

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 89

Zur spätkretazischen Hebungsgeschichte des Raumes Halle (Westfalen): die Biostratigraphie der Rutschmassen des Hesseltals

Lena Wulff, Ulrich Kaplan & Jörg Mutterlose

Litho-, Bio-, Kohlenstoffisotopenstratigraphie und Sedimentologie der Erwitte-Formation (Unterconiacium, Kreide) südlich von Paderborn

Michael Hornacsek & Christina Ifrim

Hinweise für Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie in Westfalen** werden geowissenschaftliche Beiträge veröffentlicht, die den Raum Westfalen betreffen. Die Standardsprache ist Deutsch. Autoren, die englische Manuskripte einreichen wollen, sollten vor der Einreichung die Schriftleitung kontaktieren.

*The journal **Geologie und Paläontologie in Westfalen** publishes contributions about geoscientific issues of Westfalia. The standard language is German. If authors propose to submit a manuscript in English, they should contact the editorship before submission.*

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu senden.

Aufbau des Manuskriptes

1. Kurzer und prägnanter Titel.
2. Zusammenfassung in Deutsch und Englisch am Anfang der Arbeit.
3. Klare Gliederung (idR: Einleitung, Material und Methoden, Ergebnisse, Diskussion, Danksagung, Literaturverzeichnis, ggf. Anhang)

Äußere Manuskriptform

Erste Seite: Überschrift, vollständige Namen der Autoren, Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Adressen der Autoren, eMail-Adresse des korrespondierenden Autors.

Der Manuskripttext wird als word-Datei (.doc oder .docx) eingereicht. Etwaige *hyperlinks*, wie automatische Verzeichnisse oder Zitate und Feldfunktionen, sind vor dem Einreichen zu entfernen, das Manuskript wird als einfacher Text eingereicht. Gattungs- und Artnamen werden kursiv geschrieben. Überschriften werden fett geschrieben, untergeordnete Überschriften unterstrichen, bzw. kursiv geschrieben. Es sollten nicht mehr als drei Überschriftenniveaus verwendet werden. Bild-, Tabellen- und Tafelunterschriften werden am Ende des Manuskripttextes eingefügt.

Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (Autor, Erscheinungsjahr) oder Autor (Erscheinungsjahr). Bei zwei Autoren gilt: Erstautor & Zweitautor; bei mehr als drei Autoren: Erstautor et al.

Alle angeführten Schriften werden am Schluss der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis angegeben, alphabetisch nach den Autoren geordnet. Mündliche oder schriftliche, nicht publizierte Quellen, werden nur im Text genannt. Zeitschriftennamen werden ausgeschrieben. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:

Zeitschriftenartikel:

Siegfried, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammuthus primigenius* BLUMENB.). - Paläontologische Zeitschrift **30**(3): 172-184.

Bücher:

Wegner, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. - 500 S., Paderborn (Schöningh).

Buchkapitel:

Gardner, A.L. (2005): Order Didelphimorpha. - in: Wilson, D. E. und D. M. Reeder (Ed.): Mammal Species of the World, Vol. 1, Baltimore (Johns Hopkins University Press): 3-20.

Onlinequellen:

Lew, D., Pérez-Hernandez, R. und Ventura, J. (2011): *Didelphis imperfecta*. - IUCN Red List of Threatened Species, <http://www.iucnredlist.org>, 03. April 2013.

Autoren, die mit EndNote arbeiten, können den entsprechenden Ausgabestil der Geologie und Paläontologie in Westfalen finden unter: <http://www.lwl.org/LWL/Kultur/lwl-naturkunde/naturkundemuseum/literatur/schriftenreihen/>

Abbildungsvorgaben

Abbildungen werden als .tiff-Dateien mit einer Auflösung von mindestens 300, höchstens 600 dpi eingereicht. Die Bildgröße darf das Maß von 150x234 mm nicht überschreiten.

In den Text eingefügte Bilddarstellungen sind Abbildungen (z.B.: Abb. 2). Hinweise auf Tafeln werden mit Taf. abgekürzt. Nummerierungen von Abbildungsteilen werden mit Großbuchstaben angegeben (Segoe UI oder Arial, Schriftgröße 12, fett: z.B.: **D** oder **E**). Weitere Beschriftungen sind ebenfalls in der Schrifttype Segoe UI oder Arial zu formatieren. Tabellen werden mit Tab. bezeichnet. Sie werden gesondert vom Manuskripttext als excel-Datei eingereicht (.xls oder .xlsx). Auf alle Abbildungen, Tafeln und Tabellen werden im Text entsprechende Hinweise gegeben.

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 89

Zur spätkretazischen Hebungsgeschichte des Raumes Halle (Westfalen): die Biostratigraphie der Rutschmassen des Hesseltals

Lena Wulff, Ulrich Kaplan & Jörg Mutterlose

Litho-, Bio-, Kohlenstoffisotopenstratigraphie und Sedimentologie der Erwitte-Formation (Unterconiacium, Kreide) südlich von Paderborn

Michael Hornacsek & Christina Ifrim

Geol. Paläont. Westf.	89	50 Seiten	31 Abb. 4 Tab.	Münster Februar 2017
--------------------------	-----------	-----------	-------------------	-------------------------

Impressum

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Herausgeber:

Landschaftsverband Westfalen-Lippe (LWL)

LWL-Museum für Naturkunde

Sentruper Str. 285, 48161 Münster

Tel.: 0251/591-05, Telefax: 0251/591 6098

www.lwl-naturkundemuseum-muenster.de

Druck: Druckhaus Tecklenborg GmbH & Co. KG, Steinfurt

Schriftleitung: Dr. Achim H. Schwermann

ISSN 0176-148X

ISBN 978-3-940726-48-3

© 2017 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.	89	5-19	11 Abb.	Münster Februar 2017
--------------------------	-----------	------	---------	-------------------------

Zur spätkretazischen Hebungsgeschichte des Raumes Halle (Westfalen): die Biostratigraphie der Rutschmassen des Hesseltals

Lena Wulff¹, Ulrich Kaplan² & Jörg Mutterlose¹

Kurzfassung

Die geologische Ablagerungsgeschichte und die heutigen geographischen Verbreitungsmuster spätkretazischer Sedimente in Norddeutschland wurden von eustatischen Meeresspiegelschwankungen sowie von der tektonischen Entwicklung dieses Raumes geprägt. In Folge mehrphasig ablaufender Subsidenz-, Hebungs- und Umlagerungsprozesse entstand das gegenwärtige, komplexe Verteilungsmuster dieser Sedimente. Ein eustatischer Meeresspiegelanstieg im Cenomanium - Turonium führte in einem ersten Schritt zu einer vollständigen Überflutung des Münsterländer Beckens. In einer zweiten Phase, im Coniacium - Santonium, invertierten das Münsterländer Becken und das nördlich angrenzende Niedersächsische Becken. Der Bereich des heutigen Teutoburger Waldes und das nördlich gelegene Niedersächsische Becken wurden dabei entlang einer markanten Störungszone (Osning-Störung) gehoben. Zeitgleich senkte sich das südlich gelegene Münsterländer Becken ab und bildete einen großflächigen Ablagerungsraum. Material wurde im nördlichen Hebungsbereich des ehemaligen Niedersächsischen Beckens abgetragen und nach Süden transportiert. Von diesem Abtragungsprozess war insbesondere der westliche Teil des Niedersächsischen Beckens, das heutige Osnabrücker Bergland, betroffen. Im Kontaktbereich des sich absenkenden Münsterländer Beckens und des sich hebenden Niedersächsischen Beckens kennzeichnen submarine Gleitungen die Ablagerungen der mittleren Oberkreide (Turonium, Coniacium).

Der Steinbruch DIMAC im Hesseltal bei Halle (Westfalen), 14 km nordwestlich von Bielefeld gelegen, bietet sehr gute Aufschlussverhältnisse für geowissenschaftliche Untersuchungen dieser Gleitungen. Für die vorliegende Arbeit wurden zwei submarine Gleitungen, sowie zwei Turbiditablagerungen beprobt, um erstmalig kalkige Nannofossilien für die Datierung dieser umgelagerten Sedimente einzusetzen. Die Ergebnisse liefern ein Mittelturonium-Alter (Nannofossilzone UC9a) für einzelne Rutschkörper (Phacoide) und ein Mittelconiacium-Alter (Nannofossilzone UC10) für die sie umgebende Matrix. Außerdem konnten in drei der vier beprobten Intervalle erstmals aufgearbeitete Nannoplanktonarten des Cenomaniums nachgewiesen werden. Es werden zwei mögliche Modelle der Hebung des Osnabrücker Berglandes diskutiert. Die Deutung, dass die Hebung im späten Mittel- oder frühen Spätturonium einsetzte, wird hier favorisiert.

Anschrift der Verfasser:

¹ Ruhr-Universität Bochum, Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Universitätsstr. 150, 44801 Bochum, lena.wulff@rub.de

² Eichenallee 141, 33332 Gütersloh

Abstract

The depositional history and the nowadays spatial distribution of Late Cretaceous sediments in northern Germany was partly controlled by eustatic sea-level changes and regional tectonics. Subsequent phases of subsidence, uplift and reworking caused a complex distribution pattern. Following a eustatic sea-level rise in the early Late Cretaceous (Cenomanian, Turonian), which caused a flooding of the Münsterland Basin, northern Germany experienced an inversion in the mid Late Cretaceous (Coniacian, Santonian). The area north of the Münsterland Basin, the Lower Saxony Basin, underwent uplift along a large fault zone (Osning Fault). At the same time the Münsterland Basin, positioned south of the Teutoburger Wald, subsided and formed a major depositional centre for sediments supplied by the uplifted area in the north. Predominant erosion occurred in the western part of the Lower Saxony Basin, the nowadays Osnabrücker Bergland. The mid Late Cretaceous successions, which were deposited next to the fault zone, are associated with submarine slides during the inversion phase. These presumably occurred during the Turonian-Coniacian.

The Halle/Hesseltal quarry 14 km northwest of Bielefeld offers a unique opportunity to study these slides. Two different submarine slides and two turbidite deposits from four localities have been sampled in the Hesseltal quarry. For the first time calcareous nannofossils have been analysed to obtain reliable ages of the reworked units. The results show a middle Turonian age (nannofossil zone UC9a) for the reworked boulders (phacoids) and a middle Coniacian age (nannofossil zone UC10) for their surrounding matrix. Reworked Cenomanian material has been recognized in three of the four sampled intervals. The data are used to derive to hypotheses to estimate the timing and the rates of erosion in the uplifted area north of the Münsterland Basin. The uplift most likely started in the late middle or early late Turonian.

1. Einleitung und Problemstellung

In der Kreidezeit fand im Bereich des heutigen Münsterlandes und des sich nördlich anschließenden Niedersächsischen Beckens eine mehrphasig ablaufende geologische Entwicklung statt. Das Niedersächsische Becken umfasst dabei das Osnabrücker Bergland und die sich östlich anschließenden Teile Niedersachsens bis in den Raum Magdeburg. In der Unterkreide (Valanginium - Albium) war das Niedersächsische Becken Teil eines epikontinentalen, nach Norden offenen Schelfmeeres, während das Münsterland einen Ausläufer der südlich gelegenen Rheinischen Masse bildete, die ihrerseits dem mitteleuropäischen Festland angehörte. Die Küstenlinie lag dabei etwa auf Höhe des heutigen Teutoburger Waldes. In Folge eines eustatischen Meeresspiegelanstieges in der frühen späten Kreide (Cenomanium, Turonium) wurde das gesamte Münsterland überflutet. Die Küstenlinie verlagerte sich nach Süden bis etwa auf die Höhe der heutigen Ruhr. In einer zweiten Phase wurde das nordöstlich angrenzende Niedersächsische Becken im Coniacium und Santonium gehoben und zum Abtragungsgebiet. Den entstehenden Sedimenteintrag nahm das südwestlich angrenzende Münsterländer Becken als Absenkungsgebiet auf (Hiss, 1995). Aufgrund hoher Subsidenzraten erreichen die Ablagerungen des Mittelconiaciums bis Untercampaniums (Emschermergel-Formation) Mächtigkeiten von bis zu zwei Kilometern in einem dem Teutoburger Wald südlich vorgelagerten Senkungsfeld, der Vorosninge. Zusätzlich glitten im Nahtbereich der beiden strukturellen Einheiten auch submarine Rutschmassen von Norden her in das Münsterländer Becken.

Holstein (1925) erkannte als erster die Ablagerungen der Haller submarinen Großgleitung, die er mit der Hebung des Teutoburger Waldes in Verbindung brachte, identifizierte einzelne Rutschkörper (Phacoide) jedoch als Konkretionen. Erst ca. 40 Jahre später analysierte und interpretierte Voigt (1962, 1977) die turon- und coniaczeitlichen Sedimente, die heute im Raum Halle anstehen, konsequent als submarine Großgleitungen. Mit dem Begriff „Phacoid“ bezeichnet Voigt (1962) dabei linsenförmige Gesteinsblöcke bis etwa 1,5 m Durchmesser, die als isolierte Rutschkörper in diesen Großgleitungen auftreten. Erste mikropaläontologische Datierungen der Phacoide mithilfe von Foraminiferen ergaben ein spätturonisches Alter (Koch, in Voigt, 1977; Schönfeld, 1985). Nach heutiger stratigraphischer Lesweise entspricht dies dem Unterconiacium. Allerdings wiesen nicht alle Proben eine gute Erhaltung und Abundanz der Foraminiferen auf. Seitdem wurden keine weiteren mikropaläontologischen Studien mehr an den Sedimenten dieser submarinen Gleitungen durchgeführt.

Der beschleunigte Abbau von Kalksteinen für den Ausbau der Autobahn A33 (Osnabrück - Bielefeld; Teilschnitt Halle - Borgholzhausen) führte in den letzten zwei Jahren zu verbesserten Aufschlussverhältnissen im Steinbruch DIMAC Halle/Hesseltal. Dort steht derzeit eine etwa 350 m mächtige Kalk-Mergel-Wechselfolge aus dem Cenomanium bis Coniacium an (Kaplan, 2011). Die neu erschlossene Abfolge bietet damit die seltene Möglichkeit, die Gleitungen dieses Raumes zu studieren.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die umgelagerten Sedimente in den beiden submarinen Gleitungen, sowie von zwei Turbiditen, erstmalig mittels kalkiger Nannofossilien zu datieren. Die so gewonnenen biostratigraphischen Daten sollen dann im Kontext der kretazischen tektonischen Geschichte des Raumes gedeutet werden.

2. Geologischer Rahmen

Regionalgeologisch befindet sich der untersuchte Aufschluss am nordöstlichen Rand des Münsterländer Beckens am Teutoburger Wald (Abb. 1). Das Münsterländer Becken als nördlicher Ausläufer der Rheinischen Masse und das nordöstlich angrenzende Niedersächsische Becken stellen zwei geologisch unterschiedliche Baueinheiten dar. Im Niedersächsischen Becken werden die Sedimente der Unterkreide durch mehr oder weniger mächtige Sedimentabfolgen des Juras, der Trias und des Perms unterlagert. Ablagerungen des Karbons liegen hier in mehreren Kilometern Tiefe. Im Münsterländer Becken folgen unter einer bis zu 2000 m mächtigen Oberkreideabfolge unmittelbar Sedimente des Oberkarbons. Das Fehlen von mesozoischen und jungpaläozoischen Gesteinen weist auf eine Hochposition des Münsterländer Beckens vom Perm bis zur frühen Kreide hin (Drozdzewski, 1995).

Während der frühen Kreide bildete das Münsterländer Becken zusammen mit der böhmischen Masse das mitteleuropäische Festland. Das nordöstlich gelegene Niedersächsische Becken war zu dieser Zeit Teil eines nach Norden offenen, epikontinentalen Schelfmeeres, dessen südwestliche Küstenlinie sich etwa auf Höhe des heutigen Teutoburger Waldes befand. Die unterkretazischen Sandsteine des Teutoburger Waldes spiegeln dabei die unmittelbare Küstenfazies wider (Schott, 1969; Mutterlose, 1995; Mutterlose & Bornemann, 2000).

Während der Oberkreide führte eine in drei Phasen (1-3) ablaufende strukturelle Entwicklung zum heutigen Bild.

(1) Während des Cenomaniums - Turoniums wurde das Münsterländer Becken in Folge eines eustatischen Meeresspiegelanstieges vollständig überflutet. Die Küstenlinie wurde nach Süden verlagert und befand sich im Westen ungefähr am Nordrand des heutigen Rheinischen Schiefergebirges, im Osten im Bereich der Briloner Hochfläche (Hiss, 1995; Wilmsen, 2003).

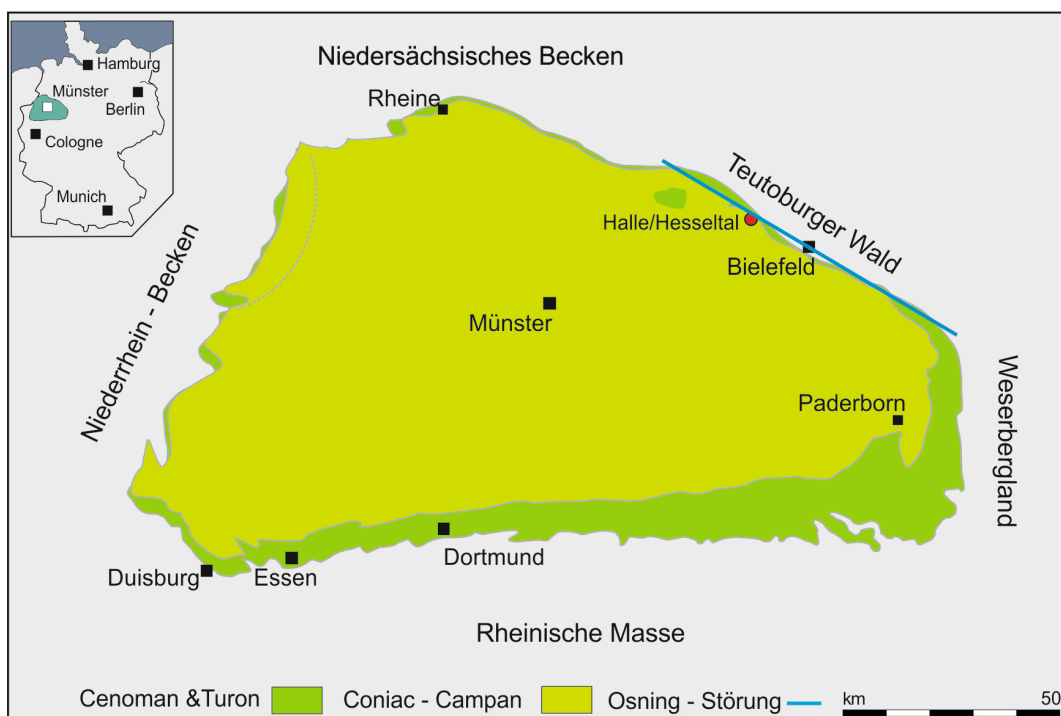


Abb. 1: Übersichtskarte des Münsterländer Beckens mit angrenzenden Regionen und Kennzeichnung des bearbeiteten Aufschlusses (roter Punkt). Verändert nach Kaplan (2011).

(2) Im Coniacium - Santonium setzte eine Inversion ein. Während das Niedersächsische Becken gehoben wurde, senkte sich das Münsterländer Becken ab und bildete spätestens ab dem Mittelconiacium einen großflächigen Ablagerungsraum (Hiss, 1995). Scharnier dieser beiden tektonischen Einheiten ist die Osning-Störung. Sie ist eine große nordwest-südost gerichteten Störungszone, die durch den heutigen Teutoburger Wald und somit auch entlang des ehemaligen Südrandes des Niedersächsischen Beckens verläuft. Die unterschiedlichen Ablagerungsgeschichten beider Becken weisen darauf hin, dass ältere Störungssysteme reaktiviert wurden (Drozdowski, 2003; Vejbaek et al., 2010). Südwestlich der Störungszone im Münsterländer Becken bildete sich unmittelbar südlich des Teutoburger Waldes ein Spezialtrog, die Vorosningsenke. Hier wurde, bedingt durch hohe Subsidenzraten, während des Mittelconiaciums bis frühen Campaniums die bis zu 2 km mächtige Emschermergel-Formation abgelagert. Das siliziklastische Material der Mergel lieferte das gehobene Niedersächsische Becken. Auch submarin wurden Sedimente in Form von Gleitungen von Nordosten in das Münsterländer Becken geschüttet. Die obere Großgleitung ist von Halle bis in den Raum Schlangen (10 km nordöstlich Paderborn) verbreitet (Skupin, 1990).

(3) Die dritte Phase (spätes Santonium - frühes Campanium) ist gekoppelt an einen Meeresspiegelrückgang und eine Hebung des Münsterländer Beckens. Damit einhergehend breitet sich der flachmarine, campanzeitliche Sedimentationsraum progressiv von Nordwesten nach Südosten aus und sorgt für die Verfüllung des Beckens. Im Anschluss erfolgte in der jüngsten Kreide und im Känozoikum die Überschiebung des niedersächsischen Tektogens auf das Münsterländer Becken mit der Steilstellung und partiellen Überkippung kretazischer Schichten im Teutoburger Wald (Hiss, 1995).

3. Lokalität und Probennahme

Alle untersuchten Proben stammen aus dem Steinbruch DIMAC (TK 25 Blatt 3916 Halle (Westfalen), 52°04'26,90" N; 8°20'41,25" E), der etwa 2 km nordwestlich von Halle im Hesseltal gelegen ist. Dort sind Schichten vom oberen Untercrenomanium bis zum Mittelconiacium mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 350 m aufgeschlossen (Kaplan, 2011). Es wurden 65 Proben aus vier stratigraphisch unterschiedlichen Abschnitten genommen: Rothenfelder Grünsand, erste submarine Gleitung, Rotpläner und zweite submarine Großgleitung.

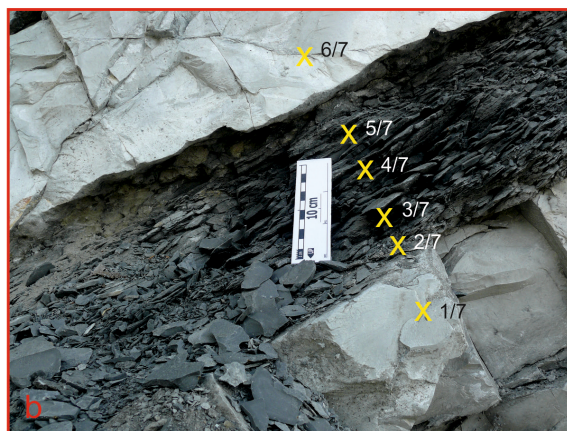


Abb. 2: **a** Aufschluss des Rothenfelder Grünsandes. Kleine weiße Skizze rechts unten zeigt die Lage des Abschnittes (roter Punkt) im Aufschluss. **b** Detailabbildung mit Kennzeichnung der entnommenen Proben.



Abb. 3: Aufschluss der ersten Gleitung mit Kennzeichnung der genommenen Proben. Kleine weiße Skizze rechts unten zeigt die Lage des Abschnittes (roter Punkt) im Aufschluss.

