl. Rhein. Schiefergebirge).

Malmshheimer, Klaus W.; Mensing, Hans; Stritzke, Rüdiger: Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon.

Stritzke, Rüdiger: Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs. (91 S., 26 Abb., 7 Tab., 13 Taf.)

April 1991, Heft 18 11,50 €

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

Mönnig, Eckhard: Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges (NW-Deutschland).

Schultka, Stephan: Beiträge zur oberjuraassischen Flora des Wiehengebirges. (93 S., 22 Abb., 6 Tab., 16 Taf.)

Mai 1991, Heft 19 11,50 €

Müller, Arnold; Diedrich, Cajus: Selachier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Cenomanium von Ascheleh am Teutoburger Wald (NRW, NW-Deutschland). (105 S., 6 Abb., 2 Tab., 22 Taf.)

Mai 1991, Heft 20 15,34 €

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 (Westf.). (129 S., 37 Abb., 17 Taf.)

Mai 1992, Heft 21 33,23 €

Grzegorzczak, Detlef: Paläontologische Bodendenkmalpflege beim Landschaftsverband Westf.-Lippe.

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

Jenchen, Uwe; Schultka, Stephan: Die ehemalige Ziegleitongrube Voßacker und die Abgrabung am Küchenberg, zwei fossilführende Aufschlüsse im tiefen Oberkarbon.

Müller, Arnold: Geologisch-Paläontologische Aufschlußaufnahme und Dokumentation der Ziegleigruben Buldern. (103 S., 14 Abb., 2 Tab., 15 Taf.)

Juli 1993, Heft 22 24,54 €

Korn, Dieter: Stratigraphie u. Fossilführung der Visé/ Namur-Aufschlüsse am Bau der A46 bei Arnsberg/Westf.

Kohnen, Oliver: Sedimentologie, Fazies und Diagenese der Schichten 10 - 21 im Oberoligozän des Döbergs (Bünde/Westf.). (56 S., 14 Abb., 2 Taf.)

Juli 1993, Heft 23 15,34 €

May, Andreas: Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Paläökologie von Korallenkalken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nord-westlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). (94 S., 7 Abb., 4 Taf., 12 Taf.)

Juli 1993, Heft 24 24,54 €

Schöllmann, Lothar: Die Tonsteine d. Keratophyrykomplexe 3 u. 4 i. Unterdevon (Ems) des Sauerlandes: Geochemische Milieueindikation, Fazies, Paläökologie. (151 S., 137 Abb., 19 Tab., 16 Taf.)

November 1993, Heft 25 33,23 €

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

Koch-Frühl, Ulrich; Frühl, Martina: Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland).

Schudack, Michael: Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal. Rhein. Schiefergeb.). (106 S., 36 Abb., 1 Tab., 11 Taf.)

September 1993, Heft 26 24,54 €

Schallreuter, Roger: Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens II. Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben II. (273 S., 6 Tab., 62 Taf.)

