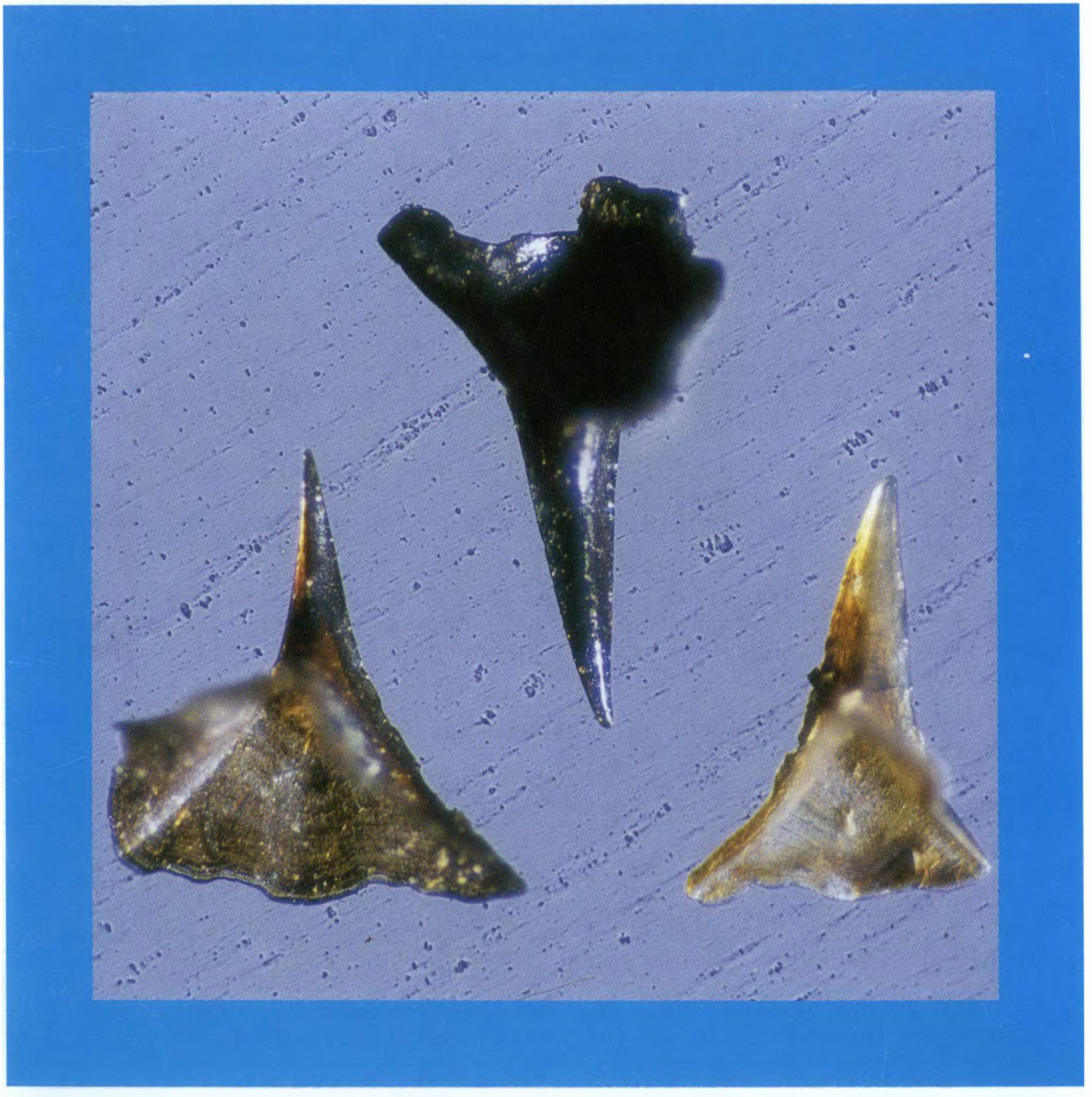
ARCHIV FÜR GESCHIEBEKUNDE

Herausgegeben vom Geologisch-Paläontologischen Institut
und Museum der Universität Hamburg
und der Gesellschaft für Geschiebekunde (GfG)



Im Selbstverlag der GfG

Arch. Geschiebekde.	Band I	Heft 1	Seite 241–304	Hamburg Mai 1992

Inhalt

HINZ I Oberkambrische Conodonten aus Schweden 243

KRUEGER H-H *Allolichas* - eine neue Trilobitengattung aus mittelordovizischen Geschieben 271

HANSCH W Zur Ostrakodenfauna in Geschieben des Grünlichgrauen Graptolithengesteins (Silur) 277

JANKE V Variationsstatistische Untersuchungen an *Nuculana deshayesiana* DUCHASTEL,1835 aus dem mitteloligozänen Septarienton von Malliß in Mecklenburg 285

KNAUST D Ein Molervorkommen (Paläogen) auf der Greifswalder Oie (Ostsee) 291

ARCHIV FÜR GESCHIEBEKUNDE ist vorgesehen für Arbeiten aus dem 1988 gegründeten *Archiv für Geschiebekunde* am Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Hamburg und für mit dessen Aufgaben in Zusammenhang stehende Veröffentlichungen. Es wird herausgegeben von der genannten Institution und der *Gesellschaft für Geschiebekunde* e.V. (GfG).
Mehrere in zwangloser Folge erscheinende Hefte werden zu einem Band vereinigt. ISSN 0936-2967.

Redaktion: PD Dr. R.Schallreuter, Hamburg (Schriftleitung); G.Pöhler, Hamburg.
Für den sachlichen Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich.

Verlag: Selbstverlag der *Gesellschaft für Geschiebekunde*.
c/o Archiv für Geschiebekunde, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Hamburg, Bundesstr. 55 (Geomatikum), D-2000 Hamburg 13.

Druck: Zeitungsverlag Krause KG, Glückstädter Straße 10 (Pressehaus), D-2160 Stade.
Die Farbklischees wurden dankenswerterweise von der Firma Reinhard Posdziech + Co, Wesloer Straße 112, 2400 Lübeck 16, zur Verfügung gestellt.

Auflage: 600 (davon 50 Sonderdrucke für die Autoren).

Die Reihe ist erhältlich über den Verlag oder die Versandbuchhandlung D.W.Berger, Pommernweg 1, D-6369 Bad Vilbel 1.

Preis des Heftes: 30,- DM (GfG-Mitglieder: 25,- DM).
[Abonnementspreis: 20,- DM (GfG-Mitglieder: 15,- DM)].

Titelbild: *Furnishina asymmetrica* MÜLLER,1959 aus einer Probe der Zone 1 des Oberkambriums von Gum, Kinnekulle (AGH 109/40), x 58. (Abb.1 der Arbeit von I.HINZ). Foto: EISERHARDT

Oberkambrische Conodonten aus Schweden

Ingelore HINZ

HINZ I 1992 Oberkambrische Conodonten aus Schweden [Upper Cambrian Conodonts from Sweden]. *Arch. Geschiebekde.* 1 (5): 241-270, 4 Tf., 8 Abb., 2 Tb., Hamburg. ISSN 0936-2967.

This paper is based on the Upper Cambrian conodont collection given to the Archiv für Geschiebekunde by MÜLLER & HINZ in 1991. The taxa briefly described herein have been selected according to their frequency, systematic characteristics and stratigraphic value. The formation of apparatuses is discussed and exemplified with three taxa. The occurrence of *Cordylodus* in the *Peltura scarabaeoides* zone is critically considered.

Ingelore Hinz, Institut für Paläontologie, Nußallee 8, D-5300 Bonn 1, Germany.

Z u s a m m e n f a s s u n g: Diese Arbeit basiert auf der Conodontensammlung aus dem Oberkambrium von Schweden, die dem Archiv für Geschiebekunde von MÜLLER & HINZ im Jahre 1991 übergeben wurde. Die hier aufgeführten Taxa wurden nach ihrer Häufigkeit, systematischen Besonderheit und ihrem stratigraphischen Wert ausgewählt. Außerdem wird die Zusammensetzung von Apparaten an Hand einiger Taxa diskutiert. Das Auftreten von *Cordylodus* in der *Peltura scarabaeoides*-Zone wird im Hinblick auf die weltweite Korrelationsmöglichkeit kritisch beleuchtet.

Einleitung

Das Vorkommen von Conodonten im Kambrium Europas wurde zuerst an Hand von Material aus Geschieben belegt. Bereits 1956 berichtete MÜLLER über das Vorkommen von Conodonten in zwei oberkambrischen Geschieben der Mark Brandenburg. 1959 verfaßte er dann die erste umfangreiche Beschreibung oberkambrischer Conodonten aus Nordamerika, Schweden und norddeutschen Geschieben. Die nachfolgenden Untersuchungen zahlreicher Autoren konzentrierten sich hauptsächlich auf die Kambrium/Ordoviz-Grenze. Die monographische Bearbeitung der oberkambrischen Conodonten von Schweden durch MÜLLER & HINZ (1991) ist die erste umfassende Dokumentation der Conodontenfauna auch für das tiefere Oberkambrium. Das von MÜLLER 1959 bearbeitete Material wurde durch weitgespannte Neuaufsammlungen in Schweden (Abb.2-3) ergänzt und dokumentiert die gesamte stratigraphische Abfolge von der *Agnostus pisiformis*- bis zur *Peltura scarabaeoides*-Zone (Tb.1).

V	c	*Peltura scarabaeoides*-Zone
	b	*Peltura minor*-Zone
	a	*Protopeltura praecursor*-Zone
IV		*Leptoplastus*-Zone
III		*Parabolina spinulosa*-Zone
II		*Olenus*-Zone
I		*Agnostus pisiformis*-Zone

Tabelle 1. Zoneneinteilung des Oberkambriums (nach MÜLLER & HINZ 1991).

In der Regel sind Conodonten im Kambrium noch relativ selten, und nur intensivste Sammeltätigkeit über einen Zeitraum von mehr als zehn Jahren führte zu der nun vorliegenden Kollektion von mehreren zigtausend Exemplaren. Die weitreichenden Vorteile eines so großen Materials werden im folgenden kurz skizziert:

a) Entgegen früherer Meinung weisen auch schon Conodonten aus dem Kambrium eine enorme Formenvielfalt und Differenzierung auf.
b) Auch seltenere Formen werden erfaßt.
c) Die Chance, Cluster (= Conodontenapparate oder Teile derselben) zu gewinnen, vergrößert sich.

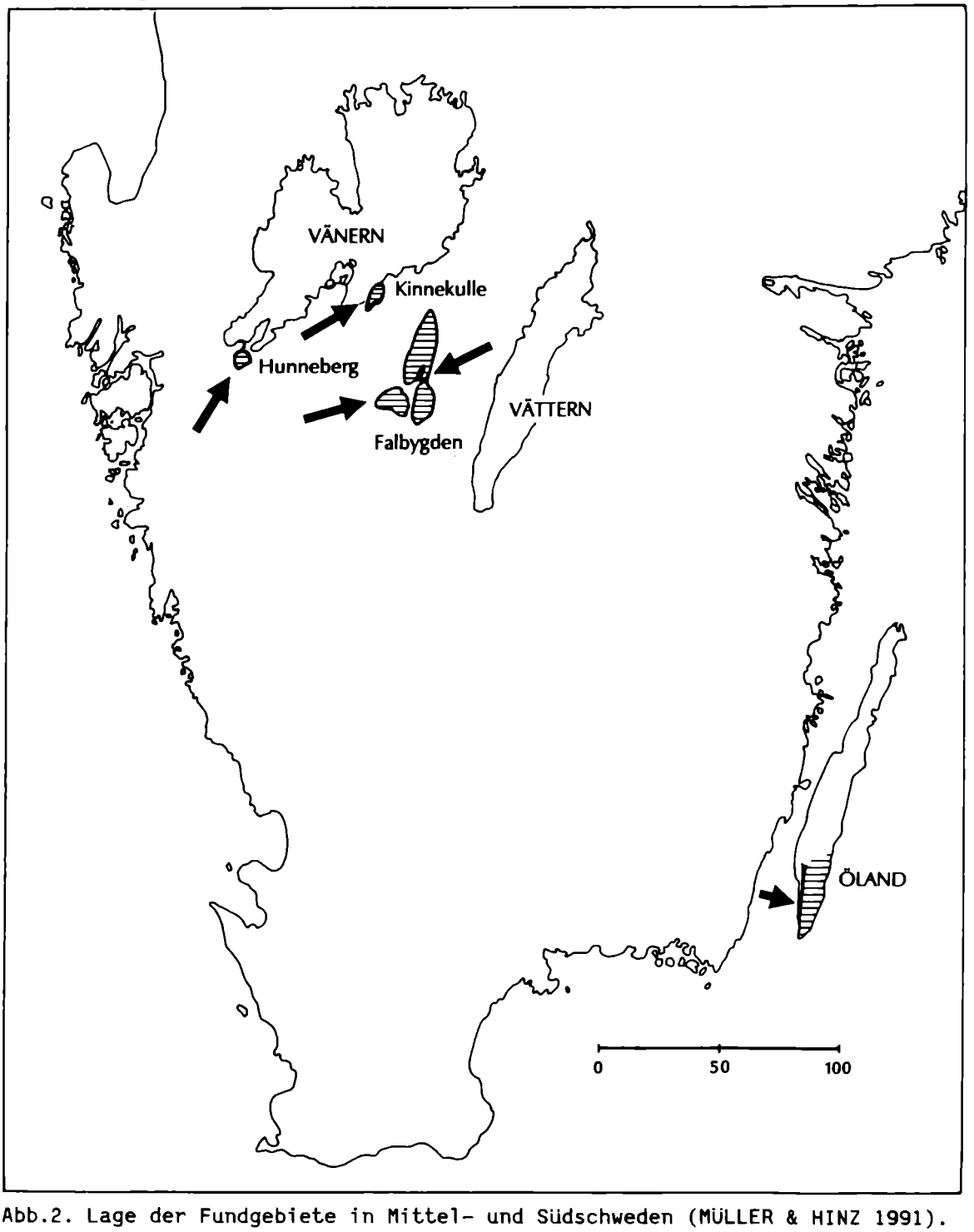


Abb.2. Lage der Fundgebiete in Mittel- und Südschweden (MÜLLER & HINZ 1991).

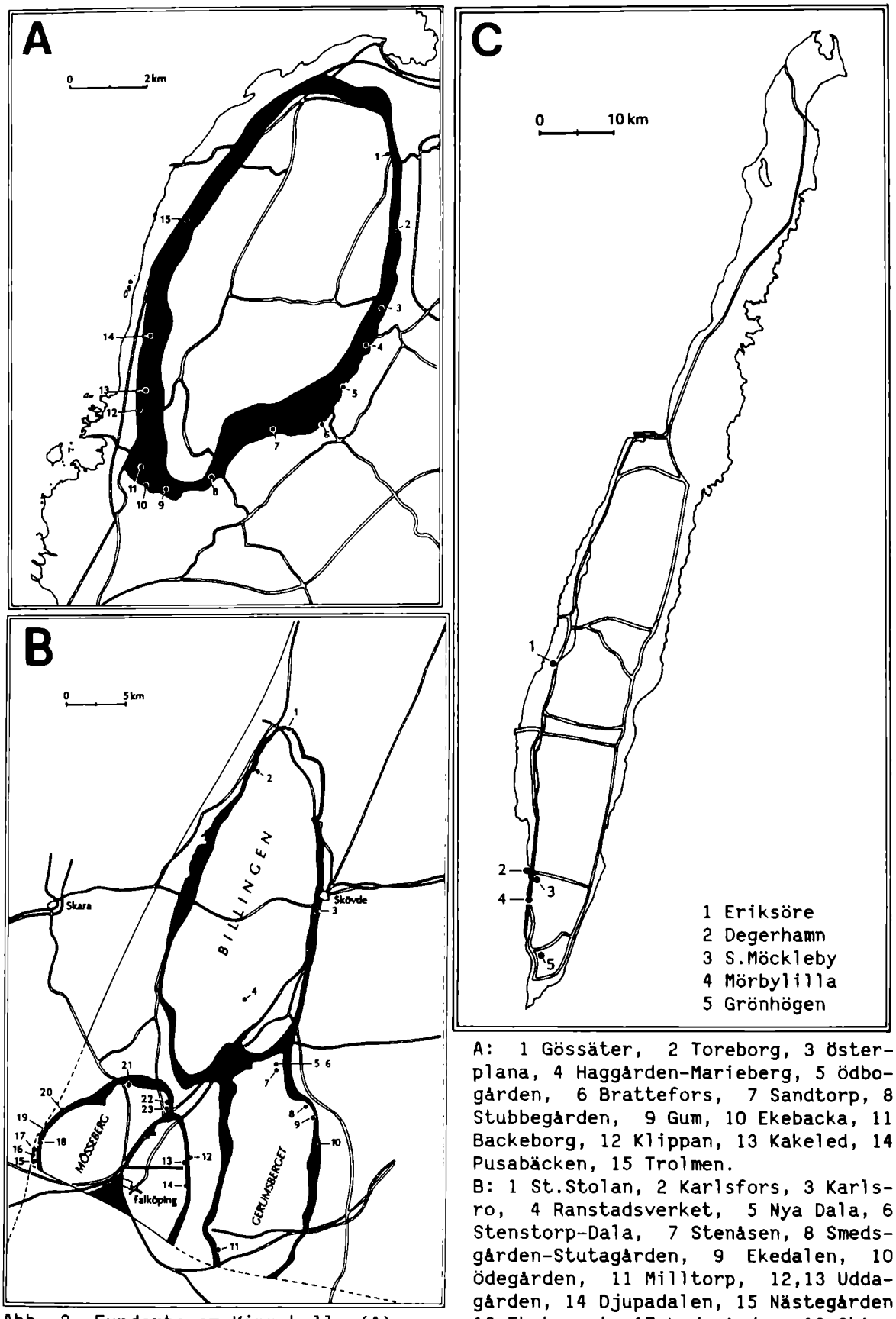


Abb. 3. Fundorte am Kinnekulle (A), in Falbygden (B) und auf öland (C) (nach MÜLLER & HINZ 1991).

A: 1 Gössäter, 2 Toreborg, 3 österplana, 4 Haggården-Marieberg, 5 ödbogården, 6 Brattefors, 7 Sandtorp, 8 Stubbegården, 9 Gum, 10 Ekebacka, 11 Backeborg, 12 Klippan, 13 Kakeled, 14 Pusabäcken, 15 Trolmen.
B: 1 St.Stolan, 2 Karlsfors, 3 Karlsro, 4 Ranstadsverket, 5 Nya Dala, 6 Stenstorp-Dala, 7 Stenåsen, 8 Smedsgården-Stutagården, 9 Ekedalen, 10 ödegården, 11 Milltorp, 12,13 Uddagården, 14 Djupadalen, 15 Nästegården 16 Ekeberget, 17 Ledsgården, 18 Skår, 19 Kleva, 20 St.Backor, 21 Gudhem, 22 Rörsberga, 22 Rödsberga, 23 Tomten.

d) Morphologische Vergleiche ermöglichen die Aufstellung ontogenetischer Reihen, das Erkennen von Variationen und Konvergenzen.
e) Aussagen über die stratigraphische Reichweite können präzisiert werden. Aufgrund ihrer Langlebigkeit sind die Paraconodonten allerdings als Leitfossilien ungeeignet. Manche von ihnen können jedoch die ungefähre Position im tieferen oder höheren Oberkambrium anzeigen (Tb.2).
f) Paläogeographische Rückschlüsse, die man aus der Verbreitung gewisser Taxa gezogen hat, können anhand neuer Funde überprüft bzw. revidiert werden.

Das Material stammt aus den fossilführenden Stinkkalken (Orsten) des Oberkambriums, die zur sog. Alaunschiefer Formation gehören. Mit nur 20-30 m Dicke ist sie zwar relativ geringmächtig, aber über ein weites Gebiet einschließlich der Ostsee und großer Teile Polens verbreitet. Die gesamte Serie wurde in einem fast völlig abgeschlossenen Becken abgelagert. Insgesamt repräsentiert die individuenreiche, aber nicht sehr verschiedenartige Fauna ein regionales Phänomen. Dazu gehört auch das völlige Fehlen von Mollusken, einer sonst häufigen Gruppe in kambrischen Sedimenten. Auf der anderen Seite sind lokale Massenvorkommen einer einzigen Art, z.B. von *Phakelodus tenuis* oder *Orusia lenticularis*, nachgewiesen. Wiederum andere Taxa treten nur punktuell auf.

Bemerkenswert ist auch die chemische Zusammensetzung des Alaunschiefers: er enthält viele Spurenelemente, darunter besonders Uran und Vanadium. Vor allem die *Peltura*-Zone weist die höchsten Konzentrationen auf und stellt auch gleichzeitig die fossilreichsten Ablagerungen der ganzen Serie dar.

Die zahlreichen Aufschlüsse im höheren Kambrium sind durch den kommerziellen Abbau des Alaunschiefers im 18. und 19. Jahrhundert bedingt. Aus anstehendem Gestein und Geschieben wurden sechs verschiedene Lithologien gesammelt, die im folgenden kurz charakterisiert werden:

Typ A: Schwarzer bis grauer Kalk, mikritisch bis sparitisch, dünnlagig. Hoher organischer Anteil (Stinkkalk). Trilobitenexuvien meist gesteinsbildend.

Typ B: Beiger, sparitischer Kalk. Gebankt oder in dünner Wechsellagerung mit Typ A. Trilobiten in Erhaltung und Häufigkeit wie in Typ A. Z.T. phosphatische Abscheidungen.

Typ C: Schwarzer, feinkörniger Kalk. Hoher organischer Anteil. Mikritische Matrix oft rekristallisiert. Geringer Fossilgehalt.

Typ D: Hellgrauer Kalk, mikritisch bis sparitisch. Dunkle, fleckige Phosphatabscheidungen. Hoher Fossilanteil, aber grob zerrieben.

Typ E: Schwarzer, mikritischer Kalk, dünnlagig. Fossilschill z.T. gesteinsbildend.

Typ F: Weißlich bis grau verwitterter Kalk. Hoher Anteil an feinzerriebenen Fossilien. Trilobiten als häufigste Komponente.

Material und Aufbereitung. Bei der Materialauswahl wurden reine Kalke, die nur geringe Lösungsrückstände hinterlassen, bevorzugt. Sie sind i.d.R. hellbeige bis grau verfärbt. Dunkle Gesteine mit einem hohen organischen Anteil sind weniger geeignet. Besonders kleine, gleichmäßig gerundete Knollen mit glatter Oberfläche ergaben eine reiche, wohlerhaltene Fauna.

Insgesamt wurden 1200 kg Gesteinsmaterial mit 10-15%iger Essigsäure geätzt. Das fraktionierte Lösen unter Verwendung von Sieben mit Maschenweiten von 0,34 und 0,25 mm trug wesentlich dazu bei, Cluster und andere fragile Exemplare vor dem Zerbrechen zu bewahren. Aus diesem Grund wurde auch auf Konzentrationsmöglichkeiten mit Hilfe der Schweretrennung oder des Magnetscheiders verzichtet. Die Sklerite wurden mit doppelseitigem Klebeband oder einem Hochvakuumwachs auf Aluminiumträger geklebt und mit dem Rasterelektronenmikroskop z.T. auch stereoskopisch fotografiert.

Dem Archiv für Geschiebekunde Hamburg (AGH) wurde eine Kollektion von Belegstücken der Fauna übergeben (s.Tb.2); der überwiegende Anteil der hier dokumentierten Sklerite stammt aus dieser Sammlung. In einigen Fällen wurden Ergänzungen aus dem Sammlungsbestand der Autoren vorgenommen. Dieses Material ist im Institut für Paläontologie der Universität Bonn (UB) aufbewahrt.

Die bei den systematischen Kurzbeschreibungen fehlenden ausführlichen Synonymlisten können der Monographie von MÜLLER & HINZ (1991) entnommen werden.

Zur Farbe der Conodonten. Euconodonten, die sich an der Wende Kambrium/Ordovizium stark entfalten und bis in die Trias reichen, sind auf Grund ihrer Färbung geeignete Indikatoren für den Metamorphosegrad von Gesteinen. EPSTEIN, EPSTEIN & HARRIS (1977) führten den sog. CAI (colour alteration index) ein, der sechs experimentell ermittelte Metamorphosegrade mit Temperaturen von <50°C - >300°C umfaßt. Im Normalfall sind die Conodonten hell bernsteinfarben und durchscheinend; bei zunehmenden Temperaturen verdunkelt sich jedoch die Farbe bis hin zu schwarz. Bei dem hier vorliegenden Material, bei dem es sich überwiegend um Paraconodonten handelt, ist auffällig, daß verschiedene Farbabstufungen nicht nur innerhalb einer Probe, sondern dort auch bei ein und derselben Art vorkommen (Abb. 1). Eine thermische Veränderung ist somit ausgeschlossen. Auch die von OLGUN (1987) geäußerte Behauptung, daß die robusten, großgewachsenen Formen dunkler seien als die zierlichen, konnte nicht nachvollzogen werden. Vielmehr scheint die Farbvariation von hellgelb und durchsichtig bis schwarz auf eine sekundäre Verfärbung zurückzugehen. Ursache hierfür ist der Orsten. Der Orsten ist ein z.T. sehr feingebändertes Sediment. Je nachdem, ob die Conodonten nun in einer dunklen oder hellen Lage eingebettet waren, treten entsprechend gefärbte Sklerite auch nebeneinander in den einzelnen Proben auf. Graue bis weißliche Farben lassen dagegen auf eine oberflächennahe Verwitterung, eine Oxidation der organischen Substanz vor der Einbettung, oder auch auf eine Anätzung während des Präparationsprozesses schließen.

Systematischer Teil

Conodonten sind primär phosphatische, zähnchenartige Gebilde mit unterschiedlichen Oberflächenstrukturen bzw. -skulpturen. Das Hauptmerkmal für eine systematische Untergliederung ist jedoch der Wachstumsmodus. Hier unterscheidet man zwei Gruppen:

1. Paraconodontida mit basal interner Anlagerung, also einem nach unten gerichteten Wachstum. Diese Gruppe wird weiter unterteilt in Protoconodonten mit geraden, schräg nach außen gestellten Lamellen (Abb. 4A) und Paraconodonten i.e.S., bei denen die Lamellen nach außen umgebogen sind (Abb. 4B).
2. Conodontophorida (= Euconodonten) mit äußerer Apposition, d.h. einem gleichzeitig nach oben und unten gerichtetem Wachstum (Abb. 4C).

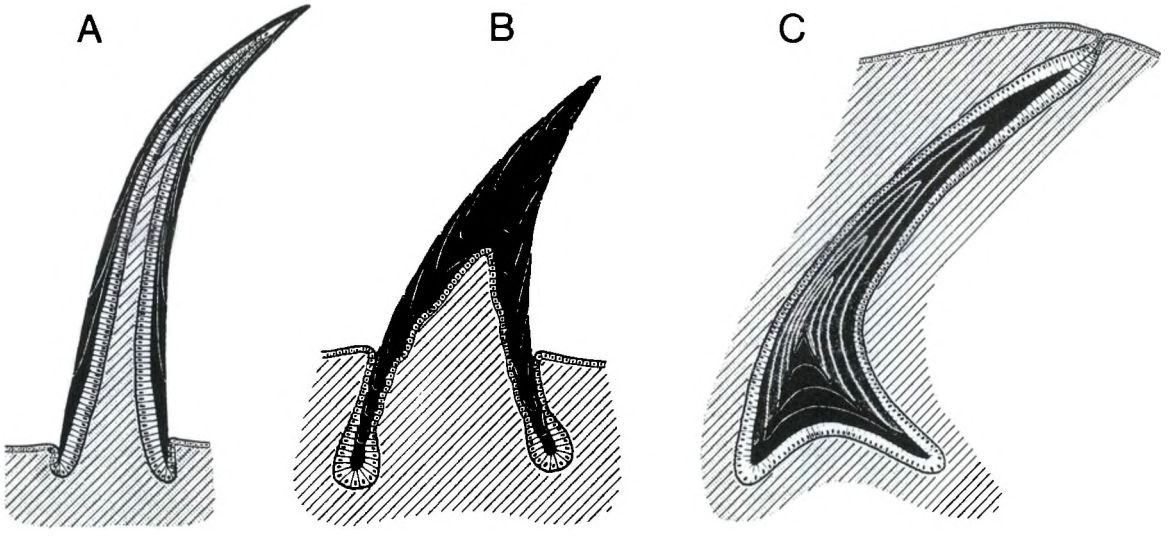


Abb.4. Wachstumsmodus eines Protoconodonten (A), Paraconodonten (B) und Euconodonten (C) (nach BENGTSON 1976).

Die systematische Stellung der Conodonten ist noch immer umstritten. Seit 1856, als von PANDER die ersten Conodonten beschrieben wurden, hat es über 50 verschiedene Zuweisungen zu unterschiedlichen Tier- und sogar Pflanzengruppen gegeben. In den letzten Jahren konzentrierte sich aber die Diskussion auf eine Beziehung zu den Chordaten oder den Chaetognathen.

Besonders zwischen den Protoconodonten und den Chaetognathen gibt es eine Reihe morphologischer und struktureller Ähnlichkeiten (SZANIAWSKI 1980, 1982, 1987, BENGTSON 1983); daher plädieren manche Autoren für ein Abtrennen der Protoconodonten von den "eigentlichen" Conodonten (SWEET in CLARK et al. 1981) und stellen sie zu den Chaetognathen. Diese besitzen einen Apparat, der zum Greifen oder auch Festhalten der Beute dient. Die daraus resultierenden Abnutzungsspuren sind jedoch bei protoconodontiden Elementen nicht nachgewiesen. Es wäre durchaus denkbar, daß sich die Chaetognathen aus den Protoconodonten entwickelt haben; der Nachweis von fossilen Chaetognathen fehlt bisher. Vor dem Hintergrund ökologischer Anpassung müßte auch damit gerechnet werden, daß ihr Aussehen und Freßverhalten deutlich von dem heutigen Erscheinungsbild abweichen kann. Einer verwandtschaftlichen Beziehung zu den Chaetognathen widerspricht auch nicht das von BENGTSON (1976) vorgestellte evolutive Modell, das die Entwicklung von Proto- über Para- zu den Euconodonten oder Conodontophorida erklärt. Von Übergängen zwischen Para- und Euconodonten wurde wiederholt berichtet (MILLER 1976, 1980, SZANIAWSKI & BENGTSON 1988), zwischen Proto- und Paraconodonten sind sie bisher nicht bekannt. Dies könnte auch an der Tatsache liegen, daß der Unterrand der Protoconodonten nur von einer einzigen Lamelle gebildet wird und dementsprechend nicht, oder kaum erhaltungsfähig ist. Eine evolutive Entwicklung der Conodonten wäre auch nach ihrem stratigraphischen Auftreten plausibel: Protoconodonten, als die primitivsten Vertreter, sind bereits von der Präkambrium/Kambrium-Grenze an bekannt. Paraconodonten i.e.S. gibt es zwischen dem Mittelkambrium und dem Mittelordoviz. Euconodonten treten erst im unteren Oberkambrium auf, erleben eine starke Entfaltung im Ordoviz und sterben in der oberen Trias aus. Das Kambrium ist somit ein Zeitraum, in dem alle drei Formen nebeneinander existieren.

Conodontenapparate

Die Rekonstruktion von Conodontenapparaten, insbesondere bei postkambrischen Formen, basiert auf in situ Funden euconodontider Sklerite auf Schieferflächen, oder auch auf Clustern, die aus verschiedenen, oft als unterschiedliche Taxa beschriebenen, Elementen bestehen. Sie bilden die sog. "multi-element" Apparate, die sich nach NICOLL (1985) aus den sortierenden (M, Sa-Sd) und den zerkleinernden (Pa, Pb) Elementen zusammensetzen. Bei den sortierenden Elementen werden noch primäre, d.h. stets vorhandene (M, Sa-Sc), und sekundäre, also fakultativ auftretende Sklerite (Sd) unterschieden. Postkambrische Conodontenapparate setzen sich i.d.R. aus 15 Elementen zusammen, die den 7 o.a. Typen angehören. Ihre Anordnung nach NICOLL (1985) ist in Abb. 5 wiedergegeben.