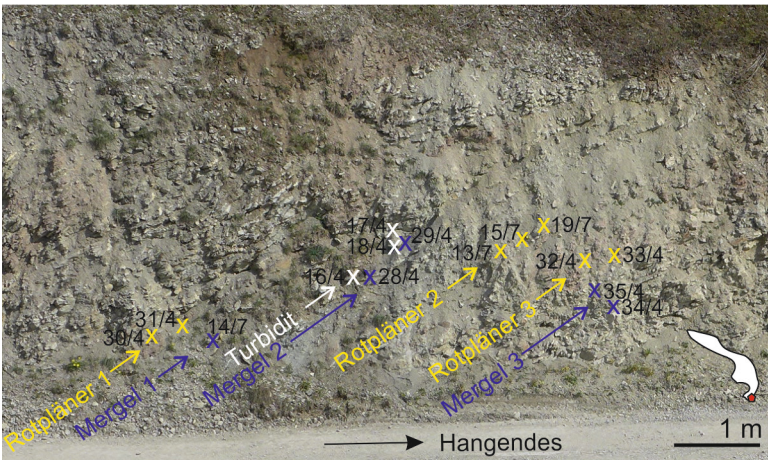
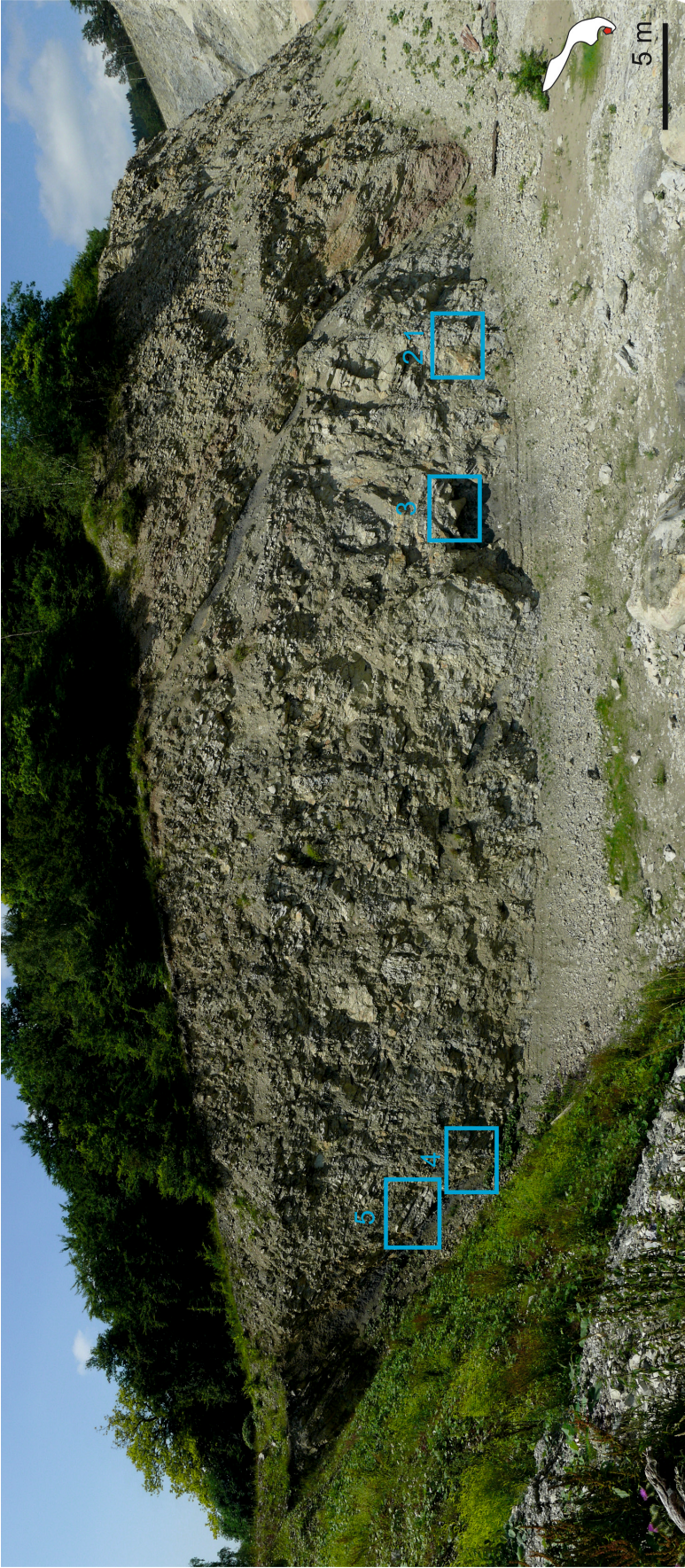


Abb. 4: Aufschluss der Rotpläner und des Turbidits mit Kennzeichnung der genommenen Proben. Kleine weiße Box rechts unten zeigt die Lage des Abschnittes (roter Punkt) im Aufschluss



Der Rothenfelder Grünsand, der stratigraphisch in das Turonium zu stellen ist, steht im östlichen Teil des Steinbruches an einer Nord-Süd verlaufenden Wand an (Abb. 2). Es handelt sich um einen anthrazitfarbenen Tonmergel von etwa 20 cm Mächtigkeit. An der Basis sind glaukonitische Nester zu finden. Unter- und oberhalb des Tonmergels stehen hellgraue bis weiße Mergelkalksteine an. Aus diesem Abschnitt wurden sechs Proben bearbeitet (1/7-6/7).

Bei dem zweiten beprobten Intervall handelt es sich um die Sedimente der ersten submarinen Gleitung. Sie hat ebenfalls ein turonzeitliches Alter und ist im südwestlichen Teil des Steinbruches an einer West-Ost Wand anstehend (Abb. 3). Es handelt sich um geschichtete hellgraue Mergel, in die ein hellbraun gefärbter Kalkarenit eingeschaltet ist. Letzterer enthält eine große Anzahl wenige Millimeter große Schalenfragmente und Fischzähnen. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten variiert zwischen 10 und 50 cm. Aus diesem Bereich wurden sechs Proben analysiert (7/7-12/7).

Das dritte Intervall hat eine Mächtigkeit von 7,7 m. Es besteht aus drei ca. 0,4-1,7 m mächtigen Rotplänerlagen, aus denen insgesamt sieben Proben entnommen wurden (Rotpläner 1: 30/4, 31/4; Rotpläner 2: 13/7, 15/7, 19/7; Rotpläner 3: 32/4, 33/4; vgl. Abb. 4). Aus den drei hellgrauen Mergeln, die die Rotpläner jeweils überlagern, stammen fünf Proben (Mergel 1: 14/7; Mergel 2: 28/4, 29/4; Mergel 3: 34/4, 35/4; vgl. Abb. 4). Zusätzlich ist zwischen Rotpläner 1 und 2 ein 15 - 20 cm mächtiger Turbidit eingeschaltet, in dem drei Proben gesammelt wurden (16/4, 17/4, 18/4; vgl. Abb. 4). Aus dem gesamten Abschnitt standen insgesamt 15 Proben zur Verfügung.

Im vierten hier untersuchten Abschnitt sind coniaczeitliche Sedimente der zweiten submarinen Großgleitung erschlossen (Abb. 5). Sie befinden sich im südwestlichen Teil des Steinbruches an einer West-Ost Wand. Der Aufschluss hat eine Länge von ca. 30 m und eine Höhe von ca. 15 m. Lithologisch stehen grauweiße Mergel und Kalksteine an, einige stärker dunkelgrau gefärbte Einheiten weisen auf einen erhöhten Tonanteil hin. Die Ablagerungen sind teilweise geschichtet und haben eine Mächtigkeit von ca. 30 cm. In weiten Teilen sind die anstehenden Sedimente jedoch chaotisch gelagert. Inmitten dieses Hintergrundsediments lagern rundliche bis linsenförmige Gesteinsblöcke, die klar von den zuvor beschriebenen Sedimenten abgrenzbar sind. Diese sogenannten Phacoide (Voigt, 1962) sind Kalkmergel und teilweise intern geschichtet. Ihre Größe schwankt in dem bearbeiteten Aufschluss von 0,5 m bis 1,5 m im Durchmesser. Während der Beprobungen (Juli 2015, April 2016) wurden sieben solcher Phacoide beobachtet; von diesen wurden fünf beprobt, die anderen beiden waren nicht erreichbar. Aus den Phacoiden und der Matrix sind 32 Proben entnommen worden (1/4-26/4; 20/7-21/7; 23/7-24/7; 26/7-27/7).

4. Methoden

Für die Analyse der kalkigen Nannofossilien wurden Schmierpräparate entsprechend der von Perch-Nielsen (1985) bzw. Bown & Young (1998) beschriebener Technik angefertigt. Die Präparate wurden dann mit dem Polarisationsmikroskop „Olympus BH-2“ unter gekreuzten Polarisatoren bei einer Vergrößerung von 1250x analysiert. Die Nannofossilien wurden bestimmt und nach der UC-Biozonierung (Upper Cretaceous) von Burnett (1998) zeitlich zugeordnet. Nach dieser Zonierung wird die Oberkreide in 20 Biozonen (UC 1 = Untercenomanium, UC 20 = Obermaastrichtium) gegliedert.

5. Ergebnisse

5.1 Rothenfelder Grünsand

Alle sechs Proben (1/4 - 6/4) aus diesem Profilabschnitt konnten analysiert und dem späten Mittel- bzw. frühen Spätturonium zugeordnet werden (kalkige Nannofossilzone UC9a; Abb. 6). Diese Datierung basiert auf dem Vorkommen der Leitform *Lithastrinus septenarius* (Abb. 7h, i), die ihr Erstauftreten an der Basis der Nannofossilzone UC9a hat. Da die Art *Zeughrabdotus biperforatus* (Abb. 7f), die erstmalig an der Basis der folgenden Nannofossilzone UC9b erscheint, fehlt, können alle Proben der Biozone UC9a zugeordnet werden.

Abb. 5: (gegenüberliegende Seite) Aufschluss der zweiten submarinen Großgleitung mit Kennzeichnung der beprobten Phacoide (rote Kästen). Kleine weiße Skizze rechts unten zeigt die Lage des Abschnittes (roter Punkt) im Aufschluss.

5.2 Erste submarine Gleitung

Alle sechs Proben (7/7 - 12/7) dieses Intervalls enthalten die Leitform *L. septenarius*, die ihr Erstaufreten an der Basis der Nannofossilzone UC9a hat. Da die Art *Z. biperforatus*, die erstmalig an der Basis der Nannofossilzone UC9b erscheint, fehlt, können alle sechs Proben der Biozone UC9a zugeordnet werden (Abb. 6). Demnach stammen die Proben aus dem späten Mittel- bzw. frühen Spätturonium. Mit den Arten *Radiolithus hollandicus*, *Gartnerago nanum* und *Rhagodiscus asper* (Abb. 7j, l, b) sind außerdem typische Formen des Cenomaniums vorhanden. Das Letztaufreten von *R. hollandicus* findet sich in der Biozone UC1d (frühes Cenomanium), während *G. nanum* und *R. asper* am Ende der Biozone UC3c (mittleres Spätcenomanium) bzw. innerhalb der Biozone UC5b (spätestes Cenomanium) aussterben.

5.3 Rotpläner

Die Altersbestimmungen der sieben aus den drei Rotplänerlagen zur Verfügung stehenden Proben (13/7, 15/7, 19/7, 30/4-33/4) lieferten keine verwertbaren Ergebnisse, da nur eine Probe (31/4) aus Rotpläner 1 kalkige Nannofossilien enthält. Diese Probe kann in die Biozone UC9a eingestuft werden (Abb. 6). Sie enthält die Leitform *L. septenarius*, während *Z. biperforatus* nicht vorhanden ist (Abb. 7h, f).

Des Weiteren wurden fünf Proben (14/7, 28/4, 29/4, 34/4, 35/4) aus den Mergellagen 1, 2 und 3 analysiert. Die Mergelproben 14/7 aus Mergellage 1 und 34/4 aus Mergellage 3 können der Biozone UC9a zugeordnet werden, da sie *L. septenarius* enthalten. Die verbleibenden drei Proben 28/4 und 29/4 aus Mergellage 2 sowie 35/4 aus Mergellage 3 enthalten die Leitform *Z. biperforatus*, während *Broinsonia parca expansa* (Erstaufreten an der Basis von UC9c) nicht vorhanden ist. Diese drei Proben stammen deshalb aus der Biozone UC9b. Die Proben 28/4 und 29/4 enthalten außerdem Formen des Cenomaniums, z.B. *R. asper*.

Drei weitere Proben (16/7-18/7) wurden dem Turbidit oberhalb der ersten Rotplänerlage entnommen. Sie stammen aus der Biozone UC9a. *L. septenarius* ist in allen drei Proben vorhanden, während *Z. biperforatus* fehlt. Außerdem enthalten zwei der drei analysierten Proben (17/7 & 18/7) typische Cenomanformen (*R. asper*; Abb. 6, 7b).

5.4 Zweite submarine Großgleitung

Die 32 Proben der Phacoide sowie ihres Umgebungsgesteins (1/4 - 26/4, 20/7, 21/7, 23/7, 24/7, 26/7, 27/7) weisen große Unterschiede in der Abundanz und Erhaltung der kalkigen Nannofossilien auf. Zwölf Proben (1/4, 9/4, 11/4, 15/4, 16/4, 18/4, 20/4-23/4, 25/4, 27/7) konnten wegen schlechter Erhaltung nicht analysiert werden.

Alle neun analysierten Proben aus den Phacoiden führen die Leitformen *Quadrum gartneri* und *Eiffellithus eximius* sowie *L. septenarius* (Abb. 7), sie stammen somit aus dem Turonium. Das Vorkommen von *L. septenarius* und das Fehlen von *Z. biperforatus* erlauben die Zuordnung der Phacoide zur Biozone UC9a (Abb. 6). Außerdem enthalten die Proben mit *Cretarhabdus striatus* und *R. asper* Leitformen des Cenomaniums. Das Letztaufreten von *C. striatus* definiert die Basis der Biozone UC4b, das Letztaufreten von *R. asper* findet sich in der Biozone UC5b.

Die um die Phacoide anstehenden Mergel enthalten Leitformen des Coniaciums, u.a. *L. septenarius*. Das Letztaufreten dieser Art definiert den Top der Biozone UC11, also die Coniacium/Santonium Grenze. Da die beiden Leitformen *Micula staurophora* (Abb. 7) und *Q. gartneri* in den Proben vorhanden sind, kann auf ein Mittelconiacium-Alter der Matrix geschlossen werden. Das Erstaufreten von *M. staurophora* definiert die Basis der Biozone UC10, das Letztaufreten von *Q. gartneri* den Top dieser Biozone. Das Vorhandensein beider Arten lässt demnach eine Zuordnung zur Biozone UC10 zu. Des Weiteren sind auch in diesen Proben Leitformen des Cenomaniums und Turoniums vorhanden, wie z.B. *C. striatus* und *R. asper* (Cenomanium) sowie *Radiolithus planus*, *Radiolithus orbiculatus* und *Quadrum intermedium* (Turonium; Abb. 7k, n).

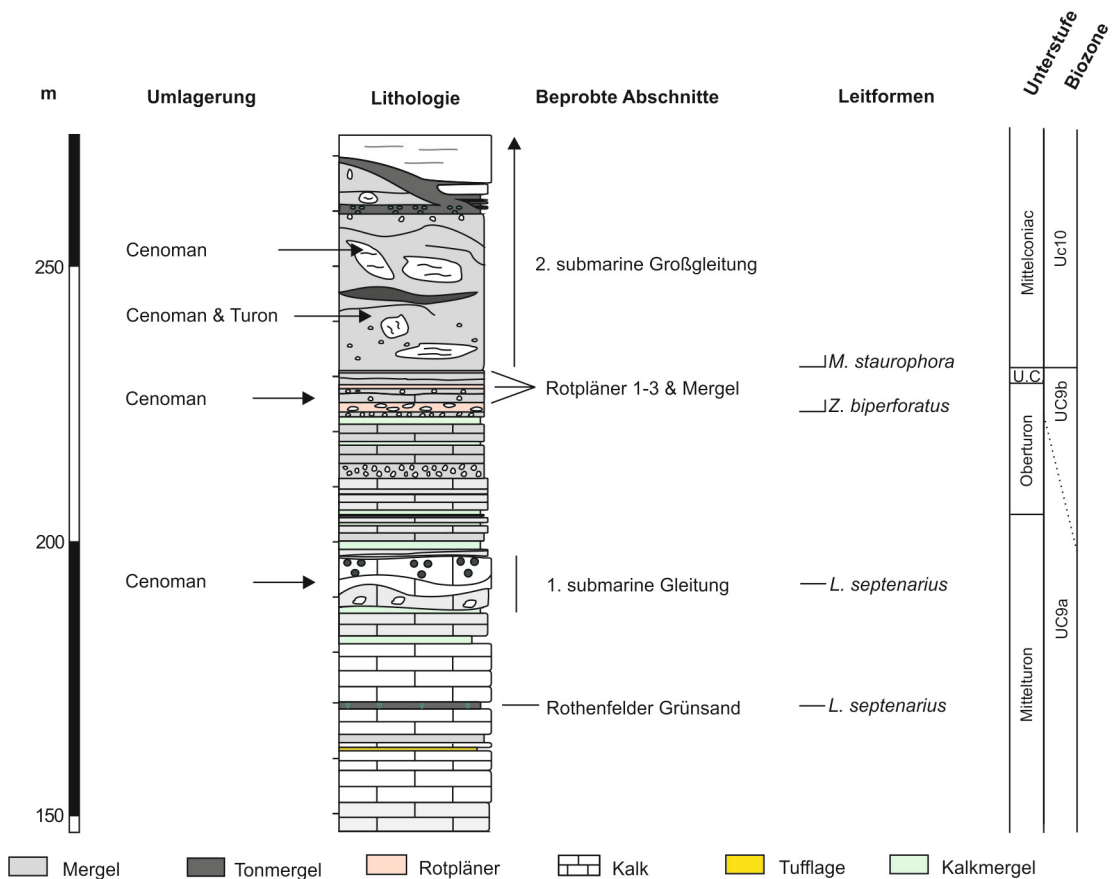


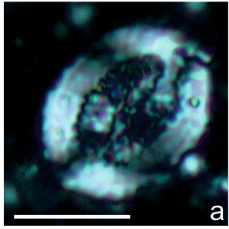
Abb. 6: Zusammenfassung der Ergebnisse mit daraus resultierenden Biozonen. U.C.: Unterconiacium. Lithologie verändert nach Kaplan (2011)

6. Diskussion

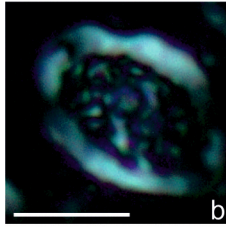
Die biostratigraphischen Befunde erlauben Aussagen über den zeitlichen Verlauf der Sedimentumlagerungen sowie zu den Erosionsraten im Raum des Teutoburger Waldes. Des Weiteren kann der obere Profilabschnitt, der in Halle/Hesseltal erschlossen ist (Kaplan, 2011), um eine auf Nannofossilien beruhende Biozonierung erweitert werden (Abb. 6).

6.1 Rothenfelder Grünsand und erste submarine Gleitung

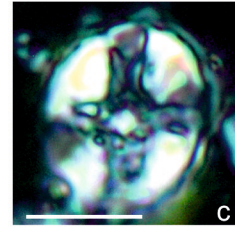
Die Sedimente des Rothenfelder Grünsandes haben nach den Befunden der kalkigen Nannofossilien ein mittelturones Alter (Nannofossilzone UC9a). Die Mergel, die dem Grünsand unter- und überlagern, können ebenfalls in die Biozone UC9a eingestuft werden. Für die erste submarine Gleitung bietet sich ein ähnliches Bild. Sowohl die Mergel, die die Gleitung unter- und überlagern, als auch die Gleitung selbst gehören der Biozone UC9a an. Sie haben damit nach der Nannofossilstratigraphie ein mittelturones Alter, nach der Makrofossilgliederung mit Ammoniten und Inoceramen jedoch ein obereturones Alter (Kaplan 2011). Im Gegensatz zu den Ablagerungen des Rothenfelder Grünsandes, enthalten die Sedimente der ersten submarinen Gleitung auch umgelagerte Nannofossilien des Cenomaniums.



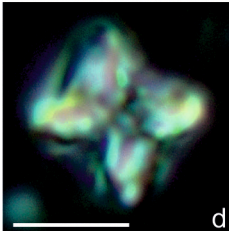
Cretarhabdus striatus
24/4; 2. Großgleitung



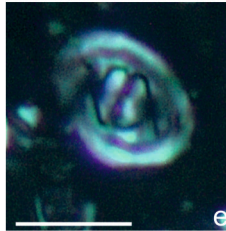
Rhagodiscus asper
24/4; 2. Großgleitung



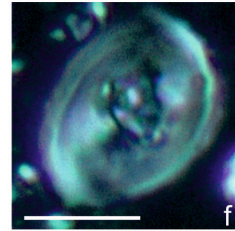
Eiffelithus eximius
24/4; 2. Großgleitung



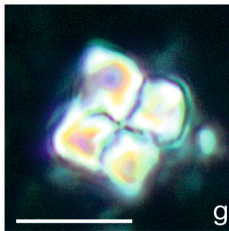
Micula staurophora
19/4; 2. Großgleitung



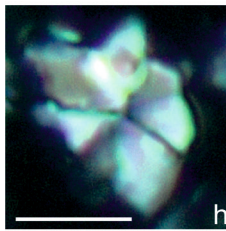
Zeugrhabdotus bicrescenticus
23/7; 2. Großgleitung



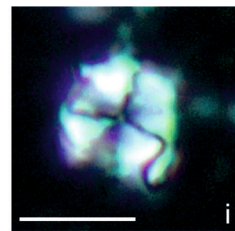
Zeugrhabdotus biperforatus
19/4; 2. Großgleitung



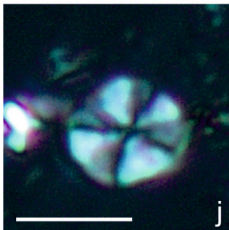
Quadrum gartneri
23/7; 2. Großgleitung



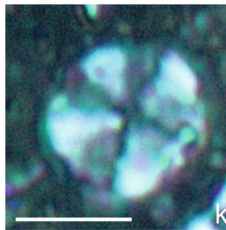
Lithastrinus septenarius
19/4; 2. Großgleitung



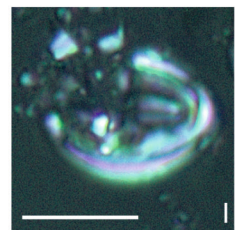
Lithastrinus septenarius
19/4; 2. Großgleitung



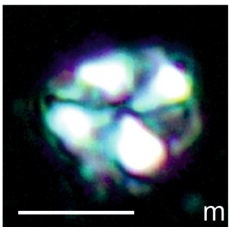
Radiolithus hollandicus
(9 Elemente)
7/7; 1. Gleitung



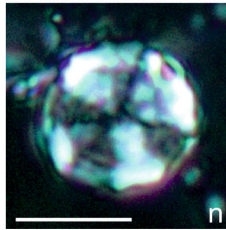
Radiolithus planus
(8 Elemente)
35/4; Rotpläner



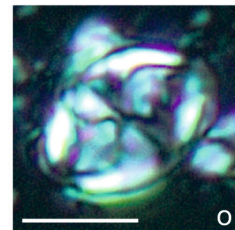
Gartnerago nanum
8/7; 1. Gleitung



Quadrum octobrachium
24/4; 2. Großgleitung



Radiolithus orbiculatus
24/4; 2. Großgleitung



Helicolithus turonicus
2/7; Rothenf. Grünsand

Abb. 7: Lichtmikroskopische Aufnahmen der wichtigsten kalkigen Nannofossilarten. Maßstab 5 µm.