November 1993, Heft 27 84,36 €

- Guenther, Ekke W.: Die Mammutfunde von Stuckenbusch bei Herten.
Skupin, Klaus: Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- u. Dünenbildungen im Bereich der Senne (östl. Münsterland). (72 S., 26 Abb., 11 Tab.)
April 1994, Heft 28 **24,54 €**
- 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-Elspser Doppelmulde (Rhein. Schiefergebirge).
Clausen, Claus-Dieter; Korn, Dieter; Feist, Raimund; Leuschner, Kerstin; Gross-Offenorde, Helga; Luppold, Friedrich Wilhelm; Stoppel, Dieter; Higgs, Kenneth; Streel, Maurice: Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rhein. Schiefergebirge).
Korn, Dieter; Clausen, Claus-Dieter; Belka, Zdzislaw ; Leuteritz, Klaus; Luppold, Friedrich Wilhelm; Feist, Raimund; Weyer, Dieter: Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rhein. Schiefergebirge).
Leuschner, Kerstin: Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und aus der Gattendorfia-Stufe des Profils NF/G von Drewer (Rhein. Schiefergebirge).
Weyer, Dieter: Korallen im Untertourna-Profil von Drewer (Rhein. Schiefergebirge). (221 S., 62 Abb., 9 Tab., 21 Taf.)
Mai 1994, Heft 29 **42,95 €**
- Korn, Dieter: Devonische und karbonische Prionoceren (Cephalopoda, Ammonoidea) aus dem Rheinischen Schiefergebirge. (85 S., 76 Abb., 1 Tab.)
April 1994, Heft 30 **24,54 €**
- Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James: Ammoniten des westfälischen Coniac. (155 S., 7 Abb., 43 Taf.)
April 1994, Heft 31 **30,68 €**
- Hauschke, Norbert: Lepadomorphe Cerripedia (Crustacea, Thoracea) aus dem höchsten Cenoman des nördlichen Westfalen (NW-Deutschland), mit Bemerkungen zur Verbreitung, Palökologie und Taphonomie der Stramentiden.
Häuschke, Norbert: Temporäre Aufschlüsse im Campan des nordwestlichen Münsterlandes in den Jahren 1990 - 92, unter besonderer Berücksichtigung der Fossilfunde. (111 S., 12 Abb., 29 Taf.)
Mai 1994, Heft 32 **28,12 €**
- Kennedy, William James; Kaplan, Ulrich: Parapuzosia (Parapuzosia) seppendensis (LANDOIS) und die Ammonitenfauna der Dülmener Schichten, unteres Unter - Campan, Westfalen. (127 S., 7 Abb., 43 Taf.)
Mai 1995, Heft 33 **21,73 €**
- Schallreuter, Roger: Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens III. Ostracoden aus silurischen Geschieben II. (145 S., 26 Taf.)
Mai 1995, Heft 34 **23,01 €**
- Schultka, Stephan: Die Flora des Namur B in der ehemaligen Ziegeleigrube Voßacker bei Fröndenberg. Eine Übersicht. (97 S., 1 Abb., 31 Taf.)
Juni 1995, Heft 35 **17,38 €**
- Mutterlose, Jörg: Die Unterkreide-Aufschlüsse des Osning-Sandsteins (NW-Deutschland) - Ihre Fauna u. Lithofazies. (85 S., 31. Abb., 10 Taf.)
Juni 1995, Heft 36 **17,13 €**
- Wray, David S.; Kaplan, Ulrich; Wood, Christopher J.: Tuff-Vorkommen und ihre Bio- u. Event - Stratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. (51 S., 39 Abb.)
Mai 1995, Heft 37 **11,50 €**
- Häuschke, Norbert: Troegerella stenseni n. sp., ein hexactinellider Kiesel Schwamm (Lychniscosa, Coeloptychidae) aus dem Unter- und Campan des nordwestlichen Münsterlandes (NW-Deutschland).
Wippich, Max G. E.: Ammoniten aus dem Unter- und Campan des nordwestlichen Münsterlandes (NW-Deutschland).
Mehl, Dorte; Häuschke, Norbert: Hyalonema cretacea n. sp., erste körperlich erhaltene Amphidiscophora (Porifera, Hexactinellida) aus dem Mesozoikum. (97 S., 12. Abb., 2 Tab., 23 Taf.)
Juni 1995, Heft 38 **17,90 €**
- Heidtke, Ulrich H. J.: Acanthodes sippeli n. sp., ein Acanthodier (Acanthodii: Pisces) aus dem Namurium (Karbon) von Hagen-Vorhalle.
Koch, Lutz; Lemke, Ulrich: Trilobiten aus dem Unteren Tonschiefer (Unteres Llanvirn, Ordovizium) von Kiesbert (Ebbe-Sattel, Rhein. Schiefergebirge).
Kohnen, Oliver: Stratigraphische Entwicklung oberligozöner Flachmeeressequenzen am Doberg bei Bünde. (72 S., 25 Abb., 2 Tab., 4 Taf.)
September 1995, Heft 39 **13,80 €**
- Lommerzhaim, Andre: Stratigraphie u. Ammonitenfaunen des Santons und Campans im Münsterländer Becken (NW-Deutschland). (97 S., 19 Abb., 8 Taf.)
November 1995, Heft 40 **17,38 €**
- Clausen, Claus-Dieter; Roth, Reinhold: Zur Ausbildung, Entstehung und Altersstellung von Karstfüllungen im Massenkalk bei Hemer (Sauerland, Rhein. Schiefergebirge).
Lehmann, Jens: Die Genese des Münsterländer Kiessandzuges unter Berücksichtigung des Geröllbestandes und der Fossilinhalte der Oberkreidekalken.
Mestermann, Bernd: Fenstergefüge im südlichen Briloner Massenkalk.
Springhorn, Rainer: Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen/Niedersachsen. (81 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf.)
Dezember 1995, Heft 41 **20,96 €**
- Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus silurischen Geschieben III.
Koch, Lutz; Lemke, Ulrich: Trilobiten aus dem Unteren Tonschiefer (Unteres Llanvirn, Ordovizium) von Kiesbert (Ebbe-Sattel, Rhein. Schiefergebirge) Teil 2.
Schallreuter, Roger: Die ersten ordovizischen Ostrakoden aus Westfalen (71 S., 7 Abb., 3 Tab., 10 Taf.)
