

Notizblatt
des Hessischen Landesamtes
für Bodenforschung
zu Wiesbaden

Band 101

Mit 105 Abbildungen, 29 Tabellen und 30 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1973

Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 101

Mit 105 Abbildungen, 29 Tabellen und 30 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1973

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	101	426 S.	105 Abb.	29 Tab.	30 Taf.	Wiesbaden 1973
------------------------------------	-----	--------	----------	---------	---------	----------------

Mit der Schriftleitung beauftragt:
Regierungsdirektor Dr. ARNOLD RABIEN, ALBERT KARSCHNY

Hessisches Landesamt für Bodenforschung
62 Wiesbaden, Leberberg 9

Herstellung: Universitätsdruckerei Mainz GmbH

Inhaltsverzeichnis

A. Wissenschaftlicher Teil:

BAUMGARTE, DIETHELM:

Die Gattung *Astarte* SOWERBY im Oberen Muschelkalk am Südostrand des Eggegebirges. Mit 6 Abbildungen und Tafel 18 166

BIBUS, ERHARD:

Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. Mit 6 Abbildungen 346

BUGGISCH, WERNER:

Stratigraphie, Fazies und Geochemie der oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimente in der mittleren Elspers Mulde. Mit einem Vergleich zur Dillmulde und zur Waldecker Hauptmulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 19 Abbildungen, 9 Tabellen und den Tafeln 12—15 99

BUSSE, ERWIN:

Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk bei Eberschütz und Manrode (Diemelgebiet, Bl. 4422 Trendelburg). Mit 3 Abbildungen 176

DIEDERICH, GISEBERT:

Die Klüftung im Buntsandstein des Blattes 5721 Gelnhausen. Mit einem Ausblick auf Hessen. Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle 284

GRONEMEIER, KLAUS, & MARTINI, ERLEND:

Fossil-Horizonte im Röt der hessischen Rhön. Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und den Tafeln 16—17 150

GROOS-UFFENORDE, HELGA, & JAHNKE, HANS:

Die Fauna der Kalkgerölle aus dem unterdevonischen Konglomerat bei Marburg (Dacryoconarida, Ostracoda, Trilobita, Brachiopoda, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und den Tafeln 7—11 80

HENNINGSSEN, DIERK:

Zusammensetzung und Herkunft der Unterkarbon-Grauwacken in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 1 Abbildung und 3 Tabellen 300

HENTSCHEL, GERHARD:

Begleitmineralien des Basaltes vom Arensberg bei Zilsdorf/Eifel. Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen 310

KOWALCZYK, GOTTHARD, & WINTER, KLAUS-P.:

Postsedimentäre Strukturen in Flugsanden des Alzenauer Dünenfeldes. Mit 5 Abbildungen und den Tafeln 29—30 362

KUTSCHER, FRITZ:

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 37. Zusammenstellung der Agnathen und Fische des Hunsrückschiefer-Meeress. Mit 11 Abbildungen 46

KUTSCHER, FRITZ:	
OTTO JAEKEL, der Begründer der Hunsrückschiefer-Geologie und -Paläontologie (Forscher, Liebhaber und Sammler der Hunsrückschiefer-Fossilien. 7). Mit 1 Abbildung	373
KUTSCHER, FRITZ, & SIEVERTS-DORECK, HERTHA:	
Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 36. <i>Rhenocrinus lobatus</i> n. sp. aus dem Hunsrückschiefer. Mit 1 Abbildung und Tafel 1	7
MALZ, HEINZ:	
Ehemalige „ <i>Cytheridea</i> “-Arten und -Verwandte. Ostracoden aus dem Sannois und jüngeren Schichten des Mainzer Beckens, 3. Mit den Tafeln 19—22	188
MITTMEYER, HANS-GEORG:	
Die Hunsrückschiefer-Fauna des Wisper-Gebietes im Taunus. Ulmen-Gruppe, tiefes Unter-Ems, Rheinisches Schiefergebirge. Mit 8 Abbildungen, 7 Tabellen und den Tafeln 2—6	16
PLASS, WOLFGANG:	
Pliozäne Latosole in Rheinhessen. 1. Teil. Allgemeiner Überblick. Mit 3 Abbildungen	337
RAMBOW, DIETRICH:	
Profile durch den Mittleren Buntsandstein am West- und Ostrand der Niederhessischen Senke. Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle	277
STRECKER, GERHARD:	
Ein FORTRAN IV-Programm zur Berechnung der Niggelischen Äquivalentnorm. Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle	317
TOBIEN, HEINZ:	
On the Evolution of Mastodonts (Proboscidea, Mammalia). Mit 17 Abbildungen 1 Tabelle und den Tafeln 23—26	202
VÖLK, HELLMUT R.:	
Fanglomeratische Einschaltungen in marinen Schichten als klimamorphologische Zeugen kontinentaler Zwischenphasen mit semiarider Flächenbildung. Dargestellt an einem Beispiel aus der Neogen-Molasse SE-Spaniens. Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und den Tafeln 27—28	327
B. Amtlicher Teil:	
NÖRING, FRIEDRICH:	
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1972 (1. 1.—31. 12. 1972)	383
HERZBERG, ANNELES:	
Hessisches Geologisches Schrifttum 1972 mit Nachträgen aus den Jahren 1963—1971	403
Register	415

A.

Wissenschaftlicher Teil

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

36. *Rhenocrinus lobatus* n. sp. aus dem Hunsrückschiefer*

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden, und **HERTHA SIEVERTS-DORECK**, Stuttgart**

Mit 1 Abbildung und Tafel 1

Kurzfassung: Bisher sind über 60 Crinoideen-Arten aus dem Hunsrückschiefer bekannt, zu denen jetzt die neue Art *Rhenocrinus lobatus* hinzukommt. Als möglicher Fundort konnte die Grube Rosengarten bei Bundenbach ermittelt werden.

Die Familie Rhenocrinidae wird eingezogen, die Gattung *Rhenocrinus* der Familie Lophocrinidae zugeteilt.

Abstract: So far more than 60 Crinoidea species of the Hunsrück slates are known. Now there is added the new species *Rhenocrinus lobatus*. As possible site of the discovery the slate mine Rosengarten near Bundenbach could be found out.

The family Rhenocrinidae is cancelled and the genus *Rhenocrinus* is attributed to the family Lophocrinidae.

Inhalt

1. Einleitung	7
2. Geologische und ökologische Bemerkungen (FRITZ KUTSCHER)	8
3. Paläontologischer Teil (HERTHA SIEVERTS-DORECK)	10
4. Zusammenfassung	14
5. Schriftenverzeichnis	14

1. Einleitung

Bei der Durchsicht der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts in Marburg fand sich eine unbearbeitete Platte mit Crinoideen aus dem Hunsrückschiefer, die im Jahre 1915 erworben worden war. Sie enthält eine größere Zahl von Individuen; zirka 18 Kronen wurden gezählt.

Im folgenden nimmt FRITZ KUTSCHER zur Geologie und Ökologie Stellung, während Frau HERTHA SIEVERTS-DORECK eine neue Crinoideen-Art beschreibt.

*) 37. Zusammenstellung der Fische des Hunsrückschiefer-Meeress. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 101, 1973.

***) Prof. Dr. F. KUTSCHER, Dipl.-Geologe, Wiesbaden, Regerstraße 25. Dr. H. SIEVERTS-DORECK, Dipl.-Geologin, 7 Stuttgart-Möhringen, Reichenberger Straße 12.

2. Geologische und ökologische Bemerkungen

(FRITZ KUTSCHER)

Bei dem Fundstück handelt es sich um eine 30×22 cm große Platte, die mit ca. 18 Crinoideen-Individuen besetzt ist. Sie ist 0,3 cm dick. Schieferung und Schichtung schneiden sich in einem ganz spitzen Winkel.

Wahrscheinlich ist es nur das Teilstück einer größeren Platte, da Kronen und Stiele bei der Zurichtung abgeschnitten worden sind. Während die Kronen mehr oder weniger im Verband erhalten sind, ist der Zusammenhang der dazu gehörigen Stiele, die teilweise zerbrochen sind, nicht immer zu erkennen. — Die Platte wurde geringfügig präpariert.

Sämtliche Crinoideen-Individuen sind einer neuen Art zuzuordnen, die zur Gattung *Rhenocrinus* gehört. Die Beschreibung dieser neuen Art erfolgt im paläontologischen Teil.

Fundort der Platte

Auf dem Etikett, das auf der Rückseite der Platte befestigt ist, ist vermerkt:

Rhenocrinus ramosissimus
Hunsrückschiefer (Grenze Siegen/Ems)
Schneppenbach bei Bundenbach
1915

Eingeritzt ist auf der Rückseite der Fossilplatte:

Rhenocrinus ramosissimus
✱ Schneppenbach.

Bisherige Bearbeitung der Platte

Eine Rückfrage im Marburger Institut ergab, daß laut allen Zugangskatalogen der Sammlung in den Jahren 1914—1915 über die Firma B. Stürtz in Bonn „Versteinerungen aus dem Hunsrückschiefer“ gekauft worden waren. Vermutlich ist darunter auch die vorliegende Fossilplatte gewesen.

Da das Eingangsjahr nach dem Etikett 1915 gewesen sein muß, ist bemerkenswert, daß das interessante Fossilstück weder von HAARMANN (1922) noch von W. E. SCHMIDT (1934) beachtet worden ist. Dabei berichtet W. E. SCHMIDT (1934: 109), daß HAARMANN Stücke von Schneppenbach bei der Bearbeitung von *Rhenocrinus ramosissimus* vorgelegen haben. OPITZ (1932) berichtigt diese Angabe dahin, daß bei Schneppenbach keine Schiefergruben seien, aus der die Stücke stammen könnten, daß aber die Schneppenbacher seit altersher in der Grube Rosengarten als Spalter tätig gewesen seien. Es liege daher nahe, daß die Grube Rosengarten, Ostseite des Hahnenschiefers, NE Bundenbach der Fundort dieser größten Fistulaten des Hunsrückschiefers ist.

Zur Ökologie der Crinoideen

Auf der Platte liegen 18 mehr oder weniger vollständige und erkennbare Kronen; sie sind in Abb. 1 von 1—18 durchnummeriert. Die Kronen sind im unteren Teil (z. B. bei 1) weitgehend geschlossen und öffnen sich im oberen Teil beträchtlich. Eine

Gegenplatte ist nicht vorhanden, so daß über die Vollständigkeit letzte Angaben nicht gemacht werden können. Zerfallerscheinungen sind gelegentlich zu beobachten. Alte und junge Individuen liegen dicht nebeneinander; eine Einregelung nach der Größe ist nicht eingetreten.

Kronen und Stiele sind z. T. im Zusammenhang erhalten geblieben, teilweise sind die Kronen jedoch abgebrochen. Nicht immer ist dann eine klare Zuordnung erkennbar, da die Stiele in sich zerbrochen und zuweilen rechtwinklig abgекnickt sind (St 1). Die Länge der Stielstücke ist recht verschieden (die längsten sind mit St 1 – St 5 in der Abb. 1 gekennzeichnet). Wie lang nun wirklich die Stiele waren, bleibt unbekannt. – Wurzeln sind mit Sicherheit nicht zu erkennen.

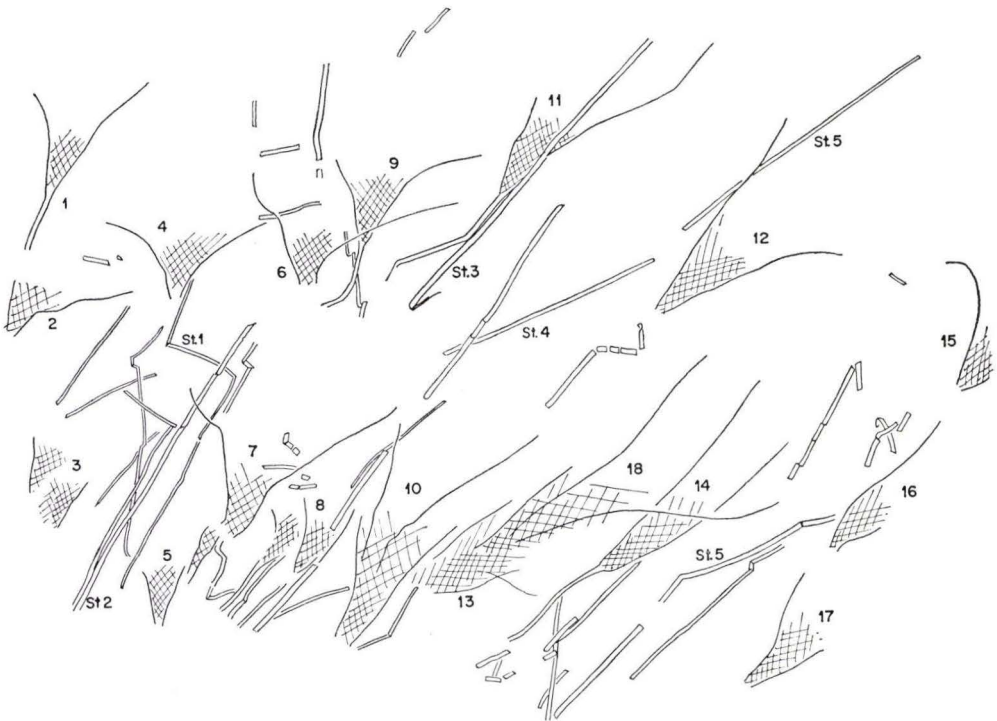


Abb. 1. Lageskizze der Kronen und Stiele.

Auf der Platte sind nur Crinoideen einer Art zu beobachten; andere Fossilien sind nicht vorhanden. Da keinerlei Andeutungen von Wurzeln vorhanden sind, ist anzunehmen, daß die Crinoideen nicht an ihrem Standort im Sediment eingebettet worden sind. Die relativ gute Erhaltung der Individuen schließt jedoch einen langen Transportweg mit Sicherheit aus.

JAEKEL (1895) vertrat den Standpunkt, daß die im Hunsrückschiefer auftretenden Crinoideen „Tiefentypen“ seien und daß die Individuen nach dem Absterben dort in

den Schlamm niedersanken, wo sie im Meeresboden verankert waren. Dieser Ansicht ist HAARMANN (1922) mit Recht entgegengetreten. Rein nach dem sedimentologischen Vergleich mit dem sandig-tonigen und sandigen Substrat sieht er im Hunsrück-schiefer-Sediment einen Meeresboden, der unter dem regelmäßigen Wellenschlag lag. Es wird daher auch für wahrscheinlich gehalten, daß die vorliegende Crinoideengruppe am Lebensort durch Meeresströmungen, Gezeitenstrom oder Wellenschlag im Verband abgerissen, weggeschwemmt, wenn auch nicht weit, und an einer anderen Stelle eingebettet wurde. Bei der Einregelung an diesem Ort sind natürlich Teile der Crinoideengruppe zerstört, in erster Linie aber die Stiele zerbrochen worden. Die ursprünglich zusammenhängenden Stiele liegen gemeinsam mit den Kronen in etwa einer Strömungsrichtung, die im Bild (Taf. 1 Fig. 1) von rechts oben schräg nach links unten verlief. Geringe rückläufige Wasserbewegungen erklären dann auch die rechtwinklig abgelenkten Stielteile.

3. Paläontologischer Teil

(HERTHA SIEVERTS-DORECK)

Familie Lophocrinidae BATHER

Diagnosen: WANNER (1916: 359), JAEKEL (1918: 61), HAARMANN (1922: 34), W. E. SCHMIDT (1934: 108).

Synonym: Rhenocrinidae JAEKEL 1918: 59.

Diagnose [etwas verändert nach W. E. SCHMIDT (1934: 108)]: Eine Familie der Inadunata Cladida, U. O. Dendrocrinina mit kegelförmigem, unverziertem Kelch, der ein bis drei und mehr Analia enthält, mit fünf, fast immer ungeteilten, mit Ramuli versehenen Armen und mit einem langen Ventralsack, der aus Vertikalreihen von Tubusplättchen besteht. Stiel rund oder fünflobig.