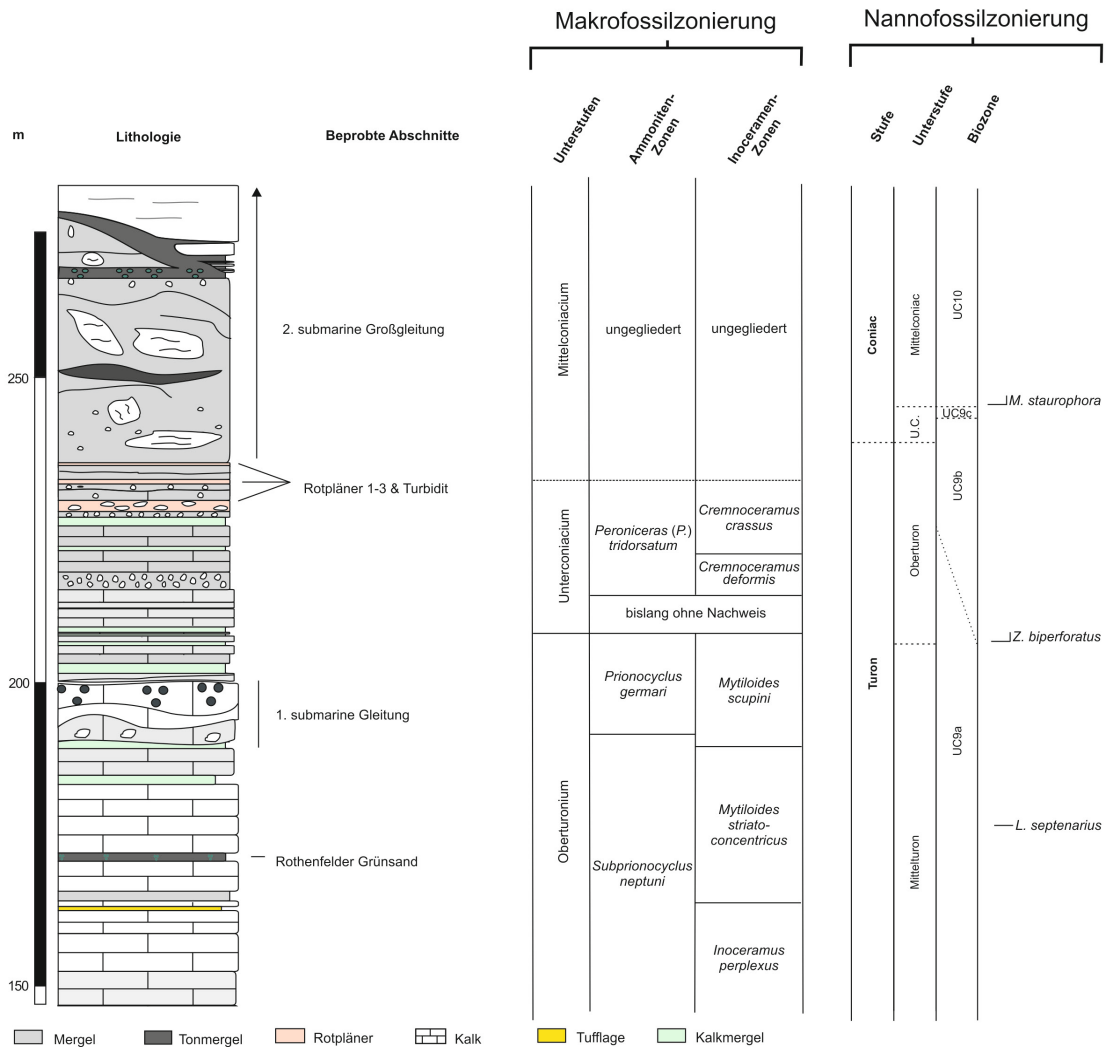


Abb. 8: Vergleich der Makrofossilzonierung (Ammoniten, Inoceramen) nach Kaplan (2011) und der Nannofossilzonierung.

Sowohl der Rothenfelder Grünsand als auch die erste Gleitung stellen Turbidite dar, die während des Mittelturons abgelagert wurden. Sie entwickelten sich infolge erster tektonischer Bewegungen in der Frühphase der Inversion des Teutoburger Waldes. Die cenomanzeitlichen Nannofossilien stammen dabei von einer im Norden gelegenen Schwellenstruktur und wurden vor dem Transport der Turbidite in das mittelturonzeitliche Meer eingebracht.

Unklar verbleibt dabei zunächst die Diskrepanz zwischen der mikro- und der makropaläontologischen Alterszuordnung (Abb. 8). Nach makropaläontologischen Befunden (Kaplan, 2011) sind der Rothenfelder Grünsand und die erste submarine Gleitung in das späte Turon einzustufen, während die kalkigen Nannofossilien ein mittelturonisches Alter liefern. Diese Diskrepanz ist vermutlich auf eine unzureichend genaue Kalibrierung der Makro- und Nannofossil-Biozonierungen zurückzuführen.

6.2 Rotpläner

Mergellage 1, die ca. 0,5 m über der Rotplänerlage 1 liegt, konnte der Biozone UC9a zugeordnet werden. Die etwas jüngere Mergellage 2, zwischen Turbidit und Rotpläner 2, liefert Nannofossilien der Biozone UC9b. Damit liegt die Grenze zwischen den Biozonen UC9a und UC9b in dem ca. 1 m mächtigen Schichtpaket zwischen den Mergellagen 1 und 2. Die zwei Proben aus Mergellage 3 (34/4, 35/4) liefern unterschiedliche Ergebnisse. Probe 34/4 kann Biozone UC9a, Probe 35/4 Biozone UC9b zugeordnet werden. Da die Probe 35/4 eine bessere Erhaltung und eine höhere Diversität an kalkigen Nannofossilien aufweist, ist es wahrscheinlicher, dass die Mergellage 3 der Biozone UC9b angehört. Der zwischen Rotpläner 1 und Rotpläner 2 anstehende Turbidit führt Sedimente mittelturonen Alters (UC9a), wobei ebenfalls umgelagerte Formen aus dem Cenomanium vorhanden sind.

Es ist anzunehmen, dass die, an diesem Aufschluss anstehenden Mergel die normale Sedimentation repräsentieren. Die Rotpläner und den Turbidit interpretieren wir als Schüttungsereignisse aus dem Raum nördlich oder nordöstlich des Teutoburger Waldes. Diese Deutung der Rotpläner als ein Umlagerungsprodukt wird durch Inoceramenfunde (Kaplan, 2011) von *Cremnoceras crassus crassus*, einer Leitform des späten Frühconiaciums, unterstützt. Die Inoceramen stellen dabei die autochthone Hintergrundfauna dar.

6.3 Zweite submarine Großgleitung

Die artliche Zusammensetzung der kalkigen Nannofossilien der Phacoiden und der sie umgebenden Matrix weist auf komplexe, mehrphasige Umlagerungsprozesse hin. Die Phacoide zeigen dabei Nannofossilien aus zwei, die Matrix Nannofossilien aus drei unterschiedlichen Unterstufen der Oberkreide. Die Phacoide, die aufgrund der Art *L. septenarius* als Mittelturonium datiert wurden (UC9a), enthalten zusätzlich umgelagerte Leitformen des Cenomaniums (*C. striatus*, *R. asper*). Die Matrix, die über die Art *M. staurophora* dem Mittelconiacium (UC10) zugeordnet wurde, beinhaltet zusätzlich sowohl Markerformen aus dem Turonium (*R. planus*, *R. orbiculatus*) als auch aus dem Cenomanium (*C. striatus*, *R. asper*). Die Ablagerung der diskutierten Abfolge erfolgte demnach in zwei Phasen (1, 2).

(1) Während des gesamten Cenomaniums bis Mittelturoniums waren das Münsterländer Becken und das Niedersächsische Becken infolge der Transgression großflächig überflutet (Hiss, 1995; Wilmsen, 2003). In dem epikontinentalen Schelfbereich kamen karbonatische Sedimente zur Ablagerung (Abb. 9). Da in Halle/Hesseltal die karbonatischen Sedimente des Mittelturoniums Nannofossilien des Cenomans enthalten, muss bereits im Mittelturonium cenomanzeitliches Material als Abtragungsquelle zur Verfügung gestanden haben. Die Phacoidbildung selbst erfolgte erst bei einer späteren Beanspruchung im Coniacium, die eine Zerschierung und Umlagerung der Kalksteine des Mittelturoniums verursachte. Für das Mittelturonium ist damit eine im Norden gelegene Schwelle anzunehmen auf der cenomanzeitliche Karbonate abgetragen werden konnten. Wellenbewegungen oder Sturmflutereignisse führten zur Erosion und dem Transport des cenomanzeitlichen Materials in den weiter südlich gelegenen Raum. Dabei könnten die zur Abtragung zur Verfügung stehenden Sedimente in dem Schwellenbereich durchaus bereits lithifiziert gewesen sein. Dieser Befund deutet daraufhin, dass die Hebungsgeschichte im Raum Hesseltal bereits im Mittelturonium einsetzte. Eine ähnliche Situation bietet sich vor der heutigen Küste Rügens. Studien belegen für das dortige Meerwasser formenreiche, aufgearbeitete kretazische Nannofossilassoziationen.

(2) Die zweite Phase der Inversions- und Hebungsgeschichte ist an die coniaczeitlichen Sedimente der zweiten Großgleitung gebunden. Die Sedimente, aus denen die späteren Phacoide entstanden sind, haben ein mittelturonenes Alter. Sie wurden nach ihrer unter (1) geschilderten Ablagerung zunächst lithifiziert und dann infolge der Hebung zerschert. Anschließend erfolgte der Transport in einer Großgleitung nach Süden. Da dieser Umlagerungsprozess im Mittelconiacium erfolgte, musste die Hebung zu diesem Zeitpunkt bereits Schichten des Mittelturoniums exponiert haben (Abb. 10).

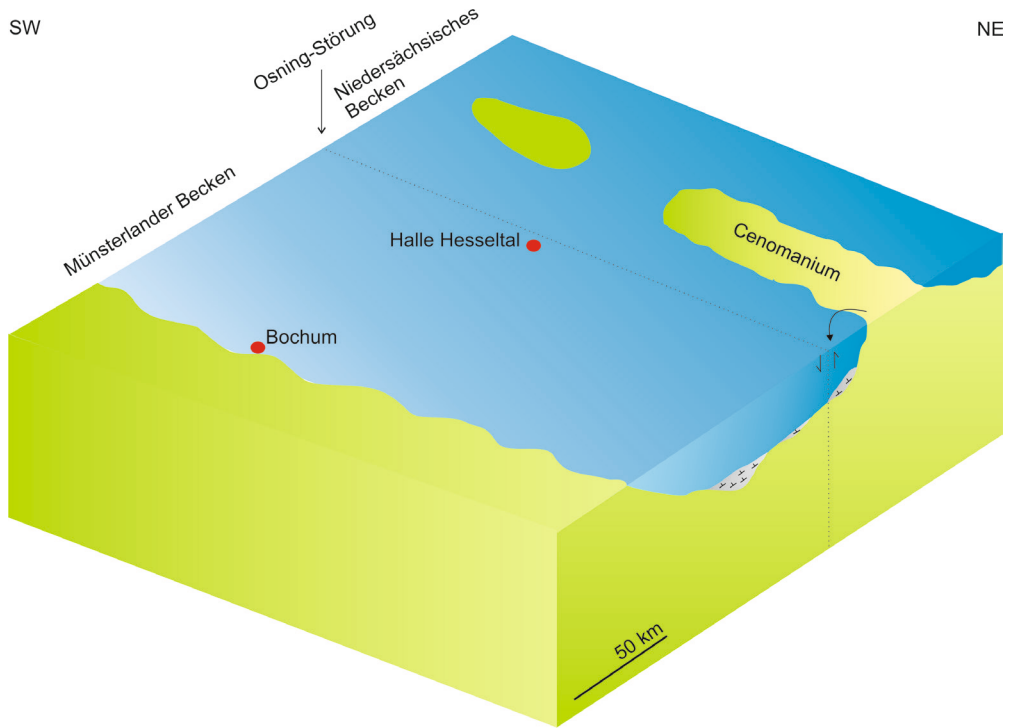


Abb. 9: Modell zur paläogeographischen Situation während des Mittelturoniums.

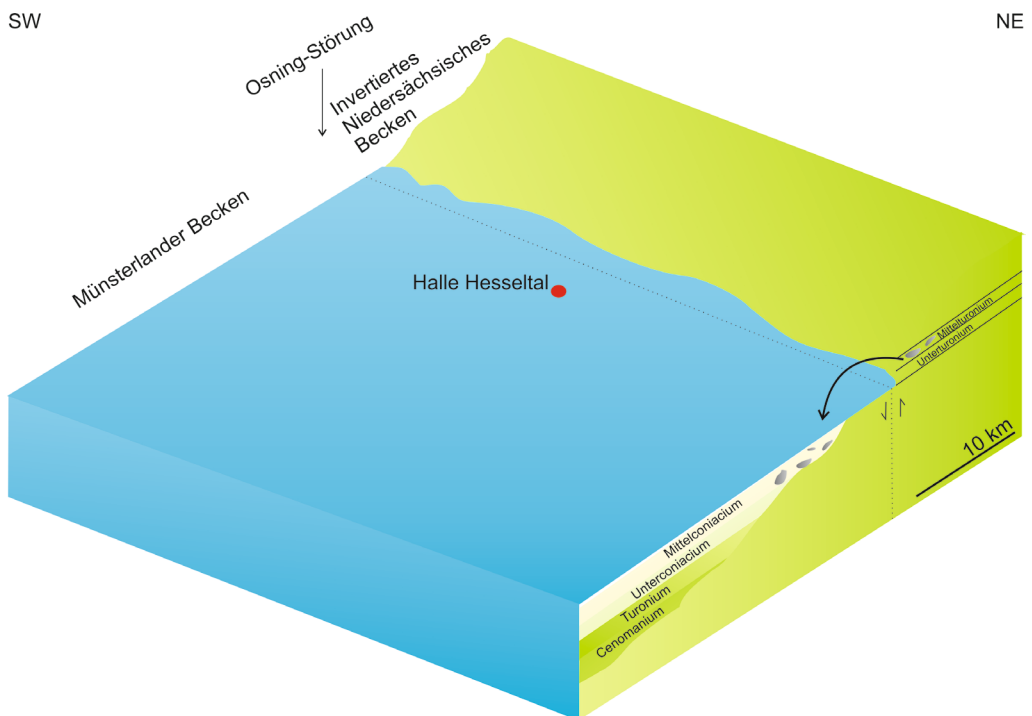


Abb. 10: Modell zur paläogeographischen Situation während des Coniaciums.

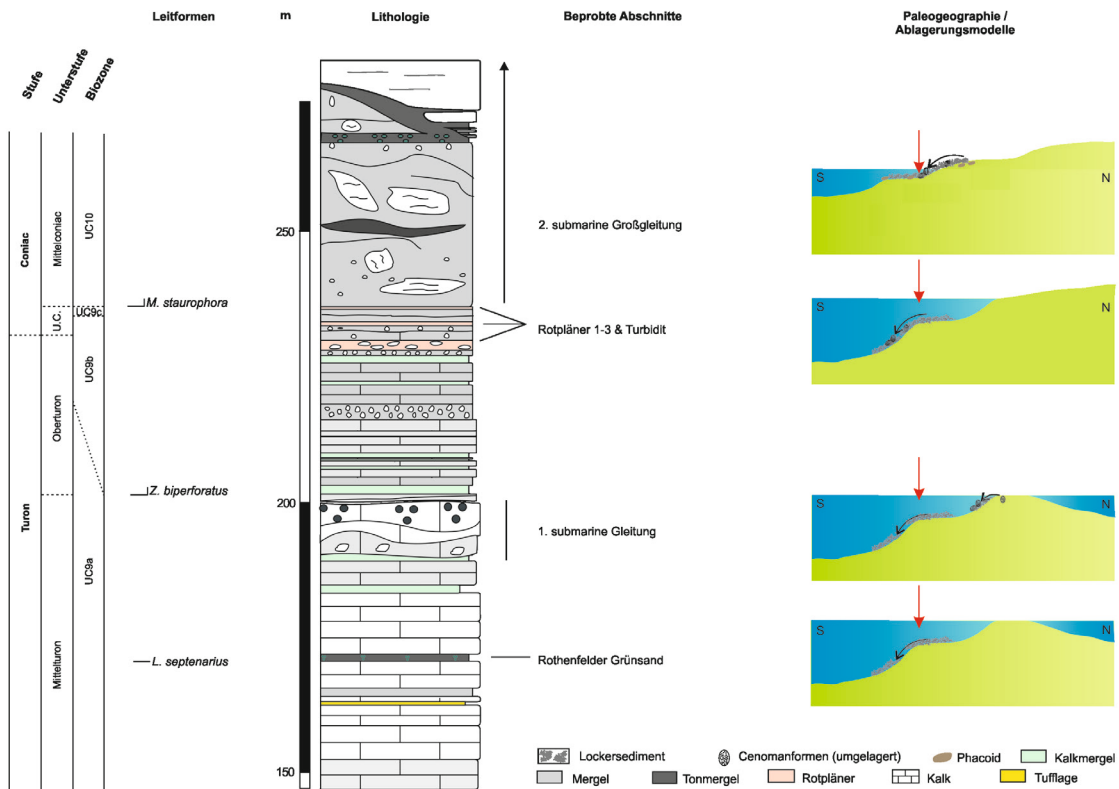


Abb. 11: Zusammenfassung der Ergebnisse und paläogeographischen Modelle. Lithologie verändert nach Kaplan (2011).

Zusammenfassung

Die hier beschriebenen biostratigraphischen Befunde erlauben die folgende Rekonstruktion der Inversionsgeschichte des Raumes Hesselstal (Abb. 11):

1. Früheste Hebungen sind für das Mittelturoneum wahrscheinlich. Cenomanzeitliche Nannofossilien, die in Kalken des Mittelturons auftreten, weisen auf eine nördlich gelegene Hochposition hin. Hier standen Karbonate des Cenomaniums an, die im Mittelturoneum aufgearbeitet und umgelagert wurden.
2. m spätes Mittelturoneum (Nannofossilgliederung) bzw. Oberturoneum (Makrofossilgliederung) führten erste tektonische Bewegungen zu einer Umlagerung des Rothenfelder Grünsandes. Etwa zeitgleich wurde die erste submarine Gleitung als Turbidit in das Münsterländer Becken transportiert.
3. Während des späten Frühconiaciums wurden dann die mitteluroneen Rotpläner in das Münsterländer Becken transportiert.
4. In Folge der andauernden Hebung des Niedersächsischen Beckens im späten Frühconiacium und Mittelconiacium wurden Schichten aus dem Mittelturoneum freigelegt und in Form von Phacoiden in das Münsterländer Becken geschüttet.

Dank

Wir danken T. Püttmann und N. Lübke (Bochum) für die tatkräftige Unterstützung bei der Probennahme und wertvolle Diskussionen.

Literatur

- Burnett, J.A. (1998): Upper Cretaceous. - In: Bown, P.R. (Hrsg.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, 132-199; London Chapman & Hall.
- Bown, P.R. & Young, J.R. (1998): Techniques. - In: Bown, P.R. (Hrsg.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, 16-28; London Chapman & Hall
- Drozdowski, G. (2003): Geologische Entwicklung und tektonischer Bau.- In: Betzer, H.J., Dassel, W., Drozdowski, G., Farrenschon, J., Arnold, G., Heuser, H., Juch, D., Ribbert, K.H., Skupin, K., Klassen, H. & Bérenger, D. (Hrsg.): *Geologie im Weser und Osnabrücker Bergland*, 16 - 30; Krefeld (Geologischer Dienst NRW).
- Hiss, M. (1995): Kreide. - In: Drozdowski, G., Hiss, M., Lehmann, F., Michel, G., Skupin, K., Staudé, H., Thiermann, A., Dahm-Arens, H. & Finke, W. (Hrsg.): *Geologie im Münsterland*, 41-65; Krefeld (Geologischer Dienst NRW).
- Holstein, W. (1925): Der Teutoburger Wald zwischen Werther und Borgholzhausen. - *Verh. naturhist. Ver. Preuss. Rheinlande u. Westfalen* **80**: 1-33.
- Kaplan, U. (2011): Turonium und Unterconiacium (Oberkreide) im Steinbruch DIMAC bei Halle (Westfalen), Teutoburger Wald (Östliches Münsterländer Kreidebecken). - *Geologie und Paläontologie in Westfalen* **81**: 75-105.
- Mutterlose, J. (1995): Die Unterkreide-Aufschlüsse des Osning-Sandsteins (NW- Deutschland) - ihre Fauna und Lithofazies. - *Geologie und Paläontologie in Westfalen* **36**: 1-85.
- Mutterlose, J. & Bornemann, A. (2000): Distribution and facies patterns of Lower Cretaceous sediments in northern Germany: a review. - *Cretaceous Research* **21**: 733-759.
- Perch-Nielsen, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. - In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K. (Hrsg.): *Plankton Stratigraphy*, 329-426; Cambridge (Cambridge University Press).
- Skupin, K. (1990): Gesteinsausbildung und Stratigraphie eines Kreide-Vorkommens nordöstlich von Augustdorf/Senne (Nordrhein-Westfalen). - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **181**:287-301.
- Schott, W. (1969): Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa. Erläuterungen. - 315 S.; Hannover Schweizerbart .
- Schönfeld, J. (1985): Ein neu aufgeschlossenes Vorkommen von "Emscher-Mergel" (Coniac) in Bielefeld-Brackwede. - *Bericht des Naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend*, Bd. 27, 355-368.
- Vejbaek, O.V., Andersen, C., Duser, M., Hengreen, G.F.W., Krabbe, H., Lesczynski, K., Lott, G.K., Mutterlose, J., Van der Molen, A.S. (2010): Cretaceous. - In: Doornenbal, J.C. & Stevenson, A.G. (Hrsg.): *Petroleum Atlas of the Southern Permian Area*, 195-209; EAGE Publications b.v. (Houten).
- Voigt, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. - *Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg* **31**: 146- 275.
- Voigt, E. (1977): Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. - *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* **128**, 57- 79.
- Wilmsen, M., 2003. Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany. - *Cretaceous Research*, **24**: 525- 568.