Oktober 1996, Heft 42 **13,55 €**
- Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James; Ernst, Gundolf: Stratigraphie und Ammonitenfauna des Campan im süd-östlichen Münsterland. (133 S., 3 Abb., 41. Taf.)
August 1996, Heft 43 **23,78 €**
- Michelis, Ioannis; Sander, Martin P.; Metzendorf, Ralf; Breitkreutz, Harry: Die Vertebratenfauna des Callovium (Mittlerer Jura) aus dem Steinbruch Störmer (Wallücke, Wiehengebirge). (66 S., 20 Abb., 5 Tab., 6 Taf.)
Oktober 1996, Heft 44 **12,27 €**
- Niermeyer, Britta: Litho- u. Biostratigraphie der Tongrube Bonenburg.
Wittler, Frank; Mutterlose, Jörg: Litho- und Biostratigraphie des Bajocium der Tongrube Spieker bei Osnabrück.
Mutterlose, Jörg: Die Litho- u. Biostratigraphie des Apt der Tongruben Schnermann am Rothenberge.
Weber, Michael: Die Tongrube 4 der Ziegelei Schnermann in Rothenberge: Litho- u. Biostratigraphie eines Ober-Aptprofils in NW-Deutschl. (103 S., 29 Abb., 21 Taf.)
November 1996, Heft 45 **17,90 €**
- Basse, Martin; Lemke, Ulrich: Trilobiten aus dem mittleren Givetium (Mittel-Devon) des nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges. (64 S., 4 Abb., 10 Taf.)
Dezember 1996, Heft 46 **11,50 €**
- Hampe, Oliver; Heidtke, Ulrich: Hagenoselache sippeli n. gen. n. sp., ein früher xenacanthider Elasmobranchier aus dem Oberkarbon (Namurium B) von Hagen-Vorhalle (NW Sauerland/Deutschl.).
Diedrich, Cajus: Ein Dentale von Coniosaurus crassidens OWEN (Varanoidea) aus dem Ober-Cenoman von Halle/Westf. (NW-Deutschland).
Lanser, Klaus-Peter: Der Schädel eines dicerorhinen Nashorns aus der Denchhöhle bei Iserlohn-Letmathe.
Böhme, Gottfried; Fischer, Karlheinz; Heinrich, Wolf-Dieter; Skupin, Klaus: Wirbeltierreste aus holozänen Tierbautensedimenten des südlichen Münsterlandes. (93 S., 29 Abb., 3 Taf. 1 Tab.)
März 1997, Heft 47 **21,99 €**
- May, Andreas: Verwitterungsbeständigkeit und Verwitterung von Naturbausteinen aus Kalkstein. (185 S., 94 Abb., 11 Taf.)
April 1997, Heft 48 **29,65 €**
- Walaszczyk, Irenäus: Biostratigraphie u. Inoceramen des oberen Unter-Campan und unteren Ober-Campan N-Deutschlands. (111 S., 21 Abb., 32 Taf.)
Oktober 1997, Heft 49 **18,92 €**
- Kaplan, Ulrich; Röper, Martin: Das Campan der Dammer Oberkreide-Mulde unter besonderer Berücksichtigung des Sternweder Berges, NW-Deutschland.
Kennedy, William James; Kaplan, Ulrich: Ammoniten aus dem Campan des Sternweder Berges, Dammer Oberkreidemulde, NW-Deutschland. (245 S., 10 Abb., 1 Tab., 82 Taf.)
Oktober 1997, Heft 50 **35,79 €**
- Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James; Marciniowski, Ryszard ; Lehmann, Jens: Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman. (236 S., 36 Abb., 2 Tab., 66 Taf.)
Oktober 1998, Heft 51 **33,23 €**
- Schöllmann, Lothar: Pleurocaris juengeri n. sp., ein neuer Krebs (Malacostraca, Syncarida) aus dem Namur B von Hagen-Vorhalle (Westf., Deutschland).
Albat, Friedrich: Tetrapodenfahrten im Unteren Muschelkalk von Borgholzhausen.
Saloustros, Kai; Speetzen, Eckhard: Aufbau und Genese des saalezeitlichen Grundmoräne bei Mittel-Gaupel im westlichen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschl.).
Speetzen, Eckhard; Weber, Michael: Ein pleistozäner Kalkstein-Schotter bei Holwick im westlichen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland).
Lanser, Klaus-Peter; Selmeier, Alfred; Skupin, Klaus: Ein Auenterrassenprofil der Lippe mit Vorkommen von Castanea sativa MILL. (Edelkastanie, Eßkastanie) westlich von Lippstadt. (79 S., 35 Abb., 3 Tab., 7 Taf.)
Dezember 1998, Heft 52 **15,34 €**
- Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus silurischen Geschieben IV. (69 S., 14 Taf.)
Januar 2000, Heft 53 **14,57 €**
- Mutterlose, Jörg; Klein, Christian; Kessels, Kai: Die Floren- und Faunenführung des Ober-Valangin (Unter-Kreide) in NW Deutschland. (95 S., 29 Abb., 23 Taf.)
Januar 2000, Heft 54 **17,90 €**
- Schallreuter, Roger: Ostrakoden a. silurischen Geschieben V.
Rödder, Gerhard; Ziegler, Fred-Karsten: Kloedenia saalensis n. sp., eine neue oberilurische Ostrakodenart aus einem Beyrichienkalk-Geschiebe des Münsterländer Hauptkiessandzuges.
Braun, Andreas; Gosny, Olaf: Strukturbietend erhaltene Achsen von Biligne aus Kieselkiefern des Unter-Karbons bei Wuppertal (Bergisches Land, Deutschland). (117 S., 1 Abb., 2 Tab., 23 Taf.)
November 2000, Heft 55 **18,41 €**
- Wittler, Frank A.; Roth, Rosemarie: Platypterygius (Reptilia, Ichthyosauria) aus dem oberen Unter- und Cenoman des Teutoburger Waldes (Oberkreide, NW-Deutschland).
Sachs, Sven: Ein Pliosauride (Sauropterygia: Plesiosauria) aus der Oberkreide von Anröchte in Westfalen.
Sachs, Sven: Mosasaurier-Reste aus der Oberkreide von Nordrhein-Westfalen.
Schubert, Siegfried; Metzendorf, Ralf: Ein neues Lias-Profil (Hettangium/Sinemurium) an der neuen Umgehungsstrasse östlich von Heepen bei Bielefeld.