Die Familie Lophocrinidae ist im rheinischen Unter-Devon durch *Rhenocrinus* JAEKEL (in W. E. SCHMIDT), *Eifelocrinus* WANNER und *Sigambrocrinus* W. E. SCHMIDT, im Unter-Karbon durch *Lophocrinus* v. MEYER vertreten.

In neueren Bibliographien und in MOORE & LAUDON's „Evolution and Classification of Paleozoic Crinoids“ (1943) werden weder die Lophocrinidae noch die Rhenocrinidae anerkannt. BASSLER & MOODEY (1943) reihen *Eifelocrinus* unter die Botryocrinidae, *Lophocrinus* und *Rhenocrinus* unter die Cyathocrinidae ein. Die gleiche Einordnung von *Eifelocrinus* findet sich auch bei MOORE & LAUDON, während *Lophocrinus* und *Rhenocrinus* unter den Glossocrinidae geführt werden. *Sigambrocrinus* W. E. SCHMIDT wird in keiner der beiden Veröffentlichungen erwähnt.

Die Glossocrinidae GOLDRING (1923) umfaßten ursprünglich solche Formen, deren Radialfacetten breiter sind als die der Cyatho- und Botryocrinidae, aber schmaler als die Radial-Breite: es waren die nordamerikanischen Gattungen *Glosso-*, *Liparo-*, *Chariento-* und *Catactocrinus*. Hierzu kamen bei MOORE & LAUDON (1943) die Lophocrinidae BATHER, die bisherigen Botryocrinidae-Gattungen *Maragnicrinus* und *Hallocrinus* sowie *Cydrocrinus* KIRK.

Die Lophocrinidae BATHER unterscheiden sich von den übrigen Formen der erweiterten Glossocrinidae in Merkmalen des Kelchs (keine Spannleisten, breitere Radial-

facette), der Arme (meist nur fünf) und des Stiels (nicht mit Zirren besetzt wie bei *Glosso-* und *Charientocrinus*). Es erscheint daher ratsam, die Lophocrinidae BATHER wiederaufleben zu lassen.

Die Lophocriniden-Gattung *Rhenocrinus*, der wir die unten beschriebenen Kronen zurechnen, spielt in JAEKEL's System der fossilen Crinoideen eine gewisse Rolle. Für sie führte er (1918: 59) die Familie Rhenocrinidae mit folgender Kurzdiagnose ein: „Arme ungegabelt in Abständen mit kurzen Ramulis versehen, also paratom“. Darüber hinaus belegte JAEKEL die 5. Unterordnung der Ordnung Fistulata WACHSMUTH & SPRINGER mod. JAEKEL (3. Unterklasse Pentacrinoidea JAEKEL) mit dem Namen „Rhenocrinites“. Diese Bezeichnung wie der Familienname Rhenocrinidae haben sich nicht durchgesetzt.

Die Familie Lophocrinidae wird von JAEKEL (1918: 61) der 6. Unterordnung der Fistulata („Poteriocrinites“) zugeteilt. Ihre Diagnose lautet: „Arme schlank, ungegabelt; Kelch konisch mit 5 seitlich sichtbaren Infrabasalien, 1 oder 2 Analien. Stiel rund mit alternierenden Gliedern“. (Einzige) Gattung *Lophocrinus* (H. v. M.) JKL. 1895. Unterkarbon, Westdeutschland.

Durch die höhere Zahl von Analplatten, die gelegentliche Armgabelung in 1–2 Radialen und den fünflobigen Stiel neben dem runden unterscheidet sich *Rhenocrinus* von *Lophocrinus*; außerdem stehen die Ramuli bei *Lophocrinus* dichter als bei *Rhenocrinus*. Trotz dieser Unterschiede kann man (mit HAARMANN) *Rhenocrinus* zu den Lophocrinidae stellen; die Familie Rhenocrinidae wird damit überflüssig.

Gattung *Rhenocrinus* JAEKEL in SCHMIDT 1905

Diagnose (etwas verkürzt nach W. E. SCHMIDT 1934: 108): Eine Gattung der Lophocrinidae mit kegelförmigem Kelch, der ein sechseckiges, fast in der Höhe der Radialia liegendes Radianale, zwei innerhalb des Kelches liegende, dem RA aufsitzende Tubusplättchen und ein zwischen dem RA und dem linken hinteren Radiale liegendes Anale X enthält. Radialfacetten fast so breit wie der Oberrand der Radialia. Die fast immer ungeteilten Arme dicht mit Seitenzweigen (Ramuli) besetzt.

Gattungstypus: *Rh. ramosissimus* W. E. SCHMIDT.

Andere Art: *Rh. lobatus* n. sp.

Verbreitung: Hunsrückschiefer, Gegend von Bundenbach.

Rhenocrinus lobatus n. sp.

Taf. 1 Fig. 1–3

Diagnose: Eine mittelgroße Art mit kleinem, spitz-konischem Kelch und 5–7 sehr langen, schlanken Armen; Armlänge annähernd das 13fache der Kelchhöhe. Armgabelung, wenn vorhanden, meist auf etwa halber Höhe der Armkrone oder nahe am Kelchrand. Arme an jedem 2.–3. Armglied mit einem zarten, langen, ungefierten Seitenzweig (Ramulus) versehen; erster Seitenzweig am 2. Brachiale.

Analtubus sehr lang, schlank, mindestens ebenso lang oder etwas länger als die Arme, auf einer Halbseite mit maximal 8 Vertikalreihen von Tubusplättchen getäfelt.

Stiel schlank, zirrenfrei, ungleichartig; zusammengesetzt aus dickeren, stark geschwollenen Nodalien I. und II. Ordnung, die durch mehrere dünnere Internodalia mit sublobatem Querschnitt getrennt werden.

Artnamen: Nach dem (quinque-)lobaten Querschnitt des internodalen Stiels.

Material: Mindestens 18 Kronen, knapp die Hälfte davon mit anhaftendem Stiel (auf der Lageskizze Abb. 1 mit 1—18 bezeichnet); ferner eine Anzahl isoliert eingebetteter Stielfragmente (einige im Text erwähnte auf der Lageskizze mit St 1 bis St 5 bezeichnet) auf einer rund 30 × 22 cm messenden Schieferplatte.

Außer dieser Platte standen für die Untersuchung zur Verfügung:

1. eine Röntgenaufnahme in natürlicher Größe;
2. ein „Positiv“ dieser Röntgenaufnahme;
3. vier vergrößerte Röntgenaufnahmen der Exemplare 12, 13, 14 und 11 (also der Typen und eines weiteren Exemplars);
4. vier starke Vergrößerungen (Positive) von Teilgebieten der Röntgenaufnahme 1.

Die Röntgenaufnahmen und ihre „Positive“ waren besonders wertvoll, weil die Schieferplatte unzureichend präpariert ist.

Herkunft: Hunsrückschiefer; laut Etikett: Schnepfenbach. Vgl. hierzu W. E. SCHMIDT (1934: 109), der bei *Rh. ramosissimus* diese Ortsangabe (nach OPITZ) durch „Grube Rosengarten, Ostseite des Hahnenbachtals, NO von Bundenbach“ ersetzen möchte.

Typen: Holotypus Ex. 12; Paratypus 1 Ex. 14; Paratypus 2 Ex. 11.

Zur Wahl der Typen

Exemplar 12 liegt (ähnlich wie die beiden Paratypen) etwas isoliert in der Kolonie und kann daher relativ gut ausgewertet werden. Es wurde aus folgenden Gründen zum Holotyp gewählt:

Der zugehörige proximale Stiel ist erhalten;

Gestalt und Länge des Kelchs sind erkennbar, und das Längenverhältnis Kelch/Arme ist annähernd meßbar;

das Röntgenbild zeigt unmittelbar über dem Kelchrand eine Armgabelung;

der Analtubus ist fast bis zur Spitze erhalten; seine Struktur ist im distalen Drittel erkennbar.

Der Paratyp 1 (Ex. 14) besitzt den am besten erhaltenen Kelch und zeigt einwandfrei eine Armgabelung über dem 2. Brachiale, der Paratyp 2 eine solche auf etwa halber Höhe der Armkrone.

Der Kelch

Der Kelch ist am Holotyp leicht in Zerfall begriffen; einige seiner Platten sind bestimmbar. Am Paratypus 1 sind die drei Plattenkränze gut erkennbar, doch ist der Verband einiger Plättchen auch hier bereits gelockert. Am Paratypus 2 ist die Gliederung des Kelches kaum erkennbar. — Der Kelch eines vierten Exemplars (1) ist zwar überliefert, aber nicht herauspräpariert.

Keiner der Kelche kann sicher orientiert werden; weder an Krone 14 noch an 12 sind Analia auf der freiliegenden Kelchwand einwandfrei als solche bestimmbar. Beim Holotyp liegt etwa in der Linie des Kelchrandes ein aus dem Verband gelöstes Plättchen mit annähernd halbmondförmigem Querschnitt, das man wegen seines weiten Ventral-Einschnitts für eine Tubusplatte halten könnte. Leider sind einige

weitere, nach kleiner Lücke distalwärts folgende Plättchen gleichfalls nicht sicher bestimmbar.

Die Basalia fallen — wie bei mehreren *Eifelocrinus*-Arten — durch ihre Länge auf. Sie sind etwa $1\frac{1}{2} \times$ so lang wie die Radialia und Infrabasalia, die ihrerseits annähernd gleichlang sind. — Die Radial-Facette ist fast so breit wie der Oberrand der Radialia.

Der Kelch ist wenig scharf vom Stiel abgesetzt.

Die Arme

Wichtig ist der Nachweis, daß sich 1–2 Arme einer Krone gabeln können, entweder dicht über dem Kelchrand (über IBr 2: Ex. 14; an ähnlicher Stelle 12 und wahrscheinlich auch 9), etwas unter der Armmittte (Ex. 10) oder auf etwa halber Höhe (11, 13). Am Paratyp 1 geben die auf IBr 2 entspringenden Armäste auf IBr 2 bereits den ersten Seitenzweig ab, jeweils nach außen; der linke Ast entsendet den 2. Ramulus von IBr 5, der rechte von IBr 6, jeweils nach innen. In höheren Arm-partien liegen zwischen den alternierenden Seitenzweigen meist zwei Armglieder.

Die Länge der Seitenzweige (Ramuli) geht über die Maße von Pinnulen hinaus; an Ex. 1 erreicht ein Seitenzweig (rechts vom mittleren Arm) annähernd $\frac{1}{3}$ der Armlänge. Wahrscheinlich sind die Ramuli auch kräftiger als Pinnulae; es ist möglich, daß sie bei ungenügender Präparation der Schieferplatte dünner erscheinen, als sie tatsächlich sind.

Das erste Armglied, das einen Seitenzweig tragen kann, ist an einfachen Armen das 2. Brachiale, an gegabelten Armen das IBr 2.

Der Analtubus

Der Analtubus ist an mehreren Kronen erhalten (Ex. 4 — hier fast bis zur Spitze — und Ex. 11–14); in kleineren und größeren Resten ist er sowohl im Röntgenbild wie in der Auflicht-Photographie erkennbar.

Der Analtubus ist ähnlich gebaut wie bei *Rhenocrinus ramosissimus* (HAARMANN 1922: 39–40, Taf. 5 Fig. 1). Die einzelnen Plättchen sind niedrig, breiter als lang und wahrscheinlich 6seitig. Die Zahl der Vertikalreihen beträgt an Ex. 4 halbseitig mindestens 5, an Exemplar 12 entsprechend 8. — Der Tubus verjüngt sich schwach nach oben (Ex. 4).

Der Stiel

Der proximale Stiel ist an 6–8 Kronen (1, wahrscheinlich 4, 7, 9, 11, 12, 13?, 14) überliefert. Sein Querschnitt ist fünflöbig; das erkennt man an den Längsrillen vieler Stielstücke auf der Übersichtsaufnahme Taf. 1 Fig. 1. An den Nodalien werden diese Längsrillen anscheinend abgeschwächt.

Die Internodalien lassen sich meist nicht auszählen, weil die Schieferplatte ungenügend präpariert ist. Auch die Röntgenaufnahmen helfen in diesem Falle kaum weiter; aus ihnen ersieht man aber, daß der Durchmesser der Nodalien kaum größer ist als derjenige der Internodalien.

Die längsten überlieferten Stielstücke messen knapp 7 (St 4), knapp 10 (St 2), 10 (St 5) und reichlich 10 cm (St 3).

Beziehungen

Einige Kronen, darunter Ex. 1, ließen auf Fünfarmigkeit schließen; das deutete in Verbindung mit dem fünflobigen Stiel und den langen Basalplatten auf die Gattung *Eifelocrinus* WANNER. Bei näherer Prüfung zeigte jedoch keine einzige Krone den für *Eifelocrinus* typischen Arm bau: Seitenzweige der 5 Arme mit „aufwärts gerichteten, fiederartigen Nebenzweigen“ ausgerüstet (W. E. SCHMIDT 1941: 168). Als dann die Röntgenaufnahmen einwandfreie, wenn auch seltene Armgabelungen aufzeigten, stand die Gattungsbestimmung „*Rhenocrinus*“ fest.

Rhenocrinus lobatus n. sp. unterscheidet sich von der Typusart *ramosissimus* W. E. SCHMIDT in erster Linie durch den fünflobigen, ungleichartigen Stiel; bei der Typusart ist der Stiel rund und gleichartig. Außerdem ist der Kelch von *ramosissimus* breiter, die Basalia sind kürzer, und es sind noch keine Armverzweigungen nahe am Kelchrand bekannt.

4. Zusammenfassung

Eine 22 × 30 cm große Platte aus dem Hunsrückschiefer der Gegend von Bundenbach ist erfüllt von einer Crinoideen-Anschwemmung. Erkennbar sind 18 mehr oder weniger gut erhaltene Kronen mit dazu gehörenden, jedoch oft zerbrochenen Stielen und Stielstücken. Alte und junge Crinoideen liegen dicht beieinander. Wurzeln sind nicht erkennbar.

Wahrscheinlich sind die Crinoideen aus ihrem Lebensraum herausgerissen, transportiert, eingeregelt und dann eingebettet worden. In Zerfall befindliche Crinoideen sind selten, wahrscheinlich sind die Individuen alsbald zugedeckt worden.

Auf der Platte befinden sich nur Individuen einer Art, die sich als die neue Art *Rhenocrinus lobatus* n. sp. herausstellte. Die Gattung *Rhenocrinus* W. E. SCHMIDT wurde der Familie Lophocrinidae BATHER zugewiesen und die Familie Rhenocrinidae zugunsten der Familie Lophocrinidae eingezogen.

5. Schriftenverzeichnis

- BASSLER, R. S. & MOODEY, MARGARET W. (1943): Bibliographic and Faunal Index of Paleozoic Pelmatozoan Echinoderms. — Geol. Soc. America, Spec. Pap. **45**, VI + 734 S.; New York.
- GOLDRING, W. (1923): The Devonian Crinoids of the State of New York. — Mem. New York State Museum, **16**, 670 S., 60 Taf.
- HAARMANN, E. (1922): Die Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1920, **41**; 1–87, 7 Abb., Taf. 1–6; Berlin.
- JAEKEL, O. (1895): Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands. — Palaeont. Abh., N.F., **3** (Bd. 7 der Reihe): 3–116, 29 Abb., 10 Taf.; Jena.
- (1918): Phylogenie und System der Pelmatozoen. — Palaeont. Z., **3**: 1–128; Berlin.
- KUTSCHER, F. (1970): ERICH HAARMANN und das Hunsrückschiefer-Meer (Forscher, Liebhaber und Sammler der Hunsrückschieferfossilien. 5). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 257–260, 1 Abb., Taf. 16; Wiesbaden.
- MOORE, R. S. & LAUDON, L. R. (1943): Evolution and Classification of Paleozoic Crinoids. — Geol. Soc. America, Spec. Pap. **46**, 167 S., 14 Taf., 18 Abb., 1 Tab.; New York.
- OPITZ, R. (1932): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 234 S., 170 Abb.; Birkenfeld.