Geol. Paläont. Westf.	89	21-50	20 Abb. 4 Tab.	Münster Februar 2017
--------------------------	----	-------	-------------------	-------------------------

Litho-, Bio-, Kohlenstoffisotopenstratigraphie und Sedimentologie der Erwitte-Formation (Unterconiacium, Kreide) südlich von Paderborn

Michael Hornacsek & Christina Ifrim¹

Zusammenfassung

Das Unterconiacium in den Steinbrüchen Atlas und Ilse der HeidelbergCement AG Zementwerk am südlichen Stadtrand von Paderborn wird hier beschrieben. Die Sedimente, die in diesen Steinbrüchen anstehen, entsprechen einem 43 m mächtigen Kompositprofil und sind Teil der Erwitte-Formation. Sie bestehen v.a. aus Kalzit und untergeordnet Quarz und Phyllosilikaten. Letztere zeigen einen paläoklimatischen Einfluss aus zwei verschiedenen Klimabereichen mit intensiver chemischer Verwitterung in einem und intensiver physikalischer Verwitterung im anderen Liefergebiet. Die Abfolge enthält den oberen Teil der *Cremnoceramus crassus inconstans*- bzw. *C. deformis dobrogensis*- und dem unteren Teil der *C. crassus crassus*-Inoceramidenzone, deren Basis ein geeignetes Datum zur Langstreckenkorrelation ist. Die gesamte Abfolge entspricht der *Micraster cortestudinarium*-Echinoideenzone. Zwei untergeordnete Maxima in der $d^{13}C$ -Kurve können identifiziert und mit zeitgleichen Abfolgen korreliert werden: das Beeding- und das Lightpoint-Event. Zwischen diesen liegt in der Paderborner Kurve ein Minimum, das in detaillierten $d^{13}C$ -Kurven ebenfalls erkannt werden kann. Aus diesen Daten lässt sich eine sehr hohe Sedimentationsrate von ca. 340 mm/ka grob abschätzen. Kaolin und verschiedene Misch-, als auch die Endglieder Illit und Smektit zeigen ein klimatisch gemischtes Signal im Liefergebiet des klastischen Anteils, sowohl mit Dominanz chemischer als auch mit physikalischer Verwitterung.

Abstract

The lower Coniacian in the Atlas and Ilse quarries of the HeidelbergCement AG Zementwerk south of the city of Paderborn are here described. The sediments outcropping in these quarries correspond to a 43 m thick composite section and are part of the Erwitte-Formation. Sediments are composed of calcite with lesser amounts of quartz and phyllosilicates. The latter show a palaeoclimatic influence of two different climates with intense chemical weathering dominating in one and intense physical weathering in the other delivery area. Within the succession, the upper *Cremnoceramus crassus inconstans*- respectively *C. deformis dobrogensis*- and the lower *C. crassus crassus*-inoceramid biozone can be identified. The base of the latter is a suitable datum for long distance correlation. The whole succession corresponds to the *Micraster cortestudinarium*-echinoid biozone. Two minor maxima in the carbon stable isotope curve were identified and correlated to contemporary successions: the Beeding and the Lightpoint Event. A minimum in-between present in the Paderborn $d^{13}C$ curve also identifiable in the more detailed among the correlated $d^{13}C$ curves. From these data, a very high sedimentation rate of ca. 340 mm/ka can roughly be estimated.

Anschrift der Verfasser:

Institut für Geowissenschaften, Ruprecht-Karls-Universität, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg,
¹korrespondierende Autorin: Christina.Ifrim@geow.uni-heidelberg.de

1. Einleitung

Die Oberkreide ist in Westfalen vielerorts bereits bearbeitet worden (Abb. 1). Litho- und biostratigraphische Arbeiten behandeln das Untercenoman-Oberturon im Raum Lengerich (Kaplan 1992), das Turonium-Coniacium im südlichen Teutoburger Wald und Eggegebirge bei Schlangen, Bad Lippspringe (Kaplan 2011b), Niederntudorf (Kaplan 2009), sowie bei Geseke (Skupin 1985, Kaplan 2000), Erwitte (Skupin 1995) und dem Steinbruch DIMAC bei Halle (Kaplan 2011a). Geochemische Bearbeitungen stammen aus dem Raum Lengerich (Wiese und Kaplan 2001, 2004) und aus dem südlichen Münsterland, wo Ablagerungen der Oberkreide anhand von zwei Bohrkernen (Anröchte und Werl) litho-, bio- und chemostratigraphisch aufgenommen wurden (Richardt und Wilmsen 2012). Im Raum Paderborn allerdings wurde bisher nur das Unterconiacium innerhalb des Stadtgebietes von Kaplan (2012) litho- und biostratigraphisch detailliert aufgenommen. Die größeren Aufschlüsse in den Steinbrüchen Atlas und Ilse der HeidelbergCement AG am südlichen Rand des Paderborner Stadtgebietes sollen hier erstmals litho-, bio- und chemostratigraphisch beschrieben werden. Sie liegen im Industriegebiet Mönkeloh südlich der B64 und östlich der A33 (Abb. 2). Die Abfolge wurde im aktiven Steinbruch Atlas und im z.T. renaturierten und als Naturschutzgebiet ausgewiesenen Steinbruch Ilse aufgenommen.

Die Schichten in den Steinbrüchen fallen im flachen Winkel (2-10°) nach Nordwesten ein. Die Profile, wie auch die Proben, wurden an der Nordwestwand des Steinbruchs Atlas und der Ostwand des Steinbruchs Ilse genommen. Die Aufschlüsse sind an diesen Wänden durch die fortschreitende Verwitterung, sowie durch Klüftung, Steinschlaggefahr und durch die wachsende Vegetation und Schutthanhäufungen, nur teilweise zugänglich.

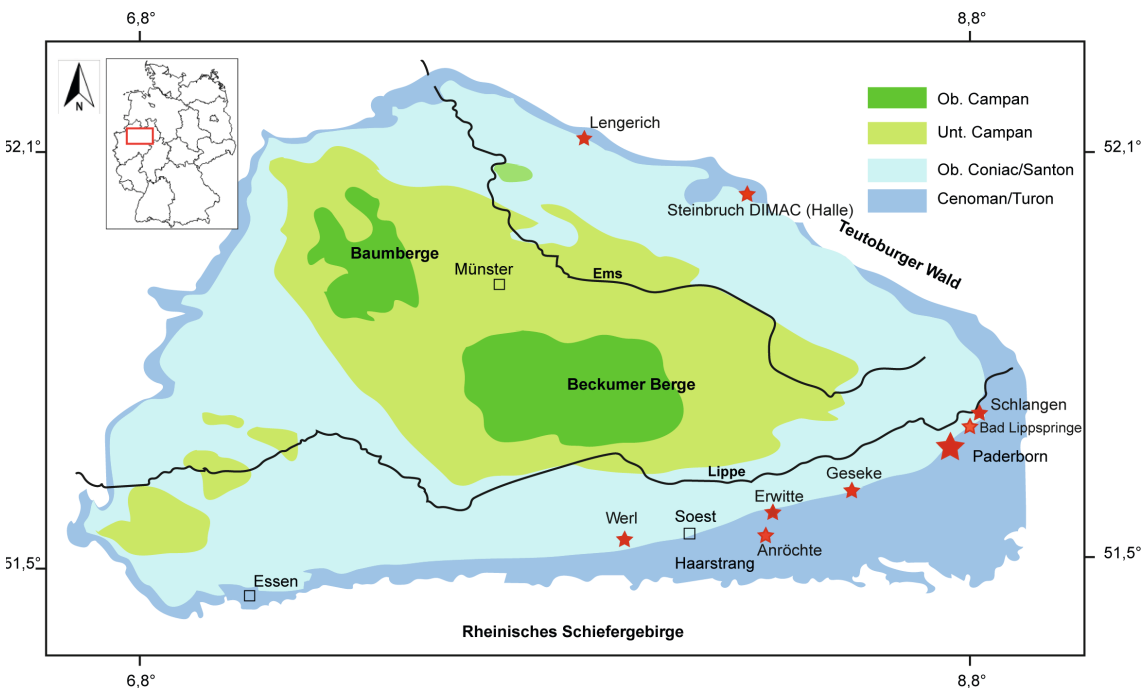


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte über das Münsterländer Oberkreidebecken und Lage des Arbeitsgebietes (aus: Walter 2007, nach: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 2002).

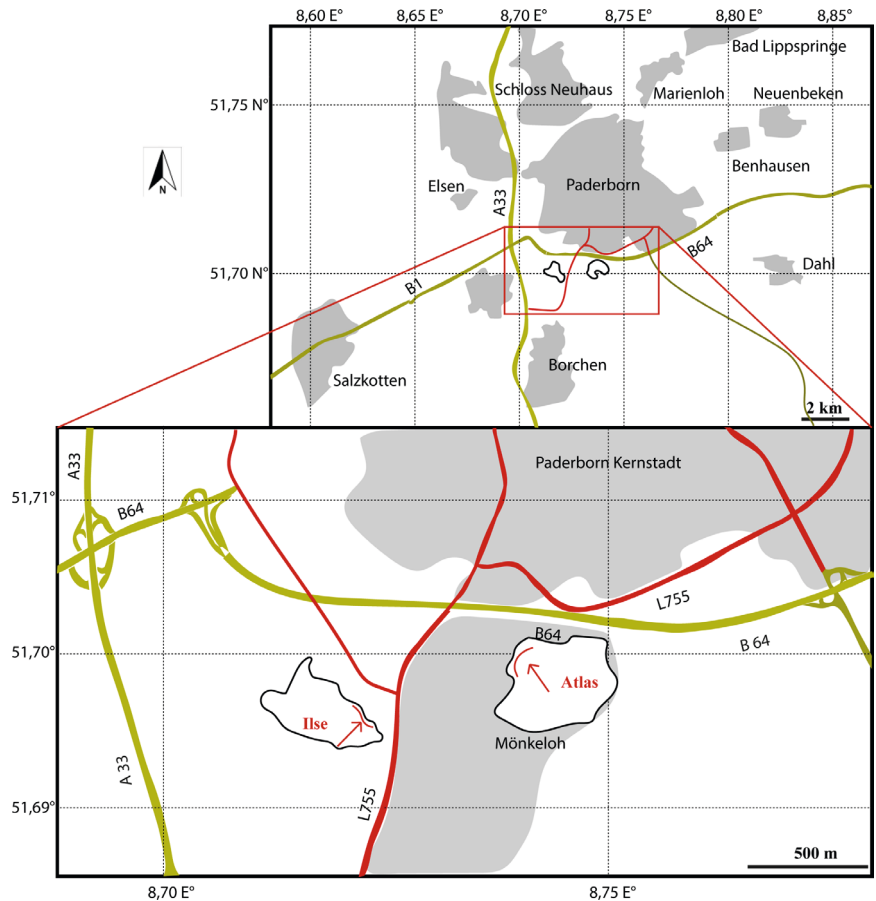


Abb. 2: Geographische Karte des Raumes Paderborn mit Lage der Steinbrüche Atlas und Ilse und die aufgenommenen Steinbruchbereiche (Top 50, Amtliche topographische Karten Nordrhein-Westfalen, oben 1:200.000, unten 1:50.000).

2. Das Unterconiacium südlich von Paderborn

Die Ablagerungen im Arbeitsgebiet werden der Erwitte-Formation zugeordnet. Deren Typuslokalität liegt im Steinbruchareal der Erwitter Zementindustrie südöstlich der Stadt Erwitte. Lithologisch besteht die Erwitte-Formation aus im Dezimeter- bis Meterbereich gebankten, weißen bis grauen Mergelkalksteinen mit grauen dezimetermächtigen Mergel-Zwischenlagen. Die biostratigraphische Unterteilung ist durch Inoceramiden und Ammoniten möglich (Kaplan 1986, Kaplan 1991, Kaplan und Kennedy 1996), daher können Event- und Isotopenstratigraphie zusätzlich zur Korrelation verwendet werden (Voigt und Hilbrecht 1997). Wood und Ernst (1998) gelang die Korrelation der westfälischen Biostratigraphie mit den meist ammonitenarmen Profilen Niedersachsens und Sachsen-Anhalts mit Hilfe von Inoceramiden.

Die Erwitte-Formation wird in die untere „Grauweiße Wechselfolge“, die mittlere „Obere Plänerkalkstein-Einheit“ und die oberen „Übergangsschichten“ unterteilt, wobei in den hier bearbeiteten Steinbrüchen Paderborns nur das mittlere Member aufgeschlossen ist. Sie ist Teil der Plänerkalk-Gruppe, die auch die Herbram-, Baddeckenstedt-, Hesseltal-, Büren-, Oerlinghausen- und Salder-Formation des Cenomanium und Turonium beinhaltet (Wiese et al. 2007). Die mittlere Gesamtmächtigkeit der Erwitte-Formation liegt bei 60-70 m im südlichen Münsterland (Skupin 1995, Kaplan 2012). Sie umfasst das Oberturon bis zur Obergrenze des Unterconiacium und geht nach oben in die Emscher-Formation über (Wiese et al. 2007).

3. Lithostratigraphie

Das Profil wurde in zwei Teilabschnitten im Steinbruch Atlas (Abb. 3) und im Steinbruch Ilse (Abb. 8) aufgenommen, die anhand von Leithorizonten bankgenau korreliert werden können. Die Abfolge aus beiden Steinbrüchen ist insgesamt 43 m mächtig (Abb. 4) und umfasst die Obere Plänerkalkstein-Einheit der Erwitte-Formation. Die unterlagernde Grauweiße Wechselfolge ist im Steinbruch Atlas nicht aufgeschlossen, steht jedoch im Raum Kohlstädt-Schlangen-Bad Lippspringe (Kaplan 2011a) und bei Nordborchen im aufgelassenen Steinbruch östlich der Talbrücke der A33 Alme-Lohne an (Kaplan 2012). Der Wechsel zu den Übergangsschichten beginnt in den obersten Profilbereichen und ist im Steinbruch Ilse definiert durch das Auftreten mehrerer dezimetermächtiger Mergellagen.

3.1 Der Steinbruch Atlas

Die untersuchte Abfolge setzt sich zusammen aus Kalkmergelsteinen, Mergelkalksteinen und Mergeln des mittleren Abschnitts der Erwitte-Formation, der sogenannten Oberen Plänerkalkstein-Einheit. Im basalen Teil (0-9 m) beginnt die Abfolge mit wenigen Meter mächtigen Kalkmergelsteinbänken, in die zentimeter- bis dezimetermächtige Mergellagen zwischengeschaltet sind. Im westlichen Teil des Steinbruchs Atlas sind innerhalb der Kalkmergelsteinbänke Rinnenstrukturen erkennbar, die nach Nordwesten Richtung Beckeninneres auskeilen (Abb. 5). Die Rinnenfüllung besteht wie die umgebenden Schichten aus Kalkmergelsteinen und ist lithologisch nicht von diesen unterscheidbar. Einige Kalkmergelsteinbänke zeichnen sich durch wellige Schichtkontakte aus (Abb. 6). Diese Strukturen treten über das gesamte Profil innerhalb dieser Bänke auf. Sie werden in der Literatur häufig als Flaserkalke oder Knollenkalke beschrieben, obwohl die für Flaserung typischen Tonlinsen innerhalb der Kalkmergelbänke fehlen.

Im nächsten Abschnitt (12-19 m) werden die Kalkmergelsteinbänke geringmächtiger, die Mergellagen dazwischen mächtiger. Es sind keine Rinnen oder wellige Schichtkontakte zu erkennen. Zwischen 17 und 19 m stehen drei 30-60 cm mächtige Kalksteinbänke aufgrund ihres erhöhten Karbonatgehalts und damit ihrer helleren Farbe und massigerem Aussehen hervor (Abb. 4), die aufgrund eines Inoceramiden-Massenvorkommens am Top als *dobrogensis*-Bank bezeichnet werden. Von 19 bis 25 m besteht die Abfolge aus Kalkmergelsteinen und geringmächtigen Mergellagen, die keine Sedimentstrukturen aufweisen. Zwischen 25 und 31,5 m treten erneut die welligen Schichtkontakte innerhalb der Kalkmergelsteinbänke auf. Bei 29,5 m liegt am Top des Steinbruch Atlas die 3er-Bank (Abb. 7), die eine Korrelation zwischen Atlas und Ilse ermöglicht.



Abb. 3: Steinbruch Atlas der HeidelbergCement AG Paderborn, westlicher Aufschlussbereich, Erwitte-Formation, Obere Plänerkalkstein-Einheit, Unterconiacium, TK 25 Blatt 4218 Paderborn, R: 3482837, H: 5729188.
Abb. 4 (gegenüberliegende Seite): Kompositprofil des Unterconiacium aus den Steinbrüchen Atlas und Ilse mit Verteilung der Fossilien und Biozonierung.

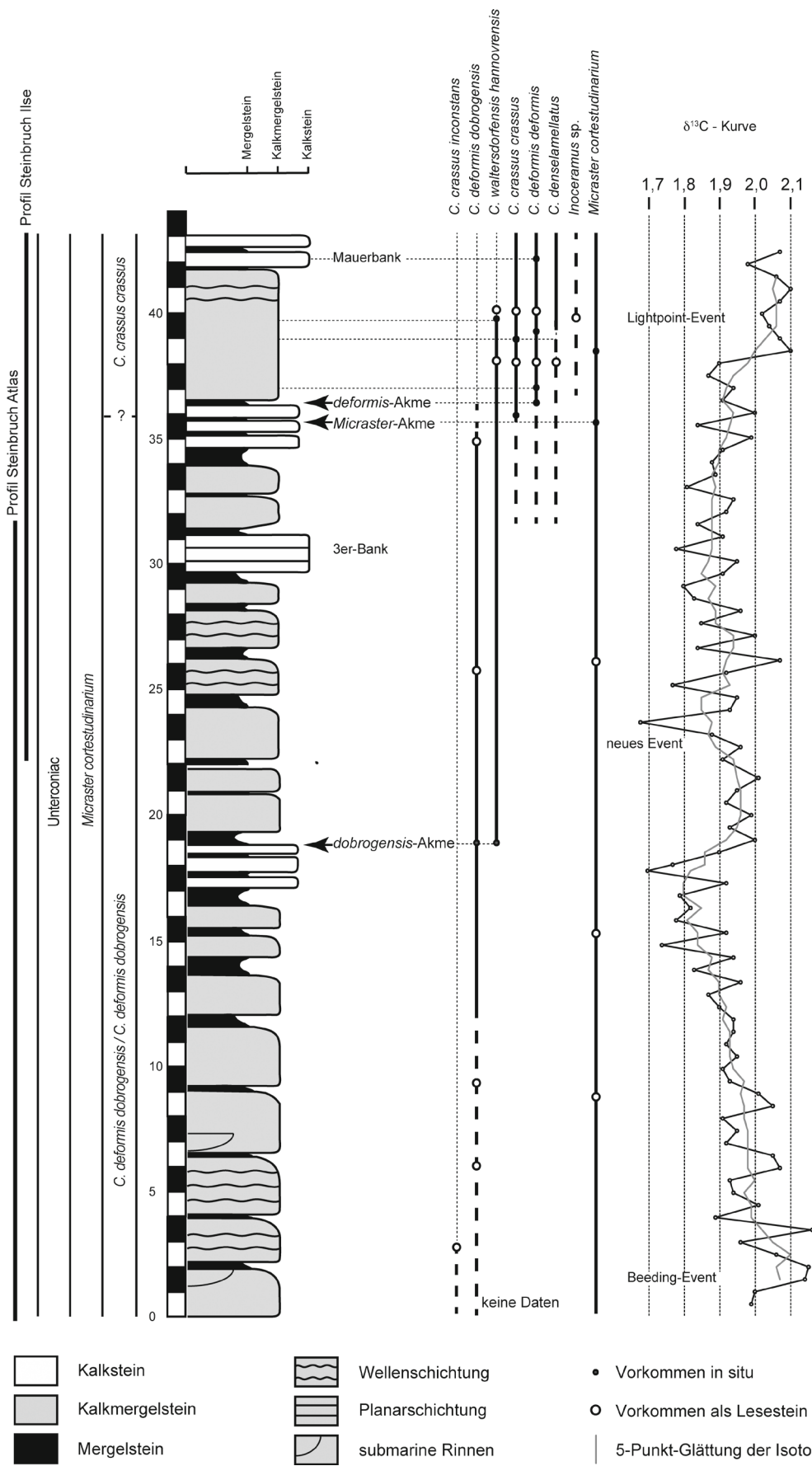


Abb. 5: Rinnenstrukturen, nach Nordwesten Richtung Beckeninneres auskeilend, Steinbruch Atlas, westlicher Aufschlussbereich, Südwand.



Abb. 6: Wellenschichtung, Steinbruch Atlas, westlicher Bereich, Westwand, 3 m Höhe im Profil.



Abb. 7: 3er-Bank, Ostwand Steinbruch Ilse.

3.2 Der Steinbruch Ilse

Der Profilabschnitt des Steinbruchs Ilse beginnt bei 22 m Höhe im Gesamtprofil (Abb. 4). Bis zum Top der 3er-Bank bei 31,5 m überlappen sich die Abfolgen der Steinbrüche (siehe auch Abb. 11 in Kaplan 2012). Oberhalb folgen zwei Kalkmergelsteinbänke. Darüber liegen drei weitere, 40-60 cm mächtige Kalksteinbänke, die sich ebenfalls als Leithorizonte für die Korrelation innerhalb der Steinbrüche eignen und die aufgrund eines Inoceramiden-Massenvorkommens im Folgenden als *deformis-Bank* bezeichnet werden. Oberhalb der *deformis-Bank* von 36,5 m bis 42 m folgt ein Abschnitt bestehend aus Kalkmergelsteinen mit welligen Schichtkontakten im oberen Bereich des Abschnitts.

Einen weiteren Leithorizont stellt die sogenannte Mauerbank (Arnold 1964), resp. Erwitte-Bank (Kaplan und Kennedy 1994), bei 42 m Profilhöhe dar. Sie ist an der Ostwand im Steinbruch Ilse aufgeschlossen (Abb. 9). Zusammen mit einer markanten Ichnofossilage an ihrer Basis, kann die Mauerbank zur Korrelation mit anderen Aufschlüssen (z.B. dem Steinbruch des Bischofs Meinwerk im Stadtzentrum von Paderborn) genutzt werden. In den Steinbrüchen der HeidelbergCement AG und im gesamten Paderborner Raum ist sie weniger deutlich ausgeprägt als in den westlich gelegenen Aufschlüssen bei Geseke und Erwitte (Arnold 1964, Kaplan und Skupin 1998). Die Mauerbank konnte in zugänglichen Profilabschnitten des Steinbruchs Ilse nicht eindeutig identifiziert werden.



Abb. 8: Steinbruch Ilse der HeidelbergCement AG Paderborn, Blick auf untere Abbausohle und Westwand, aktiver Abbaubetrieb (Hintergrund), Naturschutzgebiet (Vordergrund), Erwitte-Formation, Obere Plänerkalkstein-Einheit, Unterconiacium, TK 25 Blatt 4218 Paderborn, R: 3481466, H: 5729066.