Nach diesem Muster wurden von NICOLL & SHERGOLD (1991) auch die verschiedenen Morphotypen der im obersten Oberkambrium Australiens auftretenden Gattung *Hispidodontus* eingeteilt. Die morphologisch verwandte, im tiefen Oberkambrium Schwedens auftretende, euconodontide *Cambropustula* zeigt nicht die starke Differenzierung zu hochkonischen Formen, jedoch kann in Anlehnung an o.g. Autoren und an NICOLL (1985: Fig. 6, *Ozarkodina brevis*) nahezu das gesamte Spektrum der Elemente nachgewiesen werden (Abb. 6A). Das M- und Sa-Element wurde von MÜLLER & HINZ (1991) als Morphotype α bezeichnet, die Sb- und Sc-Elemente gehören zu Morphotype Γ, das Sd-Element zu Morphotyp β und das P-Element zu Morphotyp σ (s.a. Abb. 7).

Während NICOLL (1991, pers. Mitt.) auch für Einfachzähnchen die Bezeichnungen Sa-Sd, Pa, Pb anwendet, schlägt ARMSTRONG (1990) für diese Formen eine andere Terminologie vor, um bisher nicht nachgewiesene Homologisierungen zu vermeiden. Er unterscheidet symmetrische, prokline (sym. p), asymmetrische,

stärker zurückgebogene (aq), asymmetrische, sehr stark zurückgebogene (r) und symmetrische, sehr stark zurückgebogene (sq) Elemente, wobei es auch Spielraum für Übergangsformen gibt.

Das Kambrium ist eine Periode, in der vor allem die Einfachzähnchen vertreten sind. Sie gehören ganz überwiegend zu den Proto- bzw. Paraconodonten s.str. Die in ihrer systematischen Stellung etwas umstrittenen Protoconodonten bilden auch erwiesenermaßen unimembrate Apparate, d.h. solche, die nur aus einem Formtyp bestehen (Tf. 2). Bei den Paraconodonten s.str., die in ihrem zeitlichen Auftreten zwischen Proto- und Euconodonten stehen, gibt es noch keine zuverlässigen Dokumente über die Zusammensetzung von Apparaten. Bisher sind nur wenige Fälle von Verklebungen von maximal drei Skleriten desselben Formtyps bekannt (z.B. in MÜLLER & HINZ, 1991: *Furnishina furnishi*, T. 13, F. 11; *Trolmenia acies*, Tf. 26, F. 11; *Nogamiconus falcifer*, Tf. 21, F. 16). In Anlehnung an die u.a. von ARMSTRONG (1990) rekonstruierten Apparate von *Panderodus* und *Walliserodus* könnte der von MÜLLER & HINZ (1991) mit drei Morphotypen beschriebene *Prooneotodus gallatini* einen aus 6 verschiedenen Typen bestehenden Apparat gebildet haben, der in Abb. 6B dargestellt ist. Ebenso könnten nach ihrem stratigraphischen und regionalen Auftreten auch die Taxa *Furnishina curvata*, *Furnishina furnishi* und *Furnishina gossmannae* Elemente eines einzigen Apparates darstellen (Abb. 6C).

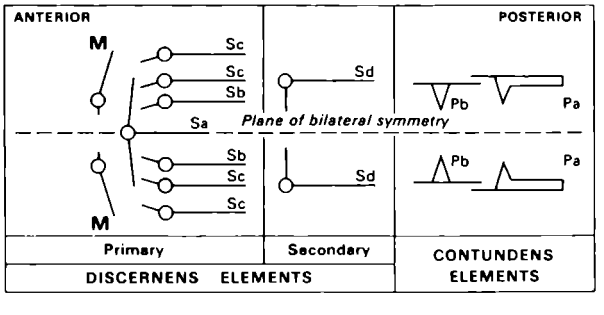


Abb. 5. Mutmaßliche Anordnung der Elemente in der Kopfregion des Conodontentieres in Seiten- und Vorderansicht und ihre Bezeichnung am Beispiel von *Polygnathus xylus xylus* (aus NICOLL 1985: Abb.10).

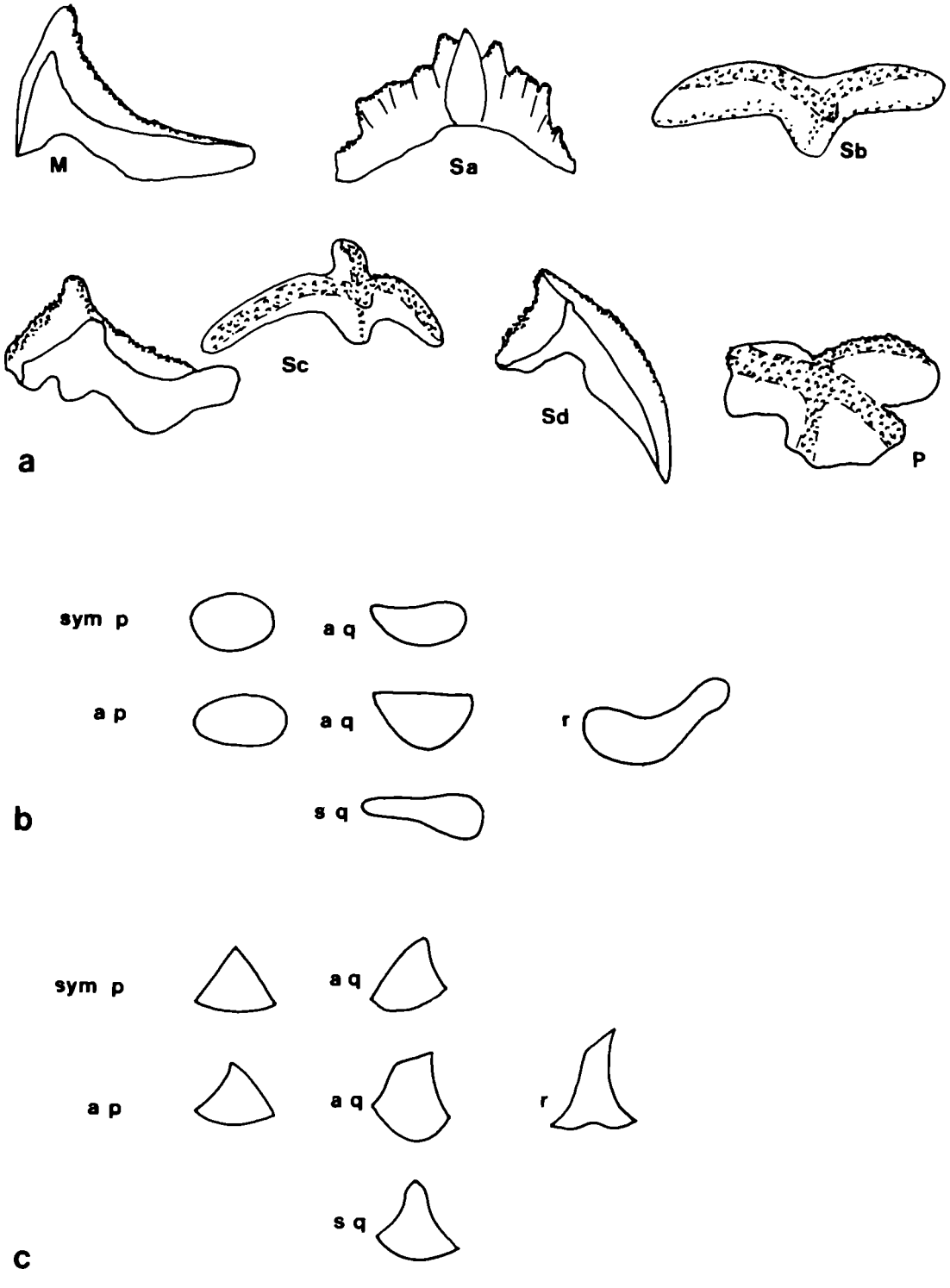


Abb. 6. Mutmaßliche Zusammensetzung der Apparate von A: *Cambropustula kinnekullensis*, B: *Prooneotodus gallatini*, C: *Furnishina furnishi* (gezeichnet nach MÜLLER & HINZ 1991: A: Tf.44, F.5-7,11; Tf.45, F.4,11,16; B: Tf.24, F.24,28, 20,7,16,5; C: Tf.13, F.12,1,7,9,3,16).

Ordnung Paraconodontida MÜLLER,1962

Genus *Furnishina* MÜLLER,1959
Typusart: *F. furnishi* MÜLLER,1959

Furnishina asymmetrica MÜLLER,1959
Tf. 1, F. 18

D i a g n o s e: Paarige, gerade oder leicht prokline Einfachzähnchen. Vorderseite mit weit gerundeter, medianer Costa. Scharfe, anterolaterale Schneiden z.T. leicht gezähnelt. Rückseite mit deutlicher, medianer Costa. Basalrand glatt oder gewellt. Äußere Oberfläche glatt, Innenseite mit austretenden Wachstumslamellen.
G r ö ß e: 460-1000 µm.
M a t e r i a l: 560 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-Vb; öland: Zone Vc.

Furnishina furnishi MÜLLER,1959
Tf. 1, F. 7

D i a g n o s e: Schlanke, zurückgebogene Einfachzähnchen. Vorderseite abgeflacht, begrenzt durch scharfe, anterolaterale Costae. Rückseite mit medianem Kiel. Flanken subsymmetrisch; Basalöffnung subdreieckig bis glockenförmig. Oberfläche und Basalrand glatt.
G r ö ß e: 470-870 µm.
B e m e r k u n g: Ursprünglich wurde *Furnishina furnishi* als Sammelbegriff für alle nicht eindeutig einer anderen Art zuzuordnenden Formen benutzt. Ihre Verbreitung umfaßte entsprechend auch alle Zonen des Oberkambriums. Neue Erkenntnisse haben ein etwas engeres Artenkonzept ergeben, wonach *F. furnishi* erst ab Zone III erscheint.
M a t e r i a l: 300 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone III-Vc; öland: Zone Vc.

Furnishina kleithria MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 3, F. 4

D i a g n o s e: Subsymmetrische Sklerite mit deutlich rückwärtig gekrümmtem Apex. Vorderseite abgeflacht, seitlich durch relativ breite Schneiden begrenzt. Starke laterale Einziehung, Rückseite gerundet und weit zu schlüssellochähnlicher Basalöffnung aufgebogen. Oberer Teil der öffnung setzt sich als Costa bis zur Spitze fort.
G r ö ß e: 330-510 µm.
M a t e r i a l: 150 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I,$V_{undiff.}$.

Furnishina kranzae MÜLLER & HINZ,1991
Abb. 8 F. 3

D i a g n o s e: Prokline Elemente mit leicht seitlich abgebeugtem Hauptzähnchen. Vorderseite flach bis leicht konvex; Rückseite schmal, Kiel oder Costae fehlen. Flanken asymmetrisch konvex oder konvex-konkav ausgebildet. Basalöffnung subdreieckig. Äußere Oberfläche glatt.
G r ö ß e: 770-1100.
M a t e r i a l: 50 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone II.

Furnishina polonica SZANIAWSKI,1971
Tf. 1, F. 13

D i a g n o s e: Rekline Einfachzähnchen mit abgeflachter Vorderseite. Anterolaterale Costae verschwinden auf dem Hauptzahn. Rückseite konvex mit öffnung zu weiter, asymmetrischer Basis. Costae oder Kiel fehlen. Die jeweils stärker entwickelte Flanke kann eine schräge Rippe tragen. Basalrand und äußere Oberfläche glatt, Innenseite z.T. mit austretenden Wachstumslamellen.
G r ö ß e: 450-720 µm.
M a t e r i a l: 450 Exemplare
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-IV; Geschiebe von Berlin: Zone II.

Furnishina primitiva MÜLLER,1959
Tf. 1, F. 3

D i a g n o s e: Schlanke, leicht zurückgebogene Sklerite, Hauptzähnchen meist seitlich abgebeugt. Vorderseite flach, anterolaterale Costae gerundet. Rückseite mit breit gerundeter, medianer Costa; Flanken asymmetrisch ausgebildet, z.T. flach oder konkav. Basalrand glatt, basaler Querschnitt gerundet dreieckig. Äußere Oberfläche i.d.R. annuliert.
G r ö ß e: 390-500 µm.
M a t e r i a l: 1000 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone III,Vb-c; öland: Zone Vb; Geschiebe (Brandenburg): Zone Va.

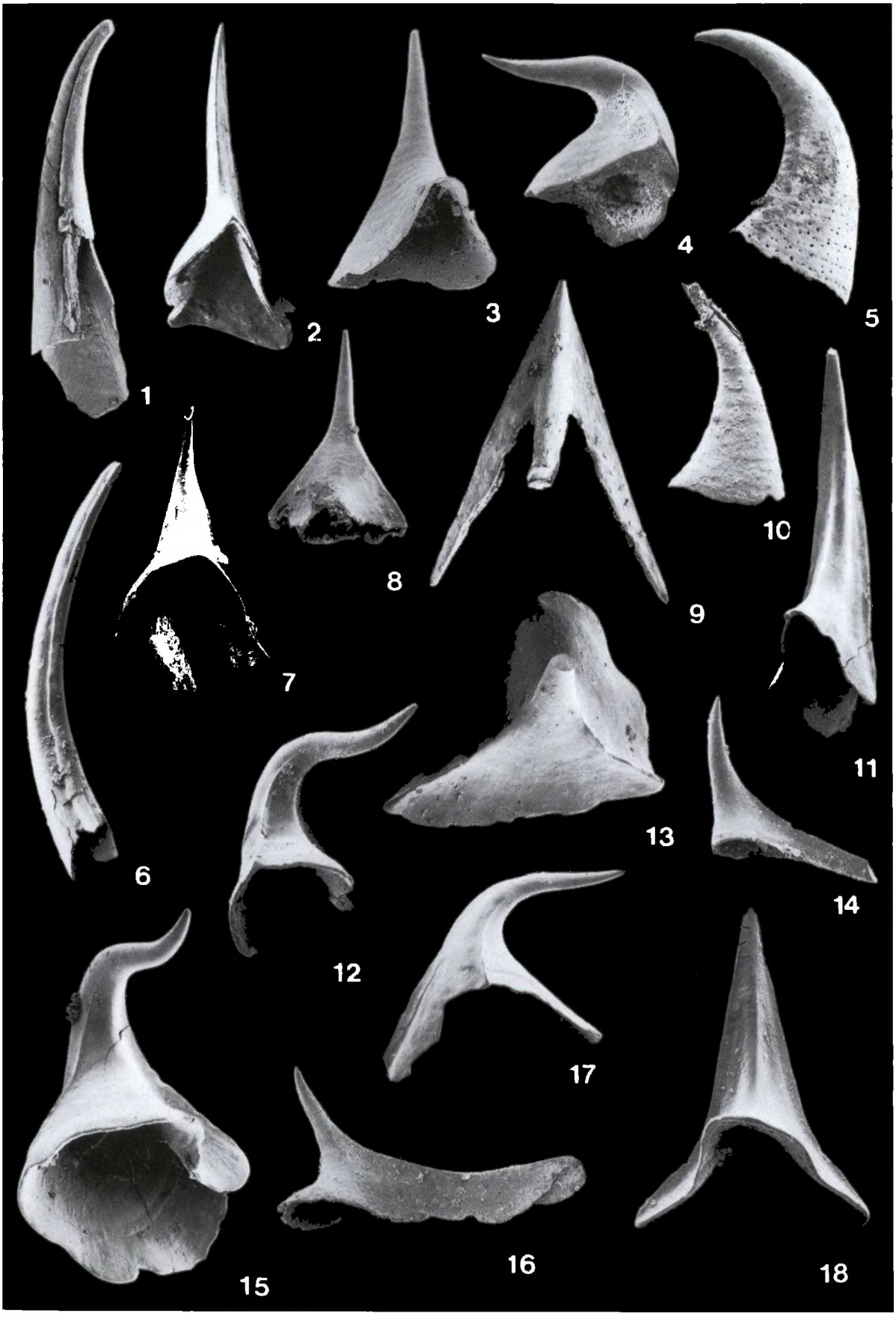
Furnishina rara (MÜLLER,1959)
Tf. 1, F. 17

D i a g n o s e: Konische Sklerite mit stark zurückgebogenem Hauptzähnchen. Letzteres ist zusätzlich tordiert, seitlich abgebeugt und sigmoidal aufgebo-

---

Tafel 1 (S. 253)

■1 *Gumella cuneata* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/7), schräge Seitenansicht mit Blick auf die Rückseite, x 75; Zone I, Gum. ■2 *Furnishina vasmerae* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/4), Rückseite, x 50; Zone I, Gum. ■3 *Furnishina primitiva* MÜLLER,1959 (UB 210), schräge Ansicht der Rückseite, x 80; Zone Vc Stenstorp-Dala. ■4 *Muellerodus? oelandicus* (MÜLLER,1959)(UB 211), schräge Seitenansicht, x 80; Zone II, Oesterplana. ■5 *Problematoconites perforatus* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/6), Seitenansicht, x 25; Zone Vc, Möckleby-Degerhamn. ■6 *Gapparodus bisulcatus* (MÜLLER,1959)(AGH 109/1), Seitenansicht, x 18; Zone I, Gum. ■7 *Furnishina furnishi* MÜLLER,1959 (AGH (109/8), Rückseite mit weiter Basalöffnung, x 70; Zone Va?, Odegarden. ■8 *Prosagittodontus minimus* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/14), Rückseite, x 95; Zone Vc, Stenstorp-Dala. ■9 *Prosagittodontus dahlmani* (MÜLLER,1959)(AGH 109/12), Rückseite, x 60; Zone Vc, Degerhamn.■10 *Prooneotodous gallatini* (MÜLLER,1959) (AGH 109/16), Seitenansicht, x 105; Zone Vc, Stenstorp-Dala. ■11 *Furnishina tortilis* (MÜLLER,1959)(AGH 109/3), Rückseite, x 35; Zone I, Backeborg.■12 *Muellerodus cambricus* (MÜLLER,1959)(AGH 109/5), Seitenansicht, x 65; Zone Vb, Odegarden. ■13 *Furnishina polonica* SZANIAWSKI,1971 (AGH 109/9), Blick von oben auf ausgedehnte Vorderseite und ungekielte Rückseite, x 70; Zone I, Gum. ■14 *Proacodus pulcherus* (AN,1982)(AGH 109/10), Rückseite, x 90; Zone Vc, Odegarden.■15 *Muellerodus pomeranensis* (SZANIAWSKI,1971) (AGH 109/11), Schrägansicht der Rückseite, x 70; Zone I, Gum. ■16 *Proacodus obliquus* (MÜLLER,1959)(AGH 109/15), Rückseite, x 80; Zone Vb, Stenstorp-Dala. ■17 *Furnishina rara* (MÜLLER,1959)(AGH 109/13), Seitenansicht, x 60; Zone I, Gum. ■18 *Furnishina asymmetrica* MÜLLER,1959 (AGH 109/2), Rückseite, x 55; Zone I, Backeborg.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

gen. Vorderseite abgeflacht, begrenzt von scharfen, anterolateralen Costae. Rückseite zungenartig vorgewölbt und aus der Medianebene heraus zur Seite des abgebeugten Hauptzähnchens gedreht. Flanken entsprechend asymmetrisch ausgebildet. Basaler Querschnitt subdreieckig. Oberfläche und Basalrand glatt.
G r ö ß e: 470-1200 µm.
M a t e r i a l: 760 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-Vb, $V_{undiff.}$; öland: Zone III.

Furnishina tortilis (MÜLLER,1959)
Tf. 1, F. 11

D i a g n o s e: Paarige, schlanke, stark tordierte Sklerite. Grad der Zurückbiegung sehr unterschiedlich. Vorderseite ziemlich flach und mit gerundeter Costa im Basalabschnitt. Rückseite basal vorspringend. Mediane Costa z.T. tunnelartig entwickelt. Anterolaterale Schneiden von unterschiedlicher Länge. Äußere Oberfläche glatt, Innenseite mit austretenden Wachstumslamellen.
G r ö ß e: 350-1800 µm.
M a t e r i a l: 1700 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-IV, Vb-c,$V_{undiff.}$.

Furnishina vasmerae MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 1, F. 2

D i a g n o s e: Schlanke, deutlich asymmetrische Sklerite. Hauptzähnchen gerade bis leicht gekrümmt, häufig schwach seitlich abgebeugt. Vorderseite flach, basal flügelartig erweitert. Rückseite mit medianem Kiel. Flanken im vorderen Bereich stark eingezogen. Äußere Oberfläche und Basalrand glatt, Innenseite mit austretenden Wachstumslamellen.
G r ö ß e: 520-1000 µm.
M a t e r i a l: 840 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II.

Genus *Gapparodus* ABAIMOVA,1978
T y p u s a r t: *Hertzina bisulcata* MÜLLER,1959

Gapparodus bisulcatus (MÜLLER,1959)
Tf. 1, F. 6

D i a g n o s e: Schlanke, sehr lange, protoconodontide Sklerite mit gleichmäßiger Zurückbiegung. Vorder- und Rückseite konvex, Flanken jeweils mit einer deutlichen Längsfurche. Während des Wachstums leichte Verschiebung der Furche aus der Medianebene zur Rückseite hin. Basalhöhle extrem tief. Basalrand nicht erhalten. Äußere Oberfläche glatt oder gerippt.
G r ö ß e: bis 3500 µm.
M a t e r i a l: 300 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I,II,Vb,$V_{undiff.}$; öland: Zone I.

Genus *Gumella* MÜLLER & HINZ,1991
T y p u s a r t: *Gumella cuneata* MÜLLER & HINZ,1991

Gumella cuneata MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 1, F. 1

D i a g n o s e: Gleichmäßig zurückgebogene, mehrlagige, protoconodontide Einfachzähnchen. Tiefe, symmetrisch angeordnete, laterale Furchen. Vorderseite

konvex, Rückseite abgeflacht und kürzer als die Vorderseite, i.d.R. mit keilförmigem Ausbiss. Verstärkung der gesamten Partie durch zusätzliche Auflage. Posterolaterale Ränder der Vorderseite dokumentieren fibröse Struktur. Äußere Oberfläche z.T. gerippt. Basalhöhle extrem tief.
Unterscheidung von zwei Morphotypen:
α) Starke Einschnürung durch tiefe laterale Furchen führt im apikalen Bereich des Sklerits zur Abspaltung eines Sekundärkanälchens von der Basalhöhle. Divergenz distal stark zunehmend.
ß) Basalhöhle einheitlich. Keine Abschnürung durch laterale Furchen. Flanken insgesamt gleichmäßiger und schwächer divergierend als bei Typ α.
G r ö ß e: 1650-3450 µm.
M a t e r i a l: 610 Exemplare (250 α, 360 ß).
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I,II,Vc.

Genus *Muellerodus* SZANIAWSKI,1971
T y p u s a r t: *Distacodus cambricus* MÜLLER,1959

Muellerodus cambricus (MÜLLER,1959)
Tf. 1, F. 12

D i a g n o s e: Schlanke Sklerite mit langem, stark zurückgebogenem Hauptzähnchen. Spitze sigmoidal gekrümmt, z.T. leicht tordiert. Vorder- und Rückseite konvex, Flanken mit scharfen Costae entlang der Basis. Basaler Querschnitt rundlich. Äußere Oberfläche glatt, Innenseite mit austretenden Wachstumslamellen.
G r ö ß e: 360-650 µm.
M a t e r i a l: 520 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-IV,Vb,$V_{undiff.}$; öland: Zone I.

Muellerodus ? ***oelandicus*** (MÜLLER,1959)
Tf. 1, F. 4

D i a g n o s e: Stark asymmetrische Einfachzähnchen. Grad der Torsion variabel. Hauptzähnchen deutlich zurückgebogen mit sigmoidaler Spitze. Vorderseite gut gerundet, Rückseite konvex-konkav. Flanken unterschiedlich ausgebildet; eine Seite mit scharfer Costa. Basalrand leicht gewellt. Äußere Oberfläche schwach annuliert, Innenseite glatt.
G r ö ß e: 250-430 µm.
M a t e r i a l: 600 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-Vc; öland: Zone III,Vb-c,$V_{undiff.}$.

Muellerodus pomeranensis SZANIAWSKI,1971
Tf. 1, F. 15

D i a g n o s e: Sklerit mit breiter Basis und langem, schmalem, stark zurückgebogenem Hauptzähnchen. Spitze sigmoidal aufgebogen. Vorderseite der Basis weit gerundet, Rückseite stärker konvex mit tiefer, einseitiger Depression. Flanken mit scharfen Costae, die sich auf dem Hauptzähnchen verlieren. Basalrand glatt oder leicht gewellt. Äußere und innere Oberfläche wie bei *M. cambricus*.
G r ö ß e: 330-750 µm.
M a t e r i a l: 1100 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-Vc; öland: Zone IV,Vc.

Genus *Phakelodus* MILLER,1984
T y p u s a r t: *Prooneotodus tenuis* MÜLLER & NOGAMI,1971

Phakelodus elongatus (ZHANG in AN et al.,1983)
Tf. 2, F. 2

D i a g n o s e: Lange und schlanke, leicht zurückgebogene Einfachzähnchen. Vorderseite gerundet, Rückseite gekielt. Basaler Querschnitt tropfenförmig. Äußere Oberfläche glatt oder berippt durch treppenartige Austritte der protoconodontiden Wachstumslamellen. Cluster relativ häufig.
G r ö ß e: 350-800 µm.
M a t e r i a l: 620 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-III,Vb-c,$V_{undiff.}$; öland: Zone Vc, $V_{undiff.}$.

Phakelodus tenuis (MÜLLER,1959)
Tf. 2, F. 1

D i a g n o s e: Lange und schlanke Einfachzähnchen mit leichter, gleichmäßiger Zurückbiegung. Vorder- und Rückseite gerundet, Flanken variabel abgeflacht. Basaler Querschnitt oval. Äußere Oberfläche wie bei *P. elongatus* ausgebildet. Ebenfalls als Cluster vorkommend.
G r ö ß e: 500-2400 µm.
M a t e r i a l: 950 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-Vc; öland: Zone I,III,Vc

Genus *Proacodus* Müller,1959
T y p u s a r t: *Proacodus obliquus* MÜLLER,1959

Proacodus obliquus MÜLLER,1959
Tf. 1, F. 16

D i a g n o s e: Paarige, asymmetrische, prokline Sklerite mit langem, gekieltem, seitlichem Fortsatz. Vorder- und Rückseite weit gerundet. Basalrand gewellt. Oberfläche glatt oder schwach annuliert. Basalhöhle tief, auch unter der ganzen Länge des Fortsatzes.
G r ö ß e: 450-900 µm.
M a t e r i a l: 550 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I,II,Va-c; öland: Zone III,Vc; Geschiebe (Kuhbier): Zone Vc.

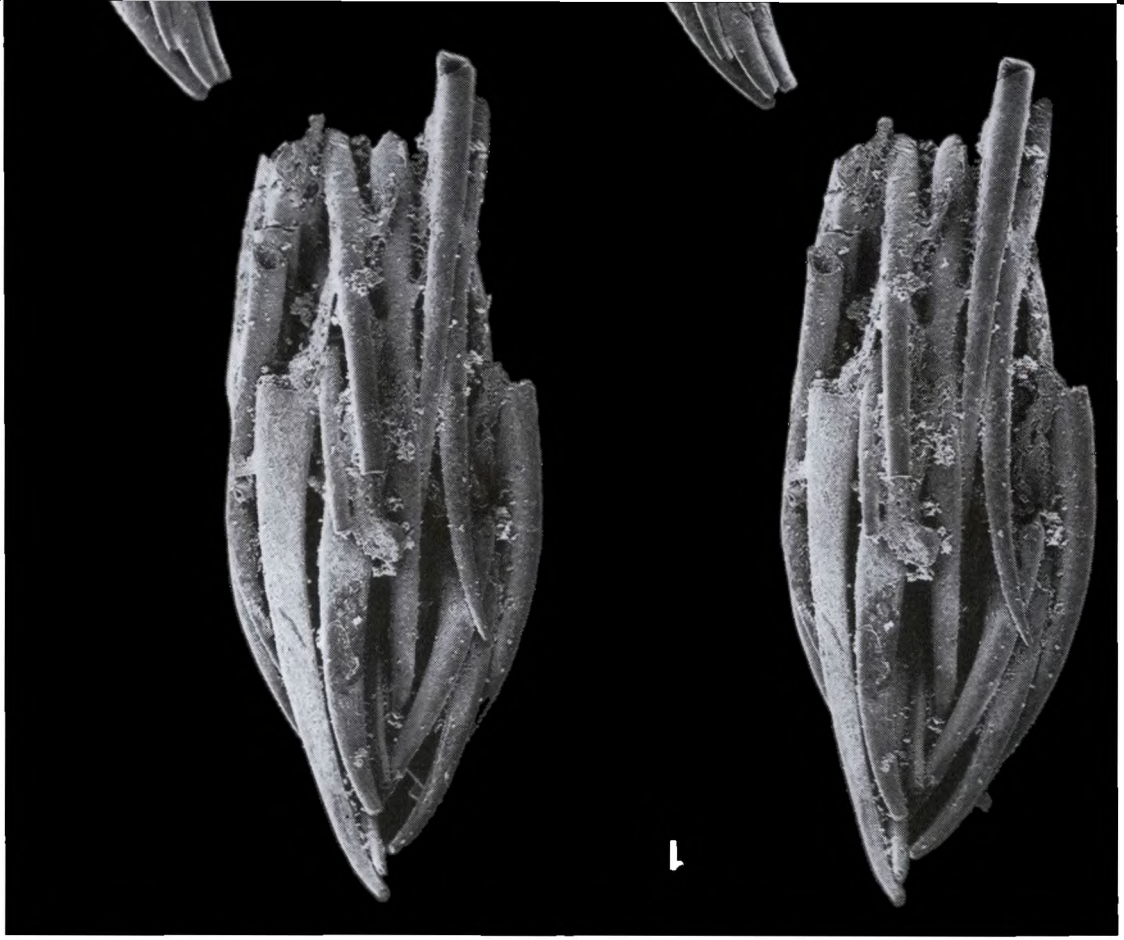
Proacodus pulcherus (AN,1982)
Tf. 1, F. 14

D i a g n o s e: Paarige, prokline Elemente mit deutlich tordiertem Apex. Vorder- und Rückseite weit gerundet. Eine der Flanken als kurzer, schräg nach unten gerichteter Fortsatz entwickelt. Äußere und innere Oberfläche glatt.
G r ö ß e: 200-560 µm.
M a t e r i a l: 600 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone II,III,Va-c; öland: Zone III,Vc, $V_{undiff.}$; Geschiebe (Berlin): Zone II.

Tafel 2 (S. 257): *Phakelodus*

■1 *Phakelodus elongatus* (ZHANG in AN et al.,1983) (AGH 109/33), Teil eines Apparates, x 90; Zone I, Gum. ■2 *Phakelodus tenuis* (MÜLLER,1959) (AGH 109/34), Teil eines Apparates, x 75; Zone I, Gum. Stereopaare.

2


1

Genus *Problematoconites* MÜLLER,1959
T y p u s a r t: *Problematoconites perforatus* MÜLLER,1959

Problematoconites perforatus MÜLLER,1959
Tf 1, F. 5

D i a g n o s e: Sichelförmige Einfachzähnchen. Vorder- und Rückseite gerundet; Basalrand i.d.R. gewellt. Oberfläche glatt oder schwach annuliert, im Basalbereich mit Perforationen. Anzahl, Form und Arrangement taxonomisch unbedeutend. Basalhöhle tief, basaler Querschnitt rundlich bis oval.
G r ö ß e: 300-3000 µm.
M a t e r i a l: 420 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-Vc; öland: Zone III,Vb-c,$V_{undiff.}$; Geschiebe (Berlin): Zone II.