- SCHMIDT, W. E. (1934): Die Crinoideen des Rheinischen Devons. I. Teil: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. — Abh. preuss. geol. L.-A., N.F., **163**, 149 S., 34 Taf., 29 Abb.; Berlin.
- WANNER, J. (1916): *Ptilocrinus*, eine neue Krinoidengattung aus dem Unterdevon der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., Abh., **68**, 3: 343—359, 3 Abb., Taf. 28; Berlin.
- (1916): *Eifelocrinus* und *Peripterocrinus*, nom. nov. — Z. deutsch. geol. Ges., **68**, Mon.-Ber. Nr. 8/11: 200; Berlin.

Manuskript eingegangen am 14. 11. 1972

Die Hunsrückschiefer-Fauna des Wisper-Gebietes im Taunus

Ulmen-Gruppe, tiefes Unter-Ems, Rheinisches Schiefergebirge

Von

HANS-GEORG MITTMEYER, Mainz*

Mit 8 Abbildungen und den Tafeln 2-6

Kurzfassung: Im Hunsrückschiefer des Wisper-Gebietes konnten stellenweise überraschend artenreiche Brachiopoden-Faunen der Ulmen-Gruppe (Unteres Unter-Ems) nachgewiesen werden, und zwar besonders in den unteren Kaub-Schichten. Die sandig-tonigen Bornich-Schichten enthalten ähnlich wie im Lorelei-Gebiet u. a. *Brachyspirifer crassicaosta crassicaosta* (SCUPIN), *Alatiformia mediorhenana* (FUCHS), *Atrypa lorana* FUCHS und *Anoplothecca venusta* (SCHNUR). Charakteristisch für die tonig-siltigen unteren Kaub-Schichten sind *Phacops ferdinandi* KAYSER, *Brachyspirifer explanatus* (FUCHS), dünn-schalige *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE), *Tenuicostella tenuicosta* (SCUPIN) und *Cryptonella rhenana* (DREVERMANN).

Abstract: In the Hunsrückschiefer of the Wisper area occasionally rich brachiopod faunas of the Ulmen-Gruppe (Lower Unter-Emsium) could be proved, especially in the Lower Kaub-Schichten. The sandy argillaceous Bornich-Schichten contain analogous to the Lorelei area *Brachyspirifer crassicaosta crassicaosta* (SCUPIN), *Alatiformia mediorhenana* (FUCHS), *Atrypa lorana* FUCHS and *Anoplothecca venusta* (SCHNUR). Characteristic for the argillaceous silty Lower Kaub-Schichten are *Phacops ferdinandi* KAYSER, *Brachyspirifer explanatus* (FUCHS), thin shells of *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE), *Tenuicostella tenuicosta* (SCUPIN) and *Cryptonella rhenana* (DREVERMANN).

Inhalt

1. Einleitung	17
2. Stratigraphie	18
2.1. Ulmen-Gruppe	18
2.2. Hunsrückschiefer	20
2.3. Hunsrückschiefer des Wisper-Gebietes	20
2.3.1. Lithostratigraphie	20
Sauerthal-Schichten	20
Bornich-Schichten	20
Kaub-Schichten	21
Querprofile	21

*) Dr. H.-G. MITTMEYER, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachsmarktstraße 9.

2.3.2. Biostratigraphie	22
Bornich-Schichten	22
Kaub-Schichten	24
3. Fossilfundpunkte des Wisper-Gebietes	26
3.1. Bereich Ransel-Wollmerschied	26
3.2. Bereich Welterod-Lipporn	28
3.3. Bereich Nauroth-Zorn	28
3.4. Bereich Hexit-Linesitt	29
3.5. Bereich Herrmannssteg-Laukenmühle	32
3.6. Bereich um Geroldstein	34
3.7. Bereich Dornbachtal-Fischbachtal	34
4. Paläontologischer Teil	35
4.1. Vorbemerkungen	35
4.2. Beschreibungen	36
<i>Dipleura laevicauda</i> (QUENSTEDT)	36
<i>Grammysia ovata</i> SANDBERGER	36
<i>Brachyspirifer</i> WEDEKIND	37
<i>Brachyspirifer explanatus</i> (FUCHS)	37
Delthyrididae WAAGEN	37
<i>Euryspirifer</i> WEDEKIND	37
<i>Euryspirifer assimilis</i> (FUCHS)	37
<i>Acrospirifer</i> HELMBRECHT & WEDEKIND	38
<i>Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha</i> (SOLLE)	38
Spinocyrtiidae IVANOVA	43
<i>Subcuspidella incerta</i> (FUCHS)	44
5. Schriftenverzeichnis	44

I. Einleitung

Angaben zur Hunsrückschiefer-Fauna des Wisper-Gebietes enthalten besonders die Erläuterungen zu den Blättern Nastätten (HOLZAPFEL & LEPLA 1904, mit Bestimmungen von FUCHS) und Presberg (EHRENBERG, KUPFAHL & KÜMMERLE 1968, mit neuen Funden von KUPFAHL und Bestimmungen des Verfassers). Auf Blatt Presberg bezog KUPFAHL (1968: 52–62) eine Anzahl neuer Hunsrückschiefer-Fundpunkte des nordwestlichen Blattviertels auf die Bornich-Schichten, trotz teilweise stark abweichender Lithofazies und ungewöhnlicher Zusammensetzung der Faunen. Anlässlich einer Nachlese an verschiedenen Punkten und im Verlaufe von Kartierarbeiten auf Blatt Nastätten zeigte sich, daß sich die fraglichen Fundpunkte auf Bornich-Schichten und untere Kaub-Schichten verteilen. Die Gesamtliste der Bornich-Fauna fügt sich nunmehr gut in den Gesamtrahmen, während die Gesamtliste der Kaub-Fauna ein neues, bisher unbeachtetes Brachiopoden-Faunenniveau im Hunsrückschiefer erkennen läßt. Die Unterschiede zwischen den Faunen der Bornich- und Kaub-Schichten sind zwar weitgehend biofazieller Art, bieten aber eine ausreichend sichere biofaziell-stratigraphische Untergliederungsmöglichkeit, deren Anwendung hier in vorläufiger Fassung (Taf. 2) vorgelegt wird. Darüber hinaus sprechen einige Unterschiede in Übereinstimmung mit dem lithostratigraphischen Befund für eine Aufeinanderfolge Bornich-Schichten – Kaub-Schichten etwa im Sinne mittlere Ulmen-Gruppe – obere Ulmen-Gruppe.

Die vorliegende Bearbeitung der Wisper-Fauna soll in absehbarer Zeit durch entsprechende Bearbeitungen der Anschlußgebiete Aartal und Lorelei-Gebiet mit neuen

Funden, z. B. in den Sauerthal-Schichten, in einen größeren Zusammenhang eingefügt werden.

Abschließend wird allen herzlich gedankt, die in irgend einer Weise Unterstützung gewährt haben, besonders Herrn Dr. KUPFAHL (Wiesbaden) für Fossilmaterial und Beiträge zur Lithofazies der Fundpunkte und Herrn LAUBACH (Mainz) für die Anfertigung der Fossil-Fotos.

2. Stratigraphie

2.1. Ulmen-Gruppe

Der Begriff umfaßt im ursprünglichen Sinne (SOLLE 1950: 306, 307 u. 352) den Zeitabschnitt zwischen dem Erlöschen von *Rhenorenselaeria crassica* (KOCH) bis zu einer nicht genau definierten Grenze kurz nach dem Erlöschen von *Spirifer assimilis* FUCHS. Die Hangendgrenze wurde nachträglich durch RÖDER (1960: 60–61) mit dem Erlöschen von *Hysterolites prohystericus* (MAURER) definiert. Danach stellt die Ulmen-Gruppe eine biostratigraphische Begriffsbildung dar, und zwar ungefähr im Größenordnungsbereich einer Unterstufe.

Der derzeitige Bearbeitungsstand der maßgeblich für die Abgrenzung benutzten oder in Frage kommenden Brachiopoden erfordert einige kritische Bemerkungen:

Hysterolites hystericus (SCHLOTHEIM) in der Neufassung durch SOLLE (1963) umfaßt außer der relativ seltenen Typus-Form, deren eindeutige Zugehörigkeit zu den Delthyrididae noch zu klären ist, verschiedene „subcuspidate“ Frühformen der Gattungen *Alatiformia*, *Tenuicostella*, ?*Subcuspidella* und ev. weiterer, noch nicht genauer bekannter Formenkreise. *Hysterolites hystericus* s. str. erlischt wahrscheinlich zu Beginn des obersten Siegen (Siegen-Anteil der Ulmen-Gruppe); genaueres ist zur Zeit noch nicht bekannt.

Hysterolites excavatus (KAYSER) ist vorläufig nur ein Sammelbegriff für spinocyrtiide und ev. sonstige Formen mit durchlaufender dorsaler Medianfurche.

Hysterolites prohystericus (MAURER) und *Spirifer subhystericus* SCUPIN im Sinne der Typen sind mit großer Wahrscheinlichkeit juvenile *Acrospirifer primaevus* (STEININGER), und zwar aufgrund der Übereinstimmungen im Artikulations-Apparat. *Hysterolites prohystericus* sensu RÖDER (1960) bezieht sich wahrscheinlich auf äußerlich ähnliche Brachyspiriferen oder sonstige delthyridide Spiriferen. Der Name *prohystericus* ist demnach ein morphologischer, systematisch nicht definierbarer Sammelbegriff.

Acrospirifer primaevus (STEININGER) gilt als zuverlässige, weit verbreitete und offenbar wenig faziesempfindliche Siegen-Leitform. Ihre Erlöschengrenze markiert sozusagen das Erlöschen der eindeutigen Siegen-Leitfauna und fällt darüber hinaus nahezu mit der Hangendgrenze der eigentlichen Siegen-Lithofazies zusammen.

Euryspirifer assimilis (FUCHS) im Sinne der Typen (FUCHS 1915, Form mit abgeschwächter Sinus-Grenzrippe) erscheint wahrscheinlich an der Wende Siegen-Ems (nach Erlöschen von *Acrospirifer primaevus*) und erlischt nach neueren Ein-

drücken an der Wende Singhofen-Vallendar. Die Siegen-Euryspiriferen scheinen einer abtrennbaren Vorläuferform anzugehören.

Alatiformia affinis (FUCHS) ist nahezu sicher der unmittelbare Vorläufer von *Alatiformia mediorhenana* (FUCHS). Der Übergang vollzieht sich im Grenzbereich Siegen-Ems (ungefähr im Bereich der Erlöschengrenze von *Acrospirifer primaevus*) und bietet damit einen brauchbaren Ansatz zur Neudefinition der Grenze Siegen-Ems (die nach Möglichkeit auch die Liegendgrenze der Ulmen-Gruppe sein sollte).

Subcuspidella incerta (FUCHS) s. str. erscheint wahrscheinlich an der Wende Siegen-Ems, während die Siegen-*incerta* einer abtrennbaren Frühform (?von *Subcuspidella*) angehören dürften. Die Abtrennung einer Ulmen-Subspezies wird voraussichtlich möglich sein, womit ev. die Ulmen-Gruppe nach oben biostratigraphisch abgegrenzt werden könnte, falls sich keine besseren Möglichkeiten ergeben sollten.

Im Siegen sind außer *incerta* n. ssp. *Subcuspidella* ähnliche Formen mit durchlaufender dorsaler Medianfurche vorhanden (*Spirifer gosseleti* BECLARD, *Spirifer parvejugatus* MAURER und vielleicht teilweise *Hysterolites hystericus pachypleura* SOLLE), die im rheinischen Unter-Ems keine Nachläufer haben. Ihre Erlöschengrenzen sind deshalb von geringerem Interesse.

Tenuicostella tenuicosta (SCUPIN) erscheint im Siegen-Abschnitt der Ulmen-Gruppe (zwischen dem Erlöschen von *Rhenorensellaeria crassicosta* und *Acrospirifer primaevus*), während Angaben aus tieferem Siegen auf verschiedene spinocyrtiide Frühformen zu beziehen sind.

Hysterolites hystericus pachypleura SOLLE und *Hysterolites hystericus pterinus* SOLLE sind sehr wahrscheinlich *Tenuicostella*-Frühformen ohne unmittelbare Beziehungen zur Typus-Art.

Rhenorensellaeria crassicosta (KOCH) erlischt in ihrem Verbreitungsgebiet annähernd gleichzeitig an der Basis des obersten Siegen. Für die untere Begrenzung der Ulmen-Gruppe sollte die Erlöschengrenze dieser Form nur ein Provisorium sein.

Chonetes unkelensis DAHMER scheint nach neuen Untersuchungen in der Vallendar-Gruppe aufzutreten, so daß seine Bedeutung als Siegen-Leitform zunächst einmal in Frage gestellt ist.

Zusammenfassend muß festgestellt werden, daß nur im basalen Siegen-Anteil der Ulmen-Gruppe (Mächtigkeiten-Umfang: ca. $\frac{1}{6}$ – $\frac{1}{10}$ der Gesamtmächtigkeit) ein successives Erlöschen von Siegen-Leitformen stattfindet, wie es nach der ursprünglichen Fassung für die gesamte Ulmen-Gruppe der Fall sein sollte. Ein Teil der bisherigen Erlöschengrenzen erweist sich als unbrauchbar oder vorläufig unklar. Damit zerfällt die Ulmen-Gruppe im bisherigen Sinne in einen basalen Siegen-Anteil (vom Erlöschen von *Rhenorensellaeria crassicosta* bis zum Erlöschen von *Acrospirifer primaevus*) und einen größeren Unter-Ems-Anteil (vom Erlöschen von *Acrospirifer primaevus* bis zur Basis des tiefsten Singhofen-Porphyrroids). Die Grenze Siegen-Ems wird vorläufig am sichersten durch das Erlöschen von *Acrospirifer primaevus* markiert.

2.2. Hunsrückschiefer

Nach der Definition (SOLLE 1950: 312–313) wird der Hunsrückschiefer von Taunusquarzit oder Siegener Schichten unterlagert und von Schichten der Singhofen-Gruppe überlagert. Die unmittelbar unterlagernden Darustwald-Schichten bzw. äquivalente Dhrontal-Schichten werden ausreichend begründet ins obere Herdorf gestellt, während die Hangendgrenze der Ulmen-Gruppe im Sinne RÖDERS – als lithostratigraphische Grenze projiziert – annähernd mit der Grenze Hunsrückschiefer–Singhofen-Gruppe zusammenfällt. Der Hunsrückschiefer entspricht damit ziemlich genau der Ulmen-Gruppe.

2.3. Hunsrückschiefer des Wisper-Gebietes

2.3.1. Lithostratigraphie (Taf. 3–4)

Im Bereich des Hunsrückschiefer-Troges (zwischen Katzenelnbogener Schwelle und Soonwald-Schwelle) gliedert sich der Hunsrückschiefer in Sauerthal-Schichten (Bänderschiefer und rauhschiefrige Siltsteine), Bornich-Schichten (schiefrige Feinkornquarzite) und Kaub-Schichten (ockerbändrige Tonschiefer) (Einzelheiten vgl. MITTMEYER 1965). Im Wisper-Gebiet dürfte der Hunsrückschiefer eine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 2000 m erreichen.

Schichtenfolge im Wisper-Gebiet

Sauerthal-Schichten

Im untersuchten Teil des Wisper-Gebietes treten nur obere bis oberste Sauerthal-Schichten auf, und zwar handelt es sich im Westen um tonig-siltige Wechselfolgen, die in nordöstlicher Richtung in geschlossene rauhschiefrige Siltsteine übergehen. Aus den tiefsten Sauerthal-Schichten liegen bisher keine aussagekräftigen Faunen vor. In ?mittleren Sauerthal-Schichten des Katzenelnbogener Gebietes konnten einige kleinere Faunen der tiefen Unter-Ems-Stufe nachgewiesen werden, so daß die oberen Sauerthal-Schichten der Unter-Ems-Stufe angehören dürften.

