

# Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 62

Frühsaale- bis drenthezeitliche Ablagerungen  
im östlichen und südöstlichen Münsterland

Klaus Skupin & Rüdiger Stritzke

Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich

Frank Wiese & Ulrich Kaplan

Neue Beobachtungen zu den Stromberg-Schichten,  
Untercampan, Oberkreide, südöstliches Münsterland

Ulrich Kaplan

Archaeostoamatopodea (Malacostraca, Hoplocarida)

aus dem Namur B (höheres Marsdenium, Karbon)

von Hagen-Vorhalle (NRW, Deutschland)

und eine Neudefinition

einiger Arten der Familie Tyrannophontidae

Lothar Schöllmann







## Hinweise für die Autoren

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

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

### Aufbau des Manuskriptes

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

### Äußere Form

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

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

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

7. Schrifttypen im Text:

doppelt unterstrichen = **Fettdruck**

einfach unterstrichen oder gesperrt = Sperrung

Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*

Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

### Abbildungsvorlagen

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

### Korrekturen

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

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

# **Geologie und Paläontologie in Westfalen**

## **Heft 62**

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

### **Frühsaale- bis drenthezeitliche Ablagerungen im östlichen und südöstlichen Münsterland**

Klaus Skupin & Rüdiger Stritzke

### **Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich**

Frank Wiese & Ulrich Kaplan

### **Neue Beobachtungen zu den Stromberg-Schichten, Untercampan, Oberkreide, südöstliches Münsterland**

Ulrich Kaplan

### **Archaeostoamatopodea (Malacostraca, Hoplocarida) aus dem Namur B (höheres Marsdenium, Karbon) von Hagen-Vorhalle (NRW, Deutschland) und eine Neudefinition einiger Arten der Familie Tyrannophontidae**

Lothar Schöllmann

Geol Paläont. Westf.	<b>62</b>	141 S.	46 Abb. 2 Tab. 10 Taf.	Münster November 2004
-------------------------	-----------	--------	------------------------------	--------------------------

## **Impressum**

Geologie und Paläontologie in Westfalen

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

Druck: Druck & Media GmbH, Kronach

Schriftleitung: Dr. Peter Lanser

ISSN 0176-148X  
ISBN 3-924590-81-8

© 2004 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.	<b>62</b>	5 – 36	7 Abb. 1 Taf.	Münster November 2004
-------------------------	-----------	--------	------------------	--------------------------

## **Frühsaale- bis drenthezeitliche Ablagerungen im östlichen und südöstlichen Münsterland**

KLAUS SKUPIN & RÜDIGER STRITZKE\*

### Zusammenfassung:

Im östlichen und südöstlichen Münsterland wurden in den zurückliegenden Jahren bei der geologischen Kartierung wiederholt geringmächtige Bildungen des Saale-Frühglazials angetroffen. Sie sind dort teils an der Basis, teils innerhalb des Oberen Schneckensands oder Älteren Löss anzutreffen, die mit ihrem hohen Anteil von Schluff bis Grobschluff äolische bis abluale Sedimente des periglaziären Klimabereichs im Vorfeld des aus Norden heranrückenden skandinavischen Inlandeises darstellen. Darunter folgen meist grobkörnige Sedimente der Älteren Mittelterrasse oder des Unteren Schneckensands. Im Hangenden gehen sie in die glazigenen, glazilimnischen und glazifluviatilen Lockergesteinsablagerungen (Vor- und Nachschüttsand, Grundmoräne) des Drenthe-Stadiums über (SKUPIN & STAUDE 1995).

Die an der Grenze Unterer-/Oberer Schneckensand beziehungsweise im unteren Teil des Oberen Schneckensands über Ablagerungen der Fulme-Kaltzeit vorhandenen humosen bis torfigen Einschaltungen spiegeln entsprechend den Beobachtungen in anderen Gebieten Nordwest- und Mitteldeutschlands und den Niederlanden eine kurzfristige Klimaerwärmung (Wacken-/Dömnitz-Interstadial, MENKE 1968, ERD 1969, URBAN 1995, Bantega-/Hoogeveen-Interstadial, ZAGWIJN 1973) während der frühen Saale-Kaltzeit wieder. In feuchten Niederungen bildeten sich Niedermoore, die allmählich verlandeten und von Nadelwäldern abgelöst wurden; in trockeneren Bereichen kam es zu einer Sedimentationsunterbrechung und Steinsohlenbildung. Die vorliegenden Beobachtungen im Bereich des östlichen Münsterlandes ergänzen die in den letzten Jahren an der Weser (Albaxen, Zeche Nachtigall, MÜLLER in FELDMANN & MEYER 1998) oder im Wiehengebirgsvorland zwischen Diepenau (ROHDE in Vorbereit.) und Rahden (SKUPIN in Vorbereit.) nachgewiesenen Vorkommen dieses Interglazials.

### Inhaltsverzeichnis

1	Vorbemerkungen .....	6
2	Flussgebiet der Ems .....	6
2.1	Ziegelei Rehage bei Westerwiehe .....	8
2.2	Ziegelei Eusterbrock, Rheda-Wiedenbrück .....	9
2.3	Bohrung Lübbers, Westenholz-Schöning .....	11

\* Anschriften der Verfasser: Dr. K. SKUPIN, Dr. R. STRITZKE, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Strasse 195, 47803 Krefeld

3	Delbrücker Rücken .....	12
3.1	Bohrungen Hagenhoff, Westenholz und Heihoff, Nordhagen .....	12
4	Flussgebiet der Lippe .....	14
4.1	Abgrabung Schaperdot, Sudhagen .....	14
4.2	Bohrung Linne, Boker Heide .....	15
4.3	Bohrung Sudhäger Bruch .....	16
5	Hellweg .....	16
5.1	Bohrung CB 18/87, Ehringhausen .....	17
6	Schlussfolgerungen .....	17
7	Aufschlüsse und Bohrungen .....	19
7.1	Aufschlüsse .....	19
7.2	Bohrungen .....	21
8	Verzeichnis der Schriften und Karten .....	32
8.1	Schriften .....	32
8.2	Karten .....	33

## 1 Vorbemerkungen

Bei der geologischen Kartierung im östlichen und südöstlichen Münsterland wurden unter den drenthe- (Grundmoräne, Vor- und Nachschüttsande) beziehungsweise weichselzeitlichen Sedimenten (Nieder-terrassenablagerungen von Lippe und Ems, Löss und Sandlöss) vielfach auch Reste frühsaale- bis fröhndrenthezeitlicher Schichten angetroffen. Sie liegen dort in der Regel Sedimenten des Elsters (Ältere Mittelterasse) oder des Holsteins (= Unterer Schneckensand) auf und lassen sich flächenhaft vom Südrand des Teutoburger Waldes bis in das Gebiet des Hellwegs verfolgen. Im Bereich des Delbrücker Rückens, der natürlichen Wasserscheide zwischen Lippe und Ems, ist diese mittelpleistozäne Schichtenfolge am vollständigsten erhalten und bildet zusammen mit den drenthezeitlichen Ablagerungen (Vor- und Nachschüttsand, Grundmoräne) des skandinavischen Inlandeises ein zusammenhängendes Profil der dort auftretenden saalezeitlichen Ablagerungen innerhalb des Untersuchungsgebietes (Abb. 1).

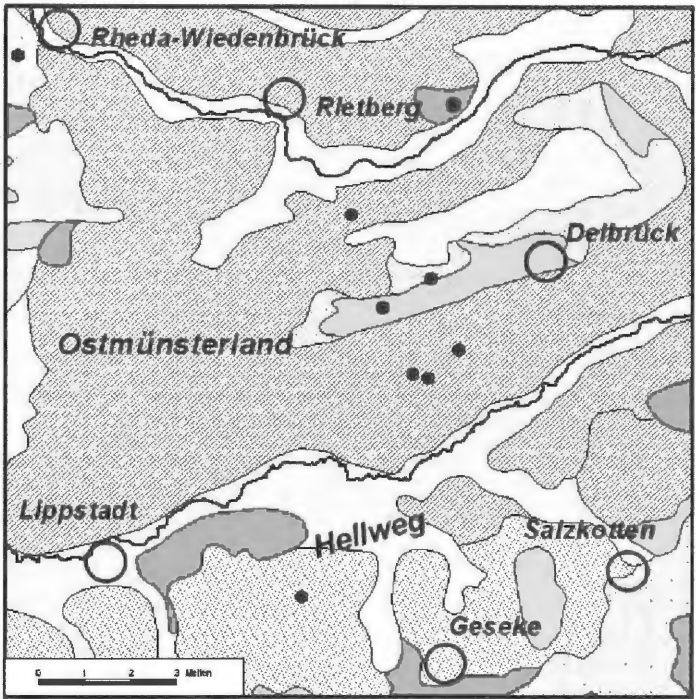
In der vorliegenden Arbeit wird anhand der vorliegenden Aufschluss- und Bohrprofile eine lithologisch-petrographische Beschreibung und Korrelation dieser frühsaale- bis fröhndrenthezeitlichen Sedimentfolgen vom Flussgebiet der Ems über den Delbrücker Rücken und das Talgebiet der Lippe bis zum Hellweg vorgenommen. Aufgrund der sedimentologischen, palynologischen und schwermineralogischen Daten werden die wegen ihrer Humosität bisher als Schichten des ausgehenden Holsteins oder umgelagerte Schichten des Holsteins angesprochenen Sedimente als Bildungen des Wacken-/Dömnitz-Interstadials bzw. Bantega-/Hoogeveen-Interstadials interpretiert.







## 2 Flussgebiet der Ems

Im Flussgebiet der Ems stützt sich die Beschreibung der frühsaale- bis drenthezeitlichen Schichtenfolge vor allem auf den Aufschluss der Ziegelei Rehage bei Westerwiehe. Neu bearbeitet wurden die Ablagerungen im Bereich der ehemaligen Ziegelei Eusterbrock, Rheda-Wiedenbrück. Hinzu kommen Hinweise aus einzelnen Bohrungen, die dort für geologische oder hydrogeologische Fragestellungen niedergebracht worden sind.



3451000  
5746000



-  Auenablagerungen
-  Löss und Sandlöss
-  Flussterrassen
-  Grundmoräne
-  Schmelzwassersande
-  Kreide

● Lage der Profile



3475000  
5722000



Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet im östlichen Nordrhein-Westfalen

## 2.1 Ziegelei Rehage bei Westerwiehe

Innerhalb der flachwelligen Flusslandschaft der oberen Ems kommen die mergeligen Kreide-Gesteine (Emscher-Mergel, Obersanton, krsa 4) des Münsterländer Kreide-Beckens bei Westerwiehe nahe an die Geländeoberfläche heran und werden dort auf dem Gelände der Fa. Rehage zur Ziegelherstellung abgebaut. Dabei werden auch die darüberliegenden jüngeren pleistozänen Ablagerungen mitgewonnen, die dort am Nordufer der Ems in Form von Kiesen, Schluffen und Sanden vorhanden sind. Sie weisen auf ein ehemals höher liegendes Talniveau der Ems hin, das dort während des Mittelpleistozäns (Elster, Holstein, Saale) bestanden hat. Diese Schichtenfolge war in den vergangenen Jahrzehnten mehrfach aufgeschlossen und der Beobachtung zugänglich. Die Schichten wurden erstmals von SERAPHIM (1966) erwähnt, eine ausführliche Bearbeitung erfolgte ca. 20 Jahre später im Verlaufe der geologischen Aufnahme der TK 25: 4117 Verl (SKUPIN 1987).

Im allgemeinen beginnt die Schichtenfolge im Bereich der Ziegelei Rehage zuunterst mit bis zu ein Meter mächtigen Kiesen (Taf. 1, Fig. 1). Hierbei handelt es sich überwiegend um Plänerschotter der Kreide, denen paläozoische Bestandteile des Rheinischen Schiefergebirges beigemischt sind. Sie stammen überwiegend aus dem Einzugsgebiet der Alme, die mit ihrem Schwemmfächer einst bis in diesen Raum gereicht hat und vermutlich als Ältere Mittelterrasse der Elster-Kaltzeit aufzufassen ist (SKUPIN 1994, LENZ & SKUPIN 2002).

Mit Beendigung der Schotterablagerungen wurden die Sedimentationsbedingungen allmählich ruhiger. Bei hochstehendem Grundwasser bildeten sich in einem flachen Gewässer Niedermoore mit Torfen, die immer wieder von feinkörnigen Sanden und Schluffen unterbrochen werden. Die Wassertiefe war vermutlich nur gering und nahm im Laufe der Zeit durch die Ablagerung von Kalkschlamm und abgestorbener organischer Substanz weiter ab.

In diesem pflanzenreichen und kalkgesättigten Gewässer, z. B. Flachwassersee oder Altwasserarm, lebten Gastropoden (Schnecken), wie sie noch heute in jedem kleinen Graben oder Teich anzutreffen sind (z. B. *Valvata piscinalis*, *Lymnaea stagnalis*, *Anodonta*): Entsprechend der sich im Bereich flacher, ufernaher Lebensräume rasch ändernden Wasser- und Feuchtigkeitsverhältnisse sind andererseits auch Vertreter des fließenden Gewässers (*Unio*, *Pisidium*) oder mehr des Sumpfes (*Valvata cristata*, *V. pulchella*) vorhanden. Hinzu kommen Faunenbestände aus dem ufernahen Bereich, die erst sekundär durch Umlagerung, etwa Überschwemmung, in das Wasserbiotop gelangt sind. Hierzu zählen sowohl Gastropoden der offenen Landschaft (*Vallonia costata*, *V. pulchella*) wie des Waldes (*Cepaea hortensis*, *Vitrea crystallina*) (Bestimmung H. SCHÜTT, Düsseldorf-Benrath).

Die gleichzeitig darin enthaltene Pflanzensubstanz lieferte neben grösseren Holzresten (Stamm-, Zweig-, Wurzelstücke) Zapfen und Früchte von *Picea abies* (Fichte) und *Alnus* (Erle), im Siebrückstand fanden sich darüber hinaus große Mengen von Früchten und Samen zahlreicher anderer Pflanzen (z. B. *Rubus idaeus* (Himbeere), *Urtica dioica* (Brennnessel), *Viburnum lantana* (Woll-Schneeball) (Bestimmung G. GROSSE-BRAUCKMANN, Inst. f. Botanik, TH Darmstadt, vgl. SKUPIN 1987). Hierbei haben in den tieferen Torflagen die Wasserpflanzen, insbesondere die Characeen (Armlauchalgen), ein ziemlich hohes Gewicht, während in den höheren Lagen die terrestrischen Arten etwa stärker hervortreten. Im Pollenspektrum (Abb. 2) der organischen Substanz sind Baumpollen dominant, wobei in erster Linie winterharte Gehölze vertreten sind: *Pinus* (Kiefer), *Picea* (Fichte), *Betula* (Birke), *Salix* (Weide). Die Alnuskurve (Erle) ist geschlossen und *Abies* (Tanne) erreicht in 75 cm Teufe ein markantes Maximum. Anspruchsvollere Gehölze (*Ulmus*, Ulme) sind nur in Spuren nachgewiesen. Pollen krautiger Pflanzen sind untergeordnet; nur die Pollen der Süß- und Riedgräser erreichen an der Basis des Spektrums höhere Werte. Zuoberst wird der Moorboden durch eine von zahlreichen Baumstämmen gekennzeichnete Lage eines ehemaligen Waldbodens abgeschlossen. Diese sind z. T. angekohlt und zeigen an der Stammoberfläche Fraßspuren des Borkenkäfers.

Dichte Bewaldung bei gleichzeitigem Fehlen charakteristischer holsteinzeitlicher Florenelemente (z. B. *Pterocarya* (Flügelnuß), *Buxus* (Buchsbaum), *Vitis* (Wein) mag im Zusammenhang mit der wahrscheinlich warmzeitlichen Schneckenfauna eher für einen wärmeren Abschnitt (Interstadial) innerhalb der beginnenden Saale-Eiszeit sprechen, nämlich dem Wacken-/Dömnitz-Interstadial (= Hooegeveen-Interglazial). Vor allem aber fehlt die für die Holstein-Warmzeit typische Kiefern-Erlen-Dominanz. Ferner breitet sich die Fichte erst relativ spät aus.

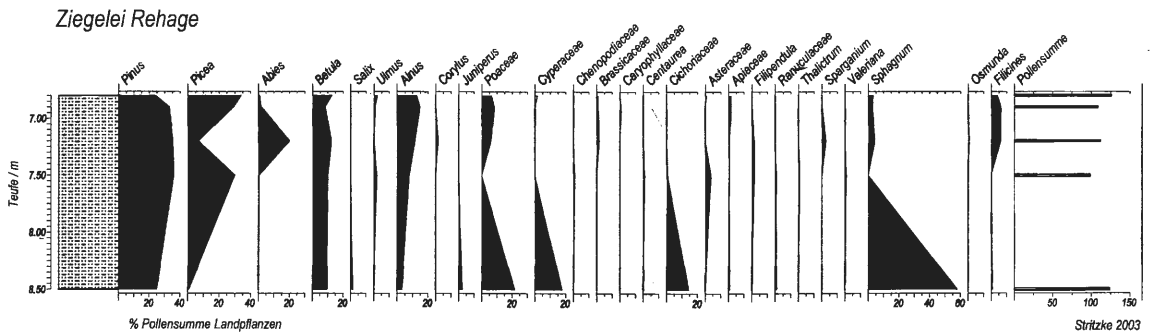


Abb. 2: Pollendiagramm aus der Ziegelei Rehage.

Altersdatierungen an verschiedenen Torfproben aus diesen Basisschichten mittels U/Th-Methode (M.A. GEYH, Nieders. L.-Amt Bodenforsch.) ergaben bezüglich des erwarteten Alters leider kein befriedigendes Ergebnis. Im Vergleich zu den TL-Altern von  $240\ 000\ \text{ka} \pm 20\ 000$  beziehungsweise  $297\ 000 \pm 35\ 000\ \text{ka}$  (Untersuchung L. ZÖLLER, Univ. Heidelberg) für die darüber liegenden Oberen Schneckensande erscheinen die U/Th-Alter viel zu jung. Zwei Proben fallen mit einem korrigierten U/Th-Alter von  $70,7 \pm 1,1\ \text{ka}$  beziehungsweise  $62,6 \pm 1,8\ \text{ka}$  in das Ende des der Eem-Warmzeit. Die beiden anderen mit einem Alter von  $148 \pm 3,8\ \text{ka}$  beziehungsweise  $173 \pm 6\ \text{ka}$  in die Saale-Kaltzeit. Eine mögliche Erklärung für dieses junge Alter wäre eine postsedimentäre Uran-Aufnahme, zumal der Schwemmtorf durch wasserdurchlässige Sande über- und unterlagert wird. Das höchste U/Th-Alter von  $173\ \text{ka}$  läge demnach dem wahren Alter am nächsten. Der Grund hierfür ist außerdem in einer zu geringen Mächtigkeit der untersuchten Torfschicht zu suchen, die unter  $0,3\ \text{m}$  lag.

## 2.2 Ehemalige Ziegelei Eusterbrock, Rheda-Wiedenbrück

Die stratigraphische Stellung der präglazialen Schichtenfolge im Bereich der ehemaligen Ziegelei Eusterbrock, ca.  $1\ \text{km}$  südwestlich von Rheda-Wiedenbrück, ist seit langem Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen (SCHMIERER 1932, WEHRLI 1941, ARNOLD 1977). Hierbei kam man zu dem Schluss, dass die dort über den Schichten des Campans anstehenden schluffig-humosen Schichten vermutlich als Bildungen des vorletzten Interglazials (Holstein) anzusprechen sind, wobei sie aufgrund der darin enthaltenen, z. T. kontinentalen Schneckenfauna sowie dem Fund eines Backenzahns von *Mammuthus primigenius* (BLUMENBACH) wohl am ehesten an dessen Ende gebildet wurden.

Die Schichtenfolge der Abgrabung Eusterbrock besteht nach den vorliegenden Beschreibungen von oben nach unten aus einer geringmächtigen Auflage aus lehmigem Sand oder Feinsand, schwach schluffig, schwach tonig (= Geschiebedecksand oder Flugsand) über saalezeitlicher Grundmoräne beziehungsweise Steinsohle der Grundmoräne. Darunter folgt eine mehrere Meter mächtige Abfolge aus sandig-tonigem Schluff beziehungsweise Ton bis Tonmergel, z. T. reichlich molluskenführend, stellenweise humos, bei denen es sich zumindest in den oberen Abschnitten der Schluffe nach den regionalgeologischen Verhältnissen um Äquivalente des Oberen Schneckensands handeln dürfte (Abb. 3). An der Basis stehen Tonmergelsteine des Unteren Untercampans (krca1) an (s. Kap. 7.1, Aufschlüsse 2 u. 3; Kap. 7.2, Brg. 1).

Bei der darin nachgewiesenen Molluskenfauna handelt es sich überwiegend um Landschnecken, wie man sie in Flussnähe findet. Sie sind nachfolgend in moderner Bezeichnung aufgeführt.

*Vitrina*, *Vitrea* (*Crystallus*) *crystallina* (O.F. Zonitoides *nitidus* (MÜLLER), *Nesovitrea ammonis* (STRÖM), *Limax*, *Discus ruderatus* (FÉRUSSAC), *Punctum* (*Punctum*) *pygmaeum* (DRAPARNAUD), *Bradybaena fruticum* (O. F. MÜLLER), *Trichia hispida* (LINNAEUS), *Perforatella bidentata* (GMELIN), *Arianta arbustorum* (LINNAEUS), *Clausilia* (*Clausilia*) *pumila* PFEIFFER, *Clausilia bidentata* STRÖM, *Succinea* (*Succinella*) *oblonga* DRAPARNAUD, *Succinea schumacheri* ANDREÀ, *Vallonia pulchella* (O.F. MÜLLER), *Vallonia enniensis* (GREDLER), *Vallonia costata* (O.F. MÜLLER), *Vertigo antivertigo* (DRAPARNAUD), *Vertigo pygmaea* (DRAPARNAUD), *Vertigo substriata* (JEFFREYS), *Vertigo*

	Gliederung des Quartärs					
Jahre vor heute	überregionale Gliederung				Schichten	
110 000	Pleistozän	Oberpleistozän	Weichsel	Spätglazial	Talsand	
				Hochglazial		Löss, Sandlöss
Frühglazial				Schluff-Folge		
127 000		Eem			Knochenkies	
					Erosion	
330 000		Mittelpleistozän	Saale	Warthe	Wacken/Schöningen	Erosion
	Vorselaer					
	Drenthe			Nachschüttsand Grundmoräne Vorschüttsand, Beckenton		
	Frühsaale			Oberer		
			Fuhne	Wacken-Schichten	Schneckensand	
			Holstein	Unterer Schneckensand		
		Elster	Ältere Mittelterrasse			

Abb. 3: Die Lithostratigraphie des Quartärs im östlichen Westfalen

*geyeri* LINDHOLM, *Vertigo (Vertilla) angustior* JEFFREYS, *Pupilla (Pupilla) muscorum* LINNAEUS, *Cochlicopa lubrica* (O.F. MÜLLER), *Carychium minimum* O.F. MÜLLER

Die darin vereinzelt auftretenden Muscheln (*Pisidium sp.*) und Wasserschnecken

*Galba truncatula* (O.F. MÜLLER), *Anisus leucostomus* (MILLET), *Valvata (Cincinna) pulchella* STUDER, *Stagnicola palustris* (O.F. MÜLLER) und *Planorbis planorbis* (LINNAEUS)

dürften in Tümpeln gelebt haben, die häufig austrockneten, was an der geringen Gehäusegröße abzulesen ist (SCHMIERER 1932:699). Insgesamt spricht die Fauna für ein eiszeitliches Klima, wobei die Artenvielfalt wiederum an höhere Temperaturen eines Interglazials oder Interstadials denken lässt.

Nachdem die vormals durchgeführten Pollenanalysen negativ verlaufen waren (SCHMIERER 1932), wurden diese jüngst mit Erfolg wiederholt. Ausgangspunkt war eine im Jahre 2000 auf dem Gelände der Ziegelei Eusterbrock vorgenommenen Sondierbohrung (s. Kap. 7.2, Brg. 1), die im Teufenbereich 3,60-6,80 engständig beprobt und untersucht wurde. Das Ergebnis ist im Pollendiagramm der Abb. 4 dargestellt. Dominante Elemente sind vor allem *Pinus* (Kiefer), sodann *Betula* (Baumbirke), *Alnus* (Erle) sowie die Poaceae (Süßgräser) und Cichoriaceae (Korbblütler). Die Elemente des Eichenmischwaldes sind ebenso unbedeutend wie *Corylus* (Hasel). Auffallend ist der Nachweis neogener bzw. frühpleistozäner



### 3 Delbrücker Rücken

Im Bereich des Delbrücker Rückens setzt sich die frühsaalezeitliche Schichtenfolge an dessen Basis ungestört nach Süden fort. Darüber folgen weithin glazifluviale, glazilimnische und glazigene Sedimenten des drenthezeitlichen Eisvorstoßes, die in der Vergangenheit an den Flanken des Delbrücker Rückens in Baugruben und Abgrabungen mehrfach aufgeschlossen waren.

#### 3.1 Bohrungen Hagenhoff, Westenholz und Heihoff, Nordhagen

Mehrere im Verlaufe der geologischen Kartierung der Messtischblätter 4217 Delbrück (SKUPIN 1983) und 4216 Mastholte (SKUPIN 1996) niedergebrachte Rammkernbohrungen (RK Heihoff, TK 25: 4217 Delbrück und RK Hagenhoff, TK 4216 Mastholte, s. Kap. 7.2, Brg. 3 u. 4) erschlossen eine komplette Schichtenfolge mit einem weitgehend identischen Schichtaufbau, der nachfolgend im einzelnen dargestellt ist:

Wie im Bereich der Ems bestehen die pleistozänen Ablagerungen zuunterst aus einem grauen, sandig-schluffigen Kies mit einzelnen Zwischenlagen aus Fein-, Mittel- und Grobsand sowie dünnen Lagen aus grauem bis dunkelgrauem, feinsandigem, schwach tonigem Schluff (= Unterer Schneckensand). Hauptbestandteile innerhalb der Kiese sind Plänerkalksteine aus Oberkreidematerial. Daneben sind vor allem paläozoische Bestandteile des Rheinischen Schiefergebirges sowie Unterkreide-Sandsteine des Eggegebirges anzutreffen („Almekies“). Nordische Geschiebe fehlen. Bei den Schwermineralen dominieren die stabilen Komponenten, zum Beispiel Epidot (21,2-28,6 %) und Zirkon (22,3-26,8 %); danach folgen mit abnehmenden Gehalten Granat (21,9-25,6 %), Turmalin (11,8-12,5 %) sowie Grüne Hornblende (4,6-6,0 %) (Abb. 5).

Auf die grob- bis feinklastischen Ablagerungen des Unteren Schneckensands folgen die feinkörnigen Sand- und Schluffabsätze des Oberen Schneckensands. Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um einen kalkhaltigen (5-15 %  $\text{Ca CO}_3$ ), schwach tonigen, stark feinschluffigen Grobschluff (= Löss) mit gelegentlichen Feinsandlagen und einem wechselnden Gehalt an organischer Substanz (Sand-, Schluff- und

Profil Linne

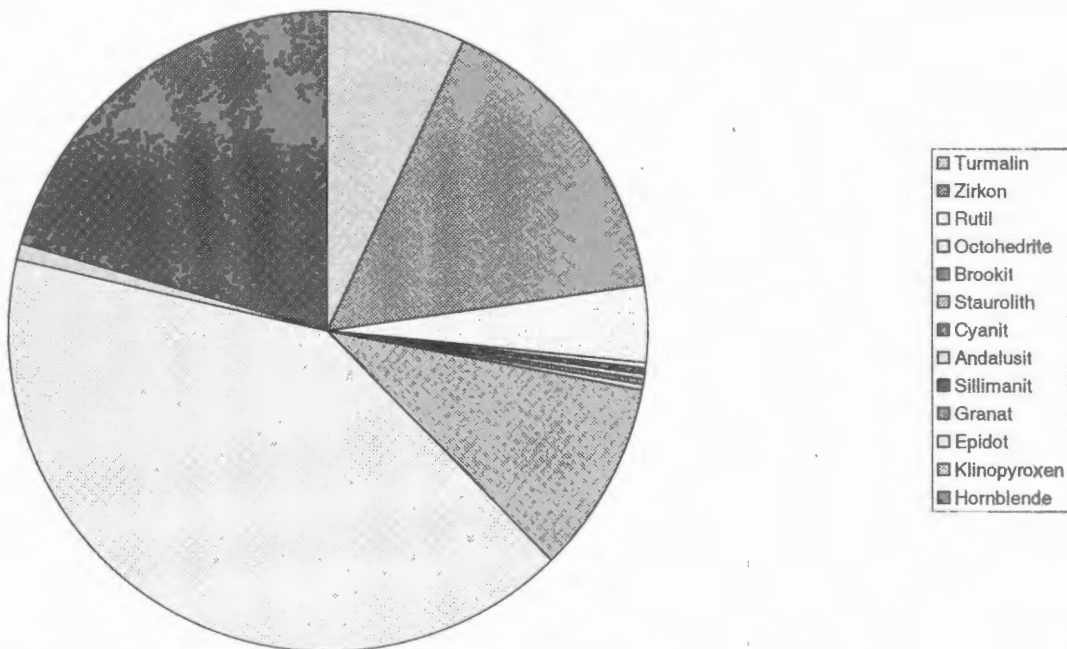
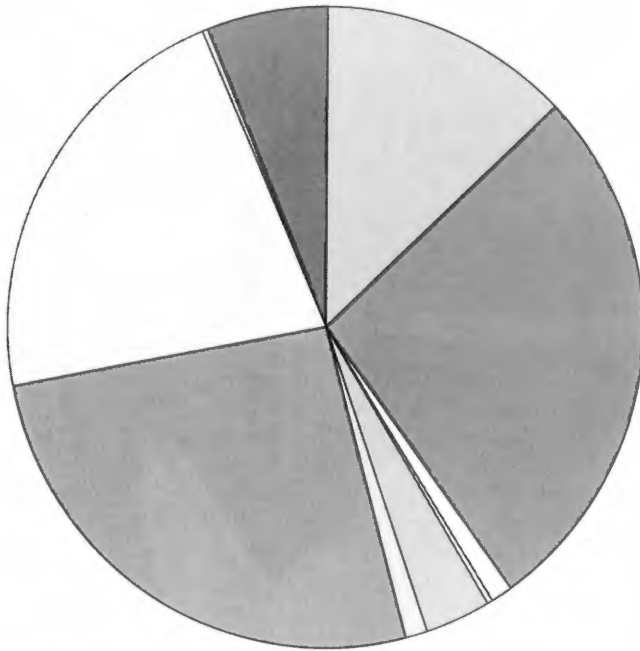


Abb. 5: Schwermineralspektren – a) Aufschluss Hagenhoff

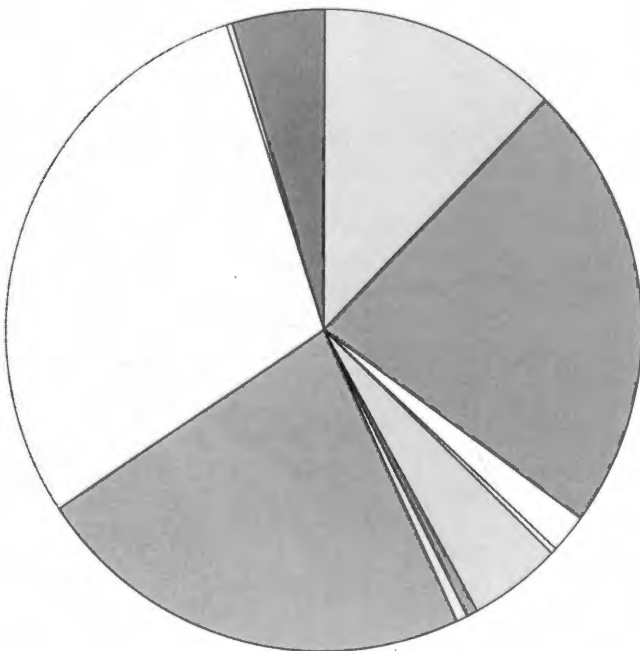
Profil Heihoff



- Turmalin
- Zirkon
- Rutil
- Anatas
- Brookit
- Staurolith
- Cyanit
- Andalusit
- Sillimanit
- Granat
- Epidot
- Klinopyroxen
- Hornblende

Abb. 5: Schwermineralspektren – b) Aufschluss Heihoff

Profil Hagenhoff



- Turmalin
- Zirkon
- Rutil
- Anatas
- Brookit
- Staurolith
- Cyanit
- Andalusit
- Sillimanit
- Granat
- Epidot
- Klinopyroxen
- Hornblende

Abb. 5: Schwermineralspektren – c) Bohrung Linne

Torfmudden). Letztere sind lagenweise, so vor allem an der Basis, stark angereichert und bilden dort als schwarzbraune Torfschicht die Grenze zum unterlagernden Unteren Schneckensand. Schwermineralogische Untersuchungen an den Schichten des Oberen Schneckensands ergaben einen relativ hohen Anteil an stabilen und mäßig stabilen Komponenten mit 17,8-27,1 % Zirkon, 5,4 % Turmalin und 19,5 % Granat sowie einen relativ geringen Anteil an instabilen Schwermineralen mit 29,3 % Epidot, 11,6 % Grüne Hornblende und 0,2-0,5 % Klinopyroxen.

Umfangreiche pollenanalytische Untersuchungen sowohl am Profil Heihoff/Nordhagen als auch Hagenhoff/Westenholz erwiesen sich allerdings jeweils als wenig aufschlussreich. Fast das gesamte Profil zeigte sich mehr oder weniger pollenarm oder -leer. Nur in wenigen Abschnitten konnten größere Pollenmengen gewonnen werden, wobei das Spektrum von Pollen der Nadelhölzer *Pinus* (Kiefer) und *Picea* (Fichte) beherrscht wird. Daneben sind noch *Betula* (Birke) und *Alnus* (Erle) nachzuweisen. Dies gilt in noch geringerem Maße von *Corylus* (Hasel) oder Vertreter des Eichenmischwaldes. Der Anteil an Nichtbaumpollen liegt deutlich unter dem der Baumpollen.

Biostratigraphisch sind die vorliegenden Pollenspektren wenig aussagekräftig. Wegen des Mangels an verwertbaren Faunen- und Pollenassoziationen im Profil des Oberen Schneckensands muss man davon ausgehen, dass zu dieser Zeit eine offene, baumarme Vegetation vorherrschte, die auf ein mehr oder weniger gemäßigt arktisches, eventuell noch subarktisches Klima schließen lässt. Nur im Übergangsbereich Oberer/Unterer Schneckensand bieten die Pollenspektren das Vegetationsbild eines noch lichten borealen oder schon subarktischen Nadelwaldes. So können die vorliegenden Florenelemente sowohl als Nachschwankung des Holstein-Interglazials als auch Vertreter eines frühen Abschnitts der Saale-Kaltzeit aufgefasst werden (Untersuchung H.-W. REHAGEN und R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Im Vergleich zu den Vorkommen Westerwiehe und Westenholz-Schöningen ist die Ähnlichkeit jedoch zu letzterem wesentlich größer, da die wärmeliebenden Florenelemente weitgehend fehlen.

## 4 Flussgebiet der Lippe

### 4.1 Abgrabung Schaperdot

Südlich des Delbrücker Rückens setzt sich die saalezeitliche Schichtenfolge unter den weichselzeitlichen Ablagerungen der Lippe bis auf Höhe der Lippe fort. Die dort unter den Talsanden vorhandenen Schluffe des oberen Schneckensandes bestehen wie im Bereich des Delbrücker Rückens und der Ems aus einem hohen Grobschluffanteil (ca. 60-65 %) mit einem Carbonatgehalt von 20-25 %.

Angaben hinsichtlich der Molluskenführung dieser Schichten werden von STEUSLOFF in LOTZE (1951) für eine Bohrung im Bereich von Anreppen, ca. 6 km lippeaufwärts („Brg. 4“, TK 4217 Delbrück, R 34 71 570, 57 34 710) mitgeteilt. An Landschnecken wurden hierbei die Formen

*Pupilla (Pupilla) muscorum* O.F. MÜLLER, *Succinea (Succinella) oblonga* DRAPARNAUD, *Succinea oblonga schumacheri* ANDREÄ, *Succinea antiqua* COLBEAU, *Vertigo parcedentata* SANDBERGER, *Vertigo (Vertigo) genesii* (GREDLER), *Vallonia costata* (O.F. MÜLLER), *Vallonia alamannica* GEYER, *Trichia (Trichia) hispida* (LINNAEUS), *Paraspira leucostoma* MILLET, *Paraspira spirorbis* LINNAEUS, *Columella columella* (v. MARTENS)

Bei den Wasserschnecken wurden

*Gyraulus crista* DRAPARNAUD, *Gyraulus laevis* (ALDER), *Stagnicola palustris* (O.F. MÜLLER), *Galba truncatula* (O.F. MÜLLER), *Lymnaea stagnalis* (LINNAEUS), *Planorbis planorbis* (LINNAEUS)

nachgewiesen.

Die Fauna spiegelt insgesamt ein periglaziales Klima wieder, wobei insbesondere *Vertigo (Vertigo) genesii* (GREDLER) auf ein kühles subarktisches Klima hinweist, da sie als mesophile Sumpf- und Wasserschnecke heute nur noch in Nordskandinavien und in der Schweiz vorkommt. Das Auftreten der beiden Arten *Lymnaea stagnalis* (LINNAEUS) und *Planorbis planorbis* (LINNAEUS) zeigt hingegen be-



reits etwas höhere Temperaturen an, wie sie etwa für ein Interstadial angenommen werden können. Eine Erklärung für die insgesamt stärker kaltzeitliche Fauna ist wohl darin zu suchen, dass bei dem Vorkommen von Anreppen nach LOTZE (1951) bereits der höhere Teil des Oberen Schneckensandes beprobt wurde, der bereits in drenthezeitliche Ablagerungen überleitet. Das gemeinsame Auftreten sowohl stärker kaltzeitlicher als auch wärmeliebender Formen kann aber auch darauf zurückgeführt werden, dass es sich bei den Oberen Schneckensanden überwiegend um Verschwemmungsbildungen handelt, in denen verschiedene Lebensgemeinschaften scheinbar zusammen auftreten.

Hervorzuheben für den Aufschluss Schaperdot ist eine an der Grenze Oberer-/Unterer Schneckensand entwickelte Steinsohle mit Holz- und Pflanzenresten, die aus einem relativ quarzschluffhaltigen, schwach glaukonitführenden, sideritischen Sediment besteht, das intensiv von einer calzitischen, marinen Mikrofauna durchsetzt ist. In verwitterten Stücken ist der Siderit infolge Verwitterung größtenteils zu Eisenhydroxid umgewandelt. Der hohe Sideritgehalt der Steinsohlenmatrix lässt vermuten, dass schon primär ein sideritisches Sediment (vergleichbar einem Weißenstein bzw. Sumpferz) vorgelegen hat, das Sand und Kies des Unteren Schneckensandes, autochthones pflanzliches und tierisches Material sowie umgelagerte Kreidereste (Quarzschluff, Mikrofossilien und Glaukonit) inkrustierte (Untersuchung G. STADLER Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Die innerhalb und auf der Oberfläche der Steinsohle vorhandenen Wurzelstücke, Zweig- und Blattreste (Taf. 1 Fig. 2) sind aufgrund einer Bestimmung durch G. GROSSE-BRAUCKMANN (Inst. f. Botanik TH Darmstadt) vermutlich als Reste von *Salix repens* (Kriechweide) (Taf. 1, Fig. 3) anzusprechen. Auszuschließen sind auf alle Fälle die Polarweiden *S. herbacea*, *S. reticulata*, *S. polaris* und *S. retusa*. Zusammen mit dem reichlich vorhandenen Schneckenmaterial (Taf. 1, Fig. 4) und vereinzelt Käferfunden aus der Familie der Holzbohrkäfer (Bostrychidae) (Taf. 1, Fig. 5) belegen sie das Ende der bisherigen Schotter sedimentation.

Eine an den in der Steinsohle vorhandenen Holzresten vorgenommene absolute Altersdatierung mittels <sup>14</sup>C-Methode erbrachte für diese Schicht ein konventionelles <sup>14</sup>C-Alter von 35 870 ± 1060 Jahren (Datierung: M. A. GEYH, Nieders. L.-Amt Bodenforsch.), weswegen die Schichtenfolge in das Weichsel-Glazial gestellt wurde (SKUPIN 1983). Aufgrund neuerer Erkenntnisse aus der Bohrung Sudhägerbruch (s. Kap. 4.3) sind diese Werte jedoch heute als Minimalalter anzusehen, so dass die Ablagerungen mit einiger Sicherheit nicht als weichselzeitlich (Grenzbereich Knochenkies/Schluff-Folge des Weichsel-Frühglazials), sondern saalezeitlich anzusprechen sind. Am ehesten kommt hier der Profilabschnitt Unterer-/Oberer Schneckensand des Saale-Frühglazials in Betracht (LENZ & SKUPIN 2002). Nach der Großrestbestimmung durch G. GROSSE-BRAUCKMANN ist dabei von einer Vegetationsphase auszugehen, in der sich das Vegetationsbild einer borealen Florenregion mit subborealen Florenelementen widerspiegelt, wie es etwa den heutigen süd- bis mittelschwedischen Klimaverhältnissen entspricht (HULTEN 1971). Schrumpfrisse, Strömungsmarken, Wickelstrukturen und Schlickgerölle (Taf. 1, Fig. 6) ergänzen das Bild einer dem wiederholten Wechsel von Wasserbedeckung und Austrocknung ausgesetzten Landoberfläche.

## 4.2 Bohrung Linne

Beim Abteufen einer Brunnenbohrung auf dem Grundstück Linne, südlich von Delbrück durch die Fa. Schniedermeier/Boke im Jahre 1993 wurden Schichtverhältnisse ähnlich denen der Abgrabung Schaperdot angetroffen. Der Bereich der Steinsohle wird dabei als grünliche, schwer zu bohrende Schicht an der Grenze Unterer-/Oberer Schneckensand angegeben. Eine im Jahre 1995 unweit der Bohrung Linne neu angesetzte Rammkernbohrung sollte die Angaben überprüfen. Diese Bohrung traf die Steinsohle leider nicht an, doch waren ansonsten die Schichtenverhältnisse gleich (s. Kap. 7.2, Brg. 5).

Das Profil lässt im Bereich des Oberen Schneckensandes, einem schwach feinsandigen, sehr schwach mittelsandigen, kalkhaltigen, grauen bis hellgrauen Schluff, stellenweise dünne Einlagerungen von humosem Schluff erkennen, zum Teil ist der Schluff auch durchgehend humusführend.

Pollenanalytisch erwiesen sich die humosen Einschaltungen als mehr oder weniger pollenleer oder uncharakteristisch. Nach den aus benachbarten Bohrungen des Blattes TK 4217 Delbrück (SKUPIN 1983) vorliegenden Pollenspektren spiegeln Teile des Oberen Schneckensandes jedoch bereits das Bild einer mehr

oder weniger subarktischen Vegetation wider, die baumlos war oder höchstens strauchtundrenartigen Charakter besaßen.

Bei den Schwermineralen des Oberen Schneckensandes beläuft sich der Anteil an stabilen und mäßig stabilen Komponenten auf 9,4 % Zirkon, 2,4 % Turmalin, 44,3 % Epidot und 14,3 % Granat. Der Anteil der instabilen Schwerminerale beträgt für Grüne Hornblende 21,3 %, für Klinopyroxen 0,56 %.

Im unteren Teil des Profils – innerhalb des Unteren Schneckensands – nimmt der Anteil der stabilen Minerale zu beziehungsweise der Anteil der mäßig stabilen Schwerminerale ab. Ermittelt wurden dort für Epidot 39,9 %, Grüne Hornblende 20,1 %, Granat 9,5 %, Zirkon 15,4 % und Turmalin 6,8 % sowie Klinopyroxen 0,67 %. Des Weiteren ist ab ca. 12 m ein gehäuftes Auftreten opaker Minerale (Alterit) zu beobachten (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst Nordrh.-Westf.). Der relativ hohe Anteil an stabilen Schwermineralen im Bereich des Unteren Schneckensands unterscheidet diesen Schichtkomplex deutlich vom Talsand der Älteren Niederterrasse im Hangenden des Oberen Schneckensands. Im Talsand beträgt der Anteil des Zirkons lediglich 1,7 % der des Turmalins 7,4 %. Demgegenüber besitzt der Granat einen Anteil von 20,9 %. Das gehäufte Auftreten opaker Minerale im unteren Teil der Bohrung (ab ca. 12 m Tiefe) lässt zudem auf eine starke Verwitterung des abgelagerten Materials schließen. Die vorliegenden Untersuchungen stimmen mit früheren Untersuchungen an den Profilen Hagenhoff und Heihoff überein (SKUPIN 1983, 1996), wo in den liegenden Unteren Schneckensanden vergleichbare Schwermineralgehalte festgestellt wurden (vgl. Abb.5).

#### 4.3 Bohrung Sudhäger Bruch

In der Rammkernbohrung Sudhäger-Bruch (R 34 65 340, H 57 33 020, s. Kap. 7.2, Brg. 6) südlich des Boker Kanals in der Gemeinde Mantinghausen folgen auf die grob- bis feinklastischen Ablagerungen der Uralme (= Unterer Schneckensand) ebenfalls feinkörnige Sand- und Schluffabsätze. Bei den Ablagerungen handelt es sich um einen kalkhaltigen (5-15 % Ca CO<sub>3</sub>), schwach tonigen, stark mittel- bis feinschluffigen Grobschluff (= „Löss“) mit gelegentlichen Feinsandlagen und einem wechselnden Gehalt an organischer Substanz (Sand-, Schluff- und Torfmudden). Letztere ist lagenweise, so vor allem an der Basis, stark angereichert und bildet dort als schwarzbraune Torfschicht die Untergrenze zum unterlagernden Unteren Schneckensand. Pollenanalytische Untersuchungen liegen nicht vor.

### 5 Hellweg

Im Verlaufe der geologischen Kartierung der Blätter 4316 Lippstadt (SKUPIN 1995) und 4315 Benninghausen (SKUPIN 2004) wurden im Bereich des Unteren Hellwegs innerhalb des Oberen Schneckensands (=

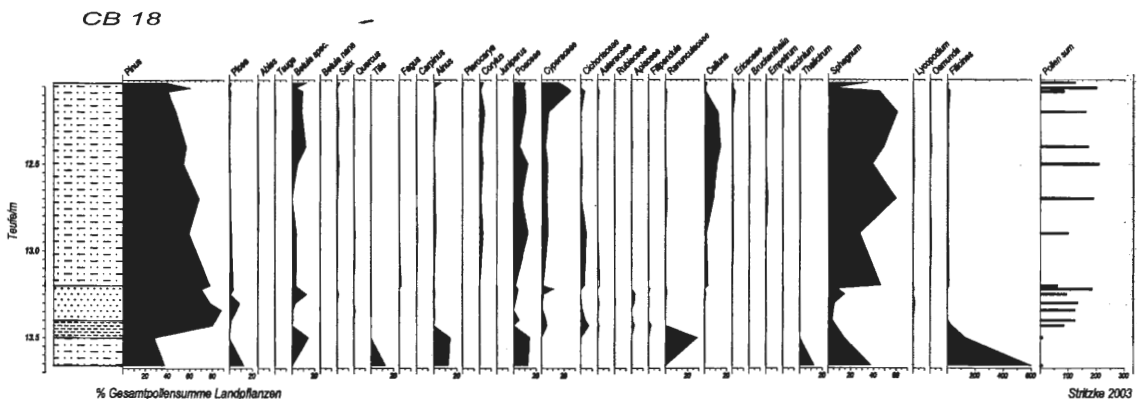


Abb. 6: Pollendiagramm der Bohrung CB 18/87

„Älterer Löss“) mehrfach humose Einschaltungen festgestellt, die einem frühsaalezeitlichen Interstadial zuzuordnen sein dürften. Hinweise auf eine zumindest kurzfristige Klimaverbesserung während dieses Sedimentationsabschnitts lieferten hierbei verschiedene Torfeinlagerungen, die jeweils wenige Meter über den Kiesen der Älteren Mittelterrasse 1 beziehungsweise über der Kreide-Oberfläche angetroffen wurden (CB 18/87, Ehringhausen und SB 127/90, Ermsinghausen, TK 4316 Lippstadt sowie RK Westernheide 1 (R 46 690, H 19 682), TK 4315 Benninghausen, s. Kap. 7.2, Brg. 7, 8 u. 9). Entsprechend dieser Einstufung sind die tiefsten Teile des oberen Schneckensandes als frühsaalezeitliche Bildungen der sog. Fulme-Kaltzeit anzusprechen. Ähnliche Bildungen sind seit langem auch aus dem Raum Dortmund (FRANKE 1929, LAURENT 1936) und von Werden a. d. Ruhr (KAHRS 1927) bekannt.

## 5.1 Bohrung CB 18/87, Ehringhausen

Das umfangreichste pollenanalytische Ergebnis lieferte die Bohrung CB 18/87, s. Kap. 7.2, Brg. 7), deren Pollendiagramm in Abb. 6 dargestellt ist. Das Pollenspektrum wird erkennbar durch *Pinus* (Kiefer) beherrscht. Von den übrigen Gehölzen sind nur die Kurven von *Picea* (Fichte), *Betula spec.* (Baumbirke) sowie *Alnus* (Erle) auf niedrigem Niveau geschlossen. Erwähnenswert sind außerdem *Betula nana* (Zwergbirke) und *Salix* (Weide); sie komplettieren das Bild eines borealen Nadelwaldes. Pollen wärmeliebender Gehölze, etwa die des Eichenmischwaldes (*Quercus* (Eiche), *Tilia* (Linde)) und von *Carpinus* (Hainbuche) und *Fagus* (Buche) sind nur in Einzelpollen nachzuweisen und offenbar von Ferne eingeweht. Im Verlaufe des Profils wird die Landschaft offener, da die Quoten der Süß- und Riedgräser zunimmt; zugleich versauert der Boden. Dies ist an der deutlichen Zunahme der Erikagewächse – vor allem von *Calluna* (Besenheide) – und von *Sphagnum* (Torfmoos) erkennbar. Insgesamt lassen sich auch in diesem Profil die pollenanalytischen Gegebenheiten eher mit frühsaalezeitlichen als holsteinzeitlichen Verhältnissen zuordnen, wie sie ZAGWIJN (1973) bei Hoogeveen oder Peele beschrieben hat. Es dominiert hier wie dort *Pinus*, ohne dass *Alnus* wie in der Holstein-Warmzeit eine größere Rolle spielte. Auch ist in Ehringhausen kein ausgeprägter *Abies*-Peak vorhanden und die Quoten der Eichenmischwaldelemente, von *Corylus* und *Carpinus* sind sehr niedrig.

## 6 Schlussfolgerungen

Die frühsaalezeitlichen Ablagerungen sind im Bereich des östlichen und südöstlichen Münsterlands in Form von schwach tonigen, schwach sandigen Schluffen (Oberer Schneckensand = „Älterer Löss“) entwickelt. Wiederholt an der Basis oder mehrere Meter darüber auftretende humose Schluff- oder Torflagen sind dabei als Bildungen eines frühsaalezeitlichen Interstadials (Wacken-/Dömnitz-Interstadial bzw. Bantega-/Hoogeveen-Interstadial) anzusprechen. Bei der Rekonstruktion der Geländehöhen ergibt sich für diese Schichten eine von Norden nach Süden zunächst abfallende und danach wieder ansteigende ehemalige Geländeoberfläche mit Werten von ca. + 80-81 m NN bei Westerwiehe, ca. + 69-74 m NN zwischen Schöning und Delbrück-Sudhagen sowie ca. + 86-89 m NN innerhalb des Unteren Hellwegs, welche das ehemalige, dem heutigen vergleichbare Relief widerspiegelt. Die Ergebnisse sind in Abb. 7 in einer Übersicht zusammengefasst.

Die Schwermineralgehalte von Oberem und Unterem Schneckensand variieren für die einzelnen Komponenten regional beträchtlich. So liegt der Anteil der stabilen Schwerminerale im Oberen Schneckensand des Delbrücker Rückens bei 37,4 %, im Bereich der Lippe bei 15,7 %. Umgekehrt wurde für den Bereich des Delbrücker Rückens ein Anteil von 29,3 %, für den Bereich der Lippe ein Anteil von 44,4 % Epidot ermittelt. Bei den instabilen Schwermineralen liegen die Verhältnisse umgekehrt mit 8,5 – 14,3 % Grüner Hornblende (Delbrücker Rücken) und 21,4 % (Lippe). So deutlich die Unterschiede im einzelnen sind, so sind sie doch nicht so gravierend, als dass sie nicht innerhalb der normalen Schwankungsbreite zu liegen kommen. Um hier zu gesicherten Ergebnissen zu kommen, müssten noch mehr Bohrungen auf ihren Schwermineralgehalt hin untersucht werden.

Höhe von Westerwiehe

Delbrücker Rücken

Lippe

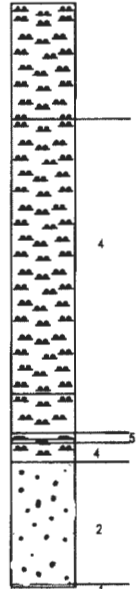
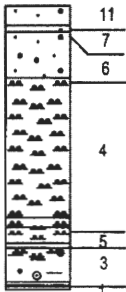
Hellweg

Ems

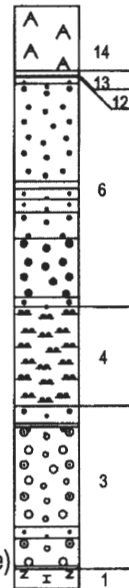
Hagenhoff

Ehringhausen

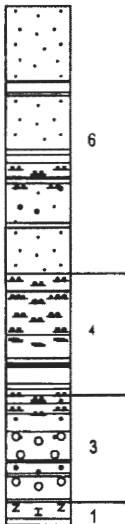
Ziegelei Rehage



Sudhäger Bruch



Lübbbers



- 14 künstliche Aufschüttung
- 13 Flugsand (Jüngere Dryas - Holozän)
- 12 Allerod-Horizont?
- 11 Flugsand (Weichsel - Holozän)
- 10 Grundmoräne (Drenthe)
- 9 Vorschüttsand (Drenthe)
- 8 Jüngerer Löss (Weichsel-Kaltzeit)
- 7 Beiningen-Steinsohle (Weichsel-K.)
- 6 Niederterrasse (Früh- bis Spätweichsel)
- 5 Wacken/Dömnitz -Ablagerungen (Frühsaale)
- 4 Oberer Schneckensand (Frühsaale - Drenthe)
- 3 Unterer Schneckensand (Holstein)
- 2 Ältere Mittelterrasse (Elster)
- 1 Santon (Oberkreide)

### Schnitt durch die Ablagerungsgebiete von Ems und Lippe

Abb. 7: Korrelation saalezeitlicher Ablagerungen im östlichen Westfalen

# 7 Aufschlüsse und Bohrungen

## 7.1 Aufschlüsse

### Aufschluss 1

Name: Ziegelei Rehage  
Lage: R<sup>34</sup> 66 750, H<sup>57</sup> 42 330; TK 4117 Verl  
+ 89 m NN

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), G. GROSSE-BRAUCKMANN (Pflanzenreste),  
H.-W. REHAGEN (Pollenanalyste), K. RESCHER, J. SCHÖNFELD (Mikropaläontologie),  
M. A. GEYH (U/Th-Datierung), L. ZÖLLER (TL-Datierung)

- 0,60 m	Fein- bis Mittelsand, z. T. stark podsoliert, grau, schwarzgrau, rost- bis gelbbraun	Flugsand (Weichsel Spätglazial-Holozän)
- 0,80 m	Fein-bis Mittelsand, lagige Anreicherung von Kies (Plänerkalkstein 19 %, Unterkreide-Sandstein 11 %, Grauwackesandstein u. Gangquarz 50 %, nordische Geschiebe 8 %, Flinte 12 %)	Steinsohle (Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit)
- 2,20 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig-kiesig, Schlufflagen nach unten zunehmend, Kies (wie oben) Periglazialerscheinungen: Eiskeile, an der Grenze Niederterrassensand/Älterer Löss, sanderfüllte Frostaschen, die in den Älteren Löss hineinreichen	Niederterrasse (Weichsel-Kaltzeit)
- 6,50 m	sandig-toniger Schluff, stark kalkhaltig, feingeschichtet, stellenweise humos mit einzelnen kleinen Holzresten, teils lagig, teils in Frostspalten oder Trockenrissen zusammengeschwemmt, Lössschnecken, z. T. lagig angereichert, einzelne Kiesstücke (wie oben), grau bis grünlichgrau oder braun	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 6,80 m	sandig-toniger Schluff, humos, mäßig kieshaltig (wie oben), braun bis dunkelbraun	
- 7,30 m	sandig-toniger Schluff, z. T. mergelig, bis schluffig-toniger Sand, feingeschichtet, stellenweise humose Anreicherungen, zahlreiche Stamm- und Zweigstücke, Koniferenzapfen, Teich- und Flußmuscheln oder-schnecken, vereinzelt Kies (wie oben), grau bis graubraun oder dunkel- bis schwarzbraun	Bantega- oder Wacken-/Dömnitz- Interstadial, Frühsaale
- 8,50 m	Tonmergel bis mergeliger Ton, kieshaltig, teils frisch, teils fließerdeartig verdichtet, vereinzelte Torfschmitzen (sekundär umgelagert), grau bis grünlichgrau, stellenweise in einzelnen Grob- bis mit Feinkieslagen (Almeschotter) übergehend, sandig vermengt	Unterer Schneckensand (Holstein- Warmzeit)
	Tonmergelstein, grau – dunkelgrau	Obersanton

### Aufschluss 2

Name: Ziegelei Eusterbrock  
Lage: R<sup>34</sup> 51 570, H<sup>57</sup> 44 020; TK 4115 Rheda-Wiedenbrück  
+ 78 m NN

Zweck: Ziegelherstellung  
Bearbeiter: SCHMIERER (1932)

- 0,50 m	Lehmiger Sand, schichtungslos, mit sehr vereinzelt, höchstens faustgroßen, nordischen Geschieben; an der Basis einzelne Brauneisenkonkretionen (alte Grundwasserausscheidungen)	Geschiebe-decksand (Warthe-Stadium bis Weichsel-Kaltzeit)
- 0,90 m	Blaugrauer, feinsandiger Ton	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 1,90 m	Desgl., mit Kalkkonkretionen und einzelnen Mollusken	„
- 2,10 m	Desgl., rostgelb, mit Brauneisenkonkretionen	„
- 2,40 m	Rostfleckiger blaugrauer Tonmergel	„
- 2,52 m	Humoser dunkler Tonmergel	„
- 2,62 m	Kalkreicher, fast weißer Tonmergel mit reicher Molluskenfauna	„
- 4,12 m	Blaugrauer Mergel	„
	Dunkle Schiefer-tonmergel mit runden Kalkkonkretionen	Unteres Untercampan (krca 1)

### Aufschluss 3:

Name: Ziegelei Eusterbrock  
Lage: R<sup>34</sup> 51 570, H<sup>57</sup> 44 020; TK 4115 Rheda-Wiedenbrück  
+ 78 m NN  
Zweck: Ziegelherstellung  
Bearbeiter: ARNOLD (1977)

- 0,25/0,50 m	Feinsand, schwach schluffig, schwach tonig	Flugsand (Weichsel-Kaltzeit)
- 1,00/1,50 m	Sand, steinig und Ton, kalkig	Grundmoräne (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 2,0 m	Schluff, sandig, tonig	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 2,3 m	Ton mit Schnecken, dunkelgrau	„
- 2,6 m	Schluff, sandig, tonig	„
- 3,0 m	Schotter, schwach schluffig, tonig, sandig	„
- 3,2 m	Schluff, sandig, tonig	„
	Tonmergelstein	Unteres Untercampan (krca 1)

### Aufschluss 4

Bezeichnung: Abgrabung Schaperdot  
Lage: R<sup>34</sup> 66 950, H<sup>57</sup> 33 850; TK 4217 Delbrück  
+ 86,0 m NN  
Bearbeiter: K. SKUPIŃ (Schichtenfolge), G. STADLER (Petrographie),  
W. WEITSCHAT (Käfer), G. GROSSE-BRAUCKMANN (Pflanzenreste),  
H.-W. REHAGEN (Pollenanalyse), M.A. GEYH (<sup>14</sup>C-Analyse)

- 1,40 m	Fein- und Mittelsand, stellenweise schwach schluffig, grau bis gelbgrau oder rostbraun	Flugsand und Uferwall (Jüngeres Dryas bis Holozän)
- 1,50 m	Schluff, torfig und Torf, schluffig, dunkelbraun bis schwarzgrau	Alleröd-Interstadial

– 9,70 m	Fein- und Mittelsand, stellenweise Grobsand und Feinkies, im unteren Teil Mittel- und Grobkies (Plänerkalkstein, glaukonitischer Kalkstein, Lydit, Sandstein, Grauwackensandstein, devonischer Massenkalk, nordische und sedimentäre Geschiebe), grau bis braungrau	Talsand und Knochenkies (Eem-Warmzeit bis Weichsel-Kaltzeit)
– 16,40 m	Schluff, Fein- und Mittelsand, stellenweise schwach kiesig, humos, kalkhaltig, z. T. Lagen von Wiesenmergel, mit Schneckenfauna, grau bis dunkelgrau	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
– 16,50 m	Quarzschluffhaltiger, schwach Glaukonit führender calzitischer Siderit, durchsetzt von aufgearbeiteter Kreidefauna, stellenweise durch Verwitterung in Eisenhydroxid umgewandelt, graugrün bis grünlichgrau bis gelbgrau oder rostbraun	Steinsohle (Bartega- oder Wacken-/Dömnitz-Interstadial, Frühsaale)
– 20,00 m	Mittel- und Grobkies (glaukonitischer Kalkstein, Lydit, Grauwackensandstein, devonischer Massenkalk), Fein- und Mittelsand, grau bis braungrau	Unterer Schneckensand (Holstein-Warmzeit)

## 7.2 Bohrungen

### Bohrung 1

Name: Kartierbohrung 3035  
Lage: R 34 51 480, H 57 44 080, TK 4115 Rheda-Wiedenbrück + 81 m NN  
Zweck: Kartierbohrung  
Bearbeiter: A. LENZ (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse)  
Bohrzeit: 17.8.2000

– 0,50 m	Grobschluff, schwach sandig, braungrau, kalkfrei, humos	Sandlöss (Weichsel-Hochglazial)
– 2,00 m	Grobschluff, hellgraubraun, kalkfrei, geschichtet in cm-Lagen „ 1-5 cm dicke Einlagerungen aus Feinsand, mittelsandig, grobschluffig, hellgelbbraun, kalkfrei	„
– 2,60 m	Grobschluff, hellgelbbraun, kalkfrei	Löss (Weichsel-Hochglazial)
– 2,90 m	Schluff, tonig, hellgelbbraun, kalkhaltig, steif	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
– 3,40 m	Schluff, tonig, steinig, hellgelbbraun, rostfarben, kalkhaltig, eisenschüssig, Gerölle aus Kalksandstein, kalkfrei stark verwittert	„
– 6,70 m	Ton, schluffig, hellgrau, schwarzfleckig, kalkhaltig, steif, stellenweise organisch, vereinzelt Molluskenschalen	Wacken-/Dömnitz-Interstadial
– 6,90 m	Ton, schluffig, hellgrau, dunkelgraufleckig, kalkhaltig Konkretionen aus Kalk, weiß	
– 8,00 m	Tonmergel, hellgrau, stark kalkhaltig, verwittert	Unteres Untercampan (krca 1)
– 8,50 m	Tonmergelstein, hellgrau, stark kalkhaltig	

### Bohrung 2

Bezeichnung: Lübbers, Westenholz-Schöning  
Lage: R <sup>34</sup> 63 190, H <sup>57</sup> 38 540; TK 4216 Mastholte + 80,5 m NN  
Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW

Zweck:	Kartierbohrung	
Bearbeiter:	K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse)	
Bohrzeit:	23.8.1993	
- 2,30 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, hellgrau bis graubraun	Talsand (Weichsel-Spätglazial)
- 2,35 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, sandstreifig, graubraun	„
- 2,65 m	Feinsand, schwach schluffig, graubraun	„
- 2,75 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, sandstreifig, graubraun	„
- 4,40 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, gelbgrau wechsellagernd mit Schluff, schwach sandig, schwach tonig, graubraun, stellenweise schräggeschichtet oder periglazial verwürgt	Sand-Schluff-Wechselfolge (Weichsel-Frühglazial)
- 4,55 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, feingeschichtet, graubraun	„
- 4,80 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, graubraun	„
- 5,25 m	Schluff, feinsandig, in engem Wechsel mit Feinsand, schluffig, grau bis graubraun oder gelbgrau	„
- 5,30 m	Feinsand, schwach schluffig, graubraun	„
- 5,45 m	Schluff, schwach feinsandig, graubraun	„
- 6,65 m	Fein- bis Mittelsand, gelbgrau, mit zahlreichen dünnen Lagen aus Schluff, feinsandig, graubraun	„
- 6,80 m	Schluff, feinsandig, grau	„
- 8,25 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, mit zahlreichen dünnen Lagen von Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, grau-braun; stellenweise kleine Wellenrippeln, stellenweise periglazial gestört	„
- 8,75 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, undeutlich geschichtet, graublau	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 8,80 m	Fein- bis Mittelsand, gelbgrau	„
- 10,15 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, graublau, mit einzelnen Lagen aus Sand (1 - 2 cm), grau, im untersten Teil Wiesenmergel-Einlagerungen, weißgrau	„
- 10,86 m	Torf, schwach feinsandig, schwarzbraun	„
- 11,00 m	Schluff, schwach humos, dunkelgrau	„
- 11,05 m	Torf, schwach feinsandig, schwarzbraun	„
- 11,15 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, humos bis schwach humos, dunkelgrau	„



- 11,65 m	Feinsand, schwach schluffig, in engständigem Wechsel mit Schluff, feinsandig, schwach tonig,, stellenweise schwach humos, zum Teil schräg-oder kreuzgeschichtet, zum Teil etwas geflasert, kleine Wellenrippeln, grau bis graubraun	„
- 11,80 m	Torf, schwach feinsandig, schwarzbraun	„
- 12,00 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau	„
- 12,25 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil Grobsand, mit einzelnen dünnen Lagen von Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau	„
- 12,55 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, grau bis dunkelgrau, mit eingelagerten Schichten aus Feinsand, schwach schluffig, kreuzgeschichtet, grau, bei 12,40 m Feinkieslage	„
- 13,10 m	Fein-, Mittel- und Grobsand, grau, mit einzelnen dünnen Lagen von Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau	Unterer Schneckensand (Holstein-Warmzeit)
- 14,00 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau	„
- 14,05 m	Fein- bis Mittelsand, graubraun	„
- 14,40 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau, einzelne Schneckenschalen	„
- 14,50 m	Fein- bis Mittelsand, grau, im Wechsel mit Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau	„
- 15,20 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau	„
- 15,30 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau, einzelne Tonlagen, dunkelgrau	„
- 15,80 m	Tonmergelstein, tonig zersetzt, dunkelgrau	Obersanton (krsa 4)
- 16,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	„

### Bohrung 3

Bezeichnung: Hagenhoff, Westenholz

Lage: R <sup>34</sup> 64 280, H <sup>57</sup> 35 310; TK 4216 Mastholte  
+ 102 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW

Zweck: Kartierbohrung

Bearbeiter: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie),  
R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse)

Bohrzeit: 19.4.1989

- 0,50 m	Fein- bis Mittelsand, schwach humos, dunkel- bis schwarzbraun	Mutterboden
- 1,00 m	Fein- bis Mittelsand, hell- bis gelbgrau, eisen- fleckig	Flugsand (Weichsel-Spätglazial bis Holozän)

- 2,50 m	Ton, stark sandig, schluffig, schwach kiesig oder steinig, einzelne nordische Geschiebe, zäh, grau bis graubraun, stellenweise rostfleckig, entkalkt	Geschiebelehm (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 6,30 m	Mergel, sandig, schluffig, kiesig, steinig (Plänerkalkstein und nordische Geschiebe), sehr zäh, grau bis dunkelgrau	Geschiebemergel (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 6,80 m	Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, flaserig geschichtet, grau bis dunkelgrau	Vorschüttsand und Beckenschluff (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 8,10 m	Fein- bis Mittelsand, stark schluffig, flaserig geschichtet, gelb- bis graubraun, rostfleckig	„
- 8,15 m	Schluff, feinsandig, hellgrau, rostfleckig	„
- 8,30 m	Feinsand, stark schluffig, gelbbraun	„
- 9,40 m	Schluff, schwach sandig-tonig, stellenweise undeutlich geschichtet, hellgrau bis gelbbraun; Eiskeilbildung	„
- 9,60 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig bis schwach schluffig, gelbgrau bis graubraun	„
- 11,40 m	Schluff, schwach feinsandig, zum Teil einzelne Sandlagen, grau- bis gelbbraun, stellenweise rostfarben; periglaziale Wickel- und Taschenstrukturen	„
- 11,50 m	Mittel- bis Feinsand, grau- bis gelbgrau	„
- 12,20 m	Schluff, grau, wechsellagernd mit bis zu 4 cm dicken Sandlagen, grau bis gelbbraun, zum Teil deutlich geschichtet (Mikrowarvenschichtung)	„
- 13,60 m	Fein- bis Mittelsand mit einzelnen Schlufflagen, gelbgrau bis gelbbraun	„
- 14,70 m	Schluff, hellgrau bis grau, wechsellagernd mit rostfarbenen Feinsandlagen, unterschiedlich deutlich geschichtet	„
- 15,10 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, graubraun	„
- 15,40 m	Schluff, graubraun, mit einzelnen dünnen Sandlagen, hellgrau	„
- 15,90 m	Mittel- bis Feinsand, hell- bis gelbgrau	„
- 26,00 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, grau bis dunkelgrau, mit einzelnen rostfarbenen Feinsand- und Feinkieslagen (Plänerkalkstein), zum Teil schwach humos	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 27,00 m	Schluff, schwach tonig, humos, dunkelgrau_ braun, ganz vereinzelt Schneckenschalenreste, stark kalkhaltig mit Carbonatkonkretionen	„
- 27,35 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil schwach schluffig, schwach feinkiesig, flaserig geschichtet, hellgrau bis gelbbraun	„
- 27,40 m	Schluff, hellgrau bis hellblaugrau	„

- 27,80 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil schluffig, grau bis hellgrau	„
- 28,00 m	Schluff, schwach tonig, schwach humos, grau bis grünlichgrau, mit einzelnen Schneckenschalenresten	„
- 28,10 m	Mittel- bis Grobsand, feinsandig, graubraun	„
- 28,65 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil schluffig, schwach kiesig (Plänerkalkstein, Tonmergelstein), dunkelgrau; periglazial verformt	Unterer Schneckensand (Holstein-Warmzeit)
- 28,67 m	Schluff, feinsandig, schwach humos, dunkelgraubraun	„
- 28,82 m	Fein- bis Mittelkies, schwach grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, Grauwackesandstein, Lydit, Hornstein), dunkelgrau	„
- 29,00 m	Tonmergelstein, grau bis grünlichgrau	Oberes Mittelsanton (krsa 3)

#### Bohrung 4

Bezeichnung: Heihoff, Nordhagen

Lage: R<sup>34</sup> 65 940, H<sup>57</sup> 36 320, TK 4217 Delbrück  
+ 100,5 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrh.-Westf.