Stuwe, Thomas: Erstfunde von Ophiuren (Schlangensterne) im Obercampanium des östlichen Münsterlandes. (77 S., 20 Abb., 3 Tab., 8 Taf.)

November 2000, Heft 56 14,06 €

Kennedy, William James; Kaplan, Ulrich: Ammonitenfaunen des hohen Oberconiac und Santon in Westfalen (136 S., 21 Abb., 40 Taf.)

November 2000, Heft 57 25,31 €

Mutterlose, Jörg; Mecklenbeck, Martin; Rückheim, Sylvia: Die Floren- und Faunenverteilung im Unter-Hauterive (Unter-Kreide) der Tongruben Heisterholz (NRW).

v. Zezschwitz, Ecke: Waldböden des Lipper Berglandes.
Josten, Karl-Heinz; Laveine, Jane-Pierre; van Amerom, Hendrik W. J.: Eine Calamiten-Modifikation aus dem Oberkarbon. (85 S., 25 Abb., 8 Tab., 10 Taf.)
Dezember 2001, Heft 58 25,30 €

Brauckmann, Carsten; Schöllmann, Lothar; Sippel, Wolfgang: Die fossilen Insekten, Spinnentiere und Eurypteriden von Hagen-Vorhalle. (89 S., 24 Abb., 12 Taf.)

März 2003, Heft 59 20,00 €

Schubert, Siegfried; Fischer, Rudolf: *Lioceratoides* sp. indet., ein mediterranes Faunenelement aus der Pleuroceras apyrenum-Subzone (Ober-Pliensbachium) von Ennigerloh bei Bünde.

Harting, Markus; Leiss, Otto; Boenigk, Wolfgang; Kasper, Haino-Uwe; Grumm, Gerd; Semertizidis, Savvas: Geologie im Bereich des Trassenneubau für die Stadtbahnlinie 4 (Universitätslinie) der Stadt Bielefeld: Beckenanalyse, Fazies und Paläoökosystem des Keupers im Raum Bielefeld.