Bornich-Schichten

Die Bornich-Schichten des Wisper-Gebietes bestehen aus einer ca. 200–250 m mächtigen Wechselfolge von schiefrigen, mittelbankigen Feinkornquarziten, stellenweise mit einzelnen linsigen Fossillagen, rauhschiefrigen Siltsteinen, Tonschiefern und milden (d. h. besonders reinen und feinplattigen) Tonschiefern. Eine Dreigliederung in untere Feinkornquarzite, mittlere Tonschiefer und obere Feinkornquarzite wie im Aartal ist nur teilweise etwas deutlicher ausgeprägt.

Ältere Meldungen von einzelnen Siegen-Leitformen aus Bornich-Schichten wurden inzwischen weitgehend widerrufen (ein eigener Fund von „*Hysterolites hystericus* aff. *pachypleura*“ SOLLE, MITTMEYER 1965, Taf. 9 Fig. 7, ist gleichfalls hinfällig). Die Bornich-Schichten des Wisper-Gebietes gehören vollständig der unteren Unter-Ems-Stufe an.

Kaub-Schichten

Im untersuchten Anteil des Wisper-Gebietes sind bis auf einige schmale Mulden mit mittleren Kaub-Schichten nur untere Kaub-Schichten vorhanden. Die ca. 300 m (im Osten) bis 600 m (im Westen) mächtigen unteren Kaub-Schichten bestehen im allgemeinen im unteren Teil aus gebänderten Tonschiefern mit sandigen Einschaltungen, im mittleren Teil aus ockerbändrigen und teilweise Kieselgeoden führenden Tonschiefern und milden Tonschiefern, stellenweise mit linsigen Fossilagen und im obersten Teil aus einer Wechselfolge von rauhschiefrigen Siltsteinen und Tonschiefern. Darüber folgen monotone ocker- und sandbändige, milde Tonschiefer der mittleren Kaub-Schichten, die nach Südwesten in mehr kieselgeodenreiche, milde Tonschiefer übergehen. Die Kaub-Schichten gehören einwandfrei der unteren Unter-Ems-Stufe an.

Querprofile

Die aufgezeigte lithostratigraphische Untergliederung des Hunsrückschiefers beruht weitgehend auf einer Anzahl kleintektonisch-petrographischer Profilaufnahmen im Taunus und im östlichen Hunsrück. Aus den Profilabschnitten des Wisper-Gebietes (Taf. 3–4) geht deutlich hervor, daß einer weitergehenden Untergliederung der beschriebenen Schichtglieder durch die tektonische Zerstückelung und den direkt beobachtbaren Fazieswechsel Grenzen gesetzt sind. Eindeutige lithofazielle Leithorizonte fehlen im Hunsrückschiefer.

Die folgenden Kurzbeschreibungen der Profile beginnen jeweils im Nordwesten, wobei auf die Lokalbezeichnungen und die Einstufungshinweise unter den Profilen (SA, BO, KA u. SG, vgl. Taf. 1) Bezug genommen wird.

Profil A – A' (Ranselbachtal)

KA (Schiefer-Halde): gebänderte Tonschiefer der ?unteren Kaub-Schichten.

BO (südl. Schiefer-Halde): ca. 200 m sandig-tonige Wechselfolge der Bornich-Schichten (vgl. oben) mit einzelnen belanglosen Fossilresten.

KA (Linesitt, Wisper-Tal): ca. 600 m untere Kaub-Schichten. Im mittleren Teil reichlicher ockerbändige und Kieselgeoden führende Tonschiefer mit mehreren linsigen Fossilagen (Fundp. P 19, P 22, P 23 u. P 27, vgl. Taf. 2).

Oberer Teil mit Einschaltungen rauhschiefriger Siltsteine, darüber ockerbändige, milde Tonschiefer der mittleren Kaub-Schichten.

Profil B – B' (Werkerbachtal)

SG (nördl. Weidenbach): rauhschiefrige Siltsteine der ?oberen Singhofen-Gruppe.

BO (Weidenbach): intensiv verfaltete sandig-tonige Wechselfolge der Bornich-Schichten mit einzelnen, noch unbearbeiteten Fossilagen (Einstufung deshalb vorläufig mit Fundp. N 28 u. N 29).

SA (zw. Weidenbach u. Schanz-B.): tonig-siltige Wechselfolge der oberen Sauerthal-Schichten.

BO (Schanz-B.): ca. 250 m sandig-tonige Wechselfolge der Bornich-Schichten mit einzelnen linsigen Fossilagen (Fundp. N 26 u. N 42).

KA (südl. Schanz-B.): gebänderte Tonschiefer der unteren Kaub-Schichten.

BO (Feldseyer Kpf.): ca. 250 m sandig-tonige Wechselfolge der Bornich-Schichten, stärker gefaltet und durch Verwerfungen zerstückelt.

- KA (südl. Feldseyer Kpf. bis Werker-Kpf.): intensiv gefaltete untere Kaub-Schichten. Zwischen Werker-Brunnen und Werker-Kpf. unten ockerbändrige und Kieselgeoden führende Tonschiefer (mittlerer Teil der unteren Kaub-Schichten), darüber Tonschiefer mit siltigen bis sandigen Einschaltungen (oberer Teil der unteren Kaub-Schichten) und schließlich Tonschiefer und milde Tonschiefer der mittleren Kaub-Schichten.
- BO (Wisper-Tal): sandig-tonige Wechselfolge der oberen Bornich-Schichten.
- KA (südl. Wisper-Tal): Tonschiefer der unteren Kaub-Schichten (Südflanke einer Aufsattelung im Wisper-Tal).

Profil C—C' (Herzbachtal)

- SG (nordöstl. Zorn): hellgraue bankige Fein- bis Mittelkorn-Quarzite der Singhofen-Gruppe.
- BO (nördl. Rosit): sandig-tonige Wechselfolge der Bornich-Schichten mit mehreren linsigen Fossillagen (Fundp. N 12, N 13 u. N 30), Mächtigkeit wahrscheinlich durch verborgene Aufschiebungen übertrieben.
- KA (südl. Rosit): Kieselgallen führende Tonschiefer und milde Tonschiefer der unteren Kaub-Schichten. Die Dachschiefer-Lager der ehemaligen Dachschiefer-Grube Rosit liegen besonders im Grenzbereich Bornich-Schichten—Kaub-Schichten.
- BO (Grober-B. bis Wisper-Tal): stellenweise stark tonige Wechselfolge der Bornich-Schichten mit einzelnen linsigen Fossillagen (Fundp. N 32 u. N 33), im Sattelkern des Spitzlei und am Rabenlei Tonschiefer der (?) obersten Sauerthal-Schichten.

Profil D—D' (oberes Wisper-Tal)

- SG (nördl. Hoher Wald): Feinkornquarzite und rauhschiefrige Siltsteine der Singhofen-Gruppe.
- SA (Hoher Wald): spärlich aufgeschlossene rauhschiefrige Siltsteine der oberen Sauerthal-Schichten.
- BO (nördl. Meyers Hoffnung): ca. 250 m sandig-tonige Wechselfolge der Bornich-Schichten mit einzelnen linsigen Fossillagen (noch unbearbeitet).
- KA (Meyers Hoffnung): tonig-siltige untere Kaub-Schichten.
- BO (zw. Meyers Hoffnung und Seifer-B.): stark siltige obere Bornich-Schichten.
- KA (Seifer-B. u. Wisper-Tal): ca. 300 m untere Kaub-Schichten, im unteren und mittleren Teil teilweise ockerbändrig oder Kieselgeoden führend, oben siltig-sandige Einschaltungen, darüber mittlere Kaub-Schichten.

2.3.2. Biostratigraphie

Bornich-Schichten

Für die Bornich-Schichten des Wisper-Gebietes ergibt sich folgende Gesamtliste:

- Burmeisteria* sp.
Ptomatis rhenanus (DREVERMANN)
Bucanella bipartita (SANDBERGER)
Bembexia alta (DREVERMANN)
Pleurotobembex tristriata (FUCHS)
Cornellites costatus (GOLDFUSS)
Tolmaia erecta (DAHMER)
Leiopteria crenato-lamellosa (SANDBERGER)
Leiopteria pseudolaevis (OEHLERT)
Schellwienella maior (FUCHS)
Platyorthis circularis (SOWERBY)
Platyorthis nocheri (FUCHS)

Brachyspirifer crassicastrata crassicastrata (SCUPIN)
Euryspirifer assimilis (FUCHS)
Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha (SOLLE)
Acrospirifer arduennensis antecedens (FRANK)
Alatiformia mediorhenana (FUCHS)
Subcuspidella incerta (FUCHS)
Cyrtina demarllii BOUCHARD
Atrypa lorana FUCHS
Athyris undata (DEFRANCE)
Meganteris ovata MAURER
Anoplothecha venusta (SCHNUR)
Uncinulus sp.
Trigonirhynchia daleidensis (F. ROEMER)
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Plebejochonetes semiradiatus (SOWERBY)
Plebejochonetes plebejus (SCHNUR)
Hederella sp.
Fenestrellina sp.
Olkenbachia hirsuta SOLLE
Olkenbachia simplex SOLLE
Heterophrentis sp.
Pleurodictyum problematicum GOLDFUSS
Favosites sp.
Tabulata indet.
Ctenocrinus sp.
 ? *Diamenocrinus* sp.
Crinoidea indet.
Chondrites sp.
 Wühl-Spuren

Typisch für das Niveau der Bornich-Schichten des Wisper-Gebietes sind vor allem folgende Arten:

Brachyspirifer crassicastrata crassicastrata (SCUPIN)
Alatiformia mediorhenana (FUCHS)
Atrypa lorana FUCHS
Anoplothecha venusta (SCHNUR)

Brachyspirifer crassicastrata crassicastrata: Die weitgehend an sandige Fazies gebundene Form erscheint im Taunus in den Sauerthal-Schichten und erreicht in den Bornich-Schichten größere Verbreitung. Das Erscheinen in der Eifel und in Belgien läßt sich z. Z. mangels genauerer Bestimmungen nicht sicher beurteilen; in der Eifel besteht der Eindruck, daß *crassicastrata crassicastrata* in den Saxler Schichten einsetzt.

Alatiformia mediorhenana: Die gleichfalls an sandige Fazies gebundene Art erscheint im Lorelei-Gebiet in den obersten Sauerthal-Schichten und erreicht in den Bornich-Schichten stellenweise größere Häufigkeit. Vereinzelt dastehende Meldungen aus dem Siegen des Katzenelnbogener Gebietes und Belgiens (SOLLE 1950: 332) beruhen voraussichtlich auf Verwechslungen mit der ähnlichen Vorläuferform *Alatiformia affinis* (FUCHS).

Atrypa lorana: Die ab Mittelsiegen im allgemeinen nur vereinzelt auftretende Form bildet in den oberen Bornich-Schichten des Lorelei-Gebietes einen Anreicherungs-Horizont, der sich bis in den Nordwestteil des Wisper-Gebietes verfolgen läßt. Ein-

zelne lokale Anreicherungen von *Atrypa lorana* meldet RÖSLER (1956) aus der Singhofen-Gruppe des Katzenelnbogener Gebietes. Darüber hinaus ist nichts entsprechendes bekannt.

Anoplotheca venusta: Im Taunus erscheint *Anoplotheca venusta* in den unteren Bornich-Schichten, in Belgien in der Grauwacke von Grupont. In den Bornich-Schichten zählt die Art im allgemeinen zu den Seltenheiten; nur im Wisper-Gebiet konnte eine stellenweise größere Häufigkeit festgestellt werden.

Auf Unterschiede in der Entwicklungshöhe der Spiriferen zwischen Bornich-Schichten und Kaub-Schichten wird im paläontologischen Teil eingegangen, soweit vom Material her Ansatzpunkte gegeben sind. Eine gültige Antwort hierzu kann allerdings erst nach Bearbeitung der Singhofen-Fauna gegeben werden.

Kaub-Schichten

Für die Kaub-Schichten des Wisper-Gebietes ergibt sich erstmals folgende Gesamtliste:

Pisces indet.

Phacops ferdinandi KAYSER

Dipleura laevicauda (QUENSTEDT)

Zygobeyrichia tetrapleura (FUCHS)

Zygobeyrichia devonica (JONES & WOODWARD)

? *Michelinoceras planiseptatum* (SANDBERGER)

Tentaculites schlotheimi KOKEN

Loxonema sp.

Bucanella sp.

Bembexia alta (DREVERMANN)

Platyceras loranum FUCHS

Cornellites costatus (GOLDFUSS)

Tolmaia spriestersbachi (FUCHS)

Tolmaia erecta (DAHMER)

Pterinea sp.

Leiopteria crenato-lamellosa (SANDBERGER)

Modiola antiqua (GOLDFUSS)

Palaeoneilo maureri obsoleta (BEUSHAUSEN)

Ctenodonta gemündensis BEUSHAUSEN

Nucula fuchsi DAHMER

Grammysia ovata SANDBERGER

Goniophora eifeliensis KAYSER

Conocardium reflexum ZEILER

Carydium gregarium BEUSHAUSEN

Leptostrophia explanata (SOWERBY)

Schellwienella maior (FUCHS)

Platyorthis circularis (SOWERBY)

Platyorthis transversaria (FUCHS)

Platyorthis nocheri (FUCHS)

Brachyspirifer explanatus (FUCHS)

Euryspirifer assimilis (FUCHS)

Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha (SOLLE)

Acrospirifer arduennensis antecessens (FRANK)

Subcuspidella incerta (FUCHS)

Tenuicostella tenuicosta (SCUPIN)

Atrypa lorana FUCHS

Athyris undata (DEFRANCE)
Meganteris ovata suessi DREVERMANN
Cryptonella rhenana (DREVERMANN)
Anoplothea venusta (SCHNUR)
Trigonirhynchia daleidensis (F. ROEMER)
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Plebejochonetes semiradiatus (SOWERBY)
Plebejochonetes plebejus (SCHNUR)
Olkenbachia hirsuta SOLLE
Olkenbachia pannosa SOLLE
Olkenbachia simplex SOLLE
Hederella sp.
Heterophrentis sp.
Pleurodictyum problematicum GOLDFUSS
 Tabulata indet.
 Asteroidea indet.
 ? *Diamenocrinus* sp.
Ctenocrinus sp.
 Crinoidea indet.
Chondrites sp.
 Wühl-Spuren

Typisch für das Niveau der Kaub-Schichten im Wisper-Gebiet sind vor allem folgende Arten:

Phacops ferdinandi KAYSER
Brachyspirifer explanatus (FUCHS)
Tenuicostella tenuicosta (SCUPIN)
Cryptonella rhenana (DREVERMANN)

Phacops ferdinandi: Die überwiegende Mehrzahl der bisher gemeldeten Funde stammt aus den Kaub-Schichten (SOLLE 1950: 329). Darüber hinaus wurde die Art in den „Kauber Schichten“ bei Mayen (wahrscheinlich Äquivalente der Sauerthal-Schichten) nachgewiesen (KUTSCHER 1941). Aus den Eckfelder Schichten meldet RÖDER (1960: 50) *Phacopacea* indet. Verschiedene Angaben aus den Singhofener Schichten des Katzenelnbogener Gebietes (RÖSLER 1956) betreffen eine offenbar abtrennbare Form. *Phacops ferdinandi* kommt danach als Leitform der Ulmen-Gruppe in Betracht.

Brachyspirifer explanatus: Die seltene, offenbar an die reine Tonschiefer-Fazies gebundene Form wurde bisher nur in den Kaub-Schichten sowie in wenigen Exemplaren in ähnlichen Tonschiefern der Singhofen-Gruppe nachgewiesen (SOLLE 1950: 332).

Tenuicostella tenuicosta: Der einwandfreie Nachweis im Hunsrückschiefer beschränkt sich vorläufig auf wenige Exemplare aus den Kaub-Schichten des Wisper-Gebietes und ein fragliches Exemplar aus den Bornich-Schichten des Lorelei-Gebietes (FUCHS 1915). Wahrscheinlich verbirgt sich die Art hinter verschiedenen älteren Angaben von „*Spirifer subcuspidatus*“. In der südostteufeler Ulmen-Gruppe tritt *tenuicosta* bereits in den Saxler Schichten in größerer Häufigkeit auf (RÖDER 1960).