Zweck: Kartierbohrung

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), H.-W. REHAGEN (Pollenanalyse), K. RESCHER (Mikropaläontologie)

Bohrzeit: 1980

- 1,75 m	Fein- und Mittelsand, Podsolbildung, dunkel- bis schwarzbraun, rostbraun	Flugsand (Weichsel-Spätglazial bis Holozän)
- 2,20 m	Fein- und Mittelsand, grau bis gelbgrau	„
- 4,75 m	Ton, sandig, schluffig, steinig, grau bis grünlichgrau, zahlreiche nordische Geschiebe	Grundmoräne (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 4,95 m	Ton, sandig, schluffig, kiesig, undeutlich geschichtet, grau bis blaugrau, nordische Geschiebe	Grundmoräne, waterlein-till (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 6,45 m	Fein- und Mittelsand, schluffig, schwach tonig, gelbbraun bis rostbraun	Vorschüttsand u. Beckenton (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 6,70 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, grau bis gelbgrau, z. T. rostbraun geflammt	„
- 7,00 m	Fein- und Mittelsand, einzelne Schlufflagen, gelbgrau	„
- 7,10 m	Schluff, schwach tonig, hellgrau	„
- 7,15 m	Fein- und Mittelsand, rostbraun	„
- 7,20 m	Schluff, schwach feinsandig, tonig, gelb bis gelbbraun, rostbraun geflammt	„
- 8,50 m	Fein- und Mittelsand, schluffig, vereinzelte Tonlagen, grau bis graubraun	„

- 9,25 m	Fein-und Mittelsand, schluffig, stellenweise Tonlagen grau bis graubraun	„
- 10,00 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, undeutlich geschichtet, gelbbraun bis grünlichbraun	„
- 10,35 m	Feinsand, stark schluffig, schwach tonig, graubraun	„
- 11,50 m	Schluff, schwach feinsandig, tonig, einzelne Feinsandlagen, bei 11,40 m Wickelstruktur, hellgelbbraun, stellenweise rostfarben laminiert	„
- 12,90 m	Fein-und Mittelsand, schwach schluffig, gelbgrau	„
- 13,85 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, gelbbraun	„
- 14,50 m	Fein-und Mittelsand, einzelne Schlufflagen, gelbbraun	„
- 14,55 m	Ton, schwach schluffig, dunkelgrau bis graubraun	„
- 15,30 m	Fein-und Mittelsand, stark schluffig, braungrau	„
- 15,35 m	Ton, schwach schluffig, dunkelgrau bis graubraun	„
- 15,90 m	Fein-und Mittelsand, stark schluffig, mit einzelnen Schlufflagen, gelbbraun bis graubraun	„
- 16,25 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, durch Feinsandlagen deutlich laminiert, gelbbraun bis gelbgrau	„
- 16,95 m	Feinsand, stark schluffig, schwach tonig, einzelne Schlufflagen, gelbbraun bis hellgrau	„
- 28,80 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, humos bis schwach humos, bei 19,80 m Wickelstruktur, undeutlich geschichtet, dunkelgrau bis schwarzgrau	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 29,00 m	Fein-und Mittelsand, stark schluffig, mit geringem Feinkiesanteil, grau bis hellgrau	Schneckensand (Holstein-Warmzeit)
- 29, 25 m	Schluff, stark feinsandig mit einzelnen Kieseinlagerungen (Almekies) grau	„
- 29,40 m	Schluff, schwach feinsandig, humos, dunkelgrau bis schwarzgrau	„
- 29,60 m	Fein-und Mittelkies (Almekies), stark schluffig, grau bis hellgrau	„
- 29,70 m	Fein-und Mittelsand, stark schluffig, humos, dunkelgrau bis schwarzgrau	„
- 33,35 m	Mittel- und Feinkies (Almekies), sandig, schwach schluffig, trocken, stark verfestigt, grau bis hellgrau	„
- 36,10 m	Fein- und Mittelkies (Almekies), stark sandig-schluffig, dunkelgrau bis grünlichgrau	„
- 36,20 m	Mittelsand, schwach schluffig, grau	„
- 36,30 m	Fein- und Mittelkies (Almekies), grau bis graubraun	„

- 36,35 m	Ton, schluffig, humos, dunkelgrau bis schwarzgrau	„
- 37,20 m	Mittel- und Feinkies (Almekies), grau bis hellgrau	„
- 38,00 m	Tonmergelstein, grünlichgrau	Untersanton (krsa 1)

## Bohrung 5

Bezeichnung: Bohrung Linne, Boker Heide  
 Lage: R<sup>34</sup> 65 870, H<sup>57</sup> 32 890; TK 4217 Delbrück  
 + 85,00 m NN  
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrh.-Westf.  
 Zweck: Hydrogeologische Landesaufnahme  
 Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwerminerale)  
 Bohrzeit: 25.8.1995

- 2,20 m	Mittelsand, feinsandig, rostfarben, hellgelbgrau, kalkfrei	Flugsand (Jüngerer Dryas bis Holozän)
- 2,55 m	Mittelsand, feinsandig, hellgelbgrau, kalkfrei, schräg- geschichtet, wenige Einlagerungen aus Feinkies	„
- 2,65 m	Schluff, feinsandig, grau, kalkfrei	Alleröd-Interstadial
- 2,80 m	Mittelsand, stark feinsandig, sehr schwach schluffig, hellgelbgrau, hellgrau, kalkfrei	„
- 4,20 m	Mittelsand, feinsandig, hellgelbgrau, hellgrau, kalkfrei	Talsand (Älteres Dryas)
- 4,65 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, sehr schwach feinkiesig, hellbraungrau, hellgelbgrau, kalkfrei, schlecht geschichtet	Ältere Niederterrasse (Weichsel-Kaltzeit)
- 5,20 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, sehr schwach feinkiesig, hellgelb, hellbraun, kalkhaltig	„
- 6,20 m	Kies, sandig, hellgelbgrau, kalkhaltig, Plänergerölle	„
- 7,00 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, sehr schwach feinkiesig, hellgelbgrau	„
- 7,50 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, rostfarben, kalkhaltig	„
- 7,60 m	Mittelsand, grobsandig, feinsandig, sehr schwach feinkiesig, grau, hellgrau, kalkhaltig, geschichtet	„
- 8,40 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, sehr schwach feinkiesig, hellgelbgrau, hellgrau, kalkhaltig	„
- 8,80 m	Kies, sandig, hellgelbgrau, hellgrau, kalkhaltig, Plänergerölle, nordische Geschiebe	„
- 9,80 m	Mittelsand, schwach grobsandig, feinsandig, hellgelbgrau, hellgrau, schwach kalkhaltig	„
- 10,00 m	Schluff, dunkelgrau, grau	„
- 10,35 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, hellgelbgrau, kalkhaltig, Nachfall	„
- 10,40 m	Kies, sandig, schluffig, hellgrau, grau, kalkhaltig, nordische Geschiebe, Nachfall	„

- 11,65 m	Schluff, schwach feinsandig, dunkelgrau, grau, stark kalkhaltig, geschichtet, schwach humos (wenige Schalenreste)	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 12,30 m	Grobsand, sehr schwach mittelsandig, sehr schwach feinsandig, sehr schwach feinkiesig, grünlichgrau, grau	„
- 12,45 m	Grobsand, sehr schwach mittelsandig, kiesig, schwach feinsandig, stark kalkhaltig, Schneckengehäuse	„
- 12,60 m	Schluff, hellgrau, grau, stark kalkhaltig, geschichtet, humos	„
- 12,65 m	Kies, sandig, schluffig, hellgrau, grau, stark kalkhaltig	„
- 13,40 m	Schluff, hellgrau, grau, geschichtet in mm-Lagen (zahlreiche humose Bändchen)	„
- 13,50 m	Sand, schluffig, feinkiesig, hellgrau, grau, stark kalkhaltig, sehr wenig Schneckengehäuse	„
- 13,70 m	Schluff, hellgrau, grau	„
- 14,00 m	Kies, sandig, hellgelbgrau, stark kalkhaltig, Plänergerölle, geschichtet, schwach humos (wenige Schalenreste) paläozoische Gerölle (Bändchen u. kiesige Einschaltung bei 13,55m)	Unterer Schneckensand (Holstein-Warmzeit)
- 14,25 m	Sand, schluffig, sehr schwach feinkiesig, hellbraungrau, stark kalkhaltig, Nachfall, Schneckengehäuse	„
- 14,60 m	Kies, sandig, schwach schluffig, dunkelgrau, grau, stark kalkhaltig, gebändert, Plänergerölle	„
- 15,00 m	Kies, schwach sandig, hellgelbgrau, hellgrau, stark kalkhaltig, Plänergerölle, paläozoische Gerölle	„
- 15,40 m	Sand, schwach schluffig, schwach feinkiesig, hellbraungrau, stark kalkhaltig, Nachfall	„
- 16,80 m	Mittelkies, Grobkies, schwach sandig, hellgelbgrau, stark kalkhaltig, Plänergerölle, paläozoische Gerölle	„
- 16,85 m	Feinkies, schluffig, tonig, schwach sandig, grau, dunkelgrau, stark kalkhaltig	„
- 17,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau, grau, verwittert	Untersanton (krsa 1)

## Bohrung 6

Bezeichnung: Sudhägerbruch, Mantinghausen

Lage: R <sup>34</sup> 65 340, H <sup>57</sup> 33 020; TK 4216 Mastholte + 84,5 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW

Zweck: Kartierbohrung

Bearbeitung: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenaufnahme), K. RESCHER (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwerminerale)

Bohrzeit: 12. – 13.8.1992

- 2,00 m	Sand und Schluff, schwach humos, dunkel- bis gelbbraun marmoriert	künstliche Aufschüttung
- 2,15 m	Fein- bis Mittelsand, graubraun	Flugsand (Jüngeres Dryas bis Holozän)

- 2,20 m	Schluff, feinsandig, dunkelgrau bis dunkelgrau-braun, mit Holzkohlebröckchen, schwarz	(Alleröd- Interstadial ?)
- 5,45 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig (nordische Geschiebe), feingeschichtet, hell- bis dunkelgraubraun	Talsand (Älteres Dryas)
- 5,65 m	Feinsand, schluffig, dunkelgraubraun	Schluff-Folge (Weichsel-Früh- bis Hochglazial)
- 7,20 m	Mittel- bis Grobsand, schwach feinsandig, schwach kiesig (nordische Geschiebe), graubraun	Knochenkies (Eem- bis Weichsel-Frühglazial)
- 9,00 m	Mittel- bis Grobsand, feinsandig, kiesig, hell- bis dunkelgraubraun	„
- 9,30 m	Kies, stark sandig, nordische Geschiebe, gelbgrau	„
- 12,35 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, humos schwach humos, dunkelgraubraun bis schwarzbraun, vereinzelte Schneckenschalenreste	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 12,90 m	Kies, sandig, schwach schluffig, grau bis dunkelgrau	Unterer Schneckensand (Holstein-Warmzeit)
- 13,00 m	Schluff, schwach feinsandig, humos, dunkel- bis schwarzgrau	„
- 16,10 m	Kies, sandig, schwach schluffig, grau bis hellgrau	„
- 16,45 m	Mittelsand, grobsandig, kiesig mit einzelnen grauen Schluffeinlagerungen, grau	„
- 17,40 m	Kies, sandig, schluffig, tonig, hell- bis dunkelgrau	„
- 18,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Unteres Mittelsanton (krsa 2)

## Bohrung 7

Bezeichnung: CB 18/87 (Ehringhausen)

Lage: R <sup>34</sup> 61 430, H <sup>57</sup> 25 290; TK 4316 Lippstadt  
+ 99,0 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW

Zweck: Kartierbohrung

Bearbeiter: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie),  
H.-W. REHAGEN (Pollenanalyse), H. SCHÜTT (Schneckenfauna),  
U. WEFELS (Schwerminerale)

Bohrzeit: 26.5.1987

- 0,30 m	Schluff, schwach sandig-tonig, humos, dunkelbraun	Mutterboden
- 3,55 m	Schluff, schwach tonig, gelb- bis graubraun, rostfleckig, vereinzelt Lößkindel	Jüngerer Löß (Weichsel-Hochglazial)
- 12,00 m	Schluff, schwach tonig, stellenweise gering humos, vereinzelt Plänerkies und Schneckenschalen, grau bis blaugrau 3,7 – 3,9 m <i>Trichia hispida</i> (LINNAEUS) <i>Vallonia costata</i> (MÜLLER) 4,1 – 4,4 m <i>Pupilla muscorum</i> (LINNAEUS) <i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD, <i>Columella edentula</i> (DRAPARNAUD) 11,6 – 11,8 m <i>Anisus leucostemus</i> MILLET	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)

- 13,20 m	Schluff, schwach tonig, humos, blaugrau bis grünlichgrau, Schalenreste	„
-13,40 m	Torf mit größeren Holz- und Pflanzenresten, schwarzbraun bis dunkelbraun, stark verdichtet	(Bantega-/Hoogeveen- oder Wacken-/Dömnitz-Interstadial)
- 13,50 m	Ton, schluffig, schwach humos, blaugrau bis grünlichgrau, einzelne Schalenreste	
- 14,10 m	Schluff, schwach sandig-tonig, stark carbonathaltig, hell- bis weißgrau, ähnlich einem Wiesenkalk oder Wiesenmergel, zahlreiche Schalenreste von Schnecken, vereinzelt Plänerkies	Oberer Schneckensand (Fulme-Kaltzeit, Frühe Saale-Kaltzeit)
- 17,90 m	Schluff, schwach tonig, schwach feinkiesig (Plänerkies 98,7 %, Grauwackensandstein 1,3 %), feingeschichtet, grau bis grünlichgrau	Ältere Mittelterrasse 1 (Elster-Kaltzeit)
-18,00 m	Tonmergelstein, grau	Untersanton (krsa 1)

### Bohrung 8

Name: SB 127/90, (Ermsinghausen)  
Lage: R <sup>34</sup> 59 340, H <sup>57</sup> 223 910; TK 4316 Lippstadt  
+ 107,0 m NN  
Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW  
Zweck: Kartierbohrung  
Bearbeiter: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse)  
Bohrzeit: 7.8.1990

- 0,30 m	Schluff, schwach sandig-tonig, humos, graubraun	Mutterboden
- 2,00 m	Schluff, schwach sandig-tonig, gelb- bis hellbraun, eisenfleckig	Jüngerer Löss (Weichsel-Hochglazial)
- 3,80 m	Schluff, schwach sandig-tonig, hellgraubraun bis hellgelbgrau, schwach eisenfleckig	„
- 4,60 m	Feinsand, schluff-schwach tonig, nordische Geschiebe, hellgraubraun	Grundmoräne (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 5,40 m	Mittelsand, grob- bis feinsandig, schwach schluffig, eisenschüssig, rostfarben bis graubraun	„
- 5,90 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schluffig, grau bis hellgrau	„
- 6,40 m	Schluff, feinsandig, schwach humos, graubraun	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 6,90 m	Torf, schwarzbraun	(Bantega- oder Wacken-/Dömnitz-Interstadial)
- 7,20 m	Schluff, stark tonig, schwach humos, grau	„
- 7,90 m	Schluff, stark humos, schwarz bis schwarzbraun	„
- 8,40 m	Schluff, stark humos, dunkelbraun	„
- 9,00 m	Fein- bis Mittelkies, stark sandig, grau bis hellgrau	„



## Bohrung 9:

Bezeichnung: Westernheide 1

Lage: R <sup>34</sup> 46 690, H <sup>57</sup> 19 682; TK 4315 Benninghausen  
+ 99,58 m NN

Auftraggeber: Kreis Soest

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: F. ALBAT, K. SKUPIN (Schichtenfolge), E. SEIBERTZ (Kreidefauna),  
K. RESCHER (Mikopaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse),  
A. VIETH-REDEMANN (Inkohlung)

Bohrzeit: März 1993

- 0,30 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, humos, dunkelbraun	Löss (Weichsel-Hochglazial)
- 4,20 m	Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, kalkig, rostfleckig, braun bis graubraun	„
- 4,60 m	Mittel- bis Grobsand, kiesig (Plänerkies mit nordischen Geschieben), kalkig, braun	periglaziäre bis fluviatile Sedimente (Warthe bis Weichsel-Frühglazial)
- 5,00 m	Schluff, tonig, schwach kiesig, kalkig, braun	„
- 5,40 m	Kies, stark sandig, schwach schluffig, kalkig, braun	„
- 12,10 m	Schluff, schwach tonig bis tonig, schwach feinsandig, stellenweise schwach organisch, kalkig, grau bis graubraun oder dunkelbraun (zwischen 10,15 – 10,22 m = Bantega = Büddenstedt-Interst.)	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
- 12,30 m	Sand, tonig, kiesig mit einzelnen Schneckenschalen, kalkig, grau	„
- 18,15 m	Schluff, schwach tonig bis tonig, stellenweise sandig-kiesig, im unteren Teil organische Reste, kalkig, grau	„
- 19,90 m	Fein- und Mittelsand, grobsandig, schwach kiesig, im Wechsel mit Kies, sandig, tonig und Schluff, kiesig, schwach tonig, kalkig, grau	Unterer Schneckensand (Holstein-Warmzeit)
- 26,40 m	Tonmergelstein, stark bioturbat, grau, bei 25,50 m ein <i>Platyceramus mantelli</i> (DE MERCEY)	Mittelconiac (krcc 2-3)
- 30,60 m	Ton- bis Kalkmergelstein, flaserig, stark bioturbat, grau, bei 32,9 m <i>Platyceramus mantelli</i> (DE MERCEY)	„
- 39,90 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, flaserig, stark bioturbat, einzelne <i>Inoceramenprismen</i> , grau, bei 34,4 m <i>Cremnoceramus deformis</i> (MEEK)	<i>schloenbachi</i> - Schichten (krcc 1)

## 8 Schriften und Karten

### 8.1 Schriften

- ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 4314** Gütersloh: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ERD, K. (1994): Palynologische Aussagen zum Holstein- und Saale-Komplex im Gebiet des Tagebaus Jänschwalde. – Brandenburg. geowiss. Beitr., 1 (1): 36 – 42, 4 Tab.; Magdeburg.
- FELDMANN, L.; MEYER, K.-D. [Hrsg.] (1998): Quartär in Niedersachsen. – Exkursionsführer/Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung: 205 S., 88 Abb., 9 Tab.; Hannover [Hauptversamml. Dt. Quartärvereinig. <29, 1998, Hannover>]
- FRANKE, F. (1929): Älterer interglazialer Torf und älterer und jüngerer Löss bei Dortmund. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **85** (1928): 84 – 97, 2 Abb.; Bonn.
- HULTEN, E. (1971): Atlas över växternas utbredning i Norden (atlas of the distribution of vascular plants in northwestern europe. – 531 S., 1486 Abb.; Stockholm (Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag).
- KAHRS, E. (1927): Zur Kenntnis des Emscher-Diluvium. – Mitt. Museum Stadt Essen f. Natur- u. Völkerkde., **17**: 4 S.; Dortmund. – [zugl. Sonderausz. aus „Die Heimat“]
- LAURENT, A. (1936): Glacialtorf (kein Interglacial) bei Dortmund-Brünninghausen. – 14 S.; 7 Abb., 1 Anl.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) (Unveröff.)
- LENZ, A.; SKUPIN, K. (2002): Zur Flussgeschichte von Alme, Lippe und Ems. – Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Blatt C 4314 Gütersloh, 2. Aufl.: Krefeld.
- LOTZE, F. (1951): Das Diluvium der Delbrücker Höhe im Zwischengebiet zwischen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**: 193 – 201, 4 Abb.; Stuttgart.
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland. – Meyniana, 18: 35 – 42, 6 Abb.; Kiel.
- ROHDE, P. (2000), mit Beitr. von ADAMECK, M.; BOHNENSTEIN, V.; CASPERS, G.; KOCKEL, F.; RÖHLING, H.-G.; SCHERLER, P.-Ch.; SPONAGEL, H.; STEFFENS, P.: Erläuterungen zu Blatt 3518 Diepenau. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Blatt 3518 Diepenau. – Nieders. L.-Amt Bodenforsch.; Hannover [Mskr.; dazu 1 digit. Kt. 1 : 25 000, 1 digit. Raummodell RM 253518, Quartär]
- SCHMIERER, TH. (1933): Über eine interglaziale Ablagerung nahe Wiedenbrück und ihre Fauna. – Jb. preuss. geol. L.-Anst., 53: 695 – 700; Berlin.
- SERAPHIM, E. Th. (1966): Führer zur geologisch-landschaftskundlichen Exkursion in das Delbrücker Land am 24.4.1966. – Nat. Ver. Bielefeld, 24. Exk.-Führer: 3 S., 1 Skizze.
- SKUPIN, K. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & REHAGEN, H.-W., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4217**: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1987), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4117 Verl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4117**: 114 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1994): Zur Flussgeschichte von Alme, Lippe und Ems. – Tag. dt. Quartärvereinig. (DEUQUA), 27., 1994, Leipzig: 48 – 49; Leipzig.
- SKUPIN, K. (1996), mit Beitr. von MASLOWSKI, H., & MICHEL, G., & MILBERT, G., & PAHLKE, U.: Erläuterungen zu Blatt 4216 Mastholte. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4216**: 153 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1995), mit Beitr. von JÄGER, B., & MICHEL, G., & SCHNEIDER, F.K., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4316 Lippstadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4316**: 162 S., 18 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (2004), mit Beitr. von HORNIG, W., & MEYER, B., & OESTERREICH, B., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4315 Benninghausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4315**, Krefeld.
- SKUPIN, K. (in Vorbereitung.), mit Beitr. von KRAHN, L.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 3517 Rahden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3517**, Krefeld.

- SKUPIN, K., & SPEETZEN, E. (1988): Quartär im SE-Teil der Westfälischen Bucht. – Tg. Arb.-Gem. nordwestd. Geol., 55., 1988, Bochum, Exk.-Führer, Exk. B 2: 25 S., 7 Abb., 1 Beil., 1 Taf.; Bochum.
- SKUPIN, K., & STAUDE, H. (1995): Quartär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie im Münsterland: 71 – 95, 10 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- URBAN, B. (1995): Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schönningen) in the Schönningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany). – Meded. Rijks geol. Dienst, 52: 175 – 185, 7 Abb.; Haarlem.
- WEHRLI, H. (1941): Interglaziale und vor-saaleiszeitliche Ablagerungen in der Münsterschen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., 93: 114 – 127, 4 Abb.; Berlin.
- ZAGWIJN, W.H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the Northern Netherlands. – Meded. Rijks geol Dienst, N.S.; 24: 139 – 156, 13 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Haarlem.

## 8.2 Karten

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol.-L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt C 4314 Gütersloh, 2. Aufl. (2002), Bearb. KAMP, H. von, & LENZ, A., & SKUPIN, K.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 4117 Verl (1987), Bearb. SKUPIN, K.  
 Blatt 4216 Mastholte (1996), Bearb. SKUPIN, K.  
 Blatt 4217 Delbrück (1983), Bearb. SKUPIN, K.  
 Blatt 4315 Benninghausen (2004), Bearb. SKUPIN, K.  
 Blatt 4316 Lippstadt (1995), Bearb. SKUPIN, K.

## **Tafel 1**

- Fig. 1:** Schichtenfolge in der Ziegelei Rehage (Aufnahme E.Th. SEPAPHIM)
- Fig. 2:** Kiesgrube Schaperdot: Steinsohle aus dem Grenzbereich Unterer Schneckensand/Oberer Schneckensand mit Holzrest von *Salix repens* LINNE (Kriechweide)
- Fig. 3:** Kiesgrube Schaperdor: Blattabdruck von *Salix repens* LINNE (Kriechweide) innerhalb einer steinsohlenartigen Verfestigung an der Grenze Oberer Schneckensand/Ältere Mittelterrasse
- Fig. 4:** Tongrube Ziegelei Rehage: Schnecken, Muscheln, Samen und Früchte aus Schichten des Saale-Frühglazials
- Fig. 5:** Kiesgrube Schaperdot: Steinsohle aus dem Grenzbereich Unterer Schneckensand/Oberer Schneckensand mit Holzbohrkäfer (Familie Bostrychidae)
- Fig. 6:** Kiesgrube Schaperdot: Steinsohle der Lippeterrasse mit Wickelstruktur



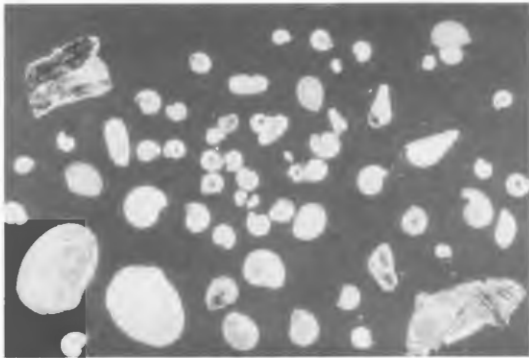
**Fig. 1**



**Fig. 2**



**Fig. 3**



**Fig. 4**



**Fig. 5**



**Fig. 6**



Geol. Paläont. Westf.	62	37 – 70	11 Abb. 2 Taf.	Münster November 2004
--------------------------	----	---------	-------------------	--------------------------

## Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich

FRANK WIESE & ULRICH KAPLAN\*

### Zusammenfassung

Bei Lengerich (Münsterland Becken, Westfalen) ist der Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereich in drei Steinbrüchen (Wicking I & II, Hohne) gut erschlossen. Er umfasst ca. 35 Meter und wurde feinstratigraphisch aufgenommen, mikrofaziell ausgewertet und multistratigraphisch (Litho-, Sequenz-, Bio-, Eventstratigraphie, stabile Isotope) gegliedert. Der bearbeitete Abschnitt repräsentiert größtenteils einen „3rd order sea level cycle“ (*perplexus*-Sequenz I). An der Basis der Sequenz liegt das Erstauftreten von *Inoceramus ex gr. perplexus*, das die Basis des Ober-Turon im inoceramischen stratigraphischen Sinne markiert. Am Top setzt der Ammonit *Subprionocyclus neptuni* ein, indikativ für die ammonitenstratigraphische Basis des Ober-Turon. *Romaniceras deverianum* in paläobiogeographisch südlicheren Regionen als Grenzmarker genutzt, spielt keine Rolle. Da Inoceramen häufig und im gesamten Profil vorhanden sind, wird das Erstauftreten von *I. perplexus* als Grenzmarker genutzt. Ausgewählte Makrofaunen (Ammoniten, Brachiopoden, Echiniden, Inoceramen) zeigen eine Beziehung zur relativen Meeresspiegelkurve: Maximum Flooding Zones sind durch geringe Diversität gekennzeichnet, zum HST nimmt die Fauna wieder zu. Der Trend bei Inoceramen ist wenig klar und bedarf weiterer Analysen.

### Summary

At Lengerich, the 35 m-thick Middle/Upper Turonian boundary interval is good exposed in three quarries (Wicking I & II, Hohne). It was measured bed-by-bed and sampled for microfacies analyses and integrated stratigraphy (litho, sequence, event, biostratigraphy, stable isotopes). The interval reflects a 3rd order sea level cycle, which is introduced here as *perplexus*-Sequence I. In the TST, the first occurrence of *Inoceramus ex gr. perplexus* is located, indicating the base of the Upper Turonian by means of inoceramids. In the late HST, the ammonite *Subprionocyclus neptuni* enters the stratigraphic record, indicativ of the ammonite-biostratigraphic base of the Upper Turonian. *Romaniceras deverianum*, a further marker used in palaeobiogeographically more southern areas, plays no roll. As inoceramids are widespread throughout the section, the FO of *Inoceramus perplexus* appears to be a reasonable boundary marker taxon. Selected macrofauna (ammonites, brachiopods, echinoids, inoceramids) show some relation to the sea-level trend: maximum flooding zones show decrease of faunal diversity and abundance, progressive shallowing in the HST is associated with increase in abundance and diversity. The pattern amongst inoceramids remain problematically and requires further work.

\* Anschrift der Autoren: Dr. Frank Wiese, Fachrichtung Paläontologie, FU Berlin, Malteserstraße 74-100, D-12249 Berlin, E-Mail: frwiese@snaflu.de; Ulrich Kaplan, Eichenallee 141, D 33332 Gütersloh, E-Mail: U.K.Kaplan@t-online.de.

# 1. Einleitung

Die erhabene Südflanke des Teutoburger Waldes besteht aus den reliefbildenden, oberkretazischen Plänerkalksteinen<sup>1</sup> des Cenoman und Turon (Oberkreide) (Abb. 1), die schon seit ca. 130 Jahren in zahlreichen Steinbrüchen im Raum Lengerich gebrochen werden. Geradezu zwangsläufig lockten so die guten Aufschlussverhältnisse frühzeitig Geognosten an. Erste Erwähnungen dieser Gesteine finden sich bereits Mitte des 19. Jahrhunderts (ROEMER, 1850). Seit dieser Zeit finden die Lengericher Plänerkalksteine immer wieder unter verschiedenen Aspekten Einzug in die Literatur, wobei Schwerpunkte meist auf regionalen tektonischen Fragestellungen oder der lateralen Korrelation der Schichtpakete lag. In der jüngeren Vergangenheit rückten zunehmend paläontologische und stratigraphische Arbeiten in den Vordergrund (Eine Übersicht über die multistratigraphische Gliederung des norddeutschen Turon gibt Abb. 2). Es zeigte sich dabei, dass besonders das mittlere und obere Turon im Vergleich zu anderen europäischen zeitgleichen Vorkommen im stratigraphischen Umfang deutlich vollständiger entwickelt ist. Somit bietet das Profil Lengerich die einzigartige Möglichkeit, den Grenzbereich Mittel-/Ober-Turon faunistisch und stratigraphisch in einem überregionalen Kontext zu diskutieren.

Die Grenzziehung zwischen Mittel- und Ober-Turon wird traditionell kontrovers diskutiert. In den paläobiogeographisch als Boreal bezeichneten Regionen nördlicher Breiten (z. B. England, Deutschland) oder auch in Japan wird das Erstauftreten des collignoniceratiden Ammoniten *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ, 1850) als Grenzmarker herangezogen (HANCOCK et al., 1977; KELLER, 1982; KAPLAN, 1986). In südlicheren Regionen, die zeitweise (z. B. Frankreich, Spanien) oder permanent (Nordafrika) unter tethyalem Einfluss lagen, definiert das Erstauftreten des acanthoceratiden Ammoniten *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY, 1841) die Basis des Ober-Turon (ROBASZYNSKI, 1983; BENGTON, 1996; WIESE, 1996; KÜCHLER, 1998). Die Nutzung unterschiedlicher Taxa für die Grenzziehung ergibt sich zwangsläufig aus den im Turon wohl entwickelten paläobiogeographischen Provinzen mit ihren jeweiligen faunistischen Eigenentwicklungen. Obwohl *R. deverianum* wie auch *S. neptuni* sowohl im Boreal als auch in der Tethys vorkommen, zeigt doch die überregionale Korrelation stabiler Isotopenkurven (WIESE, 1999; WIESE & KAPLAN, 2001), dass das Erstauftreten der Taxa in den einzelnen Regionen klar diachron ist. Ein weiterer potentieller Grenzmarker ist die inoceramide Bivalve *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880 [die früher als *Mytiloides costellatus* (WOODS, 1912) in die Literatur Eingang gefunden hat] (BENGTON 1996). Ihr Erstauftreten geht dem von *S. neptuni* etwas voran (KAPLAN, 1986; 1991a), doch liegt ihr Wert in ihrer weiten Verbreitung in der euroamerikanischen Inoceramenregion (WALASZCZYK & COBBAN, 2000) und in ihrem häufigen Auftreten.

Aus obigem Grunde wurde weder eines der erwähnten Taxa von der Internationalen Stratigraphischen Kommission ernsthaft als Marker-Taxon für die Basis des Ober-Turon in Erwägung gezogen, noch wurde ein möglicher globaler Grenzstratotyp [Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP)] festgelegt (BENGTON, 1996). So bleibt die Basis des Ober-Turon eine Unterstufengrenze, die stets auf Grund regionaler faunistischer Eigenentwicklungen definiert wurde, wobei die Brauchbarkeit dieser regionalen Definitionen für überregionale Korrelationen mit erheblichen Zweifeln behaftet sein muss. Anzumerken bleibt jedoch auch, dass bisher keine Profile unter dem Aspekt als GSSP zu dienen multistratigraphisch bearbeitet wurden.

Da die turonen Abfolgen im Raum Lengerich die Anforderungen für einen GSSP (*sensu* SALVADOR, 1994 und REMANE et al., 1996) in wesentlichen Aspekten erfüllen (u. a. stratigraphisch vollständig, fossilführend, gute Zugänglichkeit, Permanenz der Aufschlüsse), präsentierten WIESE & KAPLAN (2001) eine erste, zusammenfassende Darstellung des bisherigen Kenntnisstandes in Hinblick auf Lithologie, Faunenfolge, Stratigraphie und überregionale Korrelation des Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereichs am Beispiel der Lengericher Steinbrüche Wicking II (Intruper Berg; auflässig) und Hohne der Dyckerhoff Zement AG (Abb. 3). Die dort präsentierten Ergebnisse werden hier mit den neuen Daten ergänzt, die sich nach einer vom Westfälischen Museum für Naturkunde und paläontologische Bodendenkmalpflege,

<sup>1</sup> ZECH (1900) schreibt: Pläner = „Plauerer“ Kalk. Somit leitet sich der Begriff Plänerkalkstein möglicherweise aus einer „lautmalerischen“ Wiedergabe des sächsisch artikulierten „Plauerer Kalk“ ab. Die postulierte lithologische Gleichheit zwischen dem Plauerer Kalk und dem NW-deutschen Plänerkalkstein ist nicht ganz korrekt: ersterer repräsentiert schluffige Karbonate, letztere ist nahezu frei jedweden gröberen siliziklastischen Einflusses.



Münster geförderten Grabungskampagne im Sommer 2002 ergeben haben. Ziel dieser Arbeit soll es somit also sein, einerseits den bisherigen Diskussionsstand der deutschsprachigen Leserschaft zugänglich zu machen, andererseits die Lithologie und Faunenfolge detaillierter als bisher geschehen zu präsentieren.

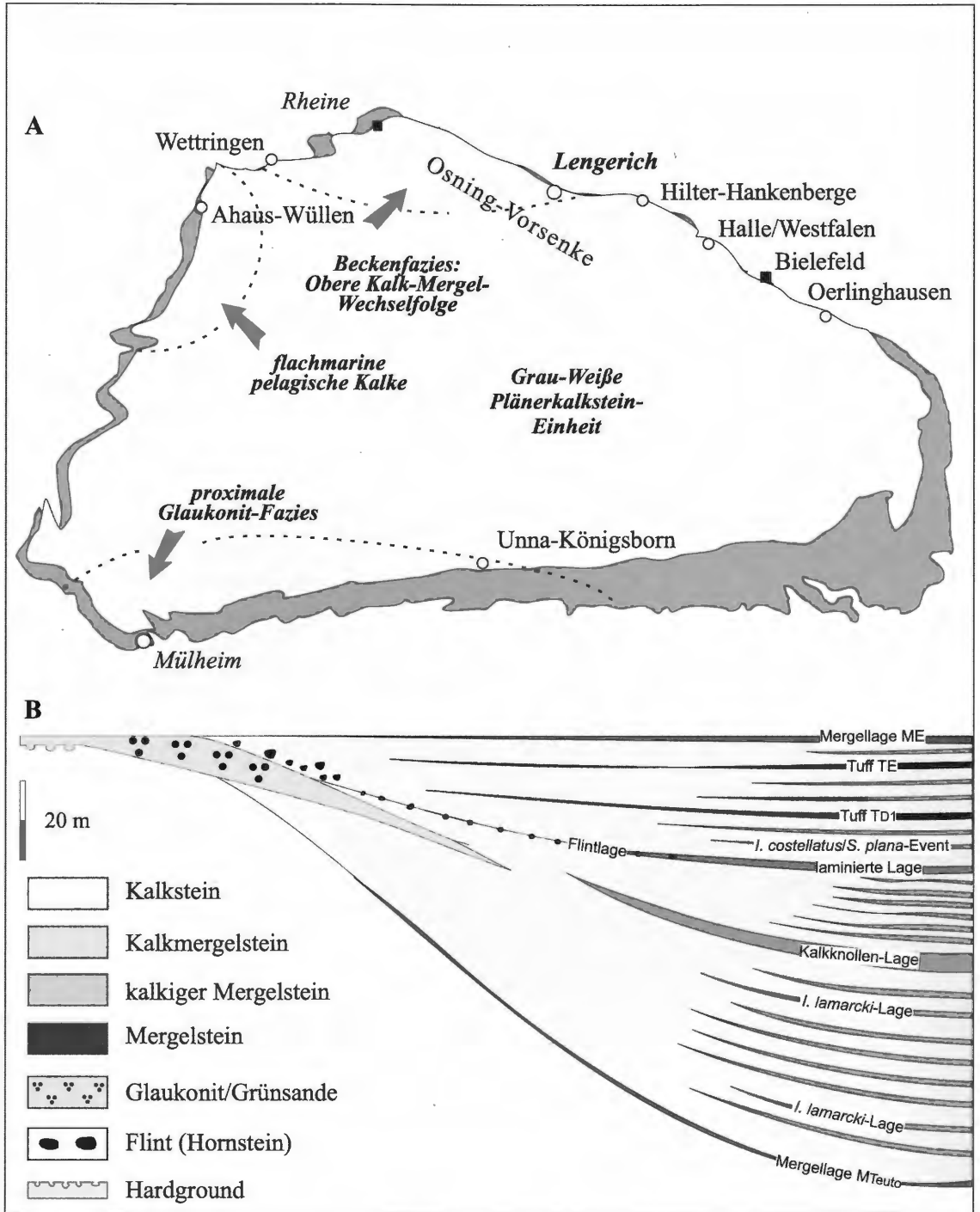


Abb. 1a: Übersichtskarte mit im Text erwähnten Lokalitäten im Münsterland sowie die räumliche Verteilung der unterschiedlichen Lithofaziestypen im Mittel-/Ober-Turon. b) Fazielle Entwicklung des Mittel-/Oberturon-Grenzbereichs im Münsterländer Becken zwischen den proximalen Ablagerungen in Klippentaschen bei Mülheim und der beckenwärtigen Fazies der Kalk-Mergel-Wechselfolge im Raum Lengerich.

	Inoceramen	Ammoniten	Eventstratigraphie	Lithostratigraphie			U.-Co.				
				S Münsterland	N Münsterland	Niedersachsen					
U.-Co.	<i>Cremonoceras deformis erectus</i>	keine Daten	rotundatus-Event	Obere Plänerkalksteineinheit	Obere Plänerkalksteineinheit	Obere Kalksteineinheit	U.-Co.				
	<i>Mytiloides scupini</i>	<i>Prionocyclus germari</i> <i>S. normalis</i>	Didymotis II-Event Didymotis I-Event	Grau-Weiße Wechselfolge	Grau-Weiße Wechselfolge	Grau-Weiße Wechselfolge					
Ober-Turon	<i>M. striatocoentr.</i> <i>M. labiatoidiformis</i> <i>I. perplexus</i>	<i>Subprionocyclus neptuni</i>	Micraster-Event Tufflage T <sub>F</sub>	S.Gs. WGK	Obere Kalk/Mergel-Wechselfolge	Untere Kalksteineinheit	Ober-Turon				
	<i>I. inaequivalvis</i> <i>I. l. stuenckei</i> <i>I. cuvierii</i> <i>I. perplexus</i>		Mytiloides incertus-Event Hyphantoceras-Event Mergellage M <sub>E</sub> Tufflage T <sub>E</sub> Tufflage T <sub>D</sub> costellatus/plana-Event								
	<i>I. inaequivalvis</i> <i>I. lamarcki</i> <i>I. lamarcki</i> <i>I. cuvierii</i> <i>I. apicalis</i>		<i>Collignoniceras woollgari</i>					lamarcki -Events Tufflage T <sub>C</sub> lamarcki-Events Mergellage M <sub>o</sub> /M <sub>Tenn</sub> Weiße Grenzbank	Untere Plänerkalkstein-Einheit	Untere Kalk/Mergel-Wechselfolge	Rotpläner
	<i>M. hercynicus</i> <i>M. subhercynicus</i>		<i>Mammites nodosoides</i>					hercynicus-Events (nur lokal entwickelt)	B.Gs.	Untere Kalk/Mergel-Wechselfolge	Rotpläner
<i>M. ex gr. mytiloides / labiatus</i>	Mytiloides Events	Grün-Graue Wechselfolge		Schwarzbunte Wechselfolge	untere						
Unter-Turon	<i>Mytiloides hattini</i>	<i>Watinoceras devonense</i>	hattini-Event (nur lokal entwickelt)				Unter-Turon				

Abb. 2: Übersicht über die stratigraphische Gliederung der turonen Plänerkalkstein-Gruppe (kompiliert aus der Literatur u.a. nach FRIEG et al., 1992; KAPLAN, 1992a und WIESE et al., 2000; mit früheren Zitaten). B.Gs.: Bochumer Grünsand; S.Gs.: Werksteinbänke des Soester Grünsandes; R.: Rothenfelder Grünsand; WGK: Weiß-Graue Kalksteineinheit. Der grau hinterlegte Bereich markiert das bearbeitete Intervall.

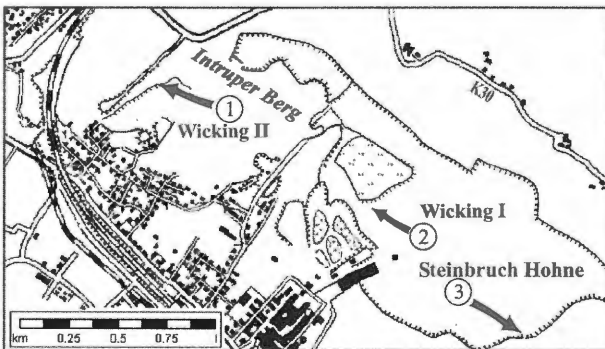


Abb. 3: Detailkarte zu den Aufschlüssen Wicking I (auflässig), Wicking II (auflässig) und Hohne (in Betrieb).

## 2. Bearbeitungsgeschichte des Lengericher Raums

Die geologische Erkundung im Raum Lengerich beginnt mit den frühen Erwähnungen bei F. ROEMER (1850) und VON DECHEN (1856), die erstmals das geologische Augenmerk auf die Plänerkalksteine der Umgegend von Lengerich richteten. WINDMÖLLER (1882) kommt der Verdienst zu, eine erste detaillierte Beschreibung der Schichtenfolge des Plänerkalksteins und seiner Gesteinsbeschaffenheit sowie teilweise seiner Fossilführung zu geben, auf dessen Arbeit HASEBRINK (1908) aufbaute. ELBERT (1901) erkannte richtig die Lengericher Plänerkalkstein-Vorkommen als distale Pendanten zu den zeitgleichen proximalen Grünsanden im Nordwesten des Münsterländer Kreidebeckens (Rothenfelder Grünsand; vgl. Abb. 2). Er diskutierte als erster die überregionale Korrelation und die faziellen Beziehungen des „Breviporus-Pläners“ mit Vorkommen in England und Frankreich. MESTWERDT (1904, 1909) beschreibt die Mächtigkeitzunahme cenomaner und turoner Ablagerungen vom südwestlichen zum nordwestlichen Teutoburger Wald und weist ebenso auf die vergleichsweise großen Mächtigkeiten der Plänerkalksteine im Raum Lengerich hin. WEGNER (1913) bildet in seiner Monographie der Geologie Westfalens geologische Strukturen aus dem Turon von Lengerich ab. Die Lengericher Oberkreide-Ablagerungen erwähnt er nur cursorisch. Später lieferte er im Rahmen eines Exkursionsführers ein generalisiertes Übersichtsprofil durch das Cenoman und Turon bei Lengerich (WEGNER, 1925). KANZLER (1920) erwähnt in seiner Geologie des Teutoburger Waldes Plänerkalkstein-Brüche im Raum Lengerich und listet Fossilvorkommen einzelner Zonen auf. HAACK (1925) interpretierte Oberkreidevorkommen des Münsterlandes im Zusammenhang mit der nordwestfälisch-lippischen Schwelle, und er erkannte bereits die klare paläogeographische Trennung der Glaukonitgesteine des Südrandes mit den turbiditischen Glaukonitgesteinen der Umgegend Bad Rothenfelde, Halle, Borgholzhausen und der Timmer Egge. Darüber hinaus fertigte er das Messtischblatt Lengerich (HAACK, 1935) an. In einer geochemischen Arbeit untersuchte HEIM (1957) die mineralischen und nicht karbonatischen Bestandteile der sogenannten „*lamarcki*-Schichten“ des Mittel-Turon und nahm eine Herkunft aus den damaligen Festlandsgebieten um den Harz und das Sauerland an.

Später folgten weitere Arbeiten zur lithostratigraphischen Gliederung des Cenoman (EISENLOHR, 1963; 1976; 1980) und zur Feinstratigraphie des Cenoman/Turon-Grenzbereichs (Schwarzbunte Wechselfolge: NIEDERMEIER, 1969a, b), der auch in neueren Arbeiten immer wieder berücksichtigt wird (ERNST, WOOD & HILBRECHT, 1984; HILBRECHT & DAHMER, 1994; LEHMANN, 1999).

WRAY et al. (1995) weisen bislang unbekannte vulkanische Aschelagen im Lengericher Turon nach und ermöglichen damit, den Raum Lengerich in ein überregionales tephrostratigraphisches Korrelationsschema zu integrieren (WRAY et al., 1996).

Die Lage Lengerichs in der Osning-Überschiebungzone und der resultierenden Tektonik nahmen Lotze und seine Schüler zum Anlass, einerseits das tektonische Inventar darzustellen (LOTZE, 1953; ROSENFELD, 1963; 1983), andererseits etablierte er das Prinzip der „Kleinstratigraphischen Einheiten („KS“) zur regionalen Korrelation der homogenen Kalk/Mergel-Wechselfolgen bei Lengerich (LOTZE, 1952; vgl. a. RICHTER, 1986). FIEDLER (1984) gibt eine zusammenfassende Übersicht zur Tektonik des Arbeitsgebietes.

Eine grundlegende Neubearbeitung der Erdgeschichte der Lengericher Oberkreide liefert KAPLAN (1992a), und KAPLAN & WIESE (2000) fassen den bisherigen Forschungsstand zu den Plänerablagerungen von Lengerich zusammen. In ihre Arbeit gehen auch Profilneuaufnahmen ein, die durch Baumaßnahmen im Betriebsgelände der Dyckerhoff Zement AG möglich waren. WIESE & KAPLAN (2001) weisen auf das Potential der Lengericher Profile als globales Standardprofil für die Definition der Basis des Ober-Turon dar. Übersichtsdarstellungen zur Fazies und Mächtigkeit der Oberkreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet finden sich bei ARNOLD (1964), der bereits auf die hohen Mächtigkeiten des Turon im Raum Bad Iburg – Lengerich hinwies. Einen zusammenfassenden Überblick über die Oberkreide des nordwestlichen Teutoburger Waldes gibt THIERMANN (1984; 1987).

Die paläontologische Erkundung der Abfolgen beginnt mit SCHLÜTER (1871-1876), der in seinen Monographien einzelne Ammoniten und Inoceramen (SCHLÜTER, 1877) des Lengericher Cenoman/Turon berücksichtigt. Als neue Art beschreibt er „*Hamites multinodosus*“ (SCHLÜTER, 1872, Taf. 32, Abb. 1; 2) [nach neuerer Nomenklatur *Neocrioceras (Schlueterella) mutlinodosum* (SCHLÜTER, 1872) *sensu* WRIGHT, 1979]. Das von SCHLÜTER (1872, Taf. 30, Abb. 13; 14) als „*Crioceras ellipticum*, Mantell“ abgebildete Exemplar eines heteromorphen Ammoniten wird von WINDMÖLLER (1882) als neue Art erkannt

und „*Crioceras schlüteri*“ benannt [nach neuerer Nomenklatur *Allocrioceras schlüteri* (WINDMÖLLER, 1882)]. ELBERT (1901) gibt für den „Breviporus-Pläner“ von Lengerich, der nach heutigem biostratigraphischen Verständnis weitgehend dem Ober-Turon entspricht, eine umfangreiche Faunenliste. Als neue Echinidengattung und -art führte er „*Holasteropsis Credneriana* Elbert“ ein, wovon ein Syntypus aus Lengerich stammt. Mit „*Dæmonhelix cretacea* nov. sp.“ beschreibt ELBERT (1901) eine neue Ichnospezies, die er den wissenschaftlichen Auffassungen seiner Zeit gemäß noch zu den Anneliden stellt. FIEGE (1930) beschrieb einige Inoceramen aus dem Raum Lengerich und bildet als *Inoceramus costellatus* Exemplare ab, denen in dieser Arbeit als *Inoceramus perplexus* eine bedeutende biostratigraphische Rolle für die Definition der Basis des Ober-Turon zukommen. Leider versäumte es FIEGE, die stratigraphische Position der ihm vorliegenden Exemplare zu präzisieren. Der Holotyp der von SEITZ (1935) neu aufgestellten Varietät „*Inoceramus labiatus* var. *subhercynica*“ [nach neuerer Nomenklatur *Mytiloides subhercynicus* (SEITZ, 1935)] stammt aus dem Turon von Lengerich. TRÖGER (1967) wählt bei seiner Erstbeschreibung von *Inoceramus fiegei fiegei* [nach neuerer Nomenklatur *Mytiloides incertus* (JIMBO, 1894)] den Holotypus aus dem Turon von Lengerich. MEIBURG & SPEETZEN (1970) beschreiben eine Lebensspur unbekannter ichnotaxonomischer Zugehörigkeit aus dem Turon von Lengerich. Einige Funde aus Lengerich werden bei der Revision ausgewählter cenomaner und turoner Ammoniten von KAPLAN (1988; 1989) und KAPLAN et al. (1998) berücksichtigt, die ebenso in die ammonitenstratigraphische Gliederung des Münsterländer Turon eingehen (KAPLAN & KENNEDY; 1996).

### 3. Geologischer Rahmen

In der weiteren Umgegend Lengerichs am Südrand des herzynisch streichenden Teutoburger Waldes oder der „Osning Zone“ im tektonischen Sinne (STILLE, 1910; LOTZE, 1953; ROSENFELD, 1983; FIEDLER, 1984; BALDSCHUHN & KOCKEL, 2000) finden sich neben einem großflächigen aktiven Betrieb einige auflässige Steinbrüche, die mit 15°-30° SW einfallende Gesteinsfolgen vom hohen Unter-Cenoman bis zum Ober-Turon erschließen. Lithostratigraphisch gehören diese Gesteine zu sogenannten Plänerkalkstein-Gruppe (ERNST et al., 1979), deren erste Gliederung bereits auf von STROMBECK (1857, 1859) zurückgeht. Strukturgeologisch liegen diese Vorkommen am Nordostrand des Münsterländer Beckens (WINDMÖLLER, 1882; HASEBRINK, 1908; WEGNER, 1925; KAPLAN, 1992a; 1998; KAPLAN & WIESE, 2000). Teile des nordöstlich angrenzenden Osnabrücker Berglandes und des Ravenberger Hügellands (Weserbergland) (STEINBERG, 1983) repräsentierten als Westfälisch-Lippische Schwelle (HAACK 1925) schon zu turonen Zeiten in Teilen ein Paläo-Hochgebiet und begrenzten so das Münsterland Becken nach NE gegen das Niedersächsische Becken. Die südliche Grenze wird durch das Rheinische Massiv markiert. Im Nordwesten grenzt das Münsterländer Becken gegen das Zentralniederländische Becken.

Im Münsterländer Becken ergibt sich in einem SW-NE-Schnitt für den Bereich Mittel-/Ober-Turon eine sukzessive Gesteinsabfolge zu progressiv distalere Faziesabfolgen (FRIEG et al., 1989): Proximale Sedimente am Nordrand der Rheinischen Masse werden insgesamt von glaukonitischen Mergeln und karbonatischen Grünsanden (Bochumer Grünsand und Soester Grünsand) gebildet. Unter Zunahme der Mächtigkeiten und Abnahme des Glaukonitgehaltes geht diese Fazies graduell in den „Weiß-Grauen Kalkstein“ über – kompakte Plänerkalksteine mit vergleichsweise geringer Mergelführung. Unter progressiver Zunahme der Mergel entwickelt sich daraus die „Obere Kalk/Mergel-Wechselfolge“ (KAPLAN, 1992a), die faziell die beckenwärtigsten Profile des Münsterländer Beckens repräsentiert (vgl. Faziesmodell Abb. 1b). Sie ist regional etwa auf einen Bereich verstärkter Subsidenz zwischen Hilter/Hankenberge und Wettringen beschränkt, in dessen Mittelpunkt Lengerich liegt. In diesem Sinne repräsentieren die Aufschlüsse der Umgegend Lengerich eine sehr distale Beckenposition, die im Vergleich mit anderen zeitgleichen Sedimenten am Südwest- und Nordrand des Osning in einigen Schichtgliedern eine mehrfach größere Mächtigkeit erreichen kann, ein Sachverhalt, der tendenziell bereits früh von MESTWERDT (1904, 1909) erkannt wurde. Damit zeigt sich recht deutlich, dass die Osning-Vorsenke (VOIGT, 1963) im Vorland des Teutoburger Waldes bzw. die Osning-Zone in oberturoner Zeit mitnichten einen simplen, parallel dem Teutoburger Wald verlaufenden Bereich verstärkter Subsidenz (ARNOLD, 1964) am Rande des aufstrebenden Hochgebietes des Niedersächsischen Beckens im Sinne VOIGT (1963) repräsentiert. Vielmehr ist das Senkungsgebiet im Raum Lengerich eine regional begrenzte Senkungsstruktur, die im Lichte neuerer Interpretationen der kreidezeitlichen Tektonik in Mitteleuropa (Transcurrents-Systeme und Strike-Slip Tektonik) zwanglos als Pull-Apart-Struktur interpretiert werden könnte, wenn auch direkte Hinweise auf Lateralverschiebungen bisher

fehlen (BALDSCHUHN & KOCKEL, 2000). Die autochthonen, proximalen Sedimente am NE-Rand des Beckens sind durch späteres Uplift, Emersion und Erosion im Bereich des heutigen Teutoburger Waldes bzw. der Osning-Zone nicht mehr erhalten und können nur aus den Allochthoniten des Rothenfelder Grünsandes (KAPLAN & BEST, 1984) und den Olistolithen der submarinen Großgleitungen zwischen dem Raum Halle (VOIGT, 1962) und Augustdorf (SKUPIN, 1990) rekonstruiert werden.

Im W/NW wurde das Plänerkalkstein-See des Münsterländer Beckens durch eine Schwelle begrenzt, auf der pelagische Schreiekreide-Sedimente in kondensierter, fossilreicher Fazies mit zahlreichen Hartgründen und Knollenkalken entstanden (z. B. Ahaus-Wüllen: Abb. 1; ERNST et al., 1998).

## 4. Lithologie, Mikrofazies und Makrofauna

Die Kalk/Mergel-Wechselfolgen vom Unter- bis zum mittleren Ober-Turon Lengerichs repräsentieren mit ca. 190 m Mächtigkeit (Basis Turon bis ca. 30 m oberhalb *costellatus/plana*-Event, noch deutlich unter dem Äquivalent der Mergellage M<sub>E</sub>; vgl. Abb. 2) die stratigraphisch vollständigsten Profile im Gebiet von Teutoburger Wald und Egge. Diese Schichtenfolge ist im Steinbruch Hohne der Dyckerhoff AG ideal erschlossen. Ein weiteres Profil im Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereich, der auflässige Steinbruch Wicking II am Intruper Berg, wurde wegen seiner vorteilhaften skelettartigen Anwitterung der wechsellagernden Plänerkalkstein- und Mergelbänke für die Profildarstellungen (Abb. 4, 5) und die Probenkampagne (Mikrofazies, Isotopen) ausgewählt. Insgesamt wurden ca. 35 Profilmeter feinstratigraphisch vermessen, besammelt und mikrofaziell ausgewertet. Der zunächst avisierte Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich (Schicht 88 bis Tufflage T<sub>D</sub>; Abb. 4, 5) erreicht eine Mächtigkeit von ca. 33 m.