May, Andreas: Die Fossilführung des Mitteldevons im Raum Attendorn-Olpe (West-Sauerland; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). (79 S., 19 Abb., 7 Tab., 3 Taf.)

März 2003, Heft 60 15,75 €

Josten, Karl-Heinz; van Amerom, Hendrik W. J.: Die Flora des Namur B aus Hagen-Vorhalle. (303 S., 87 Abb., 117 Taf.)

März 2003, Heft 61 55,00 €

Skupin, Klaus; Stritzke, Rüdiger: Fröhndrenthezeitliche Ablagerungen im östlichen und südöstlichen Münsterland.

Wiese, Frank; Kaplan, Ulrich: Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich.

Kaplan, Ulrich: Neue Beobachtungen zu den Stromberg-Schichten, Unter-campan, Oberkreide, südöstliches Münsterland.

Schöllmann, Lothar: Archaeostomatopodea (Malacostraca, Hoplocarida) aus dem Namur B (höheres Marsdenium, Karbon) von Hagen-Vorhalle (NRW, Deutschland) und eine Neudefinition einiger Arten der Familie Tyrannophontidae. (141 S., 46 Abb., 2 Tab., 10 Taf.)

November 2004, Heft 62 19,90 €

Grzegorzczak, Detlef; Gumprecht, Almuth; Hendricks, Alfred & Lanser, Klaus-Peter mit Beiträgen von Schöllmann, Lothar: Anwendung des Denkmalschutzgesetzes von Nordrhein-Westfalen im Bereich der Paläontologie.

Grzegorzczak, Detlef: In die Denkmallisten eingetragene paläontologische Bodendenkmäler in Westfalen-Lippe (Stand 2004). (77 S., 62 Abb., 1 Tab.)

März 2005, Heft 63 29,90 €

Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James & Hiß, Martin: Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Campan im nordwestlichen und zentralen Münsterland. (171 S., 12 Abb., 1 Tab., 65 Taf.)

Dezember 2005, Heft 64 26,00 €

Schubert, Siegfried: Ein Lias-Profil (Hettangium/Sinemurium) vom Bau des Ostwestfalendamm-Tunnels in Bielefeld Stadtmitte nebst einem Profil von der Finkenstraße in Bielefeld.

Mutterlose, Jörg; Mecklenbeck, Martin: Die Florenverteilung im Valangin-/Hauterivegrenzbereich (Unterkreide) der Tongrube Nierdermehnen (NRW).

Wippich, Max G. E.: Ammonoiten-Kiefer (Mollusca, Cephalopoda) aus Schwarzschiefern des Cenoman/ Turon-Grenzbereichs (Oberkreide) im nördlichen Westfalen.

Fesl, Sabine; Bornemann, André & Mutterlose, Jörg: Die Baumberge-Schichten (Obercampan) im nordwestlichen Münsterland- Biostratigraphie und Ablagerungsraum. (116 S., 23 Abb., 8 Tab., 17 Taf.)

Dezember 2005, Heft 65 14,50 €

Sligtenhorst, Maik; Speetzen, Eckhard: Eiszeitliche Großgeschiebe („Findlinge“) zwischen Rhein und Weser und ihre Aussagen zur Bewegung des Inland-eises. (123 S., 6 Abb., 9 Tab., 3 Beil.)

November 2006, Heft 66 19,90 €

Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James & Scheer, Udo: Ammoniten der Bottrop-Formation, Campanium, westliches Münsterland. (71 S., 16 Abb., 13 Tab.)

Dezember 2006, Heft 67 14,65 €

Schubert, Siegfried: Das Ober-Pliensbachium (Domerium) der Herforder Liasmulde – Teil 1 – Die Aufschlüsse (90 S., 8 Abb., 15 Tab.)

Oktober 2007, Heft 68 9,80 €

Korn, Dieter: Goniatiten von der Namur/Westfal-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge (Cephalopoda, Ammonoidea; Oberkarbon Deutschland)

Sorokolev, Maxim; Mutterlose, Jörg: Kalkige Nannofossilien des Coniac-/ Santon-Grenzbereichs (Oberkreide) der Mergelgrube Lessmöllmann (Castrop-Rauxel; NRW).

Stritzke, Rüdiger; Niggemann, Stefan & Richter, Detlev K.: Neogene und oberkretazische Mikrofossilien in pleistozänen Höhlenleihen der Dechenhöhle (NW Sauerland/NRW) (71 S., 38 Abb., 3 Tab.)