Genus *Prooneotodus* MÜLLER & NOGAMI,1971
T y p u s a r t: *Oneotodus gallatini* MÜLLER,1959

Prooneotodus gallatini (MÜLLER,1959)
Tf. 1, F. 10

D i a g n o s e: Symmetrische bis asymmetrische Einfachzähnchen mit weiter, gleichmäßiger Zurückbiegung. Vorder- und Rückseite gerundet, Schneiden fehlen. Flanken zwischen konvex, abgeflacht und konkav variierend.
Unterscheidung von drei Typen:
a) symmetrische Elemente mit konvexen Flanken,
b) asymmetrische Elemente mit einer konvexen und einer abgeflachten oder konkaven Flanke,
c) asymmetrische Elemente mit rückwärtigem basalem Fortsatz
G r ö ß e: 330-600 µm.
M a t e r i a l: 600 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland, öland: Zone Vb-c, $V_{undiff.}$; Geschiebe (Mark Brandenburg): Zone Va.

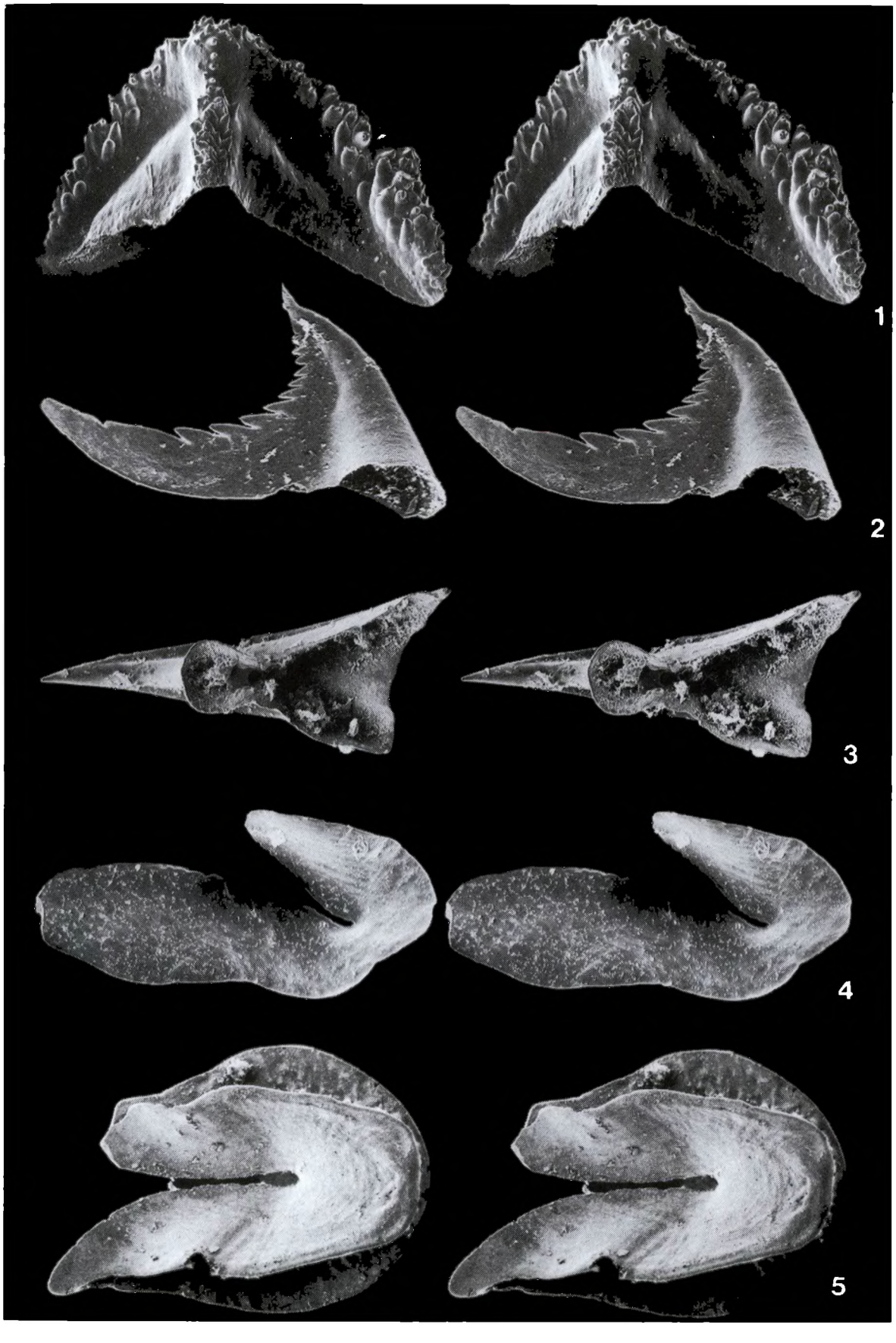
Genus *Prosagittodontus* MÜLLER & NOGAMI,1971
T y p u s a r t: *Sagittodontus dahlmani* (MÜLLER,1959)

Prosagittodontus dahlmani (MÜLLER,1959)
Tf. 1, F. 9

D i a g n o s e: Subsymmetrische, pfeilspitzenähnliche Einfachzähnchen. Nach unten zu in zwei laterale und einen hinteren Lobus aufspaltend. Basalrand mit entsprechend hohen Einziehungen. Flanken mit scharfen Costae. Asymmetrische Varianten untergeordnet auftretend.
G r ö ß e: 240-1300 µm.
M a t e r i a l: 230 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I,II,Vb-c, $V_{undiff.}$; öland: Zone Vb-c.

Tafel 3 (S. 259)

■1 *Cambropustula kinnekullensis* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/36), Rückseite, x 185; Zone I, Gum. ■2 *Serratocambria minuta* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/35), Rückseite, x 165; Zone Vb, Trolmen. ■3 *Furnishina kleithria* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/38), Rückseite, x 110; Zone I, Gum. ■4 *Westergaardodina excentrica* MÜLLER & HINZ,1991 (UB 1393, Holotypus), Vorderansicht, x 120; Zone I, Gum. ■5 *Westergaardodina quadrata* (AN,1982) (AGH 109/ 37), Rückseite, x 40; Zone Vb, Odegarden. Stereopaare.


1
2
3
4
5

Prosagittodontus minimus MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 1, F. 8

D i a g n o s e: Kleine, subsymmetrische Sklerite mit breiter, dreieckiger Basis. Langes, schmales Hauptzähnchen deutlich davon abgesetzt und stark zurückgebogen. Vorderseite flach, Rückseite z.T. mit gerundeter Costa. Flanken mit scharfen Costae.
G r ö ß e: 300-610 µm.
M a t e r i a l: 650 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone Va-c; öland: Zone Vb-c, $V_{undiff.}$.

Genus *Serratocambria* MÜLLER & HINZ,1991
T y p u s a r t: *Serratocambrian minuta* MÜLLER & HINZ,1991

B e m e r k u n g: *Serratocambria* ist ein hochdifferenzierter, mehrzähniger Paraconodont. In der Ausbildung eines langen, seitlichen Fortsatzes ist sie der Gattung *Proacodus* ähnlich. Unterschiede liegen in der deutlich geringeren Größe, der kleineren Basalhöhle und der Ausbildung der Serration.

Serratocambria minuta MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 3, F. 2

D i a g n o s e: Paarige, sehr kleine, asymmetrische Sklerite mit ausgeprägter rückwärtiger Krümmung. Hauptzähnchen mit stachelartiger Spitze. Langer, seitlicher Fortsatz mit distal gerichteter Serration. Tiefe der Basalhöhle i.d.R. bis zur halben Länge des Hauptzähnchens, sehr schmal entlang des Fortsatzes.
G r ö ß e: 210-270 µm.
M a t e r i a l: 80 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone III, Va-c.

Genus *Trolmenia* MÜLLER & HINZ,1991
T y p u s a r t: *Trolmenia acies* MÜLLER & HINZ,1991

Trolmenia acies MÜLLER & HINZ,1991
Abb. 8, F. 7

D i a g n o s e: Paarige, subsymmetrische, prokline Einfachzähnchen; leicht einwärts abgebeugt. Vorderseite mit kurzem Kiel, rückwärtiger Kiel kann vorhanden sein. Basaler Querschnitt tropfen- bis linsenförmig. Äußere Oberfläche glatt oder schwach gerippt.
G r ö ß e: 440-750 µm.
M a t e r i a l: 900 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone Va-c; öland: Zone Vb-c,$V_{undiff.}$.

Genus *Westergaardodina* MÜLLER,1959
T y p u s a r t: *Westergaardodina bicuspidata* MÜLLER,1959

Westergaardodina amplicava MÜLLER,1959
Tf. 4, F. 10-11

D i a g n o s e: Große, fast bilateral symmetrische, tricuspidate Sklerite. Mittelast mit rückwärtigem Kiel. Seitenäste als abgeflachte Kegel ausgebildet,

stets länger als der Mittelast. Basalhöhle groß und durchgehend bis in die Spitzen der Seitenäste.
G r ö ß e: 600-1750 µm.
M a t e r i a l: 200 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone II,IV,Va-c; öland: Zone Vc,$V_{undiff.}$; Geschiebe (Berlin): Zone II.

Westergaardodina bicuspidata MÜLLER,1959
Tf. 4, F. 4,8

D i a g n o s e: Subsymmetrische, bicuspidate Sklerite. Mittelast winzig, rückwärtig gekielt. Rückseite schmaler als Vorderseite entlang der Seitenäste. Basalteil subzirkular, Seitenäste von dort nach oben leicht divergierend. Bei großen Formen Streckung der subzirkularen Basis und zunehmende Divergenz der Seitenäste. Vorder- und Rückseite basal verschmolzen. Seitenhöhlen oberhalb der Spitze des Mittelastes geöffnet.
G r ö ß e: 280-710 µm.
M a t e r i a l: 700 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I,III-Vc; öland: Zone II-III,Vc, $V_{undiff.}$; Geschiebe (Berlin, Beggerow, Fehmarn): Zone II-III.

Westergaardodina communis MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 4, F. 6

D i a g n o s e: Subsymmetrische, tricuspidate Sklerite. Stark entwickelter Mittelast mit rückwärtigem Kiel, der in einen freien Sporn übergeht, oder mit der Rückseite durch eine dünne Scheidewand verbunden ist. Flache, basale Furche öffnet sich zu relativ großen Seitenhöhlen.
G r ö ß e: 490-1130 µm.
M a t e r i a l: 1200 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II.

Westergaardodina concamerata MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 4, F. 2

D i a g n o s e: Winzige, tricuspidate Sklerite. Mittelast wesentlich größer als Seitenäste, rückwärtig gekielt. Vorder- und Rückseite basal bis auf eine kleine Furche verschmolzen. Basalrand mit weit hinaufreichender, zentraler Einziehung.
G r ö ß e: 140-230 µm.
M a t e r i a l: 550 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone Va-c; öland: Zone Vc,$V_{undiff.}$.

Westergaardodina excentrica MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 3, F. 1

D i a g n o s e: Kleine, extrem asymmetrische Elemente. Rechter Seitenast stets kleiner, mit starker Linksvergenz; linker Seitenast groß, horizontal verlaufend. Beide Äste einwärts gedreht. Mittelast klein, ebenfalls linksvergent, rückwärtig mit basalem Kiel. Basale Furche zu deutlicher, linker Seitenhöhle verbreitert; rechte Seitenhöhle flach, nur am oberen Ende entwickelt.
G r ö ß e: 300-530 µm.
M a t e r i a l: 220 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II.

Westergaardodina moessebergensis MÜLLER,1959
Tf. 4, F. 1

D i a g n o s e: Asymmetrische, bicuspidate Sklerite, manchmal mit winzigem Mittelast. Linker Seitenast stets > der rechte. Rückseite wesentlich < Vorderseite und zum Basalrand spitzwinklig zulaufend. Schmale, brückenartige Verbindung zwischen Vorder- und Rückseite. Sehr große Seitenhöhlen.
G r ö ß e: 270-800 µm.
M a t e r i a l: 230 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II.

Westergaardodina polymorpha MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 4, F. 3,7

D i a g n o s e: Große, bilateral symmetrische, bicuspidate Sklerite, z.T. mit kleinem Mittelast. Seitenäste divergierend. Bei größeren Stadien Rückseite wesentlich > Vorderseite. Basalhöhle fehlt, Seitenhöhlen gut ausgebildet.
G r ö ß e: 470-1900 µm.
M a t e r i a l: 2500 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II,IV,Vb-c,$V_{undiff.}$; öland: Zone II, Vb-c,$V_{undiff.}$; Geschiebe (Berlin): Zone II.
B e m e r k u n g: Die ordovizische *W. fecheri* OLGUN,1987 zeigt in dem breiten Basalteil eine gewisse Ähnlichkeit zu *W. polymorpha*. Die Vorderseite ist auch hier wesentlich kleiner und verschmälert sich noch zum Basalrand hin. Wesentlicher Unterschied zwischen beiden Arten ist die deutliche Furchenbildung auf der Vorderseite von *W. fecheri*. Außerdem bildet sich bei *W. polymorpha* die große Rückseite durch anisometrisches Wachstum heraus und ist bei einer Skleritlänge von ca o.8 mm und einer Basalbreite von 0.3 mm erst schwach erkennbar. OLGUNs Material zeigt hingegen schon bei dieser Größe eine deutliche Differenzierung. Da *W. fecheri* nur mit 22 fragmentarischen Exemplaren vorliegt, fehlen Aufschlüsse über isometrisches bzw. anisometrisches Wachstum.

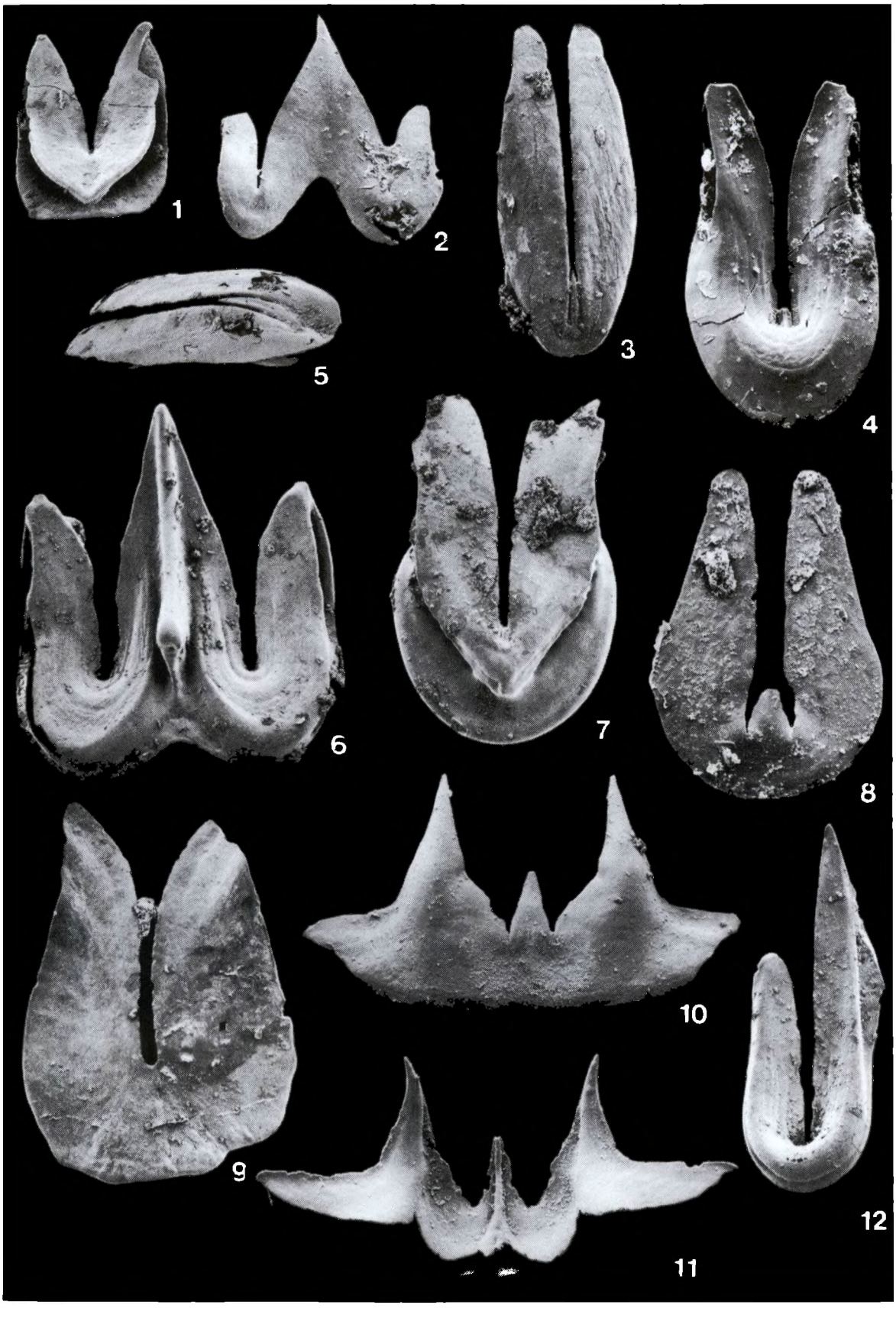
Westergaardodina procera MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 4, F. 5

D i a g n o s e: Bilateral symmetrische, bicuspidate Sklerite. Mittelast lanzettförmig und mit rückwärtiger Costa, kann sich bis zu 3/4 der Gesamtlänge erstrecken. Flanken stoßen stumpfwinklig aneinander und bilden eingetieften Basalteil auf der Vorderseite; Rückseite mit basalem Wulst. Kleine, flache

---

Tafel 4 (S. 263): *Westergaardodina*

■1 *Westergaardodina moessebergensis* MÜLLER,1959 (AGH 109/27), leicht gekippte Ansicht der Rückseite, x 45; Zone I, Gum. ■2 *W.concamerata* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/22), Vorderansicht, x 135; Zone Vc, Trolmen,Kinnekulle. ■3 *W.polymorpha* MÜLLER & HINZ,1991 (UB 212), Vorderseite eines kleinen Exemplares, x 55; Zone $V_{undiff.}$, Rörsberga.■4 *W.bicuspidata* MÜLLER,1959 (AGH 109/25), Rückseite, x 50; Zone $V_{undiff.}$, Brattefors. ■5 *W.procera* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/23), schräge Vorderansicht, x 75; Zone Vc, Grönhögen. ■6 *W.communis* MÜLLER & HINZ, 1991 (AGH 109/21), Rückseite, x 45; Zone I, Klippan. ■7 *W.polymorpha* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/26), Basalteil eines sehr großen Exemplares, x 30; Zone $V_{undiff.}$, Rörsberga. ■8 *W.bicuspidata* MÜLLER,1959 (AGH 109/24), Vorderseite, x 45; Zone $V_{undiff.}$, Odegarden.■9 *W.quadrata* (AN in AN et al.,1983)(AGH 109/20), Vorderansicht, x 35; Zone I, Gum ■10 *W.amplicava* MÜLLER,1959 (AGH 109/17), Vorderseite, x 90; Zone Vc, Grönhögen. ■11 *W.amplicava* MÜLLER,1959 (AGH 109/18), Rückseite, x 45; Zone Vc, Stenstorp-Dala. ■12 *W.wimani* SZANIAWSKI,1971 (AGH 109/19), Rückseite, x 60; Zone $V_{undiff.}$, Degerhamn.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Seitenhöhlen.
G r ö ß e: 300-750 µm.
M a t e r i a l: 830 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I,Va-c; öland: Zone Vb-c.

Westergaardodina quadrata (AN,1982)
Tf. 3, F. 5; Tf. 4, F. 9

D i a g n o s e: Mittelgroße, gedrungene, bicuspidate Sklerite. Rechter Seitenast stets größer als der linke. Kleine Stadien mit basal verschmolzener Vorder- und Rückseite. Mit zunehmender Größe basale Trennung durch Furchenbildung und Aufwölbung der Rückseite. Große Seitenhöhlen.
G r ö ß e: 30-700 µm.
M a t e r i a l: 4250 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II.

Westergaardodina wimani SZANIAWSKI,1971
Tf. 4, F. 12

D i a g n o s e: Paarige, bicuspidate Sklerite mit unterschiedlich langen Seitenästen. Rückseite kleiner als Vorderseite. Beide Seiten basal miteinander verschmolzen. Kleine Seitenhöhlen.
G r ö ß e: 630-900 µm.
M a t e r i a l: 560 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II; öland: Zone II.

Ordnung Conodontophorida EICHENBERG,1930

Genus *Cambropustula* MÜLLER & HINZ,1991
T y p u s a r t: *Cambropustula kinnekullensis* MÜLLER & HINZ,1991

Cambropustula kinnekullensis MÜLLER & HINZ,1991
Tf. 3, F. 1; Abb. 8, F. 8

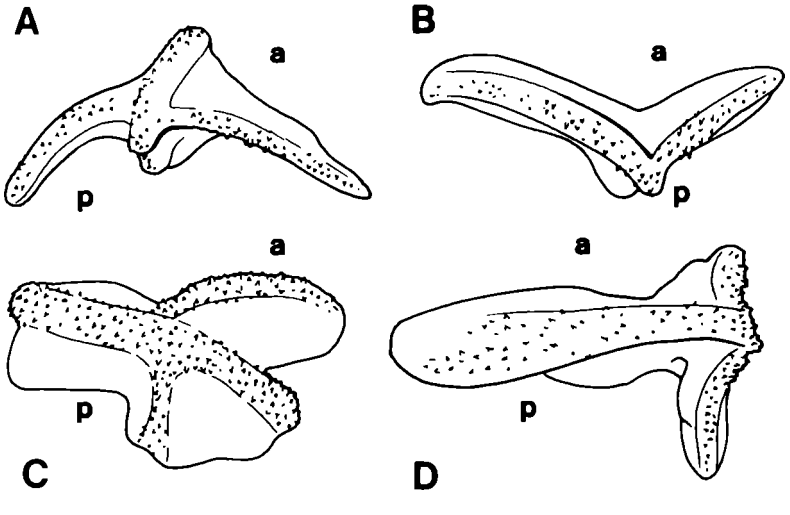


Abb. 7. Orientierung von *Cambropustula*. ■A Morphotyp Γ. ■B Morphotyp α. ■C Morphotyp σ. ■D Morphotyp β.

D i a g n o s e: Kleine, hochdifferenzierte, rami- bis pectiniforme, multimembrate Elemente. Vom Hauptzähnchen zweigen drei bis vier Fortsätze ab. Dichtgesäte Pusteln oder Zähnchen entlang der zugeschärften Oberseite. Basalhöhle sehr groß. Rechte und linke Formen vorhanden. Nach Ausbildung der Morphologie Unterscheidung von vier Typen (Abb. 7):

α: trilobat mit Hauptzähnchen, lateralem und einem hinteren Fortsatz.

ß: trilobat mit sehr ungleichen, lateralen Fortsätzen. Orientierung erfolgte willkürlich nach der Vergenz des längsten Fortsatzes,

Γ: quadrilobat mit Hauptzähnchen, lateralen, vorderem und hinterem Fortsatz.

σ: quadrilobat, aber Nivellierung des Hauptzähnchens. Annäherung an pectiniforme Elemente.

G r ö ß e: 290-460 µm.

M a t e r i a l: 150 Exemplare

V o r k o m m e n: Västergötland: Zone I-II.

V e r g l e i c h: Die Sa-Elemente von *Cambropustula* MÜLLER & HINZ (1991) und *Hispidodontus* NICOLL & SHERGOLD (1991) ähneln sich im Umriß mit dem deutlich erkennbaren Hauptzähnchen, den seitlichen Fortsätzen und der pustulösen Oberfläche. Bei *Cambropustula* ist die Ornamentierung auf die Kammzonen und eventuell noch auf einen schmalen Bereich oberhalb des Basalrandes beschränkt, während bei *Hispidodontus* die gesamte Oberfläche dicht mit Pusteln übersät ist. Die Unterschiede hinsichtlich des stratigraphischen Auftretens und der einzelnen Elemente legen eine gattungsmäßige Trennung beider Formen nahe.

Genus *Coelocerodontus* ETHINGTON,1959

T y p u s a r t: *Coelocerodontus trigonius* ETHINGTON,1959

B e m e r k u n g: Diese Gattung war bisher nur aus dem Ordovizium bekannt. In Schweden ist sie mit wenigen Exemplaren bereits in Zone I nachgewiesen; häufiger tritt sie dann in Zone V auf.

Die beiden ursprünglich getrennt beschriebenen Arten *C. bicostatus* und *C. latus* werden auf Grund ihres gemeinsamen Auftretens in Clustern (ANDRES 1988) als Morphotypen eines Apparates aufgefaßt.

Coelocerodontus bicostatus VAN WAMEL,1974

Abb.8, F. 1,4

D i a g n o s e: Morphotyp α: asymmetrische Einfachzähnchen mit weiter, gleichmäßiger Krümmung. Leichte, seitliche Abbeugung möglich. Vorder- und Rückseite gekielt, Flanken mit asymmetrisch angeordneten Costae, die bis zum Apex reichen. Basaler Querschnitt sehr variabel durch laterale Kompression. Basalhöhle groß.

Morphotyp ß: deutlich gekrümmt mit hakenförmigem Apex. Vorder- und Rückseite gekielt. Lateral komprimiert. Auf den Flanken längliche Vertiefungen, die in wellenförmigem Querschnitt resultieren. Basalhöhle wie bei Typ α.

G r ö ß e: 230-600 µm.

M a t e r i a l: 360 Exemplare

V o r k o m m e n: Västergötland: Zone Vb-c; öland: Zone Vc.

Genus *Cordylodus* PANDER,1956

T y p u s a r t: *Cordylodus angulatus* PANDER,1856

B e m e r k u n g: Die Gattung *Cordylodus* wurde bisher für die Grenzziehung zwischen Kambrium und Ordoviz verwandt. In Schweden treten jedoch die Elemente bereits in der *Peltura scarabaeoides* Zone und damit deutlich vor der Wende zum Ordoviz auf.

Eine große Vergesellschaftung, die in ihrem äußeren Erscheinungsbild von *C.*

proavus mit allen Übergängen zu morphologisch sehr verschiedenen Formen reicht, wurde von ANDRES (1981) von der Insel öland beschrieben. Bis jetzt gibt es keine Kriterien, nach denen isoliert auftretende Elemente aus dieser Vergesellschaftung dem einen oder anderen Formtyp zugeordnet werden können. Eine Entscheidung ist nur über die Betrachtung einer verhätlnismäßig großen Suite möglich, die sich insgesamt von den bekannten *proavus/oklahomensis*-Vergesellschaftungen unterscheidet.

Cordylodus primitivus BAGNOLI, BARNES & STEVENS,1987
Abb.8, F. 2

D i a g n o s e: Zusammengesetzte Sklerite mit gekrümmtem Hauptzähnchen und rückwärtigem Fortsatz, der bis zu acht Nebenzähnchen tragen kann. Die Elemente haben z.T. auch proconodontiden Habitus, wobei die Nebenzähnchen entlang der steilen Rückseite angeordnet sind. Basalhöhle ziemlich tief, Basalrand i.d.R. nicht erhalten.
G r ö ß e: 520-830 µm.

Abb 8. ■1 *Coelocerodontus bicostatus* VAN WAMEL,1974 (UB 213), Seitenansicht des α-Typs, x 80; Zone Vc, Degerhamn. ■2 *Cordylodus primitivus* BAGNOLI, BARNES & STEVENS,1987 (AGH 109/28), Seitenansicht, x 65; Zone Vc, Trolmen. ■3 *Furnishina kranzae* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/39), Rückseite, x 50; Zone II, Kestad. ■4 *Coelocerodontus bicostatus* VAN WAMEL,1974 (AGH 109/30), Seitenansicht, x 90; Zone Vc, Möckleby. ■5 *Proconodontus serratus* MILLER,1969 (AGH 109/32), Seitenansicht, x 60; Zone Vc, Trolmen. ■6 *Proconodontus muelleri* MILLER,1969 (AGH 109/29), Seitenansicht, x 60; Zone Vc, Trolmen. ■7 *Trolmenia acies* MÜLLER & HINZ,1991 (UB 214), Seitenansicht, x 50; Zone Vb oder Vc, Trolmen. ■8 *Cambropustula kinnekullensis* MÜLLER & HINZ,1991 (AGH 109/31), Rückseite, x 65; Zone I, Gum.

M a t e r i a l: 25 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland, öland: Zone Vc.
B e m e r k u n g: Das Vorkommen dieses Taxons bereits in der *Peltura scarabaeoides* Zone stimmt stratigraphisch nicht mit dem weltweiten Auftreten von *Cordylodus* überein. Sollte sich dieses frühe Auftreten bewahrheiten, würde dies zu erheblichen Unsicherheiten in der internationalen Korrelation führen. Das vorliegende Material stammt jedoch ausschließlich von zwei Lokalitäten, nämlich von Trolmen am Kinnekulle und von der Insel öland. Genau von dort beschrieb WESTERGARD (1922) aber auch die *Peltura megalops*-Zone, die über der *Peltura scarabaeoides*-Zone liegt. *Peltura megalops* wiederum korreliert sehr gut mit dem weltweiten Einsetzen von *Cordylodus*.

Es ist somit durchaus möglich, daß der hier beschriebene *Cordylodus primitivus* nicht, wie angenommen, in der *Peltura scarabaeoides*-, sondern in der *P. megalops*-Zone vorkommt, vor allem, da es sich um eine extrem kondensierte Schichtenfolge handelt. Die Möglichkeit einer Erosionsoberfläche am Ende der *Peltura scarabaeoides*-Zone wird von A.NIELSON nicht ausgeschlossen (1991, pers. Mitt.).

Genus *Proconodontus* MILLER,1969
T y p u s a r t: *Proconodontus muelleri* MILLER,1969

B e m e r k u n g: Diese Gattung ist relativ selten im schwedischen Oberkambrium und wurde jetzt erstmals dort nachgewiesen.

Als Vertreter sogenannter Warmwasserbereiche aus niedrigen geographischen Breiten hat sein angebliches Fehlen die Meinung über das Vorhandensein einer Kaltwasserfauna in Skandinavien bestärkt, unabhängig davon, daß es für das Kambrium noch keine ausreichend gesicherten paläomagnetischen Daten gibt. Der Nachweis von *Proconodontus* in Schweden stellt die o.g. Hypothese in Frage.

Proconodontus muelleri MILLER,1969
Abb.8, F. 6

D i a g n o s e: Leicht asymmetrische Einfachzähnchen mit mehr oder weniger stark ausgeprägter rückwärtiger Krümmung und leichter seitlicher Abbeugung. Vorder- und Rückseite deutlich gekielt. Apikal oft "Heilungsspuren" an diskontinuierlichem Wachstum erkennbar.
G r ö ß e: 360-700 µm.
M a t e r i a l: 39 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland: Zone Vb-c,$V_{undiff.}$; öland: Zone Vc,$V_{undiff.}$.

Proconodontus serratus MILLER,1969
Abb.8, F. 5

D i a g n o s e: Gleichmäßig leicht gekrümmte Sklerite, i.d.R. ziemlich kompakt wirkend. Vorder- und Rückseite gekielt. Rückwärtiger Kiel mit Serration im unteren Bereich.
G r ö ß e: 730-1050 µm.
M a t e r i a l: 30 Exemplare.
V o r k o m m e n: Västergötland, öland: Zone Vc,$V_{undiff.}$.