Die Plänerkalkstein-Bänke schwanken in ihrer Mächtigkeit ca. zwischen 2 und 25 cm, die Mergel zwischen 1 und 15 cm. Die Plänerkalksteine im Raum Lengerich selbst repräsentieren in der Regel graue, splittrig bis spröde brechende, graue Kalkmergel- und Kalksteine, die hier wie auch in benachbarten Profilen 60-95% CaCO<sub>3</sub>-Gehalt erreichen (NIEDERMEIER, 1969b, NEUWEILER & BOLLMANN, 1991). Jedwede makroskopisch erkennbaren primären Sedimentstrukturen sind meist durch eine vollständige Bioturbation überprägt. Einige wenige Bereiche zeigen primäre Lamination und stellen periodische Schüttungsereignisse dar, die im regionalen Kontext einerseits als bathymetrischer Indikation, andererseits u. U. als tektonosedimentäres Signal genutzt werden können. In diesem Sinne wird das Gros der Plänerkalksteine als bioturbat überprägte Autochthonite interpretiert. Die von NEUWEILER & BOLLMANN (1991) aus dem Ober-Cenoman bis Mittel-Turon von Hilter/Hankenberge (Abb. 1) beschriebenen, wiederholten Laminationen und Schrägschichtungen sind hier zumindest im Ober-Turon nur untergeordnet erkennbar und Pseudolaminationen gehen oftmals auf die bioturbate Anreicherung von Bioklasten zurück. Obwohl die gesamte Schichtfolge auf den ersten Blick erschreckend monoton erscheint, lassen sich doch einige Abschnitte aushalten, die sich durch Schichtmächtigkeiten und Mergelführung unterscheiden. Im einzelnen werden vier Abschnitte ausgegliedert und kurz gesondert charakterisiert (vgl. Abb. 5):

Schicht 88 bis Schicht 100

Basis Kalkknollenlage (Schicht 101 bis Basis 161)

Top Kalkknollenlage (Schicht 161) bis Top *costellatus/plana*-Event (Schicht 410)

Top *costellatus/plana*-Event bis Tufflage T<sub>D</sub>

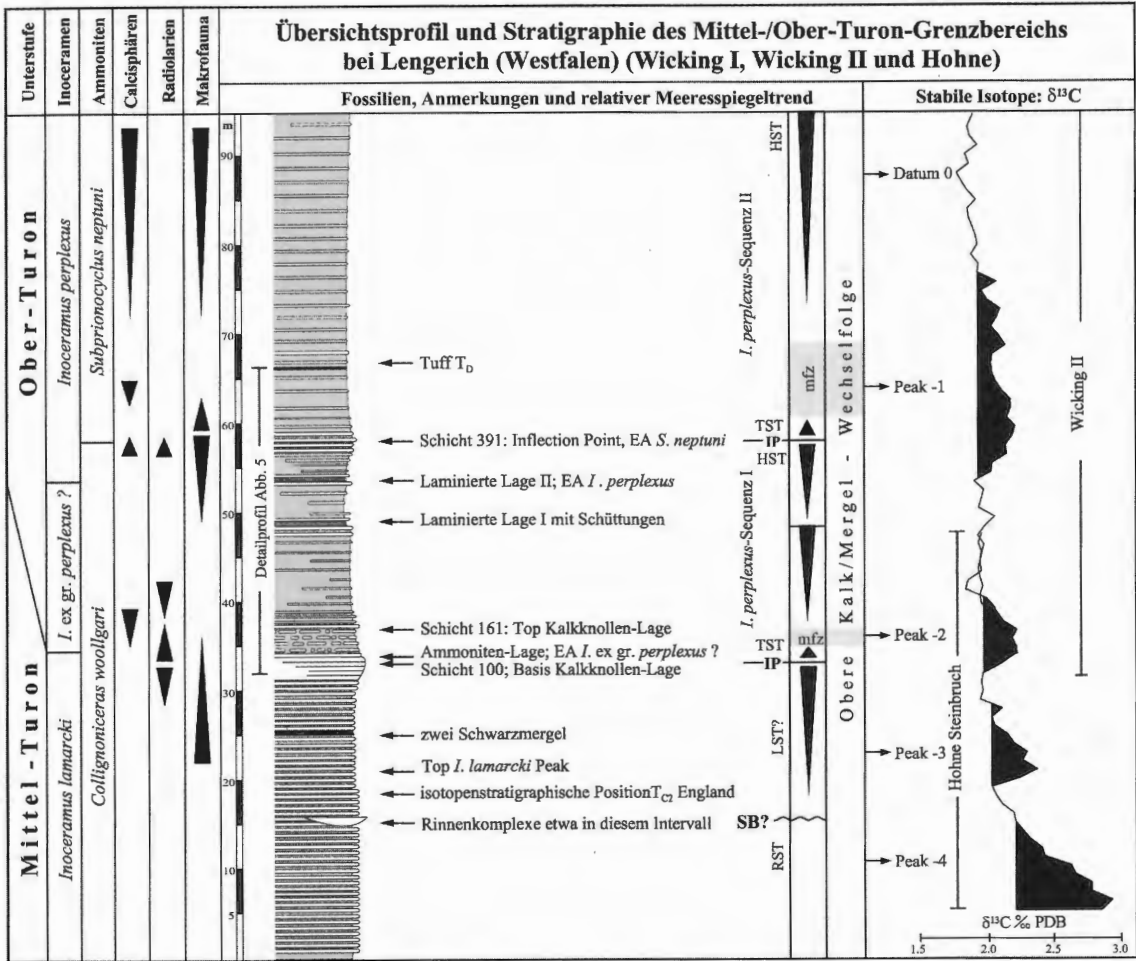


Abb. 4: Übersichtsprofil über den Mittel-/Ober-Turon Übergangsbereich in Wicking II und Hohne (verändert nach WIESE & KAPLAN, 2001). EA: Erstauftreten, TST: Transgressive Systems Tract, mfz: maximum flooding zone, HST: Highstand Systems Tract, IP: Inflection Point. In den Spalten „Calcisphären“, „Radiolarien“ und „Makrofauna“ sind die Häufigkeitsmaxima verzeichnet.

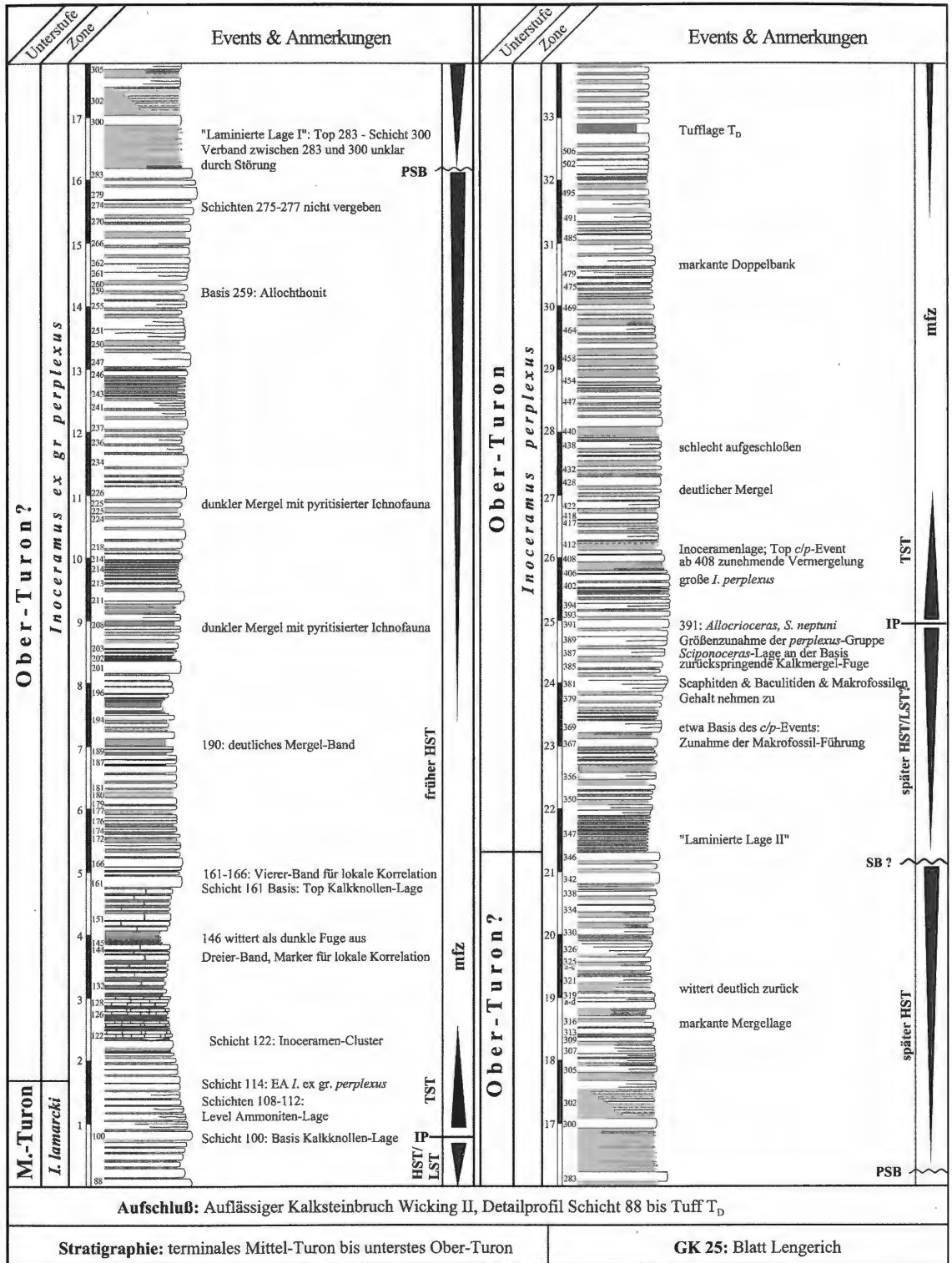


Abb. 5: Detailprofil des Mittel-/Ober-Turon Grenzbereichs in Wicking II. PSB: Parasequence Boundary; Abkürzungen sonst wie in Abb. 4.

## 4.1 Schicht 88 bis Schicht 100

**Lithologie und Mikrofazies:** Bis Schicht 100 nehmen die Bankmächtigkeiten der Karbonate langsam zu (Abb. 6). Makroskopisch stellen die Bänke graue, hart splittrig brechenden Plänerkalksteine dar, die bar jedweder primärer Sedimentstrukturen sind. Eine völlige bioturbate Entmischung des Gesteins deutet sich durch schwach ausgeprägte, flammige Strukturen an. Mikrofazial repräsentiert dieser Bereich in Gänze einen Calcisphären<sup>2</sup>-Wackestone, bei dem die Calcisphären des *Pithonella ovalis*- und *sphaerica*-Typs etwa gleiche Größensortierung und Mengenverhältnisse aufweisen. Die Matrix ist mehr oder minder homogen grau. Calcisphären sind ebenso wie andere Mikrobioklasten nicht gleichmäßig dispers im Sediment verteilt, sondern örtlich durch biogene Sortierung angereicht. Besonders in dünnen, mit einem Lining versehenen Bauten können Calcisphären angereichert sein. Diese Bereiche hätten Packstone-Charakter; die Matrix hier ist sparitisch. Neben den Hauptgemengeteilen treten vergleichsweise häufig Radiolarien auf, untergeordnet hingegen planktische Foraminiferen (Globotruncanen, Hedbergellide und selten Heterohelicide) und Ostracodenbruch. Mikrobenthos ist nahezu nicht vertreten und beschränkt sich auf vereinzelte textulariide Foraminiferen. Makrofossilbruch geht meist auf *Inoceramus* (*Inoceramus*, *Mytiloides*: Taf. 2, Abb. 7) zurück.

Schicht 100 ist ein guter Marker, der sowohl in frisch gebrochener Wand (Abb. 6) wie auch besonders im angewitterten Zustande leicht erkennbar ist. Sie markiert einen Wendepunkt von einer „thickening up“- zu einer retrograden Entwicklung. Dies geht mit einer Mächtigkeitsabnahme individueller Kalkbänke bei gleichzeitiger Zunahme der Mergelführung einher, wie auch aus dem zunehmend spröder werdenden Bruch ableitbar ist. Die mikrofaziale Zusammensetzung bleibt annähernd gleich, lediglich die hellgraue mikritische Matrix weicht einer etwas dunkleren, eher diffusen-körnigen Matrix, in der die Calcisphären nunmehr deutlich an Häufigkeit und etwas an Größe abnehmen. Andere Komponenten reichern sich relativ an. So nehmen Ostracoden, benthonische Foraminiferen und filamentöse Komponenten zu. Auch die Radiolarien nehmen merklich ab.



Abb. 6: Blick auf die noch recht frische Ostwand des Steinbruches Hohne mit Schicht 100, der „Kalkknollen-Lage“ und Schicht 161. Schichtkomplex 161-166 wittern als leicht erkennbarer regionaler Marker aus.

<sup>2</sup> Obwohl „Calcisphären“ korrekter als kalkige Dinoflagellatenzysten anzusprechen sind, wird dieser Terminus aus pragmatischen Gründen in diesem Text weiterhin verwendet.



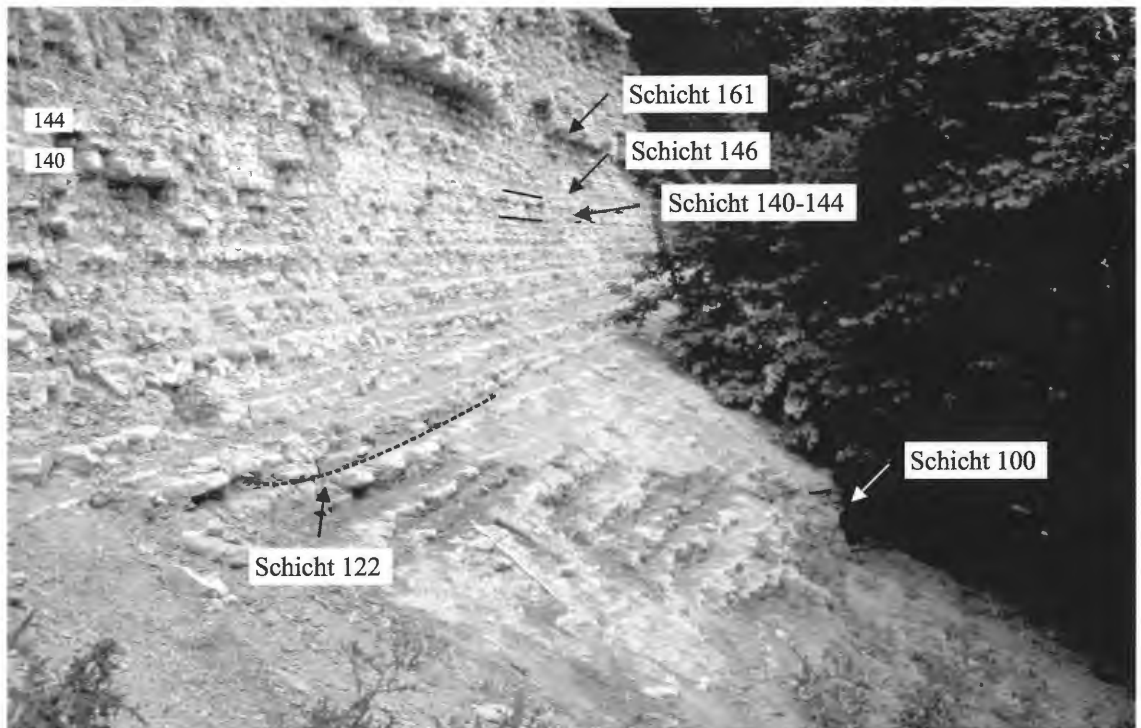


Abb. 7: Basaler Profilteil Wicking II: Schichten 100, 122 (mit Inoceramen-Linse), 140-144 (Dreier-Band), 149 (dunkler Mergel) und Basis 161-166 (Vierer-Band); vgl. Abb. 5).

**Fauna:** Die Fauna in diesem kurzen Intervall besteht besonders aus Inoceramen des Formenkreises um *I. lamarcki* PARKINSON, 1818. *Infulaster excentricus* (WOODWARD, 1833) ist selten und kommt als Fragment vor.

Die Spurenfauna zeigt insgesamt diffus typische Schreibkreide/Plänerkalkstein-Spurenfossilien, wie sie aus vergleichbaren Lithologien u. a. der polnischen Kreide beschrieben wurden (K DZIERSKI & UCHMANN, 2001). So sind *Planolites*, *Zoophycos* und auch *Thalassinoides* in unterschiedlicher Gewichtung und Deutlichkeit erkennbar. Besonders *Chondrites* findet sich gerne vagabundierend in anderen, zuvor verfüllten Spuren. Hauptsächlich im Kontaktbereich Mergel- zu Kalksteinlagen sind die Spuren durch ihre akzentuierten Farbkontraste gut erkennbar (Taf. 2, Abb. 10). Einzelne mm-mächtige Bauten sind pyritisiert bzw. spartisch zementiert. Insgesamt ändert sich die Spurenassoziation im Profil nicht merklich, so dass dieser Befund in leichten Variationen typisch für das Gesamtprofil ist.

#### 4.2 Basis Kalkknollenlage (Schicht 101 – Basis Schicht 161)

**Lithologie und Mikrofazies:** Die Kalkknollenlage (sensu Kaplan, 1992a) markiert ein Intervall, das durch maximale Mergelführung und eine Abfolge undulierend zerklüfteter Kalkbänke gekennzeichnet ist (vgl. Abb. 6, 7). Die Bezeichnung „Kalkknollenlage“ ist jedoch etwas irreführend, handelt es sich doch nicht um isoliert im Sediment schwimmende Kalkknollen, sondern weitgehend um definierte, lateral verfolgbare Kalkbänke, die allerdings undulierend, brotleibförmig verwittern und so diesem Gesteinspaket seinen sehr charakteristischen Habitus verleihen. Die lithologische Abgrenzung dieser Einheit erscheint sinnvoll, da sowohl Top als Basis vergleichsweise einfach auch in frisch gebrochenen Wänden erkennbar sind. Somit können – auch wenn die in Wicking II etablierte Schichtfolge in weniger vorteilhaft angewitterten Profilen nicht im Detail nachvollzogen werden kann – Fossilfunde besser zwischen diesen Markern lokalisiert und deren Position exakt eingemessen werden.

Mikrofazial handelt es sich weiterhin um einen Calcisphären-Wackestone, der insgesamt eine leichte Größenabnahme der Calcisphären sowie eine Zunahme der Quantität zeigt. In manchen Bereich sind

Bioklasten bioturbat abgereichert. Diese Regionen entsprechen dann Mudstones, deren Matrix jedoch nicht homogen dicht ist, sondern etwas „krümelig“ anmutet. Ostrakodenschill, Filamente und Monaxone sind verbreitet, und besonders augenfällig ist die Zunahme planktonischer Foraminiferen.

**Fauna:** Mit der Kalkknollenlage tritt bei der Abundanz der Inoceramenfauna keine sonderliche Veränderung ein, sieht man davon ab, dass bisweilen Karbonatlinsen mit Inoceramen-Konzentrationen (Basis Schicht 122; Abb. 5, 7) assoziiert auftreten, in denen kleine *Inoceramus ex gr. lamarcki* in Mengen zusammengeschwemmt sind. Auch größere Exemplare können in Clustern auftreten (Taf. 2, Abb. 9). Während die Inoceramenanreicherung durch wie auch immer geartete Prozesse sicherlich primär ist, ist die karbonatische Zementation dieser Agglomerate und deren konkretionärer Habitus durch frühdiagenetische Zementation zu erklären. Mit sehr seltenen Formen der Gruppe um *Inoceramus perplexus* (WHITFIELD, 1880) finden sich erstmals Vertreter einer neuen Linie dünnschaliger Inoceramen, deren EA stratigraphisch signifikant ist (Schicht 114; Taf. 2, Abb. 7). Da dieses Taxon ein möglicher Marker für die Basis des Ober-Turon ist, sind Neuaufsammlungen in diesem stratigraphischen Niveau wünschenswert. Andere Makrofossilien sind extrem selten. Nur sporadisch kommen Brachiopoden (*Orbirhynchia*) und Ammoniten [*Lewesiceras* sp., *Allocrioceras schlueteri*, (WINDMÖLLER, 1882): Taf. 1, Abb. 8, 10, 11, *Scaphites geinitzii* (d'ORBIGNY 1850)] vor. Sehr selten sind unbestimmbare Fragmente dünnschaliger irregulärer Echiniden. Im Bereich der Schichten 112-116 kommt es zu einem ersten Häufigkeitsmaximum von Ammoniten (Ammoniten-Lage *sensu* KAPLAN, 1992) mit einer typisch oberturonen Ammonitenfauna, wie sie aus dem basalen Bereich des NW-deutschen Hyphantoceras-Events (KAPLAN, 1986; 1991b; KAPLAN & KENNEDY, 1996) und dem englischen Chalk Rock bekannt ist (WRIGHT, 1979) (beide Vorkommen fallen stratigraphisch jedoch ins mittlere Ober-Turon; vgl. Abb. 2). *Allocrioceras schlueteri* ist recht häufig, dazu finden sich immer wieder *S. geinitzii*, *Yezoites bladenensis* (SCHLÜTER, 1871) und *Sciponoceras bohemicum* (FRITSCH, 1872). *Lewesiceras cf. mantelli* (WRIGHT & WRIGHT, 1951) kommt vor, ist jedoch sehr selten (vgl. Kap. 6).

#### 4.3 Schicht 161 bis Top *costellatus/plana*-Event (Schicht 410)

**Lithologie und Mikrofazies:** Mit dem Top der Kalkknollenlage setzt eine zyklische und insgesamt langsam progradationale Kalk/Mergel-Wechselfolge ein, die in zwei Parasequenzen zerfällt (Abb. 5): Parasequenz I endet nach einem Shallowing-Up-Zyklus mit Bank 283, die einen Wendepunkt zu distalen und dünnlaminierten Kalkbänkchen in einem mergeligen Hintergrundsediment („Laminierte Lage I“) repräsentiert. Ca. 2,50 m unterhalb der „Laminierten Lage I“ befindet sich an der Basis von Schicht 259 eine ca. 6 cm mächtige feinelaminierte Kalkbank (Abb. 8), die vermutlich mit dem *costellatus/plana*-Kalkarenit von Hilter/Hankenberge korreliert und ob seiner Sedimentstrukturen dort (Hummocky Cross Stratification) als Tempestit gedeutet werden kann (BOLLMANN, 1990), der eine bathymetrische Einstufung dieser Schicht deutlich oberhalb der Sturmwellenbasis ermöglicht. Die „Laminierte Lage I“ selbst reflektiert einen raschen, kurzfristigen transgressiven Puls, der aber sofort wieder von einer weiterhin progradationalen Entwicklung abgelöst wird, die in Schicht 391 ihren Abschluss erfährt. Die „Laminierte Lage II“ schaltet sich unvermittelt in die Abfolge ein. Dabei handelt es sich um ein ca. 80 cm mächtiges Intervall, in dem dünne, plattige Plänerkalksteine einem dunklen, mergeligen Hintergrundsediment zwischengeschaltet sind. Im Anschliff zeigen sich deutliche Schrägschichtungen und Laminationen (Abb. 9), ohne dass der Schrägschichtungstyp einen bestimmten Transportmechanismus (Tempestit?) erkennen ließe. In diesem Sinne kann lediglich eine kurze Phase verstärkter Suspensionsströme ins Becken postuliert werden. In der Laminierten Lage II kommen im Raum Lengerich sehr selten Flinte vor (frdl. mündl. Mitt. M. ROSSMANITH, Lengerich). Sie treten in diesem engen Niveau z. B. im Raum Hilter/Hankenberge (BOLLMANN, 1990) und im südöstlichen Teutoburger Wald (KAPLAN, 1992a) auf.

Neben der progressiven Abnahme der Mächtigkeit der Mergellagen und der Zunahme der Mächtigkeit der Kalksteinbänke ins Hangende ändert sich auch das Bruchverhalten und Farbe der Plänerkalksteine. Waren sie zuvor grau, massiv und nahezu splittrig-scharfkantig brechend, schalten sich zunehmend Lagen ein, die heller sind und spröde-brüchig brechen. In diesen Lagen sind Fossilien angereichert, ohne dass jedoch Sedimentstrukturen auf einen allochthonen Charakter hinweisen würden.

Mikrofaziell ist ein klarer Trend erkennbar. Oberhalb der Kalkknollenlage nehmen die Calcisphären an Menge und an Größe wieder zu (mikrobioklastischer Wackestone), wobei die Größenverteilung ohne regelhaftes Muster von Bank zu Bank deutlich schwankt. Auffällig ist die Zunahme planktonischer Foraminiferen

und besonders Radiolarien, auf deren Vorkommen in dieser Fazies auch schon im Faziesmodell von NEUWEILER & BOLLMANN (1991) hingewiesen wurde. Im Bereich der „Laminierten Lage I“ findet sich vereinzelt Glaukonit. Insgesamt schalten sich bei zunehmend progradationaler Entwicklung verstärkt Bioklasten ein, deren mannigfaltiger Ursprung gleichermaßen eine Zunahme der Diversität nachzeichnet. Reste von Schwämmen (Monaxone), Ostrakoden und Inoceramen werden häufiger. Unter den Echinodermen-Fragmenten kommen siebartige Platten und vielkantige Kalkelemente vor, die u. U. auf Holothurien zurückgehen. Unterschiede im makroskopisch erkennbarem Bruchverhalten oder der Farbe des Gesteins sind im Dünnschliffbereich nicht nachvollziehbar.

Auffällig ist, dass zum Top des *costellatus/plana*-Events bei progradationaler Entwicklung die Calcisphärenführung wieder abnimmt.

**Fauna:** Obwohl sich oberhalb der Kalknollenlage die Lithologie merklich ändert, drückt sich dies zunächst nicht in der Makrofauna aus. Inoceramen und *Infulaster* sind nicht selten, jedoch ohne merkliche Häufigkeitspeaks dispers im Profil verteilt. Lange, pyritisierte und dunkel verwitterte Schwammfetzen (meist lange Wurzel-Nadeln) kommen vor. Scaphitide und baculitide Ammonoideen bleiben zunächst selten. Die Brachiopoden *Terebratulina lata* (R. ETHERIDGE, 1881), *Gibbithyris semiglobosa* (J. SOWERBY, 1813) und *Orbirhynchia* kommen ebenfalls selten vor, wobei letztere von allen am häufigsten ist. Unterhalb der „Laminierten Lage I“ kommt zu einem Häufigkeitsmaximum von *Infulaster*. Oberhalb der „Laminierten Lage I“ nehmen *S. bohemicus* und Scaphiten zu, wie auch *I. ex gr. perplexus* zunächst in kleinwüchsigen Exemplaren beginnt, die Inoceramenfauna zu dominieren. Mit dem *costellatus/plana*-Event (*c/p*-Event) setzt eine individuenreiche Makro-Invertebratenfauna ein, die jedoch insgesamt vergleichsweise gering divers bleibt (s. Beschreibung in Kapitel 7).

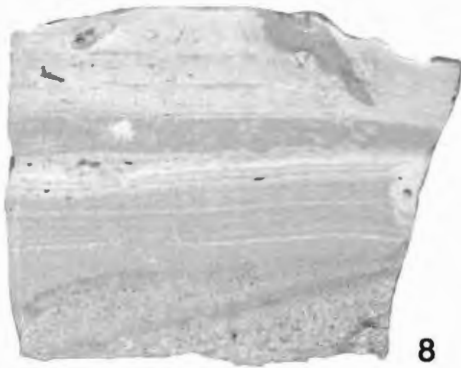


Abb. 8: Anschliff des *costellatus/plana*-Kalkarenites (Höhe ca. 6 cm); gut sichtbar die Laminationen, hier jedoch lediglich mit angedeuteter Hummocky Cross Stratification.



Abb. 9: Anschliff einer Kalklage (Höhe ca. 2 cm) aus der Laminierten Lage II mit deutlichen Schrägschichtungskörpern und post-Event-Bioturbation, die von der Oberseite die Schicht penetriert.

#### 4.5 Top *costellatus/plana*-Event (Schicht 411) bis Tufflage T<sub>D</sub>

**Lithologie und Mikrofazies:** Mit dem Wendepunkt in Schicht 391 setzt wieder ein retrogradationaler Trend ein, der mit einer deutlichen Vermergelung des Profils einhergeht. Die Mikrofazies ändert sich progressiv von mikrobioklastischen Wackestones zu Calcisphären-Wackestones bei gleichzeitiger Abnahme der Korngröße. Nach einem Calcisphären-Minimum nehmen diese Komponenten in Richtung T<sub>D</sub> wieder an Größe und Menge zu (vgl. Abb. 4).

**Fauna:** Dominieren in Schicht 410 noch *I. ex gr. perplexus*, wird mit dem transgressiven Trend diese Assoziation progressiv von einer *I. lamarcki/hercules* Assoziation abgelöst, wobei die Fossilführung insgesamt signifikant abnimmt. Sporadisch kommen Ammoniten vor [*Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ 1850), *Allocrioceras billinghursti*, KLINGER, 1976, *Scaphites*, *Sciponoceras*].

## 5. Sequenzstratigraphische Korrelation

Wird die Dauer des Turon mit ca. 4,5 my veranschlagt (GRADSTEIN, 1995), so lässt sich bei angenommener gleicher Unterstufendauer etwa eine Sedimentationsrate von ca. 7,5 cm/ky für das Mittel-Turon veranschlagen. Das bearbeitete Intervall entspräche mit ca. 35 m somit einem Zeitraum von grob 470 ky. Die hochfrequente Zyklizität der Kalk/Mergel-Bundles erfordert somit einen entsprechenden Sedimentationsmechanismus, der in diesem Frequenzbereich greift. Da periodische Schüttungen (Turbidite, Tempestite) ob fehlender indikativer Sedimentstrukturen mit wenigen Ausnahmen auszuschließen sind, können drei alternative Mechanismen als Erklärungsansatz für derartige Sedimente aus der Literatur herangezogen werden: 1) Produktivitäts/Verdünnungszyklen (vgl. Diskussion bei EINSELE & RICKEN, 1991), 2) diagenetische Schichtung (z. B. RICKEN 1986; MUNNICKE et al., 2001) oder 3) Runoff von karbonatischem Material im Rahmen orbital gesteuerter hochfrequenter Meeresspiegelfluktuationen (z. B. FIET & GORIN, 2000) (vgl. a. Diskussion in RICKEN, 1994).

Deutliche Unterschiede bestehen sowohl in der Faunenführung als auch in der Bioturbation zwischen Kalken und Mergeln. Besonders der Nachweis von dunklen, aus den Mergeln tief in die Karbonate herabgreifenden *Zoophycos/Chondrites*-Bauten, die die Ichnofauna der Kalkbänke penetrieren, weist auf primäre System/Materialunterschiede hin. Eine rein diagenetische Ursache für die Wechsellagerung wird daher als nicht wahrscheinlich erachtet. Ob die Zyklizität durch Produktivitätsschwankungen oder hochfrequente eustatische Impulse gesteuert wird, muss vorerst offen bleiben. Für die Rekonstruktion der relativen Meeresspiegelkurve ist zu berücksichtigen, dass sich die Kalk/Mergel-Wechselfolgen küstenwärts mit den „Weißgrauen Kalksteinen“ verzahnen, die eine Zone maximaler Karbonatproduktivität repräsentieren. In diesem Sinne repräsentieren Progradieren bzw. Zurückweichen dieses Faziesgürtels regressive bzw. transgressive Trends. Diese drücken die sich im Stapelungsmuster (thinning up/tickening up) der „Oberen Kalk/Mergel-Wechselfolge“ aus, die somit als Proxy für relative Meeresspiegeltrends genutzt werden können.

Insgesamt zeigen die hochfrequenten Kalk/Mergel-Wechselfolgen im bearbeiteten Bereich ein mehr oder minder gut erkennbares, zyklisches Stapelungsmuster. Es überwiegen symmetrische (uhrglasförmige) Zyklen, die sich durch graduell ineinander übergehende thinning-up/thickening-up-Entwicklungen auszeichnen. Erkennbar sind übergeordnet zwei thickening-up-Trends (bis Schicht 100 und bis Mitte *costellatus/plana*-Event; Schicht 391), die der oben dargestellten lateralen Faziesbeziehungen insgesamt als Abschluß einer regressiven (progradationalen) Entwicklung interpretiert werden können (NEUWEILER & BOLLMANN, 1991; WIESE & KAPLAN 2001). Im Umkehrschluss repräsentiert die progressiv abnehmende Kalkführung bei Zunahme der Mergel eine transgressive (retrogradationale) Entwicklung. Obwohl pelagische Systeme Karbonat *in situ* produzieren und in der Theorie unabhängig von relativen Meeresspiegelschwankungen sind, zeigt doch das Wandern des Plänerkalk-Faziesgürtels, dass sich das System somit einem siliziklastischen vergleichbar verhält. Anders als in pelagischem Schwellen-Setting (z. B. Wüllen) ist es jedoch in der intermediären/distalen turonen Plänerkalk-Gruppe unmöglich, klar definierte Sequenzgrenzen oder Merkmale, die auf eine solche hinweisen (vgl. ERNST et al., 1996, OWEN 1996) zu erkennen. Erosionsflächen oder Hartgründe sind nicht ausgebildet, Lowstand Fans in Intra-Schelf Settings nicht zu erwarten und ein beckenwärtiges Progradieren einer küstenwärtigeren Tempestit-Fazies ist nicht zu beobachten. In diesem Sinne verbirgt sich der Moment maximaler Regressionsgeschwindigkeit im späten Highstand Systems Tract (HST). Hinweise auf das mögliche Intervall der Sequenzgrenze mögen vereinzelte „Sedimentationsanomalien“ wie Rinnenfüllungen (Abb. 10) oder Schüttungen geben (vgl. KAPLAN 1992a). Aus dieser Problematik wurde das Konzept der „genetischen Sequenz“ im Gegensatz zur „Ablagerungs-Sequenz“ (GALLOWAY, 1989; vgl. a. MIALL, 1997) entwickelt, das auf der Korrelation der „Maximum Flooding Surfaces“ beruht. Diese Bereiche maximaler Transgressionsgeschwindigkeit sind in der Tat im norddeutschen Plänerkalk-Meer meist signifikant, durch maximale Mergelführung und übergreifende Sedimentation charakterisiert (z. B. Mergellage  $M_E$ , *Micraster*-Event, WIESE & KRÖGER 1998; Abb. 2). Für eine überregionale Sequenzkorrelation besitzen diese Bereiche somit ein deutlich besseres stratigraphisches Potential als Sequenzgrenzen, und sie ermöglichen eine sichere Sequenzkorrelation zwischen Westfalen, Niedersachsen und z.T. Sachsen-Anhalt. Diese wird durch die tephrostratigraphische Korrelation abgesichert (s. u.).

Die Basis des Profils ist bis Schicht 100 durch eine progradationale Entwicklung gekennzeichnet. Die exakte Position der Sequenzgrenze bleibt unklar und mag deutlich weiter im Liegenden gesucht werden, wo vereinzelte Rinnenfüllungen auftauchen (Abb. 4, Abb. 10). Der Bereich bis Schicht 100 entspricht somit

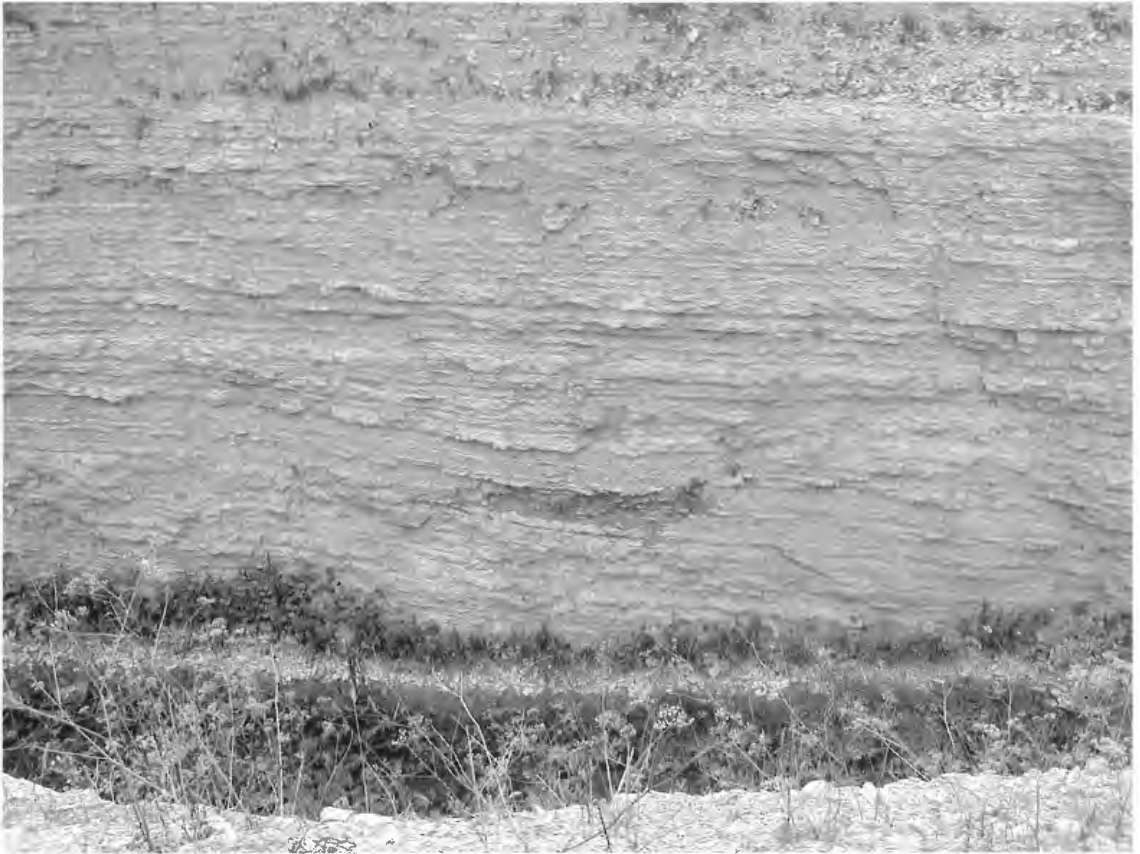


Abb. 10: Passiv verfüllte Rinne einige Decameter unterhalb Schicht 100 (Hohne Ostwand)

unter Verwendung der einschlägigen Nomenklatur einem späten HST bzw. Lowstand Systems Tract (LST). Schicht 100 repräsentiert den Wendepunkt (Inflection Point) zu retrogradationaler Entwicklung (Abb. 4, 6, 7) und damit die Basis des Transgressive Systems Tract (TST). Ähnliches gilt für benachbarte Profile wie Oerlinghausen, wo ein identischer Trend in gleicher lithostratigraphischer Position entwickelt ist. In weniger subsidenten und schwellenwärtigeren Profilen wie Halle/Westfalen ist kein Inflection Point entwickelt, vielmehr finden wir dort flachmarine Rotplänerfazies, die transgressiv mehr oder minder scharf von weißen, flaserigen Plänerkalksteinen überlagert werden (diese Situation in identischer stratigraphischer Position zeigt auch das Profil Söhlde bei Salzgitter in Niedersachsen; ERNST & WOOD, 1995). In besonders schwelennahen Settings wie Ahaus-Wüllen (küstenferne Schwelle) oder Unna-Königsborn (küstennahes Profil) ist das Intervall modellgemäß durch Hartgründe und/oder geringe Akkumulationsraten gekennzeichnet (vgl. Diskussion in WIESE & KAPLAN 2001, S. 558, Abb. 5).

Die maximale Transgressionsgeschwindigkeit [nicht als Fläche (maximum flooding surface) sondern als Intervall (Maximum Flooding Zone; mFz) entwickelt] liegt im Bereich stärkster Mergelführung etwa zwischen Schicht 120 und Schicht 150 in der Kalkknollenlage (vgl. Abb. 7). Nach einem nahezu aggradationalen Stapelungsmuster des frühen HST zeigt das Profil langsam das progradationale Stapelungsmuster des späten HST. Die Basis der Laminierten Lage I markiert eine Parasequenzgrenze und einen kurzen transgressiven Puls, der jedoch unmittelbar wieder von prograden Kalk/Mergel-Wechselfolgen überlagert ist.

Die Laminierte Lage II markiert innerhalb dieser Abfolge ein kurzes Intervall allochthoner Schüttungen und mag möglicherweise den Bereich um die Sequenzgrenze markieren, womit das *c/p*-Event einem LST entspräche. Insgesamt zeigt sich jedoch bis Schicht 391 noch prograde Entwicklung, die gleichermaßen den Inflection Point zu einem erneuten transgressiven Schub markiert (TST). In diesem liegt der Tuff  $T_D$ , der gleichzeitig das Ende des bearbeiteten Intervalls markiert. Besonders dieser Bereich kann in Einklang mit dem GALLOWAY-Modell bis nach Söhlde und Salder im Salzgitterer Raum korreliert werden

(*costellatus/plana* Marls sensu ERNST & WOOD, 1995). Die gute Isotopenstratigraphische Kontrolle – ebenfalls abgeglichen durch den in beiden Regionen nachweisbaren Tuff  $T_D$  – dokumentiert eindrucksvoll, dass dieses Ereignis mitnichten eine regionale oder diachrone Entwicklung ist, sondern vielmehr das gesamte norddeutsche Plänerkalkstein-Meer erfasste. Auch in gut datierten Profilen Englands und Nordspaniens lässt sich diese Eustato-Event stratigraphisch exakt fassen (s. Diskussion in WIESE & KAPLAN, 2001). Der beschriebene Zyklus repräsentiert etwa einen Zeitraum von ca. 360 ky. Er kann in Westfalen und Niedersachsen mit ähnlicher lithologischer Entwicklung ausgehalten werden und wird hier als *Inoceramus perplexus*-Sequenz I eingeführt.

## 6. Biostratigraphie

Eine hochauflösende biostratigraphische Gliederung der nordeutschen Plänerkalkstein-Gruppe wird durch die integrierte Nutzung von Bio- und Eventstratigraphie ermöglicht (ERNST et al., 1983; ERNST & WOOD, 1995). Die Biozonierungen beruhen auf Makrofossilien (Inoceramen, Ammoniten). Die eventstratigraphische Gliederung nutzt stratigraphisch kurzfristige Ereignisse wie distinkte Fossilhorizonte oder Tufflagen. Besonders letztere sind wegen ihres zweifelsfrei isochronen Charakters gute Marker, die gleichermaßen dem Kalibrieren des stratigraphischen Gerüsts dienbar sind (WRAY et al., 1996). Eine Übersicht über die Stratigraphie des turonen Anteils der Plänerkalkstein-Gruppe ist in Abb. 2 gegeben.

*Inoceramen*: Inoceramen sind im gesamten Profil durchgängig vertreten, wenn auch das Auftreten in größeren Mengen vorzugsweise an Lagen gebunden ist (z. B. *c/p*-Event). In diesem Sinne ist das Potential für eine exakte inoceramenstratigraphische Probenkampagne recht gut, wenn auch die Zonengrenzen noch nicht exakt zu fassen und weitere Kampagnen erforderlich sind (WIESE & KAPLAN, 2001).

Der oberste Teil des norddeutschen Mittel-Turon ist noch durch eine *Inoceramus lamarcki/apicalis/cuvieri*-Assoziation gekennzeichnet, die für das Münsterländer Becken als *lamarcki*-Zone ausgegrenzt wird (KAPLAN, 1986) und der *Inoceramus lamarcki/cuvieri/apicalis/inaequivalvis* Assemblage Zone (WIESE et al.; 2000; Abb. 3) äquivalent ist. Die Basis des Ober-Turon wird mit dem Erstauftreten von *Inoceramus perplexus* gezogen. Dieses Taxon – früher als *Inoceramus* oder *Mytiloides costellatus* (WOODS, 1912) interpretiert (WALASZCZYK & WOOD, 1999) – wird traditionell als Grenzmarker im NW-deutschen Turon genutzt (ERNST et al., 1983; KAPLAN, 1992a, b; KAPLAN & KENNEDY, 1996; KELLER, 1982; TRÖGER, 1989). Sie ist jedoch in der gesamten euroamerikanischen Inoceramenregion verbreitet und somit ein gutes Werkzeug für langreichende, überregionale Korrelationen (WALASZCZYK & COBBAN, 2000). Als mögliches Markertaxon für die Basis des Ober-Turon wurde die Art bisher ohne Ergebnis lediglich in Erwägung gezogen (BENGTSON, 1996). Vertreter der *perplexus*-Gruppe wurden schon von FIEGE (1930, Taf. 5, Abb. 4; 5) allerdings ohne Angabe des exakten Horizontes aus Lengerich abgebildet.

Erste unsichere Vertreter dieses neuen Formenkreises finden sich bereits um Schicht 114, aus der wenige, schlecht erhaltene Fragmente dünnchaliger Inoceramen stammen. Diese sind zumindest nicht mehr dem Formenkreis um *Inoceramus lamarcki/apicalis/cuvieri* zuzuordnen. Derartige Fragmente treten – zwar selten aber immer wieder – dispers in der Profilsäule verteilt auf. Etwa 5 m unter dem *costellatus/plana* Event liegt das zweifelsfreie Erstauftreten von *I. perplexus*. Damit ist der stratigraphische Bereich zwischen Schicht 100 und diesem Datum zumindest aus inoceramenstratigraphischer Sicht noch ein „*Terra incognita*“.

*Ammoniten*: Ammonitenstratigraphische Gliederungen des Münsterländer Turon unter Berücksichtigung Lengericher Funde wurden wiederholt präsentiert (KAPLAN, 1986, 1988, 1989, 1991a, 1992a; KAPLAN & KENNEDY, 1994; KAPLAN & KENNEDY, 1996). Diese Gliederungen definieren das gesamte Mittel-Turon als Zone des *Collignonicerias woollgari* (Mantell, 1822), der in höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre als Indexammonit genutzt wird (BENGTSON, 1996). In Teilen Europas (z. B. N-Deutschland, England) kann die Basis des Ober-Turon mit dem Erstauftreten von *Subprionocyclus neptuni* gezogen werden (HANCOCK et al., 1977; KELLER, 1982; KAPLAN, 1986). In anderen Regionen Europas (z. B. Frankreich, Spanien) oder Nordafrika wird wegen der Abwesenheit oder Seltenheit von *S. neptuni* *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY, 1841) genutzt (ROBASZYNSKI, 1983; WIESE, 1997; KÜCHLER, 1998; ROBASYNSKI et al., 1990). Obzwar dieses Taxon auch im Münsterland auftritt, ist sein Auftreten ausschließlich auf die glaukonitische Fazies am Rande des Rheinischen Massivs beschränkt (LOMMERZHEIM, 1976, KAPLAN & KENNEDY, unveröffentlichte Ergebnisse) und somit für weitere biostratigraphische Anwendung ungeeignet.

In Lengerich besteht eine Grauzone zwischen dem Aussetzen von *Collignonicerias woollgari* und dem Erstauftreten von *Subprionocyclus neptuni* von ca. 50 m (KAPLAN, 1992a; WIESE & KAPLAN 2001). Der erste *S. neptuni* entstammt der Basis des *c/p*-Events (ca. 25 m über der „Ammonitenlage“; KAPLAN, 1992) und sein Erstauftreten fällt bereits deutlich in die Reichweite von *I. perplexus*.

## 7. Eventstratigraphie

Eventstratigraphische Gliederungsschemata für das Turon des Münsterlandes – basierend auf dem konzeptionellen Rüstzeug von ERNST et al. (1983) und WOOD et al. (1984) – gehen wesentlich auf KAPLAN (1986, 1991a, 1992a) zurück (vgl. Übersicht Abb. 2). Einige Events im Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich scheinen durchaus für die Korrelation innerhalb NW-Deutschlands und für eine Korrelation nach England geeignet.

„Ammonitenlage“: Die Ammonitenlage (Schicht 108) wurde ursprünglich in Wicking II erkannt und als Event ausgehalten. Das Ammonitenvorkommen dort ist besonders durch das Auftreten von *Allocrioceras schlueteri*, *Lewesiceras* aff. *mantelli*, *Scaphites geinitzii*, *Sciponoceras bohemicum* und *Yezoites bladensis* in Assoziation mit *Inoceramus lamarcki*, *I. apicalis* WOODS, 1911, dünnchaligen Inoceramen bisher noch unklarer taxonomischer Zugehörigkeit (KAPLAN, 1992a) und den irregulären Echiniden *Infulaster* ex gr. *excentricus* sowie *Plesiocorys plana* (MANTELL, 1822) gekennzeichnet. Die „Ammonitenlage“ als klar definiertes Vorkommen ist möglicherweise in der Vergangenheit etwas überstrapaziert worden (KAPLAN, 1986; KAPLAN & KENNEDY, 1996, WIESE & KAPLAN; 2001). Denn dieses Vorkommen kann nicht unbedingt als definierte Event-Lage, sondern als eher ammonitenführendes Intervall verstanden werden. So konnte zwar die entsprechende Schicht in den benachbarten Profilen Wicking I und Hohne deutlich identifiziert, die Faunenführung jedoch nicht immer bestätigt werden. Doch im gesamten Teutoburger Wald, z. B. in Halle, Oerlinghausen und im Bärenal (Abb. 1) finden sich im entsprechenden stratigraphischen Niveau Ammonitenvorkommen.

Bemerkenswert ist die laterale Faunenveränderung in lithostratigraphisch korrespondierenden Schichten in randwärtigeren Profilen mit verringerten Akkumulationsraten, Hartgründen und/oder Hiati (z. B. *Conulus*-Events in Ahaus-Wüllen: ERNST et al., 1998; Wetterschacht 5 der Zeche Königsborn in Kamen-Heeren-Werwe; KAPLAN & KENNEDY, in Vorbereitung.). Dort finden sich keine Ammoniten sondern typischerweise eine Echinidenfauna, die von *Conulus* und *Plesiocorys* dominiert wird (Belegmaterial Ruhrländmuseum Essen). Diese Vorkommen wiederum lassen sich in einem integrierten stratigraphischen Gerüst positiv mit dem *Conulus/Plesiocorys*-Event von Söhlde (Niedersachsen; ERNST & WOOD, 1995; ERNST et al., 1998) korrelieren (WIESE & KAPLAN, 2001).

„Laminierte Lage“: Die „Laminierte Lage“ *sensu* KAPLAN (1986) liegt ca. 5 m unterhalb des *c/p*-Events und entspricht im Profil der „Laminierte Lage II“ (Schichten 283/300, vgl. Abb. 5). Sie wurde oben bereits hinlänglich beschrieben. Sie kann als regionaler Marker im nordöstlichen Münsterland Becken ausgehalten werden und ist ein hilfreicher weil einfach erkennbarer Marker innerhalb der unübersichtlichen Kalk/Mergel-Wechselfolgen (KAPLAN 1992a, 1992b; KAPLAN & KENNEDY, 1996). In Hilter/Hankenberge und Oerlinghausen sind bis zu vier plattige Flintlagen assoziiert. Auf der Korrelation der <sup>13</sup>C-Kurven von Lengerich und Söhlde basierend mag eine Korrelation mit der Flintlage F<sub>23</sub> aus Söhlde postuliert werden (ERNST et al., 1983; ERNST & WOOD, 1995). Da die ersten zweifelsfreien *I. perplexus* diesem Horizonte entstammen, kann die „Laminierte Lage“ als Mittel-/Ober-Turon-Proxy im nordöstlichen Becken genutzt werden (KAPLAN 1986, 1992a, b; KAPLAN & KENNEDY 1996).

Tuff T<sub>C2</sub>: Nach DORN & BRÄUTIGAM (1959) interpretierte BRÄUTIGAM (1962) zahlreiche Mergelhorizonte in den turonen Plänerkalksteinen NW-Deutschlands als Tufflagen. Die eindeutige Unterscheidung zwischen Mergeln mit Tonmineralen detritischer Herkunft und vulkanischen Aschen war stets mit Zweifeln behaftet, bis WRAY (1995) eine Unterscheidungsmöglichkeit auf der Verteilung der Seltene Erden Elemente basierend präsentierte, wobei besonders eine negative Europium-Anomalie für Tuffe signifikant ist. Somit konnte ein überregionales tephrostratigraphisches Korrelationsschema zwischen Deutschland, England und Frankreich entwickelt werden (HORNA, 1995; WRAY et al., 1995, 1996; WRAY, 1999; DECONINCK et al., 1991; VANDERAVEROET et al., 2000), das der Kalibrierung biostratigraphischer Schemata dienbar ist. Von den vier Tuffen des englischen Turon konnte das nordwestdeutsche Äquivalent des Southerham Marl 1

( $T_{C_2}$  sensu WRAY 1999) erst unlängst in Söhlde (C.J. WOOD) und Salzgitter-Salder (eigene Geländedaten) nachgewiesen worden. Alle Vorkommen nehmen die gleiche stratigraphische Position in der überregionalen  $^{13}C$ -Korrelation ein (WIESE & KAPLAN, 2001), und somit kann die ungefähre Position von  $T_{C_2}$  im Profil prognostiziert werden. Durch die Vielzahl von Mergellagen im entsprechendem Intervall konnte dieser tephrostratigraphische Marker bisher noch nicht gefunden werden. Da er jedoch westlich Lengerichs in England und östlich in Niedersachsen in wesentlich gering mächtigeren Profilen auftaucht, sollte er auch in Lengerich vorkommen. Seine Position sollte ca. 5 m unterhalb der Basis Kalkkollenlage befindlich sein.

*costellatus/plana* Event: Das *c/p*-Event im unteren Ober-Turon wurde im Raum Salzgitter von ERNST et al. (1983) für eine bis maximal 2 m mächtige Abfolge von Plänerkalksteinen unterschiedlicher Mächtigkeiten ausgehalten (ERNST et al., 1983; WOOD & ERNST, 1997). Besonders typisch ist in Niedersachsen das häufige Auftreten von *Inoceramus perplexus* und dem irregulären Echiniden *Plesiocorys plana*. Dieses Event kann mit gewisser Sicherheit aus Niedersachsen nach Westfalen korreliert werden (WOOD et al., 1984; KAPLAN, 1986). Somit ist es ein wichtiger Marker für eine beckenübergreifende Korrelation innerhalb NW-Deutschlands. Obwohl die ursprünglich namensgebende *Mytiloides costellatus* mit *Inoceramus perplexus* synonym ist (WALASZCZYK & WOOD, 1999), deren Name im Sinne des ICZN Priorität besitzt, wird die Bezeichnung *costellatus/plana*-Event für diese Gesteinseinheit aus Gründen der nomenklatorischen Einheitlichkeit aufrecht erhalten. Der Bezeichnung *perplexus/plana*-Event (z. B. WALASZCZYK & WOOD 1999) wird hier nicht gefolgt (vgl. a. WIESE & KAPLAN 2001).

Das *c/p*-Event besitzt weder eine scharf definierte Basis noch Top, sondern es zeichnet sich durch eine graduelle aber schnelle Zunahme wie Abnahme einer vergleichsweise diversen Invertebratenfauna aus. Die Basis wird hier etwa mit Schicht 369, das Top mit Schicht 410 definiert. Damit besitzt das Event in Lengerich eine Mächtigkeit von ca. 2,50 m, wobei der Event-Kern mit maximaler Faunenführung ungefähr 1,00 m umfasst (Schicht 391-408). Insgesamt ist das *c/p*-Event durch eine dynamische Faunenabfolge charakterisiert, auf die von KAPLAN (1992a) schon hingewiesen wurde. An der Basis des Events treten zunächst besonders *Sciponoceras bohemicum*, *Scaphites geinitzii* und *Yezoites bladenensis* auf. Diese sind zwar im gesamten Profil dispers verteilt vorhanden, zeigen aber ca. ab Schicht 380 eine sprunghafte Häufigkeitszunahme. Assoziiert sind kleinwüchsige *I. perplexus* sowie Vertreter des Formenkreises um *I. cuvieri/apicalis*. Im mittleren Bereich des Events (ab Schicht 391) werden heteromorphe Ammoniten zunehmend wichtig, so finden sich zusätzlich zu obiger Fauna *Allocrioceras billinghursti*, *Allocrioceras schlueteri* und *A. aff. conlini* (KENNEDY, 1988). Kurz darüber setzten *Subprionocyclus neptuni* (Taf. 1, Abb. 3) und *Subprionocyclus hitchinensis* (BILLINGHURST, 1927) ein. Gleichzeitig nimmt *I. perplexus* an Häufigkeit und Größe zu und dominiert die Inoceramenfauna deutlich (weitere Details bei KAPLAN, 1992a). Sehr vereinzelt treten Brachiopoden (globulöse *Orbirhynchia cuvieri*, *Terebratulina lata*) sowie *Eutrephoceras sublaevigatum* (D' ORBIGNY, 1840) auf. Die in Niedersachsen in diesem Intervall so verbreiteten kleinwüchsigen *Plesiocorys plana* spielen eine untergeordnete Rolle, stattdessen dominiert *Infulaster excentricus* (Taf. 1, Abb. 14, 15) die Fauna, der auch zuvor bereits nicht selten war. Ein loser Einzelfund (Wicking I) eines für dieses stratigraphische Intervall bereits recht großen *S. plana* aus diesem Bereich nimmt die später im weiteren Ober-Turon zu verzeichnenden Größenzunahme der Art (WIESE, 1997) voraus. Schicht 391 markiert etwa den Umkehrpunkt zu einem retrograden und damit transgressiven Trend. Als Antwort der Lebewelt nimmt die Ammonitendiversität sprunghaft ab, lediglich seltene *S. neptuni*, *Scaphitide* und *Sciponoceras* kommen vor. Die Makrofauna wird durch eine nahezu monospezifische *I. perplexus*-Assoziation nebst verwandten Formen dominiert (Taf. 2, Abb. 2-8), die ihrerseits etwa ab Schicht 418/422 durch eine *I. ex gr. lamarcki*-Assoziation verdrängt wird (KAPLAN, 1992a). Vereinzelt kommen Inoceramen des Formenkreises um *Inoceramus cf. inaequalis* SCHLÜTER, 1877 vor (Taf. 2; Abb. 1). Daneben finden sich immer wieder mytiloide Inoceramen, deren systematische Zuordnung zunächst noch offen bleiben muss (Taf. 2, Abb. 3, 6).

In der ursprünglichen eventstratigraphischen Arbeit von ERNST et al. (1983) wurde das *c/p*-Event nicht ausgeschieden. Erstmals wurde es aus Salzgitter-Salder erwähnt (WOOD et al., 1984). Seitdem findet es sich in zahlreichen eventstratigraphischen Gliederungen Norddeutschlands als Leitmarker (z. B. ERNST & WOOD, 1995; KAPLAN, 1986; 1992a; KAPLAN & KENNEDY, 1996), ohne dass das Event je klar definiert wurde. Lediglich in einer recht späten Abbildung (WOOD & ERNST, 1997) findet sich der Hinweis, dass es sich um ein Öko-Event sensu ERNST et al. (1983) handeln solle. Die vollständige sedimentäre Überlieferung und die Faunenentwicklung zeigt, dass das Event mitnichten ein plötzliches, kurzfristiges Erblühen einer Sonderfauna ist; vielmehr reflektiert die graduelle Faunenentwicklung eine deutliche Reaktion der Lebewelt



auf Veränderungen des Systems, in diesem Falle eines regressiv-transgressiven Ereignisses mit damit einhergehenden physikochemischen Veränderungen des Ablagerungsraumes.

Die überregionale  $^{13}\text{C}$ -Korrelation (Abb. 11) induziert eine Korrelation des *c/p*-Events mit dem Caburn Sponge Bed von Dover (GALE, 1996), das gleichermaßen ein regressiven Trend markiert (WIESE & KAPLAN, 2001).

Tuff  $T_D$ : Der Tuff  $T_D$ , in Wicking II ca. 6,80 m über Top des *c/p*-Events nachgewiesen (WRAY et al., 1995), markiert die Hangendgrenze des bearbeiteten Detailprofils. Er ist im Rahmen des integrierten stratigraphische Rüstwerks ein hervorragender Marker einerseits für überregionale Korrelation, andererseits für die Kalibrierung biostratigraphischer Schemata (WRAY & WOOD, 1995; WRAY, 1999). Nachweise bestehen aus Salzgitter-Salder und Söhle wie aus dem Teutoburger Wald zwischen Lengerich und dem Bärenal im Südosten. Eine zweifelsfreie Korrelation von  $T_D$  besteht mit dem Caburn Marl Sünglands bzw. Deepdale Lower Marl Ostenglands (WRAY, 1999). Eine weiterführende Korrelation nach Frankreich ist möglich (VANDERAVEROET et al., 2000).

## 8. Isotopenstratigraphie ( $^{13}\text{C}$ )

Für einen ca. 90 m mächtigen Bereich vom oberen Mittel- bis zum unteren Ober-Turon wurde von WIESE & KAPLAN (2001) eine  $^{13}\text{C}$ -Kurve präsentiert. Wie von WIESE (1999) in Nordspanien eingeführt, lässt sich auch in Lengerich die Nummerierung individueller Isotopenpeaks (Peak -4 bis Peak -1) anwenden (Abb. 4). Auch das „Datum 0“, ein wichtiger und in allen bisher publizierten Isotopenprofilen diesen Zeitraum betreffend vorkommender Marker, ist erkennbar. In diesem Sinne reiht sich das Lengericher Profil zwanglos in das bereits bestehende  $^{13}\text{C}$ -Gerüst für dieses stratigraphische Intervall ein (ARTHUR et al., 1987; SCHLANGER et al., 1987; JENKYNS et al., 1994; MITCHELL et al., 1996; VOIGT & Hilbrecht, 1997; WIESE, 1999; STOLL & SCHRAG, 2000).

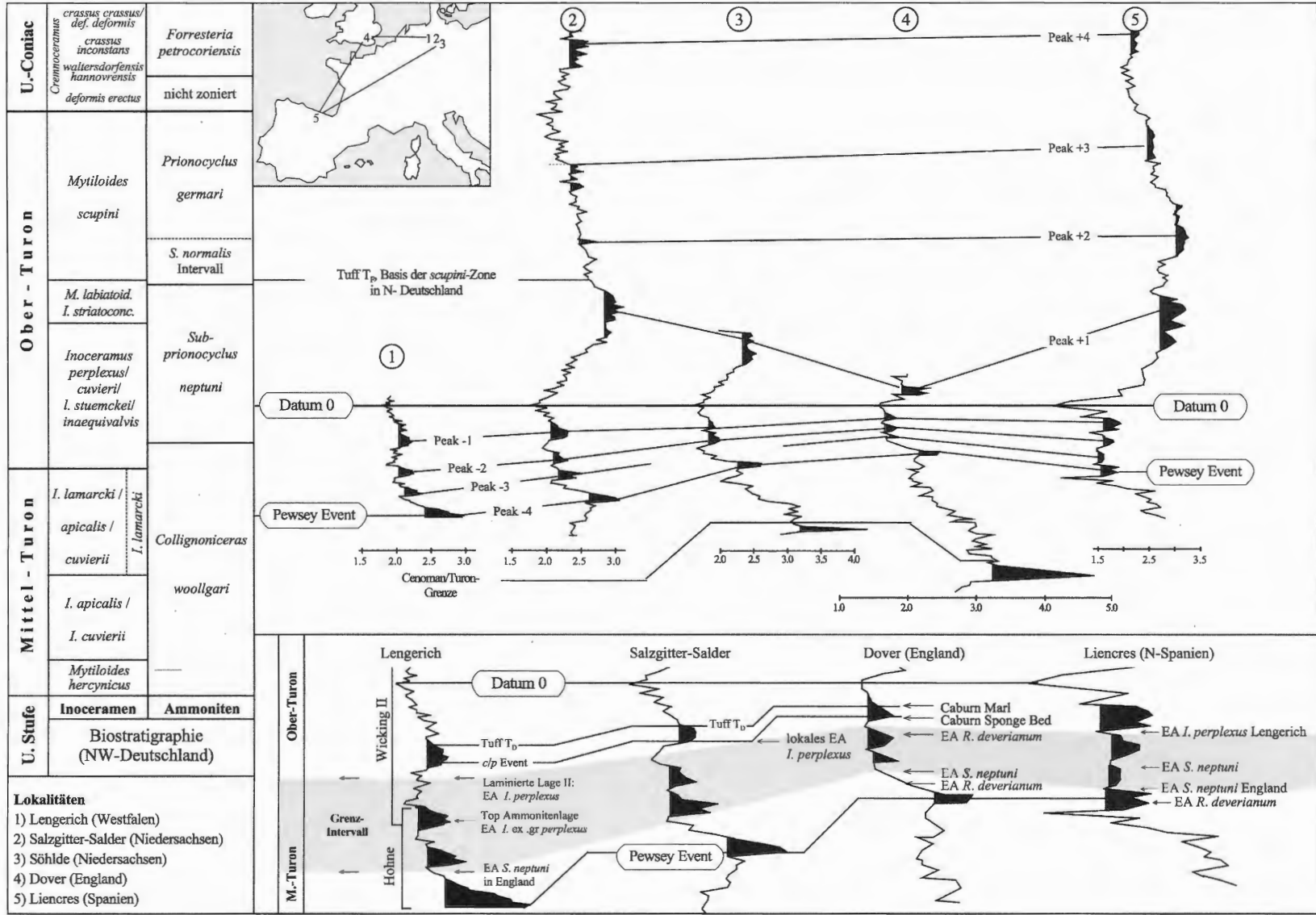
Der wohl entwickelte positive Ausschlag in der *lamarcki*-Zone (Peak -4) an der Basis des beprobten Profils (Abb. 4) entspricht dem englischen Pewsey Event *sensu* GALE (1996), der zumindest in turonen pelagischen Karbonaten den prominentesten Marker darstellt (Abb. 11). Die folgenden Peaks -3 bis -1 lassen sich zweifelsfrei zwischen England, Deutschland und Spanien korrelieren (Abb. 11). In ersteren beiden Regionen gewährleistet der Caburn Marl bzw. Tuff  $T_D$  eine zusätzliche stratigraphische Kontrolle. In diesem Sinne repräsentiert das isotopenstratigraphische Gerüst ein ideales Werkzeug zur Kalibrierung des Erstauftretens der hier avisierten Index taxa, die traditionell als Anzeiger für die Basis des Ober-Turon genutzt werden. Andererseits kann die sequenzstratigraphische Gliederung Lengerichs mit denen anderer Regionen hochauflösend verglichen werden.