Abb. 9: Mauerbank mit Lage des *Micraster*- und *crassus*-Events, oberer Profilabschnitt, Ostwand des Steinbruchs Ilse.



Abb. 10: Erhaltung von Schwämmen häufig in Lösungserhaltung, Steinbruch Atlas, 20 m Höhe im Profil (links) und selten als Körperfossil, Steinbruch Atlas, Lesestein westlicher Bereich 0-12 m Höhe im Profil (rechts).

Bis hin zur 3er-Bank erfolgte die Sedimentation rhythmisch, wobei dezimeter- bis metermächtige Kalkmergelsteinbänke mit zentimeter- bis dezimetermächtigen Mergellagen wechsellagern. Der Kontakt zwischen den Kalkmergelsteinen und den Mergellagen ist graduell, während der Kontakt der Mergel zu den überlagernden Kalkmergelsteinbänken meist scharf ist. Ab der 3er-Bank bei 31,5 m wird die Abfolge unregelmäßiger. Im obersten Profilabschnitt, ab 43 m, setzen mehrere Dezimeter mächtige Mergellagen ein und zeigen den Wechsel hin zu den Übergangsschichten und zur überlagernden, mergelig-tonigen Emscher-Formation an. Dieser Übergang ist im Steinbruch Ilse sichtbar, aber nicht zugänglich.

3.3 Fossilien und Erhaltung

Echinoideen und inoceramide Muscheln sind in Schalenerhaltung über das gesamte Profil erhalten. Die Echinoideen sind oft artikuliert und vollständig, nur bei 35,5 m sind sie gehäuft als Primärfragmente zu finden. Die Inoceramiden sind meist als Einzelschalen erhalten, selten doppelklappig. Auch Schwämme treten im gesamten Profil auf, jedoch sind sie nach ihrer Auflösung nur als Abdruck vorhanden (Abb. 10). Sie wurden von Pocta (1890) beschrieben.

4. Sedimentologie

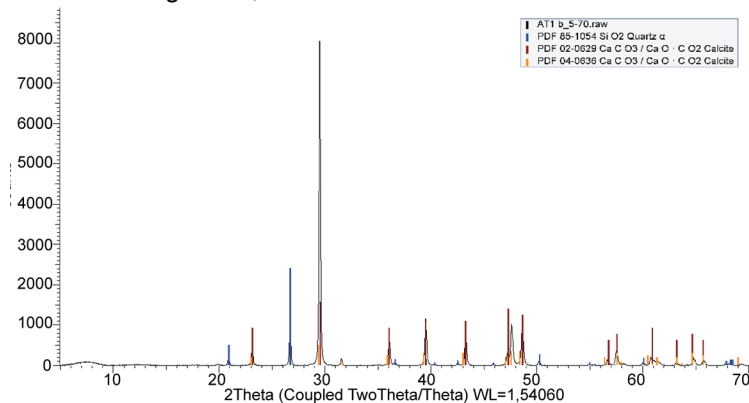
Zur quantitativen Analyse des Mineralbestandes im Gesamtgestein und der Tonminerale im Besonderen wurden dreizehn Pulverproben röntgendiffraktometrisch untersucht. Die Aufbereitung der Proben folgte Moore und Reynolds (1997). Für jede Probe wurde eine Gesamtgesteinsanalyse durchgeführt, die Tonminerale wurden in den Fraktionen $>2\ \mu\text{m}$ und $2-16\ \mu\text{m}$ in dekarbonatisierten Proben luftgetrocknet, mit Ethylenglykol bedampft und bei 550° gegläut analysiert.

Die Diffraktogramme wurden mit dem Software-Programm Bruker DIFFRAC.EVA 3.1 ausgewertet. Bei Überlagerung der Messspitzen wurden die Einzel-*peaks* mit der Split-Pseudo-Voigt-Funktion der Software Fityk 1.2.0 modelliert. Die XRD-Mineraldaten stammen aus der ICDD PDF2 1999 Datenbank. In den Diffraktogrammen der Gesamtgesteinsanalyse ist die Basislinie abgezogen, die Kurven der Korngrößenfraktionen $<2\ \mu\text{m}$ und $2-16\ \mu\text{m}$ sind mit Basislinie und im y-Wert versetzt dargestellt (Abb. 11 und 12). Die Gesamtheit der Daten ist dargestellt in Hornacsek (2016). Die Interpretation der *peaks* basiert auf deren Amplituden, angegeben in *counts per second* (cps).

Da der Kaolin-001-*peak* in den gegläuteten Proben verschwindet, wird angezeigt, dass kein Chlorit enthalten ist (Moore und Reynolds 1997). Die quellfähigen Phyllosilikate zeigen keinen definierten *peak* und werden insgesamt als Smektite behandelt. Der Illit-001-*peak* wird durch die Illit/Smektit-001- und Smektit-001-*peaks* überlagert und wurde daher modelliert.

Die Zusammensetzung des Gesamtgesteins wurde aus den XRD-Daten der Gesamtgesteinsanalyse ermittelt, indem die Intensitäten der vorhandenen *peaks* im Diffraktogramm nach Ifrim (2006) umgerechnet wurden. Da

AT1 Gesamtgestein, 5-70 °2θ



AT1, Tonminerale 5-22 °θ

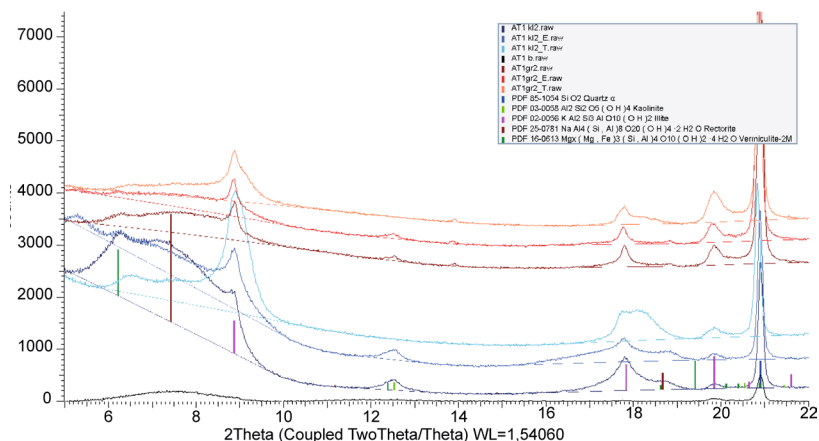


Abb. 11: Diffraktogramme der Probe AT1. Oben: Gesamtgesteinszusammensetzung, unten: zusammengesetzte Diffraktogramme der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm.

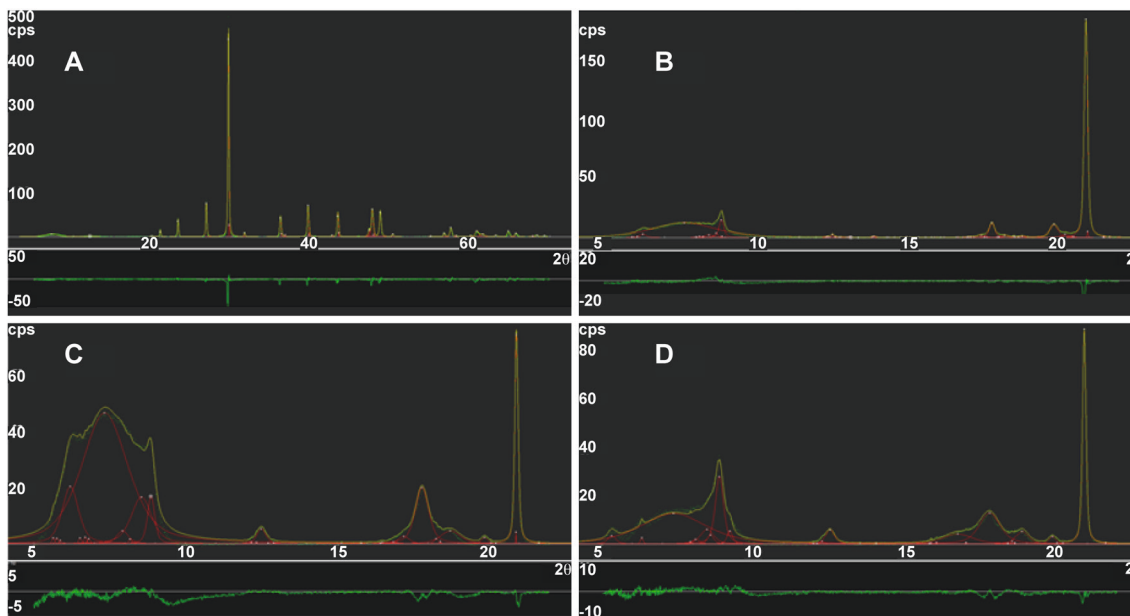


Abb. 12: Modellierung einer repräsentativen Probe (AT1) mit Fityk. Die grüne Kurve unterhalb der Diffraktogramme gibt das Residuum von tatsächlicher und modellierter Kurve an. **A** Gesamtgesteinsanalyse, **B** 2-16 µm luftgetrocknet, **C** <2 µm luftgetrocknet, **D** <2 µm Ethylenglykol.

keine anderen Minerale gefunden wurden, stehen Quarz, Kalzit und Phyllosilikate im Verhältnis zueinander und ergeben zusammen 100 %. Zum relativen Verhältnis der Phyllosilikate zueinander wurden die Intensitäten der 001-*peaks* in den Diffraktogrammen der Fraktionen 2-16 μm und $<2 \mu\text{m}$ gemessen und zueinander ins Verhältnis gesetzt. Quarz ist in beiden feinen Fraktionen vorhanden, wurde aber nicht quantifiziert.

Die anstehenden Gesteine bestehen aus Kalzit (80-86 %), Quarz (3-6 %) und Phyllosilikaten (6-15 %), Feldspäte und andere Minerale wurden nicht gefunden (Tab. 1). Illit und Smektit sind in allen Proben enthalten, Kaolin in der Mehrzahl der Proben (Tab. 2 und 3). Die Gehalte von Illit schwanken zwischen 26 und 49 % innerhalb der 2-16 μm Fraktion, und zwischen 22 und 45 % in der Fraktion $<2 \mu\text{m}$. Smekтите sind mit Gehalten von 32 bis 64 % in der Fraktion 2-16 μm vorhanden, und mit 42 bis 72 % in der Fraktion $<2 \mu\text{m}$. Kaolin ist bis auf eine Ausnahme in allen Proben in der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ mit Gehalten bis zu 27 % vorhanden, in der 2-16 μm Fraktion mit Gehalten bis 28 %.

Die Verteilung der Minerale über das Profil ist mehr oder weniger einheitlich und zeigt keinen Wandel im Herkunftsgebiet. Die vorhandenen Tonminerale geben Aufschluss über die klimatischen Bedingungen im späten Unterconiacium im östlichen Münsterländer Oberkreidebecken. Illit entsteht durch vorwiegend physikalische Verwitterung von Glimmern, v.a. Muskovit. Kaolinit dagegen zeigen die Dominanz chemischer Verwitterung an (Chamley 1989, Harvey et al. 1993). Mögliche Ausgangsgesteine um das Münsterländer Kreidebecken sind Sandsteine, Tonsteine und Grauwacken aus dem Devon und Karbon des heutigen Rheinischen Schiefergebirges. Die Anteile von Kaolinit und Smektit zeigen für das Unterconiacium von Paderborn warme, evtl. feuchte Klimaverhältnisse an, welche die chemische Verwitterung begünstigen. Bekräftigt wird diese Interpretation von der Tatsache, dass Feldspäte in den Gesteinen fehlen und vermutlich zu Smektit und Kaolinit verwittert sind. Der hohe Anteil von Illit zeigt aber auch ein Herkunftsgebiet mit Dominanz physikalischer Verwitterung, eventuell in einem ariden Klima, und muskovitreichen Ausgangsgesteinen an. Letztere Interpretation wird verstärkt durch die Auswertung der Illitkristallinität.

Die Illitkristallinität wurde aus den mit Ethylenglykol bedampften Proben bestimmt, indem die Halbhöhenbreite des Illit-001-*peaks* als $^{\circ}\Delta 2\theta$ gemessen wurde (Tab. 4). Über den Kübler-Index kann die Intensität der Diagenese quantifiziert werden (Kübler 1987). Die Grenze zwischen Diagenese und Anchizone liegt bei $0,42^{\circ} \Delta 2\theta$, der Übergang zur Metazone bei $0,25^{\circ} \Delta 2\theta$. Die Illitkristallinität in den Sedimenten der Erwitte-Formation südlich von Paderborn liegt im Mittel bei $0,389^{\circ} \Delta 2\theta$ (Tab. 4). Dieser Wert liegt am Übergang von der spätdiagenetischen zur Anchizone. Das widerspricht aber deutlich der Ansprache im Steinbruch und der Erhaltung der Fossilien, denn es sind keine Anzeichen von beginnender Metamorphose identifizierbar. Der Gesamteindruck des Gesteins deutet darauf hin, dass die Kristallinität der entsprechenden Illite nicht diagenetisch entstanden ist, sondern dass sie aus dem Eintrag muskovitreicher Gesteine mit kurzem Transportweg

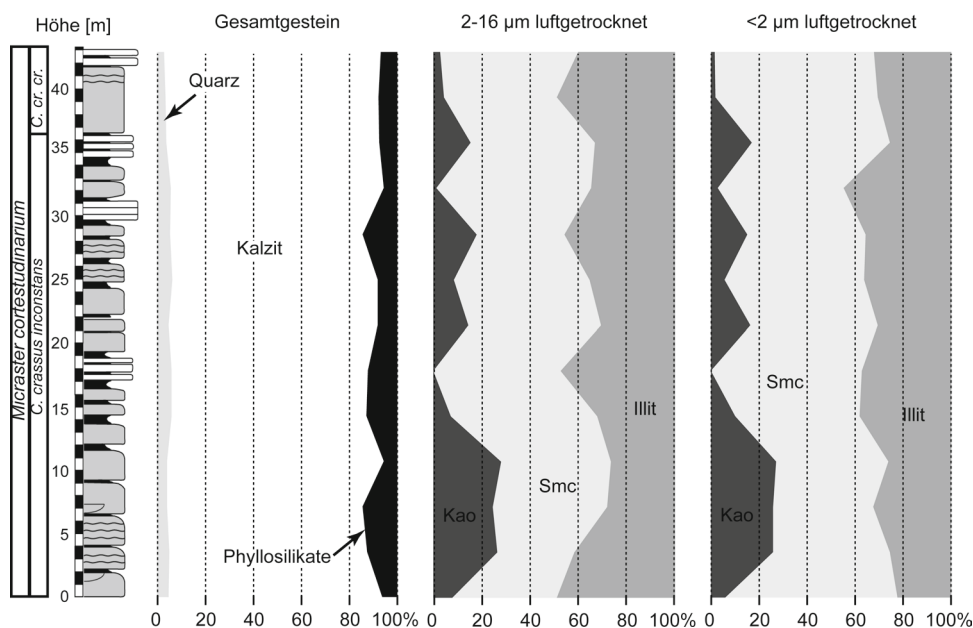


Abb. 13: Zusammensetzung des Gesamtgesteins und der Phyllosilikate aus der röntgendiffraktometrischen Analyse über das Profil.

Probe peak	Höhe im Profil [m]	Phyllosilikate		Quarz		Kalzit	
		± 19,8 2θ cps	Gew%	26,65 2θ cps	Gew%	29,43 2θ cps	Gew%
AT1	0,5	306	6,43	12902	4,52	80530	89,05
AT8	2,25	617	12,75	14614	5,03	75580	82,22
AT24	6,25	751	14,64	12382	4,02	79246	81,33
AT40	10,5	240	5,58	10407	4,03	73858	90,39
AT56	14,5	539	12,97	14676	5,88	64096	81,15
AT72	18,75	656	12,39	18324	5,77	82298	81,84
IL2	22,5	425	8,3	13787	4,48	84882	87,22
IL16	26	401	8,34	17562	6,09	78188	85,58
IL32	30	769	14,39	17218	5,37	81465	80,24
IL48	34	258	5,79	14686	5,5	75044	88,71
IL64	38	342	7,61	10334	3,83	75584	88,55
IL80	41,5	440	7,98	10897	3,29	92984	88,73
IL83	43	304	7,06	7061	2,73	73785	90,21

Tab 1:

Gesamtgesteinsanalyse mit XRD in den Sedimentproben. cps: counts per second, Gew%: Gewichtsprozent. Kao: Kaolin, Smc: Smektit.

Probe peak	Höhe im Profil [m]	Smektit		Illit		Kaolin	
		cps	Gew%	cps	Gew%	cps	Gew%
AT1	0,5	65	71,7	20	22,4	5	5,9
AT8	2,25	126	48,7	66	25,5	67	25,8
AT24	6,25	89	41,8	69	32,5	54	25,7
AT40	10,5	61	46,8	34	26,2	35	27
AT56	14,5	46	51,6	34	38,3	9	10,1
AT72	18,75	52	62,6	31	37,4	0	0
IL2	22,5	69	53,1	40	30,5	21	16,4
IL16	26	68	58,2	42	36,1	7	5,6
IL32	30	91	49,2	66	35,8	28	15
IL48	34	32	52,6	27	44,8	2	2,6
IL64	38	75	57,5	33	25,4	22	17
IL80	41,5	78	67,5	35	30,7	2	1,9
IL83	43	57	66,3	28	32,2	1	1,5

Tab 2:

Tonmineralzusammensetzung der Fraktion <2 µm, ermittelt mit XRD in den Sedimentproben. cps: counts per second, Gew%: Gewichtsprozent.

Probe peak	Höhe im Profil [m]	Smektit		Illit		Kaolin	
		cps	Gew%	cps	Gew%	cps	Gew%
AT1	0,5	15	43,1	17	49,1	3	7,8
AT8	2,25	39	32,1	51	41,6	32	26,3
AT24	6,25	108	47,5	64	28,1	56	24,4
AT40	10,5	26	45,5	15	26,5	16	28
AT56	14,5	109	60,6	58	32,2	13	7,3
AT72	18,75	40	52,6	36	47,4	0	0
IL2	22,5	71	54,9	40	30,6	19	14,5
IL16	26	45	56,3	28	35,2	7	8,5
IL32	30	45	36,4	56	45,7	22	17,9
IL48	34	47	64,3	25	34,6	1	1
IL64	38	48	51,6	31	33,2	14	15,2
IL80	41,5	38	46,7	40	49,1	4	4,3
IL83	43	47	57,4	33	40	2	2,6

Tab. 3:

Tonmineralzusammensetzung der Fraktion 2-16 µm, ermittelt mit XRD in den Sedimentproben. cps: counts per second, Gew%: Gewichtsprozent.

Tab. 4: Illitkristallinität für den Illit-001-peak modelliert in Fityk, > 2 µm Ethylenglykolbedampft.

Probe-Nr	Intensität [cps]	°2θ	hwhm1	hwhm2	Halbhöhenbreite °Δ2θ
AT 1 kl2 E	28,1	8,876	0,161	0,161	0,322
AT 8 kl2 E	72,45	8,839	0,156	0,156	0,312
AT 24 kl2 E	76,44	8,86	0,13	0,13	0,26
AT 40 kl2 E	33,5	8,88	0,16	0,16	0,32
AT 56 kl2 E	51,18	8,9	0,16	0,16	0,32
AT 72 kl2 E	54,87	8,84	0,21	0,21	0,42
IL 2 kl2 E	68,66	8,86	0,24	0,24	0,48
IL 16 kl2 E	50,3	8,87	0,25	0,25	0,5
IL 32 kl2 E	75,62	8,87	0,23	0,23	0,46
IL 48 kl2 E	40,59	8,85	0,22	0,22	0,44
IL 64 kl2 E	51,8	8,91	0,21	0,21	0,42
IL 80 kl2 E	49,88	8,87	0,21	0,21	0,42
IL 83 kl2 E	40,36	8,9	0,19	0,19	0,38
Mittelwert					0,389

stammen. Somit wäre die Diagenese nicht so intensiv verlaufen, wie es der Wert anzeigt. Insgesamt zeigen die Tonminerale also eine Herkunft aus zwei Liefergebieten an, mit warm-humidem Klima im einen und aridem Klima im anderen Herkunftsgebiet an.

5. Systematische Paläontologie

Morphologische Ausdrücke und Abkürzungen im Text basieren auf Ifrim et al. (2014) und sind in Abb. 14 gezeigt. Die höhere Systematik basiert auf Cox (1969). Maße sind in mm, Winkel in ° angegeben.

Abkürzungen für die Institutionen sind: CPC: Colección de Paleontología de Coahuila, beherbergt im Museo del Desierto, Saltillo, Coahuila, Mexico; LPB: Laboratory of Palaeontology Bucharest, beherbergt in den Sammlungen der Universität Bukarest, Rumänien; MMG: Sammlung des Museum für Mineralogie und Geologie, beherbergt in den Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden, Deutschland; SaK: Sachsen, Kreide, in der MMG; UMCN: Paläontologische Sammlung des Museum für Paläontologie, Babes-Bolyai Universität, Cluj-Napoca, Rumänien; USNM: United States National Museum in Washington, D.C., USA; WMN-P: Paläontologische Sammlung des LWL-Museums für Naturkunde, Münster.

Klasse Bivalvia Linneé, 1758 (Buonanni, 1681)

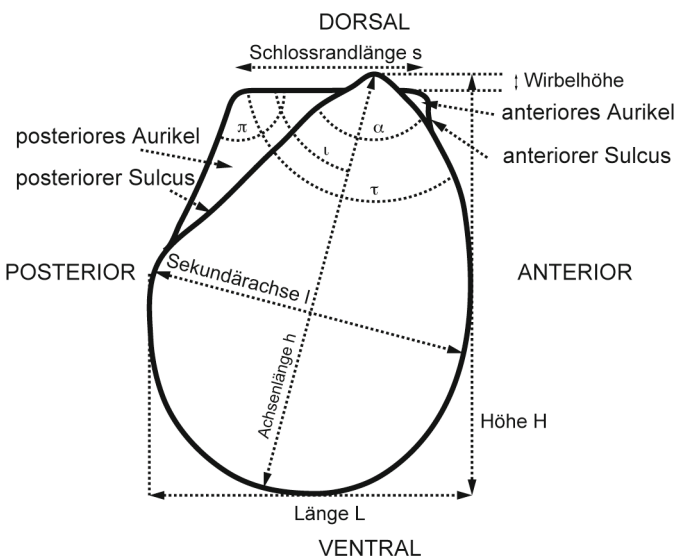


Abb. 14: Morphologische Merkmale von Inoceramiden, basierend auf Ifrim et al. (2014). τ: Gesamtwinkel; α: Apikalwinkel; π: Posterodorsalwinkel; ι: Inklination.