D a n k: Ich danke den Herren Dr. B. NICOLL, Canberra, und Dr. A. NIELSON, Kopenhagen, für wertvolle Diskussionsbeiträge. Herr Dr. R. SCHALLREUTER, Hamburg, unterstützte mich freundlicherweise bei der Stereofotografie, Herr Dr. K. EISERHARDT, Hamburg, fertigte die Farbaufnahme und Herr G. OLESCHINSKI, Bonn, die Schwarz-Weiß-Abzüge an. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die großzügige Unterstützung.

Tb. 2. Stratigraphische Verbreitung der Conodontenarten (nach MÜLLER & HINZ 1991). Die mit * markierten Taxa sind nicht im AGH hinterlegt. (V = $V_{undiff.}$).

	I	II	III	IV	Va	Vb	Vc	V
Bengtsonella triangularis MÜLLER & HINZ,1991*						X	X	X
Furnishina alata SZANIAWSKI,1971	X							
Furnishina asymmetrica MÜLLER,1959	X	X	X	X		X	X	
Furnishina bicarinata MÜLLER,1959	X	X	X	X	X	X	X	X
Furnishina curvata MÜLLER & HINZ,1991			X	X		X	X	X
Furnishina furnishi MÜLLER,1959			X	X	X	X	X	X
Furnishina gladiata MÜLLER & HINZ,1991*	X	X						
Furnishina gossmannae MÜLLER & HINZ,1991			X	X	X	X	X	X
Furnishina kleithria MÜLLER & HINZ,1991	X							
Furnishina kranzae MÜLLER & HINZ,1991		X						
Furnishina longibasis BEDNARCZYK,1979*		X						
Furnishina mira MÜLLER & HINZ,1991	X	X			X	X	X	X
Furnishina ovata MÜLLER & HINZ,1991					X	X	X	X
Furnishina polonica SZANIAWSKI,1971	X	X	X	X				
Furnishina primitiva MÜLLER,1959			X		X	X	X	X
Furnishina quadrata MÜLLER,1959		X	X		X	X	X	X
Furnishina rara (MÜLLER,1959)	X	X	X	X	?	X	X	X
Furnishina sinuata MÜLLER & HINZ,1991			X	X		X	X	X
Furnishina tortilis (MÜLLER,1959)	X	X	X	X		X	X	X
Furnishina vasmerae MÜLLER & HINZ,1991	X	X						
Gapparodus bisulcatus (MÜLLER,1959)	X	X				X	X	X
Gumella cuneata MÜLLER & HINZ,1991	X	X						
Hertzina elongata MÜLLER,1959	X	X	X	X	X	X	X	X
Muellerodus cambricus (MÜLLER,1959)	X	X	X	X		X		X
Muellerodus guttulus MÜLLER & HINZ,1991	X	X					X	X
Muellerodus ? oelandicus (MÜLLER,1959)	X	X	X	X	X	X	X	X
Muellerodus pomeranensis SZANIAWSKI,1971	X	X	X	X	X	X	X	X
Muellerodus subsymmetricus MÜLLER & HINZ,1991	X	X					X	X
Nogamiconus falcifer MÜLLER & HINZ,1991	X	X	X	X		?	X	X
Nogamiconus sinensis (NOGAMI,1966)*	X		X	X				
Phakelodus elongatus (ZHANG in AN et al.,1983)	X	X	X			X	X	X
Phakelodus simplex MÜLLER & HINZ,1991*		X			X		X	X
Phakelodus tenuis (MÜLLER,1959)	X	X	X	X	?	X	X	X
Proacodus obliquus (MÜLLER,1959)	X	X	X		X	X	X	X
Proacodus pulcherus (AN,1982)		X	X		?	X	X	X
Problematoconites angustus MÜLLER & HINZ,1991		X	X		?	X	X	X
Problematoconites asymmetricus MÜLLER & HINZ,1991		X			?		X	X
Problematoconites perforatus MÜLLER & HINZ,1991	X	X	X	X	X		X	X
Prooneotodus gallatini (MÜLLER,1959)					X	X	X	X
Prosagittodontus dahlmani (MÜLLER,1959)	X	X				X	X	X
Prosagittodontus minimus MÜLLER & HINZ,1991					X	X	X	X
Serratocambria minuta MÜLLER & HINZ,1991			X		X	X	X	X
Trolmenia acies MÜLLER & HINZ,1991					X	X	X	X
Westergaardodina ahlbergi MÜLLER & HINZ,1991	X	X						
Westergaardonia amplicava MÜLLER,1959		X		X	X	X	X	X
Westergaardodina auris MÜLLER & HINZ,1991	X							
Westergaardodina behrae MÜLLER & HINZ,1991					?	X	X	X
Westergaardodina bicuspidata MÜLLER,1959	X	X	X	X	?	X	X	X
Westergaardodina bohlini MÜLLER,1959			X	X	X		X	X
Westergaardodina calix MÜLLER & HINZ,1991					?	X	X	X
Westergaardonina communis MÜLLER & HINZ,1991	X	X						
Westergaardodina concamerata MÜLLER & HINZ,1991					?	X	X	X
Westergaardodina curvata MÜLLER & HINZ,1991						X	X	X
Westergaardodina exentrica MÜLLER & HINZ,1991	X	X						X
Westergaardodina latidentata MÜLLER & HINZ,1991*						X	X	X

Westergaardodina ligula MÜLLER & HINZ,1991					X	X	X	X
Westergaardodina matsushitai NOGAMI,1966	X	X						
Westergaard. microdentata ZHANG in AN et al.,1983		X	X	X	?	X	X	X
Westergaardodina moessebergensis MÜLLER,1959	X	X						
Westergaardonina nogami MÜLLER & HINZ,1991	X	X	X					
Westergaardodina obliqua SZANIAWSKI,1971*	X							
Westergaardodina polymorpha MÜLLER & HINZ,1991	X	X		?		X	X	X
Westergaardodina procera MÜLLER & HINZ,1991	X				X	X	X	X
Westergaardodina prominens MÜLLER & HINZ,1991			X		?	X	X	X
Westergaardodina quadrata (AN,1982)	X	X						X
Westergaardodina tricuspidata MÜLLER,1959		X	X				X	
Westergaardonina wimani SZANIAWSKI,1971	X	X						
Acodus cambricus NOGAMI,1967*	X	X	X			X	X	X
Cambropustula kinnekullensis MÜLLER & HINZ,1991	X	X						
Coelocerodontus bicostatus VAN WAMEL,1974	X					X	X	X
Cordylodus primitivus BAGNOLI et al.,1987							X	X
Proconodontus muelleri MILLER,1969						X	X	X
Proconodontus serratus MILLER,1969							X	X

Literatur

AN TX 1982 Study on the Cambrian conodonts from North and Northeast China - Sci. Rep. Inst. Geosci.(B) **3**: 113-159; University of Tsukuba.

AN TX, ZHANG F, XIANG W, ZHANG Y, XU W, ZHANG H, JIANG D, YANG C, LIN L, CUI Z & YANG X 1983 The conodonts of North China and the adjacent regions - Sci. Press, Beijing, 223 pp.

ANDRES D 1981 Beziehungen zwischen kambrischen Conodonten und Euconodonten - Berliner geowiss. Abh. (A) **32**: 19-31, 21 Abb., Berlin.

-- 1988 Strukturen, Apparate und Phylogenie primitiver Conodonten - Palaeontographica (A) **200** (4/6): 105-152, Tf.16-29(1-14), 39 Abb., Stuttgart.

ARMSTRONG HA 1990 Conodonts from the Upper Ordovician - Lower Silurian carbonate platform of North Greenland - Gronlands Geol. Undersogelse **159**: 151 S., 23 Tf., 34 Abb., 10 Tb., Copenhagen.

BAGNOLI G, BARNES CR & STEVENS RK 1987 Lower Ordovician (Tremadocian) conodonts from Broom Point and Green Point, western Newfoundland - Boll. Soc. Paleont. Italiana **25** [1986] (2): 145-158, 2 Tf., 2 Abb., 1 Tb., Modena.

BEDNARCZYK W 1979 Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of Leba Elevation, NW Poland, and their stratigraphic significance - Acta Geol. Polonica **29** (4): 409-442, 6 Tf., 2 Abb., 1 Tb., Warszawa.

BENGTSON S 1976 The structure of some Middle Cambrian conodonts, and the early evolution of conodont structure and function - Lethaia **9**: 185-206, 12 Abb., Oslo.

-- 1983 The early history of the Conodonta - Fossils and Strata **15**: 5-19, 7 Abb., Oslo.

CLARK DL et al. 1981 Conodonta - MOORE RC, ROBINSON RA et al. (Eds.) Treatise on Invertebrate Paleontology W [Miscellanea](Suppl.2): XXVIII+202 S., 122 Abb., 6 Tb., Boulder,Col./Lawrence,Kan. (Geol.Soc.Amer./Univ.Kan.).

EICHENBERG W 1930 Conodonten aus dem Culm des Harzes. - Paläont. Z. **12** (3/4): 177-182, 30 Abb. (auf 1 Tf.), Berlin.

EPSTEIN AG, EPSTEIN JB & HARRIS LD 1977 Conodont color alteration - an index to organic metamorphism - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. **995**: IV + 275 S., 20 Abb., 1 Tb., Washington.

ETHINGTON R 1959 Conodonts of the Ordovician Galena Formation - J. Paleont. **33** (2): 257-292, Tf. 39-41, 2 Abb., 2 Tb., Tulsa,Okla.

HENNINGSMOEN G 1957 The trilobite family Olenidae - Skr. Norske videnskaps-Akad. (Mat.-Naturvid. Kl.) **1**: 362 S.

MILLER JF 1969 Conodont Fauna of the Notch Peak Limestone (Cambro-Ordovician) House Range, Utah - J. Paleont. **43** (2): 413-439, Tf.63-66, 5 Abb., 2 Tb., Tulsa, Okla.

-- 1976 An evolutionary transition between paraconodonts and conodontophorids from the Wilbern Formation (Upper Franconian) of Central Texas. - Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs **8**: 498

-- 1980 Taxonomic Revisions of Some Upper Cambrian and Lower Ordovician Conodonts With Comments on Their Evolution - Univ. Kansas Paleont. Contr. **99**: 43 S., 2 Tf., 6 QAbb., Lawrence, Kans. (Univ. Kans.).

-- 1984 Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism - Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. **196** [CLARK DL (Ed.) Conodont Biofacies and Provincialism]: 43-68, 13 Abb., Boulder, Col.

MÜLLER KJ 1956 Taxonomy, Nomenclature, Orientation, and Stratigraphic Evaluation of Conodonts - J. Paleont. **30** (6): 1324-1340, Tf.145, Menasha,Wisc.

-- 1959 Kambrische Conodonten - Z. dt. geol. Ges. **111** (2): 434-485, Tf. 11-15, 11 Abb., 3 Tb., Hannover.

-- 1962 Supplement to Systematics of Conodonts - Moore RC et al. (eds.) Treatise on Invertebrate Paleontology **W** (Miscellanea Conodonts etc.): W246-W249, Abb. 150-153, Lawrence/New York (Univ.Kan.Press/Geol.Soc.Am.).

MÜLLER KJ & HINZ I 1991 Upper Cambrian conodonts from Sweden - Fossils and Strata **28**: 153 S., 45 Tf., 22 Abb., 2 Tb., Oslo.

MÜLLER KJ & NOGAMI 1971: Über den Feinbau der Conodonten - Mem. Fac. Sci. (Geol. Miner.) **38** (1): 1-87, Kyoto.

NICOLL RS 1985 Multielement composition of the conodont species *Polygnathus xylus xylus* Stauffer,1940 and *Ozarkodina brevis* (Bischoff & Ziegler,1957) from the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia - BMR J. Australian Geol. Geophys. **9** (2): 133-147, 10 Abb., 3 Tb., Canberra.

NICOLL RS & SHERGOLD JH 1991 Revised Late Cambrian (pre-Paytonian - Datsonian) conodont biostratigraphy at Black Mountain, Georgina Basin, Western Queensland, Australia - Ibid. **12** (2): 93-188, 17 Abb., ibid.

NOGAMI Y 1966 Kambrische Conodonten von China, Teil 1, Conodonten aus den oberkambrischen Kushan-Schichten - Mem. Coll. Sci. (B) **32** (4): 351-366, Kyoto.

-- 1967 Kambrische Conodonten von China, Teil 2, Conodonten aus den hoch oberkambrischen Yencho-Schichten - Ibid. (B) **33**: 211-218, Kyoto.

OLGUN O 1987 Komponenten-Analyse und Conodonten-Stratigraphie der Orthoceratenkalksteine im Gebiet Falbygden Västergötland Mittelschweden - Sver. Geol. Undersökning (Ca) **70**: 79 S., 7 Tf., 31 Abb., Uppsala.

PANDER CH 1856 Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements. - X+91 S., 7 Tf., 10 Abb., St. Petersburg (K. Akad. Wiss.).

SZANIAWSKI H 1971 New Species of Upper Cambrian Conodonts from Poland - Acta Palaeont. Polonica **16** (4): 401-413, 5 Tf., 1 Abb., Warszawa.

-- 1980 Conodonts from the Tremadocian Chalcedony Beds, Holy Cross Mountains, Poland - Ibid. **25** (1): 101-121, Tf. 15-18, 1 Abb., 2 Tb., ibid.

-- 1982 Chaetognath Grasping Spines Recognized Among Cambrian Protoconodonts - J. Paleont. **56** (3): 806-810, 3 Abb., Tulsa, Okla.

-- 1987 Preliminary structural comparisons of protoconodont, paraconodont and euconodont elements - ALDRIDGE RJ (ed.): Palaeobiology of conodonts: 35 - 47.

SZANIAWSKI H & BENGTSON S 1988: Formation of the first euconodont elements. Cour. Forsch. Inst. Senckenberg **102**: 256-257, Frankfurt/Main.

WAMEL VA van 1974: Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of Northwestern öland, Southeastern Sweden.- Utrecht Micropaleont. Bull. **10**: 1-126

WESTERGARD AH 1922 Sveriges Olenidskiffer I. Utbredning och lagerföljd II. Fauna. 1. Trilobita - Sver. Geol. Unders. (Ca) **18**: VI+205 S., 16 Tf., 39 Abb., Stockholm.

Allolichas – eine neue Trilobitengattung aus mittelordovizischen Geschieben

Hans-Hartmut KRUEGER

KRUEGER H-H 1992 *Allolichas* - eine neue Trilobitengattung aus mittelordovizischen Geschieben [*Allolichas* - a New Trilobite Genus from Middle Ordovician Geschiebes] - *Arch. Geschiebekde.* 1 (5): 271-276, 2 Tf., 1 Abb., Hamburg 1992. ISSN 0936-2967.

The new lichid genus *Allolichas* characterized by a strong spine on the occipital ring is described from Backsteinkalk geschiebes (Viruan) of N Germany.

H.-H.Krueger, Museum für Naturkunde, Humboldt-Universität zu Berlin, Invalidenstraße 43, D-O-1040 Berlin, Germany.

Z u s a m m e n f a s s u n g: Aus norddeutschen Backsteinkalkgeschieben vom Alter der oberen Kukruse-Stufe ($C_2\beta$) wird die neue lichide Gattung *Allolichas* beschrieben.

Einleitung

Vor einigen Jahren kam der Autor in den Besitz eines *Platylichas*-Cranidiums aus dem Backsteinkalk, der im Abdruck Ansätze eines kräftigen Nackenstachels zeigte. Leider war der Fund schlecht gesammelt und das Positiv des Stachels war nicht mehr vorhanden. Ein Stachelfragment konnte in einem anderen Backsteinkalkgeschiebe mit Begleitfauna entdeckt werden. Anfang März 1991 gelang es dem Autor in Linau, Ostholstein, in einem faustgroßen, dichten und frischen Backsteinkalk, Cranidien, ein Hypostom und ein Pygidium von einem *Platylichas* mit Nackenstachel zu finden.

Beschreibung

Familie Lichidae HAWLE & CORDA,1847
Subfamilie Homolichinae

Allolichas longispinus n.gen.n.sp.

H o l o t y p u s: Steinkern eines Cranidiums, Sammlung H.-H.KRUEGER Nr. 1560. 1a - Tf. 1, F. 1a-d.

L o c u s t y p i c u s: Teschendorf, Kreis Gransee (Brandenburg); Geschiebe.

S t r a t u m t y p i c u m: Backsteinkalk. Alter: Obere Kukruse-Stufe ($C_2\beta$), mittl. Dalby, Mittel-Viru, unteres Caradoc.

D e r i v a t i o n o m i n i s: Wegen der für *Platylichas* fremdartigen Nakkenstachelanlage: *Allolichas*, wegen des langen Stachels: *longispinus*.

M a t e r i a l: 4 Cranidien, 1 Nackenstachel, 1 Hypostom und 3 Pygidien.

M a ß e (in mm):

	Nr. 1560.1a (Holotypus)	Nr. 1823.1	Slg. NEBEN
Glabella, größte Breite	6,4	4,4	7,4
Glabella, kleinste Breite	2,5	1,8	2,8
Glabella, Länge	7,o	5,o	7,9
Cranidium, Breite	16,4	10,o	18,4

D i a g n o s e: Cranidium nach vorn flach, zu den Seiten stark gewölbt, Glabella nach vorn kelchartig erweitert, von einem breiten Präglabellarfeld begrenzt. Glabellaseiten aus eiförmigen Loben gebildet, Augendeckel groß, die Glabella überragend. Occipitalring median mit einem kräftigen, langen, bogenförmigen Stachel versehen. Hypostom etwas länger als breit, vorderer Lobus groß, mittelstark gewölbt, Hinterrand aus zwei bogenförmigen Lappen gebildet. Pygidium flach, breiter als lang, mit drei Stachelpaaren versehen.

B e z i e h u n g e n: *Allolichas longispinus* kann gut von den ähnlichen Arten *Platylichas laxatus* und *P. nodulosus* durch seinen großen Nackenstachel und die hohen Augen unterschieden werden. *P. laxatus* und *P. nodulosus* sind aus den Bala-Schichten Großbritanniens bekannt (WHITTINGTON 1962: Tf. 6, F. 12-13; Tf. 7, F. 1-19). Reste von *Platylichas laxatus* sind wiederholt in Geschieben gefunden worden (NEBEN & KRUEGER 1971: Tf. 47, F. 10-13; 1973: Tf. 68, F. 18-19). Ohne den großen Nackenstachel würden sich alle Reste von *Allolichas* zur bekannten Gattung *Platylichas* stellen lassen, die mit einigen Arten in Geschieben vertreten ist und aus Estland, Schweden und Großbritannien im Mittel- bis Oberordovizium bekannt ist. Das Vorhandensein eines Nackenstachels läßt die neue Gattung jedoch isoliert stehen.

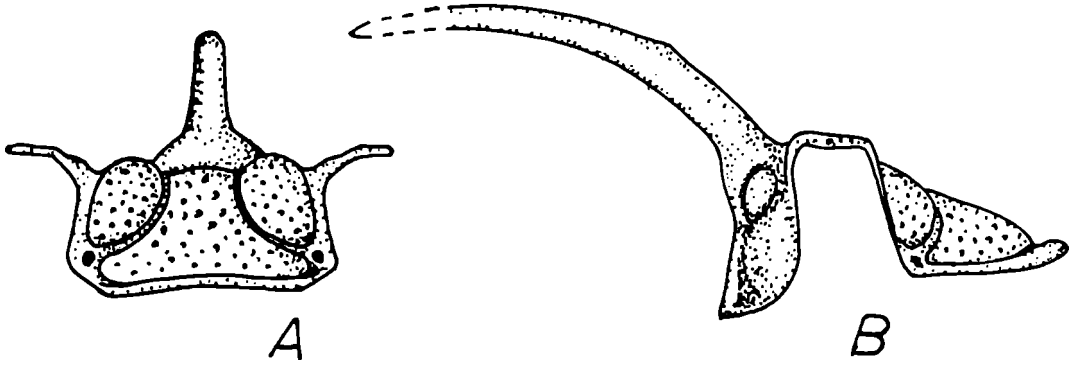
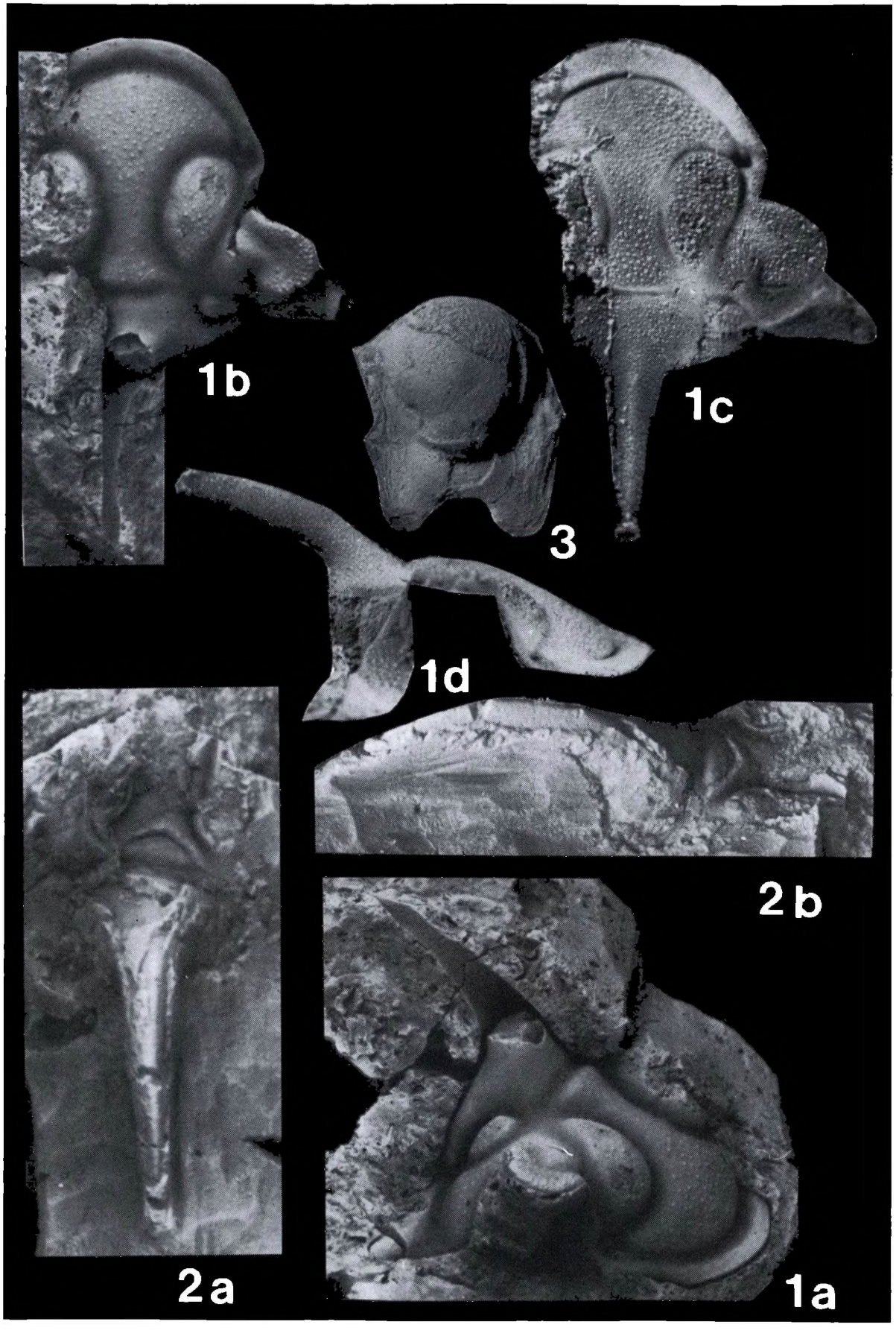


Abb. 1. Rekonstruktion von *Allolichas longispinus* gen.n.sp.n. in Frontal- (A) und Lateralansicht (B).

Tafel 1 (S.273)

Allolichas longispinus gen.n.sp.n., Backsteinkalk, Kukruse-Stufe ($C_2\beta$).

1 Cranidium (Nr. 1560.1a) von Teschendorf bei Löwenberg (Brandenburg): Steinkern in Lateral-Frontal- (a) und Dorsalansicht (b), Silikonabguß in Dorsal- (c) und Lateralansicht (d), x 3,5.
2 Nackenstachel (Nr. 1388.1a) von Niederfinow bei Bad Freienwalde (Brandenburg: Steinkern in Dorsal- (a) und Lateralansicht (b), x 3.
3 Hypostom in Schalenerhaltung (Nr. 1823.3) von Linau, Krs. Hzgt. Lauenburg (Schleswig-Holstein): Dorsalansicht, x 3,5.


1b
1c
3
1d
2b
2a
1a

B e s c h r e i b u n g: Cranidium mittelkräftig gewölbt, nach vorn flach, dachartig und nach außen und hinten steil abfallend. Glabella an den Seiten von großen, eiförmigen Lateralloben, die etwas höher sind als der Mediankörper der Glabella, begrenzt. Lateralloben vom Mediankörper durch deutliche, mäßig tiefe Glabellarfurchen getrennt und durch flache nach vorn und außen, divergierende Dorsalfurchen von den Festwangen getrennt. Mediankörper der Glabella nach vorn stark kelchartig erweitert, Vorderrand halbkreisförmig vorgezogen und durch eine mäßig tiefe Präglabellarfurche vom Präglabellarfeld getrennt. Präglabellarfeld halbkreisförmig, bandartig. Hinterer Teil der Glabella leicht erweitert, zum Occipitalring leicht ansteigend und vom Occipitalring durch eine kräftige Furche abgesetzt. Präglabellar-, Glabellar- und Dorsalfurchen enden vorn in den vorderen Vordergruben. Sie sind groß und tief. Der vordere Zweig der Gesichtsnaht verläuft fast anterolateral, um in weichem Bogen anteromedian im ersten Drittel am Vorderrand zu enden. Der hintere Zweig der Gesichtsnaht verläuft zuerst ungefähr gerade lateral, um etwa in Höhe des Augenrandes schräg nach außen und hinten zu biegen, um nach Durchquerung der Hintersaumfurche in einem ziemlich spitzen Winkel den Hinterrand zu erreichen. Festwange durch kleine eiförmige Buckel vom Occipitalring getrennt. Festwangen nach vorn schmal, hinten etwas breiter, nach oben von großen Augendeckeln abgeschlossen, die die Glabella weit überragen. Occipitalring sehr breit und median von einem kräftigen, steil nach oben gerichteten, an den Seiten abgeplatteten Stachel besetzt. Stachel knickt in Höhe des Hinterrandes des Occipitalringes an einer durch einen kleinen Tuberkel markierten Stelle, nach hinten ab, um in eine bogenförmige Form überzugehen und endet in einer stumpfen Spitze. Stachel wahrscheinlich fünftes bis sechstes Rumpfsegment erreichend.

Hypostom: Etwas länger als breit, vorderer Lobus groß, flach gewölbt vom hinteren, flacheren und kleineren Lobus durch Maculae leicht abgeschnürt. Vorderrand halbkreisförmig. Seitenfeld nach hinten breiter werdend, in zwei große, flache, zungenförmige Lappen nach hinten ausgezogen. Seiten- und Hinterfurche flach und breit.

Pygidium: Breiter als lang, sehr flach gewölbt, nur die Rhachis ist kräftig gewölbt und durch Furchen von den Seitenteilen abgegrenzt, sie ninmmt ungefähr ein Drittel der Pygidienbreite ein. Die Rhachis wird im oberen Teil von vier Querfurchen gegliedert, wovon die ersten beiden deutlich und die beiden hinteren nur an den Seiten der Rhachis sichtbar sind. Nach hinten wird die Rhachis flacher und schmaler, um in das breite hintere Feld, aus dem die beiden kräftigen, flachen hinteren Stachel hervorgehen, überzugehen. Seitenteile des Pygidiums in mehrere Lappen gegliedert, die durch mäßig tiefe Furchen, die nicht den Außenrand erreichen, untereinander abgesetzt sind. Je zwei Lappen laufen in einen Seitenstachel aus, der flach und nach hinten

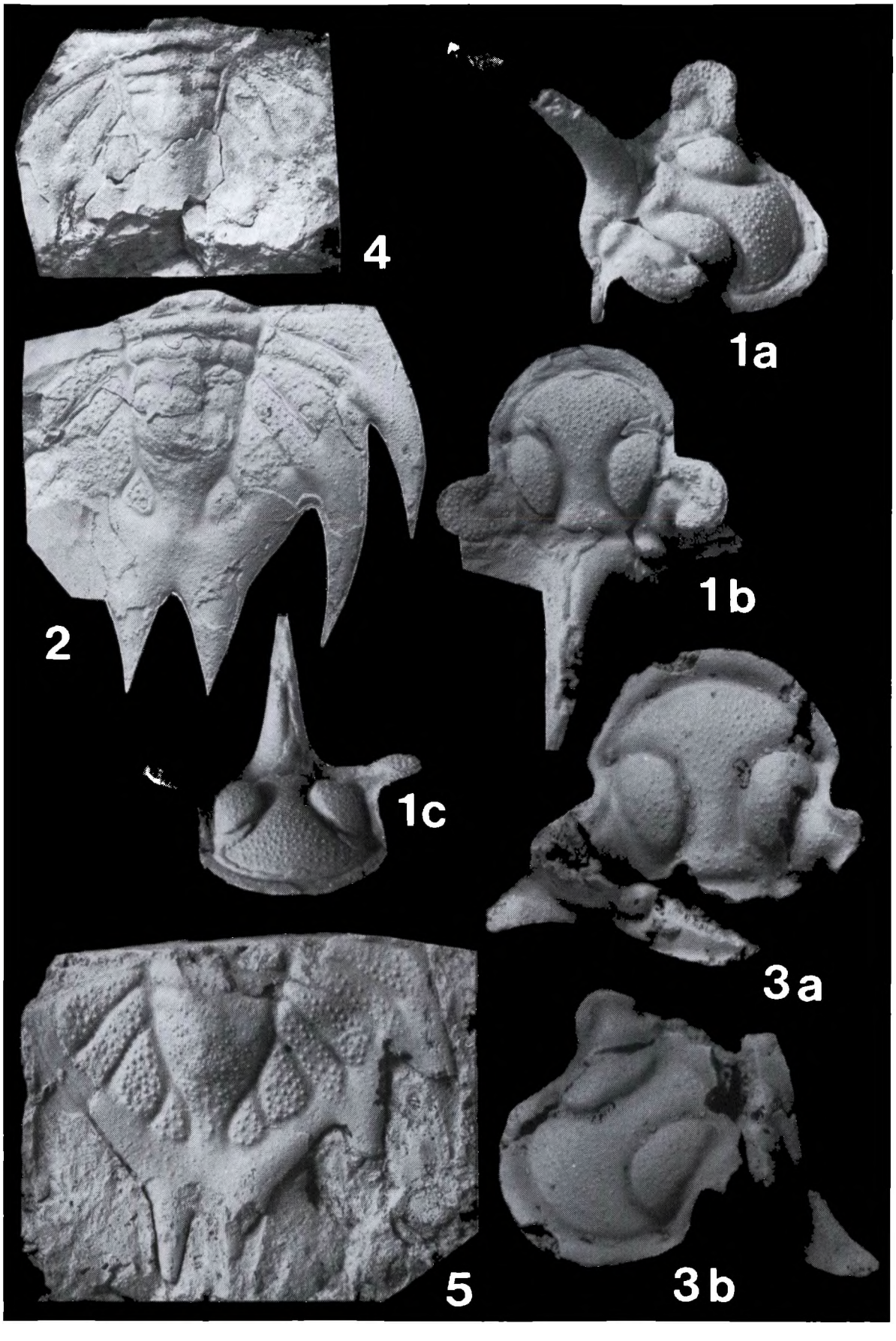
---

Tafel 2 (S. 275)

Allolichas longispinus gen.n.sp.n., Backsteinkalk, Kukruse-Stufe ($C_2\beta$).