## 9. Diskussion möglicher Mittel-/Ober-Turon-Grenzmarker

In Verbindung mit der  $^{13}\text{C}$ -Kurve lassen sich die regionalen Eintrittsdaten möglicher Index taxa für die Mittel-/Ober-Turon-Grenze (*Subprionocyclus neptuni*, *Romaniceras deverianum*, *Inoceramus ex gr. perplexus*) gegeneinander eichen. Damit kann ihr Potential für eine überregionale Korrelation geprüft werden.

Erstaufreten *Inoceramus perplexus*: In Salzgitter-Salder und Söhle liegt das Erstauftreten von *I. perplexus* im *costellatus/plana* Event im mittleren Teil von Peak -1. (ERNST et al., 1983; WOOD & ERNST, 1997). In Lengerich hingegen findet sich das erste zweifelsfreie Erstauftreten von *I. ex gr. perplexus* nahe Peak -2. Dieser Unterschied mag auf selektive Sammlungstätigkeit zurückgehen, neue Geländekampagnen zeigen Reste dünnschaliger Inoceramen deutlich unterhalb des *costellatus/plana*-Events. Insgesamt repräsentiert das Einsetzen von *I. perplexus* einen Innovationsschub bei Inoceramen, der offensichtlich in der gesamten „Euramerican Region“ *sensu* KAUFFMAN (1973) erkannt werden kann (WALASZCZYK & WOOD, 1999; WALASZCZYK & COBBAN, 2000) und somit ein Phylo-Event erster Güte mit überregionale Korrelationspotential darstellt.

Abb. 11: Überregionale Korrelation des  $^{13}\text{C}$ -Profils Lengerichs Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereich mit Niedersachsen, England und Nordspanien. Die Eintrittsdaten möglicher Grenzmarker (*I. perplexus*, *R. deverianum*, *S. neptuni*) sind gegeneinander kalibriert (verändert nach WIESE & KAPLAN, 2001). EA: Erstauftreten; c/p: *costellatus/plana*. Isotopendaten: Lengerich: WIESE & KAPLAN (2001); Salz-der: VOIGT & HILBRECHT (1997); Dover: JENKYNs et al. (1995); Liencres: WIESE (1999). Quellen für Biostratigraphie: vgl. Abb. 2.



Erstauftreten *Subprionocyclus neptuni*: Werden die EAs von *S. neptuni* im überregionalen Vergleich (Deutschland, England, Spanien, vgl. Abb. 6) gegen die  $^{13}\text{C}$ -Kurve geplottet, fällt auch hier ein deutlich diachrones Einsetzen der Art auf (WIESE & KAPLAN, 2001). In Nordfrankreich tritt *S. neptuni* in einem Bereich zwischen dem Bridgewick Marls und Lewes Marls erstmals auf (AMÉDRO & ROBASZYNSKI, 2001). Ob dies fazielle oder biogeographische Gründe hat oder sammlungsbedingt ist, bleibt offen. Auch aus Tunesien ist *S. neptuni* nachgewiesen (ROBASZYNSKI et al., 2000), dort jedoch fällt das Erstauftreten in einen Bereich zwischen Peak -1 und Datum 0 (WIESE, in Vorbereitung). Dies unterstreicht eindrucksvoll, wie wenig das Erstauftreten dieser Art beim momentanen Kenntnisstand geeignet ist, eine international praktikable Mittel-/Ober-Turon-Grenze zu definieren.

Basierend auf dieser Erfahrung relativiert sich der stratigraphische Wert der aus der nördlichen Hemisphäre reichlich beschriebenen Populationen bzw. weltweite Einzelfunde (FUTAKAMI & OBATA, 1988). Besonders gilt dies für unhorizontierte Nachweise wie z. B. aus Madagaskar (COLLIGNON, 1965)

Erstauftreten *Romaniceras deverianum*: Das Erstauftreten von *R. deverianum* liegt in Nordspanien im Bereich des Pewsey Events (Peak -4). In England stammt der älteste publizierte Nachweis aus dem Bereich um Peak -2 zwischen den Mergellagen Southerham und Caburn Marl (GALE, 1996). Diese Eintrittsdaten könne jedoch nicht zu den Vorkommen des Münsterlandes (LOMMERZHEIM, 1976) in Bezug gesetzt werden, da keiner der Funde exakt in das bestehende stratigraphische Gerüst eingehängt werden kann. Darüber hinaus entstammen alle Vorkommen ausschließlich der kondensierten, glaukonitischen Randfazies des südwestlichen Münsterlandes (vgl. Abb. 1); in der distalen Plänerkalksteinfazies ist dieses Taxon bisher nicht nachgewiesen worden. Das Erstauftreten von *R. deverianum* in Tunesien (ROBASZYNSKI et al., 1990) entspricht isotopenstratigraphisch einem Bereich oberhalb Peak -2/-1 (WIESE, in Vorbereitung). In diesem Rahmen wird deutlich, dass auch dieses Ammoniten-Taxon nicht für überregionale Vergleiche genutzt werden kann. Nachweise der Art, z. B. aus Süddeutschland (DACQUE, 1939), Österreich (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996), Bulgarien (PAVLISHINA & MINEV, 1998) oder Frankreich (ROMAN & MAZERAN, 1913) können wegen stratigraphischer Unschärfen nicht ohne stratigraphisch signifikante Begeleitfauna für eine überregionale Korrelation genutzt werden.

## 10. Bemerkungen zu ausgewählten Faunen

Insgesamt ist auffällig, dass die Faunenverteilung innerhalb der Profilsäule regelhaften Schwankungen unterworfen ist, die wiederum eine Beziehung zur relativen Meeresspiegel-Kurve zeigt. So ist die MFZ merklich an Makrofauna verarmt, wohingegen Bereiche um den HST/TSST meist durch eine Zunahme der Diversität und Faunenführung insgesamt charakterisiert sind. Folgend werden an ausgewählten Gruppen die Veränderungen skizziert.

Ammoniten: Die Vermutung, dass die Entwicklung/Evolution von Ammonitenfaunen in Beziehung zu Meeresspiegelschwankungen steht, ist nicht neu und wurde wiederholt für paläozoische und mesozoische Ammonoideen diskutiert (WIEDMANN & KULLMANN, 1996; mit weiterführenden Zitaten). Hinlänglich bekannt ist ebenso, dass bestimmte Ammoniten-Morphotypen in definierten Beckenbereichen bevorzugt auftreten (SCOTT, 1940; TANABE, 1979; BATT, 1989; WESTERMANN, 1989).

Ein synthetisiertes Modell für den Jura und die Kreide präsentierte WESTERMANN (1996), in dem zahlreiche Morphotypen, vorgestellt am Beispiel ausgewählter Gattungen, in einem Schwellen-Becken-Transsect dargestellt wurden. Die Morphotypenverteilung im Münsterland folgt etwa den Erfahrungen wie sie auch für das Turon bereits beschrieben wurden. Grob skulpturierte/gedrungene/involute Taxa sowie Großammoniten sind eher in schwelennahen Positionen anzusiedeln (SEIBERTZ, 1978; KAPLAN, 1988; KAPLAN & KENNEDY, in press). Mit der Entfernung von der Küste nehmen zunächst die Collignoniceratiden (z. B. *Subprionocyclus*) und gleich danach die nicht-scaphitiden/baculitiden Heteromorphen (z. B. *Allocrioceras*) zu. Ganz distale Bereiche sind eher durch Artenarmut und Dominanz ubiquitärer Typen (*Scaphitide*, *Baculitide*) charakterisiert (vgl. Diskussion in WIESE & KRÖGER, 1998).

Unter der Anwendung der WALTER'schen Faziesregel sollten dann Veränderungen der Morphotypen-Zusammensetzung in der Profilsäule etwa bathymetrisch indikativen Trends in der Lithologie und Mikrofazies folgen. In der Tat zeigt sich eine deutliche Veränderung von der „Ammonitenlage“ (*Allocrioceras*, *Scaphitide*,

Baculitide) zur Kalkkollenlage und dem frühen HST, in denen lediglich dispers verteilt und selten Scaphitide und Baculitide auftreten. Mit dem späten HST werden zunächst Baculitide häufiger. Darauf folgt ein Intervall in dem besonders *Allocrioceras*, *Yezoites bladenensis*, *Scaphites geinitzii* und *Sciponoceras bohemicum* dominieren. Erst später im weiteren Verlauf des HST setzen dann Collignoniceratide ein. In diesem Sinne fügen sich die Interpretationen aus der Morphotypen-Entwicklung und der Lithologie zwanglos zu einem homogenen Gesamtbild zusammen. Somit wird auch nachvollziehbar, dass der multituberkulate *Romaniceras deverianum* (Acanthoceratidae), der im Münsterland eine deutliche Fixierung auf relativ proximale Beckenteile zeigt, im Raum Lengerich nicht zu erwarten ist.

Irreguläre Echiniden: Obwohl irreguläre Echiniden in den Faunenlisten der Plänerkalksteine immer wieder auftauchen, wurden besonders die cenomanen bis coniaassischen Taxa der norddeutschen Plänerkalkstein-Formation bisher nicht monographisch abgehandelt. Die Menge paläontologischer Einzeldarstellungen (auch im Rahmen größerer Werke) ist daher sehr übersichtlich (VON STROMBECK, 1863; SCHLÜTER, 1869; ELBERT, 1901; ERNST 1970a, b, 1972). Daneben finden sich einige Angaben über die Fazies/Fauna-Wechselbeziehungen bzw. die ökologische Aussagekraft von Echinidenassoziationen auch für das Turon am Südrand des Münsterlandes (SEIBERTZ, 1978). Insgesamt zeichnet sich die Echinidenfauna im bearbeiteten Intervall durch eine nahezu monospezifische Assoziation des holasteroiden *Infulaster ex gr. excentricus* aus. *Infulaster* gilt als flachgrabend-endobenthische Spezies mit spezieller Adaption zur Respiration und Nahrungsaufnahme in feinkörnigem Sediment (GALE & SMITH, 1982). Eben dieses Sediment dominiert weite Abschnitte der oberen Kalk/Mergel-Wechselfolge. Auf das vorwiegend distale Häufigkeitsmaximum von *Infulaster* wurde bereits von SEIBERTZ (1978) hingewiesen. So fügen sich Interpretationen aus lithologischen wie paläontologischen Daten harmonisch zusammen. In diesem Sinne stellt hier also ein Negativ-Merkmal – die Abwesenheit weiterer irregulärer Echinidentaxa (*Echinocorys*, *Micraster*, *Discoidea*) – bei gleichzeitiger Dominanz von *Infulaster* ein deutliches ökologisches Signal dar, das dieses Taxon zu einem guten Faziesindikator macht. Somit lassen sich im Analogschluss auch stratigraphisch kurzfristige *Infulaster*-Peaks des Teutoburger Waldes und Niedersachsens im Bereich der Mergellage  $M_E$  (Maximum Flooding Intervall!) sinnvoll im Rahmen der bestehenden sequenzstratigraphischen Interpretationen deuten. Weniger faziessensibel ist *Plesiocorys*, (Holasteroidea) mit ubiquitärer Verbreitung in allen Beckenbereichen (und also auch in Lengerich). Dazwischen ist *Echinocorys* (Holasteroidea) anzusiedeln, der ganz distale Beckenbereiche scheute aber gerne bis in recht proximale Settings vordrang (SEIBERTZ, 1978; WIESE & KRÖGER, 1998). Sehr proximale Bereiche mit verringerten Sedimentationsraten und Hartgrundbildung wie Ahaus-Wüllen (Abb. 1) sind durch die sogenannte *Conulus*-Fazies *sensu* ERNST et al. (1979) (= Galeriten-Pläner: VON STROMBECK, 1857; Galeriten-Schichten: LÖSCHER 1910; Galeriten-Fazies: BÄRTLING 1913) charakterisiert (ERNST 1967), die schon frühzeitig richtig als „Seichtwasserbildungen“ interpretiert wurden (LÖSCHER 1912). Assoziiert kommen dort nicht selten großwüchsige *Echinocorys* vor, die ein fester Bestandteil der *Conulus*-Fazies sind. Bei Abwesenheit von *Conulus* und gleichzeitiger Anwesenheit einer indikativen Begleitfauna (z. B. basiphytale Hexactinellida, Brachiopoden, dickschalige Inoceramen) *quasi* eine „incipient *Conulus* facies“ anzeigen (WIESE & KRÖGER, 1998). Auch wenn in der hochdiversen *Conulus*-Fazies Wüllens *Infulaster* durchaus vorkommt, ist dieser allein ob der Begleitfauna für die Charakterisierung des Biotops insignifikant.

Das Verteilungsmuster des Spatangiden *Micraster* bedarf besonderer Aufmerksamkeit, so sind die „primitiven“ Vertreter dieser Gruppe (*M. leskei*, *M. borchardi*) eher an proximale Habitate angepasst. Sie kommen in Wüllen und vergleichbaren stratigraphischen Levels im Anglo-Pariser Becken vor. In Lengerich sind sie jedoch ob der distalen Beckenposition nicht zu erwarten. „Entwickelte“ *Micraster* des Formenkreises um *M. decipiens/normanniae/cortestudinarium* müssen zumindest im Ober-Turon eher als Beckenform gelten (vgl. Fazies/Evolutions-Diagramm von NICHOLS, 1959; adaptiert von ROSE & CROSS, 1993). In Lengerich können sie noch nicht vorkommen, da ihr stratigraphisches Erstauftreten im Bereich der untersten *Mytiloides scupini*-Zone liegt. Das EA der „entwickelten“ *Micraster* im *Micraster*-Event (untere *M. scupini*-Zone, vgl. Abb. 2) ist an eine Maximum Flooding Zone gebunden. Somit belegen dieses Echiniden und *Infulaster* ähnliche Nischen mit vergleichbare Habitatansprüchen, und interessant bleibt hier die Frage, welche Charakteristika *Micraster* verhalfen, sich gegenüber *Infulaster* durchzusetzen [Bei der Ausbeutung der Nahrungsressourcen zeigen sich möglicherweise Unterschiede: *Infulaster* ist ein „selective surface feeder“ (GALE & SMITH, 1982), „entwickelte“ *Micraster* repräsentieren hingegen „bulk sediment feeder“].

Brachiopoden: Brachiopoden als ökologische Indikatoren bzw. Anzeiger für bathymetrische Trends sind in der Plänerkalksteinfazies bisher lediglich sporadisch genutzt worden (SEIBERTZ, 1978). Auffällig ist, dass

zumindest in den Fossilisten der Erläuterungen zur GK 25 Niedersachsen und für die *Conulus*-Fazies von Wüllen (LÖSCHER, 1910) höchste Brachiopodendiversität meist in Verbindung mit einer *Conulus*-Fazies bzw. „incipient“ *Conulus*-Fazies auftritt. Die einzigen nennenswerten taxonomischen Aufwältigungen der Fauna basiert auf Material aus einer solchen Fazies (SCHLOENBACH, 1868).

Insgesamt zeigt die Geländeerfahrung aus Niedersachsen und Sachsen-Anhalt am Beispiel des *Hyphantoceras*-Events im höheren Ober-Turon (Abb. 2, relatives Meeresspiegel-Tief aber beginnende Transgression mit einem Häufigkeitsmaximum/Diversitätsspeak bei Makroinvertebraten), dass eine laterale Abfolge von Brachiopoden (-morphotypen) erkennbar ist. Distale Bereiche sind verarmt an Brachiopoden. Mit zunehmend proximalen Profilen setzen zunächst kleinwüchsige *Orbirhynchia* ein, später erste, kleine Terebratulide. Mit zunehmender Proximalität nehmen Individuen beider Gruppen deutlich an Größe zu und beginnen, die Invertebratenfauna zu dominieren (Rothenfelder Grünsand, SCHLOENBACH, 1869; Soester Grünsand im Raum Anröchte – Dortmund, SEIBERTZ, 1978; Hoppenstedt, HORNA, 1996). Im Rahmen dieser Schwellen-Becken-Verteilung bei den Brachiopoden ist die Fossilarmut innerhalb dieser Gruppe im Raum Lengerich verständlich, und sie fügt leicht in die erkennbaren Verteilungsmuster ein.

*Inoceramen*: Die Inoceramen zeigen keinen einheitlichen Trend. Insgesamt ist jedoch auffällig, dass die Häufigkeitsmaxima verschiedener Gruppen an unterschiedliche Positionen innerhalb eines sedimentären Zyklus gebunden sind. Besonders augenfällig ist die Dominanz von *I. perplexus* im HST und der Faunenumschwung zu Inoceramen des *lamarcki*-Formenkreises bei beginnender Transgression. Auffällig ist die Dominanz von großwüchsigen, bis zu 100 cm großen Exemplaren des Formenkreises *lamarcki stuercke* in distalen Profilen wie Wicking II und Halle zwischen Tuff T<sub>D</sub> und der Mergellage M<sub>E</sub> und in proximalen Profilen wie Wüllen im Bereich der *Conulus*-Lagen. Die Vorkommen unmittelbar unter der Mergellage M<sub>E</sub> von Halle sind mit seltenen, hochwüchsigen *Conulus* assoziiert.

## 11. Zusammenfassung

Die hochfrequenten Kalk/Mergel-Wechselfolgen des Mittel-/Ober-Turon Grenzbereichs im Raum Lengerich zeichnen sich durch vergleichsweise hohe Akkumulationsraten und somit stratigraphische Vollständigkeit aus. Daher scheint dieses Profil im besonderen Maße dafür geeignet zu sein, den Grenzbereich zum Ober-Turon multistratigraphisch aufzuwältigen und überregional mit zeitgleichen Vorkommen zu korrelieren. Grundlage hierfür ist eine überzeugende überregionale isotopenstratigraphische Korrelation, die es ermöglicht, mögliche Indextaxa für die Basis des Ober-Turon unabhängig von biogeographischen, faziellen oder sammlungsbedingten Implikationen zu kalibrieren. Im Detail zeigt sich im Nord/Süd-Transsect Deutschland – England – Spanien – Tunesien, dass die EAs der Ammoniten *S. neptuni* und *R. deverianum* nach derzeitigen Aufsammlungsergebnissen diachron und somit als Marker ungeeignet sind. Darüber hinaus ist das Auftreten von *R. deverianum* im Münsterländer Becken stratigraphisch unsicher und eindeutig faziesabhängig. In größerem regionalen Kontext muss somit die biostratigraphische Signifikanz sporadischer Nachweise der Indextaxa angezweifelt werden. Wenn auch vorzugsweise in der euroamerikanischen-asiatischen Region vorkommend, scheint *I. perplexus* wegen seiner weiten und meist individuenreichen Verbreitung als provisorischer Marker von allen diskutierten Taxa an besten geeignet zu sein, die Basis des Ober-Turon zu definieren. Dieser Ansatz folgt damit den Vorschlägen von KELLER (1982), der dies erstmals für Norddeutschland vorschlug. Er stellte *Inoceramus costellatus* = *Inoceramus perplexus* neben *S. neptuni* als besonders geeignetes Indextaxon für die Definition der Basis Ober-Turon heraus. Das echte EA von *I. perplexus* bleibt jedoch noch unklar. *I. ex gr. perplexus* tritt bereits in Schicht 114 auf, echte *I. perplexus* sind aus der Laminierten Lage II nachgewiesen. Damit kann der mögliche Grenzbereich auf ein Intervall von ca. 20 m eingegrenzt werden. Jedoch bleiben weitere Geländeaufsammlungen nötig, um die stratigraphische Unschärfe auszugleichen. Der Grenzbereich fällt in die *perplexus*-Sequenz, die einen Meeresspiegel-Zyklus 3ter Ordnung repräsentiert.

## 12. Danksagung

Wir möchten Herrn Dr. M. Rossmann (Geschäftsführung der Dyckerhoff AG, Werk Lengerich) für die Unterstützung bei den Geländekampagnen danken. Weitere Hilfe wurde uns durch Dr. K. P. Lanser,

Dr. D. Grzegorzcyk, Dr. L. Schöllmann (Westfälisches Museum für Naturkunde und paläontologische Bodendenkmalpflege) sowie U. Scheer (Ruhrländmuseum Essen) zuteil. Diskussionen mit Dr. C. Neumann (Naturkundemuseum Berlin) erhellten unser Wissen um die Echinidenfauna und Frau A. Pigowska (FU Berlin) sei gedankt für Labor- und Computerarbeiten. Dr. I. Walaszczyk (Prag) bestimmte freundlicherweise einige der Inoceramen.

### 13. Schriften

- AMÉDRO, F. & ROBASZINSKI, F. (2001): Evénements sédimentaires et bio-écologiques dans les craies du Boulonnais: des repères pour des corrélations précises intra – et inter bassins. – Annales de la Société Géologique du Nord, 2ième série, **8**, 159-171; Paris.
- ARNOLD, H. (1964): Zur Feinstratigraphie des *schloenbachi*-Turons von Geseke, Erwitte und Paderborn – Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, **7**, 487-494; Münster.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1987): The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: BROOKS, J. & FLEET, A.J. (Hrsg.), Marine petroleum source rocks. Geological Society Special Publications, **26**, 401-420; London.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (2000): Das Osning-Lineament am Südrand des Niedersachen-Beckens. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **150**, 673-695; Hannover.
- BÄRTLING, R. (1913): Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk. – 420 S.; Stuttgart (Enke).
- BATT, R.J. (1989): Ammonite shell morphotype distribution in the Western Interior Greenhorn Sea (Cretaceous) and some paleoecological implications. – Palaios, **4**, 32-42; Tulsa.
- BENGTSON, P. (1996): The Turonian stage and substage boundaries. – Bulletin de l'Institut Royal Science Naturelle Belgique (Science de la Terre), **66 (Supplement)**, 69-74; Brüssel.
- BILLINGHURST, S.A. (1927): On some new Ammonoidea from the Chalk Rock. – Geological Magazine, **64**, 511-518; London.
- BOLLMAN, J. (1990): Faziesanalyse pelagischer Kalke aus der tieferen Oberkreide von Hilter/Hankenberge a. T. W., Teil II: Mitteluron bis Oberturon. – unveröff. Diplomarbeit FU Berlin, 122 S; Berlin.
- BRÄUTIGAM, F. (1962): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Cenomans und Turons im nordwestlichen Harzvorland. – 261 S.; unveröff. Dissertation Technische Universität Braunschweig; Braunschweig.
- COLLIGNON, M. (1965): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites), Fascicule XII (Turonien). – Service Géologique Tananarive, 1-82; Tananarive.
- DACQUÉ, E. (1939): Die Fauna der Regensburger-Kelheimer Oberkreide (mit Ausschluß der Spongien und Bryozoen). – Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Neue Serie, **45**, 1-218; München.
- DECONINCK, J.-F., AMÉDRO, F., DESPRAIRES, A., JUIGNET, P. & ROBASZYNSKI, F. (1991): Niveaux repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. – C.R. Académie des Sciences Paris, Série II, **312**, 897-903; Paris.
- DORN, P. & BRÄUTIGAM, F. (1959): Hinweise auf Oberkreidevulkanismus in NW-Deutschland. – Abhandlungen der Braunschweiger wissenschaftlichen Gesellschaft, **11**, 1-4; Braunschweig.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. (1991): Limestone-marl alternations – an overview. In: Einsele, G, Ricken, W & Seilacher, A. (Hrsg.), Cycles and Events in Stratigraphy. S. 23-47; Berlin, Heidelberg, New York.
- EISENLOHR, H. (1963): Beitrag zur Klärung der Frage nach der Mächtigkeit des Cenoman-Mergels in der Gegend von Lengerich/Westf. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **117**, 105-110; Stuttgart.
- EISENLOHR, H. (1976): Die genaue stratigraphische Einstufung der am Nordhang des Lengericher Bahntunnels anstehenden Mergel der Oberkreide. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1976**, 577-580; Stuttgart.
- EISENLOHR, H. (1980): Dreigliederung des Varians-Pläners (kc2) am Teutoburger Wald zwischen Iburg und Rheine. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1980**, 272-276; Stuttgart.
- ELBERT, J. (1901): Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande, Westfalens und des Regierungsbezirks Osnabrück, **58**, 77-167; Bonn.
- ERNST, G. (1967): Über Fossilnester in *Pachydiscus*-Gehäusen und das Lagenvorkommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschlands. – Paläontologische Zeitschrift, **41**, 211-229; Stuttgart.
- ERNST, G. (1970a): Faziesgebundenheit und Ökomorphologie bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. – Paläontologische Zeitschrift, **44**, 41-62; Stuttgart.
- ERNST, G. (1970b): Zur Stammesgeschichte und stratigraphischen Bedeutung der Echiniden-Gattung *Micraster* in der nordwestdeutschen Oberkreide. – Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts Hamburg, **39**, 117-135; Hamburg.
- ERNST, G. (1972): Grundfragen der Stammesgeschichte bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. – Geologisches Jahrbuch A, **4**, 63-175; Hannover.
- ERNST, G. & WOOD, C.J. (1995): Die tiefere Oberkreide des subherzynen Niedersachsens. – Terra Nostra, **5/95**, 41-84; Hildesheim.
- ERNST, G., SCHMID, F. & KLISCHIES, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. In: Wiedmann, J. (Hrsg.), Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**, 11-46; Stuttgart.

- ERNST, G., SCHMID, F. & SEIBERTZ E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – *Zitteliana*, **10**, 531-554; München.
- ERNST, G., WOOD, C.J. & HILBRECHT, H. (1984): The Cenomanian-Turonian boundary problem in NW-Germany with comments on the north-south correlation to the Regensburg area. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **33**, 103-113; Kopenhagen.
- ERNST, G., NIEBUHR, B., WIESE, F. & WILMSEN, M. (1996): Facies development, basin dynamics, event correlation and sedimentary cycles in the Upper Cretaceous of selected areas of Germany and Spain. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie Sonderband*, **3**, 87-100; Göttingen.
- ERNST, G., SEIBERTZ, E. & WOOD, C.J. (1998): D 2.4 Cenomanian-Turonian of Wüllen near Ahaus. In: Mutterlose, J., Bornemann, A., Rauer, S., Spaeth, C. & Wood, C.J. (Hrsg.), *Key localities of the northwest European Cretaceous*. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, **48**, 157-164; Bochum.
- ERNST, G., WOOD, C.J. & REHFELD, U. (1998): C 2.10 Cenomanian-Turonian of Söhlde. In: Mutterlose, J., Bornemann, A., Rauer, S., Spaeth, C. & Wood, C.J. (Hrsg.), *Key localities of the northwest European Cretaceous*. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, **48**, 102-120; Bochum.
- FIEDLER, K. (1984): Tektonik (Baugeschichte). In: Klassen, H. (Hrsg.), *Geologie des Osnabrücker Berglandes*, 519-565; Osnabrück.
- FIEGE, K. (1930): Über die Inoceramen des Oberturon mit besonderer Berücksichtigung der in Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. – *Palaeontographica*, **73**, 31-47; Stuttgart.
- FIET, N. & GORIN, G. (2000): Lithological expression of Milankovitch cyclicity in carbonate-dominated, pelagic, Barremian deposits in central Italy. – *Cretaceous Research*, **21**, 457-467; London.
- FRIEG, C., HISS, M. & MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – *Münstersche Forschung zur Geologie und Paläontologie*, **69**, 161-186; Münster.
- FRITSCH, A. (1872): Cephalopoden der böhmischen Kreideformation, 51 S.; Fr. Rivnac, Prag.
- FUTAKAMI, M. & OBATA, I. (1988): Distribution of some Turonian and Coniacian Collignoniceratid ammonites. In: Wiedmann, J. & Kullmann, B. (Hrsg.), *Cephalopods-present and past*, 505-512; Stuttgart (Schweizerbart).
- GALE, A. & SMITH, A.B. (1982): The palaeobiology of the Cretaceous irregular echinoids *Infulaster* and *Hagenowia*. – *Palaeontology*, **25**, 11-42; London.
- GALE, A.S. (1996): Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In: Hesselbo, S.P. & Parkinson, D.N. (Hrsg.), *Sequence stratigraphy in British geology*. *Geological Society Special Publications*, **103**, 177-195; London.
- GALLOWAY, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analyses: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. – *AAPG Bulletin*, **73**, 125-142; Tulsa.
- GEINITZ, H.B. (1849-1850): *Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland*, 293 S., 12 Taf.; Graz & Gerlach, Freiberg.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., BACKSTROM, S. & HARDENBOL, J. (1995): Recent development in the Cretaceous time scale. – *Berichte-Reports des Geologisch Paläontologischen Institutes der Universität Kiel*, **76**, 43-50; Kiel.
- HAACK, W. (1925): Die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, *Monatsberichte*, **76**, 33-52; Berlin.
- HAACK, W. (1935): Erläuterungen zu Blatt Lengerich. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*, Lieferung 336, 48 S.; Berlin.
- HANCOCK, J.M., KENNEDY, W.J. & WRIGHT, C.W. (1977): Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. – *Special Papers of the Palaeontological Society of Japan*, **21**, 151-168; Tokyo.
- HASEBRINK, A. (1908): Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich in Westfalen. – *Verhandlungen des naturhistorischen Vereins des preußischen Rheinlands und Westfalens*, **46**, Bonn.
- HEIM, D. (1957): Über die mineralischen, nichtkarbonatischen Bestandteile des Cenoman und Turon der mitteldeutschen Kreidemulden und ihre Verteilung. – *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrologie*, **5**, 302-330; Heidelberg.
- HILBRECHT, H. & DAHMER, D.-D. (1994): Sediment dynamics during the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) oceanic anoxic event in northwestern Germany. – *Facies*, **30**, 63-84; Erlangen.
- HORNA, F. (1995): Komplexer Nachweis einer Tufflage im Turon von Hoppenstedt. – *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen E*, **16**, 207-213; Berlin.
- HORNA, F. (1996): Multistratigraphisch-sedimentologische Untersuchungen an pelagischen Karbonaten – Das Oberkreide-Profil von Hoppenstedt (Subherzynes Becken). – *Freiberger Forschungshefte C*, **464**, 73-144; Freiberg.
- JENKINS, H.C., GALE, A.S. & CORFIELD, R.M. (1994): Carbon – and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. – *Geological Magazine*, **131**, 1-34; London.
- JIMBO, K. (1894): Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. – *Palaeontologische Abhandlungen*, Neue Folge, **2**, 149-194; Wien.
- KANZLER, O. (1920): *Geologie des Teutoburger Waldes und des Osnings*. – 192 S.; Bad Rothenfelde (Verlag von Johann Georg Holzwarth).
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. – *Newsletters on Stratigraphy*, **17**, 9-20; Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1988): Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae Wright & Kennedy 1951 aus dem Turon (Oberkreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland). – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **12**, 5-45; Münster.
- KAPLAN, U. (1989): Die heteromorphe Ammonitengattung *Allocrioceras* Spath aus dem Turon von Nordwestdeutschland. – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **15**, 71-105; Münster.

- KAPLAN, U. (1991a): 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 Verein Bielefeld und Umgegend, **32**, 125-159; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1991b): Das höhere Ober-Turon von Westfalen und Niedersachsen – einige Anmerkungen zu Faunenunterschieden. – Arbeitskreis Paläontologie Hannover, **19**, 136-174; Hannover.
- KAPLAN, U. (1992a): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **21**, 7-37; Münster.
- KAPLAN, U. (1992b): Die tiefe Oberkreide des Teutoburger Waldes, Teil 3: Das Turon zwischen Bielefeld-Senne und Augustdorf. – Berichete des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld und Umgegend, **33**, 191-208; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1998): Cenomanian-Turonian of Lengerich. In: Mutterlose, J., Bornemann, A., Rauter, S., Spaeth, C. & Wood, C.J. (Hrsg.), Key localities of the Northwest European Cretaceous. Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, **48**, 150-152; Bochum
- KAPLAN, U. & BEST, M. (1984): Neue Ergebnisse zur stratigraphischen Stellung und geographischen Verbreitung der „Rothenfelder Grünsande“ (Turbidite) und der submarinen Großgleitung von Halle/Westfalen. – Osnabrücker naturwissenschaftliche Mitteilungen, **11**, 17-26; Osnabrück.
- KAPLAN, U. & KENNEDY, W.J. (1994): Die Ammoniten des westfälischen Coniac. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **31**, 1-155; Münster.
- KAPLAN, U. & KENNEDY, W.J. (1996): Upper Turonian and Coniacian ammonite stratigraphy of Westphalia, NW-Germany. – Acta Geologica Polonica, **46**, 305-352; Warschau.
- KAPLAN, U., KENNEDY, W.J., LEHMANN, J. & MARCINOWSKI, R. (1998): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **51**, 236 S.; Münster.
- KAPLAN, U. & SCHMID, F. (1988): Die heteromorphen Ammoniten der Gattungen *Eubostyroceras* und *Hyphantoceras* aus dem Turon NW-Deutschlands. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **12**, 47-87; Münster.
- KAPLAN, U. & WIESE, F. (2000): 90 Millionen Jahre zurück, die Steinbrüche bei Lengerich. – Kalk, Natur und Landschaft, **1**, 31-69; Tecklenburg.
- KAUFFMAN, E.G. (1973): Cretaceous Bivalvia. In: Hallam, A. (Hrsg.), Atlas of palaeobiogeography. – 353-383; Amsterdam (Elsevier).
- K DZIERSKI, M. & UCHMANN, A. (2001): Ichnofabrics of the Upper Cretaceous marlstones in the Opole region, southern Poland. – Acta Geologica Polonica, **51**, 81-91; Warschau.
- KELLER, S. (1982): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac); Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. – Geologisches Jahrbuch A, **64**, 2-171; Hannover.
- KENNEDY, W.J. (1988): Late Cenomanian and Turonian ammonite faunas from northeast and central Texas. – Special Papers in Palaeontology, **39**, 131 S.; London.
- KÜCHLER, T. (1998): Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio- and event stratigraphy. Part I: Cenomanian through Santonian. – Acta Geologica Polonica, **48**, 157-263; Warschau.
- LEHMANN, J. (1999): Integrated stratigraphy and palaeoenvironment of the Cenomanian – Lower Turonian (Upper Cretaceous) of northern Westphalia, north Germany. – Facies, **40**, 25-70; Erlangen
- LOMMERZHEIM, A. (1976): Zur Palaeontologie und Stratigraphie der turonen Grünsande (Oberkreide) im Raum Mühlheim/Broich/Speldorf (Westfalen) mit einer Beschreibung der Cephalopodenfauna. – Decheniana, **129**, 197-244; Bonn.
- LÖSCHER, W. (1910): Die westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seeigelfauna. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **Beilagen-Band 30**, 269-312; Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1912): Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Monatsberichte, **64**, 341-344; Berlin.
- LOTZE, F. (1952): Feinstratigraphische Studien I. Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lengerich. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **für 1952**, 442-448; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1953): Die Tektonik der Oberkreide-Zone bei Lengerich. – Geotektonische Forschungen, **9/10**, 18-50; Stuttgart.
- MANTELL, G. A. (1822). The Fossils of the South Downs, or Illustrations of the Geology of Sussex, pp xiv + 328 S.; London (Lupton Rolfe).
- MEIBURG, P. & SPEETZEN, E. (1970): Ein Problematikum aus dem Turon von Lengerich (Westfalen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1970/1**, 10-17; Stuttgart.
- MESTWERDT, A. (1904): Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaugural Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Hohen philosophischen Fakultät der Georg-August-Universität zu Göttingen, 45 S.; Göttingen.
- MESTWERDT, A. (1909): Mächtigkeitsschwankungen einiger Horizonte der Oberkreide. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Monatsberichte, **61**, 62-64; Berlin.
- MIALL, A.D. (1997): The geology of stratigraphic sequences. – 433 S; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- MITCHELL, S.F. et al. (1997): Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera: environmental or diagenetic signals? – Geology, **25**, 691-694; Boulder.
- MUNNECKE, A., WESTPHAL, H., ELRICK, M. & REIJMER, J.J.G. (2001): The mineralogical composition of precursor sediments of calcareous rhythmites: a new approach. – International Journal of Earth Sciences, **90**, 795-812; Stuttgart.
- NEUWEILER, F. & BOLLMAN, J. (1991): Sedimentäre Sequenz der Plänerkalk-Gruppe der tiefen Oberkreide von Hilter/Hankenberge (Teutoburger Wald, NW Germany). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, **11**, 1623-1643; Stuttgart.
- NICHOLS, D. (1959): Changes in the Chalk sea-urchin *Micraster* interpreted in relation to living forms. – Philosophical Transactions of the Royal Society B, **242**, 347-437; London.



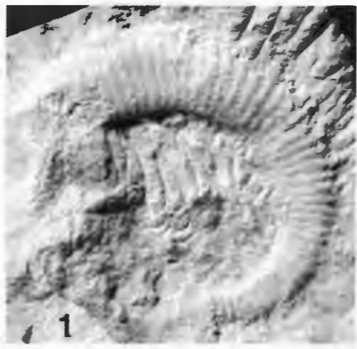
- NIEDERMEIER, G. (1969a): Feinstratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Teutoburger Waldes, Teil 1. – Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie, **12**, 143-164; Münster.
- NIEDERMEIER, G. (1969b): Feinstratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Teutoburger Waldes, Teil 2. – Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie, **14**, 125-158; Münster.
- ORBIGNY, A. [de] (1841): Paléontologie française: Terrains crétacés. 1. Cephalopodes, 121-430; Masson, Paris.
- ORBIGNY, A. [de] (1850): Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. Deuxième volume., 428 S; Masson, Paris.
- OWEN, D. (1996): Interbasinal correlation of the Cenomanian Stage; testing the lateral continuity of sequence boundaries. – Geological Society of London, Special Publications, **104**, 269-293; London.
- PARKINSON, J. (1818): Remarks on the fossils collected by Mr. Phillips near Dover and Folkstone. – Transactions of the Geological Society, **5**, 1-55; London.
- PAVLISHINA, P. & MINEV, V. (1998): Turonian and Coniacian Normapollis from southwest to northeast Bulgaria and their calibration against the standard ammonite zones. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, für **1996**, 1217-1223; Stuttgart.
- REMANE, J. et al. (1996): Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the international commission on stratigraphy (ICS). – Episodes, **19**, 77-80.
- RICHTER, M. (1986): Die Tektonik des Turon bei Lengerich/Westf. als Ergebnis einer neu entwickelten photometrischen Untersuchungsmethode zur Feinstratigraphie. – unveröff. Dissertation Westfälische Wilhelms-Universität zu Münster, 121 S.; Münster.
- RICKEN, W. (1986): Diagenetic bedding : a model for marl-limestone alternations. – Lecture Notes in Earth Science, **6**, 1-210; Berlin, Heidelberg.
- RICKEN, W. (1994): Complex rhythmic sedimentation related to third-order sea-level variations: Upper Cretaceous, Western Interior Basin, USA. In: de Boer, P.L. & Smith, D.G. (Hrsg.), Orbital Forcing and Cyclic Sequences. IAS Special Publications, **19**, 167-193; London.
- ROBASZYNSKI, F. (1983): Conclusions to the colloquium on the Turonian stage: Integrated biostratigraphic charts and facies maps (France and adjacent areas). – Zitteliana, **10**, 585-594; München.
- ROBASZYNSKI, F. et al. (1990): A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. – Bull. Centres Rech. Explo.-Prod. Elf Aquitaine, **14**, 213-384; Pau.
- ROBASZYNSKI, F. et al. (2000): Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossils du Turonien supérieur au Maastrichtien. – Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration-Production, **22**, 359-490; Pau.
- ROEMER, F.A. (1850): Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Rheine und der Hügellug von Bentheim. – Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, für **1850**, 385-417; Stuttgart.
- ROMAN, F. & MAZARAN, P. (1913): Monographie paléontologique de la faune du Turonien du bassin d'Uchaux et de ses dépendances. – Archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon, **12**, 1-137; Lyon.
- ROSE, E.P.F. & CROSS, N.E. (1993): The Chalk sea-urchin *Micraster*: microevolution, adaption and predation. – Geology Today, **5**, 179-186; London.
- ROSENFELD, U. (1963): Bau und Entwicklung einer Überschiebungszone bei Lengerich (Westf.). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **117**, 315-339; Stuttgart.
- ROSENFELD, A. (1983): Beobachtungen und Gedanken zur Osningtonektonik. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **166**, 34-49; Stuttgart.
- SALVADOR, A. (1994). International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 2nd edition. – 214 S., 15 Abb., International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy & Geological Society of America; Boulder, Colorado.
- SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKYN, H.C. & SCHOLLE, P.A. (1987): The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine <sup>13</sup>C-excursion. In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (Hrsg.), Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publications, **26**, 371-399; London.
- SCHLOENBACH, U. (1868): Über die norddeutschen Galeriten-Schichten und die Brachiopoden-Fauna. – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, **57**, 181-224; Wien.
- SCHLOENBACH, U. (1869): Beiträge zur Altersbestimmung des Grünsandes von Rothenfelde unweit Osnabrück. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, für **1869**, 808-841; Stuttgart.
- SCHLÜTER, C. (1869): Fossile Echinodermen des nördlichen Deutschlands. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande, Westfalens und des Regierungsbezirks Osnabrück, **26**, 225-253; Bonn.
- SCHLÜTER, C. (1871-76): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. – Palaeontographica, **21**, **24**, 264; Kassel.
- SCHLÜTER, C. (1877): Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. – Palaeontographica, **24**, 249-288; Kassel.
- SCOTT, G. (1940): Paleoecological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous ammonoids in the Texas area. – Journal of Palaeontology, **14**, 299-323; Lawrence.
- SEIBERTZ, E. (1978): Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes. – Paläontologische Zeitung, **52**, 93-109; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1935): Die Variabilität des *Inoceramus labiatus* v. Schlotheim. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, **55**, 429-474; Berlin.
- SKUPIN, K. (1990): Gesteinsausbildung und Stratigraphie eines Kreide-Vorkommens nordöstlich von Augustdorf/Senne (Nordrhein-Westfalen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **181**, 287-301; Stuttgart.

- STEINBERG, H.G. (1983): Die geographischen Grundlagen. In: Kohl, W. (Hrsg.), Westfälische Geschichte Bd. 1. Von den Anfängen bis zum Ende des alten Reiches. Schwann, 35-53; Düsseldorf (Schwann).
- STILLE, H. (1910): Der Mechanismus der Osningfaltung. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, **31**, 357-382; Berlin.
- STOLL, H.M. & SCHRAG, D.P. (2000): High resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? – Geological Society of America Bulletin, **112**, 308-319; Boulder.
- STROMBECK, A.v. (1857): Gliederung des Pläners im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, **9**, 415-419; Berlin.
- STROMBECK, A.v. (1859): Beitrag zur Kenntniss des Pläners über der westphälischen Steinkohlenformation. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, **11**, 27-77; Berlin.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, J.W. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras habnerfellneri* (HAUER, 1866). – Beiträge zur Paläontologie, **21**, 105-177; Wien.
- TANABE, K. (1979): Palaeoecological analysis of ammonoid assemblages in the Turonian *Scaphites* facies of Hokkaido, Japan. – Palaeontology, **22**, 609-630; London.
- THIERMANN, A. (1984): Kreide. In: Klassen, H. (Hrsg.), Geologie des Osnabrücker Berglandes, 427-459; Osnabrück.
- THIERMANN, A. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 3910 Rheine. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100000, **C 3910**, 68; Krefeld.
- TRÖGER, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), Teil I. – Abhandlungen staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, **12**, 13-207; Dresden.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and paleobiogeography in Europe and western Asia. In: Wiedmann, J. (Hrsg.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, 911-930; Stuttgart (Schweizerbart).
- VANDERAUVEROET, P. ET AL. (2000): Caractérisation et extension de niveaux repères de bentonites dans le Turonian supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). – Geodiversitas, **22**, 457-469.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westfalen. – Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg, **31**, 146-275; Hamburg.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **114**, 378-418; Hannover.
- VOIGT, S. & HILBRECHT, H. (1997): Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: Correlation and relations with sea level and sediment stability. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **134**, 39-59; Amsterdam.
- VON DECHEN, H. (1856): Der Teutoburger Wald, eine geognostische Skizze. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins des preussischen Rheinlandes, Westfalens und des Regierungsbezirks Osnabrück, **13**, 331-440; Bonn.
- WALASZCZYK, I. & 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**, 1-118; London.
- WALASZCZYK, I. & WOOD, C.J. (1999): 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**, 395-434; Warschau.
- WEGNER, T. (1913): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. – 304 S., 197 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Verlag von Ferdinand Schöningh).
- WEGNER, T. (1925): Cenoman und Turon bei Lengerich. – Schriften der Gesellschaft zur Förderung der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, **7**, 66-70; Münster.
- WESTERMANN, G.E.G. (1989): New developments in ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. – Proceedings of the II Pergola Symposium 1987, 1-21; Pergola.
- WESTERMANN, G.E.G. (1996): Ammonoid life and habit. In: Landman, N.H., Tanabe, K. & Davis, R.A. (Hrsg.), Ammonoid paleobiology. Topics in paleobiology, 608-707; New York (Plenum Press).
- WHITFIELD, R.P. (1880): Paleontology of the Black Hills of Dakota. In: Powell, W. (Hrsg.), Report on the geology and resources of the Black Hills of Dakota. United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region 325-468, .
- WIEDMANN, J. & KULLMANN, J. (1996): Crises in ammonoid evolution. In: Landman, N., Tanabe, K. & Davis, R.A. (Hrsg.), Topics in Geobiology. Plenum, **13**, 795-813; New York (Plenum Press).
- WIESE, F. (1996): Preliminary data on the Turonian ammonite biostratigraphy of the Liencres area (Province Cantabria, northern Spain). – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen E, **18**, 343-352; Berlin.
- WIESE, F. (1997): Das Turon und Unter-Coniac im Nordkantabrischen Becken (Provinz Kantabrien, Nordspanien): Faziesentwicklung, Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie. – Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen E, **24**, 1-131; Berlin.
- WIESE, F. (1999): Stable isotope data ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) from the Middle and Upper Turonian (Upper Cretaceous) of Liencres (Cantabria, northern Spain) with a comparison to northern Germany (Söhlde & Salzgitter-Salder). – Newsletters on Stratigraphy, **37(1/2)**, 37-62; Stuttgart.
- WIESE, F. & 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; London.
- WIESE, F. & KRÖGER, B. (1998): Evidence for a shallowing event in the Upper Turonian (Cretaceous) Mytiloides scupini Zone of northern Germany. – Acta Geologica Polonica, **48**, 265-284; Warschau.

- WIESE, F., HILBRECHT, H. & WOOD, C.J. (2000): Kapitel 3.2.8 Turon. In: STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION DEUTSCHLANDS (Hrsg.), Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **226**, 27-31; Frankfurt.
- WINDMÖLLER, R. (1882): Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. – Jahrbuch der königlich preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie. Abhandlungen von ausserhalb der geologischen Landesanstalt stehenden Personen, für **1881**, 3-54; Berlin.
- WOOD, C.J. & ERNST, G. (1997): Salzgitter-Salder quarry. – Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, **46**, 47-54; Bochum.
- WOOD, C.J., ERNST, G. & RASEMANN, G. (1984): The Turonian/Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: the Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. Bulletin of the geological Society of Denmark, **33**, 225-238; Kopenhagen.
- WOODS, H. (1912). A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Volume 2, Part 8. Monographs of the Palaeontological Society, (**for 1911**), 285-340; London.
- WRAY, D. (1995): Origin of clay-rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany – a rare-earth element study. – Chemical Geology, **119**, 161-173; London.
- WRAY, D.S. (1999): Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. – Geological Magazine, **136**, 361-371; London.
- WRAY, D.S. & WOOD, C.J. (1995): Geochemical identification and correlation of tuff layers in Lower Saxony. – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, **E16**, 215-225; Berlin.
- WRAY, D.S., KAPLAN, U. & WOOD, C.J. (1995): Tuff-Vorkommen und ihre Bio- und Eventstratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **37**, 1-51; Münster.
- WRAY, D.S., WOOD, C.J., ERNST, G. & KAPLAN, U. (1996): Geochemical subdivision and correlation of clay-rich beds in Turonian sediments of northern Germany. – Terra Nova, **8**, 603-610; Oxford.
- WRIGHT, C.W. (1979): The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). – Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology Series, **31**, 281-332; London.
- WRIGHT, C.W. & WRIGHT, E.V. (1951): A Survey of the fossil Cephalopoda of the Chalk of Great Britain. Palaeontographical Society, **1950**, 40 S.; London.
- ZECH, L. (1900): Die Schichten der Kreideformation bei Halberstadt. – Jahresbericht der Oberrealschule zu Halberstadt, Progr. Nr. **284**; Halberstadt.

## Tafel 1

- Fig. 1:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking I, lose Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47376).
- Fig. 2:** *Scaphites geinitzi* (D'ORBIGNY, 1850), Wicking I, lose Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47377).
- Fig. 3:** *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ, 1850), Wicking II, lose Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47378).
- Fig. 4:** *Allocrioceras billinghursti* KLINGER, 1976; Bereich *costellatus/plana* Event, Wicking II, Schicht 391 (WMfN P47379).
- Fig. 5:** *Sciponoceras bohemicum* (FRITSCH, 1872), Bereich *costellatus/plana* Event, Wicking II, Schicht 393 (WMfN P47380).
- Fig. 6:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking II, Schicht 408 (WMfN P47381).
- Fig. 7:** *Allocrioceras cf conlini* KENNEDY, 1988; Macroconch, Wicking I, lose im Bereich *costellatus/plana*-Event (WMfN P47382).
- Fig. 8:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Macroconch, Wicking II, Schicht 112 (Ammoniten-Lage) (WMfN P47383).
- Fig. 9:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Microconch, Wicking II, Schicht 391 (WMfN P47384a).
- Fig. 10:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking II, Schicht 112 (WMfN P47385).
- Fig. 11:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking II, Schicht 112 (WMfN P47386).
- Fig. 12, 13:** *Plesiocorys plana* (MANTELL, 1822), Gundolf Ernst-Sammlung, Lengerich, ohne weitere Ortsangabe, *costellatus/plana*-Event (WMfN P47387)
- Fig. 14, 15:** *Infulaster excentricus* (WOODWARD, 1833), Kalk-Mergel Wechselfolge, Lengerich Gundolf Ernst-Sammlung, ohne weitere Ortsangabe (WMfN P47388)



2



3



4



5



6

7



9



8

13



15



10



11

12

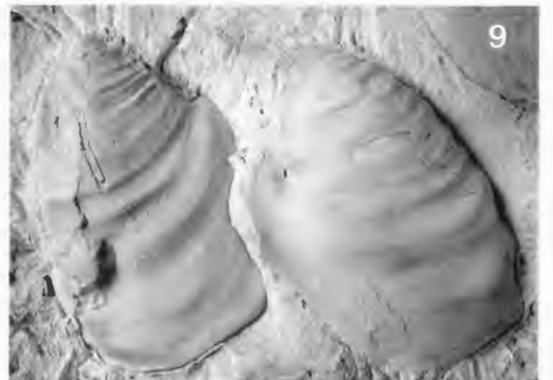


14



## Tafel 2

- Fig. 1:** *Inoceramus cf. inaequalvis* SCHLÜTER, 1877; Wicking I, lose im Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47389) (x1).
- Fig. 2:** Zwei Exemplare von *Inoceramus perplexus* WHITFIELD; 1880, Wicking II, Schicht 428 (WMfN P47390) (x1).
- Fig. 3:** *Mytiloides* sp. indet., Wicking II, Schicht 428 (WMfN P47391) (x1).
- Fig. 4:** *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880; Wicking II, Schicht 428 (WMfN P47392) (x1,5).
- Fig. 5:** *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880; Wicking II, Schicht 415 (WMfN P47393) (x1,5).
- Fig. 6:** *Mytiloides* sp. indet.; Wicking II, Schicht 408 (WMfN P47394) (x1,5).
- Fig. 7:** *Mytiloides* sp. indet.; 1880, Wicking II, Schicht 114 (WMfN P47395) (x1).
- Fig. 8:** *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880; Wicking II, Schicht 404 (WMfN P47396) (x1,5).
- Fig. 9:** *Inoceramus cf. lamarcki* PARKINSON, 1818; Wicking I, lose Bereich Ammoniten-Lage, Schicht 114 (WMfN P47397) (x1).
- Fig. 10:** Das Spurenfossil *Chondrites* auf einer Schichtfläche im Bereich der oberen Kalkknollen-Lage (WMfN P47398) (x1).







Geol. Paläont. Westf.	<b>62</b>	71 – 110	24 Abb.	Münster November 2004
--------------------------	-----------	----------	---------	--------------------------

## Neue Beobachtungen zu den Stromberg-Schichten, Untercampan, Oberkreide, südöstliches Münsterland

ULRICH KAPLAN\*

**Kurzfassung:** Die Stromberg-Schichten (oberes Untercampan, SE Münsterländer Becken) und der unmittelbar unterliegende Emscher-Mergel werden litho- und biostratigraphisch neu beschrieben. Die Stromberg-Schichten bestehen aus zwei ähnlich aufgebauten Ablagerungsfolgen aus autochthonen und allochthonen Ton-, Tonmergel- und Kalkmergelgesteinen. Biostratigraphisch gehören der unterliegende Emscher-Mergel und die untere Ablagerungsfolge zur oberen *pilula/senonensis*-Zone, die obere Ablagerungsfolge zur *conica/gracilis*- und zur *gracilis/senior*-Zone. Ein Hiatus zwischen der unteren und der oberen Ablagerungsfolge umfasst die *senonensis*- und *papillosa*-Zone. Ein weiterer Hiatus am Top der Stromberg-Schichten steht im Zusammenhang mit einem regressiven Einschnitt vor der *mucronata*-Transgression. Die Genese der Stromberg-Schichten steht im Kontext von inversionstektonischen Bewegungen der subhercynen Phase.

**Abstract:** The Stromberg Beds (upper Lower Campanian, SE Munster Basin) and the immediately underlying Emscherian Marl are described litho- and biostratigraphically. The Stromberg-Beds consist of two lithostratigraphic units similarly built by autochthonous and allochthonous marls, marlstones and argillaceous limestones. The top of the Emscherian Marl and the lower lithostratigraphic unit belong to the upper *pilula/senonensis* Zone, the upper lithostratigraphic unit belongs to the *conica/gracilis*-Zone and the *gracilis/senior* zone. A hiatus between the lower and upper lithostratigraphic unit comprises the *senonensis*- and *papillosa*-Zone. A further hiatus at the top of the Stromberg Beds is connected with a regressive incision beneath the *mucronata* transgression. The genesis of the Stromberg Beds is in the context with inversional movements of subhercynian tectoevents.

### Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung und Danksagung .....	72
2.	Lokalitäten .....	74
3.	Geologischer Rahmen .....	91
4.	Litho- und Biostratigraphie.....	92
4.1	Bohrung Donar 5 und Schachtvorbohrung Herbern 45/Schacht Radbod.....	92

\* Anschrift des Verfassers: Ulrich Kaplan, Eichenallee 141, D 33332 Gütersloh, Deutschland, E-Mail: U.K.Kaplan@t-online.de

4.2	Stromberg-Schichten . . . . .	94
4.2.1	Lithostratigraphie . . . . .	94
4.2.2	Fauna und Biostratigraphie . . . . .	102
4.3	Korrelation der Stromberg-Schichten mit der Bohrung Donar 5 und der Schachtvorbohrung Herbern 45/Schacht Radbod 6 . . . . .	106
5.	Die Stromberg-Schichten im Kontext von Tekto-Events und eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen . . . . .	106
6.	Schriften . . . . .	108

## 1. Einleitung

Die Stromberg-Schichten gehören zu den nur selten aufgeschlossenen Schichtgliedern im Münsterländer Becken. Als lithostratigraphische Einheit wurden sie von GIERS (1934) im Rahmen seiner Bearbeitung campaner Ablagerungen im südöstlichen Münsterland eingeführt. Während die sie überlagernden Beckum-Schichten seit Jahrzehnten in zahlreichen Steinbrüchen der Zementindustrie vorzüglich aufgeschlossen sind, bestehen abgesehen von wenigen Bachtüssen, die nur sehr begrenzte Profilabschnitte erschließen, keine dauerhaften Aufschlüsse. Einblicke geben nur gelegentliche Abgrabungen und Ausschachtungen wie z.B. Baugruben und Vertiefungen in Steinbrüchen im Raum Beckum, beim sechsstreifigen Ausbau der Autobahn A 2 und beim Ausbau der Landstraße L 586 bei Wadersloh-Diestedde. So verwundert es nicht, dass sich die Profilaufnahmen und Fossilaufsammlungen für diese Arbeit über mehr als zwölf Jahre hinzogen. Für die Einstufung der Einzelprofile erwies sich das von GIERS (1958) publizierte Übersichtsprofil der Stromberg-Schichten als hilfreich. Es konnte im Rahmen dieser Arbeit in einigen Abschnitten emendiert werden, weil erstmals der obere Abschnitt der Unteren Stromberg-Schichten und Abschnitte der unteren Oberen Stromberg-Schichten aufgeschlossen waren, die GIERS (1958) wegen fehlender Aufschlüsse nicht hinreichend zugänglich waren.

Die Stromberg-Schichten sind Teil einer Ablagerungsfolge campaner Sedimente, die sich im südöstlichen Münsterland mit sichtbaren Geländeklappen aus ihrem Umland erheben (Abb. 2). GIERS (1934; 1958) beschrieb als erster detailliert ihre Fazies, Stratigraphie und Lagerung. Er unterschied in aufsteigender Folge die Stromberg-Schichten, die Beckum-Schichten und die Vorhelm-Schichten. Seine lithostratigraphische Gliederung hat bis heute Bestand. Ihm gelang der Nachweis, dass die Stromberg-Schichten in das Untercampan und die Beckum- sowie Vorhelm-Schichten in das Obercampan zu stellen sind.

Er konnte nur auf eine spärliche Forschungsgeschichte zurückgreifen. F. ROEMER (1854) erwähnt als erster die „*Gesteine der thonig-kalkigen Abteilung nördlich von der Lippe*“ und darin die „*Hügelgruppe von Stromberg und Beckum*“. Weitere vorrangig im 19. Jahrhundert publizierte Arbeiten streiften das Arbeitsgebiet lediglich (HOSIUS 1860), beschäftigten sich mit der Petrographie und Chemie einzelner Horizonte (VON DER MARCK 1856; 1859), konzentrierten sich auf Fauneninhalte (HOSIUS 1854; VON DER MARCK 1858), die aber vorrangig aus dem zentralen und nordwestlichem Münsterland stammten. SCHLÜTER (1876) erstellte eine erste umfassende Bio- und Lithostratigraphie des Münsterländer Beckens, die sich für das Campan auf das Gebiet um Coesfeld konzentrierte.

Einen ersten Niederschlag fanden die Arbeiten von GIERS in den Erläuterungen der Geologischen Übersichtskarte 1:100000 des Blattes Münster (ARNOLD et al. 1960). Die Beckum-Schichten und in ihrem Kontext auch die Vorhelm-Schichten wurden im Anschluss an die Arbeiten von GIERS immer wieder unter verschiedenen Aspekten beschrieben (ARNOLD 1964a; GIERS 1964; HÄNTSCHEL 1964; VOIGT & HÄNTSCHEL 1964; WOLF 1995). RIEGRAF (1995) bildet Teilprofile der Stromberg-Schichten von Ahlen-Vorhelm und Everswinkel ab. LOMMERZHEIM (1995) handelt im Rahmen der Bohrungen Donar 5 und Herbern 45E1 die unmittelbar westlich an das Arbeitsgebiet angrenzenden Ablagerungen des Untercampans ab. Diese Bohrungen werden biostratigraphisch emendiert in dieser Arbeit wieder aufgegriffen. KAPLAN et al. (1996) gingen in ihrer Arbeit über die campanen Ammonitenfaunen des südöstlichen

Münsterlandes auf die Litho- und Biostratigraphie der Stromberg-Schichten ein. WOLFF (1995) beschreibt die Sedimentologie, Paläogeographie und Faziesentwicklung des Campans im Beckumer Raum. Auch wenn sich seine Abhandlung auf die Beckumer-Schichten konzentriert, liefert seine Interpretation der Ablagerungsfolgen ein Modell, dessen Rahmenbedingungen auch für die Stromberg-Schichten von Relevanz sind. ERNST & WOOD (2000) stufen die Basis der Stromberg-Schichten in die *G. granulata-quadrata*-Zone des tiefen Unterampans ein. WALASZCZYK (1997) revidierte die von GIERS (1958; 1964) gesammelten und beschriebenen Inoceramen.

Die stratigraphische Aufnahme temporärer Aufschlüsse und damit einhergehend Neuaufsammlungen sowie neuere mikropaläontologische Datierungen (HISS, pers. Mitt.) erbrachten eine erheblich erweiterte Datengrundlage, die dringender Weise eine biostratigraphische Neuinterpretation gegenüber GIERS (1958), KAPLAN et al. (1996) und ERNST & WOOD (2000) notwendig machen. Hilfreich für diese Neuinterpretation ist, dass für das nordwestliche Münsterland eine stratigraphische Gliederung im Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen und dem Westfälischen Museum für Naturkunde, paläontologische Denkmalpflege, erarbeitet wurde, die sowohl die Standardzonen des norddeutschen Campans als auch eine auf einer breiten Datenbasis fundierende Ammonitenstratigraphie integriert (KAPLAN et al., in Vorber.). Damit wird erstmals eine enge Korrelation mit den campananen Ablagerungen des zentralen und nordwestlichen Münsterlands möglich. Die neu aufgesammelten Fossilassoziationen erlauben nun auch eine erste palökologische Interpretation des Ablagerungsraums der Stromberg-Schichten.

GIERS (1958) publizierte eine Fossilliste der Stromberg-, Beckum- und Vorhelm-Schichten. Für die Stromberg-Schichten weicht diese Liste in einigen Details von der im Ruhrländ-Museum Essen hinterlegten GIERS-Sammlung ab. Die Auswertung für diese Arbeit greift ausschließlich auf das Sammlungsmaterial zurück.

Das weitere Belegmaterial zu dieser Arbeit befindet sich im Westfälischen Museum für Naturkunde (WMfN), im Museum des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Münster (GPIM) und in der Sammlung des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen, Eigenbetrieb des Landes Nordrhein-Westfalen, Krefeld (GDNRW). In Abb. 1 werden die lithologischen, stratigraphischen und kartographischen Symbole zusammengefasst.

Danksagung: Dr. M. Hiß, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen (Krefeld), war während der gesamten Entstehungszeit dieser Arbeit ein steter Diskussionspartner. Er machte mir großzügiger Weise seine mikropaläontologischen Datierungen zugänglich. U. Scheer, Ruhrländmuseum der Stadt Essen, ermöglichte

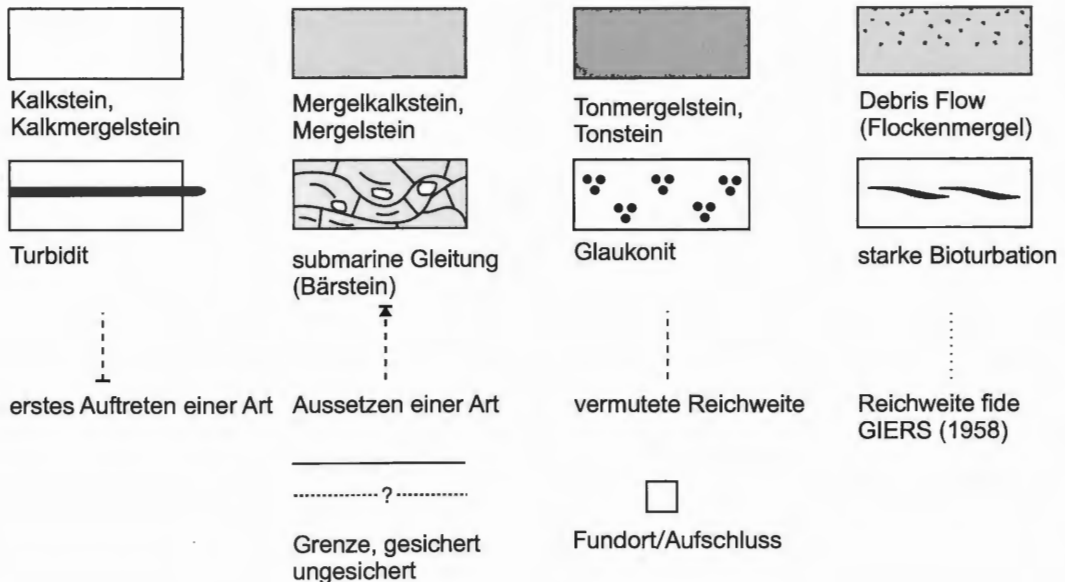


Abb. 1: Lithologische und stratigraphische Symbole.

mir auch außerhalb üblicher Arbeitszeiten den Zugang zur Sammlung Giers, Dr. M. Bertling, Geologisch-Paläontologisches Institut der Westfälischen Wilhelms-Universität, Münster erlaubte mir den Zugang zu der von ihm betreuten Sammlung. T. Stuwe (Ennigerloh) gab mir Hinweise zu Aufschlüssen in den Stromberg-Schichten. Unterstützung bei der Geländearbeit erhielt ich durch das Westfälische Museum für Naturkunde und paläontologische Bodendenkmalpflege, Dr. D. Grzegorzcyk und Dr. K.-P. Lanser. Allen danke ich für ihr Entgegenkommen und ihre Hilfe.