Unterklasse Pteriomorpha Beurlen, 1944

Ordnung Pterioida Newell, 1965

Unterordnung Pteriina Newell, 1965

Überfamilie Pteriacea Gray, 1847

Familie Inoceramidae Zittel, 1881

Gattung ***Inoceramus*** Sowerby, 1814

***Inoceramus* sp .**

Abb. 15, Fig. 1-2

Material: WMN-P64288, ein Exemplar aus dem Steinbruch Ilse, 36-45 m des Profils.

Maße: $h=21$; $l=9,5$; $h/l=2,21$; $H=12,3$; $L=10,5$; $H/L=1,17$, $s=5,7$; $s/l=0,6$; $D=6$; $t=70$; $\alpha=90$; $h_{max}=18,3$.

Diskussion: Das Exemplar hat eine längliche Form, $L < H$, mit spitzem Umbo, der den kurzen Schlossrand weit überragt. Geringe Inklination und Ornament aus Rippen ordnen das Stück der Gattung *Inoceramus* zu. Es ist mit ca. 20 mm Höhe sehr klein, und hat keine artdiagnostischen Merkmale und ist nicht weiter bestimmbar.

Gattung ***Cremnoceramus*** Cox, 1969

Typusart: *Inoceramus inconstans* Woods, 1912, aus dem Upper Chalk bei Lewes, Südengland, durch die originale Designation durch Cox (1969), S. 315. Die Gattung wurde von Crampton (1996) und Walaszczyk und Wood (1998) diskutiert. Wir verwenden Gattung und Art im Sinne der letzteren Autoren.

Cremnoceramus waltersdorfensis (Andert, 1911)

Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis (Heinz, 1932)

Abb. 16.9-13

1932a *Inoceramus hannovrensis* n. sp., Heinz, S. 29.

1967 *Inoceramus waltersdorfensis hannovrensis* Heinz; Tröger, S. 117, Taf. 12, Fig. 3 und 4, Taf. 13, Fig. 6-9.

p.1992 *Cremnoceramus waltersdorfensis* (Andert), Walaszczyk, S. 41, non Taf. 18, Fig. 4-7; Taf. 19, Fig. 1 [non Taf. 16-17, Taf. 18, Fig. 1-3 = *Cr. waltersdorfensis waltersdorfensis*].

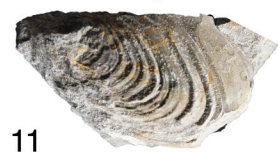
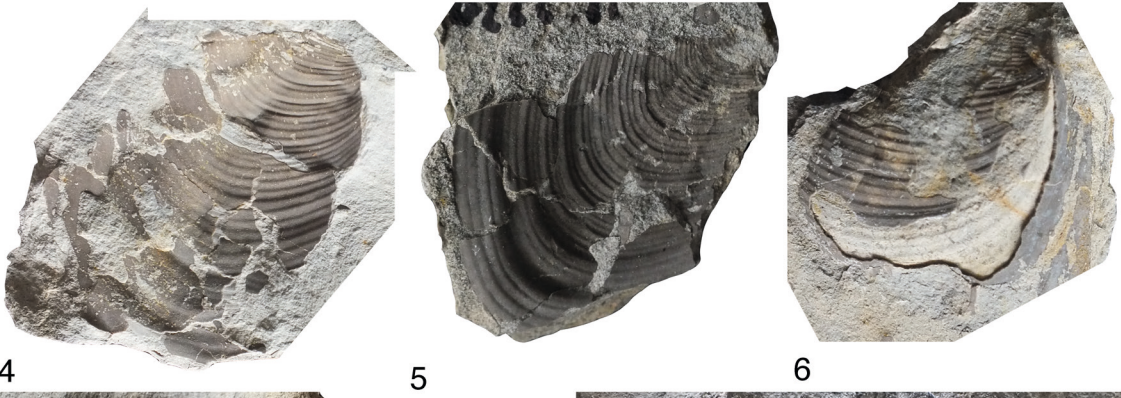
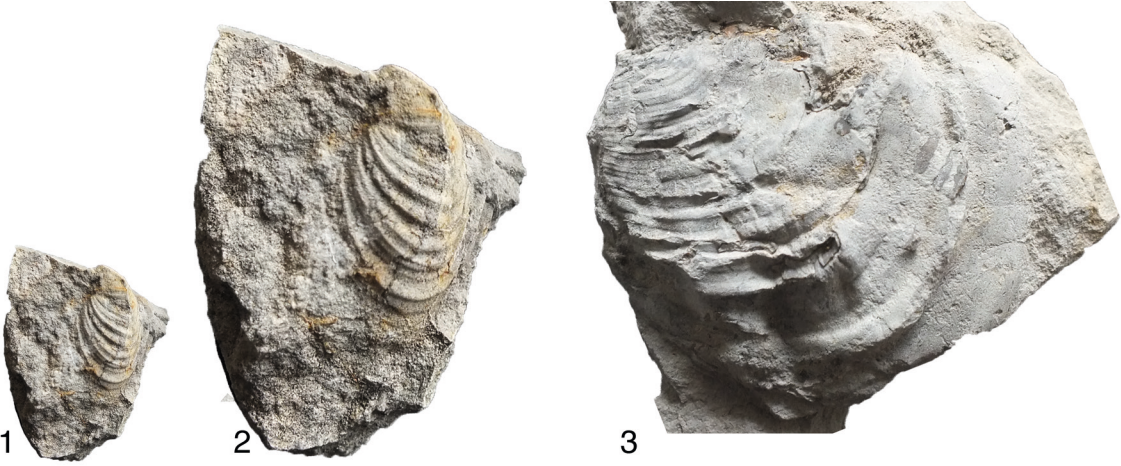
1998 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Walaszczyk und Wood, S. 414, Taf. 5, Fig. 2, 8; Taf. 9, fig. 2; Taf. 11, fig. 2; Taf. 12, Fig. 1-4; Taf. 13, Fig. 2-7 (mit Synonymie).

2000 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Walaszczyk und Cobban, S. 76, Taf. 26, fig. 2 (mit zusätzlicher Synonymie).

2009 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Tröger et al., S. 88, Fig. 18f, app. 24.

2015 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Ifrim et al., S. 227, Fig. 11.5, 11.7.

Typen: R. Heinz (1932, p. 29) stellte die Art *Inoceramus hannovrensis* n. sp. mit einer kurzen Diagnose ohne Abbildungen und Festlegungen eines Holotypes auf, sie wurde erst durch die Ernennung eines Lektotyp valide (Tröger 1967, pl. 12, fig. 3). Es ist Exemplar no. 914 in der Sammlung des Museums des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover, Deutschland. Es kommt aus der Petersbergregion bei Goslar und scheint das Original von Heinz zu sein.



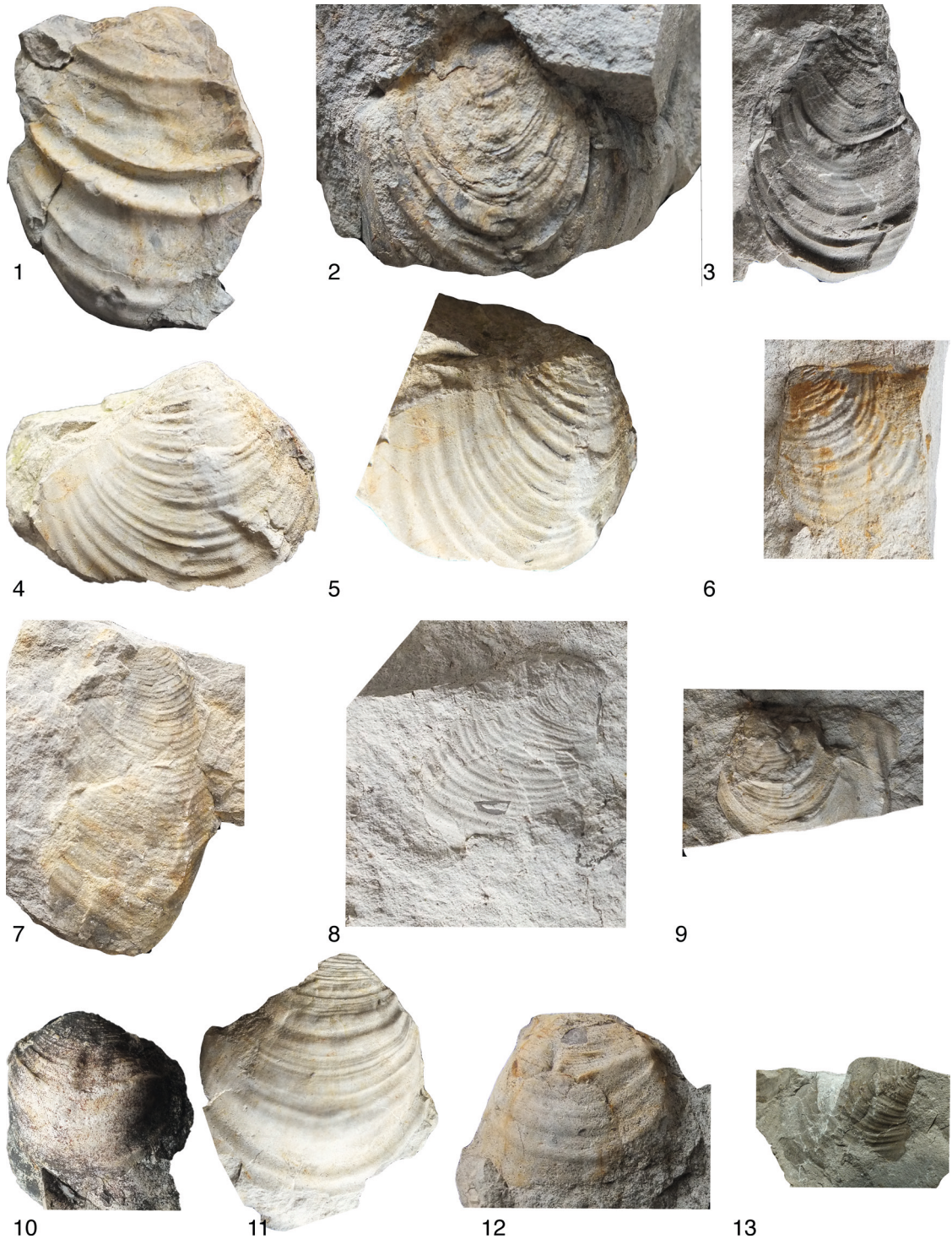


Abb. 15 (gegenüberliegende Seite): *Inoceramus*- und *Cremnoceramus*-Exemplare aus der Erwitte-Formation bei Paderborn. **1-2** *Inoceramus* sp., WMN-P64288, Ilse 36-45 m. 1: x1, 2: x2. **3** *Cremnoceramus crassus inconstans* WMN-P64289. Atlas 2-3 m. **4-12** *C. crassus crassus*, **4** WMN-P64290, Ilse 32-45 m, **5** WMN-P64291, Ilse 32-45 m, **6** WMN-P64292, Ilse 32-45 m, **7** WMN-P64293, Ilse 32-45 m, **8** WMN-P64294, Ilse 32-45 m, **9** WMN-P64290-297, Ilse 36 m, **10-11** WMN-P64296, Ilse 32-45 m, **12** WMN-P64297, Ilse 39 m. 3-12: x1.

Abb. 16 (oben): *Cremnoceramus*-Exemplare aus der Erwitte-Formation bei Paderborn. **1-5** *C. deformis deformis*. **1** WMN-P64310, Ilse 42 m, **2** WMN-P64311, Ilse 36 m, **3** WMN-P64312, Ilse 38-45 m, **5** WMN-P64313, Ilse 36-37 m. **6-8** *C. denselamellatus*, **6** WMN-P64314, Ilse 32-45 m, **7** WMN-P64315, Ilse 39 m, **8** WMN-P64316, Ilse 32-45 m. **9-13** *C. waltersdorfensis hannovrensis*, **9** WMN-P64317, Atlas 15-19 m, **10** WMN-P64318, Ilse 32-45 m, **11** WMN-P64319, Ilse 32-45 m, **12** WMN-P64320, Ilse 38-45 m, **13** WMN-P64321, Ilse 39-40 m. Alle x1.

Material: 8 Exemplare, WMN-P54314-321.

Beschreibung: Kleine Art, H entspricht ca. L. Das juvenile Stadium ist durch feine Mikrorugae gekennzeichnet. Schlossrand kurz, vom Wirbel kaum überragt. Konturlinie rund, anteriorer, ventraler und posteriorer Rand steil durch starke Wölbung und große D. Positive Genikulation bei h ca. 30 mm, ab dann auch unregelmäßige Rugae im Abstand von ca. 8-12 mm, während die Mikrorugae verschwinden.

Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h_{max}
P64314	30	30	1	26,5	24,5	1,08	18	0,6	4	75	90	110	32
P64316	30	29	1,03	29	26	1,12	21	0,72	4	60	90	120	41
P64317	24,5	21,5	1,14	23	20,5	1,12	15	0,7	4,5	70	90	110	33

Diskussion: Diese Unterart wurde von Walaszczyk und Wood (1998) detailliert diskutiert. Die *hannovrensis*-Akme, die von diesen Autoren beschrieben wurde, konnte im Raum Paderborn nicht identifiziert werden, möglicherweise liegt dessen stratigraphischer Horizont unterhalb der Schichten des Steinbruchs Atlas.

Vorkommen: *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* wurden als isolierte Elemente in der *Cremnoceramus crassus inconstans* Zone und in der *C. deformis deformis* Zone nachgewiesen. Diese Unterart ist im Unterconiacium von Europa, Westasien, und seltener aus Nordamerika bekannt.

Cremnoceramus deformis Meek, 1871

Cremnoceramus deformis dobrogensis Szász, 1985

Abb. 17, Fig. 1-8

1964 *Inoceramus deformis* Meek, Scott und Cobban, Taf. 1

p.1985 *Inoceramus dobrogensis* Szász, S. 162, nur Taf. 1, Fig. 1; ?Taf. 7, Fig 2; Taf. 11, Fig. 3; ?Taf. 24, Fig. 1

p.1985 *Inoceramus schoenbachi* Böhm, Szász, S. 159, nur Taf. 3, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 2; Taf. 16, fig. 2; Taf. 27, Fig. 2

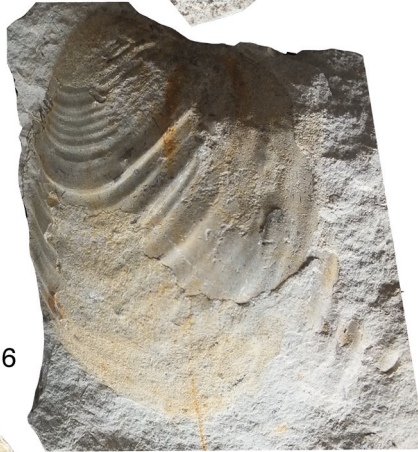
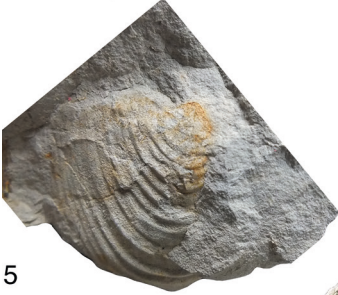
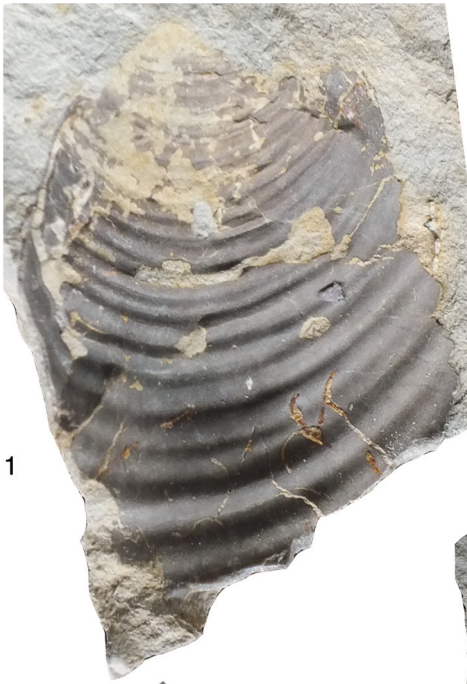
2000 *Cremnoceramus deformis dobrogensis* (Szász), Walaszczyk und Cobban, S. 84, Taf. 26, Fig. 3; Taf. 27, Fig. 2-3 (mit Synonymie)

Typus: Der Holotyp ist Exemplar LPB-III 1-0351, durch originale Designation von Szász (1985, S. 162, Taf. 1, fig. 1). Er stammt aus dem Unterconiacium des Babadag-Beckens, Dobrogea, Rumänien.

Material: 8 Exemplare, WMN-P64298 bis WMN-P64305, WMN-P64326.

Beschreibung: Inequilateral mit moderater Größe. Die Schalen sind leicht bis stark gewölbt, prosoklin, wenig geneigt. Juvenile wenig oder moderat gewölbt. Schalenumriss rundlich bis viereckig, selten axial gelängt. Wirbel massiv, überragt den Schlossrand moderat. Der Anteriorrand ist steil, konvex und geht in einen weit gerundeten Ventralrand über. Der Posteriorrand ist gerade bis leicht konvex. Schlossrand mäßig lang, gerade. Juvenile sind mit konzentrischen Rugae in mehr oder weniger gleichmäßigem Abstand bedeckt, mit einer leichten Zunahme im Abstand in Richtung Ventralrand. Adult glatt oder mit irregulären Rugae.

Abb. 17 (gegenüberliegende Seite): *Cremnoceramus*-Exemplare aus der Erwitte-Formation bei Paderborn. **1-8** *Cremnoceramus deformis dobrogensis* **1** WMN-P64298-305, Atlas 0-12 m, **2** WMN-P64298-305, Atlas 0-19 m, **3-6** WMN-P64298-305, Atlas 19 m, **7** WMN-P64298-305, Ilse 22-31 m, **8** WMN-P64298-305, Ilse 32-45 m. **9-12** *Cremnoceramus deformis deformis*, **9** WMN-P64306-309, Ilse 36 m, **10** WMN-P64306-309, Ilse 32-45 m, **11-12** WMN-P64306-309, Ilse 36-37 m. Alle x1.



Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h _{max}
P64299	38,5	45,5	0,85	37	43	0,86	33	0,73	17,5	70	120	140	53
P64300	25,5	24	1,06	24,5	22,5	1,09	0	0	7,5	70	110	130	30
P64301	62,5	56,5	1,11	61	54,5	1,12	34	0,6	27	65	0	130	62,5
P64302.1	26,5	26	1,02	26	25	1,04	19	0,73	7,5	70	100	140	29
P64302.2	41	38	1,08	40	38	1,05	29	0,76	14	75	110	110	57
P64303	52	44	1,18	47	46	1,02	33	0,75	14,5	60	130	130	52
P64305	47	42	1,12	39,5	45	0,88	31	0,74	13	60	90	130	50

Diskussion: Die Unterart, ihre Abgrenzung gegenüber den beiden anderen Chrono-Unterarten von *C. deformis* und die geographische und stratigraphische Reichweite sind ausführlich von Walaszczyk und Cobban (2000) diskutiert, deren Konzept wir hier folgen. Sie unterscheidet sich von der älteren Chrono-Unterart *C. d. erectus* durch eine leichte Zunahme im Abstand der Rugae und von der jüngeren Chrono-Unterart *C. d. deformis* durch eine geringere Zunahme im Abstand der Rugae.

Vorkommen: In der Erwitte-Formation von der Basis des Steinbruch Atlas bis in Niveau 25 m an der Sohle von Steinbruch Ilse. Andernorts im mittleren Unterconiacium von Nordamerika und Mittel- bis Osteuropa.

***Cremnoceramus deformis deformis* (Meek, 1871)**

Abb. 17, Fig. 9-12

?1845 *Inoceramus?*; Hall, S. 310, Taf. 4, Fig. 2

1871 *Inoceramus deformis* Meek, S. 296

1877 *Inoceramus deformis* Meek, Meek, p. 146, Taf. 14, fig. 4

p.1998 *Cremnoceramus deformis* (Meek), Collum, Fig. 4e, 6a-b, e-f, 8 (*non* Fig. 6c-d)

2000 *Cremnoceramus deformis deformis* (Meek, 1871), Walaszczyk und Cobban, S. 88, Taf. 26, Fig. 1, 5; Taf. 27, Fig. 4-5 (mit Synonymie)

Typus: Der Lectotypus ist USNM 4460a und wurde von Collom (1998) erhoben. Es ist das Exemplar, das von Meek (1877, Taf. 14, fig. 4) und von Walaszczyk und Cobban (2000) erneut abgebildet wurde. Letztere Autoren diskutieren auch, dass das gültige Datum der Erstbeschreibung 1871 ist, da Meek (S. 296) die Art zwar nur auflistet, dies allerdings valide wird durch den Hinweis auf die Abbildung von Hall (1845)

Material: 13 Exemplare. WMN-P64306 bis WMN-P64313, WMN-P64322 bis WMN-P64325

Beschreibung: Inequilateral mit moderater Größe. Die Schalen sind leicht bis stark gewölbt, prosoklin, wenig geneigt. Juvenile wenig oder moderat gewölbt. Schalenumriss rundlich bis viereckig, selten axial längt. Wirbel massiv, überragt den Schlossrand moderat. Der Anteriorrand ist steil, konvex und geht in einen weit gerundeten Ventralrand über. Der Posteriorrand ist gerade bis leicht konvex. Schlossrand mäßig lang, gerade. Juvenile sind mit konzentrischen Rugae in mehr oder weniger gleichmäßigem Abstand bedeckt, mit einer leichten Zunahme im Abstand in Richtung Ventralrand. Adult glatt oder mit irregulären Rugae.

Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h _{max}
P64297.2	26,7	27	0,99	25	24	1,04	21	0,78	7	60	75	130	31,5
P64308	39	35	1,11	36,5	33,5	1,09	27	0,77	15	70	90	130	52
P64309	47,5	47,5	1	45	44	1,02	33	0,69	11	65	100	120	56
P64311	31	29	1,07	30,5	27,5	1,11	22	0,76	5	70	90	120	42
P64313	34	39,5	0,86	31	34	0,91	29	0,73	13	70	100	120	42

Diskussion: Die Unterart, ihre Abgrenzung gegenüber den beiden anderen Chrono-Unterarten von *C. deformis* und die geographische und stratigraphische Reichweite sind ausführlich von Walaszczyk und Cobban (2000) diskutiert, deren Konzept wir hier folgen. Sie unterscheidet sich von der älteren Chrono-Unterart *C. d. erectus* durch eine leichte Zunahme im Abstand der Rugae und von der jüngeren Chrono-Unterart *C. d. deformis* durch eine geringere Zunahme im Abstand der Rugae.

Vorkommen: In der Erwitte-Formation von der Basis des Steinbruchs Atlas bis in 25 m Profilhöhe an der Sohle von Steinbruch Ilse. Andernorts im mittleren Unterconiacium von Nordamerika und Mittel- bis Osteuropa.