1 Cranidium (Nr. 1823.1), Linau, Krs. Hzgt. Lauenburg (Schleswig-Holstein): Steinkern in Laterofrontal- (a), Dorsal- (b) und Frontalansicht (c), x 4.
2 Pygidium (Nr. 1823.4) in Schalenerhaltung : Dorsalansicht, x 2,5.
3 Cranidium von Niederfinow bei Bad Freienwalde (Brandenburg), Slg. W. NEBEN: Steinkern in Dorsal- (a) und Laterofrontalansicht (b), x 3,5.
4 Pygidiumfragment (Nr. 1824.1) vom gleichen Fundort: Steinkern in Dorsalansicht, x 3,5.
5 Pygidium von Hohensaaten bei Bad Freienwalde, Slg. W.NEBEN, Steinkern in Dorsalansicht, x 3,5.

Aufbewahrung der Originale: Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Humboldt-Universität zu Berlin (Slg. W.NEBEN und Slg. H.-H.KRUEGER).


4
1a
2
1b
1c
3a
5
3b

gerichtet ist. Das Pygidium hat zwei Paar Seitenstachel und ein Paar Hinterrandstachel. Die Schalenoberfläche ist auf allen Panzerteilen fein tuberkuliert und fein bis mittel granuliert.

V o r k o m m e n: Die Panzerteile von *Allolichas longispinus* n.sp. kommen in grüngrauen bis grauschwarzen verkieselten Kalken vor (Backsteinkalk). Oft ist in diesem Kalk das Vorkommen von einzelnen Glaukonitkörnern zu beobachten. Die Fauna setzt sich überwiegend aus Trilobiten und Brachiopoden zusammen, die meistens als Fossilnester gefunden werden. Das Material ist oft beschädigt, zerdrückt und verformt. Durch die große Festigkeit des Kalkes kann der überwiegende Teil der Fossilien nur als Steinkerne geborgen werden. Dies ist vielleicht auch der Grund, daß aus diesen Kieselkalken kaum Material vorhanden ist.
Neben *Allolichas longispinus* kommen noch vor: *Chasmops* (*Oculichasmops*) *mutica*, *C. conicophthalmus*, *Asaphus* (*Neoasaphus*) cf. *nieszkowskii*, *Illaenus kuckersianus*, *I.* cf. *fallax*, *Platylichas nasutus*, *Atractopyge rex*, *Remopleurides* sp., *Pharostoma* sp., *Hemisphaerocoryphe* cf. *inflatus*, *Sowerbyella* (*Viruella*) *liliifera*, *Christiana* cf. *holtedahli*, *Kiaeromena* cf. *juvenilis*, *Kiaeromena crypta*, *Platystrophia* sp., *Endoceras* sp. und verschiedene Bryozoen. Die Fauna läßt sich in die estländische Kukruse-Stufe und durch *Kiaeromena crypta* in den oberen Bereich ($C_2\beta$) einstufen. Das Alter entspricht ungefähr dem mittleren Dalby in Schweden. Die Heimat dieser Kieselkalke dürfte der mittlere Bereich der Ostsee, nördlich von Gotland, sein.

Literatur

FOERSTE AF 1920 The Generic Relations of the American Ordovician Lichadidae - Amer. J. Sci. (6) **49**: 26-50.

NEBEN W & KRUEGER HH 1971 Fossilien ordovicischer Geschiebe - Staringia 1: (VII S.), Tf. 1-50, o.O. (Druck: Oldenzaal; Vertrieb: Pinneberg).

-- 1973 Fossilien ordovicischer und silurischer Geschiebe - Ibid. **2**: (XII S.), Tf. 51-109, ib.

MOORE RC (Ed.) 1959 Treatise on Invertebrate Paleontology O [HARRINGTON HJ et al: Arthropoda 1]: 560 S., 414 Abb., Lawrence/Kan.(Univ. Kans. Press., Geol. Soc. Amer.

ÖPIK A 1937 Trilobiten aus Estland - Acta comment. Univ. Tartuensis (A) **32**: 163, Tf. 26, 42 Abb., Tartu.

SCHMIDT F 1885 Revision der Ostbaltischen Silurischen Trilobiten. Abtheilung II. Acidaspiden und Lichiden. - Mém. Acad. Imp. Sci. St.-Pétersbourg (7) **23** (1): 127 S., 6 Tf., St.-Pétersbourg.

TRIPP RP 1957 The Classification and Evolution of the Superfamily Lichacea (Trilobita) - Geol. Mag. **94** (2): 104-122, 8 Abb., Hertford, Herts.

WARBURG E 1939 The Swedish Ordovician and Lower Silurian Lichidae - Kgl. Svenska Vet.- Akad. Handl. (3) **17** (4): 162 S., 14 Taf., 1 Abb., Stockholm.

WHITTINGTON HB 1962 A Monograph of The Ordovician Trilobites of the Bala Area, Merioneth Part I - Monogr. Paleontogr. Soc. **116** [1962]: 1-32, Tf. 1-8, Abb. 1-2, Tb. 1, London.

Zur Ostrakodenfauna in Geschieben des Grünlichgrauen Graptolithengesteins (Silur)

Wolfgang HANSCH

HANSCH W 1992 Zur Ostrakodenfauna in Geschieben des Grünlichgrauen Graptolithengesteins (Silur) [To the Ostracode Fauna in glacial erratic boulders of the Grünlichgraues Graptolithengestein (Silurian)] - *Arch. Geschiebekde.* 1 (5): 277-284, 2 Abb., 1 Tb., Hamburg. ISSN 0936-2967.

Current knowledge on the Grünlichgraues Graptolithengestein (glacial erratic boulders [geschiebe], Silurian), especially its ostracode fauna is discussed. At present graptolite-ostracode communities are known in these geschiebes only from the *Monograptus chimaera* (*scanicus*) and from the *Cyrtograptus lundgreni* graptolite zone (Lower Ludlow as well as Upper Wenlock). However, the majority of the ostracodes described previously from these geschiebes have not been found in common with graptolites. Their taxonomical status and/or stratigraphic position are in part uncertain. Characteristic communities of some of these ostracodes in petrographically similar non-graptolite bearing geschiebes are restricted probably to stratigraphically lower levels (Lower Wenlock). Ostracodes occurring in common with graptolites are allochthonous.

Wolfgang Hansch, Fachrichtung Geowissenschaften, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a, D-O-2200 Greifswald, BR Deutschland.

Z u s a m m e n f a s s u n g: Der Kenntnisstand über das Grünlichgraue Graptolithengestein (Geschiebe, Silur) wird vor allem hinsichtlich seiner Ostrakodenfauna diskutiert. Gegenwärtig bekannt sind Graptolithen-Ostrakoden-Assoziationen in diesen Geschieben lediglich aus der *Monograptus chimaera* (*scanicus*)- und der *Cyrtograptus lundgreni*-Graptolithenzone (Unterludlow bzw. Oberwenlock). Die Mehrzahl der bisher aus dieser Geschiebeart beschriebenen Ostrakoden wurde dagegen nicht in Vergesellschaftung mit Graptolithen nachgewiesen. Ihr taxonomischer Status und/oder ihre stratigraphische Stellung sind z.T. unklar. Charakteristische Assoziationen einiger dieser Ostrakoden in petrographisch ähnlichen Geschieben ohne Graptolithen beschränken sich wahrscheinlich auf stratigraphisch tiefere Niveaus (Unterwenlock). Die zusammen mit Graptolithen vorkommenden Ostrakoden sind allochthon.

1. Allgemeines

Eines der bekanntesten Silur-Geschiebe ist das sogenannte Grünlichgraue Graptolithengestein. Damit werden zumeist grünlich- bis bräunlich-graue, häufig abgeplattet-ellipsoide Kalke mit hohem Matrixanteil bezeichnet. Sedimentpetrographisch handelt es sich nach der DUNHAMschen Karbonatklassifikation überwiegend um Mud- und vereinzelt um Wackestones bzw. nach dem FOLKschen Texturspektrum um biogenführende Mikrite bis selten Biomikrite. Der Name "Grünlichgraues Graptolithengestein" hat sich weitgehend eingebürgert, obwohl die Bindung der betreffenden Graptolithen an diese Lithofazies natürlich nicht ausschließlich ist und solche bzw. sehr ähnliche Silurgeschiebe häufig auch ohne Graptolithen auftreten. Somit ist, wie so oft in der Geschiebekunde, eine ehemals eingeführte Bezeichnung hinsichtlich ihrer eindeutigen Verwendung heute manchmal problematisch und eher durch Empirie bestimmt (vgl. KÜHNE 1955).

Nachgewiesen wurde das Graptolithengestein fast im gesamten nord- und mitteldeutschen pleistozänen Vereisungsareal sowie in den angrenzenden nordöstlichen Gebieten bis in den Königsberger (Kaliningrader) Raum. Westlich der

oberen Elbe nehmen Fundnachweise dagegen deutlich ab und im nordwestlichen Münsterländer Hauptkiessandzug gehören die Graptolithengesteine zu den Raritäten (SCHÄFER, pers. Mitt.). Im Pleistozän der Niederlande sind paläozoische Kalke generell nur selten vertreten (SCHUDDEBEURS 1980). Die überwiegende Mehrzahl aller bisherigen Fundpunkte des Graptolithengesteins dürfte somit zweifellos nördlich einer gedachten Verbindungslinie zwischen den Städten Danzig, Leipzig und Wismar liegen.

Das Liefergebiet für das Graptolithengestein ist nicht genau abgrenzbar. Im festländischen Bereich Baltoskandiens gibt es nur wenige Ablagerungen wie z.B. die Kalklinsen in den Schichten der Hemse-Gruppe von Snippsnyte bei Havdhem (Insel Gotland, vgl. MARTINSSON 1967: 370) oder die Kalkkonkretionen in den *Colonus*- bzw. *Cyrtograptus*-Schiefern Schonens, die dem lithofaziellen Habitus des Graptolithengesteins entsprechen würden. MARTINSSON (1963: 9) vermutete das Hauptherkunftsgebiet in einem submarinen Areal ESE der Südspitze der Insel öland im Bereich der sog. "North-Mid-Sea-Bank" (s. auch MARTINSSON 1967: 383).

Nach MARTINSSON (1967: 360, Abb. 2; 383) umfaßt das Graptolithengestein den stratigraphischen Bereich zumindest vom oberen Wenlock (*Cyrtograptus lundgreni*-Graptolithenzone mit den Subzonen des *Cyrtograptus radians* und *Monograptus testis* = Zone 31 nach der klassischen britischen Zonenfolge von ELLES & WOOD; vgl. JAEGER 1991) bis maximal in das untere Oberludlow (*Saetograptus* <bei JAEGER *Monograptus*> *leintwardinensis*-Graptolithenzone = Zone 36).

Als Folge eines insgesamt regressiven Sedimentationsgeschehens im durch eine buchtenähnliche Konfiguration gekennzeichneten baltoskandischen Perikontinentalmeer ist während des Silurs ein sukzessives Zurückweichen der Graptolithenfauna nach S offensichtlich. Bereits im Obersilur sind aus Estland keine Graptolithen mehr nachgewiesen. Auf Gotland bzw. in Lettland reicht das Graptolithenvorkommen bis in die gotländische Hemse-Gruppe bzw. in die etwa zeitgleiche ostbaltische Paadla-Stufe. Lediglich im südlichen Teil des baltoskandischen Sedimentationsbeckens (Peri-Baltikum Nordpolens, Ostpreußen, SW-Litauen) "überschreiten" Graptolithen noch die Grenze zwischen den beiden Obersilur-Serien Ludlow und Přídolí und treten im Basisbereich des Přídolí auf (vgl. KALJO et al. 1984). Diese graptolithenführenden Přídolí-Sedimente sind heute jedoch durch mächtige postsilurische Schichtenfolgen bedeckt. Insofern wird die stratigraphische Obergrenze der Graptolithengestein-Geschiebe maßgeblich durch die sich ändernden paläogeographisch-lithofaziellen Verhältnisse und das damit einhergehende Erlöschen der Graptolithenfauna in Baltoskandien bestimmt. Prozesse der postmortalen Zerstörung der Skeletteiweißsubstanz von Graptolithen durch oxidative Vorgänge und daraus folgende Nichtüberlieferung spielen in diesem Zusammenhang möglicherweise auch eine gewisse Rolle.

Die Untergrenze trägt dagegen keinen so definierten Charakter, da nach KÜHNE (1955) zumindest petrographisch ähnliche Geschiebe auch aus stratigraphisch tieferliegenden Niveaus als Zone 31 bekannt sind. Verschiedentlich wird daher die Liegendgrenze des Graptolithengesteins auch mit dem Wenlock-Basisbereich (*Cyrtograptus murchisoni*-Graptolithenzone = Zone 26) gleichgesetzt (HUCKE & VOIGT 1967; SCHRANK 1972). Solche ähnlichen Erratika sind z.T. die in älteren Geschiebe-Arbeiten (u.a. KRAUSE, KUMMEROW) erwähnten sogenannten *Encrinurus*-Kalke (nicht *Encrinurus*-Kalk *sensu* SCHRANK 1972), die neben Trilobitenresten auch Ostrakoden als Begleitfauna enthalten und altersmäßig stratigraphischen Abschnitten der ostbaltischen Jaani- oder (?) Jaagarahu-Stufe entsprechen dürften (Wenlock-Basis bis etwa (?) *C. lundgreni*-Graptolithenzone). Beschreibungen weiterer Geschiebefunde mit Ostrakoden aus dem Jaani-Paadla-Zeitintervall ohne Graptolithen finden sich bei SCHALLREUTER (1987) und SCHALLREUTER & SCHÄFER (1987). Zur Stratigraphie und Ostrakodenverbreitung vgl. Tb.1 und Abb. 2.

2. Ostrakodenfauna

Die bisher bekannte Fauna aus dem Graptolithengestein ist bezogen auf die Anzahl der Fossilgruppen relativ divers. Erwähnt werden in der Literatur u.a.

Vertreter der Nautiloideen, Brachiopoden, Trilobiten, Bivalven, Gastropoden, Conularien, Placodermen, Conodonten, Chitinozoen, Acritarchen und Ostrakoden. Treten jedoch Graptolithen in größerer Anzahl auf, ist die Makro-Begleitfauna zumeist sehr viel dürftiger bzw. besteht häufig nur aus leicht verdriftungsfähigen Formen wie z.B. "Orthoceren". Namentlich aufgeführte Makrofossilien geben u.a. HUCKE & VOIGT (1967) und RICHTER (1986) an.

Da die Graptolithen aufgrund ihrer relativ hohen Evolutionsgeschwindigkeit und weiten Verbreitung im offen-marinen Milieu (Pelagial) die Grundlage für die biostratigraphische Untergliederung des Silurs darstellen, ist jedes gemeinsame Vorkommen mit Vertretern einer anderen Tiergruppe wiederum ein Indiz für deren zeitliche Verbreitung und damit letztlich auch für die stratigraphische Einstufung von Sedimenten ohne Graptolithen. Zu den Fossilien, die zusammen mit Graptolithen in silurischen Geschieben vorkommen können, gehören auch Ostrakoden. Da diese im Ludlow und vor allem, bedingt durch das Fehlen der Graptolithen, im Přídolí eine der stratigraphisch wichtigsten Fossilgruppen im baltoskandischen Sedimentationsraum sind und darüber hinaus überregionale Korrelationen bzw. paläobiogeographische Vergleiche von Maine (USA) bis Podolien (Ukraine) erlauben, ist ihre generelle Einbindung in die Standard-Graptolithenzonenfolge natürlich von Interesse.

Der Hauptlebensraum der Ostrakoden war im Silur der Flachschelf- und Untiefenbereich, in denen eine hohe Diversität und ein großer Individuenreichtum für diese Tiergruppe kennzeichnend waren. Das wohl markanteste Geschiebe-Beispiel aus diesen Faziesbereichen ist die Beyrichienkalk-Abfolge, die weltweit eine der am besten erhaltenen Ostrakodenfaunen des Silurs repräsentiert.

Aufgrund jedoch dieser Verschiedenheit der Hauptlebensräume sowie des zeitlich begrenzten Auftretens der Graptolithen in Baltoskandien gehört ein gemeinsames Vorkommen von Graptolithen und Ostrakoden zwangsläufig zu den großen Seltenheiten. Die dennoch in silurischen Geschieben mit Graptolithen

Přídolí		Ohesaare
		Kaugatuma
Ludlow		Kuressaare
	36 *leintwardinensis* 35/34 *chimaera* 33 *colonus*	Paadla
Wenlock	32 *vulgaris*	Rootsiküla
	31 *lundgreni*	Jaagarahu
	27 *riccartonensis* 26 *murchisoni*	Jaani
Llandovery		Adavere
		Raikküla
		Juuru

Tb. 1. Stratigraphische Gliederung des Silurs einschließlich wichtiger Graptolithenzonen aus dem betrachteten Zeitintervall und der regionalen ostbaltischen Silur-Stufen.

auftretenden Ostrakoden sind wahrscheinlich durch Strömungen, einem Transport von Sedimentpartikeln vergleichbar, mehr oder minder weit in den bathymetrisch tieferen und/oder küstenferneren und z.T. lebensfeindlicheren Bildungsraum des Graptolithengesteins gelangt.

In der Literatur aus diesem Jahrhundert finden sich lediglich bei KUMMEROW (1943) und MARTINSSON (1965, 1966) einige namentliche Hinweise auf Ostrakoden aus Geschieben des Graptolithengesteins. KUMMEROW (1943) gibt dabei auch eine kurze Zusammenfassung über die bis dato publizierten wenigen Angaben zur Ostrakodenfauna aus BOLL (1862), HEIDENHAIN (1869), HAUPT (1878), ROEMER (1885), JAEKEL (1890) und KRAUSE (1891, 1892). Er betrachtet von den bereits beschriebenen Spezies *Craspedobolbina jonesi* (BOLL), *Ulrichia molengraaffi* KUIPER, *Aechmina bovina* JONES sowie die in älteren Publikationen unter bekannten Speziesnamen schon erwähnten, aber von ihm als neue Arten benannten Formen *Opisthoplax compressa* [in HAUPT 1878 vermutlich "*Cytherina* (*Leperditia*) 6 sp."], *Leioprimitia graptolithophila* (in KRAUSE 1891 "*Primitia beyrichiana*"), *Krausella spinata* (in KRAUSE 1891 "*Pontocypris mawii* var. *proxima*"), *Microcheilinella paradoxa* (in KRAUSE 1891 "*Bythocypris phillipsiana*") und *Kirkbyella ? simplex* (in KRAUSE 1892 "*Primitia* aff. *obliquipunctata*") als aus dem Graptolithengestein stammend (Literaturzitate siehe KUMMEROW 1943).

Die Aussage KUMMEROW's, daß das Graptolithengestein im Vergleich zum Beyrichienkalk i.e.S. ein geringerer Individuenreichtum, aber eine höhere Artanzahl kennzeichnet, ist jedoch falsch. Einschließlich der in obiger Arbeit von KUMMEROW noch neu aufgestellten Spezies werden dann insgesamt die folgenden 18 Ostrakodenarten für diese Geschiebeart angegeben (sofern möglich, ist jeweils in Klammern die gegenwärtig vertretbare taxonomische Zuordnung aufgeführt, detailliertere Angaben und Synonymie vgl. MARTINSSON 1966; HANSCH 1987,1991):

Paraparchites cf. *lenticularis* (KUMMEROW,1924)
**Primitia trigonalis* JONES & HOLL,1865
Leioprimitia graptolithophila KUMMEROW,1943 (*Saccelatia graptolithophila*)
**Ulrichia molengraaffi* KUIPER,1916 (*Bollia molengraaffi*)
**Aechmina bovina* JONES,1887
Opisthoplax compressa KUMMEROW,1943
Beyrichia reuteri KRAUSE,1891 (*Ampirulum reuteri*)
Beyrichia jonesi BOLL,1856 (*Craspedobolbina jonesi*)
Beyrichia jonesi BOLL,1856 var.*clavata* KOLMODIN,1869 (*Craspedobolb.clavata*)
Beyrichia alata KUMMEROW,1943 (*Ampirulum reuteri*)
Ctenobolbina diensti KUMMEROW,1943 (*Diceratobolbina diensti*)
Kirkbyella ? simplex KUMMEROW,1943 (*Semilimbinaria simplex*)
Krausella spinata KUMMEROW,1924
**Bythocypris caudalis* JONES,1889
Bythocypris recta KUMMEROW,1943 (*Cytherellina recta*)
**Cavellina* cf. *subparallela* JONES,1893
Microcheilinella paradoxa KUMMEROW,1943
Eoconchoecia erratica KUMMEROW,1943

Bei den mit einem * gekennzeichneten Spezies ist zur Zeit ohne Bearbeitung des Originalmaterials weder die genaue Klärung ihres taxonomischen Status möglich noch ihr Vorkommen im Graptolithengestein zu bestimmen. Leider sind bei KUMMEROW auch alle anderen Ostrakodenarten aus Geschieben beschrieben, die keine Graptolithen enthalten bzw. von denen zumindest keine Angaben über die eventuell mit aufgetretene Graptolithenfauna vorliegen. KUMMEROW erwähnt als Herkunftsgestein z.T. sogar nur Geschiebe vom "Charakter des Graptolithengesteins". Insofern ist auf der Basis dieser alten Literaturdaten die stratigraphische Stellung der einzelnen Ostrakoden und ihre genaue Herkunft aus Graptolithengestein in den oben erwähnten stratigraphischen Grenzen nicht zu klären.

MARTINSSON (1965: 318) bezeichnete als die charakteristischen palaeocopiden Ostrakoden aus dem Graptolithengestein die beiden *Craspedobolbina*-Arten *C. jonesi* und *C. variolata* MARTINSSON,1962. Beide sind bereits auch schon in

KUMMEROW (1943: Tf.1, F.10; Tf.2, F.9) richtig als *B. jonesi* bzw. die Spezies *C. variolata* (auf Tf.1, F.3) als *B. jonesi* und eventuell (in F.7) als *B. jonesi* var. *clavata* abgebildet. *C. variolata* wurde nachgewiesen in Geschieben der *C. lundgreni*-Zone (Oberwenlock) und *C. jonesi* in Unterludlow-Erratika der *Monograptus chimaera*-Zone (vgl. MARTINSSON 1965).

Schließlich publizierte der gleiche Autor (1966) noch einige wenige zusammenfassende Angaben über die Ostrakodenfauna aus dem Graptolithengestein. Wiederum angegeben werden *C. jonesi* und *C. variolata*. *Craspedobolbina clavata* (vgl. KUMMEROW 1943: Tf. 2, F. 10) kommt nach MARTINSSON ebenfalls mit großer Wahrscheinlichkeit vor, da diese Art auch in Gesteinen von Graptolithengesteinsalter auf Gotland auftritt (Mulde-Formation). Alle weiteren aufgeführten Ostrakoden wie *A. reuteri*, *C. diensti*, *L. graptolithophila*, *K. simplex*, *M. paradoxa*, *U. molengraaffi* und *A. bovina* werden durch MARTINSSON (1966) in ihrer stratigraphischen Position und damit in ihrem Vorkommen im Graptolithengestein als fraglich bezeichnet.

3. Graptolithen-Ostrakoden-Stratigraphie

Durch Frau H. WAGNER, Hamburg, wurden dem Autor zwei Geschiebe überlassen (Fundorte Hamburg-Schnelsen bzw. Fynshoved, Dänemark), die sowohl Graptolithen als auch Ostrakoden enthalten (Abb. 1). Die Ostrakoden treten jeweils nestartig konzentriert im verwitterten, z.T. ausgelaugten Randbereich der Geschiebe auf. Es handelt sich ausschließlich um juvenile Ostrakoden-Stadien, was einen Transport dieser Formen in das "Graptolithengesteins-Milieu" nahelegt. Auf Grund von Transport, Verwitterung und teilweiser Umkristallisation ist der Erhaltungszustand relativ schlecht. Um einen Eindruck zu vermitteln, sind vier Individuen in Abb. 1 in offener Nomenklatur abgebildet. Bezüglich der stratigraphischen Verbreitung von Ostrakoden im Graptolithengestein ergibt sich gegenwärtig der in Abb. 2 vorgelegte Kenntnisstand. Darin enthalten sind die Ergebnisse der vom Autor gelegentlich durchgeführten Ostrakoden-Bestimmungen aus durch Graptolithen datierten Geschieben sowie das durch Analogieschlüsse (Vergleich von Geschiebe-Ostrakodenassoziationen mit Literaturdaten aus dem Anstehenden, Literatur bei HANSCH, im Druck) ermittelte wahrscheinliche Vorkommen einiger weiterer Spezies. Die Graptolithenzonenfolge basiert auf den Angaben in JAEGER (1991). Aus den vier von diesem Autor zwischen den klassischen Zonen 31 und 32 neu benannten Zonen *Monograptus dubius parvus*-, *Monograptus dubius/Retiolites nassa*-, *Monograptus praedeubeli*- und *Monograptus deubeli*-Zone sind bisher zwangsläufig noch keine Ostrakoden sicher beschrieben worden. Da jedoch diese Zonen-Graptolithen aus dem baltoskandischen Sedimentationsbecken und z.T. Geschieben bekannt sind, ist ein gemeinsames Vorkommen mit Ostrakoden nicht auszuschließen.

Trotz der somit noch vorhandenen Kenntnislücken ist festzustellen, daß Geschiebe der Graptolithen-Zone 34/35 (*chimaera/scanicus*-Zone) offenbar relativ häufig sind und zudem auch überwiegend (?) die Ostrakoden führen (*C. jonesi*- bzw. *Neobeyrichia spinulosa*-Fauna). Ein weiteres Graptolithengesteinsniveau mit Ostrakoden entspricht der *C. lundgreni*-Zone (*C. variolata/clavata*-Fauna).

Die anderen bisher aus dem Graptolithengestein angegebenen Ostrakodenspezies (siehe oben) benötigen noch den tatsächlichen durch das gemeinsame Vorkommen mit Graptolithen zu erbringenden Nachweis ihres Vorkommens aus dieser Geschiebeart. Gegenwärtige Untersuchungen (HANSCH, in Vorbereitung) deuten darauf hin, daß solche von KUMMEROW beschriebenen Geschiebe-Ostrakodenarten, wie *D. diensti* (vgl. SETHI 1986), *A. reuteri*, *M. paradoxa*, *K. spinata* und eventuell *O. compressa*, bereits in der Jaani-Stufe (*C. murchisoni/Monograptus riccartonensis*-Graptolithenzonen = Zonen 26/27 bzw. = Högklint-Formation auf Gotland) einsetzen und damit eine ältere Geschiebe-Ostrakodenassoziation bilden als die bisher sicher zusammen mit Graptolithen angetroffenen *Craspedobolbina*-Faunen im Graptolithengestein sensu MARTINSSON (Abb. 2). Neue Geschiebefunde mit Graptolithen-Ostrakoden-Assoziationen könnten helfen, diese noch strittigen Fragen zu klären.

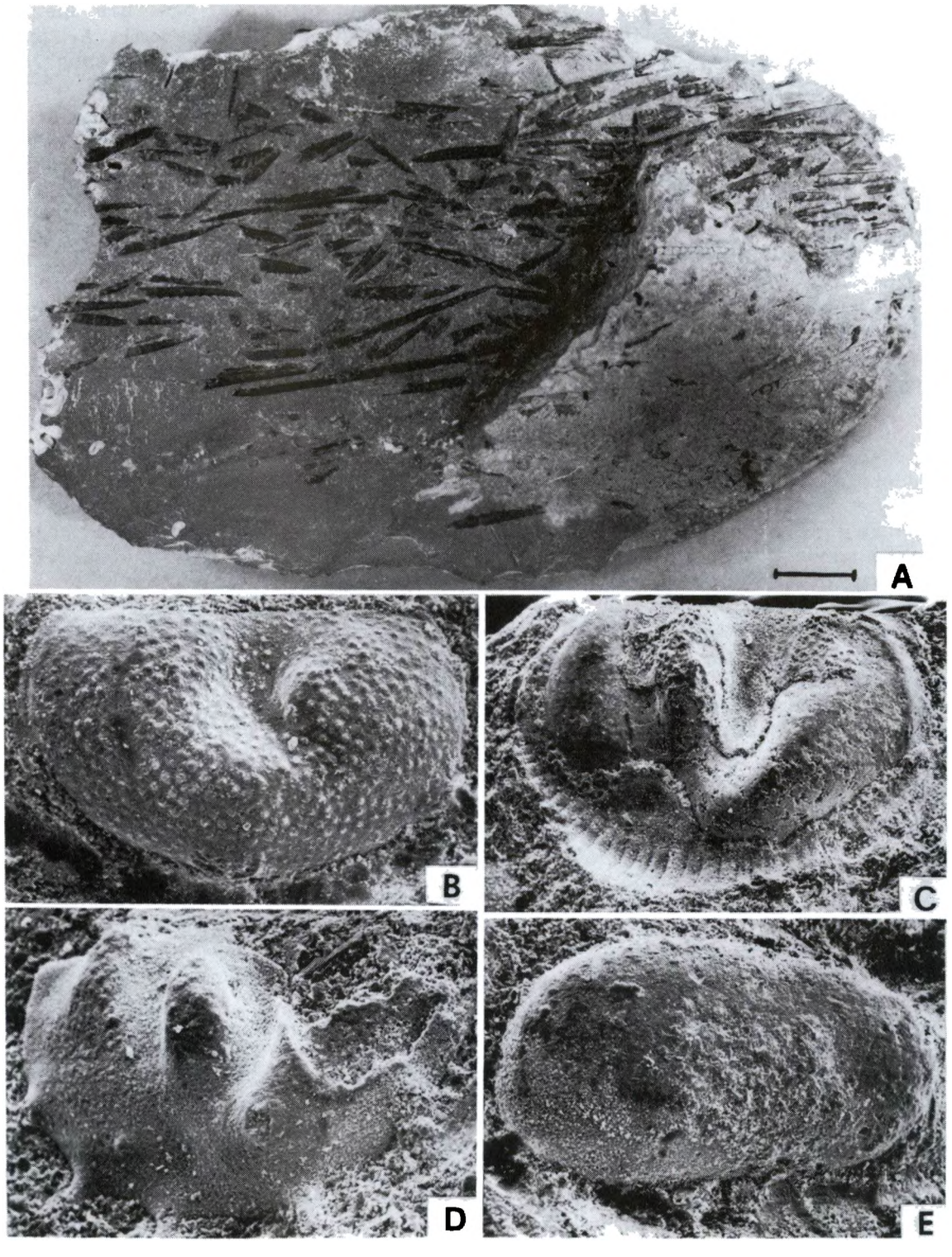


Abb. 1. ■A Grünlichgraues Graptolithengestein (*M.chimaera*-Zone 34/35) von Fynshoved, Fünen, Dänemark, leg. H. WAGNER (Maßstab: 1 cm). ■B *Diceratobolbina* cf.*diensti* (KUMMEROW,1924), rechte teknomorphe Klappe (FGG 95/1), x 90. ■C *Amphitoxotis* cf.*curvata* MARTINSSON,1962, linke teknomorphe Klappe (FGG 95/2), x 42. ■D *Neobeyrichia* cf. *spinulosa* (BOLL,1856), linke teknomorphe Klappe (FGG 95/3), x 88. ■E *Healdianella* cf.*procerula* PRANSKEVIČIUS,1972, rechte Klappe (FGG 95/4), x 63. Alle Ostrakoden aus dem in A abgebildeten Geschiebe. (FGG = Fachrichtung Geowissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald).