## 2. Lokalitäten

Die im Text erwähnten Lokalitäten (Abb. 2) werden in alphabetischer Reihenfolge aufgelistet. Die Werte für die Koordinaten gelten stets für die relevanten Aufschlussbereiche der Stromberg-Schichten. Die Lage über Normalnull (NN +) bezieht sich bei Steinbrüchen auf die Geländeoberfläche. Beide Angaben wurden mit der digitalen Karte TOP 50 des Landesvermessungsamtes NRW ermittelt. Die stratigraphischen Angaben für die jeweiligen Aufschlüsse beziehen sich auf die Stromberg-Schichten und wenn aufgeschlossen auf die unmittelbar liegenden bzw. hangenden Schichten. Für die einzelnen Aufschlüsse werden nur die Schriften aufgelistet, die die Stromberg-Schichten betreffen, oder die sonst von Relevanz sind.

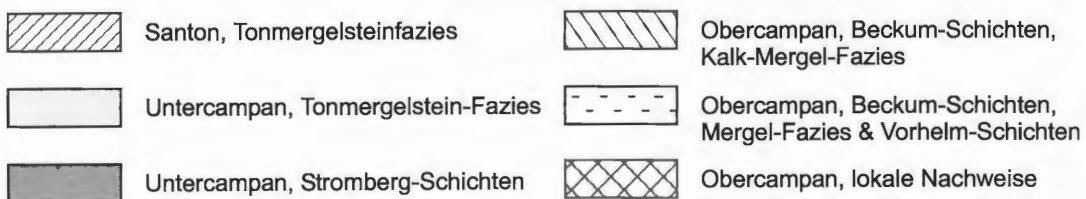
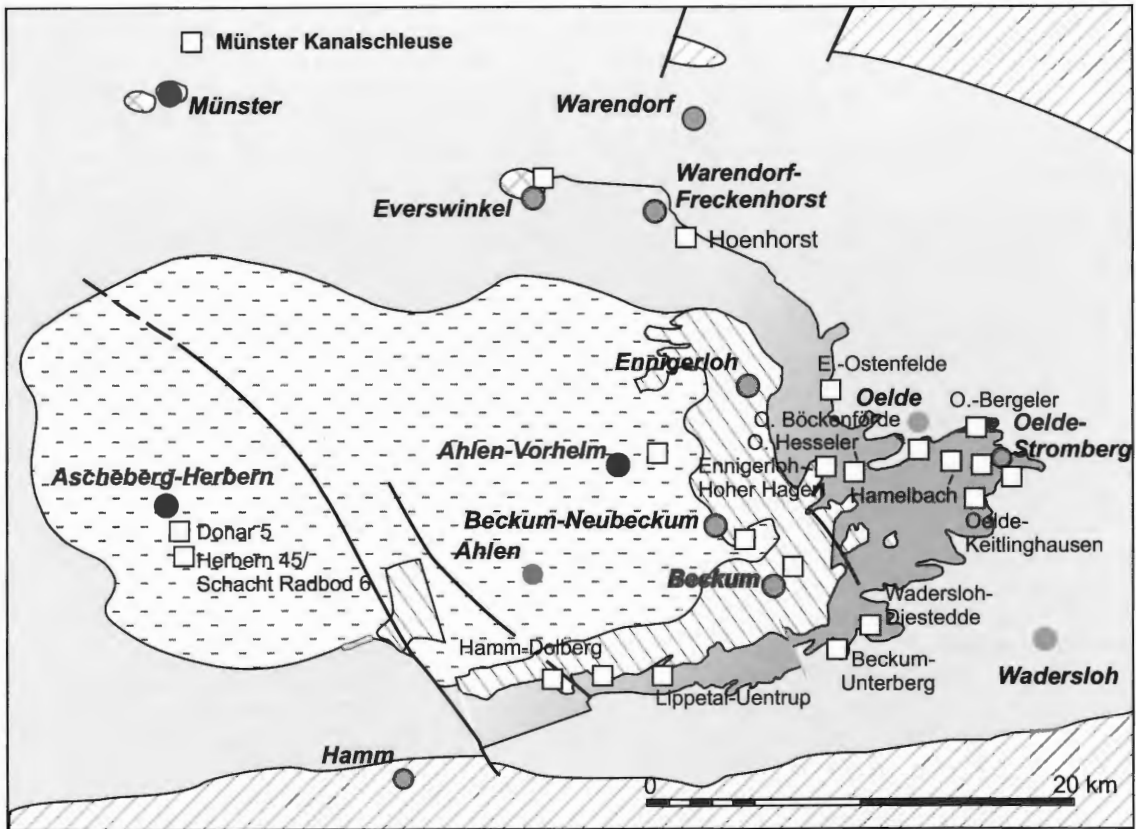


Abb. 2: Verbreitung der höheren Oberkreide im südöstlichen Münsterland nach GIERS (1958) und Geologisches Landesamt NRW (1998) sowie die Lage der im Text erwähnten Aufschlüsse.

**Ahlen-Dolberg**, westliche Umgehungsstraße L 547,

Lage: TK 25 Blatt 4213 Ahlen, R = 3424570, H = 5731545, NN + 82 m,

Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten bis basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,

Schriften: KAPLAN et al. (1996),

Sammlungsmaterial: RE.

**Ahlen-Dolberg**, Kabelgraben an der Bundesstraße B 61 zwischen Dolberg und Henneberg,

Lage: TK 25 Blatt 4213 Ahlen, R = 3426480, H = 5732015, NN + 99 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, liegend Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies, Unter-  
campan, *pilula/senonensis*- – *gracilis/senior*-Zone,

Schriften: GIERS (1958), KAPLAN et al. (1996),

Sammlungsmaterial: RE.

**Ahlen-Dolberg**, Henneberg, Schurf der Zeche Westfalen (aufgelassen und wiederverfüllt),

Lage: vermutlich TK 25 Blatt 4213 Ahlen, R = 3426800, H = 5733000, NN + 93 m,

Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone,

Schriften: GIERS in RE,

Sammlungsmaterial: RE.

**Ahlen-Vorhelm**, Steinbruch des Zementwerks Bosenberg an der L 586 (Abb. 3),

Lage: TK 25 Blatt 4213 Ahlen, R = 3430120, H = 5740450, NN + 70 m,

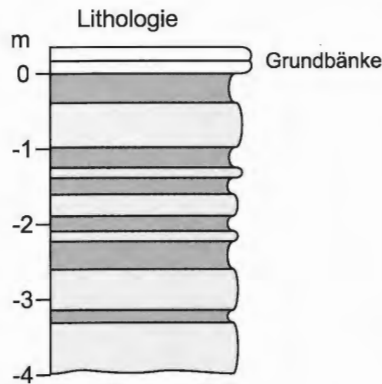
Stratigraphie: oberste Obere Stromberg-Schichten bis basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,

Schriften: KAPLAN et al. (1996), RIEGRAF (1995),

Sammlungsmaterial: Institut für Paläontologie, Freie Universität Berlin.



Lithologische Einheiten	Unter-Stufen	Zonen
B. - S.	Ober-camp.	co./se.
Obere Stromberg-Schichten	Untercampan	<i>gracilis/senior</i>



*Goniot euthis quadrata gracilis*

?

*Belemnitella* sp.

?

[korrodiert und Anbohrungen durch *Talpina*]

*Belemnitella mucronata senior*

---

---

Lage des Aufschlusses

Abb. 3: Ahlen-Vorhelm, Steinbruch des Zementwerks Bosenberg an der L 586. Lithologie nach RIEGRAF (1995), Faunenführung nach KAPLAN et al. (1996). B. - S. = Beckum-Schichten, Obercamp. = Obercampan, co./se. = *conica/senior*.

**Ascheberg-Herbern**, Schachtvorbohrung Herbern 45 E1 und Schacht Radbod 6 (Abb. 4),  
Lage: TK 25 Blatt 4212 Drensteinfurt, R = 34 12709, H = 5734046, NN + 77 m,  
Stratigraphie: Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies, Obersanton, *B. krekeleri*-Zone – basale Beckum-Schichten, Obercampan, *conica/senior*-Zone,  
Schriften: KENNEDY & KAPLAN (2000), LOMMERZHEIM (1995),  
Sammlungsmaterial: WMfN.

**Ascheberg-Herbern**, Bohrung Donar 5 (Abb. 4),  
Lage: TK 25 Blatt 4212 Drensteinfurt, R = 3411632, H = 5735459, NN + 71 m,  
Stratigraphie: Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies, Obersanton, *B. krekeleri*-Zone – basale Beckum-Schichten, *conica/senior*-Zone,  
Schriften: ARNOLD & WOLANSKY (1964), KENNEDY & KAPLAN (2000), LOMMERZHEIM (1995), RESCHER (1991), SEITZ (1970),  
Sammlungsmaterial: GDNRW.

**Beckum**, Steinbruch des Zementwerks Phoenix, a) südlicher Abbaubetrieb (2004) (Abb. 5 und 6),  
Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3436715, H = 5737315, NN + ca. 110 m  
Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten bis basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,  
Schriften: – ,  
Sammlungsmaterial: WMfN.

b) nördlicher Abbaubetrieb (2004) (Abb. 5),  
Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3436605, H = 5737620, NN + 144 m,  
Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten bis Untere Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,  
Schriften: – ,  
Sammlungsmaterial: WMfN.

**Beckum**, Steinbruch des Zementwerks Readymix, Werk Mersmann,  
Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3436520, H = 5735695, NN + ca. 128 m,  
Stratigraphie: Top der Oberen Stromberg-Schichten – basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,  
Schriften: – ,  
Sammlungsmaterial: RE.

**Beckum**, Steinbruch des Zementwerks Readymix,  
Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3434000, H = 5734000, NN + ca. 107 m,  
Stratigraphie: Top der Oberen Stromberg-Schichten – basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,  
Schriften: – ,  
Sammlungsmaterial: WMfN.

**Beckum, Bauernschaft Holter**, a) Ziegelei Mühlenbruch (Austermann) (aufgelassen und wieder-  
verfüllt),  
Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3437840, H = 5736805, NN + 127 m,  
Stratigraphie: Grenzbereich Untere-/Obere Stromberg-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone,  
Schriften: GIERS (1958), KAPLAN et al. (1996),  
Sammlungsmaterial: RE.

b) Brunnenabteufung,  
Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3438560, H = 5737055, NN + 130 m,  
Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone,  
Schriften: – ,  
Sammlungsmaterial: RE.

Schacht Radbod 6  
& Bohrung  
Herbern 45 E 1

Bohrung  
Donar 5

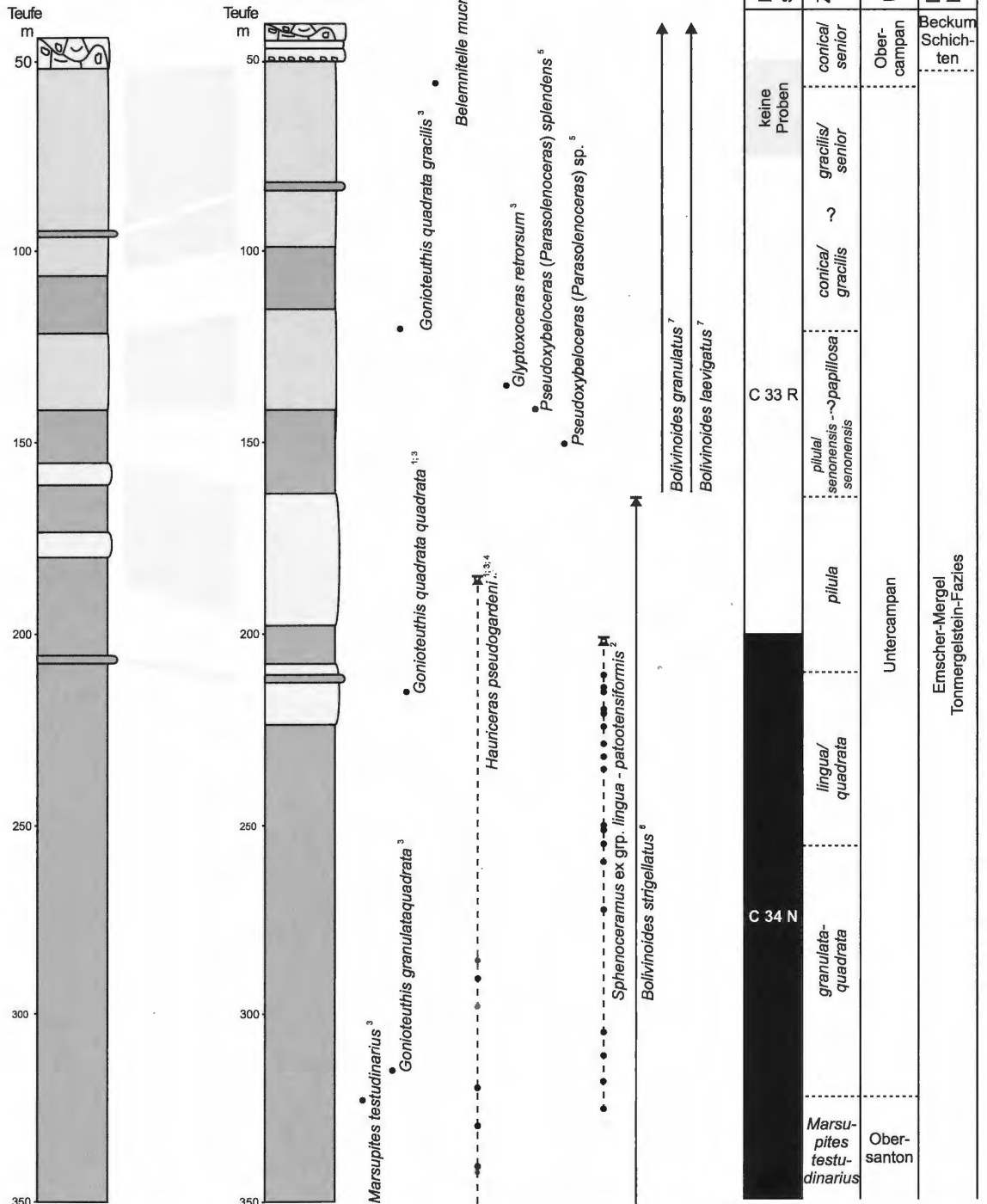
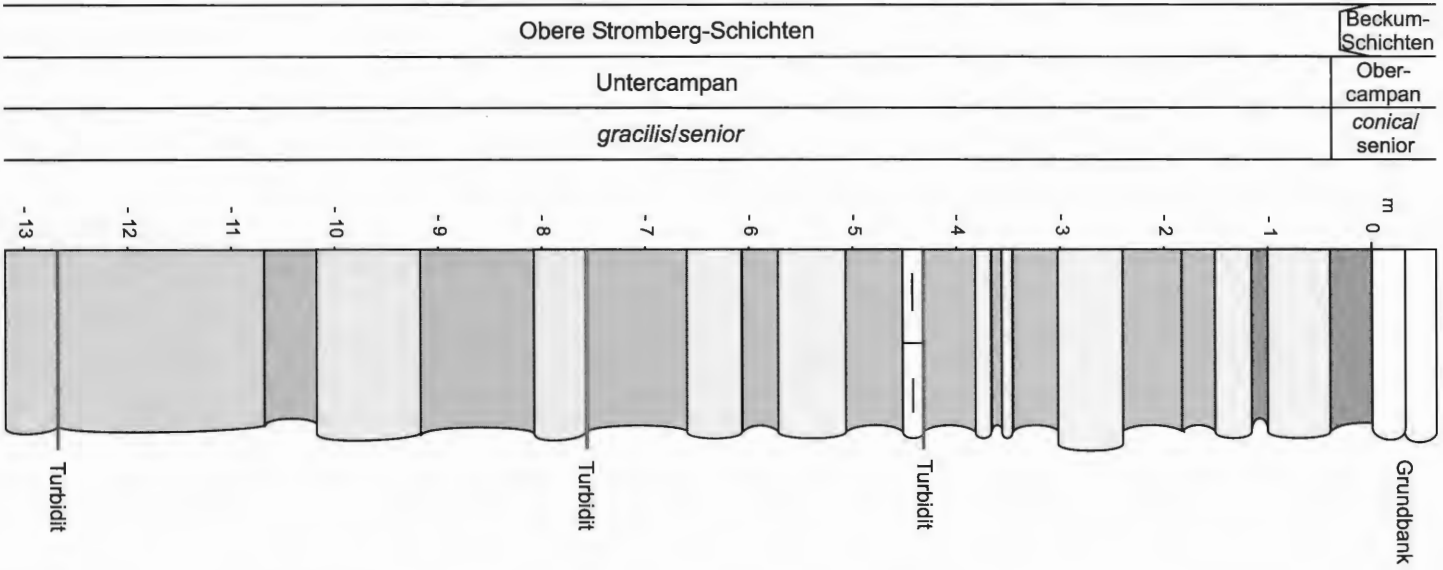


Abb. 4: Integrierte Stratigraphie der Schachtvorbohrung Herbern 45 E1/ des Schachtes Radbod 6 sowie der Bohrung Donar 5, beide Ascheberg-Herbern, biostratigraphisch relevante Markro- und Mikrofossilvorkommen: <sup>1</sup> = fide ARNOLD (1958; 1964)), <sup>2</sup> = fide SEITZ (1970), <sup>3</sup> = fide LOMMERZHEIM, <sup>4</sup> = KAPLAN & KENNEDY (2000), <sup>5</sup> = fide KENNEDY & KAPLAN, in Vorber., <sup>6</sup> = HILTMANN & KOCH in ARNOLD (1964), <sup>7</sup> = RESCHER (1991), Magnetostratigraphie nach HAMBACH (1992) und HAMBACH & KRUMSIEK (1991; 2000).



- Hypophylloceras* sp.
- Tetragonites obscurus*
- Baculites* sp. [unbeknotete Varietät]
- Gonoteuthis quadrata gracilis*
- Belemnitella* sp. [korrodiert und Anbohrungen durch *Talpina*]
- Belemnitella mucronata senior*
- Mimochlamys* sp.
- Unicardium* sp.
- Turritella* sp.
- Poriferenreste, indet
- Lydit-Gerölle

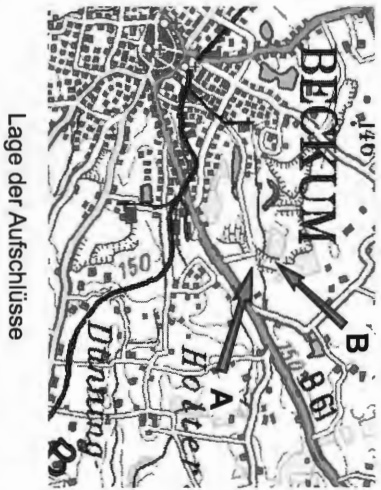


Abb. 5: Beckum, Steinbrüche des Zementwerks Phoenix. **A** südlicher Abbaubetrieb, **B** nördlicher Abbaubetrieb, kombiniertes Teilprofil der Oberen Stromberg-Schichten.



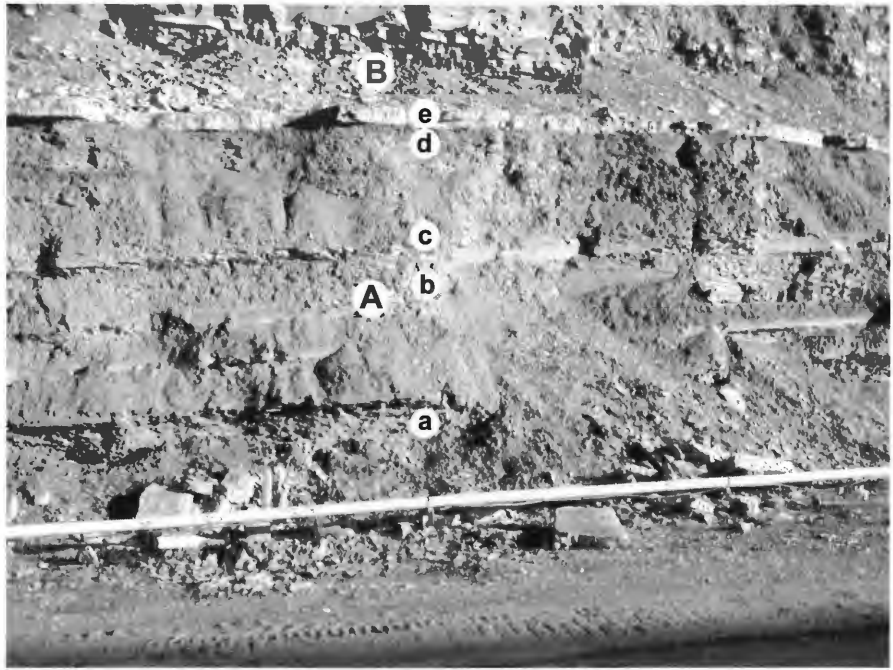


Abb. 6: Steinbruch des Zementwerks Phönix, Beckum, Ostwand des Abbaubetriebs im November 2002. **A** = Obere Stromberg-Schichten, **B** = Untere Beckum-Schichten, **a** = Turbidit, **b** = Turbidit, **c** = Fossilage mit *G. quadrata gracilis*, *Belemnitella mucronata*, *Hypophylloceras* sp., *Tetragonites obscurus*, *Baculites* sp. und Gastropoden, **d** = Belemnitenfauna mit aufgearbeiteten *Belemnitella* sp., *B. mucronata senior* und *Goniot euthis quadrata gracilis*, Basis des Obercampan, **e** = Grundbänke der Beckum-Schichten.

**Beckum, Bauernschaft Unterberg**, Steinbruch (aufgelassen und wiederverfüllt),

Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 34373600, H = 5732740, NN + 120 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Untercampan, *pilua/senonensis* – *senonensis*-Zone,

Schriften: GIERS (1958),

Sammlungsmaterial: – .

**Beckum**, südlich „Der Hohe Hagen“, Aushubmaterial eines Jagdteichs (Abb. 7),

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3437205, H = 5739245, NN + 114,

Stratigraphie: Grenzbereich Untere-/Obere Stromberg-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: WMfN.

**Beckum-Neubeckum**, aufgelassener Steinbruch des Zementwerks Dyckerhoff an der Autobahn A 2,

Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3433160, H = 5739245, NN + ca. 100 m,

Stratigraphie: Top der Oberen Stromberg-Schichten – basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: RE.

**Ennigerloh, Finkenberg**, Steinbruch des Zementwerks Annelise,

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3431985, H = 5747340, NN + 107 m,

Stratigraphie: Top der Oberen Stromberg-Schichten – basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: WMfN.

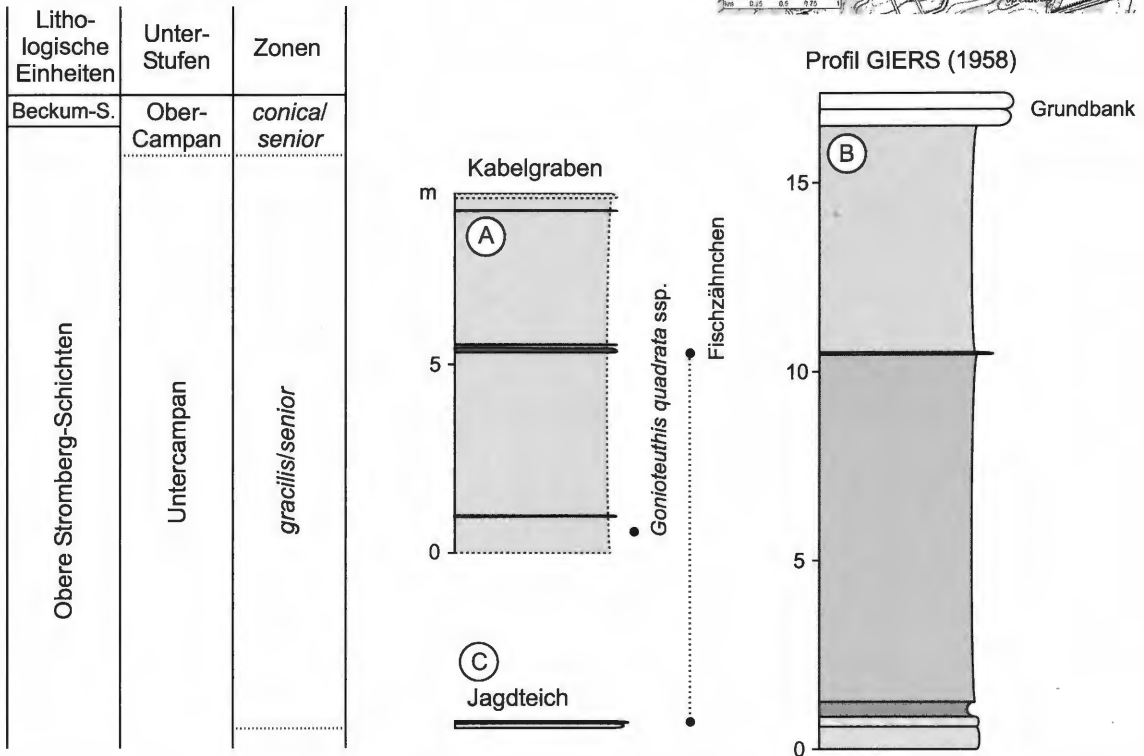
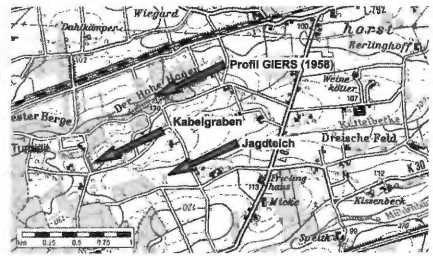


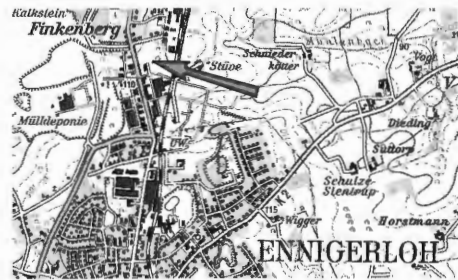
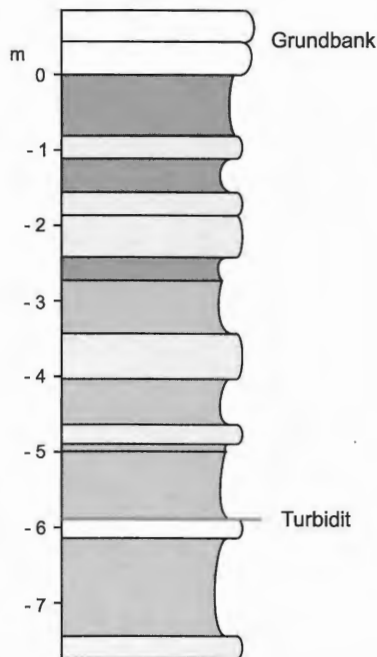
Abb. 7: Ennigerloh, Hoher Hagen, a) Profil des Kabelgraben S Gaststätte Hoher Hagen, b) Profil GIERS (1958, Profil 24), c) Aushub aus einem Jagdtich aus dem Bereich der Mühlenbruch-Bank.

**Ennigerloh, Finkenberg**, ehemaliger Einschnitt der Steinbruchbahn des Zementwerks Preußen (Abb. 8),  
 Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3433200, H = 5747200, NN + 100 m,  
 Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior* -Zone – Obercampan, *conical senior*-Zone,  
 Schriften: GIERS (1958),  
 Sammlungsmaterial: RE.

**Ennigerloh**, „Der Hohe Hagen“, aufgelassene und überwachsene Steingrube am Nordhang (Abb. 7),  
 Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3437260, H = 5742900, NN + 105 m,  
 Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten – basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior* -Zone – Obercampan, *conical senior*-Zone,  
 Schriften: GIERS (1958),  
 Sammlungsmaterial: RE.

**Ennigerloh**, Hoester Berg, Kabelgraben am Südhang der Gastwirtschaft Hoher Hagen (Abb. 7),  
 Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3465540, H = 5742245, NN + 127 m,  
 Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten, *gracilis/senior*-Zone,  
 Schriften: –,  
 Sammlungsmaterial: WMfN.

Lithologische Einheiten	Unter-Stufen	Zonen
Beck.-Sch.	Obercampan	<i>conica/senior</i>
Obere Stromberg-Schichten	Untercampan	<i>gracilis/senior</i>



Lage des Aufschlusses

Abb. 8: Ennigerloh, Finkenberg, ehemaliger Einschnitt der Steinbruchbahn des Zementwerks Preußen, gezeichnet nach GIERS (1958, S. 126, Profil 23).

**Ennigerloh-Ostenfelde**, Baugrube 150 m westlich Hof Reitkamp,

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3437525, H = 5747070, NN + 96 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Aushubmaterial des Bärsteinhorizonts I und der Bergeler-Bank, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: –,

Sammlungsmaterial: –.

**Everswinkel**, Neubau der Umgehungsstraße (1993) (Abb. 9),

Lage: TK 25 Blatt 4013 Warendorf, R = 3420875, H = 5755895, NN + 64 m,

Stratigraphie: Obere Stromberg-Schichten bis basale Beckum-Schichten, Untercampan, *gracilis/senior*-Zone – Obercampan, *conica/senior*-Zone,

Schriften: RIEGRAF (1995),

Sammlungsmaterial: Sammlung RIEGRAF, Münster.



Lage des Aufschlusses

Lithologische Einheiten	Unterstufen	Zonen
Beck.-Sch.	Obercampan	<i>conical/senior</i>
Obere Stromberg-Schichten	Untercampan	<i>gracilis/senior</i>
Untere Stromberg-Schichten		<i>conical/gracilis</i>

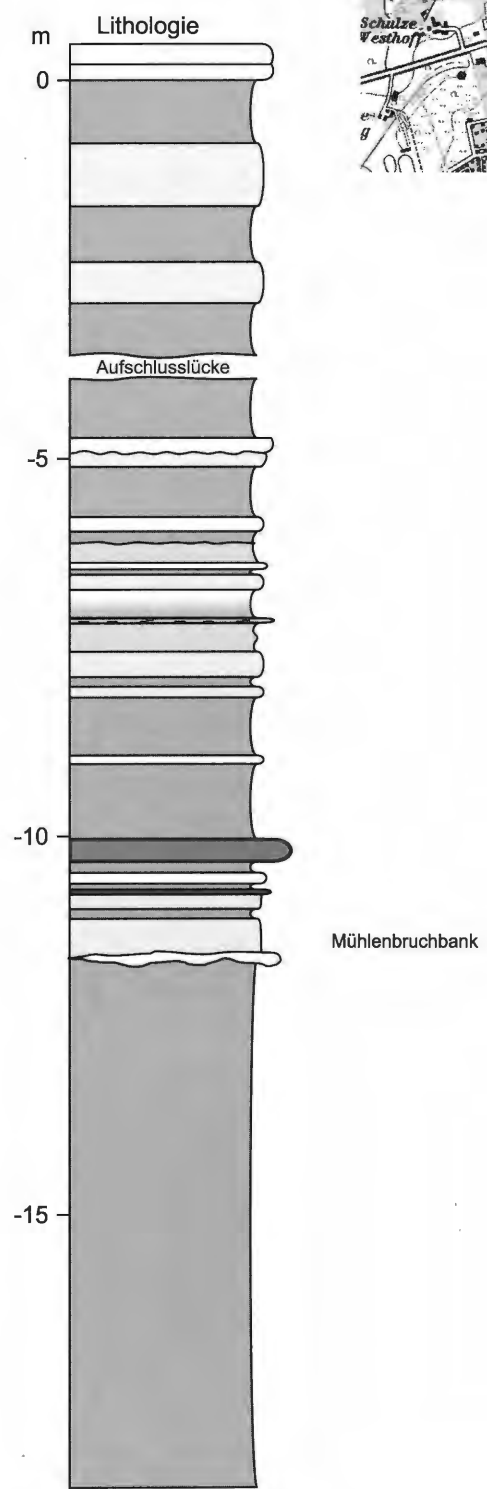
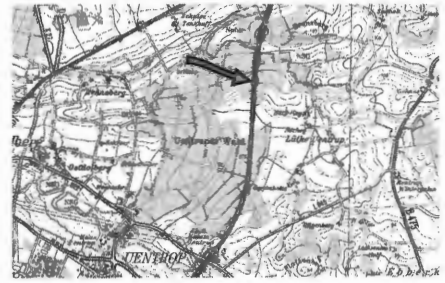
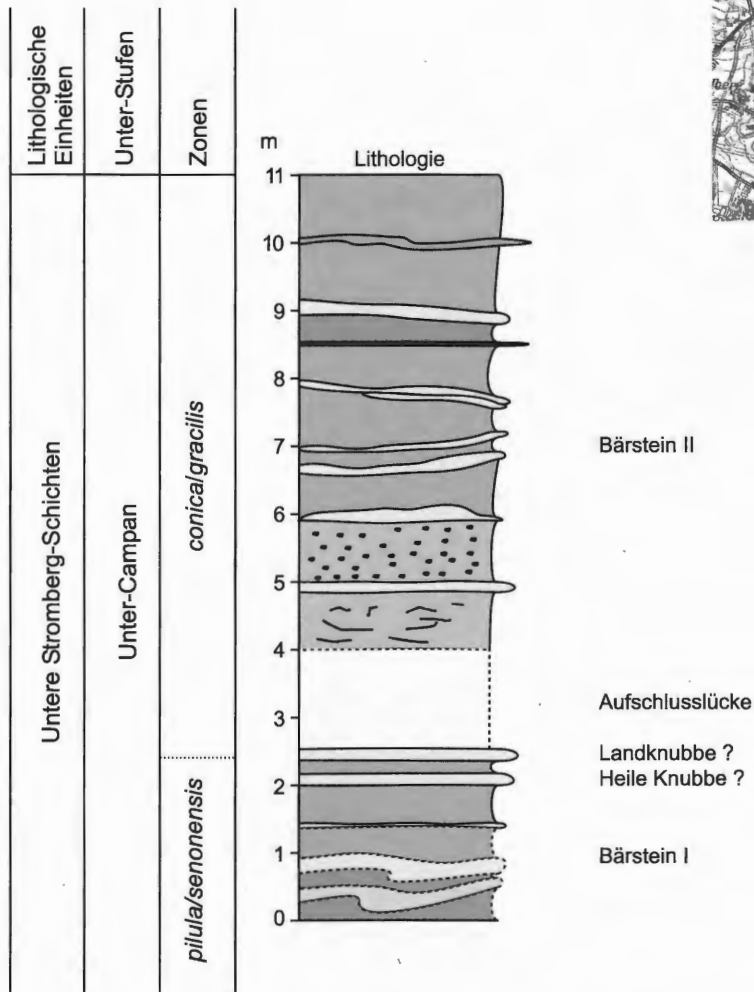


Abb. 9: Everswinkel, Neubau der Umgehungsstraße L 793 nördlich des Ortes, gezeichnet nach RIEGRAF (1995, Abb. 11), stratigraphisch neu interpretiert.



Lage des Aufschlusses

Abb. 10: Lippetal-Uentrup, Uentruper Wald, 520 m S südliche Ausfahrt Parkplatz A 2, westliche Seite, sechsstreifiger Ausbau der Autobahn A 2, Profile, angebösch und z.T. schlecht aufgeschlossen.

**Lippetal-Uentrup**, Ausbau der Autobahn A 2 (2002) (Abb. 10),

Lage: TK 25 Blatt 4213 Ahlen, R = 3429500, H = 5731 970, NN + 100 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Untercampan, *pilula/senonensis*- – *conical/gracilis*-Zone,

Fauna: – ,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: – .

**Münster**, Neubau der 3. Kanalschleuse unter der Eisenbahnbrücke (1924),

Lage: TK 25 Blatt 4011 Münster, R 3408095, H = 5761510, NN + 56 m,

Stratigraphie: Tonmergelstein-Fazies des Emscher-Mergels/Äquivalent der Unteren Stromberg-Schichten,

Untercampan, ? *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: GIERS (1958), WEGNER (1927),

Sammlungsmaterial: GPIM.

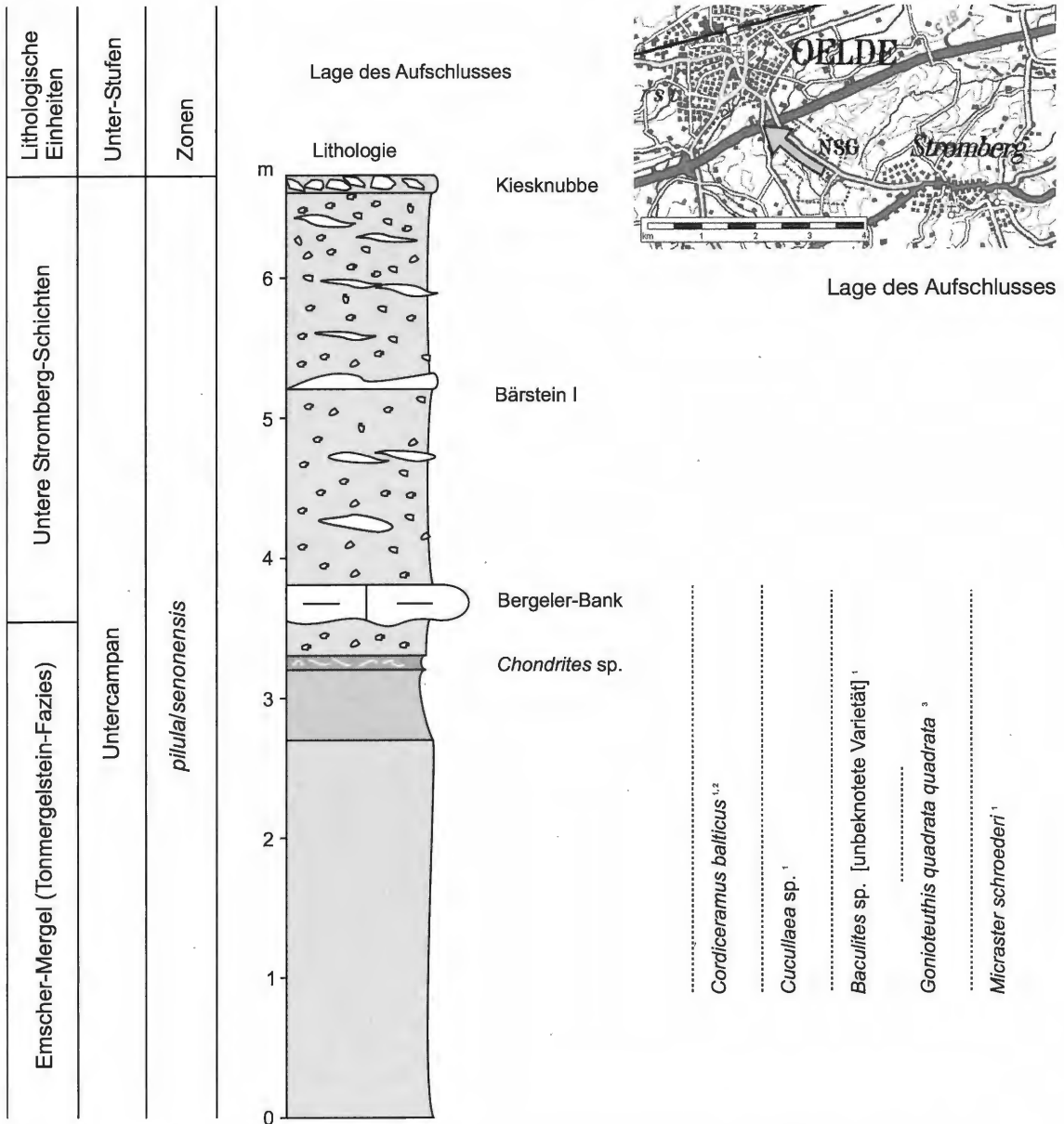


Abb. 11: Oelde, südliche Baugrube für das Brückenfundament des Böckenförder Wegs über die Autobahn A 2. 1 = GIERS in RE, 2 = HISS in GLDNRW, 3 = KAPLAN in WMfN.

**Oelde**, a) Autobahnbrücke Böckenförder Weg (Abb. 11),

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3441580, H = 5742510, NN + ca. 105 m,

Stratigraphie: Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies, bis Untere Stromberg-Schichten, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: GIERS (1958),

Sammlungsmaterial: RE, GDNRW,

b) Versuchsbohrung Pott's Brauerei VB2/2002 (Abb. 24),

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3440510, H = 5742300, NN + 94,00 m,

Stratigraphie: Tonmergelstein-Fazies des Emscher-Mergels, Untercampan, *granulataquadrata*- bis *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: HISS (unveröffentl. Bericht),

Sammlungsmaterial: GDNRW.

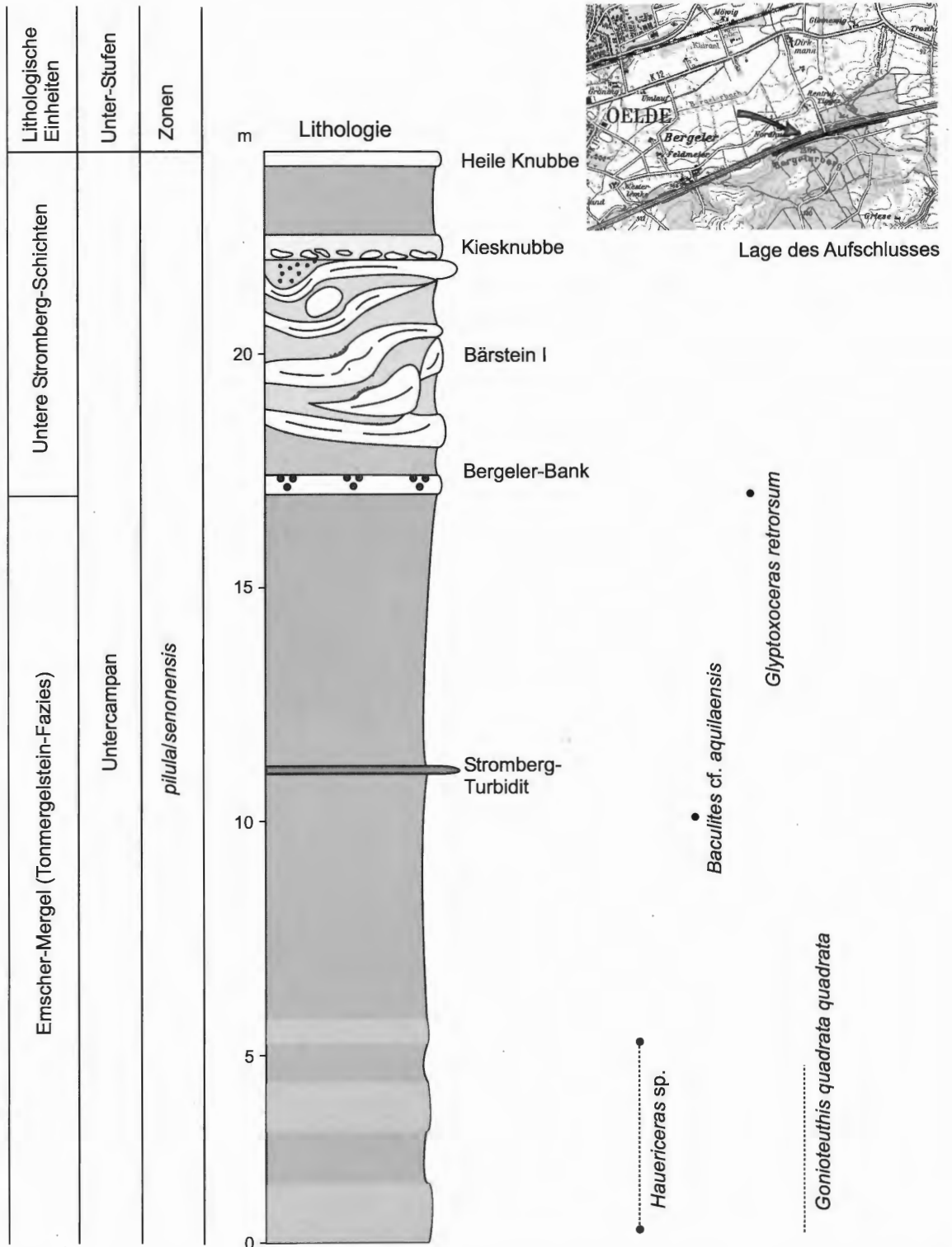


Abb. 12: Oelde, Bauernschaft Bergeler, Autobahnabschnitt der A2 bei Bauernhof Bunne, verändert nach GIERS (1958) und KAPLAN, KENNEDY & ERNST (1996).

**Oelde-Bergeler**, Bauernschaft Bergeler, Autobahneinschnitt am Nordhang des Bergeler Berges (Abb. 12),

Lage: TK 25 Blatt 4115 Rheda-Wiedenbrück, R = 3444200, H = 5743590, NN + 96 m,

Stratigraphie: Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies – Untere Stromberg-Schichten, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: GIERS (1958), KAPLAN et al. (1996),

Sammlungsmaterial: RE.

**Oelde**, Aufschluss beim Bau der Autobahn A 2 850 m NE Autobahnanschlussstelle Oelde,

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3441100, H = 5742350, NN + 106 m,

Stratigraphie: Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies – Untere Stromberg-Schichten, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: GIERS 1958,

Sammlungsmaterial: - .

**Oelde**, Bauernschaft Hesseler, Autobahneinschnitt 350 m E Autobahnbrücke (Abb. 13),

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3438165, H = 5741125, NN + 105 m,

Stratigraphie: basale Obere Stromberg-Schichten, *gracilis/senior*-Zone,

Schriften: - ,

Sammlungsmaterial: WMfN.

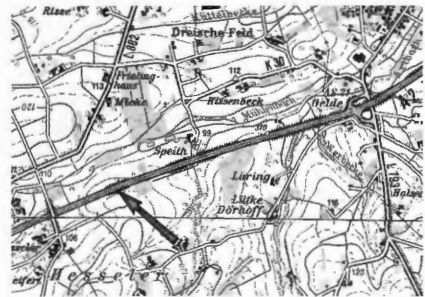
**Oelde**, Geister Holz, Einschnitt des Geisterbachs,

Lage: TK 25 Blatt 4114 Oelde, R = 3438515, H = 5745840, NN + 84 m,

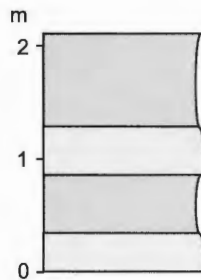
Stratigraphie: Top des Emscher-Mergels, Tonmergelstein-Fazies, Stromberg-Turbidit, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: TEWES et al. (1999) ,

Sammlungsmaterial: - .



Lithologische Einheiten	Unter-Stufen	Zonen
Obere Stromberg-Schichten	Untercampan	<i>conical/gracilis</i>



*Ventriculites* sp.

*Pharetspongia* sp.

*Porospaera* sp.

*Cataceramus marcki*

*Belemnitella mucronata*

*Pachydiscus* sp.

Lydit-Geröll

Lage des Aufschlusses

Abb. 13: Oelde, Bauernschaft Hesseler, Autobahneinschnitt 350 m E Autobahnbrücke.



**Oelde-Keitlinghausen** (Abb. 14), a) aufgelassener Steinbruch Becker, Lage: TK 25 Blatt 4215 Wadersloh, R = 3442900, H = 5738240, NN + 135 m, Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten mit Bärsteinhorizont I, UnterCampan, *pilula/senonensis*-Zone, Schriften: GIERS (1958), Sammlungsmaterial: RE.

b) Baugrube Windkraftanlage 360 m östlich Westarb, Lage: TK 25 Blatt 4215 Wadersloh, R = 3442715, R = 5738595, NN + 135 m, Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Mergelkalksteine und Turbidit unter Landknubbe, UnterCampan, *pilula/senonensis*-Zone, Schriften: –, Sammlungsmaterial: RE.

c) Baugrube Windkraftanlage 370 m westlich Merveldshof, Lage: TK 25 Blatt 4215 Wadersloh, R = 3442730, H = 5738905, NN + 135 m, Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Heile Knubbe ca. 1 m unter Mergelkalksteinen mit Turbidit, *pilula/senonensis*-Zone, Schriften: –, Sammlungsmaterial: RE.

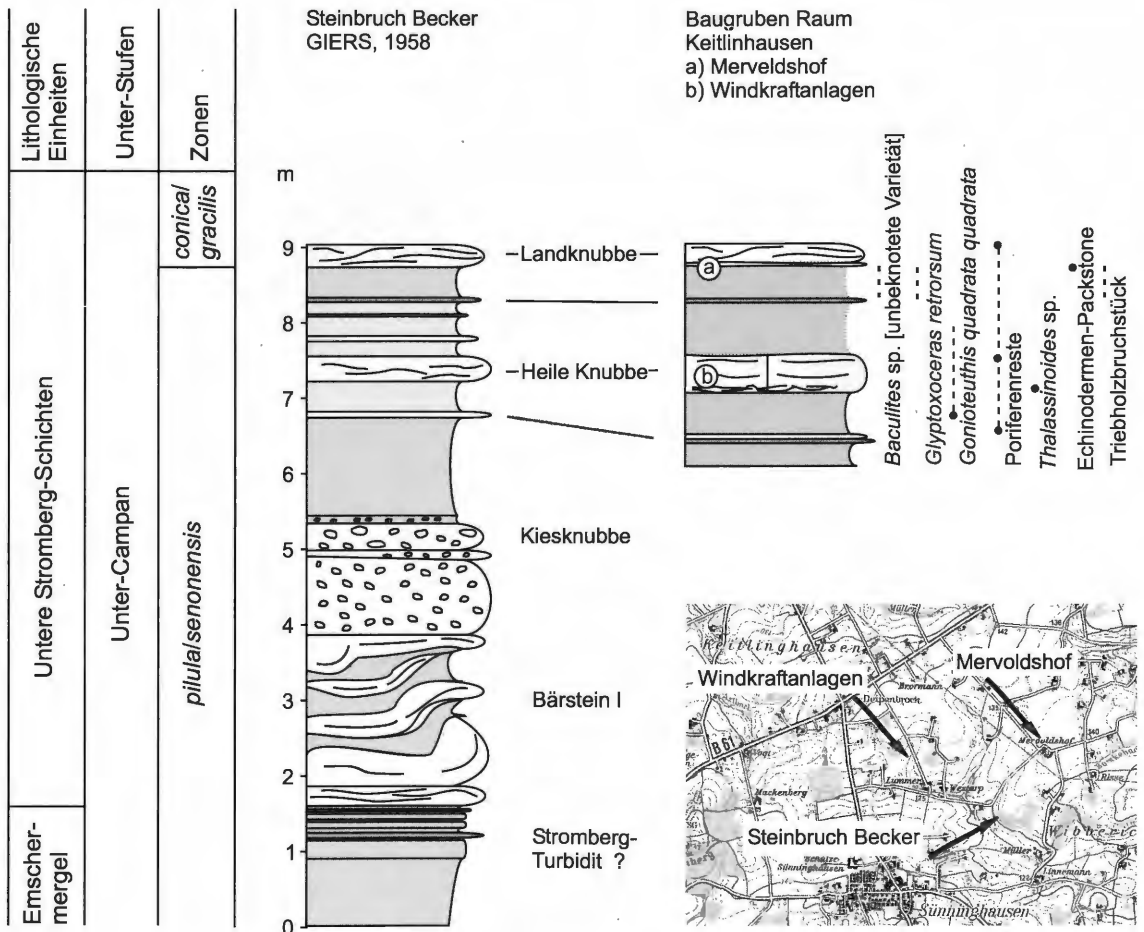


Abb. 14: Oelde-Keitlinghausen, aufgelassener Steinbuch Becker nach GIERS (1958), Baugruben für Windkraftanlagen und Aushub für Scheunenneubau bei Merveldshof.

d) Merveldshof, Baugrube für Scheunenneubau,

Lage: TK 25 Blatt 4215 Wadersloh, R = 3443130, H = 5738950, NN + 138 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Untercampan, Bereich der Landknubbe, Top *pilula/senonensis*- – Basis *conica/gracilis*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: WMfN.

e) Baugrube Windkraftanlage 490 m westlich Dünninghaus,

Lage: TK 25 Blatt 4215 Wadersloh, R = 3442750, H = 5739615, NN + 133 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Bereich der Landknubbe, Top *pilula/senonensis*- – Basis *conica/gracilis*-Zone,,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: RE.

**Oelde-Stromberg**, a) Regenwasserrückhaltebecken an der Oelder Straße,

Lage: TK 25 Blatt 4115 Rheda-Wiedenbrück, R = 3443915, H = 5741415, NN + 146,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Bärstein I, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: – .

b) Baugrube Busunternehmen Willbrands, Beckumer Straße,

Lage: TK 25 Blatt 4115 Rheda-Wiedenbrück, R = 3443985, H = 5740990, NN+ 143 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Bereich Heile Knubbe, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: WMfN.

c) Einschnitt des Gassbach-Tals,

Lage: TK 25 Blatt 4115 Rheda-Wiedenbrück, R = 3445025, H = 5741280, NN + 135 m,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten, Bergeler Bank und Bärsteinhorizont I, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: KAPLAN et al. (1996),

Sammlungsmaterial: – .

d) Baugrube in Stromberg, südöstlicher Ortsrand am Fuß des Stromberg- Plateaus,

Lage: TK 25 Blatt 4115 Rheda-Wiedenbrück, R = 3445920, H = 5740900

Stratigraphie: Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: – .

e) Baugrube Bauernhof Großerhode, Ausschachtungen für Viehstall, südlicher Ortsrand am Fuß des Stromberg- Plateaus,

Lage: TK 25 Blatt TK 25 Blatt 4115 Rheda-Wiedenbrück, R = 3445520, H = 5740990,

Stratigraphie: Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies, Stromberg-Turbidit, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: KAPLAN et al. (1996),

Sammlungsmaterial: IPB.

f) Einschnitt des Hamelbachs im Limberger Forst (Abb. 15),

Lage: TK 25 Blatt 4115 Rheda-Wiedenbrück, von R = 3443920, H = 5742701 bis R = 3444280, H = 5743075,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten von Bergeler Bank bis Heile Knubbe, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone,

Schriften: – ,

Sammlungsmaterial: WMfN.

g) Steingrube Ruthmann auch „Ruthmannscher Bruch“,

Lage: TK 25 Blatt 4215 Wadersloh, R = 3443850, H = 5740040,

Stratigraphie: Untere Stromberg-Schichten Bereich Landknubbe, Untercampan, Grenzbereich *pilula/senonensis*- – *conica/gracilis*-Zone,

Schriften: GIERS (1958) ,

Sammlungsmaterial: RE.

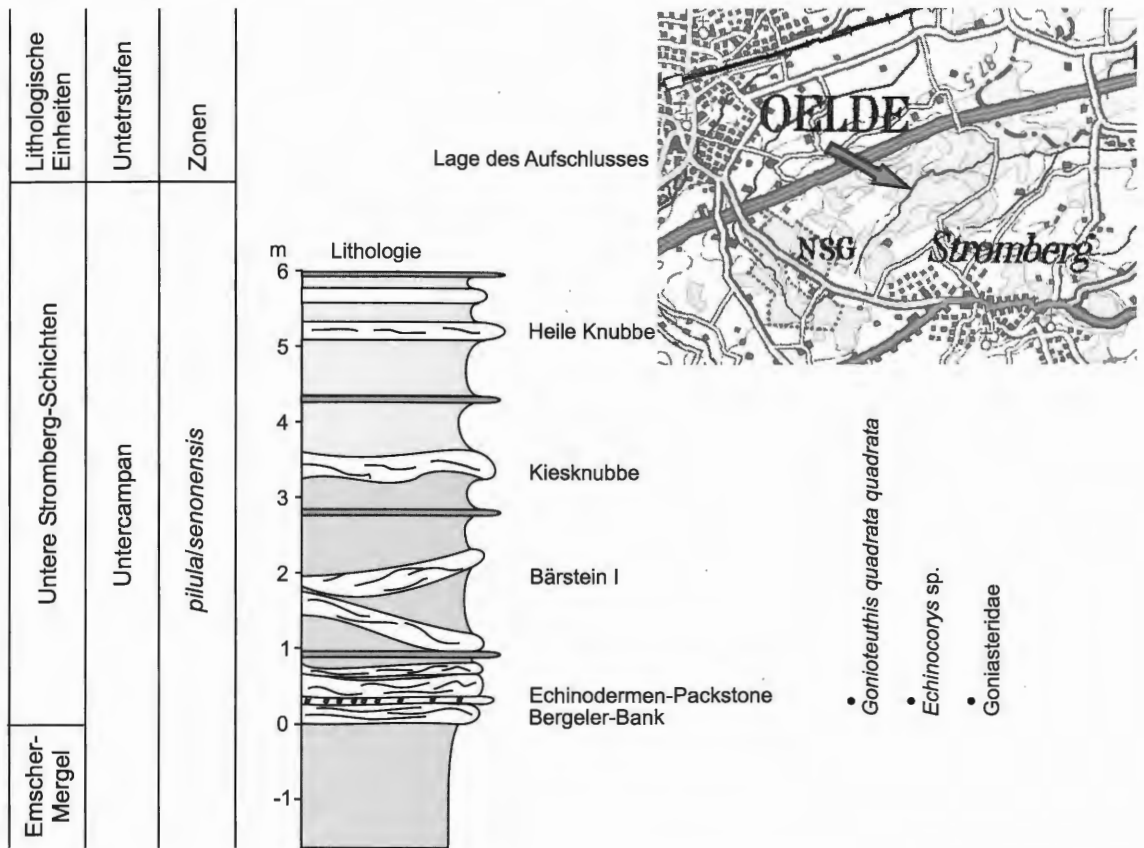


Abb. 15: Oelde-Stromberg, Einschnitt des Hamelbachs im Limberger Forst.

**Wadersloh-Diestedde**, Bauernschaft Altendiestedde, StraÙebaustelle LandstraÙe L 586 (Abb. 16),

Lage: TK 25 Blatt 4214 Beckum, R = 3439475, H = 5734565, NN + 125 m,

Stratigraphie: Untere und Obere Stromberg-Schichten, *pilula/senonensis*- – *gracilis/senior*-Zone,

Schriften: –,

Sammlungsmaterial: WMfN.

**Warendorf-Freckenhorst**, Bauernschaft Hohenhorst, Umlegung des Vorfluters an der LandstraÙe L 793,

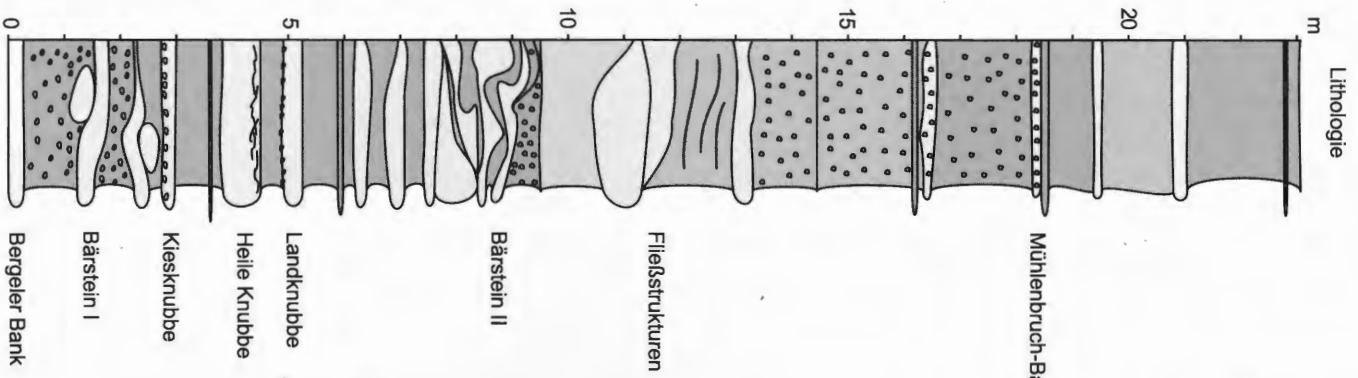
Lage: TK 25 Blatt 4013 Warendorf, von R = 3429880, H = 5753361 bis 3431525, H = 5752176,

Stratigraphie: Bereich der lateralen Faziesverzahnung zwischen Unteren Stromberg-Schichten und Emscher-Mergel, Tonmergelstein-Fazies, Untercampan, unzoniert,

Schriften: –,

Sammlungsmaterial: –.

Untere Stromberg-Schichten		Obere Stromberg-Schichten	Lithologische Einheiten
Unter-Campan			Unter-Stufen
<i>pilula/senonensis</i>	<i>conical/gracilis</i>	<i>gracilis/senior</i>	Zonen



- Bioklasten
- *Goniatites quadrata quadrata*
- *Goniatites quadrata ssp.*
- *Hypophylloceras sp.*
- *Tetragonites obscurus*
- *Baculites sp.*
- *Cataceramus marcki*
- *Cataceramus sp.*
- *Ventriculites sp.*
- *Parasmilia sp.*

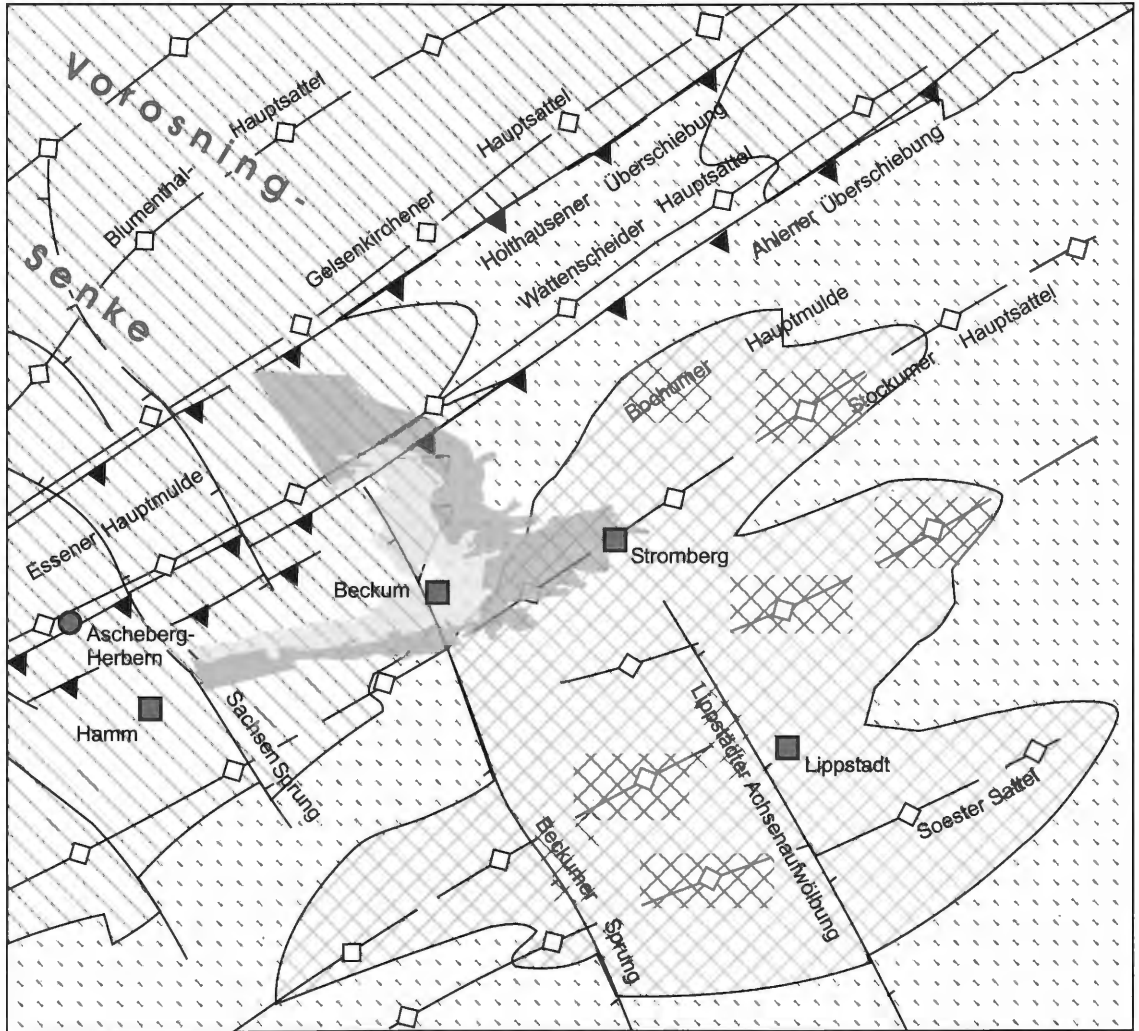


Lage des Aufschlusses



Abb. 16: Wadersloh-Diestedde, Bauernschaft Altendiestedde, 350 m NW Schulze Onkhaus, Tiefenlegung und Brückenbaustelle Landstraße L 586.