Cryptonella rhenana: Die wahrscheinlich älteste *Cryptonella rhenana* konnte in den Sauerthal-Schichten des Lorelei-Gebietes nachgewiesen werden (neue, in Bearbeitung

befindliche Fossilfunde). In den Bornich-Schichten scheint die Art zu fehlen, vermutlich wegen einer Bindung an Tonschiefer-Faziesbereiche, während erst in den Kaub-Schichten eine nennenswerte Häufigkeit und Verbreitung erreicht wird (MITTMEYER & GEIB 1967: 31). Im Westerwald erscheint *Cryptonella rhenana* in den Hüllbuche-Schichten, in Belgien in der Grauwacke von Grupont (SOLLE 1950: 340).

3. Fossilfundpunkte des Wisper-Gebietes

(Tab. 1–7)

Mit der folgenden Zusammenstellung der Fossilfundpunkte nach Teilbereichen soll u. a. der erhebliche seitliche Wechsel der Biofazies aufgezeigt werden.

Angaben zur relativen (geschätzten) Häufigkeit der Fossilien: + = nachgewiesen, 1 = selten, 2 = vereinzelt, 3 = in mittlerer Anzahl, 4 = häufig, 5 = massenhaft.

Die Fossilfundpunkte sind auf den Tabellen annähernd profilmäßig von Nordwesten nach Südosten geordnet.

3.1. Bereich Ransel–Wollmerschied

(Südwestecke Blatt Nastätten)

Der Bereich hat eine Bornich-Fauna mit Beziehungen zum Fundpunkt Vogelsang bei Weisel (FUCHS 1899) geliefert, ferner zahlreiche Kleinformen in den unteren Kaub-Schichten.

Bemerkungen zu den Fundpunkten:

Fundpunkt N 18: Schurfloch. Geringmächtige sandige Einschaltung zwischen Tonschiefern. R 341671, H 555433.

Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 19: Halde der Dachschiefergrube Kreuzberg. R 341660, H 555390.

Gestein: schwarzer Tonschiefer und Kieselgallen. Außer allgemein verbreiteten Wühlspuren scheinen Fossilien in den Dachschiefern nur in wenigen Lagen aufzutreten.

Fundpunkt N 20: Fossillinse im Weganschnitt. R 341669, H 555386.

Gestein: dunkelgrauer rauhschiefriger Siltstein.

Fundpunkt N 21: Lesesteine aus dem Weganschnitt. R 341707, H 555405.

Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 22: frisch herausgepfügte Feldsteine. R 341722, H 555337.

Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 23: frisch herausgepfügte Feldsteine. R 341713, H 555298.

Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 24: Lesesteine aus dem Waldboden. R 341784, H 555314.

Gestein: pyritreiche Kieselgallen.

Fundpunkt N 44: Lesesteine aus dem Weganschnitt. R 341876, H 555278.

Gestein: grünlicher rauhschiefriger Siltstein und glimmeriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 25: Lesesteine aus dem Weganschnitt. R 341884, H 555266.

Gestein: grünlicher rauhschiefriger Siltstein und eisenschüssige verkieselte Lagen.

Tab. 1. Fossilliste für den Bereich Ransel-Wollmerschied

Fundpunkte:	Kaub-Schichten				Bornich-Schichten			Kaub-Schichten	
	N 18	N 19	N 20	N 21	N 22	N 23	N 24	N 44	N 25
Trilobita indet.	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Zygobeyrichia devonica</i> (JONES & WOODWARD)	—	—	—	—	—	—	—	—	2
? <i>Michelinoceras</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Tentaculites schlotheimi</i> KOKEN	—	—	—	—	1	—	—	—	1
<i>Bucanella</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Bembexia alta</i> (DREVERMANN)	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Gastropoda indet.	—	—	—	—	—	—	—	1	2
<i>Cornellites costatus</i> (GOLDFUSS)	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Tolmaia spriestersbachi</i> (FUCHS)	—	—	—	—	—	—	—	—	3
<i>Tolmaia erecta</i> (DAHMER)	—	—	—	—	—	+	—	—	3
<i>Modiola antiqua</i> (GOLDFUSS)	—	—	—	—	—	—	—	—	1
? <i>Goniophora</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Palaeoneilo maureri obsoleta</i> (BEUSHAUSEN)	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Nucula fuchsi</i> DAHMER	—	—	—	—	—	—	—	—	3
<i>Conocardium reflexum</i> ZEILER	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Carydium gregarium</i> BEUSHAUSEN	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Lamellibranchiata indet.	—	—	—	—	—	—	—	2	3
<i>Platyorthis circularis</i> (SOWERBY)	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Platyorthis nocheri</i> (FUCHS)	—	—	—	—	—	—	—	3	3
? <i>Schellwienella</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Brachyspirifer crassicosta crassicosta</i> (SCUPIN)	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Euryspirifer assimilis</i> (FUCHS)	—	—	—	—	2	—	—	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha</i> (SOLLE)	3	—	—	+	4	—	—	3	2
<i>Alatiformia mediorhenana</i> (FUCHS)	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Subcuspidella incerta</i> (FUCHS)	1	—	—	—	3	—	—	2	2
<i>Atrypa lorana</i> FUCHS	—	—	—	—	3	—	—	—	3
<i>Trigonirhynchia daleidensis</i> (F. ROEMER)	—	—	—	—	—	—	+	—	2
<i>Cryptonella rhenana</i> (DREVERMANN)	—	—	—	—	—	—	—	—	3
<i>Anoplothea venusta</i> (SCHNUR)	—	—	+	—	2	—	—	—	—
<i>Chonetes sarcinulatus</i> (SCHLOTHEIM)	—	—	—	—	4	—	—	3	3
<i>Plebejochonetes semiradiatus</i> (SOWERBY)	—	—	+	+	—	—	—	3	3
<i>Plebejochonetes plebejus</i> (SCHNUR)	—	—	—	—	1	—	—	2	2
<i>Olkenbachia hirsuta</i> SOLLE	—	—	—	—	2	—	—	3	4
<i>Olkenbachia pannosa</i> SOLLE	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Olkenbachia simplex</i> SOLLE	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Heterophrentis</i> sp.	—	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ctenocrinus</i> sp.	2	—	—	—	2	—	—	—	2
Crinoidea indet. (Stielglieder)	4	+	+	—	—	+	+	3	2
<i>Chondrites</i> sp.	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Wühl-Spuren (U-förmige Bauten)	—	+	—	—	—	+	—	—	—

Nachträge: N 18: *Pleurodictyum* sp.; N 22: *Meganteris* sp., *Eodevonaria dilatata* (F. ROEMER); N 25: *Loxonema* sp.

3.2. Bereich Welterod-Lipporn (Südwestviertel Blatt Nastätten)

Die artenarme Bornich-Fauna dieses Bereichs entspricht ungefähr der „normalen“ Zusammensetzung von Bornich-Faunen des Trog-Bereichs (unter Trog wird erhöhte Mächtigkeit und tonige Fazies verstanden).

Bemerkungen zu den Fundpunkten:

- Fundpunkt N 28: Feld-Lesesteine. R 34 19 00, H 55 57 24.
Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 29: Feld-Lesesteinhaufen. R 34 18 94, H 55 57 04.
Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 42: mehrere Fossilagen im Weganschnitt. R 34 18 78, H 55 55 14.
Fossilbänke: glimmeriger, z. T. schiefriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 26: Fossilage im Straßenanschnitt. R 34 20 60, H 55 56 26.
Fossilbank: schiefriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 27: frisch herausgepflügte Feldsteine. R 34 21 25, H 55 55 64.
Gestein: schiefriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 35: Schurfgraben. R 34 21 90, H 55 55 63.
Gestein: Feinkornquarzit.

Tab. 2. Fossilliste für den Bereich Welterod-Lipporn

Fundpunkte	Bornich-Schichten					
	N 28	N 29	N 42	N 26	N 27	N 35
<i>Platyorthis nocheri</i> (FUCHS)	—	—	—	—	2	—
<i>Euryspirifer assimilis</i> (FUCHS)	2	—	—	—	1	—
<i>Acrospirifer arduennensis</i> <i>latestriatus-alpha</i> (SOLLE)	5	+	4	+	4	+
<i>Acrospirifer arduennensis</i> <i>antededens</i> (FRANK)	2	—	—	—	2	—
<i>Subcuspidella incerta</i> (FUCHS)	2	—	2	—	3	—
<i>Trigonirhynchia daleidensis</i> (F. ROEMER)	—	—	4	—	—	—
<i>Chonetes sarcinulatus</i> (SCHLOTHEIM)	—	—	3	+	3	—
<i>Plebejochonetes semiradiatus</i> (SOWERBY)	4	+	—	—	3	—
<i>Plebejochonetes plebejus</i> (SCHNUR)	2	—	2	—	1	—
<i>Heterophrentis</i> sp.	—	—	1	—	—	—
<i>Ctenocrinus</i> sp.	1	+	—	—	—	—
? <i>Diamenocrinus</i> sp.	—	+	—	—	—	—
Crinoidea indet. (Stielglieder)	2	—	—	+	2	—
Wühl-Spuren	—	—	—	—	—	+

3.3. Bereich Nauroth-Zorn (Nordostviertel Blatt Nastätten)

Für die Bornich-Schichten wird mit einem größeren Artenreichtum gerechnet, der z. Z. wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse schwer zu erfassen ist. Beziehungen der Bornich-Fauna zum Lorelei-Gebiet sind noch erkennbar.

Bemerkungen zu den Fundpunkten:

Fundpunkt N 30: Steinbruchsschutt. R 34 23 81, H 55 59 42.

Gestein: schiefriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 12: Steinbruchsschutt. R 34 23 62, H 55 59 05.

Gestein: schiefriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 13: durch Unterspülung zeitweise zugängliches Schuttmaterial. R 34 24 14, H 55 58 14.

Gestein: kaolinisierter glimmeriger Feinkornquarzit.

Fundpunkt N 31: Halde der Dachschiefergrube Rosit. R 34 24 28, H 55 57 77.

Gestein: schwarzer Tonschiefer und pyritische Kieselgallen.

Während der Dachschiefer-Gewinnung wurden einzelne Fischreste, Trilobiten, Orthoceren und andere Fossilien gefunden. Das Material ist wahrscheinlich weitgehend verloren.

Tab. 3. Fossilliste für den Bereich Nauroth-Zorn

Fundpunkte:	Bornich-Schichten			Kaub-Schichten
	N 30	N 12	N 13	N 31
Pisces indet.	—	—	—	+
<i>Phacops ferdinandi</i> KAYSER	—	—	—	+
Trilobita indet.	—	1	—	—
? <i>Michelinoceras</i> sp.	—	—	—	+
<i>Pleurotobembex tristriata</i> (FUCHS)	—	—	+	—
Gastropoda indet.	—	1	—	—
<i>Cornellites costatus</i> (GOLDFUSS)	—	1	—	—
<i>Schellwienella maior</i> (FUCHS)	—	3	—	—
<i>Euryspirifer assimilis</i> (FUCHS)	—	2	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha</i> (SOLLE)	+	4	+	—
<i>Acrospirifer arduennensis antecedens</i> (FRANK)	—	2	—	—
<i>Subcuspidella incerta</i> (FUCHS)	—	2	+	—
<i>Cyrtina demarllii</i> BOUCHARD	—	1	—	—
<i>Atrypa lorana</i> FUCHS	—	2	—	—
<i>Eodevonaria dilatata</i> (F. ROEMER)	—	1	—	—
<i>Chonetes sarcinulatus</i> (SCHLOTHEIM)	—	3	—	—
<i>Plebejochonetes semiradiatus</i> (SOWERBY)	+	4	+	—
<i>Plebejochonetes plebejus</i> (SCHNUR)	+	3	—	—
<i>Fenestrellina</i> sp.	—	1	—	—
<i>Heterophrentis</i> sp.	—	1	—	+
<i>Favosites</i> sp.	—	1	—	—
Tabulata indet.	—	2	—	+
Crinoidea indet. (Stielglieder)	—	3	+	+
<i>Chondrites</i> sp.	—	—	—	+
Wühl-Spuren (U-förmige Bauten)	—	—	—	+

3.4. Bereich Hexit-Linesitt

(Wispartal, Nordwestviertel Blatt Presberg)

Der Bereich hat eine artenreiche Brachiopodenfauna der unteren Kaub-Schichten geliefert, die wahrscheinlich verschiedenen linsigen Fossil-Horizonen im mittleren Teil der unteren Kaub-Schichten angehört.

Bemerkungen zu den Fundpunkten mit Profil-Beschreibungen von H. G. KUPFAHL:

Fundpunkt P 19: schmale Tonschiefer-Rippe und Schieferhalde. R 341824, H 555010.
Gestein: Tonschiefer.

Fundpunkt P 22: östlicher Teil einer Tonschiefer-Rippe. R 341839, H 554983.
Gestein: Feinkornquarzit-Lagen und Tonschiefer.

Profilaufnahme an der Fundstelle:

- 1,50 m Tonschiefer, bläulichgrau, plattig, im oberen Teil dachschieferähnlich, mit Crinoiden-Resten; zwischengeschaltet einzelne ca. 2 cm starke sandige Lagen.
- 1,00 m Tonschiefer, gelb- bis grüngrau, glimmerig, z. T. splittrig brechend, sand-flasrig, fossilreich (Spiriferen, Crinoidenreste; teilweise bankbildend).
- 1,50 m Tonschiefer, gelblichgrau, dünnplattig, durchbewegt, sandbändig.
- 1,40 m Tonschiefer, grau bis blaugrau, dünnplattig, mit Sandfasern und Kieselgallen, im oberen Teil dachschieferähnlich, fossilführend.
- 0,35 m Intensiver Wechsel von 0,5—3 cm starken Feinkornquarzit-Lagen und Tonschiefer.
- 1,50 m Tonschiefer, grau, dünnplattig, mit einzelnen Feinkornquarzit-Lagen.
- 2,00 m Tonschiefer, grau bis blaugrau, mit Sandfasern und Kieselgallen, Crinoidenreste führend.

Fundpunkt P 23: Anschnitt am Stolleneingang und Schieferhalde (Material aus dem Stollen). R 341834, H 554964.

Gestein: Tonschiefer, pyritische Kieselgallen und Feinkornquarzit.

Profilaufnahme im Bereich des Stolleneingangs:

- 0,50 m Tonschiefer, sandflasrig.
- 2,00 m Tonschiefer, dachschieferähnlich, sandflasrig.
- 1,00 m Kieselgallenschiefer mit ockerig verwitterten Toneisenstein-Geoden, einzelne Fossilklappen und lagenweise Crinoidenreste führend.
- 1,20 m Tonschiefer, dunkelblaugrau, dachschieferähnlich, dünnplattig bis feinblättrig.
- 0,50 m Feinkornquarzit-Bänkechen bis etwa 5 cm Mächtigkeit und Einschaltungen von Tonschiefer, gelblichgrau, rau, sandig und glimmerreich, scherbzig brechend, mit teilweise angereicherten Fossilklappen.
- 1,50 m Tonschiefer, dunkelblaugrau, dachschieferähnlich, vorwiegend dünnplattig, teilweise, besonders in den obersten Lagen sandflasrig.

Fundpunkt P 24: Schiefer-Halde. R 341916, H 555015.

Gestein: Tonschiefer.

Fundpunkt P 27: schmale Tonschiefer-Rippen mit Fossilagen. R 341870, H 554956.

Gestein: rauher Tonschiefer und Feinkornquarzit-Lagen.

Fundpunkt P 25: Weganschnitt. R 341772, H 554866.

Gestein: Feinkornquarzit und siltiger Tonschiefer.

Profilaufnahme an der Fundstelle:

- 0,30 m Tonschiefer, grau, flasrig.
- 0,12 m Feinkornquarzit, kalkig, mit zahlreichen Fossilklappen.
- 0,45 m Tonschiefer, grüngrau, sandflasrig, mit Fossilklappen und Crinoidenresten.
- 0,08 m Feinkornquarzit, hellblaugrau, glimmerig-plattig, kalkig, mit einzelnen Fossilklappen.
- 0,35 m Tonschiefer, grüngrau, sandflasrig, mit Crinoidenresten.
- 0,05 m Feinkornquarzit, dünnplattig, schwach kalkig.
- 0,20 m Tonschiefer, grau, sandflasrig.