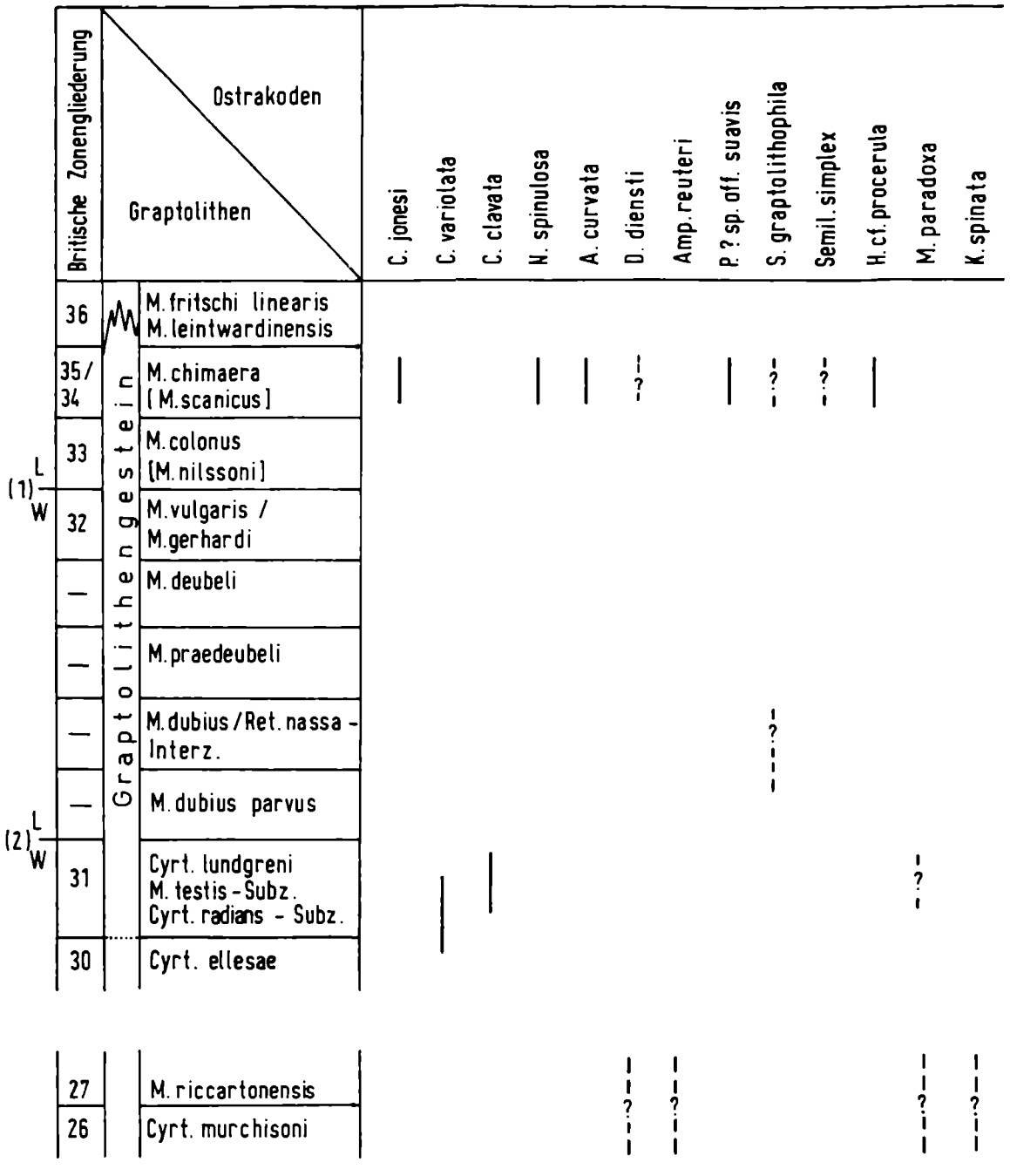


Abb. 2. Graptolithen-Ostrakoden-Korrelation in Geschieben des Graptolithengesteins (Silur). Graptolithenzonenfolge nach JAEGER (1991). Zur stratigraphischen Untergrenze des Graptolithengesteins siehe Text. (1): Wenlock/Ludlow-Grenze nach dem durch die ICS (International Commission on Stratigraphy) sowie der IUGS (International Union of Geological Sciences) ratifizierten GSSP (Global Stratotype Section and Point) Pitch Coppice im Ludlow-Distrikt (Wales) (2): Wenlock/Ludlow-Grenze nach JAEGER (1991, Diskussion siehe dort).

——— sicheres Vorkommen im Graptolithengestein zusammen mit Graptolithen

--?-- in Geschieben noch nicht sicher in Vergesellschaftung mit Graptolithen bestätigtes Vorkommen, stratigraphische Position z.T. lediglich durch Analogieschlüsse (Vergleich von Geschiebe-Ostrakodenassoziationen mit Literturdaten aus dem Anstehenden) vermutet.

Abkürzungen: Graptolithen: *M. - Monograptus*, *Ret.- Retiolites*, *Cyrt. - Cyrtograptus*. Ostrakoden: *C. - Craspedobolbina*, *N. - Neobeyrichia*, *A. - Amphitoxotis*, *D. - Diceratobolbina*, *Amp. - Ampirulum*, *P. - Primitiopsis*, *S. - Saccelatia*, *Semil. - Semilimbinaria* (möglicherweise synonym mit *Noviportia* MARTINSSON,1962), *H. - Healdianella*, *M. - Microcheilinella*, *K. - Krausella*.

4. Danksagung

Herrn Dr. H. JAEGER, Berlin, sei herzlich für die Bestimmung der Graptolithen in den Geschieben gedankt. Mein besonderer Dank gilt Frau H. WAGNER, Hamburg, die mir zwei der hier diskutierten Geschiebefunde zur Bearbeitung überließ und somit die vorliegende Publikation erst mit ermöglichte.

5. Literatur

HANSCH W 1987 Revision KUMMEROW'scher Ostrakodenarten aus dem Silur Baltoskandiens - Palaeontographica (A) **195** (4/6): 175-199, Tf.48-53(1-6), 1 Abb., 2 Tb., Stuttgart.

-- 1991 Die silurischen Geschiebe-Ostrakoden von KRAUSE, STEUSLOFF und KUMMEROW - Arch. Geschiebekde. **1** (2): 79-104, 5 Tf., 1 Tb., Hamburg.

-- (i.D.) Die obersilurische Ostrakodenfauna Baltoskandiens - ein Überblick - Palaeontographica (A), Stuttgart.

HUCKE K & VOIGT E 1967 Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe) - 132 S., 50 Tf., 24(+1) Abb., 5 Tb., 1 K., Oldenzaal (Nederlandse Geol. Ver.).

JAEGER H 1991 Neue Standard-Graptolithenzonenfolge nach der "Großen Krise" an der Wenlock/Ludlow-Grenze (Silur) - N. Jb. Geol. Paläont. (Abh.) **182** (3): 303-354, 32 Abb., Stuttgart.

KALJO D, PASKEVIČIUS IJ & ULST RŽ 1984 Graptolitovye zony silura Pribaltiki (Graptolite Zones in the East Baltic Silurian) - Stratigrafija drevnepaleozojskich otloženij Pribaltiki: 94-118, 5 Abb., 5 Tb., Tallinn (Akad. nauk Est. SSR).

KUMMEROW E 1943 Die Ostrakoden des Graptolithengesteins. - Z. Geschiebeforsch. Flachlandsgeol. **19** (1): 27-60, 2 Tf., Leipzig.

KÜHNE WG 1955 Unterludlow-Graptolithen aus Berliner Geschieben. - N. Jb. Geol. Paläont.(Abh.) **100** (3): 350-401, 18 Abb., 1 Tb., Stuttgart.

MARTINSSON A 1963 *Kloedenia* and Related Ostracode Genera in the Silurian and Devonian of the Baltic Area and Britain - Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala **42** (1/6) 2: 63 S., 36 Abb., Uppsala. [= Publ. Palaeont. Inst. Univ. Uppsala **42**: 1-63].

-- 1965 Remarks on the Silurian Ostracode genus *Craspedobolbina* from the Baltic Area and Britain - Geol. Fören. Förh. **87** (3 = 522): 314-325, 6 Abb., [= Ibid. **64**: 314-325, 1966], Stockholm.

-- 1966 *Ampirulum*, a New Genus of Beyrichiacean Ostracodes - Ibid. **88** (1 = 524): 68-74, 3 Abb. [= Ibid. **64**: 68-74], ibid.

-- 1967 The Succession and Correlation of Ostracode Faunas in the Silurian of Gotland - Ibid. **89** (3 = 530): 350-386, 3 Abb., ibid.

RICHTER E 1986 Die fossilführenden Geschiebe in der Umgebung von Leipzig - Altenburger Naturwiss. Forsch. **3** [RICHTER E, BAUDENBACHER R & EISSMANN L Die Eiszeitgeschiebe in der Umgebung von Leipzig Bestand, Herkunft, Nutzung und quartärgeologische Bedeutung]: 7-79, 20 Tf., 1 Abb., 1 Tb., Altenburg.

SCHALLREUTER R 1987 Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I - Geol. Paläont. Westfalen **7** [Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens I]: 43-55, 2 Tf., 2 Abb., Münster.

SCHALLREUTER R & SCHÄFER R 1987 Cruminata (Ostracoda) aus Silurgeschieben Westfalens I - Ibid.: 31-41, 2 Tf., 1 Abb., ibid.

SCHRANK E 1972 Proetacea, Encrinuridae und Phacopina (Trilobita) aus silurischen Geschieben - Geologie **21** (Beih. **76**): 117 S., 21 Tf., 4 Abb., 1 Tb., Berlin.

SCHUDDEBEURS AP 1980 Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande - Der Geschiebesammler **14** (2/3): 91-117, 11 Abb., 3 Tb., Hamburg.

SETHI DK 1979 Palaeocope and eridostracan ostracodes - Sver. Geol. Unders. (C) **762** [Arsbok **73** (3) = JAANUSSON V, LAUFELD S & SKOGLUND R (Eds.) Lower Wenlock Faunal and Flora Dynamics - Vattenfallet Section, Gotland.]: 142-166, Abb.41-52, Uppsala.

Variationsstatistische Untersuchungen an der Muschel *Nuculana deshayesiana* aus dem Septarienton (Mitteloligozän) von Malliß (Mecklenburg)

Volker JANKE

JANKE V 1992 Variationsstatistische Untersuchungen an der Muschel *Nuculana deshayesiana* aus dem Septarienton (Mitteloligozän) von Malliß (Mecklenburg) [Biometrical Investigations on the Bivalve *Nuculana deshayesiana* from the Septarienton (Middle Oligocene) from Malliss (Mecklenburg)] - *Arch. Geschiebekde.* 1 (5): 285-290, 4 Abb., Hamburg. ISSN 0936-2967.

Nuculana deshayesiana from the Septarienton of Malliss exhibits strong variation in its dimensions maybe due to sexual dimorphism.

Volker Janke, Wallstraße 35, D-O-2755 Schwerin.

Z u s a m m e n f a s s u n g: Die Muschel *Nuculana deshayesiana* (DUCHASTEL in NYST,1835) aus dem Septarienton (Mitteloligozän) von Malliß (Mecklenburg) zeichnet sich durch eine große Variationsbreite aus. Die Unterschiede der Größenverhältnisse gaben schon früh Anlaß zu unterschiedlicher Gattungszuweisung (*Nuculana*, *Leda*, *Yoldia* oder *Portlandia*) (s. Synonymieliste). Die Variationsbreite läßt sich möglicherweise mit Sexualdimorphismus erklären, und eventuell kann man an Hand der Schalenform weibliche, männliche und juvenile Exemplare unterscheiden.

Material und Methode

Für diese Arbeit wurden 300 vollständige Muscheln der zu untersuchenden Art, welche aus ca. 30 m anstehendem Septarienton stammen, vermessen. Sie wurden in mehreren Aufsammlungen von unterschiedlichen Sammlern geborgen und können somit leider nicht genau stratigraphisch zugeordnet werden.

Untersucht wurden die Stücke mit Hilfe variationsstatistischer Methoden auf eventuelle Artentrennung, Sexualdimorphismus oder andere, die Variationsbreite der Muschel beeinflussende Umstände. In die Betrachtung sind die Muscheln unsortiert eingegangen, um das gesamte Spektrum zu erfassen.

Es wurden 5 Maße abgenommen: Höhe, Länge, Breite, der mit A bezeichnete längere Schenkel (hinterer Rückenrand) und der mit B bezeichnete kürzere Schenkel (vorderer Rückenrand).

Die 1500 abgenommenen Maße wurden computergestützt verarbeitet und können den nachgestellten Abbildungen entnommen werden.

D a n k: Für Hinweise und die Unterstützung beim Vermessen der Muschel sowie dem Erstellen der Diagramme danke ich Dr. W. ZESSIN, A. CHRISTOPH und meiner Frau.

Nuculana deshayesiana (DUCHASTEL in NYST,1835)

1835 *Nucula deshayesiana* DUCHASTEL in NYST, Recherches sur les coquilles fossiles de la province d'Anvers: 16, Tf. 3, F. 63
- NYST 1843, Mém. Cour. Acad. roy. Belgique **17**: 221, Tf. 15, F. 8

1863 *Leda deshayesiana* DUCHASTEL sp. - SANDBERGER F, Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens: 344, Tf. 28, F. 4,4a-c
- KOENEN A von 1868: Palaeontogr. **16** (6): 240
- VINCENT G 1889, Ann. Soc. roy. Malacol. Belgique **23** [1888]: 39
- STRAELEN V van 1923, Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrol. **33**: 64
- ALBRECHT JCH & VALK W 1943, Meded. geol. Stichting (C) **4** (1) 3: 110, Tf. 9, F. 320

1865 *Leda deshayeseana* - WEINKAUFF, N. Jb. Miner. **1865**: 190
1874 *Nuculana* (*Portlandia*) *deshayesiana* DUCH. - MORCH, Forst. i. Tertiaerlag: 297
1942 *Leda* (*Ledina*) *deshayesiana* - HEERING J, Meded. geol. Stichting (C) **4** (1) 2: 18, Tf. 2, F. 10-11
1949 *Yoldia deshayesi* DUCHASTEL. - GILLET S, Bull. Soc. géol. France (5) **19**: 53, Tf. 4, F. 1,1a
1957 *Nuculana deshayesiana* (DUCHASTEL) NYST, sp. 1835 - GLIBERT M, Mém. Inst. roy. Sci. Natur. Belgique **137**: 12, Tf. 1, F. 7a-b
1965 *Portlandia* (*Pseudoportlandia*) *deshayesiana* (NYST, 1835) - GLIBERT M & POEL L van de, Mém. Inst. roy. Sci. Natur. Belgique (2) **77**: 32
1973 *Portlandia* (*Portlandia*) *deshayesiana* (DUCHASTEL in NYST,1835) - NEUFFER FO: Abh. Hess. Landesamtes Bodenforsch. **68**: 15-16
- MÜLLER A 1983: Altenburger Naturwiss. Forsch. **2**: 26

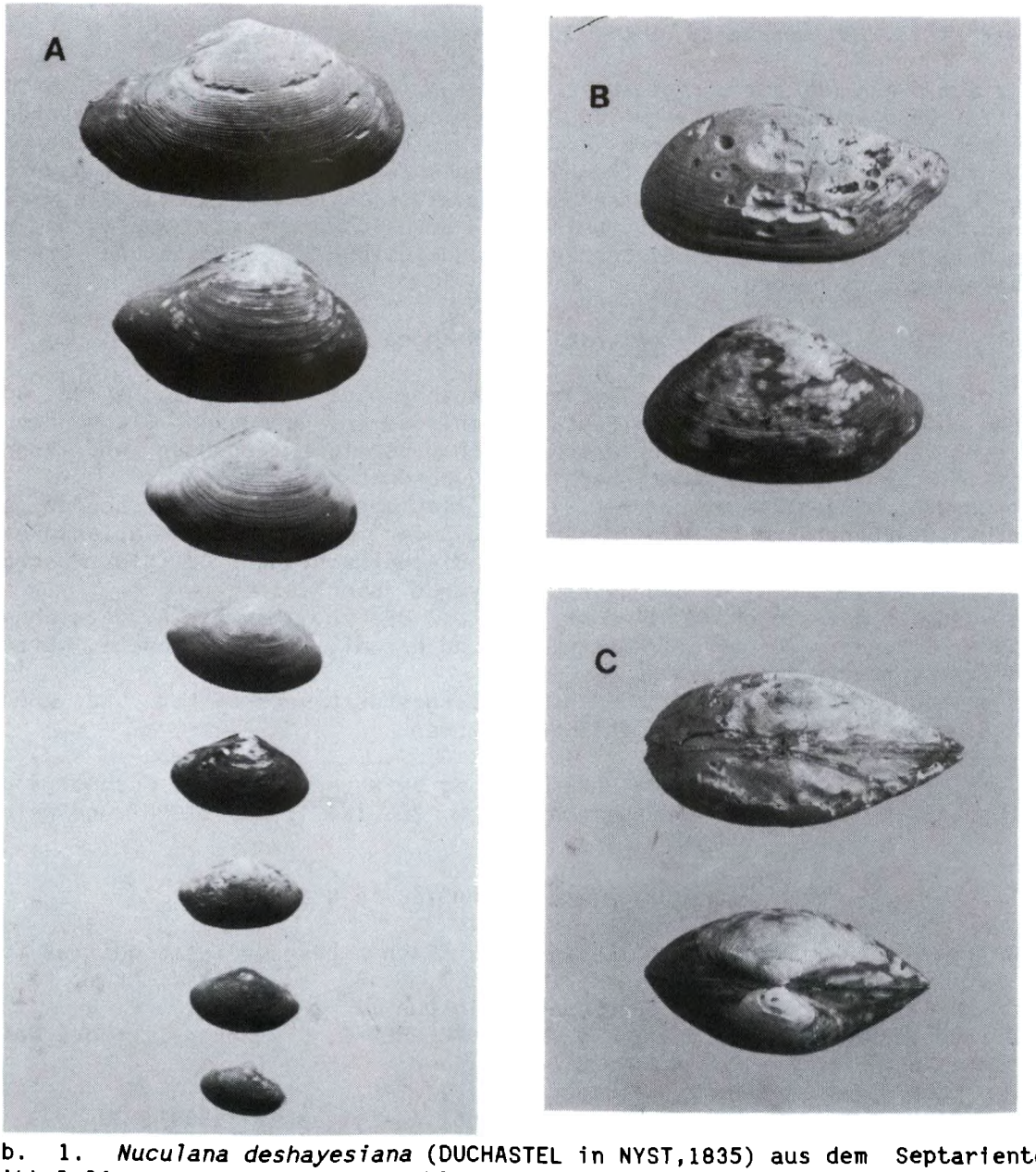


Abb. 1. *Nuculana deshayesiana* (DUCHASTEL in NYST,1835) aus dem Septarienton (Mitteloligozän) von Malliß (Mecklenburg). A Wachstumsreihe, B Seitenansicht zweier Varianten, C Rückenansicht zweier Varianten. Natürliche Größe.

H o l o t y p u s: Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen (Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique) Brussel (Bruxelles) no. 4503; Loc.: BOOM, Argile de Boom (nach GLIBERT 1957: 12 und GLIBERT & van de POEL 1965: 32).

B e m e r k u n g e n: *N. deshayesiana* ist in Malliß häufig und in sehr guter Erhaltung zu finden. Der hintere Dorsalrand ist etwas länger als der vordere. Sie liegen sich in einem weit geöffneten Winkel gegenüber. Der vordere Dorsalrand ist stark gerundet, der hintere dagegen etwas verlängert. Der Ventralrand erstreckt sich in einem weiten Bogen. Die Klappen zeigen eine feine konzentrische Skulptur, die im hinteren Bereich der Muschel etwas gestört wird. Der Wirbel erhebt sich wie aufgeblasen am Hinterrand oder schließt flach mit dem Rückenrand ab (stark variierend). Die zahlreichen Schloßzähne befinden sich innerhalb entlang der Dorsalränder, sind geknickt

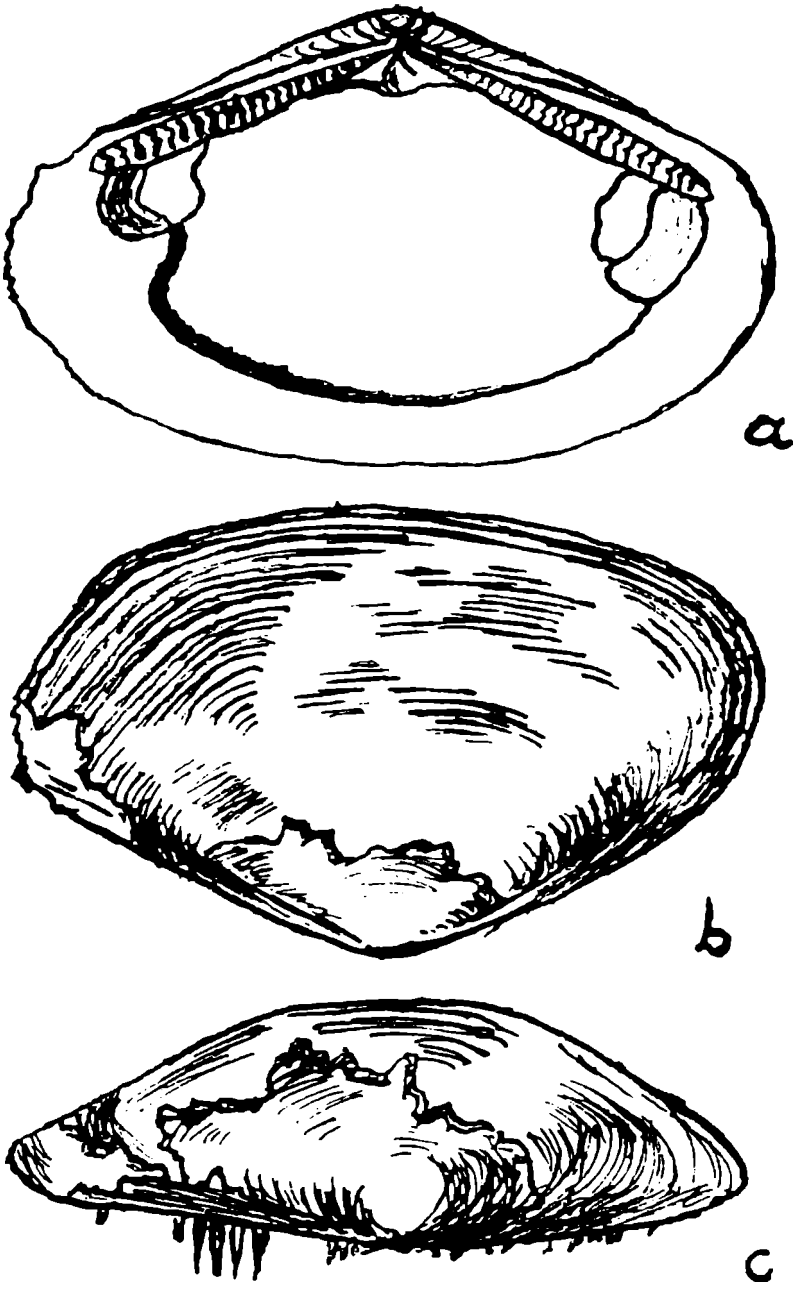
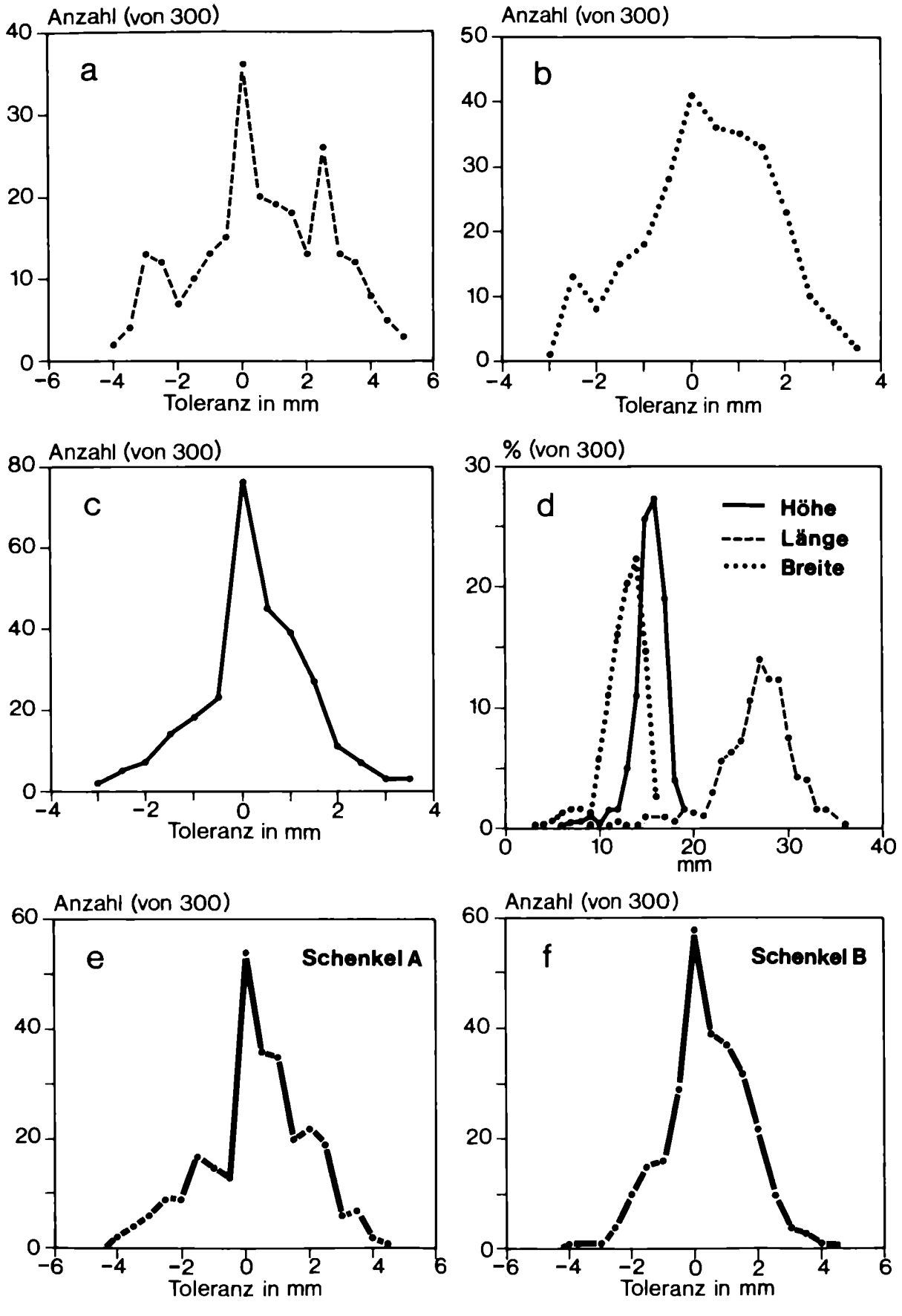
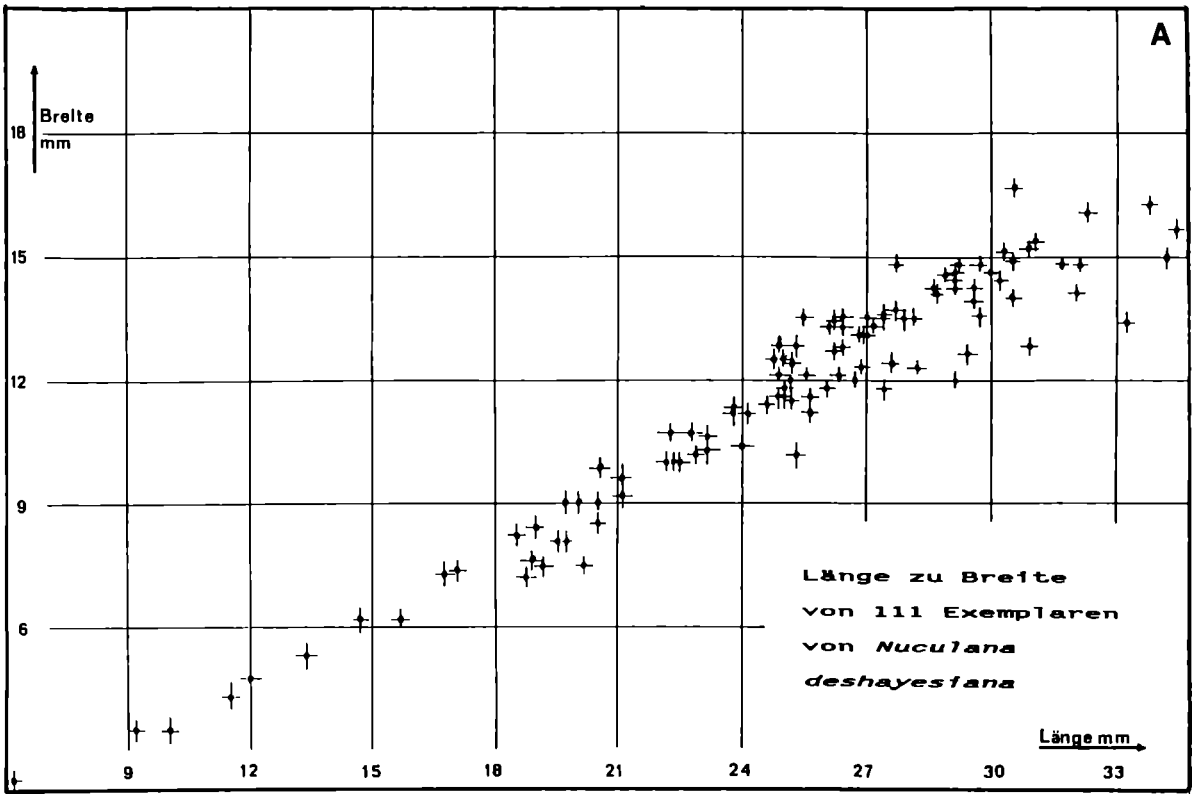


Abb. 2. *Nuculana deshayesiana* (DUCHASTEL in NYST,1835). Eine linke Klappe in Innen- (a), Seiten- (b) und Dorsalansicht (c).