### 3. Geologischer Rahmen

Die Stromberg-Schichten sind Teil der im zentralen Münsterländer Becken weitflächig ausstreichenden Ablagerungen des Untercampans. Durch Einlagerungen von karbonatreichen und deshalb verwitterungsresistenteren Bänken heben sie sich gegenüber den sonst tonigmergeligen und an ihrem Westrand sandig-schluffigen Ablagerungen der unterliegenden Schichten des Emscher-Mergels ab. Im Raum Oelde-Stromberg – Waddersloh – Hamm-Dolberg treten sie mit markanten Schichtstufen an ihrer östlichen und südlichen Begrenzung aus dem Umland empor und bilden einen drei bis fünf Kilometer breiten Streifen (GIERS 1958), dessen Grenze zwischen Ennigerloh und Beckum im Westen sowie Beckum und Hamm-Dolberg im Süden die hangenden Beckum-Schichten bilden (Abb. 2). Nördlich von Ennigerloh-Ostenfelde



Ablagerungen des Unter- und tiefen Obercampans im SE Münsterlandes

-  ausstreichende Stromberg-Schichten
-  ausstreichende Beckum-Schichten

paläozoischer Untergrund

-  Westfal
-  Devon Prädevon
-  Namur Unterkarbon

Abb. 17: Der paläozoische Untergrund des SE Münsterländer Beckens und die Verbreitung der ausstreichenden Stromberg- und Beckum-Schichten, umgezeichnet nach GIERS (1958) und Geologisches Landesamt NRW (1998).

machen sich die Stromberg-Schichten immer weniger morphologisch bemerkbar, da sie sukzessiv in die untercampane Tonmergelstein-Fazies übergehen.

Wie die anderen Stufen der Oberkreide im Münsterländer Becken liegen auch seine untercampanen Ablagerungen auf dem nördlichen Sporn der nach Norden abtauchenden Rheinischen Masse. Deren Ausstreichen im Rheinischen Schiefergebirge bildet die Südgrenze der erhaltenen Kreideablagerungen. Weiter wird das Becken im Nordwesten durch das Zentralniederländische Becken begrenzt, im Nordosten durch die Osning-Störungszone und im Osten durch das Eggegebirge. Die eigentliche Beckenentwicklung begann in der Oberkreide, als sich der Ostteil des Münsterlandes in der Vorosning-Senke als subsequenter Randtrog vor dem sich heraushebenden Niedersächsischen Tektogen absenkte (HISS & SEIBERTZ 2000).

Die flache Muldenstruktur bedingt, dass im südlichen Verbreitungsgebiet die Stromberg-Schichten mit 2° – 3° nach Nordwesten einfallen und in ihrem nördlichen Verbreitungsgebiet mit etwa dem gleichen Betrag nach Süden (GIERS 1958). Nur vereinzelt ergeben sich geringfügig höhere Werte. Insgesamt streichen die Ablagerungen von Nordwest nach Südost (GIERS 1958). Störungen konnten in den in der Regel kleinen Aufschlüssen nicht beobachtet werden. Nach den Beobachtungen von GIERS (1958) lassen sich verschiedentlich Störungen und mit ihnen einhergehende Aufschiebungen nachweisen, deren Sprunghöhen 10 – 20 m nicht überschreiten.

Der präkretazische Untergrund des Arbeitsgebietes wird durch mehrere paläozoisch angelegte Strukturen und Störungen geprägt. Dazu gehören einerseits die rheinisch streichenden Ahlener Überschiebung und der Stockumer Hauptsattel und andererseits Querstrukturen wie die Lippstädter Achsenaufwölbung [auch: Lippstädter Gewölbe], die sich vom Raum Warstein im Süden über Lippstadt bis südlich von Stromberg erstreckt, der Beckumer Sprung sowie der Sachsensprung (Abb. 17). Westlich und nordwestlich des Verbreitungsgebiets der Stromberg-Schichten schließt sich die Vorosning-Senke an, die zwischen Münster und Harsewinkel im Untercampan die größten Sedimentmengen aufnahm (ARNOLD 1964b).

WOLF (1995) geht in seiner Arbeit über die Sedimentologie der Beckum-Schichten von der Annahme aus, dass im Kontext der subhercynen Phase und der Inversion des Münsterländer Beckens die paläozoisch angelegte Lippstädter Achsenaufwölbung wieder belebt wurde. Nach Beobachtungen von BAUCH et al. (2003) an tektonischen Bewegungen in den Beckum- und Vorhelm-Schichten, die die Stromberg-Schichten überlagern, kommt dabei dem im unterlagernden Oberkarbon vermuteten Beckumer Sprung eine eminente Rolle zu. Dieser schneidet die Lippstädter Achsenaufwölbung in seinem südöstlichen Verbreitungsgebiet (Abb. 17). Er pauste sich nach BAUCH et al. (2003) wie andere im Grundgebirge auftretende Störungen des Münsterländer Beckens im Deckgebirge durch.

## 4. Litho- und Biostratigraphie

Die Stromberg-Schichten gehören in das obere Untercampan. Sie haben in ihrem Kerngebiet zwischen Stromberg, Oelde und Wadersloh-Diestedde eine Mächtigkeit von durchschnittlich 30 m bis 35 m. Ihre mit kontemporären Ablagerungen im Münsterländer Becken vergleichsweise geringere Mächtigkeit und das gehäufte Auftreten von Resedimenten sind Indikatoren für ihre lückenhafte Entwicklung. Um diese abschätzen zu können, liegt eine vergleichende stratigraphische Interpretation mit den mächtigeren und vermutlich vollständigeren Ablagerungsfolgen der Bohrung Donar 5 und der Schachtvorbohrung Herbern 45 bzw. des Schachts Radbod 6 nahe, die für das Untercampan des südlichen Münsterlandes als Leitprofile dienen können.

### 4.1 Bohrung Donar 5 und Schachtvorbohrung Herbern 45 /Schacht Radbod 6

Ca. 35 km vom Kerngebiet der Stromberg-Schichten entfernt wurden die Bohrung Donar 5 und die Schachtvorbohrung Herbern 45 bzw. der Schacht Radbod 6 niedergebracht. In beiden Vorhaben wurden über 260 m mächtige Ablagerungsfolgen des Untercampan durchteuft (Abb. 4). Die Campan-Stratigraphie beider Abschlüsse wurde wiederholt bearbeitet. ARNOLD & WOLANSKY (1964) beschrieben die Lithostratigraphie und unternahm einen ersten Gliederungsversuch anhand von Makrofossilien. Dabei griffen sie auch auf einen mikropaläontologischen Beitrag von HILTERMANN & KOCH zurück. Deren mikro-

paläontologischen Bestimmungen überarbeitete RESCHER (1991) allerdings ohne präzise Teufenangaben zu geben. LOMMERZHEIM (1995) bearbeitete im Kontext einer biostratigraphischen Gliederung die Ammonitenfaunen von Donar 5 und Herbern 45/Radbod 6. Sowohl die Ammonitenbestimmungen von ARNOLD & WOLANSKY (1964) als auch die von LOMMERZHEIM (1995) stellten sich teilweise als revisionsbedürftig heraus (KENNEDY & KAPLAN 2000; KAPLAN et al. in Vorber.). SEITZ (1970) bestimmte einige Inoceramen der *Sphenocerasus lingua/patootensiformis* – Gruppe aus einem Teufenbereich zwischen 202 und 212 m.

Bislang unterblieb ein Gliederungsversuch, der sich an der Standardgliederung des norddeutschen Campans (SCHÖNFELD (2000) orientiert. Für die nachfolgende Diskussion wird auf die Bestimmungen der oben genannten Autoren zurückgegriffen und deren jeweilige Urheberschaft wird außerdem in Abb. 4 vermerkt. Die geringe Makrofossilichte der beiden Profile und das Fehlen der Leitechiniden der norddeutschen Standardprofile erlauben keine präzise Definition der Zonengrenzen, diese stellen damit stets nur Annäherungen dar. Insbesondere Neubearbeitungen der Mikrofaunen werden ein präziseres Bild entstehen lassen. Die nachfolgend genannten Teufenangaben beziehen sich stets auf die Bohrung Donar 5 soweit nicht anders angegeben.

**Santon/Campan-Grenze:** Die Santon/Campan-Grenze wurde von der Campan-Arbeitsgruppe der internationalen Subkommission für Kreidestratigraphie provisorisch mit dem Aussetzen des Crinoiden *Marsupites testudinarius* nach einem auf ERNST (1964) zurückgehenden Vorschlag definiert (GALE et al. 1995; HANCOCK & GALE 1996). Dieses ist im Schreibkreideprofil von Lägerdorf (N-Deutschland) exakt zeitgleich mit dem Einsetzen von *Goniatites granulataquadrata* (SCHULZ et al. 1984). Nach LOMMERZHEIM (1995) tritt *Marsupites testudinarius* bei einer Teufe von 323 m auf. *Goniatites granulataquadrata* (bei ARNOLD, 1958, als *Goniatites cf. granulata* bestimmt) kommt 6 m darüber bei einer Teufe von 317 m vor. Obwohl von beiden Arten jeweils nur ein Exemplar nachgewiesen werden konnte, legt doch ihr eng benachbartes Auftreten nahe, die Santon/Campan-Grenze mit dem ersten Vorkommen von *G. granulataquadrata* zu ziehen.

(1) *granulataquadrata*-Zone: Das oben genannte Exemplar von *Goniatites granulataquadrata* bleibt der einzige faunistische Nachweis für diese Zone. Die artenarme Begleitfauna besteht aus *Hauericeras pseudogardeni* und *Sphenocerasus ex grp. lingua/patootensiformis*.

(2) *lingua/quadrata*-Zone: Von den drei Kriterien für die Basis der *lingua/quadrata*-Zone,

- erstes Auftreten von *Goniatites quadrata quadrata*
- letztes Auftreten von *Goniatites granulataquadrata*
- Basis eines Häufigkeitsmaximums von *Sphenocerasus lingua*

lässt sich nur das letzte in der Bohrung Donar 5 beobachten. Diesem entspricht ein gehäuftes Auftreten von *Sphenocerasus ex grp. lingua/patootensiformis* zwischen den Teufen 256 m und 212 m. *Goniatites quadrata quadrata* tritt am Top der Zone bei der Teufe 215 m auf.

(3) *pilula*-Zone: Direkte faunistische Indikatoren für die Basis der *pilula*-Zone liegen weder aus der Bohrung Donar 5 noch aus dem Schacht Radbod 6 vor. Die Untergrenze der Zone wird deshalb behelfsmäßig am Top des Häufigkeitsmaximums von *Sphenocerasus ex grp. lingua/patootensiformis* bei der Teufe 212 m gezogen. *Sphenocerasus ex grp. lingua/patootensiformis* selbst setzt bei einer Teufe von 202 m aus (ARNOLD 1958). Dieses letzte Auftreten korreliert mit dem letzten Auftreten der Art im mittleren Drittel der *pilula*-Zone im Schreibkreide Richtprofil von Lägerdorf (SCHULZ et al. 1984). *Hauericeras pseudogardeni* wurde bei der Teufe 186 m letztmals nachgewiesen. Dieses letzte Vorkommen entspricht etwa dem Aussetzen von *H. pseudogardeni* in der oberen *pilula*-Zone im nordwestlichen Münsterland (KAPLAN et al. in Vorber.).

(4) *pilula/senonensis*-Zone: Die Basis der Zone wird hier mit dem Aussetzen von *Bolivinoidea strigillatus* bei einer Teufe von 164 m und dem wenig höher liegenden Einsetzen *Bolivinoidea granulatus* bei Teufe 163 m gezogen (HISS 1997).

(5) *senonensis*-Zone: Sie ist nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht nachzuweisen.

(6) *papillosa*-Zone: Die Basis der Zone wird bei einer Teufe von 141 m mit dem Vorkommen *Pseudoxybeloceras (Parasolenoceras) splendens* gezogen, der in diesem Niveau im nordwestlichen Münsterland

einsetzt (KAPLAN et al. in Vorber.). ARNOLD & WOLANSKY (1964) bestimmten diesen fragmentarisch erhaltenen Ammoniten als „*Hoplitoplacenticeras vari*“. Sie stufte allerdings diesen genuin obercampanen Ammoniten richtiger Weise in das Untercampan ein. LOMMERZHEIM (1995) revidierte die Bestimmung von ARNOLD zu „*Hoplitoplacenticeras marroti*“. Biostratigraphisch konsequent folgerte er, dass damit bereits Obercampan erreicht sei. Eine nachfolgende Neubearbeitung des Exemplars (KAPLAN et al. in Vorber.) zeigt, dass dieses Fragment Teil eines heteromorphen Ammoniten ist und als *Pseudoxybeloceras (Parasolenoceras) splendens* angesprochen werden kann. Der weiterhin in der *papillosa*-Zone bei einer Teufe von 135 m vorkommende *Glyptoxoceras retrorsum* tritt erstmals in der *pilula*-Zone im nordwestlichen Münsterland auf und reicht bis in das untere Obercampan.

(7) *conica/gracilis*-Zone: Das Vorkommen von *Goniot euthis quadrata gracilis* bei einer Teufe von 122 m bietet sich als Untergrenze der *conica/gracilis*-Zone an.

(8) *gracilis/senior*-Zone: Für diese Zone liegen keinerlei faunistischen Indikatoren vor. Einzig die magnetostratigraphischen Daten (HAMBACH 1992) geben einen Hinweis darauf, dass mindestens bis zu einer Teufe von 75 m, bis zu der nur Proben vorliegen, noch eindeutig Untercampan ansteht.

(9) *conica/senior*-Zone: Da direkte faunistische Nachweise wie das Aussetzen von *G. quadrata gracilis* oder das Vorkommen von *Echinocorys conica* fehlen, wird die Untergrenze dieser Zone behelfsmäßig mit dem ersten Auftreten von *Belemnitella mucronata senior* bei der Teufe 56 m gezogen. Dieses Vorkommen liegt 6 m unter der Basis der Beckum-Schichten im Donar 5-Profil.

(10) Basis der Beckum-Schichten: Der Karbonatsprung bei Teufe 50 m und die darüber vorkommenden submarinen Gleitungen korrelieren mit der Basis der Beckum-Schichten in ihren Übertageaufschlüssen im südöstlichen Münsterland.

## 4.2 Stromberg-Schichten

### 4.2.1 Lithostratigraphie

GIERS (1934; 1958) beschrieb als erster die Stromberg-Schichten im Kontext der campanen Ablagerungen des südöstlichen Münsterlandes. Seine Beobachtungen beruhten auf Geländearbeiten vom Beginn der zwanziger Jahre bis zu den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts. Er listet insgesamt zwölf Profile aus den Stromberg-Schichten auf. Anhand seiner Beobachtungen gliederte er die Schichtenfolge in Untere Stromberg-Schichten und Obere Stromberg-Schichten. Unterlagert werden die Stromberg-Schichten von den Tonmergelsteinen des Emscher-Mergels und überlagert von den Beckum-Schichten. Ein Übersichtsprofil, das auf seinen Angaben beruht, wird mit Verbesserungen und Ergänzung der Fauna in Abb. 18 dargestellt.

(1) Tonmergelsteine des Emscher-Mergels: Der Emscher-Mergel unmittelbar unter den Stromberg-Schichten wurde im Einschnitt der Autobahn A 2 zuerst zwischen 1934 und 1938 und dann erneut zwischen 1994 -1995 beim Bauernhof Bunne bei Oelde-Bergeler bis zu einer Tiefe von 17 m (Abb. 12) und zwischen 1998 und 1999 ca. 1500 m weiter westlich beim Bau der Brücke des Bökenförder Weges bis zu einer Tiefe von 3 m aufgeschlossenen. Weitere kleinere Aufschlüsse entstanden um diese Zeit am Südhang des Stromberger Plateaus bei Stromberg durch Baugruben beim Bauernhof Großerhode und in Baugruben im Stromberger Unterdorf. Einen sehr kleinen natürlichen Aufschluss bietet der Bacheinschnitt des Geisterbaches nordwestlich von Oelde.

Bei Oelde-Bergeler weisen die Tonmergelsteine ca. 15 m unter der Basis der Stromberg-Schichten eine Hell-Dunkelbankung auf (Abb. 12). Diese Sedimentationsrhythmik deuten KAPLAN et al. (1996) als Milankowitch-Rhythmen. Am Südhang des Stromberger Plateaus ließen sich einige kaum mehr als ein Zentimeter dicke Turbidit-Lagen nachweisen, die ca. 3 km nördlich bei Oelde-Bergeler nicht beobachtet werden konnten. Ca. 6 m unter der Basis der Stromberg-Schichten liegt der Stromberg-Turbidit (KAPLAN et al. 1996). Er wurde bislang sowohl im Autobahneinschnitt bei Oelde-Bergeler, beim Bauernhof Großerhode bei Stromberg und im Einschnitt des Geister Baches (KAPLAN in TEWES et al. 1999) nachgewiesen. Einmessungen in diesen Aufschlüssen zeigen, dass seine Mächtigkeit von ca. 3 cm im Osten auf ca. 10 cm im Geisterbach-Einschnitt anwächst. Zwischen dem Stromberg-Turbidit und der Basis der



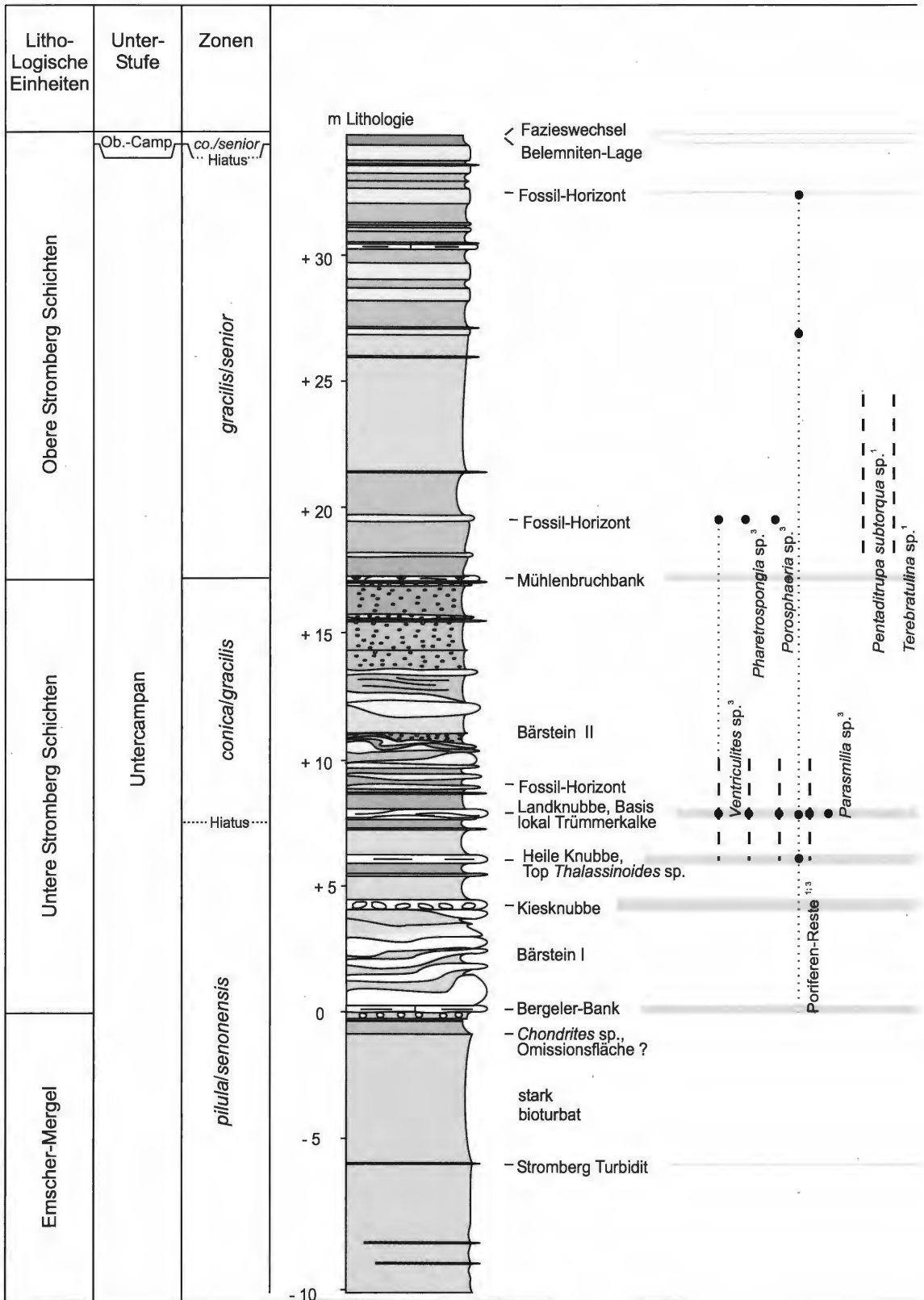
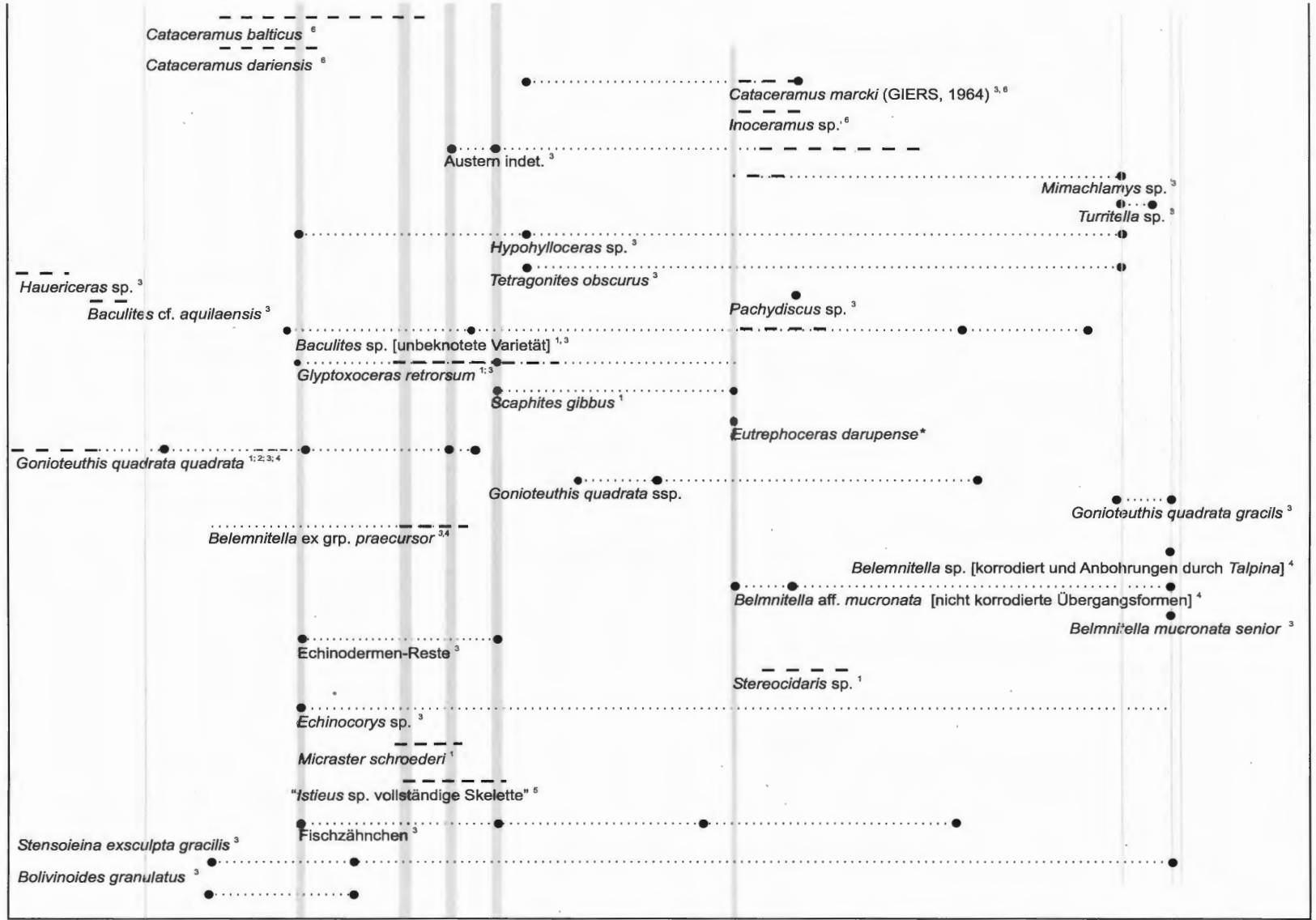


Abb. 18: Übersichtsprofil des obersten Emscher-Mergels und der Stromberg-Schichten im Gebiet von Oelde - Stromberg - Beckum nach GIERS (1958) und eigenen Profilaufnahmen. Ob.-Camp. = Obercampan, *co./senior* = *conical/senior*.

Fossilbelege: <sup>1</sup> = GIERS (1958), nomenklatrisch emendiert, <sup>2</sup> = HISS (in Vorb.), <sup>3</sup> = KAPLAN, <sup>4</sup> = ERNST in KAPLAN et al. (1996), <sup>5</sup> = F. ROEMER (1854), <sup>6</sup> = WALASYCZYK (1997).



Stromberg-Schichten sind die Tonmergelsteine des Emscher-Mergels stark bioturbat. In der Baugrube für ein Brückenfundament beim Bökenförder Weg südlich Oelde fand sich ca. 20 cm unter dem Top des Emscher-Mergels eine ca. 5 cm mächtige Grabganglage, die intensiv mit *Chondrites* sp. durchwühlt war (Abb. 11). Im Raum Oelde-Keitlinghausen kommt im Top des Emscher-Mergels unmittelbar unter der Basis Stromberg-Schichten ein dünner distaler Turbidit vor (GIERS 1958) (Abb. 14), der in den anderen Aufschlüssen fehlt. Möglicher Weise korreliert er mit dem Stromberg-Turbidit und die zwischen liegenden Tonmergelsteine fallen in eine Schichtlücke.

(2) Untere Stromberg-Schichten: Die unteren Stromberg-Schichten erreichen eine Mächtigkeit von ca. 15 – 18 m. Sie beginnen mit der Bergeler Bank (KAPLAN et al. 1996). Diese ist eine flaserige bis knauerige und glaukonitische Kalkmergelstein-Bank mit einer Mächtigkeit von 25 – 30 cm. Im Einschnitt des Hamelbachs im Limberger Forst nördlich Oelde-Strombergs wird der Top der Bergeler Bank von einem Echinodermen-Packstone gebildet (Abb. 15). Neben massenhaften Goniasteriden-Ossikeln kommen auch andere Echinodermen-Reste vor, zu denen sich nicht selten Haifisch-Zähne gesellen (Abb. 19).



Abb. 19: Echinodermen-Packstone am Top der Bergeler-Bank, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone, Oelde-Stromberg, Einschnitt des Hamelbachs im Limberger Forst, mit *Echinocorys* sp. und einer Grabganglage, WMfN P 47406, Originalgröße.

Überlagert wird die Bergeler Bank von einem drei bis vier Meter mächtigen Horizont mit submarin verrutschten Mergeln, Kalkmergelsteinen, groben Kalkgeröllen, Turbiditbänken und Debris Flows, den Flockenmergel von GIERS (1958). Aus dem historischen Sprachgebrauch von Steinbrucharbeiter übernommen wird er von GIERS (1958) als „Bärstein“ bezeichnet, wobei ein „Bärstein“ sensu stricto ein großer phacoidischer Kalksteinblock ist, der mit Hämmern schwer zu zertrümmern ist. Das Verhältnis von Mergel- und Kalksteinen schwankt deutlich zwischen den einzelnen Aufschlüssen. GIERS (1958) war nur dieser Bärsteinhorizont bekannt. Da nun, wie unten beschrieben, ein weiterer Bärsteinhorizont in den Stromberg-Schichten existiert, wird dieser als Bärstein I, der obere als Bärstein II benannt (vg. Abb. 18). Der Bärstein I konnte bislang im gesamten Ausstrichgebiet der Stromberg-Schichten beobachtet werden (Abb. 20). In diesem Kontext ist die offensichtliche Beschreibung einer submarinen Gleitung interessant, die beim Bau der 3. Kanalschleuse nördlich Münster aufgeschlossen wurde (WEGNER 1927). Bereits GIERS (1958) interpretierte sie als „Bärstein“. Eine direkte Korrelation kann derzeit nicht bewiesen werden, ohne dass sie aber ausgeschlossen ist.

Auf den Bärstein I folgt ein drei bis vier Meter mächtiger Profilabschnitt mit drei Kalkmergelsteinbänken, zwischen denen stark bioturbate Tonmergelsteine mit einzelnen distalen Turbiditbänken lagern. Für die Kalkmergelsteinbänke übernahm GIERS (1958) die regionale und historische Bezeichnung „Klubbe“. Die untere „Kiesklubbe“ wird zwischen 25 cm und 35 cm mächtig. Nach GIERS (1958) spaltet sie in drei Lagen auf. Ihren historischen Namen erhielt sie, weil zumindest die untere ihrer drei Lagen konglomeratische

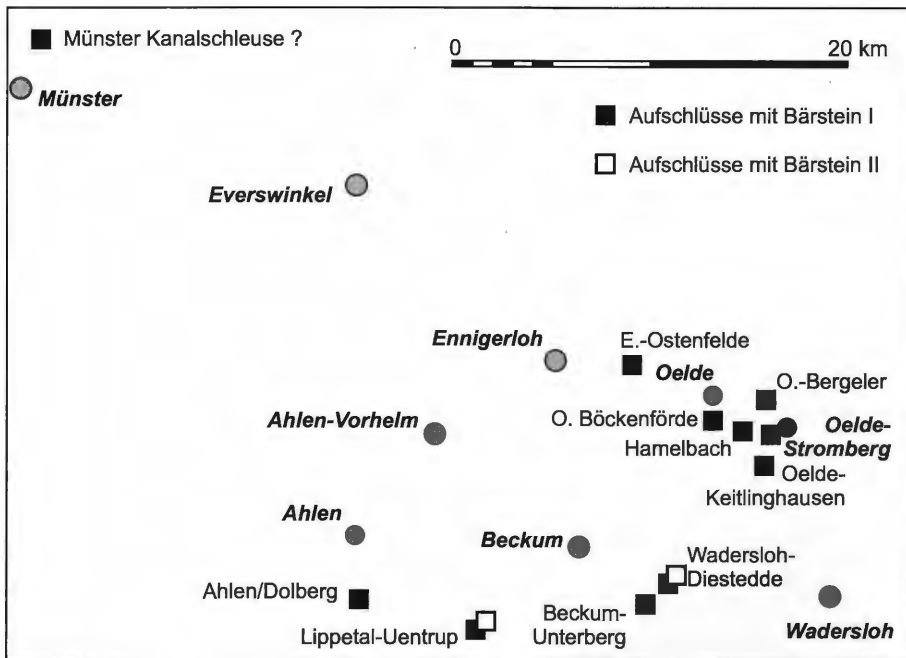


Abb. 20: Aufschlüsse mit Vorkommen der Bärstein-Horizonte in den unteren Stromberg-Schichten, Untercampan, *pilula/senonensis*-Zone.



Abb. 21: Heile Knubbe mit *Thalassinoides* sp., senkrecht eingemauert, Hof Lütke-Dörhoff, Oelde-Keitlinghausen, Scheunenbau aus dem 19. Jahrhundert, Bildbreite ca. 95 cm.

Kalksteingerölle führt. Lokal weist sie gelegentlich Fließstrukturen auf (Abb. 15). Die nachfolgende „Heile Knubbe“ erhielt ihre Bezeichnung, weil sie eine kompakte und nicht aufspaltende Kalkmergelsteinbank ist. Sie ist deutlich flaserig. An ihrer Basis und in ihr kommen prägnante Grabgänge von *Thalassinoides* sp. (Abb. 21) vor. Die Heile Knubbe wurde als begehrter Bruchstein in vielen historischen Gebäuden des südöstlichen Münsterlandes verbaut. In einem Abstand von ca. einem halben bis einem Meter folgt die Landknubbe. Sie ist wieder eine flaserige um 0,3 m mächtige Kalkmergelsteinbank. Ihren Namen erhielt sie, weil sie im Stromberger Raum die oberflächennächste der drei Knubben ist. Sie bildet dort eine lokale Erosionsoberfläche, über der die hangenden Abschnitte der unteren Stromberg-Schichten, die aus wenig verwitterungsresistenten Mergelsteinen bestehen, ausgeräumt wurden. Beim Merveldshof, Oelde-Keitlinghausen (Abb. 14) liegt an der Basis der Landbank ein ca. 5 – 7 cm dicker Echinodermen-Packstone mit Haifischzähnen. Er korreliert mit Trümmerkalken, die GIERS (1958) von der Basis der Landbank erwähnt und mit groben Bioklasten in Waddersloh-Diestedde.

Die Schichtenfolge über den drei „Knubben“ war während der Geländetätigkeit von GIERS zwischen den zwanziger und fünfziger Jahren des vorhergehenden Jahrhunderts offensichtlich kaum aufgeschlossen, denn in seiner Publikation von 1958 erwähnt er weder Aufschlüsse noch beschreibt er Profile. Er ging von der Annahme aus, dass dieser Profilabschnitt vornehmlich aus mergeligen Ablagerungen bestehen würde. Beim Ausbau der Landstraße L 586 wurden im Sommer 2002 die gesamten unteren und die Basis der oberen Stromberg-Schichten aufgeschlossen (Abb. 16). Beim Ausbau Autobahn A 2 bei Lippetal-Uentrup im gleichen Jahr traten die unteren und mittleren Partien der unteren Stromberg-Schichten zu Tage. Danach setzen sich ca. 2,5 m über der Landbank stark bioturbate Tonmergelsteine fort, in die ein dünner Turbidit und zwei syngedimentär verformte Kalkmergelstein-Bänke eingeschaltet sind. Darüber folgt in beiden Aufschlüssen ein ca. 5 m mächtiger Abschnitt mit submarin verrutschen und ineinander verfalteten Kalkmergelsteinen, Mergelsteinen, Debris Flows und partiell auch Turbiditen. Diese submarine Gleitung konnte bislang nur in diesen beiden Aufschlüssen nachgewiesen werden (Abb. 20). Sie wird als Bärstein II bezeichnet. Bei Waddersloh-Diestedde (Abb. 14) wird der Bärstein II von ca. 5 m mächtigen Debris Flows überlagert, in die sich ein Turbidit und eine submarin verformte Kalkmergelstein-Bank einschalten. Ein ca. 15 cm dicker Turbidit und eine unmittelbar unterliegende ebenso dicke Kalkmergelstein-Bank entsprechen nach ihrer lithostratigraphischen Lage der Mühlenbruch-Bank, die GIERS (1958) als Top der unteren Stromberg-Schichten definierte.

Die unteren Stromberg-Schichten werden vornehmlich aus allochthonen Ablagerungen wie submarinen Rutschungen, Karbonatturbiditen, Debris Flows (Flockenmergeln) und zwei bislang unbeobachteten Echinodermen-Packstones aufgebaut. Ihr sedimentologisches Inventar entspricht damit weitgehend dem der überliegenden Beckum-Schichten (vgl. WOLFF 1995). Auf tektonische Unruhe vor ihrer Ablagerung weisen die bereits im Top des unterliegenden Emscher-Mergels auftretenden Turbidite hin. Ebenfalls kann seine starke Bioturbation als Indikator für eine diskontinuierliche Sedimentation gedeutet werden. In dieses Bild passt auch die Lage mit *Chondrites* sp. im Top des Emscher-Mergels bei Oelde (Abb. 11), die eine Omissionsfläche erkennen lässt. Bereits die Bergeler Bank an der Basis der Stromberg-Schichten zeigt Merkmale von syngedimentärem Transport. Ihre Basis weist z.B. bei Oelde, Bökenförder Weg, Solmarken auf (Abb. 14). Im Gebiet des Hamelbachs zwischen Stromberg und Oelde liegt an ihrem Top der erwähnte Echinodermen-Packstone. Mit seinen groben Bioklasten entspricht er den von GIERS (1958; 1964) beschriebenen „Fischzähnenhorizonten“ in den Beckum-Schichten, wenn sie im Gegensatz zu diesen nicht wenige Millimeter dünn sondern durchaus 5 cm – 10 cm dick sein können. WOLFF (1995) deutet sie als die basale Phase eines Turbidits.

Die Kiesknubbe führt zumindest an ihrer Basis bei Oelde-Keitlinghausen in allen drei Bänken Kalkmergelstein-Konglomerate. Ihre drei Lagen lassen Merkmale von feiner Gradierung erkennen. Die intensiven *Thalassinoides*-Bauten der Heilen Knubbe deuten auf eine Sedimentationsunterbrechung hin und können als incipient hardground angesehen werden. An der Basis der Landknubbe tritt bei Oelde-Keitlinghausen ein Echinodermen-Packstone auf (Abb. 14), im Straßeneinschnitt der L 586 bei Waddersloh-Diestedde (Abb. 16) fanden sich in diesem Niveau grobe Bioklasten. Hier wurden auch die Heile Knubbe und die Landknubbe durch syngedimentäre Tektonik in einzelnen ca. 10 m – 15 m lange Schollen zerlegt, die staffelartig mit einer Höhendifferenz von 0,5 m – 1,0 m an ihren Bruchstellen gegeneinander versetzt sind. Die Staffelung ist westlich gerichtet. Auf die obere submarine Rutschung, dem Bärstein II, folgen Kalkmergelstein-Bänke, deren syngedimentäre Deformation zum Hangenden hin kontinuierlich abnimmt

(Abb. 10 und 16). Die Tonmergel- und Mergelsteine sind mit ihren kleinen Mergel- und Kalkgeröllen als Debris Flows (Flockenmergel) ausgebildet.

Die Mühlenbruchbank, der Top der unteren Stromberg-Schichten, beschreibt GIERS (1958) nach Vorkommen in ihrer Typuslokalität, der Ziegelei Mühlenbruch südlich Beckum, als „wulstige glaukonitische Kalksandsteinbank“. Erneut aufgeschlossen wurde sie beim Ausbau der Landstraße 586 bei Waddersloh-Diestedde (Abb. 16). Lesematerial fand sich auch im Aushubmaterial eines Jagtteiches am Hohen Hagen, Ennigerloh (Abb. 7). In beiden Aufschlüssen fand sich zusammenhängend mit der „wulstigen Kalksandsteinbank“ ein überliegender Turbidit. RIEGRAF (1995) bildet von Everswinkel, das im Norden des Arbeitsgebietes liegt, ein Profil der Stromberg-Schichten ab, das eine ca. 18 m mächtige Schichtenfolge im Liegenden der Grundbänke der Beckum-Schichten umfasst (Abb. 9). 10 m – 12 m unter Basis tritt eine Folge mit einer basalen Kalkmergelsteinbank, Mergelkalksteinbänken und zwei Turbiditen auf. Die stratigraphische Position und die Lithologie legen einer Korrelation der unteren Bank mit der Mühlenbruch-Bank und der überliegenden Mergelkalksteinbänke sowie Turbidite mit den von GIERS (1958) erwähnten „Härteren Gesteinmergel, an manchen Orten mit Geröllhorizont“ im basalen Bereich der oberen Stromberg-Schichten nahe.

Die Korrelation der unteren Stromberg-Schichten zwischen Oelde-Bergeler im Nordosten und Lippetal-Uentrup im Südwesten über eine Distanz von 20 km zeigt insgesamt eine Mächtigkeitsabnahme (Abb. 22). Diese geht auf die geringmächtigeren Tonmergelstein- und Mergelstein-Einlagerungen zurück, denn die Mächtigkeit der Kalkmergelstein-Bänke ändert sich nicht signifikant. In den Bärsteinen nimmt der Anteil der Karbonate von Nordosten nach Südwesten deutlich ab. Sie werden vornehmlich durch mergelige Debris Flows ersetzt. Die oft ungünstigen Aufschlussverhältnisse ließen die Schüttungsrichtungen nicht immer klar erkennen. Im Nordosten bei Oelde Bergeler deutet sich eine nördliche bis nordöstliche Schüttungsrichtung an, im Südwesten bei Lippetal-Uentrup eine nordwestliche bis westliche.

(3) Obere Stromberg-Schichten: Die oberen Stromberg-Schichten erreichen eine Mächtigkeit von ca. 15 – 18 m. Im Gegensatz zu den unteren Stromberg-Schichten bestehen sie abgesehen von ihrem untersten Abschnitt aus Tonmergel- und Mergelsteinen. GIERS (1958) erwähnt für den Aufschluss bei der Ziegelei-Mühlenbruch und bei Ahlen-Dolberg etwas über der Basis „Härtere Mergel, an manchen Orten mit Geröllhorizont“. Auf ihre Korrelation mit einem Vorkommen von Mergelkalksteinbänken und Turbiditen ca. 10 m unter der Basis der oberen Stromberg-Schichten bei Everswinkel (RIEGRAF 1995, Abb. 11) wurde bereits oben hingewiesen. Im Straßeneinschnitt der L 586 bei Waddersloh-Diestedde (Abb. 16) konnten nur zwei 10 – 15 cm dicke Mergelkalksteinbänke beobachtet werden. Auch im Aushubmaterial eines Jagtteiches beim Hohen Hagen, Ennigerloh (Abb. 7) fand sich kein konglomeratisches oder submarin verrutschtes Material.

Der einzige Aufschluss im unteren Abschnitt der oberen Stromberg-Schichten entstand im Oktober 2003 am Ausbau der Autobahn A 2 in der Bauerschaft Hesseler, Oelde (Abb. 13). Das nur zwei Meter hohe Profilstück deutet eine Wechsellagerung von mittelgrauen Tonmergelsteinen und Mergelsteinen an, die stark bioturbat sind. Auch RIEGRAF (1995) lässt in seinem Profil von Everswinkel (Abb. 9) eine Wechsellagerung von Mergel- und Mergelkalksteinen erkennen. Die oberen Zweidrittel der oberen Stromberg-Schichten sind gut in zwei Steinbrüchen des Zementwerks Phönix am östlichen Ortsausgang von Beckum aufgeschlossen (Abb. 5 und 6). Die untersten zwei Meter des Profils liegen in einem Pumpensumpf und waren deshalb auch nach lang anhaltender Trockenheit kaum zugänglich. Das angewitterte Profil lässt sehr deutlich eine Hell-Dunkel-Bankung von hellgrauen Mergel-/Mergelkalksteinbänken und mittel- bis dunkelgrauen Tonmergelsteinbänken erkennen. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen ca. 30 cm und 100 cm. In einigen Mergelsteinlagen sind an Blättertone erinnernde dunkelgraue tonige Lagen eingeschaltet. Insgesamt konnten drei dünne und distale Turbidite eingemessen werden.

Alle weiteren Aufschlüsse der oberen Stromberg-Schichten, die im unmittelbar Liegenden der Grundbänke der Beckum-Schichten niedergebracht wurden und eine detaillierte Profilaufnahme zuließen, zeigen ebenfalls eine deutliche Wechsellagerung zwischen Tonmergelstein- und Mergel- bzw. Mergelkalksteinbänken (Abb. 3, 5, 8, 9). Der Übergang zu den Beckum-Schichten vollzieht sich mit einem scharfen Fazieswechsel (Abb. 6).

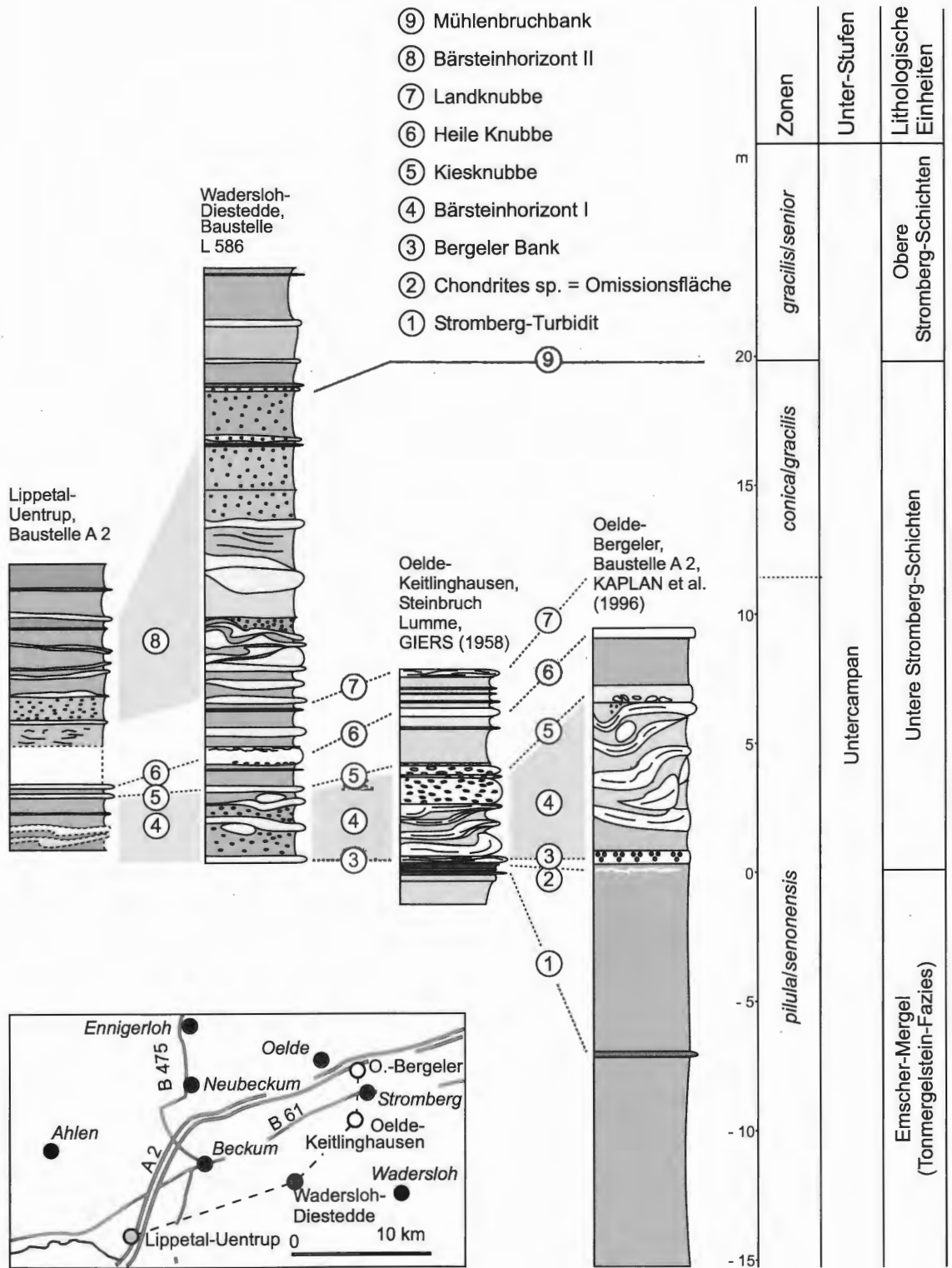


Abb. 22: Korrelation der Unteren Stromberg-Schichten zwischen Lippetal-Uentrup, Wadersloh-Diestedde, Oelde-Keitlinghausen (nach GIERS, 1958) und Oelde-Bergeler (nach KAPLAN et al., 1996).

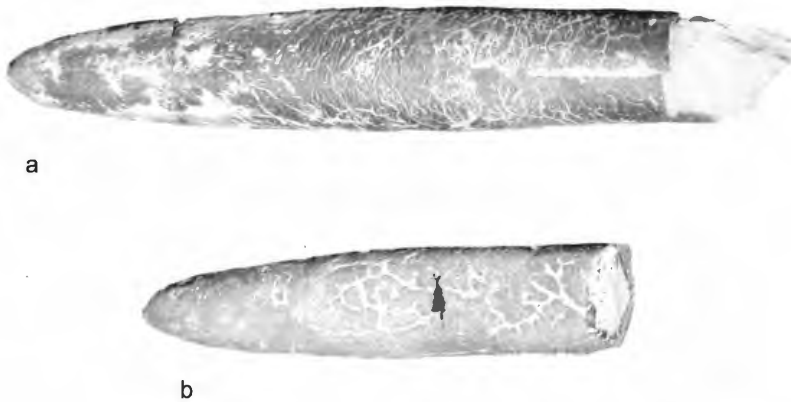


Abb. 23: Belemniten der Belemniten-Lage an der Basis der *conica/senior*-Zone, ca. 40 cm unter der Grundbank der Beckum-Schichten Obercampan, **a** = *Belemnitella mucronata senior*, Beckum, südlicher Steinbruch des Zementwerks Phönix, WMfN P 47326, nicht korrodiert; **b** = *Belemnitella* sp., korrodiert, Beckum, Steinbruch des Zementwerks Readymix, WMfN P 47325.

Im Gegensatz zu den unteren kommen in den oberen Stromberg-Schichten nur in ihrem basalen Abschnitt lokal begrenzte Allochthonite vor. Sonst bestehen sie durchgängig aus rhythmisch gebankten Ton-, Tonmergel- und Mergelsteinen. In diese sind gelegentlich dünne und distale Turbiditbänke eingeschaltet. Insgesamt kann diese Wechsellagerung im Sinne von Milankowitch-Rhythmen gedeutet werden (KAPLAN et al. 1996). Doch eine im gesamten Arbeitsgebiet verbreitete Taphozönose ca. 40 cm unter ihrem Top mit aufgearbeiteten und teilweise stark korrodierten Belemniten zusammen mit gut erhaltenen Exemplaren (Abb. 23) sowie Lidyth-Gerölle sind Hinweise auf eine Sedimentationslücke in dieser augenscheinlich vollständigen Ablagerungsfolge.

#### 4.2.2 Fauna und Biostratigraphie

Biostratigraphisch stellte GIERS (1934; 1958) die gesamten Stromberg-Schichten in die „overlap Zone“ des hohen Untercampan, weil er ab ihrer Basis bis zu ihrem Top gemeinsam *Goniotentis quadrata* und Belemniten fand, die er als *Belemnitella mucronata* bestimmte. Im Sinne der heutigen Biostratigraphie des nordwestdeutschen Campans (SCHÖNFELD 2000) entsprechen damit die Stromberg-Schichten der *gracilis/senior*-Zone des obersten Untercampan. Die unmittelbar unterliegenden Ablagerungen des Emscher-Mergels gehörten seiner Einschätzung nach zu den „Quadraten-Schichten“, im Sinne der heutigen Biostratigraphie zur *papillosa*-Zone und unterliegenden Zonen des Untercampan. Den ersten Ansatz einer biostratigraphischen Revision der Stromberg-Schichten unternahm KAPLAN et al. (1996) im Rahmen ihrer Bearbeitung der campanen Ammonitenfaunen des südöstlichen Münsterlandes. Nach den vom Koautor ERNST eingebrachten Belemnitenbestimmungen beginnen die Stromberg-Schichten in der höchsten *granulataquadrata*-Zone. Er gliederte sie weiter in die *lingua/quadrata*-Zone, nicht differenzierte „*quadrata*-Schichten“ und in die *gracilis/senior*-Zone.

Neuaufsammlungen, die Sichtung von Sammlungsmaterial und mikropaläontologische Datierungen des Geologischen Dienstes des Landes Nordrhein-Westfalen (HISS pers. Mitt.) erbrachten relevante Daten für eine biostratigraphische Neubewertung, auch wenn beim derzeitigen Bearbeitungsstand noch nicht alle Fragen gänzlich gelöst werden konnten. Denn Makrofossilien und unter ihnen die biostratigraphisch relevanten Formen sind in den Stromberg-Schichten nicht häufig, ein Sachverhalt, über den der Nachweise von nun über 30 Taxa in den Stromberg-Schichten (Abb. 18) nicht hinwegtäuschen darf.

Die biostratigraphische Stellung des im Raum Oelde – Oelde-Stromberg unter dem Stromberg-Turbidit aufgeschlossenen Emscher-Mergels konnte im Rahmen der 200 m tiefen Versuchsbohrung Pott's



Brauerei VB2/2002 des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen geklärt werden (HISS unveröffentl.). Der Ansatzpunkt der Bohrung liegt nur wenige Meter unter der Basis der ca. 300 m südlich anstehenden unteren Stromberg-Schichten. Sie durchteufte Tonmergelsteine des Emscher-Mergels. Bis zu einer Teufe von ca. 125 m wurden Ablagerungen der *pilula/senonensis*-Zone erbohrt (Abb. 24). Die Bohrung endete bei einer Teufe von 200 m im basalen Untercampan. Dieser Befund revidiert Annahmen von KAPLAN et al. (1996) und ERNST & WOOD (2000). Sie vermuteten aufgrund von Beobachtungen im 5000 m E liegenden Einschnitt der Bundesautobahn A 2 in den unteren Stromberg-Schichten und dem Emscher-Mergel dort die Santon/Campan-Grenze im Bereich des Stromberg-Turbidits. Denn ERNST als Koautor in KAPLAN et al. (1996) bestimmte unter den von GIERS (1958) in den 30er Jahren des vorigen Jahrhunderts bei Oelde-Bergeler im Emscher-Mergel gesammelten zwei Belemniten *Goniatolithus westfalica* und *G. granulata*. Er schloss daraus, dass in diesem Aufschluss Obersanton und eventuell sogar Mittelsanton angeschnitten worden sei. Er betonte allerdings, dass für eine exakte Bestimmung umfangreicheres Belemniten-Material wünschenswert sei. Im Rahmen dieser Arbeit gehe ich von der Arbeitshypothese aus, dass der Emscher-Mergel im unmittelbaren Liegenden der Stromberg-Schichten in das Untercampan zu stellen ist.

Für diese spricht auch, dass ein Exemplar des beknöteten *Baculites* cf. *aquilaensis* REESIDE, 1927 (vgl. KENNEDY & KAPLAN 1996, S. 108, Taf. 35, Fig. 7, dort noch als *B. sp. cf. capensis* bestimmt) als Lesestück unmittelbar unter dem Stromberg-Turbidit aufgesammelt wurde. Er tritt im Untercampan des Western Interiors und Kanadas in Nordamerika und in Europa in Belgien und vermutlich in Schweden auf (KLINGER & KENNEDY, 2001). Das etwas tiefer liegende Vorkommen von *Hauericeras* sp. ist stratigraphisch indifferent.

Zwei mikrofaunistische Beprobungen, 5 m unter der Basis der Stromberg-Schichten und ca. 1 m über ihrer Basis in der unteren Bärstein-Zone bei der Brückenbaustelle Bökenförder Weg bei Oelde (Abb. 11) erlauben eine weitere biostratigraphische Präzisierung. Das Vorkommen der bentonischen Foraminifere *Bolivinoidea granulatus* ohne andere Arten der Gattung spricht für die *pilula/senonensis*- und *senonensis*-Zone (HISS unveröffentl.).

Hier kommt auch etwas über dem Stromberg-Turbidit *Goniatolithus quadrata quadrata* (HISS, pers. Mitt.) zusammen mit *Cataceramus balticus* und *C. dariensis* vor (Abb. 11). Aus der Sammlung GIERS (RE) liegt von diesem Fundpunkt noch der Echinide *Micraster schroederi* vor. An der Basis der Stromberg-Schichten in Bergeler Bank tritt *G. quadrata quadrata* zusammen mit einem unbeknöteten *Baculites* sp. und *Glyptoxoceras retrorsum* auf. Im überliegenden Bärstein I wurden bislang keine Makrofossilien gefunden. Die Vorkommen von *G. retrorsum* und *M. schroederi* lassen eine biostratigraphische Eingrenzung in das tiefere und mittlere Untercampan zu (ERNST 1975, KAPLAN et al. in Vorber.).

Der Echinodermen-Packstone am Top der Bergeler Bank in Einschnitt des Hamelbachs zwischen Stromberg und Oelde (Abb. 15) führt fragmentierte allochthone Faunenelemente mit massenhaften Goniasteriden-Ossikeln, seltenen *Echinocorys* sp. (Abb. 19), Haifisch-Zähnen und auch *G. quadrata quadrata*. HISS (pers. Mitt.) konnte in einem zeitgleichen Horizont in den Proben einer kartierbegleitenden Bohrung ca. 3 km westlich des Hamelbachs-Aufschlusses zahlreiche Asteroiden-Fragmente nachweisen.

Für den Abschnitt vom Top des Bärsteins I bis zur Landknubbe liegen nur wenige makrofaunistische Belege vor. Neben den stets präsenten wenn auch seltenen *G. quadrata quadrata* und einem *Micraster schroederi* gehört dazu *Belemnitella* sp. grp. *praecursor*. *B. praecursor* ist im Gebiet der Russischen Plattform vom höchsten Santon bis ins hohe Untercampan verbreitet (CHRISTENSEN 1990; 1997). Sie kommt in der Bottroper Mulde in der *granulataquadrata*- und *lingua/quadrata*-Zone vor (ERNST 1964). Eine weite geographische Verbreitung erlangt sie in der *pilula/senonensis*-Zone, in der sie in Westeuropa in Frankreich (CHRISTENSEN & SCHMID 1987) und Niedersachsen (CHRISTENSEN 2000) vorkommt. Über dieses Niveau hinaus wurden bislang in Mittel- und Westeuropa keine *B. praecursor* nachgewiesen. Das Vorkommen von *Belemnitella* sp. ex grp. *praecursor* im Bereich der Knubben kann demnach in Kontext mit den anderen Leitformen als ein biostratigraphischer Indikator für die *pilula/senonensis*-Zone interpretiert werden.

Der einzige Hinweis auf das Vorkommen vollständiger Fische im Bereich des Bärstein I und der Knubben zwischen Oelde und Stromberg und zwar „*Istieus* sp.“ findet sich in ROEMER (1854). In diesem Gebiet wurden die oberflächenah anstehenden Knubben und der unterliegende Bärstein I bis zum Beginn

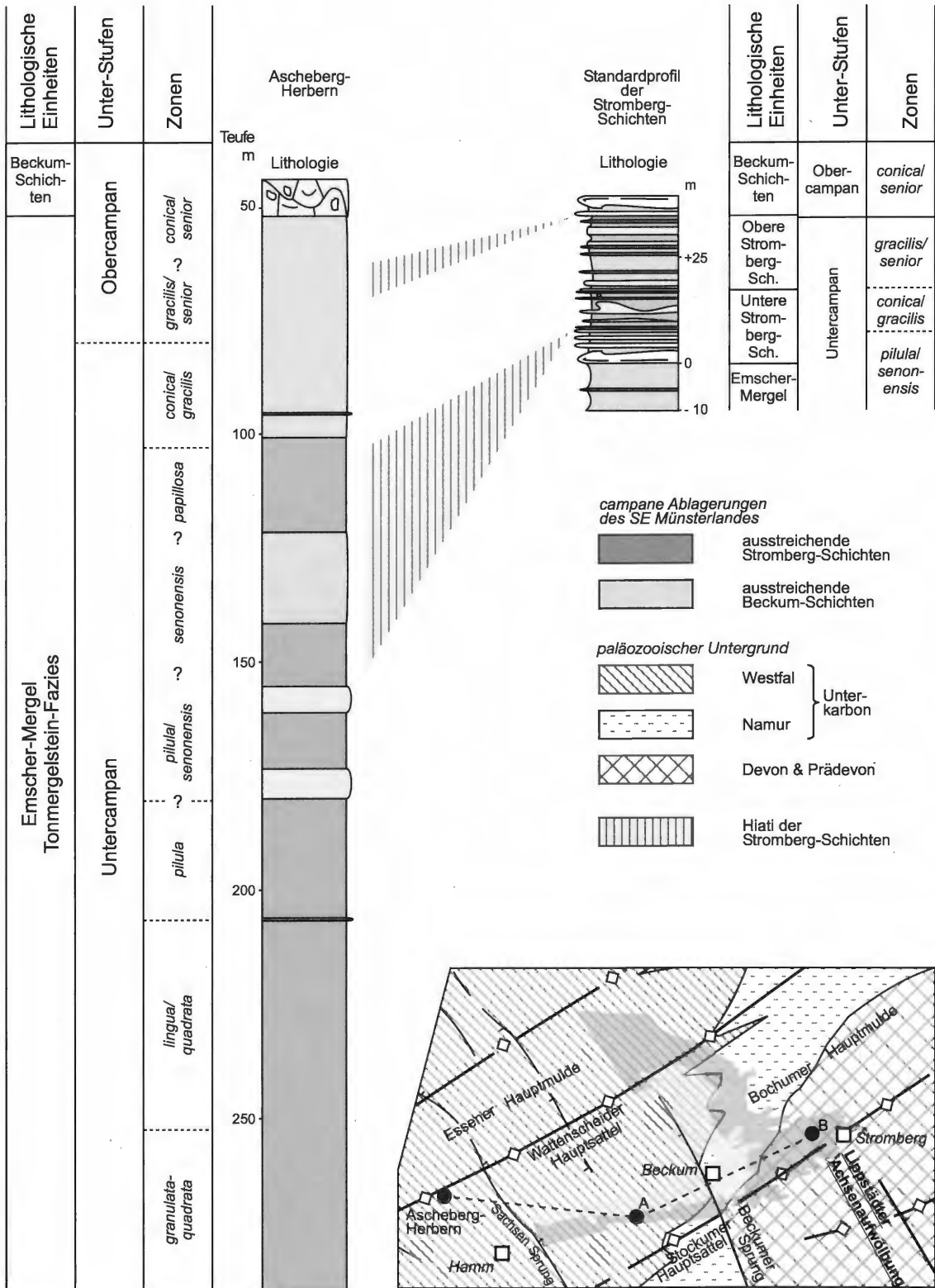


Abb. 24: Korrelation der Schachtvorbohrung Herbern 45 E1 und des Schachtes Radbod 6, Ascheberg-Herbern, ergänzt durch Faunenbelege aus der Bohrung Donar 5 (verändert nach LOMMERZHEIM, 1995) und des Standardprofils der Stromberg-Schichten des südlichen (A) und östlichen (B) Verbreitungsgebiets der Stromberg-Schichten im Bezug zu paläozooischen Untergrundstrukturen, Sch. = Schichten.

des 20. Jahrhunderts zur Kalk- und Bruchsteinproduktion abgebaut, wie die zahlreichen Pingens in den Wäldern heute noch erkennen lassen.

Ab der Landknubbe zeichnet sich ein deutlicher Faunenwechsel ab. In einem relativ fossilreichen Horizont bis zu ein Meter über ihr erscheint mit *Hypophylloceras* sp., *Tetragonites obscurus*, *Baculites* sp. [unbeknotete Varietät], *Glyptoxoceras retrorsum* und *Scaphites gibbus* eine gegenüber den unterliegenden Schichten deutlich diversere Ammonitenfauna. Mit *Cataceramus marcki* tritt eine neue Inoceramenart auf. Als Solitärkoralle kommt *Parasmilia* sp. vor. Unter den Poriferenresten konnten *Ventriculites* sp., *Pharetrospongia* sp. und *Porosphaeria* sp. bestimmt werden.

Unter diesen Arten kommt *Scaphites gibbus* eine eminente biostratigraphische Rolle zu. Den Herkunftsort des einzigen aus dem mittleren Abschnitt der unteren Stromberg-Schichten vorliegendem Exemplar beschreibt GIERS nach den Sammlungsbelegen im Ruhrlandmuseum mit: „Knubbenbk. Ruthmannscher Bruch b. Stromberg Stromberger Schichten.“ Nach seinem Profil des Steinbruchs Ruthmann muss es sich um die Landknubbe handeln (GIERS 1958). *S. gibbus* setzt im hohen Untercampan in der mittleren *conica/gracilis*-Zone ein (SCHMID & ERNST 1975; ABU-MAARUF 1975; KAPLAN et al. in Vorber.). Damit beginnt diese Zone nicht im Top der oberen Stromberg-Schichten, wie KAPLAN et al. (1996) noch vermuteten. Wesentlich ist, dass sich damit im Bereich der Landknubbe ein großer Hiatus abzeichnet, der die *senonensis*- und *papillosa*-Zone umfasst.