Fundpunkt P 26: schmale Tonschiefer-Rippen. R 341768, H 554858.

Gestein: Tonschiefer.

Tab. 4. Fossilliste für den Bereich Hexit-Linesitt

Fundpunkte:	Kaub-Schichten						
	P 19	P 22	P 23	P 24	P 27	P 25	P 26
<i>Dipleura laevicauda</i> (QUENSTEDT)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Zygobeyrichia tetrapleura</i> (FUCHS)	—	—	—	—	—	—	2
? <i>Michelinoceras planiseptatum</i> (SANDBERGER)	—	—	2	—	—	—	—
? <i>Michelinoceras</i> sp.	—	—	—	—	+	1	—
<i>Bembexia alta</i> (DREVERMANN)	—	—	2	—	—	—	—
<i>Platyceras loranum</i> FUCHS	—	—	2	—	—	—	—
? <i>Tolmaia spriestersbachi</i> (FUCHS)	—	—	—	—	—	1	—
<i>Tolmaia erecta</i> (DAHMER)	—	—	2	—	—	—	—
<i>Pterinea</i> sp.	—	—	—	—	—	—	1
<i>Leiopteria crenato-lamellosa</i> (SANDBERGER)	—	+	3	—	—	—	—
<i>Ctenodonta gemündensis</i> BEUSHAUSEN	—	—	—	—	—	—	1
<i>Grammysia ovata</i> SANDBERGER	—	—	—	—	—	—	1
? <i>Grammysia</i> sp.	—	—	—	—	—	1	—
<i>Goniophora eifeliensis</i> KAYSER	—	—	2	—	—	—	—
<i>Goniophora</i> sp.	—	—	1	—	—	—	—
<i>Leptostrophia explanata</i> (SOWERBY)	—	—	—	—	—	—	3
<i>Leptostrophia ?explanata</i> (SOWERBY)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Schellwienella maior</i> (FUCHS)	—	—	2	—	—	—	—
<i>Platyorthis circularis</i> (SOWERBY)	—	—	3	—	—	—	—
<i>Platyorthis ?circularis</i> (SOWERBY)	+	—	—	—	—	—	—
<i>Platyorthis transversaria</i> (FUCHS)	—	—	3	—	—	—	—
<i>Platyorthis ?transversaria</i> (FUCHS)	—	—	—	+	—	—	—
<i>Platyorthis nocheri</i> (FUCHS)	—	—	4	—	—	—	3
<i>Platyorthis</i> sp.	—	—	3	+	—	—	2
<i>Orthida</i> indet.	—	—	2	—	—	—	—
<i>Brachypirifer explanatus</i> (FUCHS)	—	—	—	—	—	2	—
<i>Euryspirifer assimilis</i> (FUCHS)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Euryspirifer</i> sp.	—	—	1	—	—	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis</i> <i>latestriatus-alpha</i> (SOLLE)	+	+	3	—	+	3	2
<i>Acrospirifer arduennensis antecessens</i> (FRANK)	—	+	—	—	—	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis</i> (SCHNUR) ssp.	—	+	2	—	—	—	2
<i>Subcuspidella incerta</i> (FUCHS)	—	—	2	—	—	—	4
<i>Subcuspidella ?incerta</i> (FUCHS)	+	+	—	—	—	—	2
<i>Tenuicostella tenuicosta</i> (SCUPIN)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Tenuicostella</i> sp.	—	—	—	—	+	—	—
<i>Athyris undata</i> (DEFRANCE)	—	—	3	—	—	—	2
? <i>Athyris</i> sp.	—	—	—	—	+	1	—
<i>Meganteris ovata suessi</i> DREVERMANN	—	—	—	—	—	—	4
<i>Meganteris ?ovata</i> MAURER ssp.	—	—	1	—	—	—	—
<i>Cryptonella rhenana</i> (DREVERMANN)	—	—	2	—	—	—	—
<i>Anoplotheca venusta</i> (SCHNUR)	—	—	2	—	—	—	—
<i>Trigonirhynchia daleidensis</i> (F. ROEMER)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Eodevonaria dilatata</i> (F. ROEMER)	—	—	2	—	—	—	2
<i>Chonetes sarcinulatus</i> (SCHLOTHEIM)	—	—	2	—	—	4	3
<i>Olkenbachia hirsuta</i> SOLLE	—	—	2	—	—	—	2

Tab. 4. Fortsetzung

Fundpunkte:	Kaub-Schichten						
	P 19	P 22	P 23	P 24	P 27	P 25	P 26
<i>Olkenbachia pannosa</i> SOLLE	—	—	—	—	—	—	1
<i>Olkenbachia simplex</i> SOLLE	—	—	2	—	—	—	—
<i>Hederella</i> sp.	—	—	1	—	—	—	—
<i>Heterophrentis</i> sp.	—	—	2	—	+	—	—
<i>Pleurodictyum problematicum</i> GOLDFUSS	—	—	1	—	—	—	—
Asteroida indet.	—	—	2	—	—	—	—
? <i>Diamenocrinus</i> sp.	—	—	1	—	—	—	—
Crinoidea indet. (Stielglieder und Stielfragmente)	+	+	4	+	+	3	2
<i>Chondrites</i> sp.	—	—	—	+	—	3	—
Wühl-Spuren	—	—	2	—	—	—	—

3.5. Bereich Herrmannssteg–Laukenmühle

(Wispertal, Nordteil Blatt Presberg)

Aus der Fossiliste ist die Verarmung der Bornich-Fauna mit dem Ausklingen der sandigen Fazies nach Süden ersichtlich. Das endgültige Auskeilen der sandigen Bornich-Fazies vollzieht sich wahrscheinlich im Bereich der Soonwald-Schwelle.

Bemerkungen zu den Fundpunkten mit Profil-Beschreibungen von H. G. KUPFAHL:

Fundpunkt P 18: Felshang. R 341990, H 555176.

Gestein: rauher Tonschiefer.

Fundpunkt P 20: Felswand. R 342164, H 555196.

Gestein: dunkelblaugraue Kieselgallen in Tonschiefern.

Profilaufnahme an der Fundstelle:

0,50 m Feinkornquarzit, plattig, z. T. kalkig.

1,20 m Tonschiefer, z. T. rauh, an der Basis einzelne Kieselgallen mit Kleinfossilien.

2,00 m Feinkornquarzit, z. T. kalkig, mit geringfügigen Tonschiefer-Einschaltungen.

1,50 m Tonschiefer, z. T. rauh, Crinoidenreste führend, mit Feinkornquarzit-Einschaltungen.

0,80 m Feinkornquarzit, bankig, kalkig, an der Basis schwache subaquatische Gleitfaltung.

7,50 m Wechselfolge von Feinkornquarziten und Tonschiefern.

0,30 m Feinkornquarzit, ausgeprägte subaquatische Gleitfaltung, zur einen Seite hin auskeilend, zur anderen auf 1,30 m anschwellend.

2,50 m Feinkornquarzit, plattig bis feinplattig, kalkig.

Fundpunkt P 21: Felswand. R 342170, H 555188.

Gestein: Feinkornquarzit und Tonschiefer.

Profilaufnahme an der Fundstelle:

1,30 m Feinkornquarzit in 30–40 cm mächtigen dünnplattigen Bänken, mit sandbändrigen Tonschiefern wechsellagernd.

1,50 m Tonschiefer, z. T. rauh, mit einzelnen Feinkornquarzit-Lagen.

0,50 m Feinkornquarzit, plattig.

0,50 m Feinkornquarzit, dünnplattig, mit einzelnen Crinoidenreste führenden Tonschiefer-Einschaltungen.

1,60 m Feinkornquarzit, plattig, kalkig, mit ?Wühl-Spuren, und Tonschiefer-Einschaltungen.

- 0,25 m Tonschiefer mit Feinkornquarzit-Lagen, Fossilklappen und Crinoidenreste führend.
- 0,30 m Feinkornquarzit, feinplattig.
- 1,30 m Tonschiefer, teilweise rauh, mit Crinoidenresten, mit Einschaltungen von feinplattigen, bis etwa 10 cm mächtigen Feinkornquarzitbänken.
- 0,20 m Feinkornquarzit, plattig, kalkig.
- 2,00 m Tonschiefer mit Feinkornquarzit-Lagen (nach unten abnehmend).
- Fundpunkt P 31: Schutt im Felshang. R 34 22 44, H 55 51 44.
 Gestein: Tonschiefer auf Feinkornquarzit.
 Profilaufnahme unmittelbar südlich des Fossilfundpunktes:
- 1,80 m Tonschiefer, grau, sandflasrig, nach unten zunehmend Feinkornquarzit-Lagen und -Flasern.
- 0,20 m Feinkornquarzit, plattig, schwach kalkig.
- 0,30 m Feinkornquarzit und Tonschiefer mit Anzeichen subaquatischer Gleitfaltung, Bänke auskeilend.
- 1,00 m Feinkornquarzit-Bank, massig, schwach kalkig.
- 0,80 m Feinkornquarzit, plattig.
- 0,60 m Feinkornquarzit, plattig, oben 2 cm Tonschiefer-Lage.
- 2,00 m Tonschiefer, grau, z. T. rauh, flasrig, und Feinkornquarzit-Einschaltungen, plattig, schwach kalkig, im oberen Teil mit Chondriten und Spuren.
- Fundpunkt P 28: Tonschiefer-Rippe. R 34 21 74, H 55 51 06.
 Gestein: Tonschiefer.
 Profilaufnahme an der Fundstelle:
- 0,40 m Tonschiefer, blaugrau, dachschieferähnlich, mit einer Lage von Crinoidenresten.
- 1,30 m Tonschiefer, blaugrau, dachschieferähnlich, mit schwach kalkigen Feinkornquarzit-Lagen.
- 1,80 m Tonschiefer (Dachschiefer), blaugrau, mit einzelnen *Heterophrentis* und einer Lage mit Crinoidenresten.
- 0,10 m Feinkornquarzit, hellblaugrau, teilweise braun angewittert, kalkig.
- 0,50 m Tonschiefer (Dachschiefer), blaugrau.
- Fundpunkt P 29: schmale Tonschiefer-Rippen. R 34 21 76, H 51 50 93.
 Gestein: sandflasriger Tonschiefer.
- Fundpunkt P 30: Weganschnitt. R 34 21 80, H 55 50 78.
 Gestein: Feinkornquarzit.

Tab. 5. Fossilliste für den Bereich Herrmannssteg-Laukenmühle

Fundpunkte:	Kaub-Schichten	Bornich-Schichten					
	P 18	P 20	P 21	P 31	P 28	P 29	P 30
<i>Bembexia alta</i> (DREVERMANN) . . .	+	—	—	—	—	—	—
<i>Platyorthis circularis</i> (SOWERBY) . .	—	—	+	—	—	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis</i> <i>latestriatus-alpha</i> (SOLLE)	—	—	+	—	—	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis</i> (SCHNUR) ssp.	—	—	—	—	—	—	+
<i>Chonetes</i> sp.	—	—	—	—	—	—	+
<i>Plebejochonetes plebejus</i> (SCHNUR) . .	—	—	—	+	—	—	—
<i>Heterophrentis</i> sp.	—	—	—	—	+	—	—
Crinoidea indet. (Stielglieder)	—	+	+	—	+	+	+
<i>Chondrites</i> sp.	—	—	—	+	+	—	—

3. 6. Bereich um Geroldstein (Wispertal, Südostviertel Blatt Nastätten)

Der Bereich hat keine artenreichen Faunen geliefert und entspricht damit dem Bereich Herrmannssteg–Laukenmühle.

Bemerkungen zu den Fundpunkten:

- Fundpunkt N 32: Lesesteine. R 34 23 51, H 55 53 32.
Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 33: Lesesteine. R 34 23 78, H 55 53 24.
Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 43: Dachschiefer-Halde. R 34 24 43, H 55 52 83.
Gestein: sandbändriger Tonschiefer.

Tab. 6. Fossilliste für den Bereich um Geroldstein

Fundpunkte:	Bornich-Schichten		Kaub-Schichten
	N 32	N 33	N 43
<i>Ptomatis ?rhenanus</i> (DEVERMANN)	1	—	—
<i>Bucanella bipartita</i> (SANDBERGER)	—	1	—
<i>Bembexia alta</i> (DREVERMANN)	—	1	—
<i>Pterinea</i> sp.	1	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha</i> (SOLLE)	4	2	—
<i>Acrospirifer arduennensis</i> (SCHNUR) ssp.	—	—	+
<i>Subcuspidella incerta</i> (FUCHS)	2	2	—
<i>Plebejochonetes semiradiatus</i> (SOWERBY)	4	4	—
<i>Otenocrinus</i> sp.	—	—	+
Crinoidea indet. (Stielglieder)	3	3	+

3. 7. Bereich Dornbachtal–Fischbachtal (Südostviertel Blatt Nastätten)

Die Bornich-Fauna dieses Bereiches läßt mit der Anwesenheit von *Atrypa lorana*, *Meganteris ovata* und *Anoplothecca venusta* noch engere Beziehungen zum Lorelei-Gebiet erkennen.

Bemerkungen zu den Fundpunkten:

- Fundpunkt N 36: Fossillage im Weganschnitt. R 34 27 48, H 55 55 12.
Fossillage: Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 37: Fossilbank im Weganschnitt. R 34 27 72, H 55 54 65.
Fossilbank: glimmeriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 34: Lesesteine aus dem Weganschnitt. R 34 26 83, H 55 53 93.
Gestein: Tonschiefer.
- Fundpunkt N 38: Fossillage im Weganschnitt. R 34 27 79, H 55 53 87.
Fossillage: rauhschiefriger Siltstein.
- Fundpunkt N 39: Lesesteine aus dem Waldboden. R 34 28 31, H 55 53 74.
Gestein: glimmeriger Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 40: Lesesteine aus der Böschung. R 34 28 19, H 55 53 65.
Gestein: Feinkornquarzit.
- Fundpunkt N 41: Fossilbank im Steinbruch. R 34 28 22, H 55 53 55.
Gestein: dunkelgrauer glimmeriger Feinkornquarzit.