November 2007, Heft 69 9,50 €

Korn, Dieter; Penkert, Peter: Neue Ammonoiten-Funde aus den Namur-Grauwacken der Umgebung von Arnberg (Westfalen).

Kaplan, Ulrich; Das Albiun (Unterkreide) im Teutoburger Wald und Eggegebirge.

Müller, Arnold; Ein artikulierter Fund von Ptychodus aus dem Ober-cenoman von Westfalen. (63 S., 26 Abb., 3 Tab.)

März 2008, Heft 70 9,90 €

Heidelberger, Doris: Revision devonischer Gastropoden aus dem Frettertal (Givetium, Sauerland).

Jäger, Manfred; Schubert, Siegfried: Das Ober-Pliensbachium (Domerium) der Herforder Liasmulde – Teil 2 – Serpuliden (Kalkröhrenwürmer).

Linnert, Christian; Mutterlose, Jörg: Kalkige Nannofossilien des Unter-campan (Oberkreide) von Buldern (Stadt Dülmen; NRW). (101 S., 8 Abb., 3 Tab., 12 Taf.)

Mai 2008, Heft 71 10,80 €

Deppe, Albrecht; Stritzke, Rüdiger: Bodenkundliche und palynologische Untersuchungen im Naturschutzgebiet Begatal, Kreis Lippe, NRW.

Dölling, Manfred; Stritzke, Rüdiger: Geowissenschaftliche Untersuchungen im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland).

Ribbert, Karl-Heinz; Skupin, Klaus: Marine und terrestrische Sedimente der Kreidezeit im Paläokarst des Briloner Massenkalks. (92 S., 51 Abb., 9 Tab.)

März 2009, Heft 72 17,90 €

Kaplan, Ulrich: Naturbausteine historischer Bauwerke des Münsterlandes und seiner angrenzenden Gebiete. (178 S. 90 Abb., 39 Tab.)

**Dezember 2009, Heft 73, kartoniert 24,80 €
Hardcover 29,80 €**

Schubert, Siegfried: Geologische Erkenntnisse aus den Tongruben bei Sommersell, Stadt Nieheim.

Linnert, Christian; Mutterlose, Jörg: Kalkige Nannofossilien des Santon-Campan-Grenzbereichs (Oberkreide) von Westerwiehe (Stadt Rietberg; NRW).

Skupin, Klaus; Speetzen, Eckhard; Zandstra, Jacob Gosse: Fröhndrenthezeitliche Moränen der Saale-Kaltzeit im Bereich der Abgrabung Tecklenborg südwestlich von Coesfeld-Flamschen (westliches Münsterland). (87 S., 19 Abb., 42 Tab., 11 Taf.)

Februar 2010, Heft 74 19,80 €

Schöllmann, Lothar; Schlösser, Manfred: Eine fossilführende Karstspalte im Steinbruch Hillenberg bei Warstein.

Reimann, Christina: Die Großsäugerfauna der Karstspalte Hillenberg 1 in Warstein.

Berger, Martin; Vierhaus, Henning: Die frühholozänen Kleinsäugetiere der Warsteiner Karstspalte. (104 S., 65 Abb., 75 Tab.)

März 2010, Heft 75 12,90 €

Lanser, Klaus-Peter: Erste Nachweise von Südelefanten aus Westfalen.

Lanser, Klaus-Peter: First evidence of southern elephants from Westphalia.

Serdjuk, Nataly V.: Some of the small mammals from Haarstrang site (Germany). (81 S., 8 Abb., 10 Fig., 7 Tab., 7 Taf.)

März 2010, Heft 76 10,90 €

Speetzen, Eckhard: Osningsandstein und Gault-Sandstein (Unterkreide) aus dem Teutoburger Wald und dem Eggegebirge und ihre Verwendung als Naturbausteine. (59 S., 36 Abb., 11 Tab., 1 Kt.)

November 2010, Heft 77 Preis lag bei Redaktionsschluss noch nicht vor

Richten Sie Ihre Bestellung bitte an:

**LWL-Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Tel.: (02 51) 5 91 - 60 97
Fax: (02 51) 5 91 - 60 98
e-mail: angelika.schacht@lwl.org**

Preise zuzüglich Porto- und Verpackungskosten!

ISSN 0176-148X
ISBN 978-3-940726-12-4