Cremnoceramus crassus inconstans (Woods 1912)

Abb. 15, Fig. 3

p.1912 *Inoceramus inconstans* Woods, S. 285, nur Taf. 51, Fig. 5; Text-Fig. 42-43

1992 *Cremnoceramus inconstans* (Woods); Walaszczyk, S. 53, Taf. 35, Fig. 3; Taf. 36, Fig. 1

1996 *Cremnoceramus inconstans* (Woods); Walaszczyk, S. 378, Fig. 5a-c, 6-b

1998 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Walaszczyk und Wood, S. 418, Taf. 16, Fig.1-2, 5-6 (mit zusätzlicher Synonymie)

2000 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Walaszczyk und Cobban, S. 94, Taf. 25, Fig. 3-4; Taf. 31, fig. 2

2005 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Stinnesbeck et al., Fig. 9h

2014 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Ifrim et al., S. 230, Fig. 13.5 (teilweise), 14.1-14.7, 15.1-15.8, 16.1-16.8, 17.1-17.3

Typus: Der Lektotyp ist das Original von Woods (1912, Text-Fig. 42) aus dem Upper Chalk von Lewes, England, durch die nachträgliche Ernennung von Tröger (1967, S. 100).

Material: 1 Exemplar, WMN-Nr. P64289.

Beschreibung: Schale geneigt, genikulat, und zumindest im juvenilen Stadium axial gelängt. Anteriorrand kurz und gerade, geht in einen weit gerundeten anteroventralen und dann eng gerundeten Ventralrand über. Posteriorrand kurz und konkav. Schlossrand gerade. Juveniles Ornament besteht aus Mikrorugae und Rugae mit regelmäßigem Abstand. Abstand der adulten Rugae jenseits der Genikulation irregulär.

Maße: WMN-P64289, h: 49,5; l: 57; $h/l=0,87$; H: 50; L: 49,5; $H/L=1,01$; t: 70; α : 120; h_{max} : 59.

Diskussion: Die Unterarten von *C. crassus* sind ausführlich von Walaszczyk und Wood (1998) diskutiert. *C. crassus inconstans* wird von der Chrono-Unterart *C. crassus crassus* durch ihre enger stehenden Rugae und ihre geringere Neigung unterschieden. Die Art wird von den anderen *Cremnoceramus*-Arten durch ihr auffällig regelmäßiges Ornament mindestens im juvenilen Stadium und ihre starke Neigung abgegrenzt. Adulte Exemplare entwickeln irreguläre Rugae, mit denen sie *C. deformis* ähneln, von denen sie durch ihre stärkere Neigung unterschieden werden können.

Vorkommen: Mittel- und Oberconiacium der westlichen und nördlichen Golfküstenebene und dem Western Interior in Nordamerika, und in Europa.

Cremnoceramus crassus crassus (Petrascheck, 1903)

Abb. 15, Fig. 4-12

- 1843-40. *Inoceramus Cuvieri* Sowerby; Goldfuss, S. 114, Taf. 111, Fig. 1?a, b, c
1903. *Inoceramus crassus* nov. spec.; Petrascheck, S. 164, Taf. 8, Fig. 4
1911. *Inoceramus crassus* Petrascheck; Andert, S. 46-47, Taf. 3, Fig. 4; Taf. 6, Fig. 1-2
1911. *Inoceramus Weisei* n.sp.; Andert, S. 47, Taf. 4, Fig. 2-3; Taf. 6, fig. 3
- 1912 *Inoceramus schloenbachi* Böhm; Böhm, S. 570
- 1930 *Inoceramus inconstans Schloenbachi* em. Böhm; Fiege, S. 40 (pars), Taf. 7, Fig. 27, ?29; Taf. 8, Fig. ?28, 30 [non Taf. 7, fig. 26]
- 1930 *Inoceramus inconstans* Woodsi em. Fiege, Fiege (pars), nur Taf. 26, Fig. 4
- 1930 *Inoceramus schloenbachi* var. *rostrata* n.var.; Heinz, S. 28.
- 1967 *Inoceramus deformis* Meek; Tröger, S. 130-132, Taf. 14, Fig. 7
1985. *Inoceramus schloenbachi* Böhm; Szász, S. 159-161 (pars), Taf. 3, Fig. 1, ?2; Taf. 15, Fig. 2; Taf. 18, Fig. 3; Taf. 22, Fig. 3; ?Taf. 25, Fig. 3; ?Taf. 27, Fig. 2; ?Taf. 31, Fig. 2; Taf. 35, Fig. 1; ?Taf. 39, Fig. 2 [non Taf. 16, Fig. 2; Taf. 28, Fig. 1; Taf. 30, Fig. 1]
- 1998 *Cremnoceramus crassus crassus* (Petrascheck, 1903), Walaszczyk und Wood, S. 417, Taf. 17, Fig. 2 (mit Synonymie)
- 2000 *Cremnoceramus crassus crassus* (Petrascheck, 1903), Walaszczyk und Cobban, S. 90, Taf. 26, Fig. 4; Taf. 27, Fig. 6-7; Taf. 28, Fig. 2-6; Taf. 29, Fig. 1, 3; Taf. 30, Fig. 1, 3; Taf. 31, fig. 1, Text-Fig. 25 (mit Synonymie)

Typen: Durch Monotypie das Exemplar von Petrascheck (1903, Taf. 8, fig. 4), abgebildet von Walaszczyk (1992, Taf. 34, fig. 1) vom Unterconiacium des Dachsloch-Steinbruchs bei Leöne (deutsch: Innozenzidorf), Böhmen, Tschechische Republik. Das Exemplar liegt im Nationalmuseum in Prag.

Material: 13 Exemplare, fünf Steinkerne mit teilweise abgeplatzter Schale, zwei Innenansichten der Schale, ein Exemplar mit Stück und Gegenstück, WMN-P64290-296 und WMN-P64327-332.

Beschreibung: Mittelgroße Exemplare mit stark geneigter Wachstumsachse. Juvenile leicht gewölbt, mit kurzem geradem oder leicht konvexem Vorderrand. Rundlicher Umriss, posteroventral moderat ausgezogen. Juvenile Umriss rundlich mit moderat steilem Anterior- und Posteriorrand, ventral weit gerundet, der in einen weit gerundeten anterioventralen und ventralen Rand übergeht. Der ventroposteriore Rand ist enger gerundet. Sulkus und posteriores Aurikel entweder im Sediment eingebettet oder abgebrochen. Langer, gerader Schlossrand.

Der juvenile Teil ist mit scharfkantigen Mikrorugae besetzt, wenige weit auseinanderstehende flache Rugae sind vorhanden. Stark genikulat am Übergang zum adulten Stadium, das durch irreguläre konzentrische Rugae gekennzeichnet ist.

Diskussion: Diese Unterart wurde ausführlich von Walaszczyk und Wood (1998) diskutiert. Sie unterscheidet sich von der älteren Chronounterart *C. crassus inconstans* durch eine stärkere Neigung der Wachstumsachse und eine stärkere Wölbung.

Vorkommen: Oberes Unterconiacium von Europa, Westzentralasien, und südliches bis mittleres Nordamerika.

Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h_{max}
P64290	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P64291	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P64292	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P64293	53	43	1,23	50,3	46,2	1,09	0	0	14,3	55	120	0	57
P64294	54	41	1,32	48	47,5	1,01	0	0	9,8	45	90	0	60
P64295	43	42	1,02	35	42	0,83	0	0	0	55	110	0	77
P64296ab	28	20	1,4	21	26	0,81	0	0	13	50	90	0	34

Incertae sedis

Abb. 18.13-18

Material: 3 Exemplare, LWL-Nr. P64333-335

Beschreibung: WMN-P64333 ist ein Exemplar mit länglicher Form, schwacher konzentrischer Berippung und radialen Furchen. Mäßig bis stark gewölbt, Wirbel opistogyr. Schlossrand kurz und gerade. WMN-P64334 ist klein mit subdreieckiger Form, glatter Schale, mäßig bis stark gewölbt und leicht prosogyr. Kein Schlossrand erkennbar. WMN-P64335 ist klein und stark gewölbt mit glatter Schale.

Diskussion: Äußerlich ähneln die Exemplare Brachiopoden, haben aber einen geneigten Wirbel ohne Stielloch und zueinander symmetrische Schalen. Da der Schlosstyp nicht erkennbar ist, ist eine weitere Zuordnung dieser drei Bivalven nicht möglich.

6. Biostratigraphie

Die Turonium/Coniacium-Grenze ist eines von wenigen Beispielen, bei denen Ammonoideen als Indexfossilien nicht verwendet werden können, da sie höchstens eine grobe Zonierung erlauben (siehe Diskussion von Wiese in Walaszczyk et al. 2010). Auch in der Erwitte-Formation südlich von Paderborn wurde kein Ammonoideen-Exemplar gefunden. Inoceramiden sind hingegen häufige Fossilien in Sedimenten des Alb-Maastricht, haben eine hohe Speziationsrate und gleichzeitig weite geographische Verbreitung einzelner Arten. Ihr Potential für die biostratigraphische Zonierung und Langstreckenkorrelation zwischen Eurasien, Nordamerika und Südamerika wurde oft diskutiert und gezeigt (Hessel 1988, z.B. Harries et al. 1996, Andrade 2005, Gale et al. 2005, Kennedy et al. 2005, Cobban et al. 2006, Tröger et al. 2009, und dortigen Quellen, Ifrim et al. 2014).

6.1 Inoceramiden-Biostratigraphie

Die Inoceramiden-Biozonierung für das Unterconiacium wurde von Walaszczyk und Cobban (2000) für den Western Interior Seaway der USA und die vorgeschlagene, aber abgelehnte GSSP für die Turonium/Coniacium-Grenze in Salzgitter-Salder und Słupia Nadbrzeźna etabliert. In diesen Lokalisationen sind die Inoceramidenabfolgen detailliert studiert und werden hier für die Zonierung und Korrelation der Paderborn-Sedimente verwendet. Artreichweiten und Biozonierung für die Erwitte-Formation in den beiden Steinbrüchen südlich von Paderborn sind in Abb. 4 zusammengefasst.



6.1.1 *Cremnoceramus crassus inconstans*-Intervallzone

Das Erstauftreten von *Cremnoceramus crassus inconstans* definiert die Basis dieser Intervallzone (Walaszczyk und Wood 1998), tritt aber vermutlich in Sedimenten unterhalb der tiefsten Steinbruchsohle auf, so dass nur der obere Teil dieser Zone aufgeschlossen ist. Auch die Inoceramide *Didymotis costatus*, die im unteren Teil der Zone noch vorkommt, wurde in den tiefsten Sedimenten des Steinbruchs Atlas nicht gefunden. Die Index-Art ist assoziiert mit der häufig vorkommenden *C. deformis dobrogensis*, daneben selten mit *C. waltersdorfensis hannovrensis* und *Micraster cortestudinarium*. Bei ca. 19 m ist eine Akme von *C. deformis dobrogensis* am Top der *dobrogensis*-Bank (Abb. 19) zu finden, daneben tritt *C. waltersdorfensis hannovrensis* auf. Eine weitere Akme von *M. cortestudinarium* liegt oberhalb der 3er-Bank am Top der *C. crassus inconstans*-Biozone bei ca. 35 m, allerdings nur in Form von primären Schalenfragmenten.

6.1.2 *Cremnoceramus deformis dobrogensis*-Unterzone

Diese Unterzone entspricht dem oberen Teil der *C. crassus inconstans*-Zone (Walaszczyk und Cobban 2000), ist durch das Erstauftreten von *C. deformis dobrogensis* definiert und entspricht möglicherweise der gesamten *C. crassus inconstans*-Zone in den hier bearbeiteten Steinbrüchen aus den Gründen, die für die Aufschlussverhältnisse der *C. crassus inconstans*-Zone diskutiert sind. Allerdings existieren von der Basis des Profils nur wenige Funde, so dass nicht sicher ist, ob die Untergrenze dieser Zone in den untersten 5 m enthalten ist.

6.1.3 *Cremnoceramus crassus crassus*-Intervallzone

Das Erstauftreten der Chronounterart *Cremnoceramus crassus crassus* definiert die Basis dieser Intervallzone bei 36 m Profilhöhe. Die Index-Art ist assoziiert mit *C. deformis deformis*, *C. denselamellatus*, *C. waltersdorfensis hannovrensis*, *Inoceramus* sp. und *Micraster cortestudinarium*. Am Top der *deformis*-Bank, an der Basis der *C. crassus crassus*-Zone, bei 36 m, gibt es eine Akme von *C. deformis deformis* (Abb. 9).



Abb. 19: Steinbruch Atlas, Nordwand, 6,5-19 m Höhe im Profil, mit *dobrogensis*-Akme am Top.

Abb. 18 (gegenüberliegende Seite): *Micraster cortestudinarium*- und Bivalven-Funde aus der Erweite-Formation südlich von Paderborn. **1-3** WMN-P64336, Ilse 32-45 m, **4-6** WMN-P64337, Ilse 22-32 m, **7-9** WMN-P64338, Atlas 19-24 m, **10-12** WMN-P64339, Atlas 2-10 m, **13-18** Bivalvia, incertae sedis, **13-15** WMN-P64333, **16** WMN-P64334, **17-18** WMN-P64335. Alle x1.

6.2 Echinoideenbiostratigraphie

In der europäischen Kreide haben sich Echinoideen zur biostratigraphischen Zonierung bewährt (siehe Zusammenfassung in Niebuhr et al. 1999 und dortige Literaturangaben). *Micraster cortestudinarium* ist der häufigste Seeigel in den bearbeiteten Steinbrüchen und kommt über die gesamte Abfolge vor, was sich mit weiteren Beobachtungen aus der Erwitte-Formation deckt (Kaplan 2012). Die gesamte Abfolge ist somit Teil der *M. cortestudinarium*-Biozone, die im obersten Turonium beginnt und bis zur Obergrenze des Unterconiaciums reicht (Jarvis et al. 2006).

7. Kohlenstoffisotopenstratigraphie

Die Messung des Kohlenstoffisotops ($\delta^{13}\text{C}$) wurde am Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen durchgeführt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden aus dem Gesamtgestein generiert ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$). Dazu wurde Gesteinspulver bei 70°C in einem Gaschromatographie-basiertem Gasbench II System mit Phosphorsäure (100 %) versetzt und das freiwerdende CO_2 mit einem ThermoFisher Delta V Massenspektrometer gemessen. Die Werte sind in [‰] angegeben, relativ zum V-PDB (Standard Vienna-PeeDee Belemnite). Die Reproduzierbarkeit der Messung ist besser als 0,06 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$.

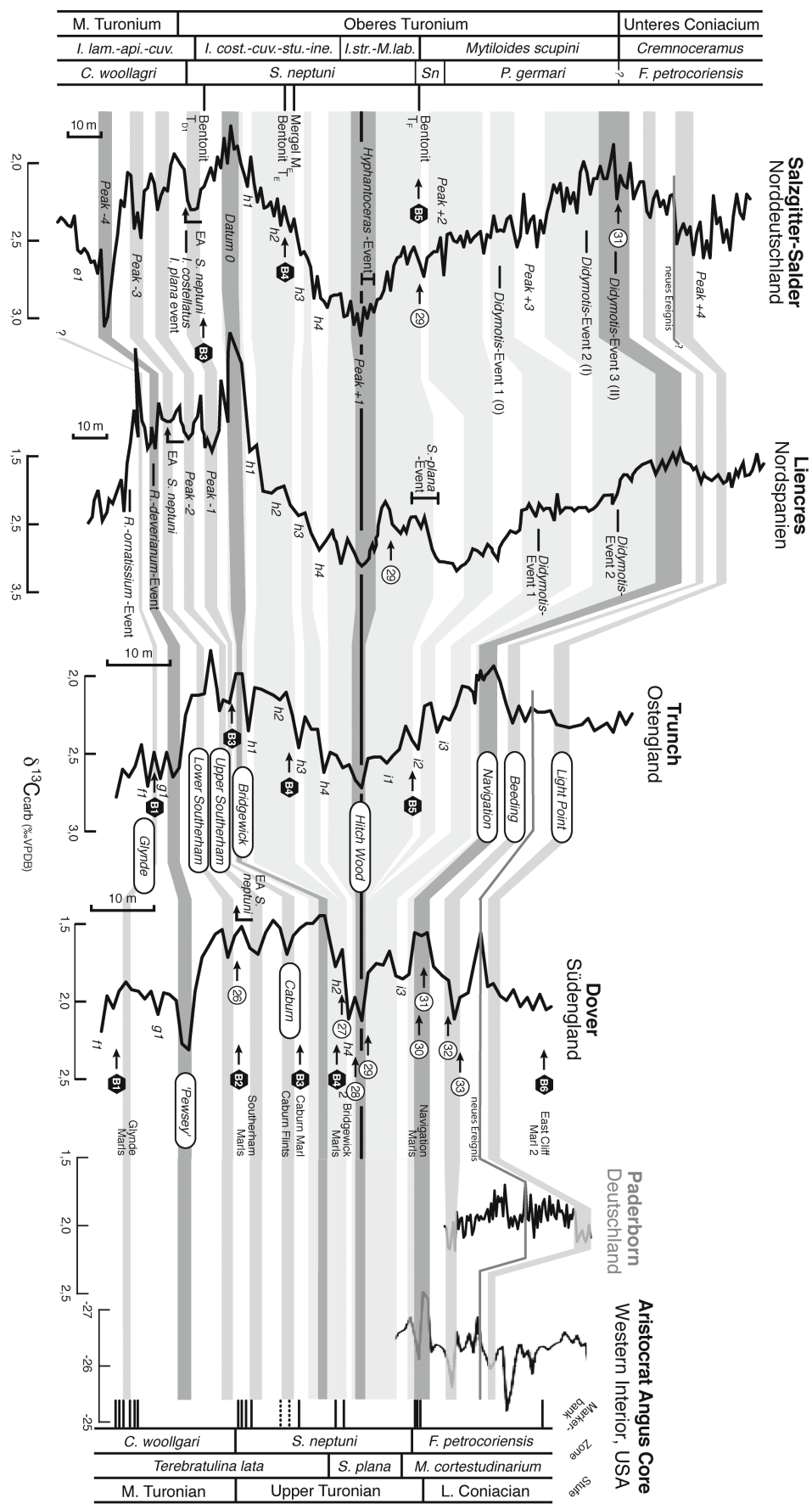
Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte reichen von 1,68 bis 2,16 ‰. Von der Profilbasis bis 2 m Profilhöhe steigen die Werte rasch von 2,00 ‰ um 0,15 ‰ auf 2,15 ‰ und fallen kurz darauf von 2,15 auf 1,96 ‰ ab. Nachfolgend kommt es zu einer Exkursion auf das Maximum von 2,16 ‰ bei 3,50 m Höhe im Profil. Ab diesem Punkt fallen die Werte auf das Minimum von 1,70 ‰ bei 18 m Profilhöhe, gefolgt von einem Anstieg um 0,3 ‰ auf 2,00 ‰ bei 19,25 m, beginnend unterhalb des *dobrogensis*-Events. Dieses Plateau reicht bis zu einem Abfall in den Werten auf ein weiteres Minimum von 1,68 ‰ bei 24 m. Nach diesem Minimum folgt ein konstanter Abschnitt der Isotopiewerte - mit einem untergeordneten Maximum von 2,06 ‰ bei 26,5 m - bis 38,5 m Profilhöhe. Darauf steigen die Isotopiewerte bei 39 m im unteren Bereich der *C. crassus crassus*-Zone auf Werte um 2,10 ‰, wo sie bis zum Top des Profils bleiben.

8. Korrelation der Paderborner Aufschlüsse mit anderen Unterconiacium-Profilen

8.1 Zentraleuropäische Profile

Zentraleuropäische Vergleichsprofile zu den Befunden aus den untersuchten Paderborner Steinbrüchen stammen aus Anröchte und Werl (südliches Münsterland, Richardt und Wilmsen 2012), Salzgitter-Salder (Niedersachsen) und Słupia Nadbrzeźna (Polen, beide in Walaszczyk et al. 2010). Die Profile von Salzgitter-Salder und Słupia Nadbrzeźna reichen vom oberen Turonium bis ins untere Coniacium. Die Basis des Coniaciums ist definiert über das Erstauftreten von *C. deformis erectus* und dem Beginn der gleichnamigen Biozone. Darüber folgt die *C. waltersdorfensis hannovrensis*-Zone, in dessen oberem Bereich eine Akme von *Micraster cortestudinarium* zu finden ist. An der Basis der darüberliegenden *C. crassus inconstans*-Zone gibt es eine *Isomicraster*-Akme (Walaszczyk und Wood 1998, Walaszczyk et al. 2010). Die Isotopenkurve des Salzgitter-Salder-Profiles zeigt bei 69 m im Profil einen Anstieg in den Isotopiewerten von ca. 0,2 ‰ im unteren Bereich der *C. d. hannovrensis*-Zone, der mit dem Beeding-Event von Jarvis et al. (2006), (Walaszczyk et al. 2010) korreliert wird (Voigt, in Walaszczyk et al. 2010). Danach sinken die Werte wieder und bleiben konstant bis zu 78 m im Profil, wo direkt unterhalb des *Micraster*-Events, am Top der *C. w. hannovrensis*-Zone, ein untergeordnetes Minimum liegt. Daraufhin folgt ein Anstieg in den Isotopiewerten um ca. 0,4 ‰, welcher den Beginn des Lightpoint-Events markiert (Abb. 20). In diesem Profil setzt *C. crassus inconstans* sehr spät ein und gibt daher kein verlässliches Datum, die Biozonierung in diesem Teil ist also unklar (siehe Diskussion in Ifrim et al. 2014). Isotopenstratigraphie scheint hier ein verlässlicheres Mittel zur Korrelation, da beide untergeordneten Maxima korreliert werden können. Alternativ wäre eine andere Zuordnung der untergeordneten Maxima als

Abb. 20 (gegenüberliegende Seite): Korrelation der Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurven von Norddeutschland, England, Spanien (aus Jarvis et al. 2006) und Colorado (Joo und Sageman 2014) mit dem Paderborner Profil.



zu den Lightpoint- und Beeding-Events denkbar, entweder in dem Profil von Salzgitter-Salder oder denen von Paderborn, was aufgrund der biostratigraphischen Zonierung aber unwahrscheinlich erscheint.

Richardt und Wilmsen (2012) präsentieren ein Standardprofil für die untere Oberkreide des Münsterländer Kreidebeckens, zusammengesetzt aus mehreren Bohrkernen. Der Bohrkern Werl enthält Sedimente des Mitteluron bis Mittelconiacium. In der Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurve dieses Bohrkerns sind im oberen Abschnitt des Unterconiaciums das Beeding-Event und das Lightpoint-Event feststellbar. Dazwischen ist ein Minimum zu erkennen. Sowohl die Form der Kohlenstoffisotopenexkursionen im Bohrkern Werl in diesem Abschnitt, als auch die Amplituden darin, stimmen mit dem Paderborner Profil überein.