Tab. 7. Fossilliste für den Bereich Dornbachtal–Fischbachtal

Fundpunkte:	Bornich-Schichten		Kaub-Schichten		Bornich-Schichten		
	N 36	N 37	N 34	N 38	N 39	N 40	N 41
<i>Burmeisteria</i> sp.	—	—	—	—	1	—	—
<i>Bucanella</i> sp.	—	1	—	—	—	—	—
? <i>Ptomatis rhenanus</i> (DREVERMANN)	—	—	—	—	1	—	—
<i>Bembexia alta</i> (DREVERMANN)	—	—	—	—	3	—	—
<i>Leiopteria crenato-lamellosa</i> (SANDBERGER)	—	—	+	—	—	—	—
<i>Leiopteria pseudolaevis</i> (OEHLERT)	—	—	—	—	1	—	—
<i>Schellwienella maior</i> (FUCHS)	—	2	—	—	—	—	—
<i>Platyorthis</i> sp.	—	1	—	—	—	—	1
<i>Brachyspirifer crassicosta crassicosta</i> (SCUPIN)	—	2	—	—	—	—	—
<i>Euryspirifer assimilis</i> (FUCHS)	—	1	—	—	—	—	—
<i>Acrospirifer arduennensis latestriatus-</i> <i>alpha</i> (SOLLE)	+	4	—	—	2	2	3
<i>Acrospirifer arduennensis atecedens</i> (FRANK)	—	—	—	—	—	—	1
<i>Subcuspidella incerta</i> (FUCHS)	+	3	—	—	3	—	3
<i>Atrypa lorana</i> FUCHS	—	1	—	—	—	—	—
<i>Meganteris ovata</i> MAURER	—	2	—	—	—	—	1
<i>Athyris undata</i> (DEFRANCE)	—	3	—	—	—	—	—
<i>Anoplothea venusta</i> (SCHNUR)	—	3	—	—	—	—	1
<i>Uncinulus</i> sp.	—	1	—	—	—	—	—
<i>Eodevonaria dilatata</i> (F. ROEMER)	—	1	—	—	—	—	—
<i>Chonetes sarcinulatus</i> (SCHLOTHEIM)	—	3	—	—	2	—	4
<i>Plebejochonetes semiradiatus</i> (SOWERBY)	+	—	—	—	4	2	3
<i>Plebejochonetes plebejus</i> (SCHNUR)	+	—	—	—	2	—	2
<i>Hederella</i> sp.	—	2	—	—	—	—	—
<i>Olkenbachia simplex</i> SOLLE	—	2	—	—	—	—	—
<i>Heterophrentis</i> sp.	—	1	—	—	—	—	—
<i>Pleurodictyum problematicum</i> GOLDFUSS	—	—	—	+	—	—	—
<i>Ctenocrinus</i> sp.	—	—	—	—	3	3	—
Crinoidea indet. (Stielglieder)	+	2	—	—	3	4	—
Wühl-Spuren	—	—	+	—	—	—	—

4. Paläontologischer Teil

4.1. Vorbemerkungen

Bemerkungen zur tektonischen Deformation der Fossilien

Alle Hunsrückschiefer-Fossilien des Wisper-Gebietes sind stärker tektonisch deformiert, und zwar nimmt das Ausmaß und der nicht-affine Charakter der Deformation mit ansteigenden Silt- und Ton-Gehalten des umgebenden Materials zu. Nur Fossilien in annähernd reinen Feinkornquarziten zeigen weitgehend affine Deformation. Für die Deutung der Meßwerte ist wesentlich, daß bei affiner Deformation die ursprünglichen Proportionen in einer bestimmten Richtung (z. B. Schloßkante) erhalten bleiben. Die ontogenetischen Stadien stimmen nicht wie bei unverzerrten Fossilien mit den Meßwerten der üblichen Bezugsgrößen (Breite, Breite des Muskelzapfens usw.) überein, was bei Betrachtung der Diagramme (Abb. 1–8) zu beachten ist.

Die deformierten Fossilklappen lassen sich nach Einbettung und vorherrschendem Gefügetyp in folgende Defomations-Typen (DT) einteilen:

Steil zur Schichtung stehende Transversal-Schieferung:

DT I tektonische Breitform

DT II tektonische Langform

DT III tektonische Diagonalform

Mäßig flach zur Schichtung stehende Transversal-Schieferung:

DT IV schiefe („übergelegte“) Zerrformen

Schichtige Einbettung und Parallel-Schieferung (schichtparallele Schieferung):

DT V flachgedrückte Form

Abkürzungen zum Brachiopoden-Steinkern:

B Breite

L Länge

BM Breite des Muskelzapfens

LM Länge des Muskelzapfens

BS Breite des Sinus bzw. Sattels (am Vorderrand)

BR₂ Abstand von der 2. Rippe rechts zur 2. Rippe links

BF₂ Abstand von der 2. Furche rechts zur 2. Furche links

ZR Anzahl der Rippen/Flanke

LZst Länge der Zahnstütze

AH Höhe der Steinkern-Area

Meßwerte sind in Millimetern angegeben.

4.2. Beschreibungen

Dipleura laevicauda (QUENSTEDT 1852)

Taf. 5 Fig. 1

Der vorliegende Pygidium-Steinkern dürfte einer ursprünglich (d. h. unverzerrt) mäßig-breiten Form angehören (DT: IV/II). Die flache, durch die Skulptur einigermaßen umrissene Spindel (Breite ca. $\frac{1}{3}$ der Gesamtbreite) zeigt 9 etwas kräftigere Ringe mit beiderseits anschließenden Flankenrippen sowie 4 schwache bis undeutliche hintere Ringe. Das Hinterende ist leicht angehoben und geht in den hyperbolisch geschwungenen skulpturlosen Außenrand über.

Nach Bemerkungen im älteren Schrifttum sollen sich die scheinbar vorwiegend größere Hunsrückschiefer-Form und die Ober-Ems-Form aus den Daleiden-Schichten unterscheiden. Bisher sind keine derartigen Unterschiede erkennbar.

Meßwerte zum Ex. Taf. 5 Fig. 1 (Slg. No. Pre 23/4): B 50,0 (tektonisch um mindestens $\frac{1}{3}$ verkürzt), L 66,0.

Grammysia ovata SANDBERGER 1850—56

Taf. 5 Fig. 5 Steinkern eines zweiklappigen Exemplares.

Der rechts leidlich erhaltene Steinkern zeigt eine nahezu obsolete Transversalrippe (gerontisches Stadium), einen vorderen rechten Muskeleindruck und 16—18 konzentrische Rippen in Höhe des Wirbels, die nach hinten in grobe Anwachsstreifen übergehen. Im Wirbelbereich ist ferner eine schwache, ziemlich feine radiale Berippung vorhanden.

Grammysia ovata ist damit auch im Hunsrückschiefer nachgewiesen (Lebenszeit: Herdorf bis Vallendar).

Meßwerte zum Ex. Taf. 5 Fig. 5 (Slg. No. Pre 26/2): Länge (Beschädigung) ~ 120, Höhe 68,4 (rechte Klappe), DT: V.

***Brachyspirifer* WEDEKIND 1926**

Die meisten zu dieser Gattung und einige zu *Paraspirifer* gestellte Formen (SOLLE 1971) besitzen eine einfache Delthyrialplatte ohne Delthyrialplatten-Fortsatz (nach vorn schräg unter das Muskelfeld gerichteter Fortsatz), schwache Cruralplatten und einen seitlich durch schmale Schlitzge gegen die inneren Zahngrubenwände abgesetzten rundlichen Schloßfortsatz. Diese Merkmale fügen sich wie die übrige Morphologie einigermaßen in den Rahmen der Spinocyrtiidae. Wegen der offenbar frühzeitigen Abspaltung des umfangreichen Formenkreises erscheint eine Abtrennung unter Paraspiriferidae sinnvoll.

***Brachyspirifer explanatus* (FUCHS 1915)**

Taf. 6 Fig. 12 – 13

Das vorliegende Stück (ein beschädigter zweiklappiger Steinkern und Abdruck-Fragment der Ventralklappe) zeigt ebenso wie alle bisher bekannten Exemplare der seltenen Art keinerlei Spuren von Zahnstützen oder Reste des Artikulations-Apparates und des Schloßfortsatzes. Es besteht der Eindruck, daß die genannten Elemente bei *explanatus* weitgehend obsolet sind.

Im übrigen besteht gute Übereinstimmung mit der Originalbeschreibung (FUCHS 1915: 25 – 26).

Meßwerte zum Ex. Taf. 6 Fig. 12 (Slg.No. Pre 25/2): Ventralkern: B/2 34,6, L 43,1, ZR 18; Dorsalkern: ZR 18, DT: V.

Delthyrididae WAAGEN 1883

***Euryspirifer* WEDEKIND 1926**

Folgende Merkmale sind geeignet, die Gattung genauer als bisher gegen ähnliche Formenkreise abzugrenzen: zarte bis feingittrige Mikroskulptur (kurze, in Reihen angeordnete Mikrodornen und engständige Anwachsramellen), ventrale Zahnfurchen (vom Apex über die Außen-Area zu den Flanken verlaufende Einkerbungen), sichelförmige, nach außen konvexe Zähne¹⁾ und schlitzförmige Zahngruben mit äußeren Zahngruben-Vertiefungen.

Die etwas gröber-rippigen rheinischen Unter-Ems-Euryspiriferen lassen sich nach Berippungs-Merkmalen im Sinus-Sattel-Bereich in stratigraphisch aussagekräftige Arten einteilen.

***Euryspirifer assimilis* (FUCHS 1915)**

Neuere Beschreibung mit Abbildungen: MITTMEYER 1965.

Euryspirifer assimilis besitzt Zahngruben-Vertiefungen und ist damit kein *Acrospirifer*, wie früher teilweise vermutet worden ist. Das wichtigste Art-Merkmal besteht in der Abschwächung und leichten Einziehung der Sinus-Grenzrippen.

¹⁾ Im Querschnitt.

Exemplare aus eindeutigen Bornich-Schichten zeigen durchschnittlich 2 Steinkernrippen weniger als solche aus der Singhofen-Gruppe, wahrscheinlich infolge unterschiedlicher Schalenverstärkung auf der äußeren Flanke.

Als Vorläufer der Art kommt besonders „*Spirifer hercyniae*“ von Augustental (DAHMER 1932) in Betracht, eine Form mit gleichmäßig entwickelten Sinus-Grenzrippen und ähnlicher Steinkern-Rippenzahl wie bei der älteren *assimilis*-Subspezies. Vielleicht ist die Augustentaler Form mit der gedrungenen Subspezies von *Euryspirifer pellicoi* (ARCHIAC & VERNEUIL) identisch.

Der amerikanische *Spirifer gaspiensis* BILLINGS ist wahrscheinlich ein *Brachyspirifer* und damit keine Vorläufer-Form oder näherer Verwandter der europäischen Euryspiriferen. In amerikanischen Sammlungen befinden sich unter verschiedenen Bezeichnungen – besonders *Spirifer macrothyris* HALL – echte Euryspiriferen mit ähnlichen Merkmalen wie die Augustentaler Form.

Acrospirifer HELMBRECHT & WEDEKIND 1923

Acrospirifer zeigt eine Mikroskulptur von langen, in Reihen angeordneten Mikrodornen und weitständigen Anwachsramellen (Mikrorippen bei *Acrospirifer primaevus* sind wahrscheinlich durch Abrieb entstanden), schwache ventrale Zahnfurchen, schwach sichelförmige, nach außen konvexe Zähne² und Zahngrubenschlitze ohne Zahngruben-Vertiefungen. In diesen Rahmen fügt sich ohne Schwierigkeiten die *arduennensis-intermedius*-Gruppe (für die zur Zeit außerdem die Bezeichnungen *Euryspirifer* und *Hysterolites* in Gebrauch sind).

Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha (SOLLE)

Taf. 6 Fig. 1–4 Steinkerne und Schalenexemplar der Ventralklappe, Fig. 5 Steinkern der Dorsalklappe, Abb. 1–8.

Lectotypus: *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* (DREVERMANN) Form α , SOLLE 1953, Taf. 4 Fig. 40.

Locus typicus: Brexbachtal bei Bendorf (Bl. Bendorf).

Stratum typicum: Bendorfer Schichten (Singhofen-Gruppe).

Ergänzungen zur Diagnose:

Schwache ventrale Zahnfurchen vorhanden, Zähne sichelförmig, nach außen konvex², Zahnschlitze ohne Zahngruben-Vertiefungen.

Beschreibung des vorliegenden Materials aus dem Hunsrückschiefer:

Ventralklappe:

Unter dem vorliegenden Hunsrückschiefer-Material des Wisper-Gebietes zeigt die Population aus den Bornich-Schichten einen etwas weniger breitflügeligen Umriß und vor allem undeutlicher ausgezogene Flügelspitzen als Exemplare aus den Kaub-Schichten oder vergleichbare Populationen aus der Singhofen-Gruppe. Aus der Diagramm-Darstellung der verzerrten L/B-Werte (Abb. 1) läßt sich folgendes ablesen. Die weniger im Umriß-Verhältnis L/B veränderten tektonischen Diagonalförmigen (DT III) (auf Abb. 1 mit DT IV und V vereinigt) lassen auf ein ursprüngliches L/B

² Im Querschnitt.

normalwüchsiger Stadien von ca. 0,4–0,46 schließen, während eine Berechnung mit Maximal- und Minimalwerten nach BREDDIN (1954) ein L/B von ca. 0,45, also annähernd Übereinstimmung ergibt. Für die Exemplare aus den Kaub-Schichten läßt sich zwar kein Mittelwert, aber eine voraussichtliche Häufung um einen L/B-Wert von ca. 0,4 ablesen.

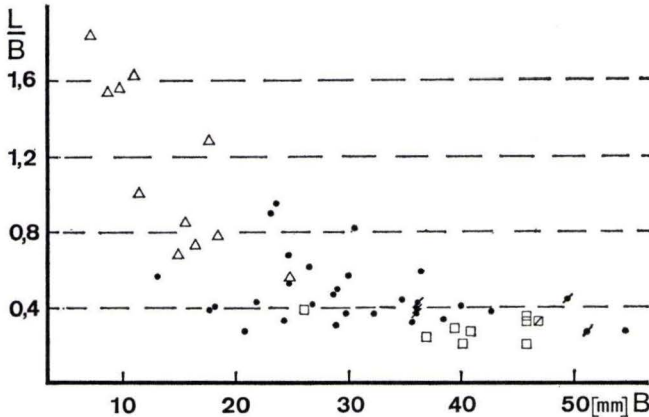


Abb. 1. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Verhältnis L/B (Länge : Breite), tektonisch verzerrt! Kästchen: tektonische Breitform (DT I). Dreiecke: tektonische Langform (DT II). Punkte: tektonische Diagonalform und vergleichbare Zerrformen (DT III, IV u. V). Diagonalstriche: Exemplare aus den Kaub-Schichten, alles übrige Bornich-Schichten des Wisper-Gebietes.

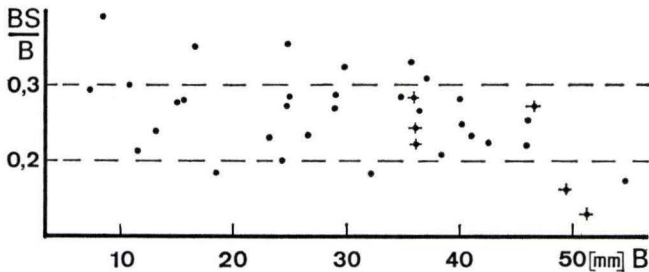


Abb. 2. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Verhältnis BS/B (Sinusbreite : Breite). Punkte: Bornich-Schichten, Kreuze: Kaub-Schichten des Wisper-Gebietes.

Ein Unterschied im Umriß-Verhältnis L/B zwischen einer Bornich-Form und einer Kaub-Singhofen-Form ist zwar angedeutet, aber vorläufig unbewiesen. Diagramme und Maßtabelle in SOLLE (1953) können nicht zum Vergleich benutzt werden, weil die Unterarten *latestriatus* Form α und *antecedens* getrennt wurden, was im Falle der vorliegenden Bornich-Population wegen der höchstens angedeuteten Aufspaltung sinnlos wäre. Eine Vergleichs-Statistik für *latestriatus-alpha* der Singhofen-Gruppe befindet sich deshalb in Arbeit.

Die ursprüngliche Wölbung der Klappe ist wegen der Verzerrung schwer zu beurteilen.

Der Sinus zeigt gerundeten bis leicht median geknickten Querschnitt bei mäßig vorspringender Sinus-Zunge. Seine Breite variiert zwischen 2 und 3 Rippen-Breiten bei ontogenetischer Zunahme. Für das Verhältnis BS/B ergibt sich ein Mittelwert um ca. 0,27 (Abb. 2), wobei die etwas niedrigeren Werte für die Stücke aus den Kaub-Schichten auf die durchschnittlich größere Breite dieser Form zurückgeführt werden. Die Werte für BS/BR₂ liegen zwischen 0,5 und 0,6 (Abb. 3), bei schwachem ontogenetischem Anstieg.

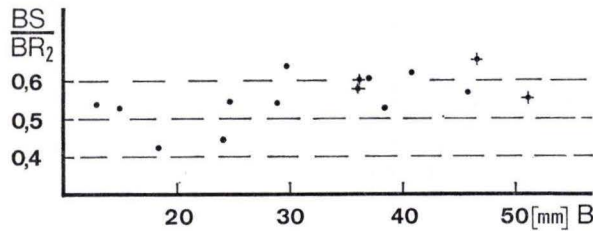


Abb. 3. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Verhältnis BS/BR₂ (Sinusbreite : Breite von der 2. Rippe rechts zur 2. Rippe links). Symbole wie Abb. 2.