Anzahl (von 300)
a
Toleranz in mm
Anzahl (von 300)
b
Toleranz in mm
Anzahl (von 300)
c
Toleranz in mm
% (von 300)
d
Höhe
Länge
Breite
mm
Anzahl (von 300)
e
Schenkel A
Toleranz in mm
Anzahl (von 300)
f
Schenkel B
Toleranz in mm



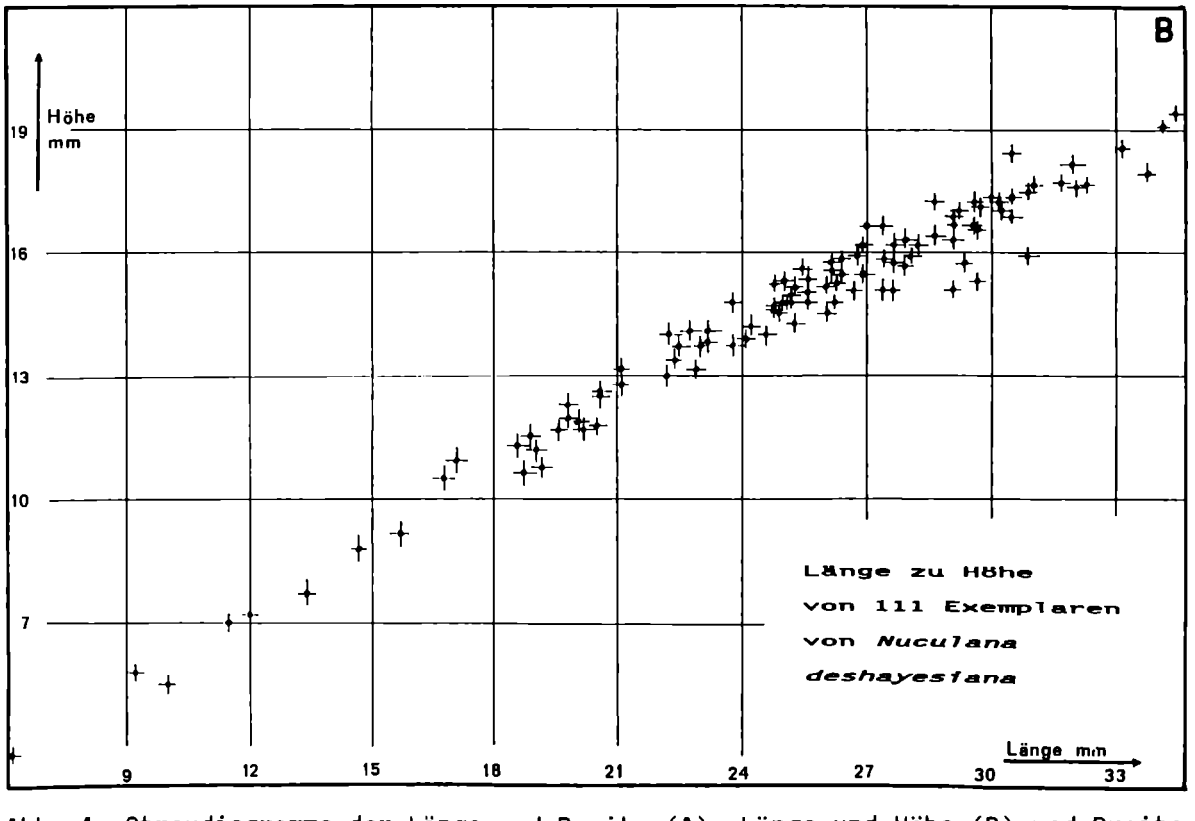
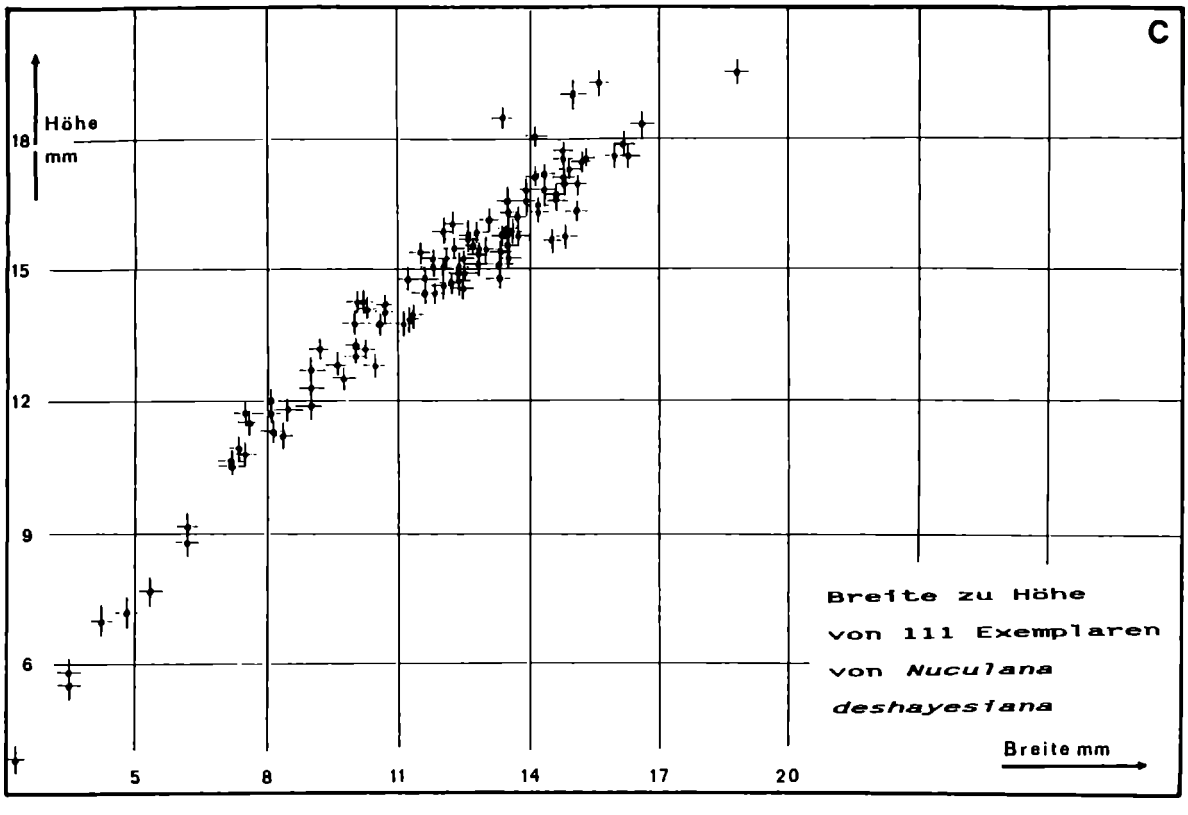


Abb. 4. Streudiagramme der Länge und Breite (A), Länge und Höhe (B) und Breite und Höhe (C: S.290) von 111 Exemplaren von *Nuculana deshayesiana* von Malliß.

Abb. 3 (S.288). Variationsbreite der Länge (A), Breite (B), Höhe (C) und der Schenkel (E,F) sowie Verteilungskurve der Länge, Breite und Höhe (D) von 300 Exemplaren von *Nuculana deshayesiana* aus dem Septarienton von Malliß.

und relativ lang. Sie treffen sich in der Mitte an der Ligamentgrube. Der hintere Schließmuskeleindruck ist bohnenförmig, wobei der vordere einem halboffenen Fächer ähnelt.



Ergebnisse und Diskussion

Die große Variabilität der Muschel läßt sich in den abgebildeten Normalverteilungen, insbesondere der der Länge, der Breite und des Schenkels A erkennen. Eine deutliche Zwei- bis Dreigipfligkeit ließ sich erarbeiten.

Leider unterstützt die Auswertung der Streudiagramme diese unterschiedlichen Häufungen nicht. Hieran wird deutlich, wie wichtig eine Analyse nach unterschiedlichen Gesichtspunkten ist. Die Anzahl von 300 Muscheln wurde vom Verfasser absichtlich hochgehalten, um die Statistik möglichst genau werden zu lassen und den Fehlerquotienten so gering wie möglich zu halten.

Ein eindeutiges Ergebnis hinsichtlich einer Artentrennung ist dadurch, daß eine stratigraphische Zuordnung der Muscheln nicht mehr nachvollziehbar ist, kaum möglich.

Für eine Artentrennung spricht die Signifikanz der Normalverteilung der Länge. Sexualdimorphismus ist nach Ansicht des Verfassers ebenfalls wahrscheinlich. Dies sollte Gegenstand weiterer gezielter stratigraphischer und variationsstatistischer Untersuchungen sein.

Literatur

MÜLLER A 1983 Fauna und Palökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht (Böhlener Schichten) - Altenburger Naturwiss. Forsch. 2: 152 S., 35 Tf., 14 Abb., 3 Tb., Altenburg.
(Darin die weiterführende Literatur).

MÜLLER AH 1983 Lehrbuch der Paläozoologie 1 [Allgemeine Grundlagen] 4.Aufl.: 466 S., 261 Abb., 18 Tb., Jena (Fischer). [S.177-187].

WEBER E 1980 Grundriß der biologischen Statistik - 8.Aufl.: 652 S., 116 Abb., Jena (Fischer).

Ein Molervorkommen (Paläogen) auf der Greifswalder Oie (Ostsee)

Dirk KNAUST

KNAUST D 1992 Ein Molervorkommen (Paläogen) auf der Greifswalder Oie (Ostsee) [An Occurrence of Mo-clay (Paleogene) from the Greifswalder Oie (Baltic Sea)] - *Arch. Geschiebekde.* 1 (5): 291-304, 3 Tf., 5 Abb., Hamburg.
ISSN 0936-2967.

An occurrence of Mo-clay (Paleogene) from the island Greifswalder Oie (N Germany) is described. Information on this occurrence is scarce and dates back to the turn of the century. Compared with the occurrence of Mo-clay from northern Jutland (Denmark, Limfjord-area) the Mo-clay from N Germany has a different facies. Sedimentary structures, and bioturbations indicate a sedimentation in a littoral facies (inter- to subtidal).

Dirk Knaust, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Fachrichtung Geowissenschaften, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a, D-O-2200 Greifswald, Germany.

Z u s a m m e n f a s s u n g: Ein Molervorkommen (Paleogene) wird von der Insel Greifswalder Oie (Norddeutschland) beschrieben. Die Kenntnis des Vorkommens beschränkt sich auf wenige Mitteilungen aus der Zeit um die Jahrhundertwende. Verglichen mit dem Molervorkommen im Limfjord-Gebiet (Dänemark) liegt der norddeutsche Moler in einer anderen Faziesausbildung vor. Sedimentgefüge und Bioturbationen weisen auf eine Ablagerung in küstennaher Fazies (Inter- bis Subtidal) hin.

Abb. 1. Insel Greifswalder Oie (Ostsee; Norddeutschland) mit aktivem Kliff (Geschiebemergel und interglaziale Ablagerungen).

1. Einleitung

Die am besten untersuchten Profile der Fur-Formation (Moler) befinden sich auf der Insel Fur am Limfjord in Nordjütland/Dänemark (PEDERSEN & SURLYK 1983, BONDE 1987). Neben den Molervorkommen von Schleswig-Holstein (Hemmoor, Basbeck-Osten, Schollen von Havighorst und Schwarzenbek sowie Staberhuk und Katharinenhof auf Fehmarn u.a.; GAGEL 1906, ANDERSEN 1938, ILLIES 1949) treten Molergeschiebe lokal in Norddeutschland auf und reichen im Osten bis zum heutigen NW-Polen. Das als Scholle oder Schuppe im Pleistozän liegende Molervorkommen der Greifswalder Oie ist das einzige dieser Art in Norddeutschland.

Die nur ~ o,6 km² große Insel Greifswalder Oie liegt am Ostrand des Greifswalder Boddens (Greifswalder Oie, Blatt 1749) (Abb. 1-2). Durch die Errichtung einer Schutzmauer ist mehr als die Hälfte des Steilufers inaktiv geworden. Der Bereich des aktiven Kliffs zeigt Tone, die eventuell ein Äquivalent der liegenden Tone der Ølst-Formation bzw. der hangenden Tone der Røsnaes Clay Formation in Jütland darstellen. In ihnen sind Zementsteine eingelagert, die zur Fur-Formation gehören. In Dänemark unterscheidet sich die Ølst-Formation lithologisch von der sie überlagernden diatomitreichen Fur-Formation durch die vorwiegend tonige, fast fossilfreie Ausbildung. Die Grenze zwischen der Ølst- und der Fur-Formation liegt nach PEDERSEN & SURLYK (1983: 56) unter der ersten Aschelage (-39), nach HEILMANN-CLAUSEN et al. (1984: 293) unter der Aschelage -33.

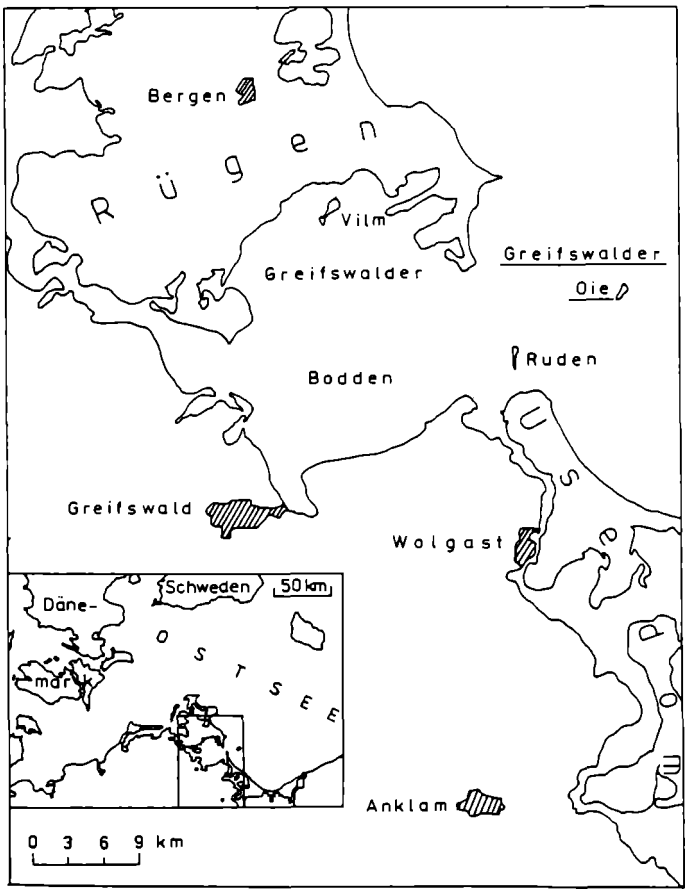


Abb. 2. Lage der Greifswalder Oie.

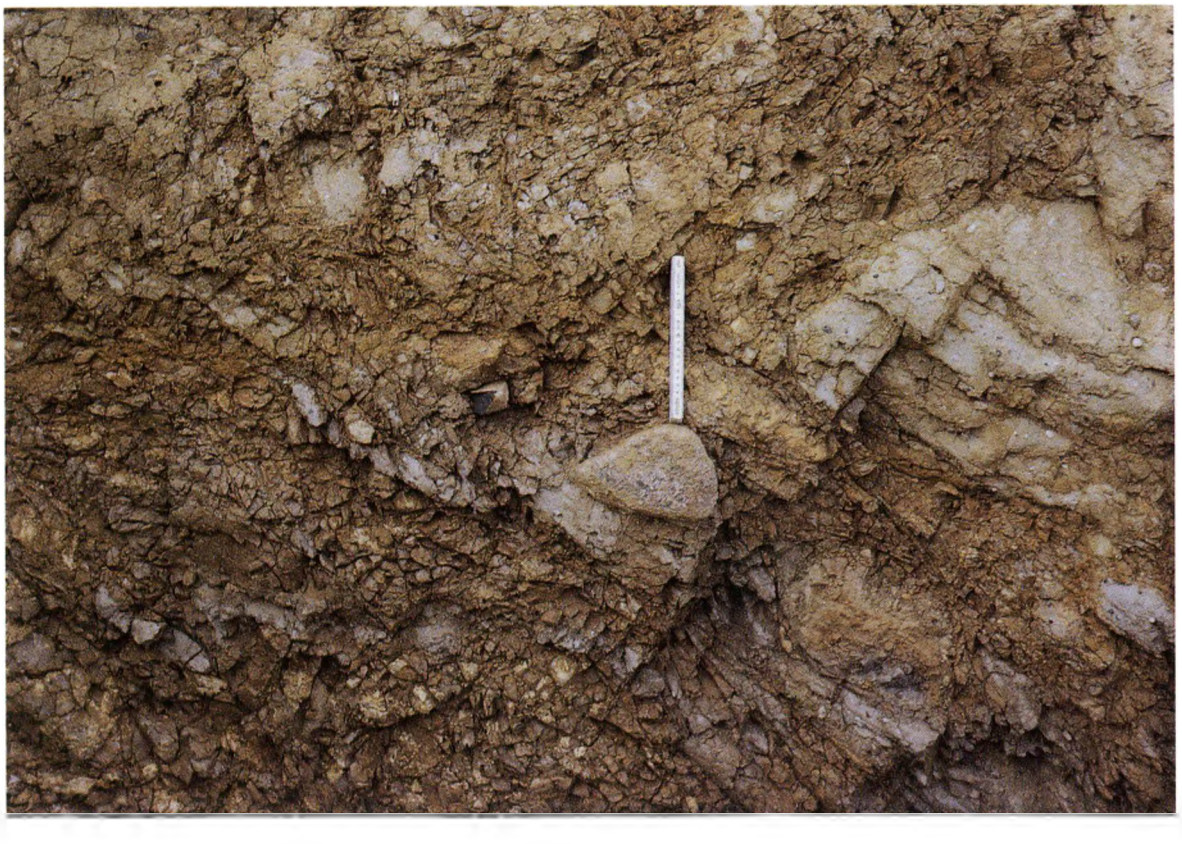
Die Tone sind horizontal bis zu 20 m weit in einem Till verfolgbar (Tf.1, F.1). Beide Materialien wurden intensiv taschen- und bandförmig miteinander vermischt (Tf.1, F.2). Ob die pyritreichen Tone mit den Zementsteinen im unmittelbaren Untergrund der Insel anstehen, oder über eine mehr oder weniger größere Distanz glazigen verfrachtet wurden (aus NE), ist an den Aufschlüssen nicht eindeutig zu entscheiden.

2. Erforschungsgeschichte

Die Untersuchung des Vorkommens auf der Greifswalder Oie reicht bis in das Jahr 1885 zurück und ist mit dem Namen des Greifswalder Geographen BORNHÖFT ver-

---

TAFEL 1 (S.293). F.1 (oben): Schlieren- und bandförmige Einschaltung von Ton des Paläogens im Geschiebemergel. SE-Ufer der Greifswalder Oie, bei 168 m (von SE-Ecke des Rettungsschuppens). Länge des Maßstabs 2 m (Aufnahme 7.Juni 1991). F.2 (unten): Tektonisch stark beanspruchte und faltenförmig deformierte Toneinlagerung (Paläogen) im Geschiebemergel. Unterhalb des Maßstabes befindet sich ein Geschiebe, 25 cm links neben dem Maßstab ein Zementsteinbruchstück (Moler). Greifswalder Oie, SE-Ufer bei 299 m (von SE-Ecke des Rettungsschuppens). Länge des Maßstabes 25 cm (Aufnahme 8.Juni 1991).



bunden. Er erwähnt einen "dunklen, äusserst festen Kalkstein" (BORNHÖFT 1885: 26). Den Ton stellt BORNHÖFT ins Oligozän.

GRÖNWALL (1903) beschreibt verschiedene "Basalttuffgeschiebe" (u.a. von der Greifwalder Oie) als Zementstein und gliedert sie erstmalig in eine westliche und östliche Gruppe.

Im Jahre 1904 korrigieren ELBERT & KLOSE BORNHÖFT's stratigraphische Zuordnung und schreiben zum Paläozän: "C. GOTTSCHE erkannte bei einem kurzen Besuche der Oie im Jahre 1901 ihre (dem dunklen Kalkstein, d. Verf.) Ähnlichkeit mit den eocänen sogenannten Cementsteinen (Cementsten) des Limfjordes, und W. DEECKE kam bei näherer Untersuchung zu dem Resultate, dass sie paleocänen Alters und identisch mit dem Cementstein seien" (ELBERT & KLOSE 1904: 125). In der kurzen petrographischen Beschreibung gehen die Autoren auf das Vorhandensein zahlloser Splitter eines vulkanischen Glases" und auf "Magneteisenkörner" ein, "die durch ein krystallines Kalkcement verkittet sind." Auch in Bezug auf Fossilinhalt wird auf DEECKE (1903) verwiesen und neben Spongienresten und Diatomeen auch ein Stück verkieseltes Holz genannt, welches als Liane gedeutet wurde. ELBERT & KLOSE schlußfolgern: "Der schwarze Kalkstein ist demnach als verkittete vulkanische Asche, als Tuff aufzufassen". Unter Bezugnahme auf STOLLEY (1899) erfolgt eine stratigraphische Korrelation mit dem Londonton.

DEECKE (1907: 26) meint später, daß es sich um Obereozän oder Unteroligozän handel, vergleicht ihn aber gleichzeitig mit dem Londonton von Hemmoor.

Umfangreiche Arbeiten zum Vorkommen, zur Ausbildung, Lagerung, Stratigraphie und Paläogeographie der alttertiären Vorkommen in Norddeutschland stammen von GAGEL (1906 a,b,c; 1907; 1922; 1925).

SCHUSTER (1911) sowie GOTHAN & NAGEL (1922) beschreiben die zwei bekanntgewordenen Pflanzenfossilien der Greifswalder Oie. Dabei handelt es sich einmal um das vermeintliche Stück einer Liane, welches später als Platane neu beschrieben wurde (SÜSS 1980), sowie um einen zedernähnlichen Koniferenzapfen.

Erste umfangreiche Untersuchungen des Molers gehen auf BÖGGILD (1918) zurück. Er zählt im Limfjordgebiet 179 verschiedene Ascheschichten aus und erkennt das Auftreten der zuerst von NEEF (1882: 496-497) erwähnten kleinen hellen Kügelchen (sog. "Rollsteine") als wichtiges Kriterium für das östliche Vorkommen. Auf Grund der anderen lithologischen Ausbildung des östlichen Vorkommens vermutet er verschiedene Ausbruchstellen als Lieferanten der vulkanischen Asche.

Bei seinen Untersuchungen der "Diatomeen aus norddeutschen Basalttuffen und -Tuffgeschieben" diskutiert SCHULZ (1927) auch intensiv die Problematik der Herkunft des Aschematerials in den Geschieben des östlichen Types. Der ausgesprochen marine Charakter der Diatomeenflora veranlaßt ihn zu dem Schluß, daß die "Basalttuffe" im tiefermarinen Bereich zur Ablagerung kamen (S.123) und verweist in diesem Zusammenhang auf das Begleitmaterial Ton.

MÜHLEN & UDLUFT (1929: 392) bekräftigen nochmals das eozäne Alter. ANDERSEN (1938: 203) vergleicht die verschiedenen norddeutschen Vorkommen mit den dänischen und stellt die auf Fehmarn auftretenden Geschiebe als Übergangsform zwischen der westlichen und östlichen Gruppe dar ("Fehmarner Typus").

3. Beschreibung

3.1 Lithologie

Die Fur-Formation im westlichen Limfjord-Gebiet ist als ein "toniger Diatomit mit einer großen Anzahl von vulkanischen Ascheschichten" beschrieben (PEDERSEN & SURLYK 1983: 46). In der Literatur wird als Synonym die Bezeichnung Moler (engl. Mo-Clay) verwendet. Die durchschnittlich 60 m mächtige Abfolge besteht aus einer Wechsellagerung von tonigen Diatomiten mit vulkanischen Aschelagen, sowie den sogenannten Zementsteinen, durch Kalziumkarbonat verfestigte Abschnitte innerhalb der Diatomite in konkretionärer Ausbildung.

Die Lokalgeschiebe vom Südoststrand der Greifswalder Oie sind verschiedenartig ausgebildet und zeigen eine große lithologische Variabilität. Sie erreichen selten Abmessungen bis über 70 cm Länge und etwa 40 cm Dicke. Gewöhnlich sind sie kleiner. Alle sind kalkig. Sie entsprechen dem Zementstein der Fur-Formation, doch überwiegen die vulkanischen Aschelagen gegenüber den hellen Diatomiten. Die Korngröße der Aschepartikel ist sehr fein und liegt im Siltbereich. Dagegen liegen die Sedimentpartikel des Diatomites im Bereich der Tonfraktion. Häufig sind die Zementsteine sehr deutlich geschichtet und zeigen Bioturbation (Tf.2, F.1). Die Dicke der Schichten kann mehrere cm bis dm erreichen, nur untergeordnet tritt auch Lamination auf. Gleich dem Molervorkommen in Dänemark treten in der Mehrzahl bank- bis plattenförmige, aber auch seltener linsen- bis kugelförmige Zementsteine auf. ELBERT & KLOSE (1904: 133) sehen in einem gemeinsamen Vorkommen beider Ausbildungen in ein und demselben Ton den Beweis dafür, daß es sich um "... nichts ursprünglich Verschiedenes..." handelt, sondern der "Habitus von der geringeren oder grösseren Druckwirkung des Eises..." bestimmt wird. Als obere und untere Begrenzung der dunklen Tufflagen ist oft ein gelb verwitterter Diatomit erhalten, welcher bis zu cm-mächtige Lagen bilden kann. Im Gegensatz zu den Aschelagen besitzen die Diatomitschichten eine geringere Härte und Dichte. Die Schichtung ist teilweise durch Bioturbation völlig zerstört. Gelegentlich findet man bis zu dm-mächtige Aschelagen, die völlig texturlos sind und kaum Gefügeelemente erkennen lassen.

Die makroskopischen Gefügeformen lassen sich sehr gut im angewitterten Zustand studieren, wogegen Anschliffe nur bedingt Aussagen ermöglichen. Eine Reihe von lithologischen Besonderheiten sind für den "Greifswalder-Oie-Typus" charakteristisch und unterscheiden ihn vom "westlichen, gewöhnlichen Typus" (ANDERSEN 1938: 203). Schon GRÖNWALL (1903) unterscheidet die norddeutschen "Basalttuffe" in eine westliche Gruppe mit sehr regelmäßig entwickelten Ascheschichten, die in recht hellem Zementstein eingebettet sind, und eine östliche Gruppe mit unregelmäßigen Ascheschichten in dunklen bis schwarzen Kalksteinen bis fast homogener Asche. Einige häufige Gefügearten im Greifswalder-Oie-Zementstein sollen kurz beschrieben werden.

3.1.1 S c h r ä g s c h i c h t u n g (Tf.2, F.1). Dieser häufig zu beobachtende Schichtungstyp variiert von ebener bis bogiger Schrägschichtung mit Schrägschichtungs-Sets von etwa 1,5 - 2 cm und einem durchschnittlichen Einfallswinkel von etwa 10°-20°. Besonders aus der bogigen Schrägschichtung ist zu schlußfolgern, daß eine stärkere Strömung vorgeherrscht haben muß. Tf. 2 F.1 zeigt eine Folge von mehreren Schrägschichtungs-Sets über einer mächtigeren Diatomitlage. Im Topbereich sind die Sets durch Erosion gekappt und von einer parallelen Lamination mit beginnender Bioturbation überlagert, wobei sich letztere extrem steigert. Als Deckschicht ist wieder eine Diatomitlage ausgebildet.

3.1.2 F l a s e r s c h i c h t u n g (Tf.2, F.2). Die einzelnen cm-mächtigen Diatomitlagen sind in einer Art Flaserschichtung angeordnet, wobei die laminierten, schräggeschichteten Aschelagen von den Diatomitlagen bedeckt werden. Ausgehend von den eingeschalteten Diatomitlagen ist eine rege Bioturbation bis in die Aschelagen verfolgbar. Die obere Begrenzung bildet wiederum ein erosiv aufgearbeiteter Diatomithorizont.

3.1.3 E r o s i o n s f o r m e n (Tf.2, F.3). Bei Erosionsformen, die während des Sedimentationswechsels am Top vom Schrägschichtungs-Sets auftreten, ist der unterlagernde Horizont stark aufgearbeitet und besitzt eine unebene Oberkante. Tf.2, F.3 zeigt einen 3 cm tiefen, scharfen Einschnitt in einen Aschehorizont, welcher nachträglich durch einen lithoklastenreichen Diatomit ausgefüllt wurde. An seinen Rändern ist der Diatomit dunkelbraun gefärbt. Neben der Deutung als eine mechanische, rein anorganische Sedimentabtragung ist auch eine Bioerosion denkbar.

3.1.4 L i t h o k l a s t e n (Abb. 3). Gut ausgebildete, bis einige cm große Lithoklasten, die eine flach-abgerundete Form besitzen, sind oft deutlich eingeregelt. Es kann sich dabei um aufgearbeiteten Diatomit oder auch um

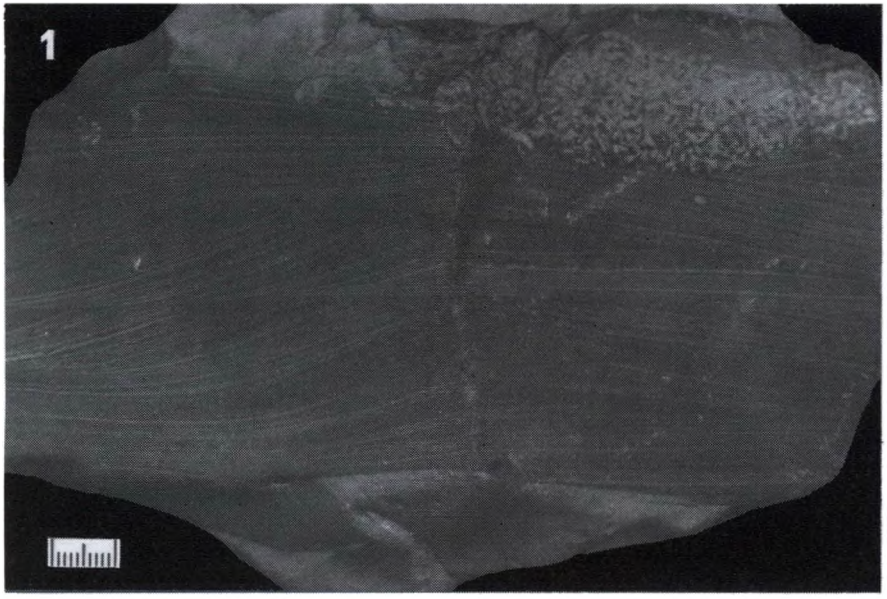
Abb. 3. Diatomitintraklast mit noch erkennbarer Schrägschichtung in einem laminierten Aschehorizont.

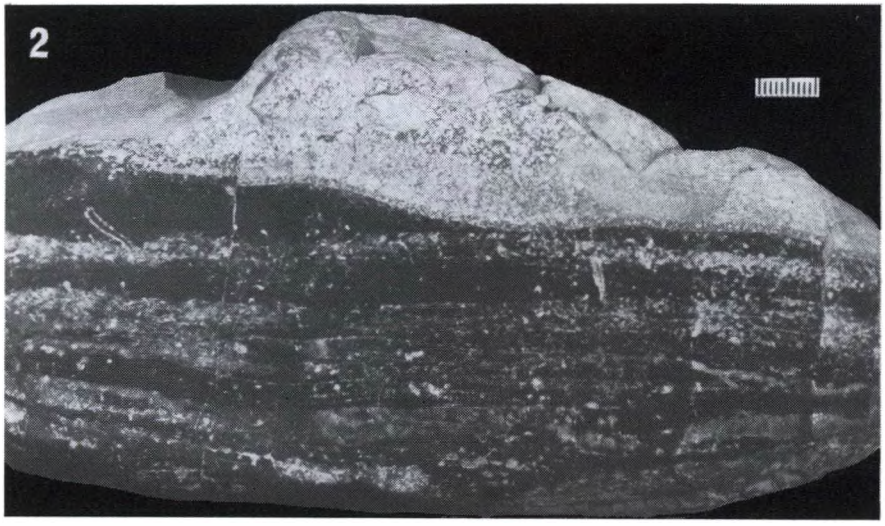
TAFEL 2 (S. 297). F.1. Mehrere Schrägschichtungs-Sets von vulkanischer Asche mit dünnen Diatomitlaminen werden im Topbereich von *Taenidium* stark bioturbiert, wobei das Schichtgefüge völlig zerstört ist. Die untere und obere Begrenzung der Abfolge wird jeweils durch einen mehrere Zentimeter mächtigen Diatomit gebildet. Solche Sedimentstrukturen erinnern an ein Bildungsmilieu im intertidalen Bereich bei ständig wechselnden Strömungsbedingungen.

F.2. Dem Wechsel von vulkanischer Asche mit Diatomitlaminen sind bis zu zentimetermächtige Diatomitlagen eingeschaltet, die seitlich rasch auskeilen und eine Art Flaserschichtung bilden. Von ihnen geht häufig Bioturbation (*Taenidium*) aus. Diskordant darüber hat sich eine stärkere Diatomitlage gebildet. Zur Bildung von Flaserschichtung kommt es im Wattbereich beim Wechsel von Ebbe und Flut und geringer Strömungsenergie.

F.3. Ein scharf eingeschnittener Aschehorizont wurde durch den überlagernden Diatomit ausgefüllt. Der Randbereich des Diatomites ist umgewandelt und hebt sich durch seine dunklere Färbung ab. Der Diatomit ist reichlich bioturbiert und führt Lithoklasten. Diese Erosionsform kann auf anorganische oder biogene Weise (Wühlgefüge) gebildet worden sein.