8.2 England

Die *cortestudinarium*-Echinoideenzone kann zwischen England und Paderborn korreliert werden (Abb. 20), während die Inoceramidenarten des oberen Unter-Coniacium von dort nicht beschrieben sind (vgl. z.B. Wood et al. 2004). Die Korrelation der Isotopenmaxima und -minima ist wiederum besser geeignet: Das untere Maximum bei 2-3,5 m in der oberen *C. crassus inconstans*-Zone wird mit dem Beeding-Event von Jarvis et al. (2006) korreliert. Das obere Maximum bei 39 m Profilhöhe bis zum Top des Profils wird aufgrund seiner geringen Amplitude und seiner Lage in der *crassus*-Zone mit dem Lightpoint-Event von Jarvis et al. (2006) korreliert (Abb. 20). Das Minimum zwischen diesen beiden untergeordneten positiven Exkursionen war bisher nicht näher beschrieben, ist aber z.B. in der Dover-Kurve von Jarvis et al. (2006) ebenfalls erkennbar.

8.3 Nordamerika

Walaszczyk und Cobban (2000) beschreiben 86 Turonium-Coniacium-Aufschlüsse aus dem US Western Interior zwischen Nordmontana und dem südlichen New Mexico. Die acht vollständigsten Profile werden detailliert beschrieben, diskutiert und mit europäischen Profilen korreliert. Die Korrelation der Turonium-Coniacium-Aufschlüsse aus dem Western Interior mit dem Profil Paderborn erfolgt ebenfalls über die Inoceramiden-Biozonen.

Zu den vollständigen Profilen aus dem Western Interior, die bis ins Untere Coniacium, also in den Bereich des Paderborn-Profiles reichen, gehören die Sektionen Shelby und Johnson Bridge im Norden Montanas, sowie La Junta und Pueblo in Colorado. Das Shelby- und das Johnson Bridge-Profil sind anhand von Inoceramiden an der Basis des Coniacium unterteilt in die *C. d. erectus*-, *C. d. dobrogensis*- und *C. crassus*-Zone. Innerhalb der *C. d. dobrogensis*-Zone wird eine *inconstans*-Unterzone unterschieden. Eine *C. waltersdorfensis hannovrensis*-Biozone ist nicht definiert. Das Profil von Paderborn beginnt innerhalb der *C. inconstans*-Unterzone, die dem oberen Abschnitt der *C. d. dobrogensis*-Zone entspricht. Eine solche Zone ist in Shelby und Johnson Bridge nicht ausgebildet. Der Beginn der *C. crassus*-Zone (= *C. crassus crassus* oder *C. crassus/deformis*) ist in den Profilen Shelby und Johnson Bridge klar definiert und eignet sich damit zur Korrelation mit dem Paderborner Profil.

Die Profile von Pueblo und Junta sind die einzigen der Western Interior Profile, in welchen die *C. deformis dobrogensis*-Zone ausgebildet ist. Sie wird von der namensgebenden Art dominiert, bei einer Vergesellschaftung mit *C. crassus inconstans*, dessen Erstauftreten die gleichnamige Biounterzone im oberen Teil der *C. deformis dobrogensis*-Zone bildet. Das Letztauftreten von *C. deformis dobrogensis* und das Erstauftreten der Chronoart *C. deformis deformis* sind in Pueblo und Junta, sowie in Paderborn nicht präzise auf eine Bank eingrenzbar.

Die Western Interior-Aufschlüsse können neben dem Paderborner auch mit den zentraleuropäischen Profilen korreliert werden. Das Salzgitter-Salder-Profil reicht von der *Mytiloides scupini*-Zone im oberen Turonium bis zur Basis der *C. inconstans*-Zone. Im Vergleich zu den Aufschlüssen im Western Interior ist in europäischen Profilen eine *C. w. hannovrensis*-Zone erkennbar, diese Indexart ist in Shelby und Johnson Bridge am Top der *C. d. erectus*-Zone aber nur selten vorzufinden.

Eine Isotopenkurve aus dem Western Interior wurde von Joo und Sageman (2014) in Colorado angefertigt. Sie ist über Inoceramiden- und Ammoniten-Biozonierung kalibriert. Im Unterconiacium werden zwei kleinere negative *peaks* gefolgt von positiven Exkursionen (Co1 und Co2) innerhalb der *Scaphites preventricosus*-Ammonitenzone. Diese Autoren interpretieren das Navigation-Event als Minimum direkt unterhalb von Co1.

Damit läge es innerhalb der *C. d. erectus*-Zone und würde bis in den unteren Teil der *C. d. dobrogensis*-Zone reichen. Wie der Vergleich mit anderen Isotopenkurven zeigt (Abb. 20), liegt das Navigation-Event aber an der Turonium/Coniacium-Grenze und stellt ein prominenteres Minimum dar, weshalb wir das Navigation-Event unterhalb der von Joo & Sagemann (2014) interpretierten Schicht im Bereich des Hiatus vermuten. Unterhalb von Co₂ liegt ein Maximum innerhalb der *C. d. dobrogensis*-Zone und entspricht damit dem Beeding-Event. Das nachfolgende untergeordnete Minimum Co₂ kann mit den beiden Minima zwischen Beeding- und Lightpoint-Event in der Paderborn-Kurve korreliert werden (Abb. 20). Wie in anderen Vergleichsprofilen sind im Gegensatz zur Paderborn-Kurve weder ein zweites Minimum, noch ein untergeordnetes Plateau der Isotopiewerte zwischen Beeding- und Lightpoint-Event erkennbar, was an der geringeren Auflösung der Be-
probung liegen kann. Der anschließende Anstieg innerhalb der Western Interior Kurve liegt an der Basis der *C. c. crassus*-Zone wird daher von uns als Lightpoint-Event interpretiert.

8.4 Sedimentationsraten

Vierzehn Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurven aus weltweit gemessenen Bohrkernen und Profilen wurden von Wendler (2013) evaluiert und u.a. gegen die geologische Zeitskala aufgetragen. Obwohl das als sehr grob geschätzter Wert zu verstehen ist, können über diese Kalibrierung ca. 100 ka als Zeitraum zwischen Beeding- und Lightpoint-Event geschätzt werden. Dieser Zeitraum würde dann im Paderborner Profil ca. 34 m Mächtigkeit entsprechen, und somit eine Sedimentationsrate von 340 mm/ka anzeigen. Diese hohe Sedimentationsrate erscheint durch die Biostratigraphie plausibel.

8.5 Diskussion und Schlussfolgerungen

Über die Inoceramidenbiozonierung ist eine Langstreckenkorrelation von den Aufschlüssen bei Paderborn mit anderen Profilen ebenso möglich, wie über die Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurve, wobei die Kombination aus beiden Methoden vier korrelierbare Horizonte ergibt: Das Beeding-Isotopenevent, das darauf folgende untergeordnete Minimum in der Isotopenkurve, die Basis der *C. crassus crassus*-Biozone und das Lightpoint-Isotopenevent.

Korrelation mit der Isotopenkurve aus dem Profil Salzgitter-Salder zeigt, dass direkt unter dem Anstieg an der Basis des Lightpoint-Events ein deutliches Minimum liegt. Zwischen beiden Isotopenexkursionen liegt das *Micraster*-Event (Abb. 20). In der Paderborner Kurve liegt das zweite Minimum 12,2 m unterhalb der *Micraster*-Akme, die wiederum 2,8 m unterhalb der Basis des Lightpoint-Events liegt. Sollte die hier aufgezeigte Korrelation stimmen, hieße das, dass ein weiterer Hiatus im oberen Abschnitt des Salzgitter-Salder-Profiles in der dortigen *C. c. inconstans*-Zone existiert.

Eine Korrelation ist bis in die Western Interior-Region von Nordamerika möglich. Allerdings sind in der Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurve des Paderborner Profils zwei Minima und ein dazwischenliegendes Plateau erkennbar (Abb. 4). In den Profilen (Dover, Salzgitter-Salder, Werl, Western Interior), die ein Minimum enthalten, ist jedoch nur eines sichtbar. Die Paderborner Isotopenkurve ist durch die hohe Sedimentationsrate in diesem Bereich detaillierter als jede andere bekannte Kurve und offenbart dadurch die Zweiteilung dieses Minimums.

9. Zusammenfassung

Im 43 m mächtigen Kompositprofil der Steinbrüche Atlas und Ilse südlich von Paderborn ist die obere Erwitte-Formation aufgeschlossen. Die Abfolge enthält zwei Inoceramidenzonen des oberen Unterconiacium. Über dem oberen Teil der *Cremnoceramus crassus inconstans*-Intervallzone folgt die unvollständige *C. crassus crassus*-Zone. Die gesamte Abfolge entspricht der *Micraster cortestudinarium*-Echinoideenzone. Daraus lässt sich eine sehr hohe Sedimentationsrate ableiten, die zumindest für den unteren Teil der Abfolge durch Umlagerung und Transport in submarinen Rinnen erklärt werden kann. Die Gesamtgesteinszusammensetzung und die Phyllosilikate zeigen im Liefergebiet für den klastischen Anteil ein gemischtes Klimasignal zwischen Dominanz chemischer und physikalischer Verwitterung und Herkunft aus zwei Liefergebieten mit unterschiedlichem Klima an. Unterstützt wird die Interpretation der hohen Sedimentationsrate durch

Kohlenstoffisotopenstratigraphie, mit deren Hilfe zwei untergeordnete Maxima und ein dazwischenliegendes Minimum in der Kohlenstoffisotopenkurve überregional korreliert werden können.

Danksagung

Tiefster Dank gilt Ulrich Kaplan für seine Unterstützung bei der Geländearbeit und den vielen Diskussionen, die dabei entstanden. Weiterer Dank geht an Michael Tebbe (Werksleiter) und Bastian Winnemoeller (beide HeidelbergCement AG Zementwerk Paderborn) für Zugang zu den Steinbrüchen und Unterstützung bei der Geländearbeit. Wir danken Michael Joachimski (Erlangen) für die Kohlenstoffisotopenmessungen, Ilse Glass (Heidelberg) für die XRD-Messungen und Gregor Austermann (Heidelberg) für die Einweisung an technischen Geräten, Unterstützung bei der Probenaufbereitung und fachliche Diskussionen.

Literatur

- Andert, H. (1911): Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandstein-Gebirges. - Festschrift des Humboldtvereins zur Feier seines 50jährigen Bestehens: 33-64.
- Andrade, E.J. (2005): Turonian Inoceramids and Biostratigraphy of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil: an Intergrated Study of the Votorantim and Nassau Quarries. - Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Arnold, H. (1964): Zur Feinstratigraphie des *schloenbachi*-Turons von Geseke, Erwitte und Paderborn. - Fortschritte in der Geologie des Rheinlandes und Westfalens **7**: 487-494.
- Beurlen, K. (1944): Beiträge zur Stammesgeschichte der Muscheln. - Sitzungsberichte der Bayerischen Akademie der Wissenschaften **1-2**: 133-145.
- Böhm, J. (1912): *Inoceramus Lamarcki* auct. und *Inoceramus Cuvieri* auct. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **64**: 399-404.
- Bouanni, F. (1681): Ricreatione dell'occhio e della mente nell'osservatione delle Chioccioline. - 16+384 S., Rom.
- Chamley, H. (1989): Clay sedimentology. - 624 S., Berlin (Springer-Verlag).
- Cobban, W.A., Walaszczyk, I., Obradovich, J.D. und McKinney, K.C. (2006): A USGS zonal table for the Upper Cretaceous middle Cenomanian—Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids and radiometric ages. - United States Geological Survey Open File Report **2006-1250**: 1-47.
- Collom, C.J. (1998): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of the Upper Cretaceous bivalve *Cremnoceramus* (Inoceramidae) in the Western Interior of Canada and the United States. - in: Johnston, P. A. und J. W. Haggart: Bivalves: An Eon of Evolution - Paleobiological Studies Honoring Norman D. Newell, Calgary (University of Calgary Press): 119-142.
- Cox, L.R. (1969): Family Inoceramidae Giebel, 1852. - in: Moore, R. C.: Mollusca 6, Bivalvia, Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Vol. 1, Lawrence, Kansas (Geological Society of America & University of Kansas): N314-N321.
- Crampton, J.S. (1996): Inoceramid bivalves from the Late Cretaceous of New Zealand. - Monographs of the Institute of Geological and Nuclear Sciences **14**: 1-192.
- Fiege, K. (1930): Über die Inoceramen des Oberturon mit besonderer Berücksichtigung der im Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. - Palaeontographica **73**: 31-47.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Voigt, S. und Walaszczyk, I. (2005): Stratigraphy of the Upper Cenomanian–Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. - Cretaceous Research **26**: 460-487.
- Goldfuss (1834-40): Petrefakta Germaniae tam ea, quae in museo. – **2**: 106-118, Düsseldorf.
- Gray, J.E. (1847): A list of the genera of Recent Mollusca, their synonyms and types. - Proceedings of the Zoological Society, London **15**: 129-219.
- Hall, J. (1845): Descriptions of organic remains collected by Captain JC Fremont, in the geographical survey of Oregon and North California. - in: Report of the exploring expedition to the Rocky Mountains in the year 1842 and to Oregon and California in the years 1843-44 by Brevet Captain J. C. Frémont, Washington, D.C. (Government Printing Office).
- Harries, P.J., Kauffman, E.G., Crampton, J.S., Bengtson, P., Cech, S., Crame, J.A., Dhondt, A.V., Ernst, G., Hilbrecht, H., Lopez, G., Mortimore, R., Tröger, K.-A., Walaszczyk, I. und Wood, C.J. (1996): Lower Turonian Euramerican Inoceramidae: A morphologic, taxonomic, and biostratigraphic overview. - Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg **77**: 641-671.

- Harvey, C., Murray, H., Murray, H., Bundy, W. und Harvey, C. (1993): Kaolin Genesis and Utilization. - The Clay Minerals Society, Boulder, CO.
- Heinz, R. (1930): Zur stratigraphischen Stellung der Sonnenbergschichten bei Walterdorf i. Sa. (west-südwestlich von Zittau). Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen IX. - Jahresbericht des Niedersächsischen Geologischen Vereins zu Hannover **23**: 25-29.
- Heinz, R. (1932): Zur Gliederung der sächsisch-schlesisch-böhmischen Kreide unter Zugrundelegung der norddeutschen Stratigraphie. Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen X. - Jahresbericht des Niedersächsischen Geologischen Vereins zu Hannover **24**: 24-52.
- Hessel, M.H.R. (1988): Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy, and palaeoecology. - Fossils and Strata **22**: 1-49.
- Hornacek, M. (2016): Das Unterconiac von Paderborn (Ostwestfalen, Deutschland): Litho-, Bio- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie und Sedimentologie im östlichen Münsterländer Kreidebecken. - Master-Arbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Ifrim, C. (2006): The Fossil Lagerstätte at Vallecillo, North-Eastern Mexico: Pelagic Plattenkalks related to Cenomanian–Turonian Boundary Anoxia. - Dissertation, Universität Karlsruhe.
- Ifrim, C., Wiese, F. und Stinnesbeck, W. (2014): Inoceramids and biozonation across the Turonian-Coniacian boundary (Upper Cretaceous) at El Rosario, Coahuila, northeastern Mexico. - Newsletters on Stratigraphy **47**(2): 211-246.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C. und Pearce, M.A. (2006): Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $d^{13}C$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6-70.6 Ma). - Geological Magazine **143**(5): 561-608.
- Joo, Y.J. und Sageman, B.B. (2014): Cenomanian to Campanian carbon isotope chemostratigraphy from the Western Interior Basin, USA. - Journal of Sedimentary Research **84**(7): 529-542.
- Kaplan, U. (1986): Ammonite stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. - Newsletters on Stratigraphy **17**(1): 9-20.
- Kaplan, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), Teil 2: Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerks Foerth, Halle, Westfalen. - Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld und Umgegend **32**: 125-159.
- Kaplan, U. (1992): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **21**: 7-37.
- Kaplan, U. (2000): Coniac. - in: Stratigraphische Kommission Deutschlands: Stratigraphie von Deutschland III, Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg **226**: 31-34.
- Kaplan, U. (2009): Naturbausteine historischer Bauwerke des Münsterlandes und seiner angrenzenden Gebiete. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **73**: 1-178.
- Kaplan, U. (2011a): Turonium und Unterconiacium (Oberkreide) im Steinbruch DIMAC bei Halle (Westfalen), Teutoburger Wald (östliches Münsterländer Kreidebecken). - Geologie und Paläontologie in Westfalen **81**: 75-105.
- Kaplan, U. (2011b): Turonium und Unterconiacium (Oberkreide) im südlichen Teutoburger Wald und Eggegebirge zwischen Augustdorf und Altenbeken (Südöstliches Münsterländer Kreidebecken). - Geologie und Paläontologie in Westfalen **81**: 35-74.
- Kaplan, U. (2012): Der mittelalterliche Steinbruch des Bischofs Meinwerk und das Unterconiacium (Oberkreide) bei Paderborn (südöstliches Münsterländer Kreidebecken) mit Anmerkungen zum historischen Gebrauch regionaler Naturbausteine. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **83**: 1-51.
- Kaplan, U. und Kennedy, W.J. (1994): Ammoniten des westfälischen Coniac. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **31**: 1-155.
- Kaplan, U. und Kennedy, W.J. (1996): Upper Turonian and Coniacian ammonite stratigraphy of Westphalia, NW-Germany. - Acta Geologica Polonica **46**(3-4): 305-352.
- Kaplan, U. und Skupin, K. (1998): Coniacian near Erwitte. - in: Mutterlose, J., A. Bornemann, S. Rauer, C. Spaeth und C. Wood: Key localities of the Northwest European Cretaceous, Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, Bochum, S. 184-185.
- Kennedy, W.J., Walaszczyk, I. und Cobban, W.A. (2005): The global boundary stratotype section and point for the base of the Turonian stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. - Episodes **28**(2): 93-104.
- Kübler, B. (1987): Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. - Cahiers Institut Géologie de Neuchâtel Série A **DX**: 1-56
- Linné, C. (1758): Systema naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis. - 10, 1, ii+824 S., Stockholm, (Laurentii Salvii).
- Meek, F.B. (1871): Preliminary paleontological report, consisting of lists of fossils, with descriptions of some new type, etc. - United States Geological Survey of Wyoming (Hayden), Preliminary Report **4**: 287-318.
- Meek, F.B. (1877): Paleontology. Report of the geological exploration of the 40th parallel. - Professional Paper of the Engineer Department of the United States Army **184**: 142-148.
- Moore, D.M. und Reynolds, R.C. (1997): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. - 2nd, revised edition, 378 S., New York, (Oxford University Press).
- Newell, N.D. (1965): Classification of the Bivalvia. - American Museum Novitates **2206**: 1-25.

- Niebuhr, B., Baldschuhn, R., Ernst, G., Walaszczyk, I., Weiss, W. und 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.
- Petrascheck, W. (1903): Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. - *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Reichsanstalt* **53**: 153-168.
- Poeta, P. (1890): Ueber einige Spongien aus dem Cuvieri-Pläner von Paderborn. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **42**: 217-232.
- Richardt, N. und Wilmsen, M. (2012): Lower Upper Cretaceous standard section of the southern Münsterland (NW Germany): carbon stable-isotopes and sequence stratigraphy. - *Newsletters on Stratigraphy* **45**(1): 1-24.
- Scott, G.R. und Cobban, W.A. (1964): Stratigraphy of the Niobrara Formation at Pueblo, Colorado. - *United States Geological Survey Professional Paper* **454L**: 1-30.
- Skupin, K. (1985): Erläuterungen zu Blatt 4217 Geseke. - *Geologische Karten Nordrhein-Westfalen, Erläuterungen* **4217**: 1-155.
- Skupin, K. (1995): Erläuterungen zu Blatt 4316 Lippstadt. - *Geologische Karten Nordrhein-Westfalen 1:25.000, Erläuterungen* **4316**: 1-162.
- Sowerby, J. (1812-1815): *The Mineral Conchology of Great Britain*. - 1, 242 S., London, (B. Meredith).
- Szasz, L. (1985): Contributions to the study of the *Inoceramus* of Romania I. Coniacian *Inoceramus* from the Babadag area (North Dobrogea). - *Memoriile Institutului de si Geophysica* **32**: 137-184.
- Tröger, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), Teil I, Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. - *Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden* **12**: 12-207.
- Tröger, K.-A., Niebuhr, B. und Wilmsen, M. (2009): Inoceramen aus dem Cenomanium bis Coniacium der danubischen Kreide-Gruppe (Bayern, Süd-Deutschland). - *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **65**: 59-110.
- Voigt, S. und Hilbrecht, H. (1997): Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: correlation and relations with sea level and sediment stability. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **134**(1): 39-59.
- Walaszczyk, I. (1992): Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. - *Acta Geologica Polonica* **42**(1-2): 1-122.
- Walaszczyk, I. (1996): Inoceramids from Kreibnitz-Zittauer area (Saxony and northern Bohemia): revision of Andert's (1911) descriptions. - *Paläontologische Zeitschrift* **70**(3-4): 367-392.
- Walaszczyk, I. und Cobban, W.A. (2000): Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian-Lower Coniacian of the Western Interior of the United States. - *Special Papers in Palaeontology* **64**: 118 pp.
- Walaszczyk, I. und Wood, C.J. (1998): Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder Quarry, Lower Saxony, Germany, and the Slupia Nadbrzezna section, Central Poland. - *Acta Geologica Polonica* **48**(4): 395-434.
- Walaszczyk, I., Wood, C.J., Lees, J.A., Danuta, P., Voigt, S. und Wiese, F. (2010): Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Slupia Nadbrzezna river cliff section (central Poland): a proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the Coniacian Stage (Upper Cretaceous). - *Acta Geologica Polonica* **60**: 445-477.
- Wendler, I. (2013): A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation. - *Earth-Science Reviews* **126**: 116-146.
- Wiese, F., Hiss, M., Kaplan, U. und Voigt, S. (2007): Erwitte-Formation. - in: Niebuhr, B., M. Hiss, U. Kaplan, K.-A. Tröger, S. Voigt, T. Voigt, F. Wiese und M. Wilmsen: *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide*, *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **55**: 47-48.
- Wiese, F. und Kaplan, U. (2001): The potential of the Lengerich section (Münster Basin, northern Germany) as a possible candidate Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Middle/Upper Turonian boundary. - *Cretaceous Research* **22**: 549-563.
- Wiese, F. und Kaplan, U. (2004): Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich. - *Geologie und Paläontologie in Westfalen* **62**: 37-70.
- Wood, C. und Ernst, G. (1998): C 2.9 Turonian-Coniacian of Salzgitter-Salder. - *Key localities of the northwest European Cretaceous*. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten* **48**: 94-102.
- Wood, C.J., Walaszczyk, I., Mortimore, R.N. und Woods, M.A. (2004): New observations on the inoceramid biostratigraphy of the higher part of the Upper Turonian and the Turonian – Coniacian boundary transition in Poland, Germany and the UK. - *Acta Geologica Polonica* **54**(4): 541-549.
- Woods, H. (1912): *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England*. - *Monograph of the Palaeontographical Society* **2**(8): 285-340.

Ein Verzeichnis der lieferbaren Hefte erhalten Sie beim:

LWL-Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Tel.: 0251/591 6097
Fax: 0251/591 6098
eMail: angelika.schacht@lwl.org

<http://www.lwl.org/LWL/Kultur/lwl-naturkunde/naturkundemuseum/literatur/schriftenreihen/>

Preise zuzüglich Porto- und Verpackungskosten.

ISSN 0176-148X
ISBN 978-3-940726-48-3