In den allochthonen Ablagerungen über der Landbank bis zur Mühlenbruchbank fanden sich nur eine *Goniot euthis quadrata* ssp., bislang konnten keine anderen Makrofossilien nachgewiesen werden (vgl. Abb. 18). Bis auf die Funde von der Ziegelei Mühlenbruch südlich Beckum gibt GIERS (1958) keine Hinweise auf horizontierte Profilaufsammlungen in den oberen Stromberg-Schichten. Von dem Kabelgraben bei Ahlen-Dolberg listet er für die gesamten oberen Stromberg-Schichten auf: *Actinocamax quadrata* = *Goniot euthis quadrata*, *Belemnitella mucronata* = ? *Belemnitella* sp. ex grp. *praecursor*, *Hoploscapites gibbus* = ? und *Micraster glyphus* = *Micraster schroederi*. Für den Grubenbahneinschnitt des Zementwerks Preußen bei Ennigerloh (Abb. 8) nennt er *Actinocamax quadrata* = *Goniot euthis quadrata* und *Micraster glyphus* = *Micraster schroederi*. Diese Faunula ist nicht in der Sammlung des Ruhrlandmuseum hinterlegt. Eine Interpretation dieser Funde schließt sich aus, weil sie nicht feinstratigraphisch abgesichert sind.

GIERS Aufsammlungen von der Ziegelei Mühlenbruch aus dem Bereich der Mühlenbruchbank zeigen einen Faunenwechsel auf. Belegt sind *Scaphites gibbus* und *Cataceramus marcki*, die bereits über der Landknubbe einsetzen. Dazu stammen von diesem Fundort die einzigen Nachweise eines Nautiliden, *Eutrephoceras darupense*, eines regulären Seeigels, *Stereocidaris* sp. und eines Brachiopoden, *Terebratulina* sp. aus den Stromberg-Schichten. In einem stratigraphisch geringfügig höher liegenden Aufschluss an der Autobahn A 2 in der Bauerschaft Hesseler bei Oelde (Abb. 13) erbrachten eigene Aufsammlungen eine erhebliche Ergänzung dieses Faunenspektrums. In dem nur geringmächtigen Aufschluss fanden sich verschiedene Poriferen (*Ventriculites* sp., *Pharetrospongia* sp., *Porospongia* sp.), der Inoceramide *Cataceramus marcki*, als Belemnit *Belemnitella* aff. *mucronata* und ein schlecht erhaltenes Fragment von *Pachydicus* sp.. Biostratigraphisch bedeutsam sind die erstmaligen Vorkommen von *Belemnitella* aff. *mucronata* in diesem stratigraphischen Abschnitt in der Ziegelei Mühlenbruch und in der Bauerschaft Hesseler westlich Oelde. Sie markieren die Basis der *gracilis/senior*-Zone im Top des Untercampan.

Aus dem mittleren Abschnitt der oberen Stromberg-Schichten liegen nur wenige Fundstücke vor. Von einer Brunnausschachtung in der Bauerschaft Holter südöstlich von Beckum fand sich im Aushubmaterial *Cataceramus marcki*. Im Steinbruch des Zementwerks Phoenix bei Beckum (Abb. 5) kommen neun Meter unter dem Top der Stromberg-Schichten Fragmente von *Baculites* sp. [unbeknotet] und nicht näher bestimmbare Poriferenreste vor. Erwähnenswert sind noch die Vorkommen von Haifischzähnen beim Hohen Hagen und zwar auf dem Turbidit über der Mühlenbruchbank und dem Turbidit ca. sechs Meter unter dem Top der Stromberg-Schichten (Abb. 7).

Ein weiterer Faunenwechsel vollzieht sich 2,7 m unter dem Top der Stromberg-Schichten. Die Fauna wird deutlich diverser. Neben den bereits tiefer auftretenden Poriferenresten und *Baculites* sp. kommen die Ammoniten *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp. und *Tetragonites obscurus* vor. Dazu erscheinen als Gastropoden die pyritisiert erhaltenen und nesterartig angereicherten *Unicardium* sp. und *Turritella* sp. sowie die Muschel *Mimachlamys* sp. Bemerkenswert sind die Vorkommen von kleinwüchsigen *Goniot euthis*

*quadrata gracilis*. Diese Fauna konnte bislang nur im Steinbruch Phoenix bei Beckum nachgewiesen werden, weil weitere Aufschlüsse fehlten. *Cataceramus marcki* konnte als Lesestück ca. ein Meter unter der Basis der Beckum-Schichten nachgewiesen werden.

Etwa 40 cm unter der Basis der Beckum-Schichten findet sich ein Kondensationshorizont mit einer reichen Belemnitenfauna mit wenigen korrodierten und nicht korrodierten *G. quadrata gracilis* sowie häufigen korrodierten *Belemnitella* sp. und nicht korrodierten *Belemnitella mucronata senior*. Diese Thaphozoenose ließ sich weitflächig über das Abbaugelände der Beckumer Zementindustrie bis zu einem Straßeneinschnitt westlich von Ahlen-Dolberg nachweisen. Mit ihr ist ein Hiatus verbunden, dessen Ausmaß nach den derzeit vorliegenden Daten noch nicht exakt abgeschätzt werden kann. Da in diesem Horizont *Goniotenthis quadrata* aussetzt, markiert er die Basis der *conica/senior*-Zone und damit die des Obercampan. Zwischen der Belemniten-Lage und der Basis der Grundbänke der Beckum-Schichten tritt noch *B. mucronata senior* auf.

#### 4.3 Korrelation der Stromberg-Schichten mit Bohrung Donar 5 und der Schachtvorbohrung Herbern 45 bzw. des Schachtes Radbod 6

Der Vergleich beider Profile (Abb. 24) macht die geringere Mächtigkeit der Stromberg-Schichten mit anderen Ablagerungen des Untercampan im Münsterländer Becken augenscheinlich. Die biostratigraphische Gegenüberstellung zeigt, dass die Stromberg-Schichten in ihrem Kerngebiet lückenhaft entwickelt sind, in den Stromberg-Schichten fallen die *senonensis*- und *papillosa*-Zone in eine Schichtlücke. Die Thaphozoenose am Top der oberen Stromberg-Schichten an der Basis der *conica/senior*-Zone legt einen Hiatus in der unterliegenden *gracilis/senior*-Zone nahe. Die *pilula/senonensis*-Zone und auch die *gracilis/senior*-Zone der Stromberg-Schichten erreichen annähernd gleiche Mächtigkeiten wie in der Bohrung Donar 5 resp. im Schacht Radbod 6.

Für die liegenden Ablagerungen der Stromberg-Schichten zeigen sich gegensätzliche Entwicklungen. In der Versuchsbohrung Pott's Brauerei bei Oelde ist die *pilula/senonensis*-Zone ungewöhnlich mächtig entwickelt. Diese scheint dagegen in der Bohrung Donar 5 und im Schacht Radbod 6 geringmächtiger auszufallen.

### 5. Die Stromberg-Schichten im Kontext von Tekto-Events und eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen

Der große Hiatus der Stromberg-Schichten zwischen der *pilula/senonensis*-Zone und der Basis der *conica/gracilis*- sowie *gracilis/senior*-Zone trennt zwei Ablagerungsfolgen mit einem gleichartigen Aufbau (Abb. 25). Beide Folgen beginnen mit 20 – 35 cm dicken Kalkmergelsteinbänken mit Fließmerkmalen, die lokal mit Echinodermen-Packstones verzahnt sind. Makrofossilien finden sich an den Basen beider Zyklen, in der Bergeler Bank und in den Mergeln über der Landknubbe. Darüber folgen submarine Rutschungshorizonte, die Bärsteine I und II. Diese werden im Hangenden von Kalkmergelstein-Bänken mit Fließmerkmalen abgelöst. Die Mergelsteine zwischen den Kalkmergelstein-Horizonten sind deutlich bioturbat und weisen kaum Merkmale von Sedimenttransport auf. Weiter ist charakteristisch, dass sich in sie gelegentlich dünne distale Turbidite einschalten. Die untere Ablagerungsfolge endet mit der Heilen Knubbe, die als einzige Karbonatbank keine allochthonen Merkmale aufweist. Ihre knauerige Struktur und die prägnanten *Thalassinoides*-Bauten als Merkmale eines incipient hardgrounds zeigen eine Sedimentationsunterbrechung an. In der oberen Ablagerungsfolge dominieren bis zur Mühlenbruch-Bank debris flows. Sie werden von rhythmisch gebankten Tonmergel- und Mergelsteine ohne Merkmale von Sedimenttransport abgelöst. In ihnen kommen nur noch drei dünne distale Turbiditbänkchen vor.

Die Allochthonite beider Abfolgen lassen sich als relativ kurzfristige Schüttungsereignisse interpretieren. Sie sind im Zusammenhang mit unterschiedlichen Subsidenzen in der Bohrung Donar 5/Schacht Radbod 6 und im Untercampan des Oelder Raums zu sehen. In der unteren und mittleren *pilula/senonensis*-Zone stehen geringmächtige Ablagerungen in der Bohrung Donar 5/Schacht Radbod 6 sehr mächtige in der Versuchsbohrung Oelde gegenüber. In ihrem oberen Abschnitt kehren sich die Verhältnisse um. Im Raum

Oelde – Stromberg setzen Allochthonite ein, die Schichtenfolge ist hier bis zur Basis der *gracilis/senior*-Zone nur noch lückenhaft entwickelt. Dagegen weisen die Ablagerungen in der Bohrung Donar 5/Schacht Radbod 6 eine deutlich größere Mächtigkeit auf.

Die Genese der Stromberg-Schichten steht damit im Kontext mit inversionstektonischen Vorgängen im Rahmen der subhercynen Phase, die sich von Westeuropa (MORTIMER & WOOD 1991) über das Münsterländer Becken (HISS 1995), dem Nordseebecken, Norddeutschland (NIEBUHR 1995; NIEBUHR et al. 2000) bis nach Polen verfolgen lassen (ZIEGLER 1988). Eine direkte Korrelation mit den beiden untercampanen Tekto-Events des nördlichen Deutschlands ist allerdings nicht gegeben. Die Allochthonite des unteren Sedimentationszyklus in der *pilula/senonensis*-Zone treten später auf als das Wernigerode-Tektoevent, das seine Hauptaktivität im Santon/Campan-Grenzbereich entwickelt (WOOD & ERNST 2000). Die Kondensationen bzw. Schichtlücken in der *pilula- und papillosa*-Zone sowie die Sedimentationsanomalien der oberen Ablagerungsfolge liegen vor denen des Peine-Tektoevents, dessen Hauptaktivität im Unter-/Obercampan-Grenzbereich liegt (NIEBUHR et al. 2000).

Es liegt nahe, anhaltende Erdbeben und Bodenunruhen als Auslöser für die Rutschungen und Gleitungen zu betrachten, wie sie für die hangenden Beckum- und Vorhelm-Schichten angenommen werden (HISS 1995; WOLF 1995). WOLFF (1995) vermutet als Auslöser für die Schüttung der Allochthonite der Beckum-Schichten eine Reaktivierung und Hebung der Lippstädter Achsenaufwölbung. BAUCH et al. (2003) gehen generell von einer Reaktivierung paläozooisch angelegter Störungen (Abb. 17) aus und sehen für die Beckum- und Vorhelm-Schichten einen Bezug zum Beckumer Sprung. Ob nun allein der Beckumer Sprung oder auch andere paläozooisch angelegte Störungen wie z.B. der Stockumer Hauptsattel oder doch die Lippstädter Achsenaufwölbung bei den inversionstektonischen Vorgängen im Kerngebiet der Stromberg-Schichten eine Rolle spielen, muss in weiteren Untersuchungen noch geklärt werden.

Die inversionstektonischen Vorgänge führten zu einer Differenzierung des Ablagerungs- und damit auch des Lebensraums im Gebiet der Stromberg-Schichten. Mit Verringerung der Wassertiefe und Bildung eines karbonatreicheren festeren Substrats am Meeresboden konnten sich artenreichere Faunen ansiedeln. Indikatoren für diesen Ablagerungsraum sind das Vorkommen von Solitärkorallen und von Poriferen bei Waddersloh-Diestedde (Abb. 16) sowie die Vorkommen von Brachiopoden, eines regulären Echiniden und von Poriferen im basalen Bereich der *gracilis/senior*-Zone. Zusammen mit den Echinodermen-Packstones an der Basis beider Ablagerungsfolgen der Stromberg-Schichten sind sie die Reste einer Echiniden- und Spongien-Fazies.

Die im unteren Echiniden-Packstone nur wenig abgerundeten Echiniden-Partikel und die artikuliert erhaltenen Plättchen von *Echinocorys* sp. (Abb. 19) legen nahe, dass sie wahrscheinlich nur über kurze Distanzen transportiert wurden. Ein Transport aus dem Kerngebiet der Lippstädter Achsenaufwölbung, wie sie WOLF (1995) für die Allochthonite der Beckum-Schichten postulierte, liegt hier nicht vor.

Im Verhältnis zu den tektonischen Vorgängen tritt der Einfluss der eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen (HAQ et al. 1987) zurück. Die Makrofossilvorkommen an der Basis der beiden tektonisch induzierten Ablagerungsfolgen sind auf ein zeitlich begrenztes Erhaltungspotential zurückzuführen und nicht auf Akme-Vorkommen im Kontext von einsetzenden Transgressionen. Anders sind die Verhältnisse in den autochthonen Ablagerungen der *gracilis/senior*-Zone. Hier finden sich insgesamt drei Makrofossil-Lagen, eine über der Mühlenbruchbank, eine ca. 2,7 m unter dem Top der Stromberg-Schichten und der Belemniten-Horizont ca. 40 cm unter ihrem Top (Abb. 18). Die Lage an der Basis der *conica/gracilis*-Zone und die 2,3 m unter ihrem Top könnten mit kleinen regressiven Einschnitten im Kontext stehen, wie sie LOMMERZHEIM (1995) für diesen Zeitabschnitt im Münsterländer Becken darstellt. Die Belemniten-Lage dicht unter dem Top der Stromberg-Schichten an der Basis der *conica/senior*-Zone dokumentiert mit ihren aufgearbeiteten und nicht aufgearbeiteten Belemniten (Abb. 22) einem Hiatus, der mit einem scharfen regressiven Einschnitt verbunden ist, über den die *mucronata*-Transgression einsetzt. Belemniten-Anreicherungen wie in diesem Transgressionshorizont finden sich regelmäßig in oberkretazischen Transgressionshorizonten (ERNST & WOOD 2000).

## 6. Schriften

- ABU-MAARUF, M. (1975): Feingliederung und Korrelation der Mergelkalk-Fazies des Unter-Campan von Misburg, Höver und Woltorf im ostniedersächsischen Becken. – Ber. Naturhist. Ges., **119**: 127-204; Hannover.
- ARNOLD, H. (1958): Unveröffentlichter Bericht vom 30.8.58; 14 MS. – Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- (1964a): Zur Lithologie und Zykliz des Beckumer Campans. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 577-598; Krefeld.
- (1964b): Fazies und Mächtigkeit der Oberkreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 599-610; Krefeld.
- & WOLANSKY (1964) mit einem Beitrag von H. HILTERMANN & W. KOCH: Litho- und Biofazies der Oberkreide im südwestlichen Münsterland nach neuen Kernbohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 421-478; Krefeld.
- BODE, H. & WORTMANN, H. (1960): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100000 Erläuterungen zu Blatt Münster **C 4310**. – 324 S.; Krefeld.
- BAUCH, E., HECHT, C., LEMPP, C. & WREDE, V. (2003): Transpressive Tektonik im Campan von Beckum, Zentrales Münsterland, Nordrhein-Westfalen. – Scriptum, **10**: 5-17; Krefeld.
- CHRISTENSEN, W.K. (1990): Upper Cretaceous belemnite stratigraphy of Europe. – Cretaceous Research, **11**: 371-386; London.
- (1997): The late Cretaceous belemnite family Belemnitellidae: taxonomy and evolutionary history. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **44**: 59-88; Copenhagen.
- & SCHMID, F. (1997): The belemnites of the Vaals Formation from the C.P.L. Quarry at Hallembaye in Belgium – taxonomy, biometry and biostratigraphy. – Geol. Jb., **A94**: 3-37; Hannover.
- CLAUSEN, C.-D., JÖDICKE, H. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Geklärte und ungeklärte Probleme im Krefelder und Lippstädter Gewölbe. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 413-432; Krefeld.
- ERNST, G. (1964): Neue Belemnitenfunde in der Bottroper Mulde und die stratigraphische Stellung der "Bottroper Mergel". – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 175-198; Krefeld.
- (1975): Stratigraphie, Fauna und Sedimentologie der Oberkreide von Misburg und Höver bei Hannover (Exkursionsführer). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg., **44**: 69-97; Hamburg.
- & WOOD, C.J. (2000): Santon. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 34-42, Frankfurt/Main.
- GALE, A.S., MONTGOMERY, P., KENNEDY, W.J., HANCOCK, J.M., BURNETT, J.A. & MCARTHUR, J.M. (1995): Definition and global correlation of the Santonian-Campanian boundary. – Terra Nova, **7**: 611-622; Oxford.
- GIERS, R. (1934): Die Schichtenfolge der Mucronatenkreide der Beckumer Hochfläche. – Cbl. Min. Geol. Paläont., **1934 B**: 471-476; Stuttgart.
- (1958): Die Mukronatenkreide im östlichen Münsterland. – Beih. Geol. Jb., **34**: 148 S.; Hannover.
- (1964): Die Großfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 213-294; Krefeld.
- HAMBACH, U. (1992): Magnetostratigraphie in der boreale Kreide (Paläomagnetische Untersuchungen an Profilen des Barrême bis Maastricht aus England, NW-Deutschland und Polen). – Hochschulschriften, **38**: 135 S., Münster, Hamburg.
- HÄNTZSCHEL, W. (1964): Spurenfossilien und Problematica im Campan von Beckum (Westf.). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 295-308; Krefeld.
- HANCOCK, J.M. & GALE, A.S. (1996): The Campanian Stage. – Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, **66**-Supp:103-109; Brüssel.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, **235**: 1156-1167; Washington.
- HISS, M. (1995): Kreide. – in: Geologie im Münsterland. – Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 41-65; Abb. 9-20; Krefeld 1995. – [Bearbeiter: DROZDZEWSKI, G., HISS, M., LEHMANN, F., MICHEL, F., SKUPIN, K., STAUBE, K., THIERMANN, A., (Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen)].
- (1997) m. Beitr. von ELFERS, H., LANGER, V. und SCHRAPS, W. G.: Erläuterungen zu Blatt 3908 Ahaus. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., **3908**: 199 S.; Krefeld.
- & LOMMERZHEIM, A. (1991): Stratigraphische Interpretation der Makrofauna im Santon/Campan-Profil der Bohrung Metelen 1001 im nordwestlichen Münsterland (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 125-128; Erlangen.
- & SEIBERTZ, E. (2000): Westfalen, Münsterland. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 132-138, Frankfurt/Main.
- HOSIUS, A. (1854): Beiträge zur Geognosie Westphalens. – Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinld. u. Westf., **17**: 274-326; Bonn.
- KAPLAN, U. & KENNEDY, W.J. (1995): *Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis* (LANDOIS) und die Ammonitenfauna der Dülmener Schichten, unteres Unter-Campan, Westfalen. – Geol. Paläont. Westf., **33**: 127 S; Münster.
- KENNEDY, W.J. & ERNST, G. (1996): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Campans im südöstlichen Münsterland. – Geol. Paläont. Westf., **43**: 133 S; Münster.
- KENNEDY, W.J. & HISS (in Vorber.): Ammonitenfaunen und Stratigraphie des Campans im Münsterland. – Geol. Paläont. Westf., Münster.

- KENNEDY, W.J. & KAPLAN, U. (2000): Ammonitenfaunen des hohen Oberconiac und Santon von Westfalen. – Geol. Paläont. Westf., **57**: 131 S.; Münster.
- KLINGER, H.C. & KENNEDY, W.J. (2001): Stratigraphic and geographic distribution, phylogenetic trends and general comments on the ammonite family Baculitidae GILL, 1871 (With an annotated list of species referred to the family). – Ann. S. Afr. Mus., **107**: 1-290; Cape Town.
- LOMMERZHEIM, A.J. (1995): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Santons und Campans im Münsterländer Becken (NW-Deutschland). – Geol. Paläont. Westf., **40**: 97 S.; Münster.
- MARCK, W. VON DER (1856): Chemische Untersuchung westfälischer Kreidesteine. – Z. dt. geol. Ges., **8**: 132-150; Berlin.
- (1858): Über einige Wirbelthiere, Kruster und Cephalopoden der Westfälischen Kreide. – Z. dt. geol. Ges., **10**: 231-271; Berlin.
- MORTIMORE, R.N.: & WOOD, C.J. (1991): Upper Cretaceous tectonic disruptions in a placid Chalk sequence in the Anglo-Paris Basin – Jour. Geol. Soc., **148**: 391-404; London.
- NIEBUHR, B. (1995): Fazies-Differenzierungen und ihre Steuerungsfaktoren in der höheren Oberkreide von S-Niedersachsen/Sachsen-Anhalt (N-Deutschland). – Berliner geowiss. Abh., (A) **174**: 131. S.; Berlin.
- WOOD, C.J. & ERNST, G. (2000): Isolierte Oberkreide-Vorkommen zwischen Wiehengebirge und Harz. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 101-109, Frankfurt/Main.
- RESCHER, K. (1991): Biostratigraphische Gliederung der höheren Oberkreide mit bentonischen Foraminiferen im nord-westlichen Münsterland (Bohrung Metelen 1001). – Fazies, **24**: 99-106; Erlangen.
- RIEGRAF, W. (1995): Radiolarien, Diatomeen, Cephalopden und Stratigraphie im pelagischen Campanium Westfalens (Oberkreide, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., **197**: 129-200; Stuttgart.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen von Westphalen Eine geognostische Monographie. – Naturhist. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf., **11**: 29 – 180; Bonn.
- SCHLÜTER, C. (1876): Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **28**: 457-518; Berlin.
- SCHMID, F. & ERNST, G. (1975): Ammoniten aus dem Campan der Lehrter Westmulde und ihre stratigraphische Bedeutung 1. Teil: *Scaphites*, *Bostrychoceras* und *Hoplitoplacenticeras*. – Ber. Naturhist. Ges., **119**: 315-359; Hannover.
- SCHÖNFELD, J. (2000): Campan . – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 42-45, Frankfurt/Main.
- SCHULZ, M.G., ERNST, G., ERNST, H. & SCHMID, F. (1984): Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor): Definitions and proposals. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **33**: 203-215; Kopenhagen.
- SEITZ, O. (1970): Einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. – Beih. Geol. Jb., **86**: 171 S.; Hannover.
- TEWES, J., KAPLAN, U. & LIENENBECKER, H. (1999): Erkundungen zu Haus Geist – Zur Gesichte und Naturgeschichte einer Wasserburg im Münsterland. Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., **33**: 157-200, 13 Abb., Dortmund.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Problems of Upper Cretaceous Inoceramid Biostratigraphy and Palaeobiogeography in Europe and Western Asia. – In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3<sup>rd</sup> International Cretaceous Symposium, Tübingen, **1987**: 911-930; Stuttgart.
- VOIGT, E. & HÄNTZSCHEL, W. (1964): Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **7**: 495-548; Krefeld.
- WALASZCZYK, I. (1997): Biostratigraphie und Inoceramen des oberen Unter-Campan und unteren Ober-Campan Nordwestdeutschlands. – Geol. Paläont. Westf., **49**: 111 S.; Münster.
- WEGNER, T. (1927): Geologie der Münsterschen Ebene. – In: WEGNER, T. (Hrsg.): Beiträge zur westfälischen Heimatkunde: 1-44; Paderborn.
- WOLFF, E.-O. (1995): Sedimentologie, Paläogeographie und Faziesentwicklung des Allochthonite des Campan von Beckum/Zentrales Münsterland. – Berliner geowiss. Abh., **E 16**: 305-333, 11 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Berlin.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. – A.A.P.G., **43**: **198**; Tulsa.





Geol Paläont. Westf.	62	111 – 141	4 Abb. 2 Tab. 7 Taf.	Münster November 2004
-------------------------	----	-----------	----------------------------	--------------------------

**Archaeostomatopodea (Malacostraca, Hoplocarida)  
aus dem Namur B (höheres Marsdenium, Karbon)  
von Hagen-Vorhalle (NRW, Deutschland) und eine Neudefinition  
einiger Arten der Familie Tyrannophontidae**

**Archaeostomatopodea (Malacostraca, Hoplocarida)  
from the Namurian B (Upper Marsdenian, Carboniferous)  
of Hagen-Vorhalle (NRW, Germany) and a redescription  
of some species of the family Tyrannophontidae**

DR. LOTHAR SCHÖLLMANN\*

Key words: Tyrannophontidae, redescription, Carboniferous, ecology, taphonomy

Kurzfassung: Während der Ausgrabungen in Hagen-Vorhalle wurde eine große Anzahl von Archaeostomatopoden aus den Vorhalle Schichten (Namur B, Karbon) geborgen. Die Bearbeitung dieser Funde erforderte eine Neuuntersuchung der Arten der Familie Tyrannophontidae. Dabei wurden einige bisher unbekannte morphologische Details entdeckt. *Tyrannophontes fraiponti* VAN STRAELEN 1922 wird zu dem Genus *Gorgonophontes* SCHRAM 1984 gestellt. Die Funde aus Hagen-Vorhalle werden als *Gorgonophontes cf. fraiponti* beschrieben. Besonders hervorzuheben sind dreidimensional erhaltene Exemplare in Sideritkongkretionen. Dieser Fundkomplex beinhaltet Exuvien und Leichen. Die Konservatlagerstätte bildete sich in einer Bucht zwischen den Verteilerarmen eines Deltas.

Abstract: During the excavation in Hagen-Vorhalle a great number of Archaeostomatopoda of the Vorhalle Layers (Namurian B, Carboniferous) has been discovered. The work on these new finds required a new examination of the species of the family Tyrannophontidae. In doing this some up now unknown morphological details were discovered. *Tyrannophontes fraiponti* VAN STRAELEN 1922 is now attached to genus *Gorgonophontes* SCHRAM 1984. The findings of Hagen-Vorhalle are described as *Gorgonophontes cf. fraiponti*. Especially conspicuous are three-dimensional preserved specimen of siderite nodules. This finding complex contained exuviae and carcasses. The Konservatlagerstätte was formed in a interdistributary bay.

## Einleitung

Die fossile Überlieferung der Stomatopoden ist insgesamt sehr lückenhaft und beruht vielfach nur auf fragmentarisch erhaltenem Material. Deshalb gehören auch die Archaeostomatopoden zu den sehr seltenen Fossilfunden. Während die Archaeostomatopoden in den USA verhältnismäßig gut belegt sind, liegen

\* Anschrift des Verfassers: Lothar Schöllmann; Westfälisches Museum für Naturkunde, Landesmuseum und Planetarium, Paläontologische Bodendenkmalpflege; Sentruper Straße 285, 48161 Münster. E-Mail: lothar.schoellmann@wl.org

aus Europa nur sehr wenige Funde vor, die sich auf drei Lokalitäten beschränken. PEACH (1908) und SCHRAM (1979) berichten über einen Fund aus East Kilbride, Lanarkshire (Taf. 6 Fig. 9) in Schottland. VAN STRAELEN (1922) beschrieb Funde aus Argenteau in Belgien, und KOCH (1984), BRAUCKMANN, KOCH & KEMPER (1985), BRAUCKMANN (1991) und SCHÖLLMANN (1996) erwähnten Funde aus Hagen-Vorhalle (Deutschland), die in dieser Arbeit erstmalig beschrieben werden.

Die Systematik der Palaeo- und Archaeostomatopoden der Lokalitäten Bear Gulch und Mazon Creek ist in der jüngsten Vergangenheit sehr kontrovers diskutiert worden. SCHRAM beschrieb 1969 die Art *Tyrannophontes theridion* aus dem Westfal von Mazon Creek und stellte dafür die neue Familie Tyrannophontidae sowie die neue Unterordnung Archaeostomatopoda auf. Aus dem Namur von Bear Gulch berichteten SCHRAM & HORNER 1978 über den neuen Palaeostomatopoden *Bairdops beargulchensis* und den Archaeostomatopoden *Tyrannophontes cf. T. theridion*.

Eine Revision des Materials durch SCHRAM (1984) ergab eine große Ähnlichkeit der Tyrannophontiden aus Bear Gulch und Mazon Creek. FACTOR & FELDMANN (1985) kamen aufgrund einer neuen Untersuchung der Hoplocarida von Bear Gulch zu dem Ergebnis, dass *Bairdops beargulchensis* ein Synonym von *Tyrannophontes theridion* ist. Die Unterschiede basieren nach diesen Autoren auf verschiedenen Erhaltungszuständen. Diese neuen Ergebnisse wurden von JENNER, HOF & SCHRAM (1998) teilweise anerkannt; bei einigen als *B. beargulchensis* beschriebenen Exemplaren handelt es sich auch nach JENNER et al. (1998) um einen Tyrannophontiden, aber nicht um *T. theridion*. Die Synonymie von *Tyrannophontes theridion* und *Bairdops beargulchensis* wird jedoch von diesen Autoren strikt abgelehnt. Basierend auf neuem Material aus dem Museo Civico die Storia Naturale in Mailand stellten sie die neue Art *Tyrannophontes acanthocercus* auf.

Die Überlieferung der Hoplocarida reicht bis ins Oberdevon zurück. MANNING (1995:1) zählt über 400 rezente Arten, deren Zahl sich durch Neuentdeckungen rasch vermehrt; AHYONG & LOWRY (2001) nennen bereits 450 Arten. Aus dem Paläozoikum und Mesozoikum liegen hingegen nur wenige Gattungen vor, die sich auf wenige Lokalitäten beschränken. Das Entstehungszentrum der Hoplocarida war vermutlich der Kontinent Laurasia (ZIEGLER 1998: 252).

## Geologischer Überblick

Im südlichen Ruhrgebiet und nördlichen Sauerland streicht großflächig die Ziegelschiefer-Formation aus, die aus einer Abfolge von Sand- und Siltsteinen besteht. In diesem Gebiet waren zahlreiche Betriebe tätig, wie auch die Ziegeleigrube Schütte & Tücking in Hagen-Vorhalle (TK 1: 25000 Blatt 4610 Hagen/Westfalen R 26 00660 H 56 95190), aus der die vorgestellten Funde stammen. Die Fundschichten ließen sich mit dem Goniatiten *Bilinguites metabilinguis* (WRIGHT, 1927) in die Zone R2c einstufen (PATTEISKY 1959). Dies entspricht dem höheren Marsdenium (Namur B) der heute gültigen Gliederung.

Die Fossilführung beschränkt sich im wesentlichen auf die fünf Siltstein-Folgen, welche eine Feinlamination aufweisen, die im frischen Zustand von dunkelgrauer und verwittert von gelbbrauner Farbe sind. Die Schichten der Ziegelschiefer-Formation werden nach sedimentologischen Untersuchungen als Ablagerungen in einer Lagune (ZHANG 1988) bzw. Lagune oder Bucht zwischen den Verteilerarmen eines Deltas (KRAFT 1992) interpretiert. Sideritkonkretionen, die niedrige Borkonzentrationen in den Tonsteinen und die Zusammensetzung der Fauna sprechen nach KRAFT (1992) für ein Brackwassermilieu. Aufgrund des Vorkommens von marinen Tieren sowie Süßwasser- und subaerischen Organismen in einer Grabgemeinschaft und den daraus resultierenden Salinitätsschwankungen muß von einem interdistributary bay environment ausgegangen werden (D. RICHTER, freundliche mündliche Mitteilung).

Die Fossilagerstätte Hagen-Vorhalle ist in Bezug auf die Diversität und die Erhaltung der Flora und Fauna eines der bedeutendsten Fossilvorkommen des Karbons. Diese Konservatlagerstätte (SCHÖLLMANN 1999) reiht sich deshalb in die Liste solch bedeutender Fossilvorkommen wie Bear Gulch, Mazon Creek, Montceau-les-Mines, Glencarholm (alle Karbon) und dem jurassischen Solnhofen ein. Neben den ältesten vollständigen Fluginsekten hat die Lokalität Bivalven, Gastropoden, Polyplacophoren, Cephalopoden, Conularien, Brachiopoden, Crustaceen, Eurypteriden, Conodonten, Fische (Palaeonisciden, Acanthodier, Xenacanthiden, Crossopterygier), Amphibienreste und zahlreiche Florenelemente (Algen, Calamiten, Farne

und farnlaubige Pflanzen, Lepidophyten, Cordaiten) geliefert (vgl. z.B. BRAUCKMANN, 1991; BRAUCKMANN, SCHÖLLMANN & SIPPEL, 2003, hier findet sich eine umfangreiche Literaturliste über die Insektenfauna); HAMPE & HEIDTKE, 1997; JOSTEN & VAN AMEROM, 2003; KRINGS, 2003; SCHÖLLMANN, 1999).

## Material

Während der Ausgrabungen des WMN von 1990 bis 1997 in Hagen-Vorhalle wurde in der Schicht e der Grabung II ein Massenvorkommen von Tyrannophontiden (P32 244; Taf. 7 Fig. 1) entdeckt (SCHÖLLMANN 1996) und als Block orientiert entnommen. Diese Platte besitzt eine Größe von 90,5 cm x 72,1 cm. Etwas oberhalb der Mitte befindet sich eine große Sideritkonkretion mit einem Durchmesser von 26 cm, in der zahlreiche Archaeostomatopoden dreidimensional erhalten sind.

In derselben Schicht liegen ein zerfallener Acanthodier und einige Goniatiten der Art *Bilinguites metabilinguis* (WRIGHT 1927).

In die Untersuchung einbezogen wurden die Tyrannophontiden-Funde der Sammlungen Dr. KEMPER (P30300 A u. B, P30302, P30304 A u. B) und SIPPEL (P27199, P27200, P30302, P32246), bei denen es sich z.T. auch um Massenvorkommen handelt. Beide Sammlungen befinden sich inzwischen im Westfälischen Museum für Naturkunde.

Ebenfalls einbezogen wurden Exemplare aus dem Field Museum of Natural History, Chicago (PE14251, PE14391); San Diego Museum of Natural History, San Diego (04394a, b, 04343a, b), Carnegie Museum of Natural History, Pittsburgh (CM 34460); Royal Scottish Museums, Edinburgh (RSM; G.1887.25.1059); Museo Civico di Storia Naturale, Milano (MSNM; i11841, i12004, i12433); der Université de Liège, Collections de Paléontologie, Liège (UL 6059, 6060, 6064, 6066, 6069, 6070, 6071, 6073, 6076, 6078, 6079, 6082, 6095, 6093, 6142, 6515, 7103, 7107 und 11 Exemplare ohne Nr. u.a. Pl. 2 Fig. 2, Pl. 2 Fig. 5). Da dem Verfasser nicht das gesamte in der Literatur beschriebene Material zugänglich gemacht werden konnte, finden die Arten *Tyrannophontes theridion* SCHRAM 1969 und der Palaeostomatopode *Bairdops beargulchensis* SCHRAM & HORNER 1978 hier keine Berücksichtigung. Eine vollständige Revision der Tyrannophontidae ist deshalb zur Zeit nicht möglich.

## Systematische Paläontologie

Die Unterklasse Hoplocarida CALMAN, 1904 wird in drei Ordnungen unterteilt: die Stomatopoda LATREILLE, 1857, die Aeschronectida SCHRAM, 1969 und die Palaeostomatopoda BROOKS, 1962. Innerhalb der Stomatopoda lassen sich zwei Unterordnungen unterscheiden, die Unipeltata LATREILLE, 1825 und die Archaeostomatopodea SCHRAM, 1969. Von den genannten Gruppen sind die Aeschronectida, die Palaeostomatopoda und die Archaeostomatopodea auf das Palaeozoikum beschränkt.

Die Systematik der karbonischen Archaeostomatopoda und Palaeostomatopoda ist, wie schon in der Einleitung erwähnt, in der jüngsten Vergangenheit kontrovers diskutiert worden (FACTOR & FELDMANN 1985; JENNER et. al. 1998). Da die Tyrannophontiden aus Hagen-Vorhalle nicht ohne weiteres in die bestehende Systematik integriert werden konnten, wurden die in der Literatur beschriebenen Exemplare entliehen und neu untersucht. Dabei zeigte sich, dass einige Diagnosen revisionsbedürftig waren. Mit Hilfe von Rezentvergleichen wurden die Merkmalskomplexe der Archaeostomatopoden überprüft, wobei insbesondere die Arbeiten von CAMP (1973), MANNING (1980, 1995) und AHYONG (2001) besondere Berücksichtigung fanden. Im Gegensatz zu den rezenten Stomatopoden sind die Archaeostomatopoden sehr merkmalsarm. Erschwerend kommt hinzu, dass anatomische Merkmale bei verdrücktem und tektonisch deformiertem Material nicht leicht bewertbar sind. Des weiteren sind unterschiedliche Erhaltungsstadien (vgl. Kap. Taphonomie) der Crustaceen zu berücksichtigen, die bei verschiedenen Individuen einer Art unterschiedliche anatomische Merkmale vortäuschen können. Vor diesem Hintergrund kommt der Fossilagerstätte Hagen-Vorhalle, aufgrund der hohen Individuenzahl (236) und der dreidimensionalen Erhaltung einiger Archaeostomatopoden in Sideritkonkretionen, eine besondere Bedeutung zu.

Klasse Malacostraca LATREILLE, 1806  
Unterklasse Hoplocarida CALMAN, 1904  
Ordnung Stomatopoda LATREILLE, 1817

Unterordnung Archaeostomatopodea SCHRAM 1969

Diagnose (nach Schram 1969: 260, modifiziert): Hinterrand des Carapax von der Lateralkante ausgehend zunächst konvex dann konkav verlaufend; Carapax lateral länger als mediodorsal; subchelate Thoracopoden 2-5 meist von annähernd gleicher Größe; Thoraxsegmente 2-8 nicht miteinander verwachsen, linear angeordnet; Telson subtriangular; Exopodit der Uropoden ohne Diärese, aus einem Segment bestehend.

Familie Tyrannophontidae SCHRAM 1969

Diagnose: wie für die Unterordnung.

Gattung ***Tyrannophontes*** SCHRAM, 1969

Typusart: *Tyrannophontes theridion* SCHRAM, 1969 (durch ursprüngliche Festlegung).

Diagnose (revidiert): Hinterrand des Endopoditen der Uropoden konvex; Rostrum lang und schmal, mit terminaler Spitze.

***Tyrannophontes theridion*** SCHRAM, 1969

Diagnose: vgl. SCHRAM (1969: 260); FACTOR & FELDMANN (1985: 334); JENNER et al. (1998: 169).

Bemerkungen: Das von SCHRAM (1969: 262, Fig. 131 b) abgebildete Exemplar zeigt neben der Telsonspitze laterale Stacheln, deren genaue Anzahl sich jedoch nicht ermitteln lässt. Das Rostrum dieses Stückes gleicht dem von *T. acanthocercus*. Skulpturelemente des sechsten Abdominalsegmentes sind auf dem Foto nicht zu erkennen.

Stratigraphie und Verbreitung: Mazon Creek (USA), Westfal (C) – D.

***Tyrannophontes acanthocercus*** JENNER, HOF & SCHRAM 1998

Taf. 1 Fig. 1-3

\*1998 *Tyrannophontes acanthocercus* JENNER, HOF & SCHRAM, S. 159-164, pl. 1 fig. 1-5, pl.2 fig. 1-6, pl. 3 fig. 1-5.

Diagnose: vgl. JENNER, HOF & SCHRAM (1998: 159, 160).

Bemerkungen: JENNER et al. (1998: 169) führen acht morphologische Merkmale auf, nach denen sich die beiden Arten *T. theridion* und *T. acanthocercus* unterscheiden lassen: 1) Stacheln an den Lateralkanten der Abdominalsegmente drei bis fünf (vgl. JENNER et. al. 1998: 163 Fig. 4), 2) Anwesenheit oder fehlen von Borsten an dem Endopoditen und am inneren Rand des Exopoditen der Uropoden, 3) Stacheln am äußeren Rand des Exopoditen der Uropoden, 4) zwei posteriore Fortsätze an dem Protopoditen der Uropoden, 5) Telson mit medianem Stachel und einer Reihe von submedianen Stacheln, Propodi der subchelaten Thoracopoden mit zwei Reihen Stacheln, 6) Bau der Pleopoden, 7) Tergit des sechsten Pleomers mit zwei submedianen Leisten, 8) Form und Skulptur des Telsons.

Dieser Merkmalskomplex wurde an den Exemplaren des Museo di Storia Naturale in Mailand überprüft. Dabei stellte sich heraus, dass einige anatomische Merkmale auf Fehlinterpretationen (1,7,8) beruhen. Eine Überprüfung der anderen Punkte bedarf der Originale von *T. theridion*, die nicht zur Verfügung standen.

Zu 1: So handelt es sich bei den lateralen Stacheln der Abdominalsegmente 3 – 5 um Reste der Randleisten der rechten Körperhälfte (vgl. Abb. 1). Neben den Randleisten ist auch der gesamte Verlauf der Lateralkante, zwar nicht besonders deutlich, aber gut sichtbar (vgl. JENNER et al. 1998: Taf. 2 Fig. 4).

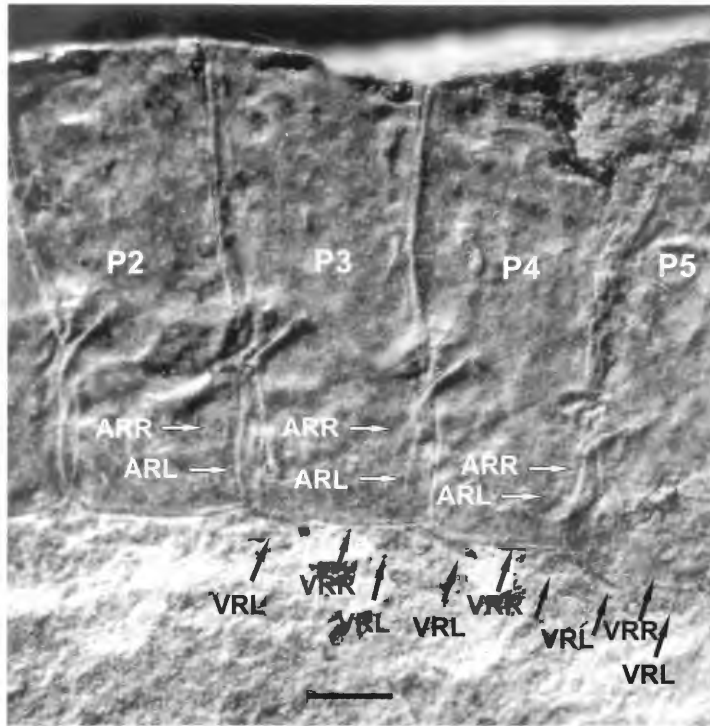


Abb. 1: *Tyrannophontes acanthocercus* JENNER et al., 1998. MSNM I12004. Abdominalsegmente 2-5. Bei den Stacheln handelt es sich um die Randverstärkungen der linken Ventrankante. Erläuterung der Abkürzungen: ARR anteriorer Rand rechts; ARL anteriorer Rand links; VRR ventraler Rand rechts; VRL ventraler Rand links. Maßstab 2 mm.

Zu 7: Die beiden Leisten des sechsten Abdominalsegmentes verlaufen nicht parallel zur Längsachse (JENNER et al. 1998: 163, Taf. 2 Fig. 5), sondern bogenförmig, in Form eines umgekehrten U (vgl. Taf. 1 Fig. 2,3). Dieses Merkmal ist an den beiden Exemplaren (MSNM I12433a, b und I11841a, b) nicht besonders deutlich zu erkennen, da jedes Segment der Dorsalpanzer Längsfalten aufweist, die die Skulptur überlagern.

Zu 8: Bei den anterolateralen Leisten des Telsons handelt es sich um den anterioren Rand des Protopoditen der Uropoden (vgl. JENNER et al. 1998: Taf. 2 Fig. 5).

SCHRAM (1969: 262, Fig. 131b) bildet ein Exemplar von *Tyrannophontes theridion* ab, bei dem das Telson neben dem terminalen Stachel weitere Stacheln besitzt. Details sind auf dem Foto nicht erkennbar. Das Rostrum entspricht in seinem Umriss dem von *T. acanthocercus*. Skulpturelemente des sechsten Abdominalsegmentes sind nicht eindeutig erkennbar.

Diese kritische Überprüfung des Merkmalskomplexes zeigt deutlich, dass die morphologischen Unterschiede zwischen den Arten des Genus *Tyrannophontes* geringer sind als bisher angenommen. Inwieweit Synonymie vorliegt, lässt sich anhand des zur Verfügung stehenden Materials nicht beantworten. Eine vollständige Revision aller Arten der Archaeostomatopoden wird noch durchgeführt, sobald alle notwendigen Exemplare ausgeliehen sind.

Bemerkungen: Möglicherweise handelt es sich bei der Skulptur des sechsten Abdominalsegmentes um ein kennzeichnendes Merkmal der Familie. Die gut erhaltenen Exemplaren von *T. theridion* konnten dem Verfasser nicht zugänglich gemacht werden. Eine Überprüfung war somit nicht möglich, weshalb dieses Merkmal in den Diagnosen des Genus bzw. der Arten der Familie Tyrannophontidae geführt wird.

Stratigraphie und Verbreitung: Unteres Namur, Bear Gulch (USA).

Gattung *Gorgonophontes* SCHRAM, 1984

Typus Art: *Gorgonophontes peleron* SCHRAM, 1984 (durch ursprüngliche Festlegung).

Diagnose (revidiert): Endopodit der Uropoden asymmetrisch mit terminaler Spitze, Außenrand des distalen Abschnitts konkav; sechstes Abdominalsegment mit einer Vertiefung in Form eines umgekehrten U; Bogen des U den Vorderrand des Segmentes nicht erreichend; lateral dieser Vertiefung zwei kräftige Grate, caudad über das Telson reichend, Hinterrand des Abdominalsegmentes zwischen den Graten konkav; Rostrum kurz, proximaler Bereich trapezförmig, distaler Bereich dreieckig; Propodus und Dactylus der Thoracopoden 2 – 5 etwa gleich lang.

*Gorgonophontes peleron* SCHRAM 1984

Taf. 2 Fig. 1-3

v pt.\*1984 *Gorgonophontes peleron* SCHRAM, partim, S. 200, 202 Fig. 3 D, E, Fig. 4 C, D.

v pt. 1998 *Gorgonophontes peleron* JENNER et. al., partim, S. 170.

Diagnose: Vgl. SCHRAM (1984: 200, 202) und JENNER et al. (1998: 170,171).

Beschreibung: Holotyp von *Gorgonophontes peleron* tektonisch stark gelängt; caudale Carapaxkante nur teilweise erhalten (PE 14391); in Dorsalansicht (SDNHM 04393) mediadorsale Carapaxlänge kürzer als Länge der sichtbaren Lateralkante; typischer tyrannophontider Carapax daraus eindeutig ableitbar; Rostrum kurz, mit trapezförmiger Basis und dreieckiger Spitze (SDNHM 04393, Negativ; PE 14391) erhalten; Breite verjüngt zur Spitze ab ca.  $\frac{1}{5}$  der Länge (vgl. Bemerkungen); mediane Carina; Mandibel an der Außenkante mit Zähnen besetzt (PE14391); Basen der 1. Antennen zylinderförmig; Basen der 2. Antennen annulat; Scaphocerit groß, keulenförmig; Verhältnis Breite : Länge wie 1 : 1,4; Thoracomeren 2 – 5 mit subchelaten Fangbeinen; Proportionen der Fangbeine, wie die der anderen Arten; Dactylus etwa  $\frac{7}{8}$  der Länge des Propodus; Propodi keine Stacheln erkennbar (vgl. Bemerkungen); Länge und Breite der Thoraxsegmente caudad zunehmend; Lateralkanten mit Leisten verstärkt; 6. Abdominalsegment mit U-förmiger Skulptur; Endopodit der Uropoden asymmetrisch und spitz endend.

Bemerkungen: Die Nachuntersuchung der Exemplare SDSNH 4394, PE14193 und PE14319 (Holotyp) von *Gorgonophontes peleron* SCHRAM, 1984 (Taf. 2 Fig. 1) ergab, dass einige der von SCHRAM 1984 vorgestellten Diagnosemerkmale nicht existieren bzw. durch die schlechte Erhaltung vorgetäuscht werden. Außerdem sind in die Diagnose die Merkmale von zwei Arten eingeflossen: So sind die Propodi des Holotypen nicht, wie in der Diagnose angegeben, zweimal so lang wie die Dactyli, sondern etwa gleich lang. Eine Neudefinition von *G. peleron* und die Beschreibung der neuen Art unterbleibt an dieser Stelle, da nicht das gesamte Material zur Verfügung steht. Der Holotyp (SDSNH 4393) und das Exemplar (PE14193) liegen in einem fortgeschrittenen Zerfallsstadium vor. Möglicherweise sind deshalb zahlreiche morphologische Merkmale nicht mehr vorhanden. So kann mit dem zur Verfügung stehenden Material nicht entschieden werden, ob beispielsweise die lateralen Stacheln des Telsons und die beweglichen Stacheln des Exopoditen der Uropoden bei diesen Formen nicht vorhanden sind oder nicht erhalten sind. Deutlich wird diese Problematik durch die Vorhaller Exemplare, unter denen sich, je nach Erhaltungszustand, Individuen mit der vollen Anzahl von Stacheln an den Uropodal Exopoditen und solche ohne Stacheln befinden. Auch am Telson der meisten Individuen befinden sich keine 4 Paare bewegliche Stacheln, bzw. sind durch die Lage des Tiere nicht erkennbar. Der Erhaltungszustand sollte deshalb immer bei der Bewertung eines Merkmalskomplexes berücksichtigt werden. Der einzige erkennbare Propodus und der dazugehörige Dactylus des Holotypen (SDSNH 4394 ) haben etwa die gleiche Länge.

Ein weiteres als wichtig angesehenes Merkmal, der Umriß der Abdominalsegmente, beruht in Wirklichkeit auf dem fortgeschrittenen Stadium der Auflösung (Taf. 2 Fig. 4, 5), in dem sich das Exemplar befindet. Der Verband der Segmente ist sowohl zwischen dem 5. und 6. als auch zwischen dem 3. und 4. Abdominalsegment aufgelöst. Außerdem sind die lateralen Kanten der abdominalen Segmente beim Spalten des Handstückes abgerissen und verlorengegangen (PE 14318, PE 14391). Deutlich ist dies an den Randleisten der Segmente sichtbar (vgl. Taf. 2 Fig. 5), die abrupt enden und nicht dem Verlauf der vermeintlichen Lateralkante folgen, wie es für die Tyrannophontidae typisch ist, d. h. zur Diagnose herangezogenen schräg verlaufenden Lateralkanten der Abdominalsegmente existieren nicht.

Im Gegensatz zu den europäischen Arten besitzt *G. peleron* große keulenförmige Scaphocerite.

Stratigraphie und Verbreitung: Missourian und Virgilian (Stefan), 6 Lokalitäten in Iowa und Nebraska, USA (SCHRAM 1984:198,199).

### ***Gorgonophontes fraiponti* (VAN STRAELEN 1922)**

Taf. 3 Fig. 1-6

- v \*1922 *Perimecturus fraiponti* VAN STRAELEN, S. M37 – 39, Fig. 2; Taf. II, Fig. 2, 3, 5.
- v 1922 *Anthracomysis rostrata* VAN STRAELEN, M39 – M40, S. II, Fig.4.
- v 1922 *Palaeocaris lohesti* VAN STRAELEN, M35 – M36, Fig. 1.
- v 1969 *Perimecturus fraiponti* BROOKS, S. 340, 534.
- v 1984 *Tyrannophontes fraiponti* SCHRAM, S. 202; Fig. 5G-I.
- v 1998 *Tyrannophontes fraiponti* JENNER, HOF & SCHRAM, S. 179.

Revidierte Diagnose: Außenrand des Exopoditen der Uropoden mit ca. 18 beweglichen Stacheln besetzt; Telsonspitze mit 4 beweglichen Stacheln an jeder Seite; Größe zur Lateralkante abnehmend.

Beschreibung: Carapax (UL6071, ein stark gestauchtes Exemplar; Taf. 3 Fig. 1; unvollständiges Exemplar, posteriorer Rand des Carapax; UL6070, UL6071; Taf. 3 Fig. 2) typisch tyrannophontid, d. h. in Lateralansicht etwa dreieckig, posterolateraler Bereich bogenförmig weit nach caudad ausgezogen; Lateralkante deutlich länger als Mediodorsallinie; Carinae nicht vorhanden; Basen der inneren Antennen annulat; je drei Geißeln; Basen der äußeren Antennen aus je zwei zylinderförmigen Segmenten bestehend; äußere Antennen mit je einer Geißel; Scaphocerit (UL6071) lang oval (Exemplar sehr stark gestauch, Rekonstruktion orientierte sich an den bekannten Proportionen des Carapax); Rostrum kurz; Carina median, parallel zur Längsachse verlaufend (2 Exemplare ohne Nr., UL6069, UL6070, UL7007, UL7107); Augen im Querschnitt kreisförmig; Mandibeln kräftig (ohne Nr., UL6070, UL6071); Außenrand kräftig, Zentralkörper schwächer sklerotisiert; anteriorer Rand konkav, dorsaler Rand gerundet, posteriorer Bereich konvex; am gesamten Rand Zähne erkennbar (UL6071); ventraler Abschnitt nach JENNER et al. (1997:160) mit posteroventral gerichtetem Fortsatz mit Inzisiven-Funktion und anterodorsal gerichtetem Fortsatz mit Molarfunktion; Fangbeine subchelat; Dactylus und Propodus der Fangbeine etwa gleich lang (Taf. 3 Fig. 3); Länge der Propodi unterschiedlich; vom 2. zum 5. Thoraxsegment abnehmend (Taf. 3 Fig. 3); Propodus oval, mit zwei Reihen unterschiedlich großer Stacheln (ohne Nr.; das bei VAN STRAELEN, 1922 Taf. 2 Fig. 5 abgebildete Exemplar); Höhe der größeren Stacheln distal abnehmend; Größenverhältnisse von Coxa, Basis, Ischiomerus und Carpus (Interpretation nach SCHRAM 1969: Fig. 134) aufgrund tektonischer Deformation nicht ermittelbar; Thoraxsegmente zwei bis fünf schmal und nicht miteinander verwachsen; tragen die Fangbeine; Thoraxsegmente sechs bis acht deutlich breiter, als erste fünf Segmente; Höhe von Segment sechs zu acht zunehmend; ventrale Kante gerundet, mit einem stärker sklerotisierten Rand; Sternite des Thorax (3 Exemplare ohne Nr.; vgl. das bei VAN STRAELEN, 1922 Taf. 2 Fig. 5 abgebildete Exemplar); von annähernd trapezförmigem Umriß; anteriorer Rand schwach bogenförmig verlaufend; kräftig sklerotisiert; lateral, median Kniehöhlen, diagonal zur Längsachse verlaufenden Rinne; Sternite ansonsten glatt; Durchmesser der Kniehöhlen ca.  $\frac{2}{3}$  der Sternitbreite; Abstand der Kniehöhlen pro Sternit caudad zunehmend; Tergite des Abdomens deutlich breiter und höher als die Thoraxtergite; Lateralkante sehr schwach bogenförmig; Randverstärkung zur posterioren Kante schmaler werdend; Sternite des Abdomens mit sehr großen Kniehöhlen (UL6071); Durchmesser etwas schmaler ( $\frac{5}{8}$ ) als Segmentbreite; anteriorer Rand der Sternite verstärkt; sechstes Abdominalsegment mit zwei bogenförmig verlaufenden Leisten in Form eines umgekehrten U (UL6069, UL6070), (Taf. 3 Fig. 4); Pleopoden (UL6079) zweiästig; Endopodit (?) aus schmalen Segmenten bestehend, distal rasch verjüngend; Segmentierung des Exopoditen (?) erhaltungsbedingt unklar; erkennbar sind vier im Querschnitt rechteckige Segmente; Protopodit der Uropoden von trapezförmigem Umriß; Leiste bei etwa  $\frac{1}{4}$  der Breite parallel zur Längsachse verlaufend; posteriorer Rand mit zwei dreieckigen Fortsätzen; äußerer dorsal auf Exopoditen greifend; innerer Fortsatz von ventral auf Endopoditen greifend; innerer Fortsatz ca. 2,5 mal so lang wie äußerer; Umriß des Exopoditen etwa blattförmig; distal mit einer scharf abgesetzten Spitze; Außenrand mit den An-

satzstellen von 18 beweglichen Stacheln (16 erhalten, 18 rekonstruiert); Stacheln selbst verlorengegangen; Leiste subparallel zum Außenrand; Stacheln und Ansatzstellen von distal nach proximal kleiner werdend; Endopodit etwa blattförmig; distaler Abschnitt asymmetrisch; Spitze etwas zur Innenkante verlagert (UL 6060, UL6079 Taf. 3 Fig. 4); Telson von dreieckigem Umriß; dorsomediane Carina von zwei Lateralcarinae flankiert; Telsonspitze an jeder Seite von 4 beweglichen Stacheln flankiert; Größe der Stacheln zur lateralen Telsonkante abnehmend.

Verbreitung und Stratigraphie: Nach VAN STRAELEN (1922: M35, M36) und SCHRAM (1984: 202) unteres Westfal, Argenteau (Belgien). Eine Überprüfung dieser Datierung mit Literaturangaben ergab, dass die Assises de Chokier in Wirklichkeit ins Namur A (DELMER et al. 2001) gehören.

***Gorgonophontes* cf. *fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922)**

Abb. 2-4, Taf. 4 Fig. 1-4, Taf. 5 Fig. 1-7, Taf. 6 Fig. 1-5, Taf. 7 Fig. 1,2

v 1985 *Tyrannophontes* sp. oder *Bairdops* sp. – BRAUCKMANN, KOCH & KEMPER, S. 12.

v 1991 *Tyrannophontes* sp. – BRAUCKMANN, S.16.

v 1994 *Tyrannophontes* sp. – BRAUCKMANN & KOCH, S. 46

v 1996 *Tyrannophontes theridion* – SCHÖLLMANN, S.127.

Material: 236 Exemplare (beim derzeitigen Stand der Präparation).

Diagnose: wie für *Gorgonophontes fraiponti*, vgl. Bemerkungen.

Beschreibung: Posteriorer Carapaxrand in Seitenansicht bogenförmig, Carapax in Dorsalansicht etwa trapezförmig, die lateralen Kanten in einem leichten Bogen verlaufend, posteriorer Rand konvex, Carapax an dorsaler Mittellinie bis zum 5. Thoraxsegment reichend, Carapax lateral bis zum 7. Thoraxsegment reichend und damit vordere Thoraxsegmente überdeckend, Carapax völlig glatt und ohne Furchen (dreidimensional erhaltene Exemplare, P30304a, P30300; Taf. 4 Fig. 1, Taf. 6 Fig. 3), Umriß des Rostrums subtriangular, Rostrum rel. kurz, etwa  $\frac{1}{3}$  der Carapaxlänge erreichend, Verhältnis Länge zu Breite 1 : 1,1, terminal mit deutlicher Spitze, Außenränder zur Spitze hin konvex verlaufend, mediane Furche vom Mittelpunkt des Rostrums bis zur Spitze (Taf. 5 Fig. 2),

Antennulae dreiästig, Flagellae etwa gleich lang (Taf. 5 Fig. 1), Schäfte der Antennulae aus ringförmigen Segmenten bestehend, Durchmesser der Schäfte größer als die Flagellae, Pedunculae spitzkegelförmig (Taf. 5 Fig. 1), Länge der Antennulae und des Carapax etwa gleich, Pedunculae der Antennen aus zwei zylindrförmigen Segmenten bestehend, Antennen mit je einer Flagella, Antennen mit je einem länglich ovalen Scaphoceriten, Scaphocerit etwa drei mal so lang wie breit, Basalsegment des Scaphoceriten schmal trapezförmig, Augen etwa halbkugelförmig (Taf. 4 Fig. 1, Taf. 5 Fig. 2);

Mandibeln kräftig sklerotisiert, deutlich unter Carapax abzeichnend (Taf. 4 Fig. 2), Außenrand der Mandibeln sehr stark sklerotisiert und mit Einzelzähnen besetzt (Abb. 2, Taf. 5 Fig. 3), Zentralkörper schwach sklerotisiert; Mandibeln, vom anterioren Rand aus, bei ca.  $\frac{2}{5}$  der Carapaxlänge liegend, Mandibel aus kräftigem Mandibelkörper bestehend, anteriorer Rand schwach konkav mit anterodorsad gerichtetem Fortsatz, posteriorer Rand leicht konvex und in anteroventrad gerichteten Inzisiven übergehend; Segmente des Thorax in zwei Abschnitte gliederbar; Thoraxsegmente caudad an Höhe und Breite zunehmend; ventraler Rand dieser Segmente konvex und mit Randleiste; keine weiteren Skulpturelemente; Thoracomeren 2 – 5 je ein Paar subchelater Thoracopoden; Ausbildung ähnlich; Coxa kurz zylindrförmig; Basis lang zylindrförmig; Umriß des Carpus trapezförmig; Ischiomerus kurz; Propodus langoval; ventrale Seite stärker konvex gekrümmt als dorsaler Rand; ventraler Rand mit zwei Reihen unterschiedlich großer Stacheln besetzt; Reihe aus kräftigen großen Stacheln; Länge von max. 1mm (P32245 A); caudad deutliche Abnahme der Größe (P32245 A; Taf. 5 Fig. 4); Abstand der einzelnen Stacheln nicht streng regelmäßig; z.T. nur die Stachelbasen vorliegend; Querschnitt der Stachelbasen halbkreisförmig; zweite Reihe mit wesentlich kleineren Stacheln; Dactylus gebogen nadelförmig; durchgepauster Dactylus unter Propodus erzeugt rinnenartige Vertiefung oder Leiste parallel zur Propoduslängsachse (P 32245b);

Exemplar in Sideritkonkretion (P30300) mit unterschiedlich langen Propodi (Tab. 1); Längen der Propodi von Thoracopoden und 2 nach 5 abnehmend; unterschiedliche Propoduslängen bei Exemplaren außerhalb der Sideritkonkretionen in vielen Fällen auf tektonischer Deformation beruhend; Thoracopoden der Segmente 6 – 8 aus ringförmigen Abschnitten bestehend; Abschnitte distad rasch verjüngend;



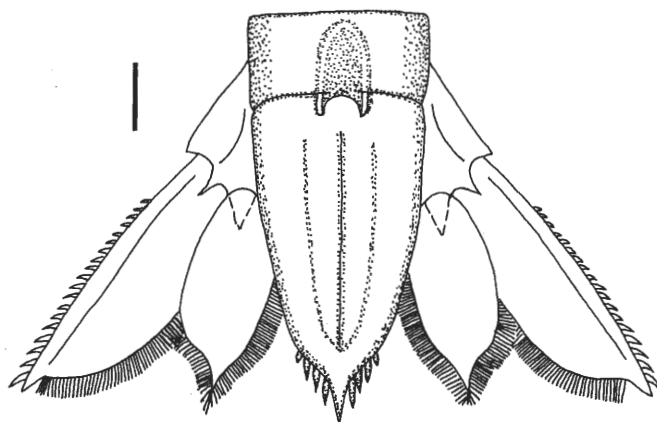
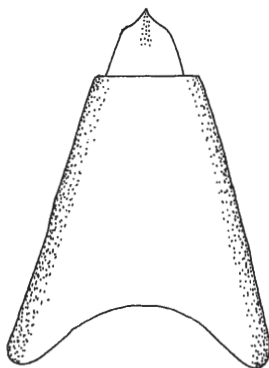


Abb. 2: *Gorgonophontes* cf. *fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922). Rekonstruktionen von Carapax und Schwanzfächer. Maßstab 2 mm.

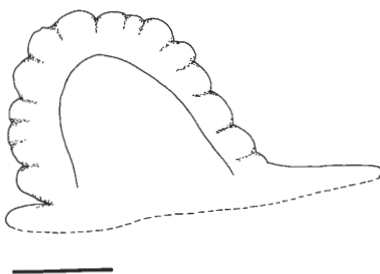


Abb. 3: Rekonstruktion der Mandibel P32245B. Maßstab 2 mm.