F.4. Mit Diatomit ausgefülltes Hohlraumgefüge im Tuffit (untere Bildhälfte) sowie *Taenidium*, ein massenhaft vorkommender Freßbau (obere Bildhälfte). Bioturbationen von *Taenidium* konzentrieren sich auf bestimmte nährstoffreiche Horizonte innerhalb der Tufflamination und zerstören nicht selten das primäre Schichtgefüge völlig.


1


2

3

4

verfestigte Asche handeln. Intraklasten treten besonders in Verbindung mit den Schrägschichtungs-Sets auf und sind dabei an der Basis angereichert. Zum Teil lassen sie selbst noch gut Schichtung erkennen (Abb.3).

3.1.5 H o h l r a u m g e f ü g e (Tf.2, F.4). Die mehr oder weniger parallel zur Schichtung verlaufenden, einige cm langen und 1 - 2 cm hohen, mit Sediment ausgefüllten Hohlräume, können scharf begrenzt sein oder gehen infolge Wühltätigkeit diffus in das Nebengestein über. Das Hohlraumgefüge in Tf.2, F.4 ist an der Basis durch Bioturbation aufgearbeitet, der Top ist faltenförmig ausgebildet. Der sich im Tuffit befindende Hohlraum ist syn- oder postsedimentär mit Diatomit ausgefüllt worden und läßt eine intensive Wühltätigkeit von *Taenidium* erkennen. Die primäre Schrägschichtung des Tuffites ist im Hohlraum nicht verfolgbar. Es besteht eine Ähnlichkeit mit den Fenstergefügen in inter- und supratidalen Karbonaten, jedoch ist diese Bildung wohl eher auf die Wühltätigkeit von *Taenidium* zurückzuführen.

3.1.6 G e o p e d a l g e f ü g e. Geopedale Gefügeelemente sind besonders in den Schliffbereichen sichtbar geworden und bilden oft eine wichtige Hilfe bei der Liegend-Hangend-Orientierung der Zementsteingeschiebe. An mechanischen Anlagerung (FLÜGEL 1978: 194) sind zu nennen:

a) S a n d f l u g (Tf.3, F.1). An kleinen Relieferhebungen, Vertiefungen, Intraklasten o.a. kommt es zur Anlagerung von Sedimentpartikeln (z.B. Diatomeen, Tf.3, F.1; vulkanische Asche u.a.).

b) K o r n g r a d i e r u n g. Die im jütischen Moler gut erkennbare Korngradierung der vulkanischen Aschen in den Tuffitlagen ist an den Zementsteinen der Greifswalder Oie makroskopisch selten sichtbar. Im mikroskopischen Bereich ist eine Korngradierung verfolgbar. Allgemein kann davon ausgegangen werden, daß die Tuffitlagen im Zementstein der Greifswalder Oie eine geringere Korngröße besitzen als die jütischen.

c) Oben gekappte S c h r ä g s c h i c h t u n g. Auf oben gekappte Schrägschichtung wurde unter 3.1.1 eingegangen (Tf.2, F.1). Sie ist häufig vorhanden und neben der Bioturbation ein wichtiges Kriterium zur Orientierung des Handstückes.

3.2 F o s s i l i n h a l t

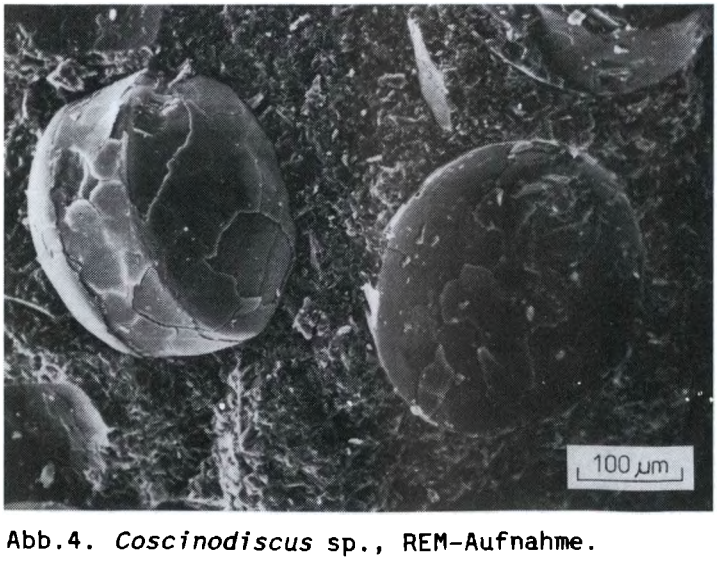


Abb.4. *Coscinodiscus* sp., REM-Aufnahme.

Außer wenigen Pflanzenfunden, dem Neufund eines Haizahnes (Slg. ANSORGE, Rostock) sowie den Mikro- und Ichnofossilien ist aus den Zementsteinen der Greifswalder Oie solch ein Fossilreichtum von Invertebraten und Vertebraten wie im jütischen Moler unbekannt. Das weitgehende Fehlen von Fossilmaterial kann verschiedene Ursachen haben. Zum einen ist davon auszugehen, daß zirkulierende Porenwässer einen Großteil der Organismenreste aufgelöst haben. Weiterhin ist eine Beschleunigung der Or-

ganismenzersetzung unter tropischem Klima sowie im hochenergetischen Küstenbereich sehr wahrscheinlich.

3.2.1 M i k r o f o s s i l i e n. Die Mikrofossilien wurden schon früh von DEECKE (1903: 8) erwähnt. Neben Spongienresten nennt er die Diatomeengattungen *Dictyocha*, *Coscinodiscus*, *Gallionella* und *Triceratium*. Eine moderne mikropaläontologische Untersuchung, sowohl der Zementsteine als auch der Tone, steht noch aus.

Eine auffällige Erscheinung sind millimetermächtige, linsenförmige Lagen von kreisrunden Diatomeen zu nennen, deren Größe meist zwischen 150 und 400 µm schwankt. Im Schnitt ändert sich ihre Gestalt von kreisförmigen bis elliptischen bzw. tonnenförmigen Umriß (Tf.3, F.1). Diese schon von NEEF (1882: 496-497) aus Geschieben erwähnten Gebilde erkannte BÖGGILD (1918) als wichtiges Charakteristikum für den östlichen Typus und bezeichnete sie als "Rollsteine". SCHULZ (1927: 72) vermutet in ihnen kugelförmiges vulkanisches Glas. Erst ILLIES (1949: 14) erkannte die "tönnchenförmigen, glänzenden Kügelchen... aus honiggelbem, radialstrahligen Kalzit oder Ankerit" richtig als "diagenetisch ausgefüllte Schalen der Scheibendiatomee *Coscinodiscus* sp." (Abb. 4). Die Gehäuse besitzen einen dünnen, einschichtigen Wandbau. BETTENSTAEDT et al. (1962: 342, Tb. 20) nennen die Diatomeen *Coscinodiscus* sp. 1 sowie *Triceratium* sp. 1 als Leitform für das Unter-Eozän mit den Tufflagen.

3.2.2 P f l a n z e n f o s s i l i e n. Bei den historischen Pflanzenfossilfunden handelt es sich einmal um ein Stück verkieseltes Holz, welches NATHORST (Stockholm) für eine Liane hielt (in: ELBERT & KLOSE 1904: 126). SCHUSTER (1911), der eine Verwandtschaft mit der nordamerikanischen Rebe *Vitis rotundifolia* MICHAUX annahm, beschrieb das Stück als *Vitoxylon coheni*. Die Bestimmung wird später angezweifelt und SÜSS (1980) bearbeitet das Stück neu und stellt es zur Gattung *Platanoxylon* ANDREANSZKY. Bedeutend ist es insofern, weil es das bisher älteste sicher bestimmte Holz einer Platane darstellt.

Zum anderen beschreiben GOTHAN & NAGEL (1922) einen cedroieden Koniferenzapfen aus dem Unter-Eozän der Greifwalder Oie als *Apterostrobus cedroides*. Der gut erhaltene Zapfen liegt in phosphatisierter Erhaltung vor.

Bei Geländearbeiten am SE-Kliff der Greifswalder Oie konnten im Oktober 1991 weitere Pflanzenreste aus einem etwa 60 cm großen, linsenförmigen Zementstein

Abb. 5. Neufund eines Pflanzenrestes.

geborgen werden (Abb. 5). Ein 43 mm langer und 9 mm breiter Holzrest ist in seiner Länge unterschiedlich tief angeschnitten, so daß Gefäße und Holzfasern gut sichtbar werden. Am Ende des Holzes erfolgt eine deutliche Abspaltung der äußeren Partien (Rinde?). Eine genaue Untersuchung sowie Bestimmung des Fundes steht noch aus.

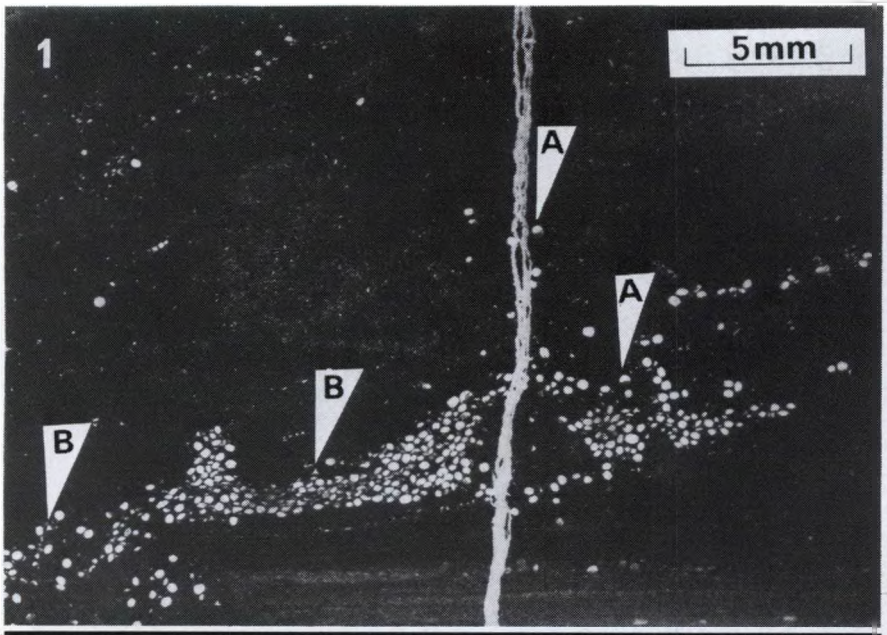
3.2.3 I c h n o f o s s i l i e n: Bioturbationen sind in den Zementsteinen der Greifswalder Oie häufig zu finden und zerstören oft das Schichtgefüge. Der Grad der Bioturbation (nach REINECK 1963) wechselt in den Zementsteinen von 0% (keine Bioturbation, z.B. homogene Aschelagen) bis über 90% (sehr stark bioturbierte Diatomitlagen mit noch erkennbaren Resten anorganischer Lagerung). Die Spurenfossilien sind hauptsächlich als Vollrelief erhalten, nur untergeordnet tritt auch eine Erhaltung als Epirelief auf (SEILACHER 1964).

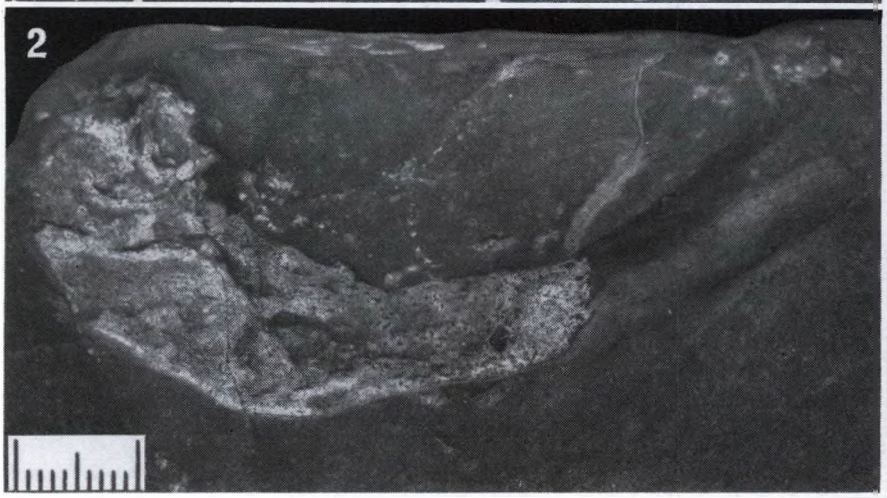
DEECKE (1907: 127) beschreibt von der Greifswalder Oie "Basalttuff führende Lagen", die "bisweilen ... von eisenschüssigen, sandigen, unregelmäßigen, gewundenen Wülsten (vielleicht Wohngänge von Gammariden) durchzogen" sind und "ausgewittert federkieldicke Röhren erzeugen". Damit meint er wahrscheinlich die o,5 - 1,0 cm starken Weidespuren von *Planolites*, deren strukturlose Füllung durch die aktive Tätigkeit des Tieres entstand ("Stopftunnel") und sich gut vom umliegenden Sediment unterscheidet. Sie sind gerade oder nur wenig gebogen und meist horizontal bis schräg zur Schichtung angeordnet. Auch die Spreitenbaue von *Teichichnus* (Tf.3, F.2) ziehen sich einige cm bis zu dm-Länge schichtparallel bis senkrecht durch das Gestein. Oft sind diese Freßspuren mit Diatomit ausgefüllt und heben sich so gut von dem sie umgebenden Tuffgestein ab. Es liegen aber auch aschegefüllte Gänge im Diatomit vor. Aus dem dänischen Molervorkommen sind *Teichichnus* und *Planolites* als Formen beschrieben, deren Erzeuger "im Diatomit lebten und durch die dünneren Ascheschichten in den unterlagernden Diatomit gruben" (PEDERSEN & SURLYK 1983: 53).

Außerordentlich häufig tritt die Weidespur *Taenidium* auf, zylinderförmige, nur mm-breite Gänge, die besonders in laminierten Bereichen (Tuffit/Diatomit) gut erkennbar sind (Tf.2, F.4). Ihre regelmäßige Quergliederung ist als Stopfbau (SEILACHER 1955) zu deuten. Die bis über 1 cm langen Gänge sind verzweigt und können in unterschiedliche Richtungen verlaufen. Sehr starke Bioturbation konzentriert sich auf bestimmte Horizonte sowie auf den Topbereich genetisch einheitlich entstandener Bereiche. In den Zwischenlagen tritt *Taenidium* nur sporadisch auf. - Weit seltener ist ein deutlich umrandeter Grabgang mit passiver Füllung, die sich nicht vom umgebenden Sediment abhebt. Diese Lebensspur ist offensichtlich zu *Palaeophycus* zu stellen und ist der Wohnbau eines Suspensionsfressers (Tf.3, F.3). Die wallartige Struktur diente der Verfestigung und Stabilisierung des Ganges, wobei der Querschnitt des Ganges durch Verformung oft von der Kreisform abweicht.

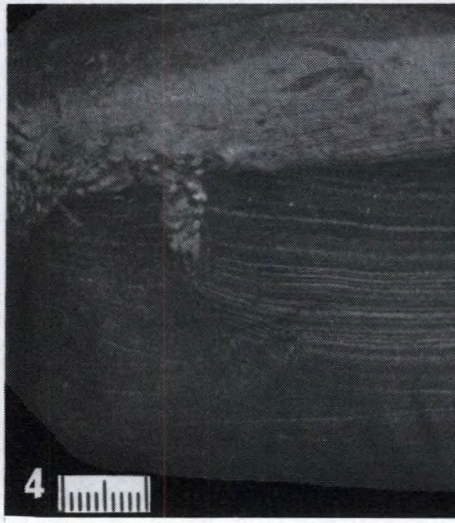
Neben den genannten wurden auf der Greifswalder Oie nicht selten auch Spurenfossilien aufgefunden, die keinem beschriebenen Ichnogenus aus dem jütländischen Moler ähneln (Tf.3, F.4). Die etwa 1 cm breiten und bis zu 10 cm Tiefe verfolgbaren Grabgänge sind nahezu senkrecht zur Schichtung angelegt. Oft zeigt eine trichterförmige öffnung im Topbereich nachfallende und zerbrochene Sedimentpartikel. Im Grabgang selbst werden Wühlstrukturen und agglomeratförmige Strukturen (Pelletsbildungen?) sichtbar. Die Anlage und der Habitus der Grabgänge sprechen für *Ophiomorpha*-ähnliche Bildungen, jedoch sind die dafür typischen Pelletsbildungen im Randbereich nicht eindeutig nachweisbar.

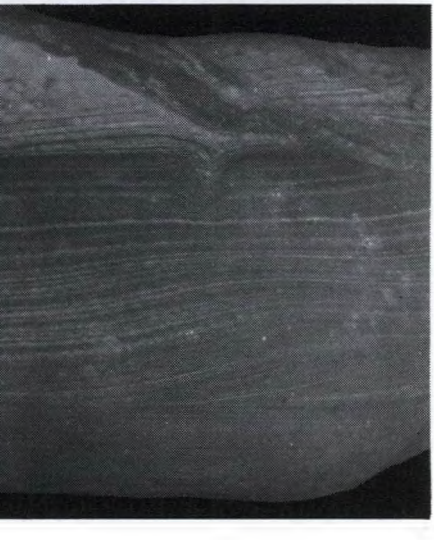
TAFEL 3 (S.301). F.1. Diatomeengehäuse zeigen im Schliffbereich ein deutliches Geopedalgefüge. Reliefunebenheiten werden ausgeglichen, die hohlen Körper sind manchmal nur teilweise verfüllt (A). In der Mehrzahl handelt es sich um einen Formenkreis aus der heterogenen Gattung *Coscinodiscus* (kreisrunder Schalenumriß) sowie vereinzelt um tripolare Formen (eventuell *Triceratium*, B).
F.2. *Teichichnus*. Mit Diatomit ausgefüllter Freßbau innerhalb einer Aschelage, mit gebogenem Verlauf unterhalb der Schichtfläche angelegt. Gestalt und Anlage des Baues sowie die Verzweigung auf der linken Seite erinnern an *Phycodes*.
F.3. Die teilweise schichtparallel angelegten Gänge mit einer wallartigen Umrandung sind offenbar zu *Palaeophycus* zu stellen.
F.4. *Ophiomorpha*-ähnliche Grabgänge in einem schräggeschichteten Zementstein.


1
5mm
A
A
B
B


2

3


4



Auf der Grundlage ökologischer Faktoren (nach SEILACHER 1953) gehört die Mehrzahl der Spurenfossilien zu den Weidespuren (*Taenidium, Planolites*). Daneben kommen Freßspuren (*Teichichnus*) und Wohnbauten (*Palaeophycus*) vor. Da Übergänge zwischen den einzelnen Gruppen möglich sind, ist eine differenzierte Untergliederung nur selten möglich. Auf eine morphologische Ähnlichkeit von *Planolites* und *Teichichnus* mit *Phycodes* diskutieren PEDERSEN & SURLYK (1983: 51-52; Abb. 12). Eine Reihe verschieden ausgebildeter biogener Strukturen läßt sich als Fluchtspuren deuten, denen als Milieuindikator eine besondere Bedeutung zukommt. Sie treten häufig im Grenzbereich Dioatomit/Tuffit auf, wo eine plötzliche Verschüttung der Gänge durch vulkanische Asche angenommen werden kann. Eine enge Beziehung besteht auch zwischen der jeweiligen Vergesellschaftung von Spurenfossilien innerhalb des Gesteinsverbandes und dem Auftreten von Diskontinuitätsflächen zwischen zwei Ablagerungseinheiten infolge Sedimentunterbrechung bzw. Erosion (BROMLEY 1975). Bei einer fast 100-prozentigen Bioturbation des Gesteins ist eine langsame oder unterbrochene Sedimentation zu vermuten.

5. Diskussion

Für die Diatomite der Fur-Formation in Norddänemark wird ein Schelfmeer mit größerer Wassertiefe angenommen. Die feine Korngröße sowie die strenge Lamination sprechen für eine geringe Bildungsenergie. Neben pelagischen marinen Fossilien sind vom Lande verfrachtete Insekten- und Pflanzenfunde häufig und zeigen eine relativ landnahe Ablagerung an.

Der Reichtum an Makrofossilien fehlt in den Zementsteinen der Greifswalder Oie. Als Ursache dafür ist eine gute Durchlüftung des Ablagerungsmilieus durch Wasserbewegeung und die damit verbundene rasche Oxidation der Biomasse unter tropischen Bedingungen denkbar. Eine Verringerung der Erhaltungsfähigkeit der Fossilien ist auch auf zirkulierende Porenwässer zurückzuführen.

Während in der dänischen Fur-Formation Diatomite mit Ascheeinlagerungen vorherrschend sind, bestehen die Zementsteine der Greifswalder Oie zum überwiegenden Teil aus vulkanischer Asche mit eingelagerten Diatomitlaminen. Nur vereinzelt treten auch mächtigere Diatomitschichten auf. Die Gradierung der Tuffite ist nicht so deutlich wie in dänischen Aschelagen, das Korn der vulkanischen Aschen erheblich kleiner. Geht man von dem durch geophysikalische Anomalien lokalisiertem Vulkanismus im Skagerrak aus, so ist die vulkanische Asche über eine Distanz von mehr als 500 km transportiert worden. Für die Tuffit-domierende Sedimentation könnte eine unregelmäßige Sedimentzufuhr (des Diatomites), Sedimentunterbrechung und sogar teilweise Erosion in Frage kommen.

Als wichtige Fazieskriterien sind die vielfältigen Sedimentgefüge zu nennen, die in den geschichteten Zementsteinen auftreten. Die verschiedenen Schrägschichtungsformen weisen auf stärkere Strömungen hin. Flaserschichtung sowie Lithoklastenbildung sind Gefügeformen, die auf eine Bildung im Wattbereich schließen lassen. Für einen raschen Wechsel im Strömungsregime sprechen die diskordant über den Aschehorizonten sedimentierten Diatomitlagen.

Die Spurenfossilien entsprechen in etwa denen des jütischen Molers, wobei ein Überwiegen der Weidespuren festzustellen ist. Daneben kommen Freßspuren, Wohnbauten und Fluchtspuren vor. Sie können in den Bereich der *Glossifungites*- und *Cruziana*-Ichnofazies gestellt werden (SEILACHER 1967, 1978). Die Bioturbation (bedingt durch Erosionsflächen) bleibt auf bestimmte Schichtebenen beschränkt. Eine Ausnahme bilden dabei die Fluchtspuren.

Ausgehend von den beobachteten Merkmalen kann ein Ablagerungsraum im litoralen bis sublitoralen Milieu unter Gezeiteneinwirkung vermutet werden.

Die genaue Alterseinstufung des Vorkommens auf der Greifswalder Oie und Korrelation mit der dänischen Ølst- bzw. Fur-Formation muß vorerst noch offen bleiben.

D a n k: Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes sowie wertvollen Hinweise danke ich Herrn Prof. G. STEINICH (Greifswald).

Literatur

ANDERSEN SA 1938 Die Verbreitung der eozänen vulkanischen Ascheschichten in Dänemark und Nordwestdeutschland. – Z. Geschiebeforsch. Flachlandsgeol. **14** (4): 179-207, Tf.11, 5 Abb., 1 Tb., Leipzig.

BETTENSTAEDT F, FAHRION H, HILTERMANN H & WICK W 1962 Tertiär Norddeutschlands Leitfossilien der Mikropaläontologie: 339-378, 4 Tf., 2 Tb., Berlin (Borntraeger).

BLÜTHGEN J 1952 Greifswalder Oie und Ruden – Petermanns Geogr. Mitt. (Erg.-H.) **248**, 70 S., 8 Tf., 6 Abb., Gotha.

BÖGGILD O B 1918 Den vulkanske Aske i Moleret, samt en Oversigt over Danmarks aeldre Tertiaerbjaergarter. – Danm. geol. Unders. (2) **33**: 159 S., 16 Tf., 1 Kt., Kjobenhaven.

BONDE N 1987 Moler - its origin and its fossils especially fishes. – Skamol, 75 th Anniversary of Skamol Skarrehage Molervaerk: 1-52, 69 Abb., Nykobing.

BORNHÖFT E 1885 Der Greifswalder Bodden – Jber. geogr. Ges. Greifswald **2** [1883/84] (1): 1-72, Greifswald.

BROMLEY RG 1975 Trace fossils at omission surface - FREY RW (Ed.) The study of trace fossils: 399-428, 18 Abb., New York (Springer).

-- 1990 Trace fossils: biology and taphonomy - 280 S., London (Unwin Hyman).

DEECKE W 1903 Neue Materialien zur Geologie von Pommern (Teil 2). – Mitt. naturw. Ver. Neuvorpommern Rügen **34**: [1901]: 1-55, Berlin.

-- 1907 Geologie von Pommern – VIII+302 S., 40 Abb., Berlin (Borntraeger).

ELBERT J & KLOSE H 1904 Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie. – Jber. geogr. Ges. Greifswald **8** [1900-1903]: 111-139, 1 Kt., Greifswald.

FLÜGEL E 1978 Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 33 Tf., 68 Abb., 57 Tb., Berlin/Heidelberg/New York.

FREY RW, HOWARD JD & PRYOR WA 1978 *Ophiomorpha*: Its Morphologic, Taxonomic, and Environmental Significance – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **23**: 199-229, 14 Abb., Amsterdam.

GAGEL C 1906a Über eocäne und paläocäne Ablagerungen in Holstein. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **27**: 48-62, Berlin.

-- 1906b Über das Vorkommen des Untereocäns (Londontons) in der Uckermark und in Vorpommern. – Z. dt. geol. Ges. (Mber.), **58**: 309-326, Berlin.

-- 1906c Über die untereocänen Tuffschichten und die paläocäne Transgression in Norddeutschland und im Westbaltikum. – Z. dt. geol. Ges. (Mber.) **58**: 327-328, Berlin.

-- 1907 Ueber die Bedeutung und Herkunft der westbaltischen, untereocänen Tuff- (Asche-) Schichten. – Cbl. Min., Geol. Paläont. **1907** (21): 680-688, Stuttgart.

-- 1910 Über die untereozänen Tuffschichten und die paleozänen Transgressionen in Norddeutschland. – Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt **28** [1907] (1): 150-168, 2 Tf., 3 Abb., Berlin.

-- 1922 Über Spuren des ältesten Tertiärs in der Mark und über die Stratigraphie des ältesten Tertiärs. – Z. dt. geol. Ges. (Mber.) **74**: 292-307, ibid.

-- 1925 Westbaltisches Tertiär (zugleich Beispiele diluvialer Lagerungsstörungen). – ANDREE K [Hg.]: Geologische Charakterbilder **32**: 14 S., 10 Tf., 3 Abb., Berlin.

GOTHAN W & NAGEL K 1922 Über einen cedroiden Koniferenzapfen aus dem Unter-Eocän der Greifswalder Oie. – Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt **41** [1920]: 121-131, 1 Tf., Berlin.

GRÖNWALL KA 1903 Lose Blokke fra Nordtyskland af Stenarter, der indeholde vulkansk Aske. – Medd. dansk geol. Foren. **9**: 13-20, Kobenhavn.

HÄNTZSCHEL W 1952 Die Lebensspur *Ophiomorpha* LUNDGREN im Miozän bei Hamburg, ihre weltweite Verbreitung und Synonymie – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **21**: 142-153, Tf. 13-14, Hamburg.

-- 1975 Trace Fossils and Problematica - TEICHERT C (Ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology W [Miscellanea Supplement 1] (2nd Ed.): W1-W269, 110

Abb., 2 Tb., Boulder,Col./Lawrence,Kan. (Geol. Soc. Amer./Univ. Kan.).
HEILMANN-CLAUSEN C, NIELSEN OB & GERSNER F 1984 Lithostratigraphy and depositional environments in the Upper Paleocene and Eocene of Denmark. - Bull. geol. Soc. Denmark **33**: 287-323, 23 Abb., 2 Tb., Copenhagen.
HUCKE K & VOIGT E 1967 Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe) - 132 S., 50 Tf., 24 Abb., 5 Tb., 2 K., Oldenzaal.
ILLIES H 1949 Die Lithogenese des Untereozäns in Norddeutschland - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **18**: 7-44, 2 Tf., Hamburg.
KLIEWE H & JANKE W 1978 Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR - Petermanns geogr. Mitt. **122** (2): 81-91, Gotha.
KRUTZSCH W & LOTSCH D 1958 Übersicht über die paläogeographische Entwicklung des zentraleuropäischen Alttertiärs (ohne Tethys-Raum) - Ber. geol. Ges. DDR **3** (2/3): 99-110, 11 Tf., Berlin.
LIENAU H-W 1990 Geschiebe - Boten aus dem Norden - Geschiebekde. akt. (S.-H.) **2**: 115 S., 33 Tf., 24 Abb., 15 Tb., Hamburg.
LINSTOW O v 1919 Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung **231**. Blatt Karlshagen und Insel Greifswalder Oie. 48 S., 2 Abb., Berlin.
-- 1922 Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland - Abh. preuß. geol. Landes-Anstalt (N.F.) **87**: 43 S., 14 Tf., 12 Abb., ibid.
MÜHLEN L v zur & UDLUFT H 1929 Eocäne oder mitteloligocäne Tone in Vorpommern und Ostmecklenburg? - Jb. preuß. geol. L.-Anst. **50** (1): 371-395, 1 Tf., 1 Abb., ibid.
NEEF M 1882 Ueber seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. - Z. dt. geol. Ges. **34** (3): 461-499, 1 Abb., ibid.
PEDERSEN G K & SURLYK F 1983 The Fur Formation, a late Paleocene ash-bearing diatomite from northern Denmark. - Bull. geol. Soc. Denmark **32**: 43-65, 15 Abb., Copenhagen.
REINECK HE 1963 Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee - Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. 505: 138 S., Frankfurt.
SCHULZ P 1927 Diatomeen aus norddeutschen Basalttuffen und Tuffgeschieben - Z. Geschiebeforsch. **3**: 66-78, 113-126, 1 Tf., Berlin.
SCHUSTER J 1911 Paleocäne Rebe von der Greifswalder Oie. - Ber. dt. bot. Ges. **29**: 540-544, ibid.
SEILACHER A 1953 Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie - N. Jb. Geol. Paläont. (Abh.) **96** (3): 421-452, 1 Tf., 10 Abb., Stuttgart.
-- 1955 Spuren und Lebensweise der Trilobiten, Spuren und Facies im Unterkambrium. - SCHINDEWOLF O H & SEILACHER A (eds.): Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). - Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz (math.-naturwiss. Kl.) **10**: 11-143, 6 Tf., 6 Abb., Mainz.
-- 1964 Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils - Sedimentology **3**: 253-256, Amsterdam.
-- 1967 Bathymetry of Trace Fossils - Marine Geol. **5**: 413-428, 2 Tf., 4 Abb., Amsterdam.
-- 1978 Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments - BASAN PB (Ed.) Trace Fossil Concepts, SEPM Short Courses **5**: 185-201.
SPJELDNAES N 1975 Palaeogeography and facies distribution in the Tertiary of Denmark and surrounding areas - Norges geol. Unders. **316**: 289-311, 4 Abb., Oslo.
STOLLEY E 1899 Ueber Diluvialgeschiebe des Londonthons in Schleswig-Holstein und das Alter der Molerformation Jütlands, sowie das baltische Eocän überhaupt. - Arch. Anthropol. Geol. Schleswig-Holstein **3** (2): 105-146, 2 Abb., Kiel/Leipzig.
SÜSS H 1980 Ein Platanenholz aus dem Untereozän der Greifswalder Oie, *Platynoxylon cohenii* (SCHUSTER) comb. nov. - Schr.-R. geol. Wiss. **16**: 401-416, 2 Tf., 1 Abb., 1 Tb., Berlin.