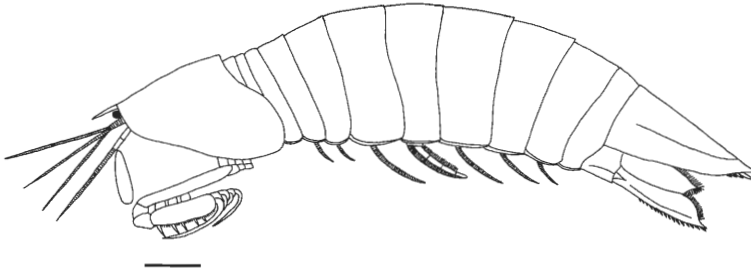


Abb. 4: Rekonstruktion von *Gorgonophontes cf. fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922) in Lateralansicht. Maßstab 10 mm.

sechs Abdominalsegmente deutlich durch ihre größeren Proportionen von denen des Thorax unterscheidbar; ventraler Rand der Segmente schwach konvex verlaufend; vorderer ventrolateraler Rand der Segmente mit kräftiger Randleiste; Randleiste caudad schmaler werdend; ventraler Rand der Abdominalsegmente schwach konvex; keine Skulpturelemente auf den Abdominalsegmenten; lediglich 6. Segment mit mediodorsaler U-förmiger Vertiefung (Taf. 6 Fig. 1, 2);

Vertiefung lateral von zwei Leisten flankiert; Leisten über den hinteren Rand des Segmentes hinaus ragend (Taf. 6 Fig. 1); Sternite des Abdomens mit großen, kreisförmigen Durchtrittsstellen der Coxae; Basipodite im Querschnitt rechteckig (P 32245 a u. b); Verhältnis Länge zu Breite wie 1 : 0,77; weitgehend vollständige Pleopoden sehr selten (P 32244/12, P 32245B); Exopodit aus sich distad rasch verjüngenden zylinderförmigen Segmenten bestehend; distal ruderblattartiges Segment; Endopodit aus 3 (?) Segmenten zusammengesetzt; genaue Anatomie durch Überlagerung mehrerer Extremitäten bzw. schlechte Erhaltung unklar (Taf. 4 Fig. 3); Endopodit im gesamten Caudalbereich mit feinen parallelen Borsten besetzt; Länge der Borsten etwa die halbe Breite des Endopoditen (Taf. 7 Fig. 2); große Ähnlichkeit mit Extremitäten von *T. theridion* (SCHRAM 1969: 261, Fig. 130; S. 263, Fig. 132);

Telson von dreieckigem Umriß; Längsseiten schwach konvex; Telson mediodorsal auf etwa  $\frac{9}{10}$  der Länge mit Grat versehen; Carinae deutlich ausgebildet (Taf. 6 Fig. 2); lateral neben Telsonspitze an jeder Seite vier Stacheln; mit zunehmenden Abstand von der Telsonspitze kleiner werdend;

Umriß des Protopoditen der Uropoden subquadratisch; Hinterrand mit einem dreieckigen Fortsatz; Exopodit und Endopodit blattförmig; Außenrand des Exopoditen mit einer Reihe beweglicher Stacheln (ca. 18) (Taf. 5 Fig. 7); Größe der Stacheln distad zunehmend; Exemplare ohne erhaltene Stacheln mit treppentartig angeordneten Ansatzstellen; terminale Spitze des Exopoditen leicht nach innen gebogen; Innenrand zunächst konkav dann konvex; Innenrand mit feinen Borsten (Taf. 5 Fig. 5) besetzt; kräftige Längsrippe etwas nach innen versetzt, parallel zum Außenrand verlaufend; Endopodit deutlich asymmetrisch; terminale Spitze nach innen versetzt; Innenseite schwach konvex; Außenkante distal konkav, dann konvex; distaler Abschnitt mit feinen Borsten (Taf. 4 Fig. 4, Taf. 5 Fig. 5).

Bemerkungen: Die Archaeostomatopoden aus Argenteau zeigen erhaltungsbedingt einen nicht ganz vollständigen Merkmalskomplex. So sind die Skulpturelemente (U-förmige Vertiefung) des 6. Abdominalsegmentes zwar vorhanden, aber die distalen Abschnitte der Grate, die das Telson überlagern, fehlen. Eine feine Beborstung des Endopoditen und Exopoditen der Uropoden ist bei keinem Exemplar aus Belgien erhalten. Für die Interpretation dieser Befunde als Erhaltungszustände spricht auch, dass, obwohl ansonsten gut erhalten, nur sehr wenige Exemplare aus Hagen-Vorhalle diese Merkmale zeigen (vgl. Abb. 2).

Neben diesen erhaltungsbedingten Merkmalen ließen sich außerdem auf tektonische Deformationen zurückzuführende Unterschiede erkennen. Der Breiten/Längenindex der Rostren schwankt sowohl bei *M. fraiponti* als auch bei *M. cf. fraiponti* zwischen 0,8 und 1,2. Dieser große Unterschied der Indizes beruht, wie häufig bei Fossilien in paläozoischen Ton- und Siltsteinen, auf tektonischer Deformation. Bei den Fangbeinen tritt die tektonische Deformation besonders deutlich hervor. Hier zeigen sich in Abhängigkeit von der Lage der Fangbeine zur Deformationsachse sehr unterschiedliche Größen der einzelnen Elemente (ohne Nummer, VAN STRAELEN 1922 Taf. 2 Fig. 5). Die Größenunterschiede der verschiedenen Propodi basieren in vielen Fällen auf Deformationen. Um die relativen Längen von Propodus und Dactylus und die Längenunterschiede der Propodi zueinander korrekt zu erfassen, wurden nur parallel zueinander liegende Elemente in die Bewertung einbezogen. Echte Unterschiede in der Größe lassen sich besonders an dem dreidimensional und nicht deformierten Material in den Sideritkonkretionen eindeutig belegen. Einen Überblick über die Größenverhältnisse geben die Tabellen 1 und 2.

Exemplar	Carapax	Rostrum	Propodus	Dactylus	Abdomen	Telson	Uropoden
6070						10,2	
6070					~15,7	7,5	
6071	5,7			4,8		7,5	
6079						8,6	6,5
7107		1,9	4,4	3,9		6,4	5,5
6082			6,0; 3,6; 3,3	~5,9; –; 3,0	21,4	11,8	8,5
Ohne Nr.		2,0					
Ohne Nr.		1,4	5; 3,6			7,1	
Ohne Nr.					19,1	8,3	

Tabelle 1: *Gorgonophontes fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922) der Lokalität Argenteau (Belgien). Größen (in mm).

Das zuletzt aufgelistete Exemplar entspricht dem bei VAN STRAELEN 1922 auf Taf. 2 Fig. 2 abgebildeten Krebs.

Messstrecken: mediodorsale Mittellinie bei Carapax, Rostrum, Telson; Länge der Lateralkante bei Propodus, Dactylus, Abdomen; Länge der Außenkante bei dem Exopoditen der Uropoden.

Exemplar	Carapax	Rostrum	Propodus	Dactylus	Abdomen	Telson	Uropoden
P32244/12	7,0				15,6	10	
P32244/34	7,2				9,2	6,1	
P32244/40	6,0		4,0; 3,4		12,1		
P32244/41	6,5	1,7					4,6
P32244/64	7,0				13,5	8,0	
P32244/70	5,9		4,3		11,2	7,1	
P32244/80	8,1				11,1	9,6	
P32244/97	7,5						
P32244/101	7,0		5,0		13,2		
P32244/200	5,2	2,0			11,0	5,6	
*P32244/1					12,0	~4,9	
*P32244/2						~4,6	
*P32244/3					12,3	7,3	
P27200/1					12,8		
P27200/2	5,6	2,3	3,0				
P27200/3						4,6	4,4
P27200/1					12,8		
*P30300	5,5	1,9	3,2; 2,9; 2,3	3,0; –	11,1	4,5	
*P30304A/1					~12,3	5,2	
*P30304A/2	5,9						
P32245A/1	5,8	1,7	3,7		16,4	~6,4	5,2
P32245A/2	7,2		4,5	4,2	14,5	~7,0	6,0
P32245A/3		~2,1	3,2	3,1	~14	8,1	5,0

Tabelle 2: *Gorgonophontes* cf. *fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922) der Lokalität Hagen-Vorhalle. Größen (in mm).

Bei den mit \*gekennzeichneten Exemplaren handelt es sich um in Sideritkonkretionen dreidimensional erhaltene Tiere.

Messstrecken vgl. Tab. 1.

Eine Entzerrung von deformierten Fossilien, wie sie von SDZUY (1962) vorgeschlagen wurde, bedarf einiger Voraussetzungen: 1) Mindestens zwei Fossilien müssen sich auf einer Schichtfläche befinden; 2) die Organismenreste müssen parallel zur Schichtfläche liegen; 3) die Deformationsachsen der beiden Fossilien dürfen nicht parallel zueinander liegen. Diese Entzerrungsmethode ließ sich auf die Stücke aus Belgien nicht anwenden, da die aufgezählten Kriterien nicht erfüllt waren.

Deshalb läßt sich bei den Formen aus Argenteau und Hagen-Vorhalle nicht klar belegen, dass die Form der Rostren identisch ist. Das Skulpturelement des 6. Abdominalsegmentes ist an dem belgischen Material nur an zwei Exemplaren erkennbar. Die caudalen Verlängerungen über das Telson sind jedoch nicht erhalten. Da ansonsten eine völlige Übereinstimmung der Formen der beiden Lokalitäten vorliegt und die wenigen Unterschiede auf dem Erhaltungszustand des belgischen Materials basieren, ist die Aufstellung einer neuen Art nicht zu rechtfertigen. Um die geringen Unterschiede dennoch zu berücksichtigen, wird das Hagen-Vorhaller Material mit Vorbehalten zu *G. fraiponti* gestellt.

Incertum Genus, indet.

**„*Perimecturus*“ *pattoni* PEACH, 1908**

Holotyp: Exemplar Nr. R1887.25.1059 (durch ursprüngliche Festlegung).

Bemerkungen: Nach SCHRAM (1979: 61) könnte es sich um einen tyrannophontiden Stomatopoden handeln. Eine Nachuntersuchung des Exemplares erbrachte einige Hinweise, die diese Vermutung unterstützen. Die Größenverhältnisse der Thorax- und der Abdominalsegmente, die caudate Zunahme der Breite der Thoraxsegmente, Proportionen des Propodus und des Dactylus und die am dritten Abdominalsegment erhaltene laterale Randverdickung sprechen für einen Tyrannophontiden. Besonders erwähnenswert sind die Extremitäten, die sich von denen der hier beschriebenen Arten unterscheiden. Aufgrund der schlechten Erhaltung, der Schwanzfächer ist nur sehr unvollständig erhalten, wird die Art in Übereinstimmung mit SCHRAM (1979:60) keiner eindeutigen Gattung zugeordnet. Aufgrund der oben genannten Merkmale lässt sich die Art aber klar zur Familie Tyrannophontidae stellen.

Stratigraphie und Verbreitung: Limestone Coal Group, Carboniferous Limestone Measures, Namur. East Kilbride, Lanarkshire (UK).

## Leiche oder Exuvie ?

Fossil erhaltene Crustaceen als Leiche oder Exuvie zu erkennen ist in vielen Fällen schwierig. Schon früh wurden deshalb Beobachtungen an rezenten Crustaceen auf fossile Befunde übertragen. Bereits FRITSCH & KAFKA (1887: 23-24) interpretierten ein Exemplar der Gattung *Glyphaea* VON MEYER 1835 als Exuvie, dessen Carapax entlang der Mittellinie gespalten war. VAN STRAELEN (1925: 56) deutete die Verlagerung des Carapax in Bezug zum Abdomen und die mediane Spaltlinie des Carapax als Erkennungsmerkmale für Häutungshemden. Die gleiche Erscheinung wies GLAESSNER (1928: 210) an jungtertiären Macruren nach und interpretierte diesen Befund ebenfalls als Merkmal für Exuvien. Einen Merkmalskomplex zur Erkennung von Häutungshemden stellten GLAESSNER (1929) und MERTIN (1941) zusammen. SCHÄFER (1962) berichtete ausführlich über die Biostratonomie der Malacostracen der Nordsee, wobei auch darauf hingewiesen wird, dass auch Leichen Befunde zeigen können, die als typisch für Exuvien beschrieben sind. Auf die großen Schwierigkeiten solche Leichen von Exuvien zu unterscheiden weisen auch JENNER et al. (1998: 177) hin.

Wichtige Erkenntnisse zur Beurteilung von fossilen Stomatopoden lieferte REAKA (1975) durch die Beschreibung des Häutungsvorganges von rezenten Stomatopoden. Nach REAKA (1975) und CALDWELL (persönliche Mitteilung) ist eine Exuvie an einem Spalt zwischen dem 6., 7., oder 8. Thoraxsegment zu erkennen, durch den das Tier aus dem Häutungshemd schlüpft. HOF & BRIGGS (1997, hier eine umfangreiche Übersicht über die Literatur zu Thema Taphonomie) befassten sich speziell mit der Taphonomie von Stomatopoden, die mit Experimenten an rezentem Material eingehend untersucht wurde. Diese Autoren stellten einen Zerfall von Stomatopodenleichen in folgenden Stadien fest:

- 1) Erhaltung komplett (complete, swollen); Körper des Tieres durch Verwesungsgase aufgequollen und gestreckt; Fangbeine zusammengefaltet unter dem Carapax; nach drei Tagen Fangbeine entfaltet.
- 2) Erhaltung teilweise komplett (partly complete, ruptured); beginnende Trennung der Segmente des Exoskeletts, zwischen den letzten drei Thoraxsegmenten oder zwischen Thorax und Abdomen und zwischen dem 5. und 6. Abdominalsegment.
- 3) Erhaltung fragmentarisch (fragmentary, partly decomposed); Leiche in einzelne Segmente zerfallen, stärker sklerotisierte Körperteile während des Transportes leicht vom Rest der Leiche trennbar.

Diese Erhaltungsstadien der Stomatopodenleichen wurden auf die bekannten mesozoischen und tertiärzeitlichen Funde übertragen (HOF & BRIGGS 1997: 434, Tab. 4). Dabei gingen die Autoren davon aus, dass es sich bei allen Funden um Leichen und nicht um Exuvien handelt.

Von der Lokalität Hagen-Vorhalle liegen, beim derzeitigen Stand der Präparation 236 Exemplare von *Gorganophontes cf. fraiponti* in folgenden unterschiedlichen Erhaltungsstadien vor: Der überwiegende Teil weist die ursprüngliche organische Substanz auf. Einige Exemplare sind dreidimensional in Sideritkonkretionen erhalten.

- Erhaltungstyp 1: Die vollständigsten Individuen, die zum großen Teil auch die Extremitäten des Thorax und des Abdomens sowie die Antennen besitzen, sind gestreckt oder bogenförmig gekrümmt, wobei der Verband der Segmente intakt ist. Die Fangbeine befinden sich dicht zusammengefaltet oder schwach geöffnet unter dem Carapax (Taf. 4 Fig. 1, Taf. 6 Fig. 3). Wenige Krebse sind dorsoventral eingebettet, zwei Exemplare auf der Platte (P30302), die meisten Individuen liegen jedoch auf der Seite.
- Erhaltungstyp 2: Nahezu komplett erhaltene Exemplare, bei denen der Körper bogenförmig gekrümmt ist. Die Mediodorsallinien des Carapax und des Thorax stehen in einem deutlichen Winkel zueinander. Der Verband der Thoraxsegmente ist jedoch intakt. Zwischen dem 5. und 6. Abdominalsegment befindet sich ein Spalt, so dass das mit dem 6. Abdominalsegment verbundene Telson herabhängt. Bei einigen Individuen hat sich der Segmentverband auch noch zwischen dem vierten und fünften Abdominaltergit gelöst. Bei einigen Krebsen befindet sich der Spalt zwischen dem dritten und vierten Tergit des Abdomens. Die Fangbeine befinden sich leicht geöffnet unter dem Carapax (Taf. 4 Fig. 2).
- Erhaltungstyp 3: Weitgehend noch zusammenhängende Individuen, zwischen deren Thoraxsegmenten ein Spalt klafft, meist zwischen dem 6. und 7. Tergit. In einigen Fällen befindet sich der Spalt, der so tief sein kann, dass die Segmente nur noch durch die Sternite zusammengehalten werden, zwischen dem fünften und sechsten Tergit. Einige Exemplare zeigen einen stark aufgelösten Verband, bei dem die Segmente gegeneinander verschoben sind (Taf. 6 Fig. 5). Manche Individuen besitzen auch noch einen Spalt zwischen dem 5. und 6. Abdominalsegment. Die Fangbeine sind entfaltet.
- Erhaltungstyp 4: Vollständig zerfallene Exemplare, denen viele Elemente des Exoskeletts fehlen. Erhalten sind lediglich der Carapax und einige wenige Segmente des Thorax und des Abdomens.

## Interpretation der Befunde

Auffällig an den Archaeostomatopoden von Hagen-Vorhalle ist, dass nur ein einziges Tier (P27199, Slg. Sippel im WMN) in Carapax und die einzelnen Segmente zerfallen ist, weitere isolierte Körperteile, wie z.B. die kräftig sklerotisierten Propodi liegen nicht vor. Die Überreste werden als Inhalt eines Speiballens gedeutet. Alle anderen Exemplare liegen weitgehend vollständig vor. Ein Vergleich der Befunde der Crustaceen aus Hagen-Vorhalle mit den Ergebnissen der Experimente von HOF & BRIGGS (1997) und den Beobachtungen von REAKA (1975) zeigt, dass sowohl Leichen als auch Exuvien eingebettet wurden.

Die dem Typ 1 zugeordneten Exemplare werden als Leichen interpretiert, bei denen der Körper durch Verwesungsgase gestreckt ist. Bei den Individuen in den Sideritkonkretionen ist sehr gut zu erkennen, dass die Thoraxsegmente dorsal intakt sind (Taf. 6 Fig. 3).

Bei den Archaeostomatopoden des Typs 2 ist eine eindeutige Bewertung schon nicht mehr möglich. Es könnte sich um Leichen handeln, deren Zerfall bereits fortgeschrittener ist, wie sich an der beginnenden

Auflösung des Verbandes der Abdominalsegmente erkennen läßt. Der Winkel zwischen dem Carapax und dem Thorax kann sowohl an Leichen als auch an Exuvien beobachtet werden. Der Carapax kann sich im bewegten Wasser wie eine Tür im Scharnier bewegen (SCHÄFER 1962: 157).

Die Individuen des Typs 3 lassen sich aufgrund des Spalts zwischen den Thoraxsegmenten als Exuvien deuten (Taf. 6 Fig. 5).

## Paläoökologie

Über das ökologische Verhalten von Stomatopoden berichteten CALDWELL & DINGLE (1976) und SCHRAM (1986). Die rezenten Stomatopoden leben fast ausschließlich in marinen Milieus auf sandigen und tonigen Untergründen, in selbstgegrabenen Röhren oder Bauen. Stomatopoden, die auf Hartgründen oder in Höhlen leben, bleiben hier unberücksichtigt, da diese Formen im Jungpalaeozoikum noch nicht nachgewiesen sind. Von einigen Ausnahmen abgesehen, beschränkt sich die Verbreitung der Stomatopoden auf den Bereich der Tropen und Subtropen (SCHRAM 1986: 62, GRUNER 1993: 737). Diese geographische Verbreitung läßt sich auch schon bei den jungpalaeozoischen Formen feststellen (SCHRAM 1977).

Die rezenten Stomatopoden sind Carnivoren; sie ernähren sich von kleinen Fischen und Krebsen. Der 2. Thoracopod ist als stark vergrößertes Fangbein ausgebildet und dient dem Beutefang. Bei den Archaeostomatopoden fehlt ein solches besonders kräftig ausgebildetes Fangbein. Die Thoracopoden 2-5 unterscheiden sich, wie erstmals in dieser Arbeit festgestellt wurde, in der Größe voneinander. Verglichen werden die Thoracopoden der Archaeostomatopoden und Palaeostomatopoden mit den Thoracopoden 3-5 der Unipeltata (JENNER et al. 1998: 178), denen sie auch sehr ähnlich sind. Da den Archaeostomatopoden und Palaeostomatopoden ein spezialisiertes Fangbein fehlt, werden sie von JENNER et al. (1998:178) als Aasfresser interpretiert. Aufgrund der neuen Erkenntnisse in Bezug auf die unterschiedliche Größe der Propodi und Dactyli können sich die Tiere auch aktiv als Jäger betätigt haben.

SCHRAM (1981) erkannte, dass für das Jungpalaeozoikum Crustaceen-Gemeinschaften identifiziert werden können, die auf der Ernährungsart, der Diversität und der Zusammensetzung der beteiligten Taxa basieren. Diese Gemeinschaften zeigen eine Abhängigkeit vom Ablagerungsraum. Unterschieden wurden dabei die Räume küstennah marin, Brackwasser, Schelf, Lagune, Tiefwasser und Süßwasser.

Dieses Modell wurde von BRIGGS & CLARKSON (1989) aktualisiert und modifiziert. Nach diesen Autoren kommen dabei dem Ablagerungsmilieu und der Taphonomie eine besondere Bedeutung zu. Die Crustaceen-Gemeinschaften des Karbons in Großbritannien zeigen generell eine Zunahme der Diversität mit der Salinität (BRIGGS & CLARKSON 1989: Fig.1; CATER et al. 1989: Tab.1). So ist beispielsweise in dem Süßwassersee (oder der Brackwasserlagune) Gullane eine Art nachgewiesen, wogegen im vollmarinen Bereich von Glencarholm zehn Taxa vorkommen.

In der Bucht zwischen den Verteilerarmen eines Deltas der Fossilagerstätte Hagen-Vorhalle konnten bislang zwei Crustaceen-Arten nachgewiesen werden. Neben dem hier beschriebenen *Gorgonophontes* cf. *fraiponti* tritt der Syncaride *Pleurocaris juengeri* SCHÖLLMANN 1999 mit lediglich zwei Individuen auf. Übertragen auf das Modell von BRIGGS & CLARKSON (1989) dürfte sich diese Fossilagerstätte, aufgrund der geringen Diversität, eher in einem Brackwassermilieu gebildet haben. Diese Deutung deckt sich mit Interpretationen, die sich aus den zahlreichen Sideritkonkretionen (CATER 1987) und Messungen des Borghaltes (KRAFT 1992: 34-36) ziehen lassen. Die verringerte Salinität steht zunächst einmal im Widerspruch zu den zahlreichen stenohalinen Organismen, wie z.B. Goniatiten und auch Archaeostomatopoden. Auflösbar ist dieser Widerspruch mit einem Überschichtungsmodell, wie es bereits ZHANG (1988) annahm. Da Süßwasser spezifisch leichter ist als Salzwasser, „schwimmt“ im Mündungsbereich von Flüssen eine Süßwasserschicht auf dem Salzwasser. Diese Schichtung des Wasserkörpers verhindert eine Zirkulation, so dass eine gute Durchlüftung verhindert wird und es im Bodenbereich zu Sauerstoffmangel kommen kann.

Für dieses Modell sprechen auch die sedimentologischen Befunde. Die feinlaminierte Schichtung ist völlig intakt, es gibt keinerlei Hinweise auf Bioturbation, und benthische Organismen fehlen (SCHÖLLMANN 1999: 15). Dicht unter oder über der Sedimentoberfläche dürften demnach anoxische Verhältnisse geherrscht haben. Es ist deshalb anzunehmen, dass die Crustaceen nicht am Einbettungsort gelebt haben,

sondern als Leichen und Exuvien dorthin transportiert wurden. Aufgrund der Untersuchung von Anschliffen der verschiedenen Platten mit Massenvorkommen von Archaeostomatopoden, konnte festgestellt werden, dass die Abfolge der Laminite der verschiedenen Stücke nicht identisch ist. Es konnte kein Stück mit einem anderen parallelisiert werden. Da die Laminite aber im Grabungsbereich in Streichrichtung über bis zu 12 m verfolgbar waren, kann hieraus abgeleitet werden, dass es sich um mehrere Einschwemmungsereignisse handelt.

## Dank

Die Finanzierung des Projektes Hagen-Vorhalle und den Druck dieses Heftes übernahm das Land Nordrhein-Westfalen im Rahmen der Denkmalförderungsprogramme. Der Landschaftsverband Westfalen-Lippe stellte das Personal und die gesamte Logistik. Die Edelhoff GmbH gestattete uns die mehrjährigen Grabungen auf ihrem Gelände. Das Grabungsteam Hagen-Vorhalle leistete unter den schwierigen Bedingungen sehr gute Arbeit.

Wichtiges Vergleichsmaterial stellten Dr. L. I. Anderson (Royal Scottish Museums, Edinburgh), Dr. T. A. Demere (San Diego Museum of Natural History, San Diego), A. Kollar (Carnegie Museum of Natural History, Pittsburgh), Prof. Dr. E. Poty (Universite de Liege, Collections de Paléontologie, Liege), Dr. W. Taylor (Field Museum of Natural History, Chicago) und Dr. G. Teruzzi (Museo di Storia Naturale, Milano) zur Verfügung.

Wertvolle Hinweise lieferten Prof. Dr. C. Brauckmann (Clausthal-Zellerfeld), Prof. Dr. R. Caldwell (Berkeley), Dr. E. Gröning (Clausthal-Zellerfeld) und Prof. Dr. D. Richter (Bochum). Prof. Dr. F. R. Schram stellte wichtige Literatur zur Verfügung.

Frau Dr. E. Paproth und Herr Dipl. Geol. M. Aretz stellten den Kontakt zu Prof. Poty her.

Die Präparation der Funde aus Hagen-Vorhalle erledigten in bewährter Weise Herr M. Ludorf, Herr M. Schlösser und Frau A. Weil.

Herr Prof. Dr. H. Kerp ermöglichte mir Fotografien mit dem Wild Stereomikroskop M8 mit einer DCF 480 Digitalkamera. Frau G. Thomas erledigte die Fotoarbeiten.

Frau G. Schöllmann übersetzte die Kurzfassung.

## Schriften:

- AHYONG, S.T. (2001): Revision of the Australian Stomatopod Crustacea. – Records of the Australian Museum, Supplement, **26**: 327 S., 150 Fig.; Sidney.
- AHYONG, S.T. & LOWRY, J.K. (2001): Stomatopoda: Families. Version 1 : 1 September 2001. <http://www.crustacea.net>.
- BRAUCKMANN, C. (1991): Arachniden und Insekten aus dem Namurium von Hagen-Vorhalle. – Veröffentlichungen aus dem Fuhrrott Museum, **1**: 275 S., 78 Abb., 25 Taf.; Wuppertal.
- BRAUCKMANN, C., KOCH, L. & KEMPER, M. (1985): Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Oberkarbon) von Hagen-Vorhalle (West-Deutschland). – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **3**: 132 S., 57 Abb., 23 Taf.; Münster.
- BRAUCKMANN, C., SCHÖLLMANN, L. & SIPPEL, W. (2003): Die fossilen Insekten, Spinnentiere und Eurypteriden von Hagen-Vorhalle. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **59**: 89 S., 24 Abb. 12 Taf.; Münster.
- BRIGGS, D.E.G. & CLARKSON, E.N.K. (1989): Environmental control on the taphonomy and distribution of Carboniferous malacostracan crustaceans. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, **80**: 293 – 301, 1 Abb.; Edinburgh.
- BROOKS, H.K. (1969): Palaeostomatopoda. In: MOORE, R. C. & TEICHERT, C. (eds.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R, Arthropoda 4; R533 – R535; Lawrence (Geological Society of America and University of Kansas Press).
- CALDWELL, R.L. & Dingle, H. (1976): Stomatopods. – Scientific American, **234**: 80 – 89, 15 figs.; New York.
- CAMP, (1973): Stomatopod crustacea. – Memoirs of the Hourglass cruises, **3**: 1 – 100, 28 figs., 23 tabs., Appendix; St. Petersburg/Florida.
- CATER, J.M.L. (1987): Sedimentology of part of the Lower Oil Shale Group (Dinantian) sequence at Granton, including the Granton shrimp „bed“. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, **78**: 29 – 40; Edinburgh.

- CATER, J.M.L., BRIGGS, D.E.G. & CLARKSON, E.N.K. (1989): Shrimp-bearing sedimentary successions in the Lower Carboniferous (Dinantian) Cementstone and Oil Shale Groups of northern Britain. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, **80**: 5 – 15, 9 fig., 1 tab.; Edinburgh.
- DELMER, A., DUSAR, M. & DELCAMBRE, B. (2001): Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). – Geologica Belgica, **4**: 59 – 103, 1fig; Bruxelles.
- FACTOR, D.F. & FELDMANN, R.M. (1985): Systematics and paleoecology of malacostracan arthropods in the Bear Gulch Limestone (Namurian) of central Montana. – Annals of the Carnegie Museum, **54**: 319 – 356, 12 figs., 8 tabs.; Pittsburgh/Pennsylvania.
- FELDMANN, R.M., VILLAMIL, T. & KAUFFMAN, E.G. (1999): Decapod and stomatopod crustaceans from mass mortality Lagerstätten: Turonian (Cretaceous) of Colombia. – Journal of Palaeontology, **73**: 91 – 101, 6 figs.; Lawrence/Kansas.
- FRITSCH, A. & KAFKA, J. (1887): Die Crustaceen der böhmischen Kreideformation. – 82 S.; Prag.
- GLAESSNER, M. (1928): Die Decapodenfauna des österreichischen Jungtertiärs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **78**: 161 – 219, Taf. 3 – 4; Wien.  
– (1929): Zur Kenntnis der Häutung bei fossilen Krebsen. – Palaeobiologica, **2**: 49 – 56, Taf. 4; Wien, Leipzig.
- GRUNER, H.-E. (Hrsg.) (1993): Lehrbuch der speziellen Zoologie. Wirbellose Tiere. Teil 4: Arthropoda (ohne Insecta). – 1279 S., 699 Abb.; Fischer Jena, Stuttgart, New York.
- HAMPE, O. & HEIDTKE, U.H.J. (1997): *Hagenoselache sippeli* n.gen. n.sp., ein früher xenacanthider Elasmobranchier aus dem Oberkarbon von Hagen-Vorhalle (NW-Sauerland/Deutschland). – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **47**: 5 – 42, 12 Abb., 1 Tab.; Münster.
- HOF, C.H.J. & BRIGGS, D.E.G. (1997): Decay and mineralisation of fossil mantis shrimps (Stomatopoda, Crustacea) – a key to their fossil record. – Palaios, **12**: 420 – 438, 14 figs, 4 tabs, appendix; Lawrence/Kansas.
- JENNER, R.A., HOF, C.H.J. & SCHRAM, F.R. (1998): Palaeo- and archaeostomatopods (Hoplocarida, Crustacea) from the Bear Gulch Limestone, Mississippian (Namurian), of central Montana. – Contributions to Zoology, **67** (3): 157 – 185, 8 figs., 6 pls.;
- JOSTEN, K.-H. & AMEROM, VAN, W.J. (2003): Die Flora des Namur B aus Hagen-Vorhalle. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **61**: 303 S., 87 Abb., 117 Taf.; Münster.
- KOCH, L. (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide: Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes. – 159 S., 151 Abb.; Hagen (v.d. Linnepe Verlagsgesellschaft).
- KRAFT, T. (1992): Faziesentwicklung vom flözleeren zum flözführenden Oberkarbon (Namur B-C) im südlichen Ruhrgebiet. – Deutsche wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V., Bericht, **384-6**: 146 S., 50 Abb., 3 Tab.; Hamburg.
- KRINGS, M. (2003): A pteridosperm stem with clusters of shoot-borne roots from the Namurian B (Upper Carboniferous) of Hagen-Vorhalle (Germany). – Review of Palaeobotany & Palynology, **123**: 289 – 301, 4 pls.;
- LANGHEINRICH, G. (1968): Syndiagenetische Fossildeformationen im unteren Lias (Hettangium) von Göttingen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1966**: 666 – 680, 5 Abb.; Stuttgart.
- MANNING, R.B. (1980): The superfamilies, families, and genera of Recent stomatopod Crustacea, with diagnoses of six new families. – Proceedings of the Biological Society of Washington, **93**: 362 – 372,  
– (1995): Stomatopod Crustacea of Vietnam: The Legacy of Raoul Seréne. – Crustacean Research, Special Number, **4**: 339 p., 142 figs., 38 pl.; Tokyo.
- MERTIN, H. (1941): Decapode Krebse aus dem subherzynen und Braunschweiger Emscher und Untersenen sowie Bemerkungen über einige verwandte Forem in der Oberkreide. – Nova Acta Leopoldina, **10**: 149 – 263, 30 Abb., 8 Taf.; Halle/Saale.
- MÜLLER, A.H. (1992): Lehrbuch der Paläozoologie. Bd.1 Allgemeine Grundlagen. – 514 S., 280 Abb.; Stuttgart (Fischer).
- PATTEISKY, K. (1959): Die Goniatiten im Namur des Niederrheinisch-Westfälischen Karbongebietes. – Mitteilungen der westfälischen Berggewerkschaftskasse, **14**: 1 – 66, Abb. 1 – 18, Taf. 1 – 14; Bochum.
- PEACH, B.N. (1908): A monograph on the higher Crustacea of the Carboniferous rocks of Scotland. – Geological Survey of Great Britain, Memoirs, **1908**: 82p., 12 pl. ; Glasgow.
- REAKA, M. L. (1975): Molting in stomatopod crustaceans. I. Stages of the molt cyclus, setagenesis and morphology. – Journal of Morphology, **146**: 55 – 80, 25 figs., 1 tab; Philadelphia.  
– (1976): Lunar and tidal periodicity of molting and reproduction in stomatopod crustacea: a selfish herd hypothesis. – Biological Bulletin, **150**: 468 – 490, 3 tabs.; Lancaster.  
– (1979): Patterns of molting frequencies in coral-dwelling stomatopod crustacea. – Biological Bulletin, **156**: 328 – 342, 3 figs.; Lancaster.
- SCHÄFER, W. (1962): Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. – 667 S., 277 Abb., 36 Taf.; Frankfurt/Main.
- SCHÖLLMANN, L. (1996): Ein Massenvorkommen von Stomatopoden aus dem Namur B von Hagen-Vorhalle (Westfalen). – Terra Nostra (66. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft in Leipzig, Vortrags- und Posterkurzfassungen), **96/6**: 127; Köln.
- (1999): *Pleurocaris juengeri* n. sp., ein neuer Krebs (Malacostraca, Syncarida) aus dem Namur B von Hagen-Vorhalle (Westfalen, Deutschland). – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **52**: 5 – 17, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Münster.  
– (2000): Paläontologische Grabungen in der ehemaligen Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle. – Schriften zur Bodendenkmalpflege in NRW, **5**: 214 – 216, 2 Abb.; Mainz.
- SCHRAM, F.R. (1969): Some Middle Pennsylvanian Hoplocarida (Crustacea) and their phylogenetic significance. – Fieldiana Geology, **12**: 235 – 289, 141 figs., 3 tabs; Chicago.  
– (1977): Paleozoography of Late Paleozoic and Triassic Malacostraca. – Systematik Zoology, **26**: 367 – 379.



- (1979): British Carboniferous Malacostraca. – *Fieldiana Geology* **40**: 129 p., 57 figs., 21 tabs.; Chicago, Illinois.
- (1981): Late Paleozoic crustacean communities. – *Journal of Paleontology* **55**: 126 – 137; Lawrence/Kansas.
- (1984): Upper Pennsylvanian arthropods from black shales of Iowa and Nebraska. – *Journal of Paleontology*, **58**: 197 – 209, 8 figs.; Lawrence/Kansas.
- (1986): Crustacea. – 606 p; Oxford University Press, New York.
- SCHRAM, F.R. & HORNER, J. (1978): Crustacea from the Mississippian Bear Gulch Limestone of Central Montana. – *Journal of Paleontology*, **52**: 394 – 406, 2 pls., 6 text-fig.; Lawrence/Kansas.
- STRAELEN, V. VAN (1922): Quelques eumalacostracés nouveaux inférieure d'Argenteau près Liège. – *Annales de la Société géologique de Belgique*, **45**: M35 – M40, 3 figs., pl. 2; Liège.
- (1925): Contribution à l'étude des crustacés décapodes de la période jurassique. – *Mémoires Académie Royale de Belgique, Classe des Sciences, Coll.in 4 sér2, v.7*; Bruxelles.
- SDZUY, K. (1962): Über das Entzerren von Fossilien (mit Beispielen aus der unterkambrischen Saukianda-Fauna). – *Paläontologische Zeitschrift*, **36**: 275 – 284, 8 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- ZHANG, ZHOULIANG (1988): Sedimentologische Untersuchungen in vier Aufschlüssen im Raum Hagen-Herdecke. – 95 S., 40 Abb., 9 Tab., 1 Anl., 2 Anhänge; Münster (unveröffentlichte Diplomarbeit).
- ZIEGLER, B. (1998): Spezielle Paläontologie. Einführung in die Paläobiologie Teil 3. – 666 S., 432 Abb.; Stuttgart.

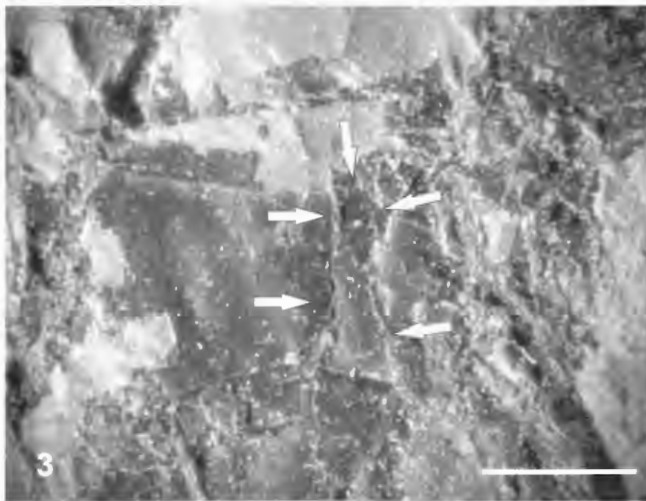
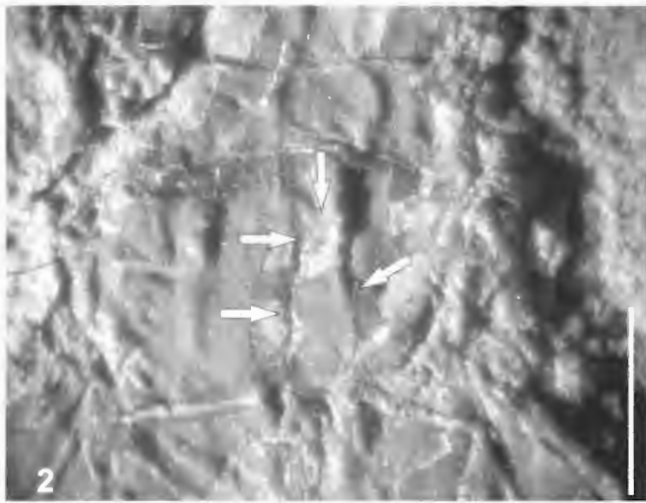
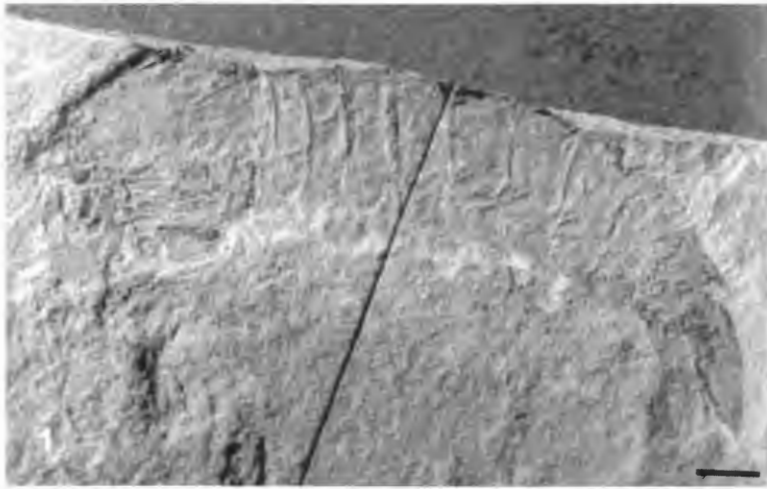
## **Tafel 1**

*Tyrannophontes acanthocercus* JENNER et al., 1998.

**Fig. 1:** I12004 Lateralansicht. Maßstab 5 mm.

**Fig. 2:** MSNM I11841 Abdominalsegment mit der Skulptur in Form eines umgekehrten U. Die Pfeile zeichnen die Struktur nach, die durch Längsfalten schwer zu erkennen ist (erneute Abbildung des bei JENNER et al. (1998: Taf. 2 Fig.5) publizierten Exemplares). Maßstab 2 mm.

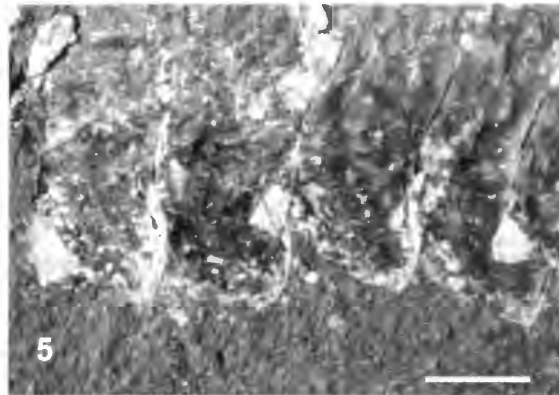
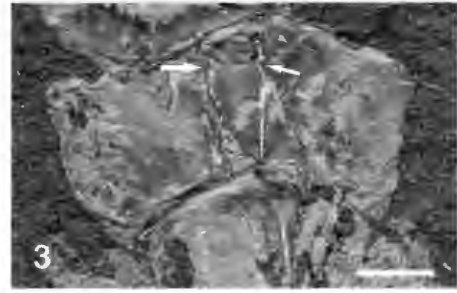
**Fig. 3:** MSNM I12433 6. Abdominalsegment mit der Skulptur in Form eines umgekehrten U. Die Skulptur wird durch die Pfeile nachgezeichnet. Maßstab 2 mm.



## Tafel 2

*Gorgonophontes peleron* SCHRAM 1984.

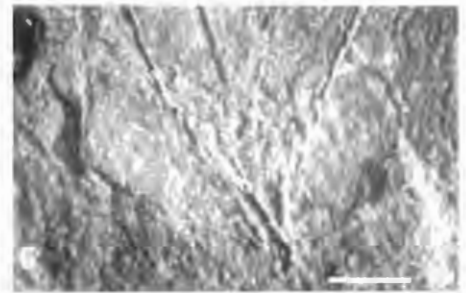
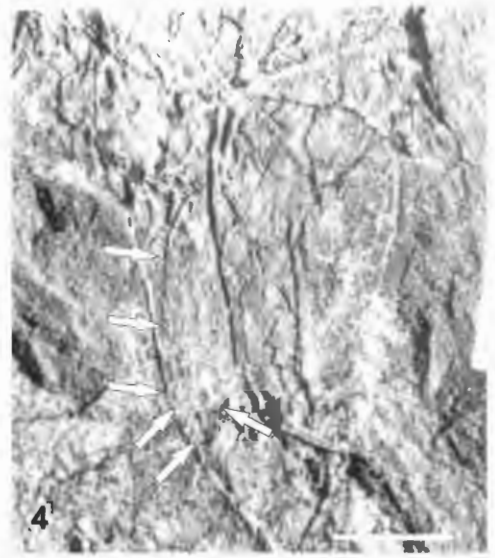
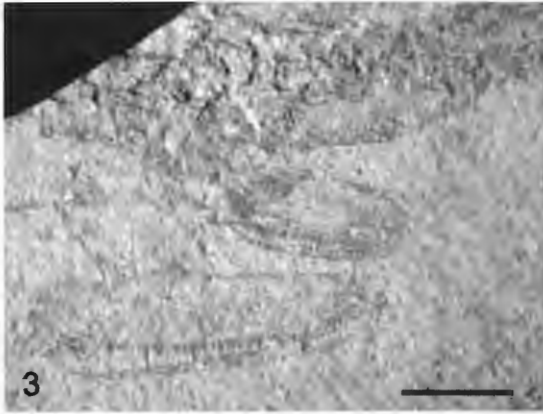
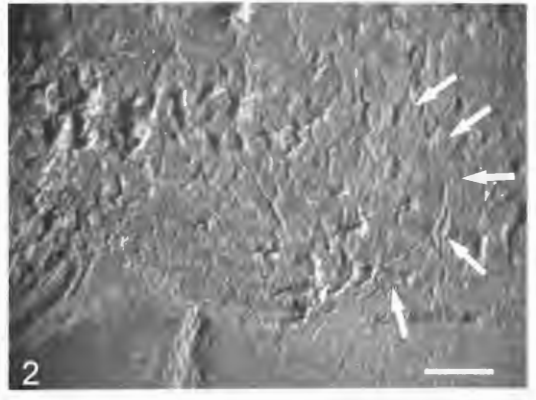
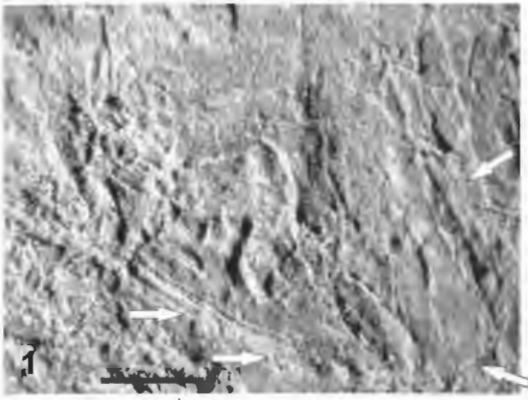
- Fig. 1:** SDSNH 4393 Dorsalansicht. Verband der Abdominalsegmente zwischen dem 5. und 6. Segment nicht mehr intakt (erneute Abbildung des bei SCHRAM (1984: Taf. 3 Fig. E) publizierten Exemplares). Maßstab 10 mm.
- Fig. 2:** Detail der Fig.1. Rostrum. Maßstab 2 mm.
- Fig. 3:** Detail der Fig. 1. 6. Abdominalsegment mit U-förmiger Struktur. Maßstab 2 mm.
- Fig. 4:** PE 14391 Lateralansicht. (Abbildung des bei SCHRAM (1984: Taf. 4 Fig. D) publizierten Exemplares in Gesamtansicht). Verband der Abdominalsegmente zwischen dem 5. u. 6. sowie dem 1. und dem Thorax nicht mehr intakt. Maßstab 10 mm.
- Fig. 5:** Detail der Fig. 4. Abdominalsegmente 5 bis 1. Abrisskanten der Segmente 3-1. Maßstab 2 mm.



### Tafel 3

*Gorgonophontes fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922).

- Fig. 1:** UL 6071. Tektonisch gestauchter Carapax in Lateralansicht. Pfeile zeichnen den typisch tyrannophontiden Umriss nach. Maßstab 2 mm.
- Fig. 2:** UL 6071. Hinterrand eines Carapax in Lateralansicht. Maßstab 2 mm.
- Fig. 3:** UL 6082. Fangbeine mit unterschiedlich langen Propodi in Lateralansicht. Maßstab 2 mm.
- Fig. 4:** UL 6079. Rechter Exopodit, Endopodit und das Telson. Endopodit asymmetrisch in einer Spitze endend. Maßstab 2 mm.
- Fig. 5:** UL 6070. Telson mit je 4 lateralen Stacheln. Maßstab 5 mm.
- Fig. 6:** Detail der Fig. 5. Telsonspitze.

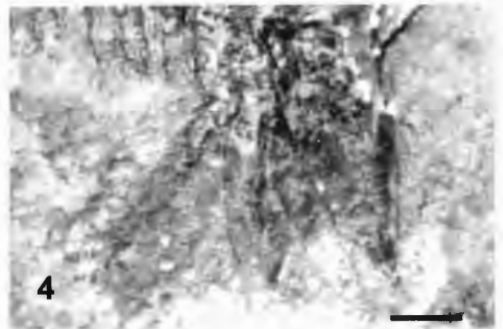
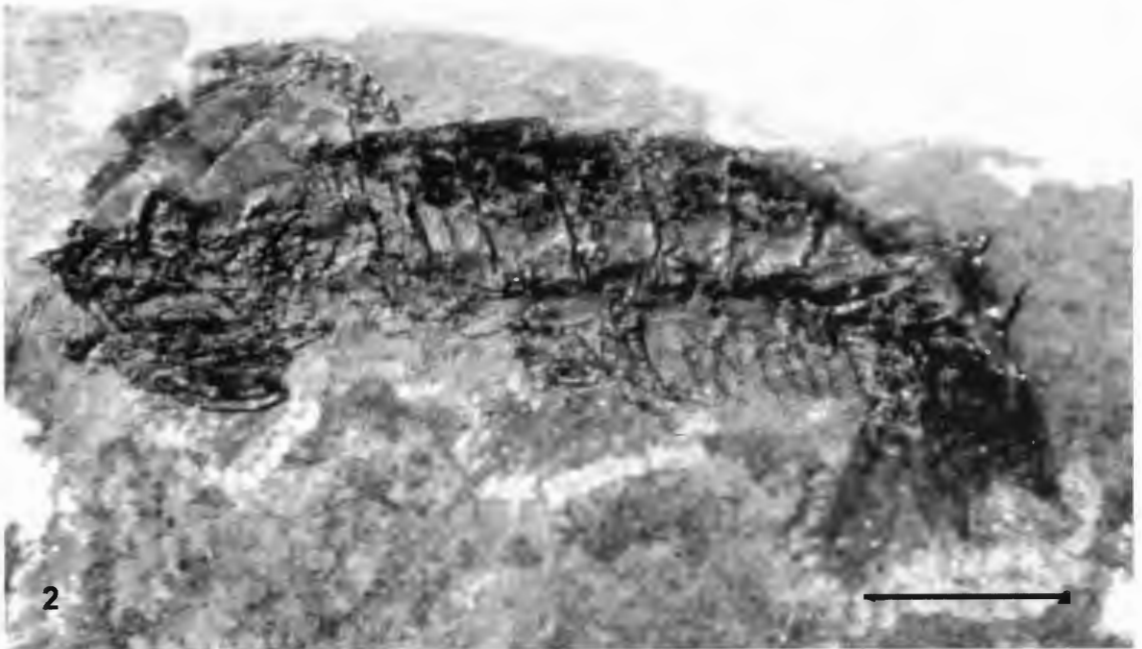


#### Tafel 4

*Gorgonophontes cf. fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922).

- Fig. 1:** Dreidimensionales Exemplar P30300 in Lateralansicht. Unterschiedlich lange Propodi. (erneute Abbildung des bei KOCH (1984: Abb. 151) publizierten Exemplares). Maßstab 5 mm.
- Fig. 2:** P32245A in Lateralansicht. Angezogene Fangbeine, Pleopoden, Schwanzfächer, Verband der Abdominalsegmente nicht mehr intakt. Maßstab 5 mm.
- Fig. 3:** Detail von Fig. 2. Pleopoden mit Endopodit und Exopodit. Maßstab. 2 mm.
- Fig. 4:** Detail von Fig. 2. Schwanzfächer. Exopodit mit Stacheln, Endopodit asymmetrisch spitz endend. Maßstab 2 mm.

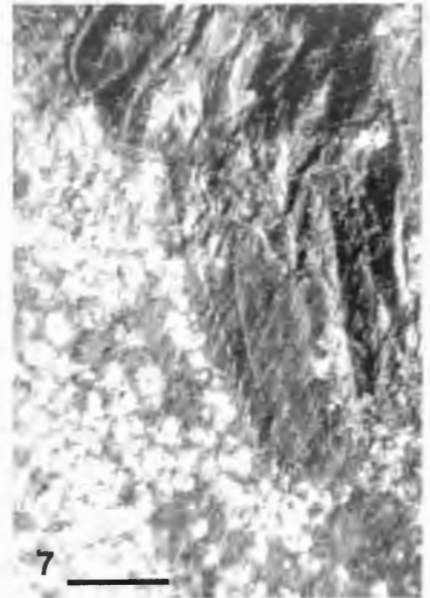
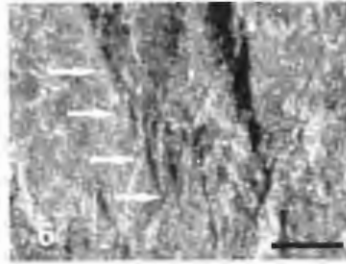
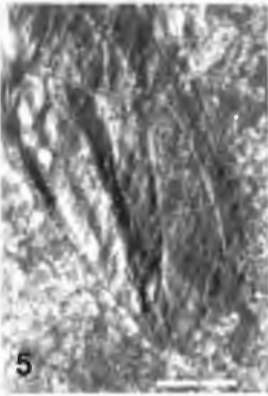
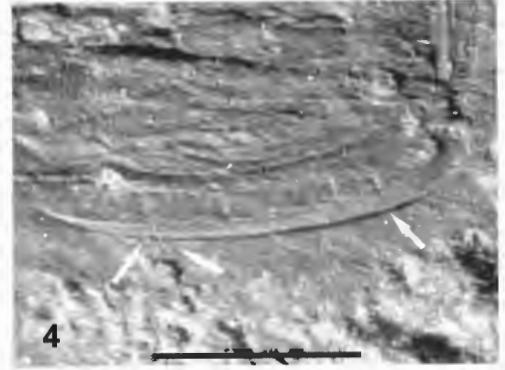
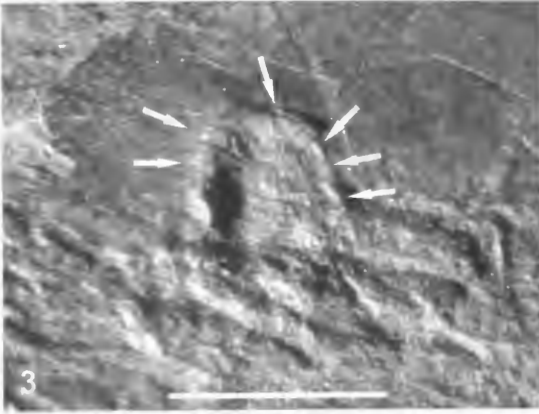
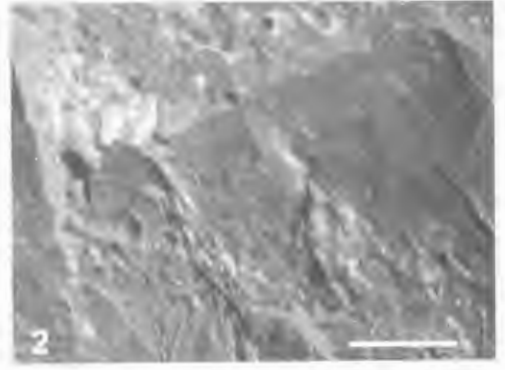




## Tafel 5

*Gorgonophontes cf. fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922).

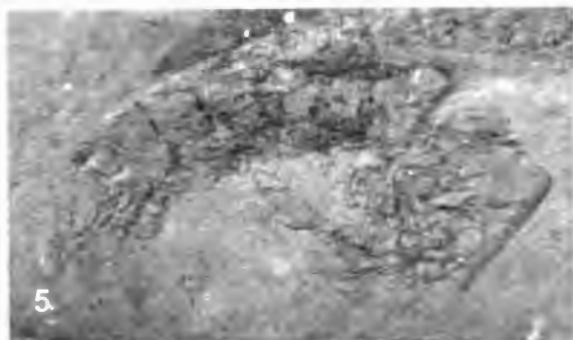
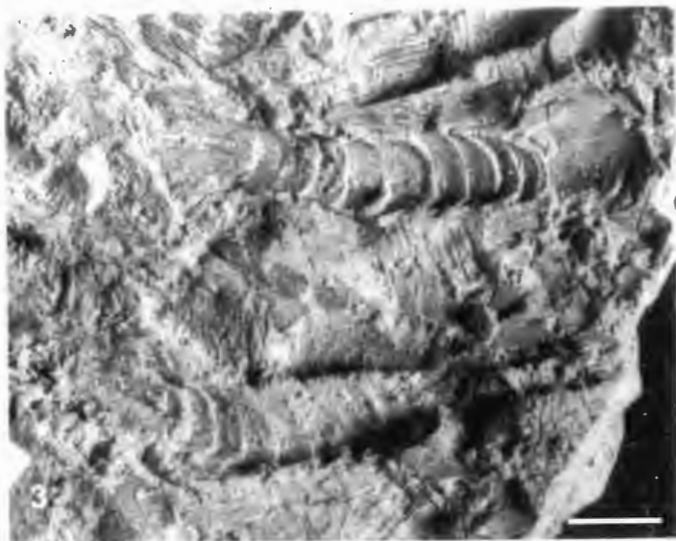
- Fig. 1:** P32244 Thorax, Carapax, angezogene Fangbeine und dreiästige 1. Antenne in Lateralansicht. Maßstab 5 mm.
- Fig. 2:** P32245A Detail (Taf. 4 Fig. 2). Carapax, Rostrum und Mandibel. Maßstab 2 mm.
- Fig. 3:** P32245B Detail (Taf. 4 Fig. 2). Mandibel mit bezahntem Außenrand (Pfeile). Maßstab 2 mm.
- Fig. 4:** P32245A Detail (Taf. 4 Fig. 2). Propodus mit zwei Reihen unterschiedlich großer Stacheln. Größe der Stacheln caudad zunehmend. Maßstab 2 mm.
- Fig. 5:** P32244 Schwanzfächer. Endopodit mit feiner Randbeborstung. Maßstab 2 mm.
- Fig. 6:** P32302 Telsonspitze mit 4 lateralen Stacheln. Maßstab 2 mm.
- Fig. 7:** P32244/16 Linker Exopodit und Endopodit. Exopodit zeigt Randstacheln. Maßstab 2 mm.



## Tafel 6

*Gorgonophontes cf. fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922).

- Fig. 1:** P30304 Abdomen und Telson. Dreidimensionale Erhaltung. U-förmige Struktur des 6. Abdominalsegmentes. Maßstab 2 mm.
- Fig. 2:** P32246 Telson und 6. Abdominalsegment. Dreidimensionale Erhaltung. Morphologie des Telsons und Skulptur des 6. Abdominalsegmentes. Maßstab 2 mm.
- Fig. 3:** P32244 Konkretion des Massenvorkommens. Mehrere dreidimensional erhaltene Tiere. Thoraxsegmente im mediodorsalen Bereich intakt. Maßstab 5 mm.
- Fig. 4:** P32244 bogenförmig vorliegender Krebs mit angezogenen Fangbeinen. Verband der Segmente des Abdomens gelöst. Maßstab 5 mm.
- Fig. 5:** P32244 Krebs mit klaffendem Spalt in Thoraxbereich. Verband der Abdominalsegmente gelöst. Winkel zwischen Thorax und Carapax. Fangbeine entfaltet. Maßstab 5 mm.

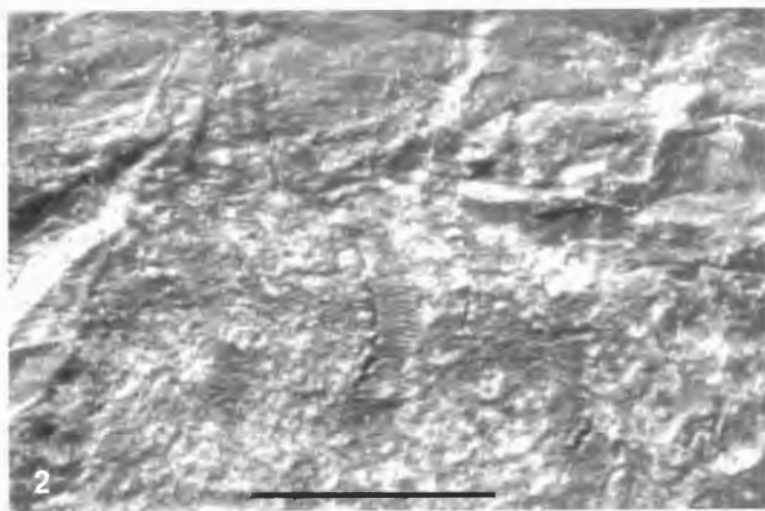


## Tafel 7

*Gorgonophontes cf. fraiponti* (VAN STRAELEN, 1922).

**Fig. 1:** P32244 Gesamtansicht des Archaeostomatopoden-Massenvorkommens. Maßstab 60 cm.

**Fig. 2:** P32244/12 Pleopoden-Spaltfuß.





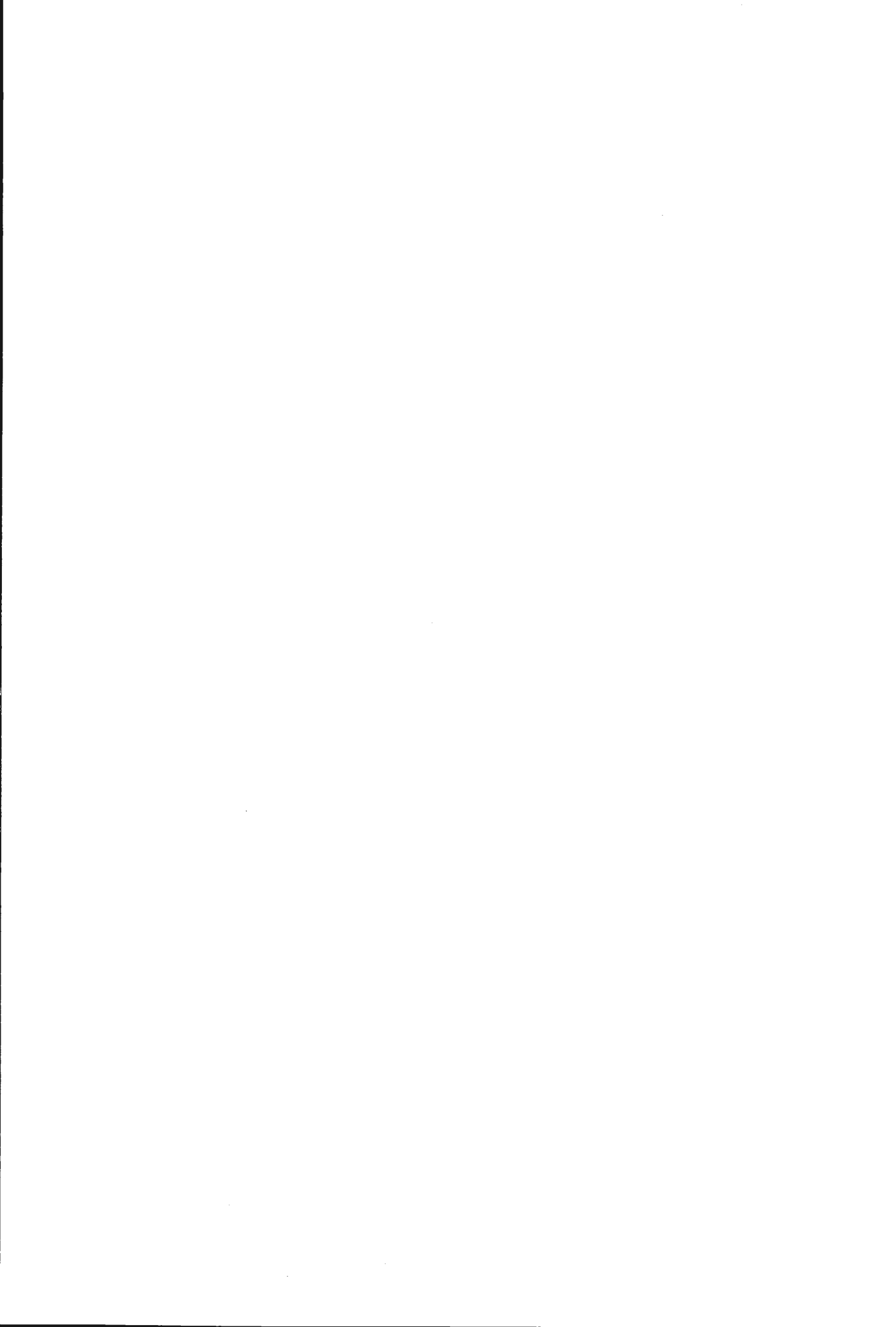




**Eine Liste der lieferbaren Hefte dieser Reihe erhalten Sie unter folgender Anschrift:**

**Westfälisches Museum für Naturkunde  
Sentruper Str. 285, 48161 Münster  
Tel.: (02 51) 5 91 - 60 97  
Fax: (02 51) 5 91 - 60 98  
e-mail: [michaela.hintemann@lwl.org](mailto:michaela.hintemann@lwl.org)**

**Preise zuzüglich Porto- und Verpackungskosten!**



# LWL

**Für die Menschen.**  
Für Westfalen-Lippe.

**Westfälisches Museum  
für Naturkunde  
Landesmuseum und Planetarium**



Sentruper Straße 285      48161 Münster  
Tel.: 0251/591-05

ISSN 0176-148X  
ISBN 3-924590-81-8