Die Steinkern-Berippung zeigt vorne kräftige Faltung, während hinten teils gratartig auslaufende Rippen, kombiniert mit breit-flachen Muskelzapfen, teils obsoleete Berippung, häufig zusammen mit Ovar-Eindrücken (Gonoglyphen nach VANDERCAMMEN 1963) zu beobachten sind. Der durch diese Verknüpfung angezeigte Sexualdimorphismus wird allerdings von einer mehr oder weniger ausgeprägten Neigung zur Schalenverdickung überlagert.

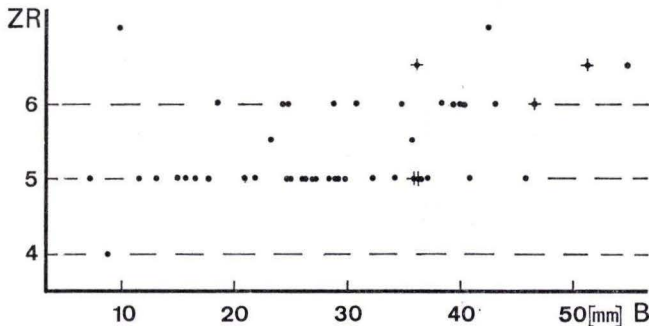


Abb. 4. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Anzahl der Flankenrippen ZR. Symbole wie Abb. 2.

Normalwüchsige Exemplare besitzen am häufigsten 5, häufig auch 6 und nur selten 7 oder 4 Steinkernrippen (Abb. 4). Abdrücke zeigen meistens 1–2 zusätzliche schmale Rippen.

Reste der Mikroskulptur lassen gelegentlich undeutliche Mikrodornen und weitstündige schuppige Anwachsramellen erkennen. Der Muskelzapfen variiert erheblich zwischen typisch breitflachen und schmalen „*antecedens*“-Formen, wobei im Falle der schmalen Muskelzapfen keine bevorzugte Kombination mit anderen *antecedens*-Merkmalen vorliegt. Die Abspaltung von *antecedens* ist demnach nur angedeutet (auf den Fossil-Tabellen ist *antecedens* angegeben, soweit einigermaßen typische Varianten dieser Form vorliegen).

Schmale und gleichzeitig hoch aufragende, stark abgesetzte Muskelzapfen treten immer kombiniert mit obsoletter Berippung auf der hinteren Steinkernfläche auf und bedeuten Schalenverdickung im hinteren Klappenteil. Die Neigung zur Abspaltung dickschaliger *antecedens*-Varianten ist vor allem in den sandigen Schichtgliedern der Singhofen-Gruppe zu beobachten.

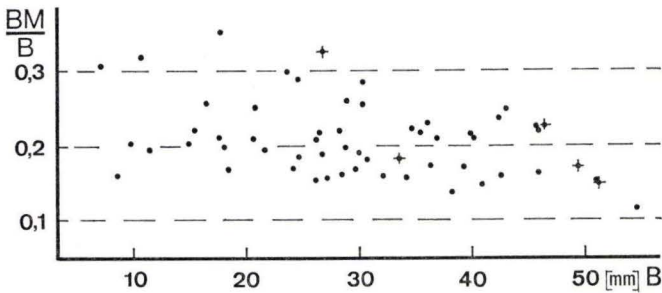


Abb. 5. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Verhältnis BM/B (Breite des Muskelzapfens : Breite). Symbole wie Abb. 2.

Für das Verhältnis BM/B ergibt sich ein Mittelwert um 0,2 (Abb. 5), scheinbar ohne ontogenetische oder sonstige Verschiebungen. Dieser Wert bedeutet im Vergleich zu anderen Daten (MITTMEYER 1962, Abb. 26) ein Vorherrschen relativ schmaler Muskelzapfen im Hunsrückschiefer des Wisper-Gebietes.

Der Mittelwert für das Verhältnis LM/L liegt anscheinend gleichmäßig bei ungefähr 0,59 (Abb. 6).

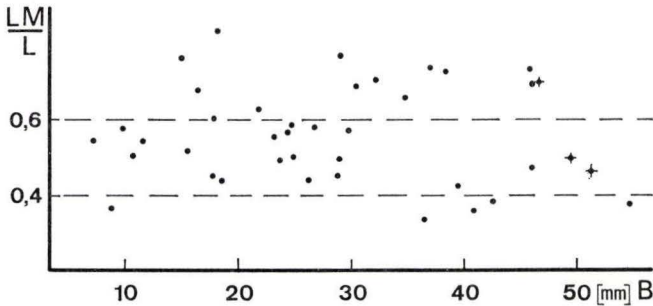


Abb. 6. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Verhältnis LM/L (Länge des Muskelzapfens : Länge). Symbole wie Abb. 2.

Zahnstützen bis ca. 2,5 mm Länge sind meistens auch bei normalwüchsigen Exemplaren vorhanden und werden erst im gerontischen Stadium deutlicher obsolet (Abb. 7).

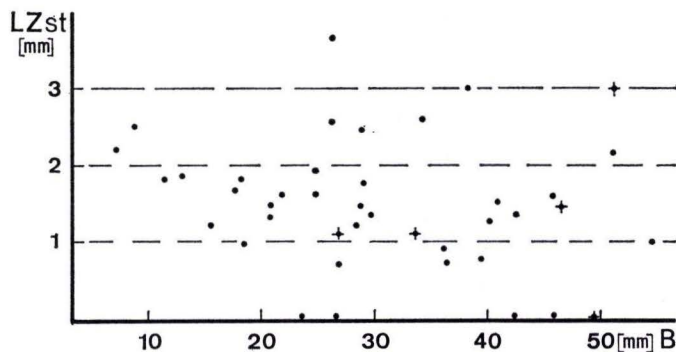


Abb. 7. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Länge der Zahnstützen LZst. Symbole wie Abb. 2.

Die Steinkern-Area zeigt eine durchschnittliche Höhe von ca. 2 mm (Abb. 8), bei leichtem ontogenetischem Anstieg.

Eindeutige Spuren einer Delthyrialplatte konnten nicht beobachtet werden. Der Eindruck einer schmalen Delthyrialplatte kann gelegentlich durch die zur Wirbelspitze verlaufenden Steinkernfüllungen der innen konkaven Zähne entstehen.

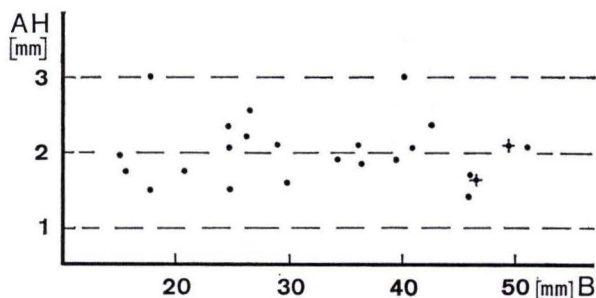


Abb. 8. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE). Steinkern der Ventralklappe. Höhe der Area AH. Symbole wie Abb. 2.

Zwischen Wirbelspitze und hinterem Muskelzapfende ist eine kallöse, nicht gegen die Umgebung abgesetzte Schalenverdickung (Wirbelverdickung) vorhanden.

Bei Vergleich mit den Daten eines größeren Materials aus den Bornich-Schichten des Aartales (MITTMAYER 1962) ergeben sich einige Unterschiede, die folgendermaßen gedeutet werden können. Die Lithofazies der Bornich-Schichten des Aartales ist durchschnittlich sandiger als diejenige des Wisper-Gebietes. Im Aartal liegt eine stärkere Verdickung der *arduennensis*-Ventralklappen vor als im Wisper-Gebiet, bei entsprechend erhöhten Werten für L/B und BM/B (worin wahrscheinlich eine leichte

Beeinflussung durch Abrieb enthalten sein dürfte). In den übrigen Proportionen und Merkmalen bestehen keine auffallenden Unterschiede.

Die fazielle Merkmals-Verschiebung im Sinne zunehmend toniger Fazies führt zu breitflügligeren Formen mit schmälere Muskelpapfen.

Meßwerte zu Exemplaren aus den Bornich-Schichten:

Slg. Nr.	DT	B	L	BS	BR ₂	ZR	BM	LM	LZst	AH
Nas 12/52	III/IV	24,3	8,2	4,9	11,0	6	4,1	4,6	—	—
Nas 22/2	V	42,6	15,8	7,8	—	5	6,8	6,1	1,3	—
Nas 22/6	IV	36,4	21,7	9,6	—	5	6,3	7,2	0,7	1,8
Nas 22/8	I	40,9	11,2	9,5	15,4	5	6,1	4,0	1,5	2,0
Nas 22/9	III	29,7	11,1	9,6	15,0	5	5,0	6,3	1,3	1,6
Nas 27/1	I	45,8	9,5	10,0	17,6	5	10,1	7,0	1,6	1,4
Nas 28/5	IV	46,0	15,5	11,7	—	—	10,1	10,0	0,0	1,7
Nas 33/1	III	24,7	16,8	6,7	—	5	7,1	9,8	1,9	2,3

Meßwerte zu Exemplaren aus den Kaub-Schichten:

Slg. No.	DT	B	L	BS	BR ₂	ZR	BM	LM	LZst	AH
Pre 23/10	V	51,2	13,6	6,6	11,8	6—7	7,9	6,3	3,0	—
Pre 26/1	V/IV	36,1	15,1	8,0	13,3	6—7	—	—	—	—
Nas 18/1	I/IV	46,6	15,2	12,5	19,1	6	10,6	10,6	1,4	2,1

Dorsalklappe:

Gegenüber Ventralklappen sind Dorsalklappen in den Bornich-Schichten des Wisper-Gebietes auffallend selten, nicht dagegen in den Kaub-Schichten. Einige Exemplare aus den Kaub-Schichten zeigen, daß die Rippen vorne kräftiger gefaltet sind als auf der Ventralklappe und daß auf den hinteren $\frac{2}{3}$ des dachförmig-gerundeten Sattels eine schwache Medianfurche auftritt. Die leicht zur Wirbelspitze zurückgebogenen Zahngrubenschlitze umfassen die inneren Zahngrubenwände und den rundlichen, feingerieften Schloßfortsatz. Der Schloßfortsatz ist nicht gegen die inneren Zahngrubenwände abgesetzt.

Meßwerte zum Ex. Slg.No. Nas 18/4 (Kaub-Schichten): B 40,6, L 16,5, BS 10,3, BF₂ 18,5, ZR 5, DT: I/IV.

Lebenszeit und Raum:

Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha erscheint vereinzelt in der tieferen Herdorf-Gruppe und erlangt erst in der tiefen Ulmen-Gruppe größere Häufigkeit. Die Form erlischt schlagartig am Ende der Singhofen-Gruppe, ohne nennenswerte Überschneidungen mit *latestriatus-beta*.

Der Lebensraum umfaßt vorläufig das Rheinische Schiefergebirge.

Spinocyrtiidae IVANOVA 1959

Die rheinischen subcuspidaten Spiriferen besitzen wie *Spinocyrtia* einen median geknickten, durch Schlitze gegen die inneren Zahngrubenwände abgesetzten Schloßfortsatz und bis auf *Subcuspidella* eine Delthyrialplatte mit Delthyrialplattenfortsatz (nach vorn schräg unter das Muskelfeld gerichteter Fortsatz). Trotz der

Schwierigkeiten, die sich aus dem Fehlen der Delthyrialplatte ergeben, erscheint der Anschluß von *Subcuspidella* bei den Spinocyrtiidae wegen der sonstigen Übereinstimmungen gerechtfertigt.

***Subcuspidella incerta* (FUCHS 1909)**

Taf. 6 Fig. 7–9 Steinkerne der Ventral- und Dorsalklappe und Abdruck der Dorsalklappe.

1915 *Spirifer incertus* A. FUCHS. — FUCHS, Taf. 6 Fig. 2–5 (Fig. 3 zeigt Merkmale des apicalen Dorsalkerns). non Taf. 18 Fig. 4 [wahrscheinlich *Tenuicostella tenuicosta* (SCUPIN)].

Subcuspidella incerta unterscheidet sich offenbar nur geringfügig, etwa im Range einer Unterart, von *Subcuspidella bilsteiniensis* (SCUPIN) (vgl. RÖSLER 1956: 75). Die schwebende Frage um das Taxon *incerta* muß in einem anderen Zusammenhang geklärt werden. Der Anschluß von *incerta* bei *Spinella* (VANDERCAMMEN 1963) erübrigt sich wegen der Unterschiede in der Mikroskulptur und im Schloßfortsatz (vgl. MITTMEYER 1973).

Subcuspidella incerta besitzt eine Mikroskulptur von regelmäßig hintereinander angeordneten Mikrodornen und feinschuppig-schuppige Anwachs lamellen, wobei eine beträchtliche Variabilität bis zum Auftreten von Mikrorippen vorzuliegen scheint. Wie weit dieser Eindruck durch den Abrieb verfälscht worden ist, muß vorläufig dahingestellt bleiben.

In der durchschnittlich etwas größeren Zahnstützenlänge der Hunsrückschiefer-Form ist ein Unterschied zur jüngeren Form zwar angedeutet, aber anhand des vorliegenden Materials statistisch noch nicht beweisbar.

Anstelle der Delthyrialplatte ist eine Wirbelverdickung vorhanden.

Der Schloßfortsatz ist vorn median geknickt, fein längsgerieft und durch deutliche Schlitzte gegen die inneren Zahngrubenwände abgesetzt. Die Zahngrubenenden sind zur Wirbelspitze zurückgebogen, ohne scharfen Knick wie bei *Tenuicostella*. Zahngruben-Vertiefungen wie bei *Spinocyrtia* oder *Tenuicostella* sind nicht vorhanden.

5. Schriftenverzeichnis

- BREDDIN, H. (1956): Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **106**: 227–305, 40 Abb., 8 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- DAHMER, G. (1932): Fauna der belgischen „Quartzophyllades de Longlier“ in Siegerner Rauhflaserschichten auf Blatt Neuwied. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **52**: 86–111, 1 Abb., Taf. 6–9; Berlin.
- EHRENBERG, K. H., KUPFAHL, H. G. & KÜMMERLE, E. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5913 Presberg. — 201 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- ENGELS, B. (1955): Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **14**, 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf.; Wiesbaden.
- FUCHS, A. (1899): Das Unterdevon der Loreleigegend. — Jb. nass. Ver. Naturk., **52**: 1–96, Taf. 1–3; Wiesbaden.
- (1915): Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). 1. Teil Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleigegend. — Abh. preuß. geol. L.-Amt, N.F., **79**, 80 S., 18 Taf.; Berlin.

- FUCHS, G. (1971): Faunengemeinschaften und Fazieszonen im Unterdevon der Osteifel als Schlüssel zur Paläogeographie. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 78–105, 10 Abb.; Wiesbaden.
- HOLZAPFEL, E. & LEPLA, A. (1904): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten (1:25000). Lfg. **111**, Blatt Algenroth. — 21 S.; Berlin.
- JAHNKE, H. (1971): Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz). — Göttinger Arb. Geol. Paläont., **9**, 105 S., 50 Abb., 11 Taf.; Göttingen.
- KUTSCHER, F. (1941): Die Fauna von Berresheim bei Mayen (Blatt Mayen, Eifel). — Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 56–67, Taf. 14; Berlin.
- (1966): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 13. Lamellibranchiaten des Hunsrückschiefers. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 27–39, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F. & MITTMEYER, H. G. (1970): Unterems-Faunen (Unter-Emsium, Unter-Devon) bei der Loch-Mühle nordwestlich Gemünden (Taunus, Bl. 5616 Grävenwiesbach). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 42–49, 2 Abb., Taf. 5; Wiesbaden.
- MEYER, D. E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss., 307 S., 70 Abb., 1 Kte.; Bonn.
- MITTMEYER, H. G. (1962): Die Hunsrückschiefer des südlichen Aartaales (Rheinisches Schiefergebirge). Stratigraphie und Tektonik sowie Beiträge zur Palaeontologie und Gefügekunde der Hunsrückschiefer. — Diss., 76 S., 41 Abb., 6 Taf.; Hamburg.
- (1965): Die Bornicher Schichten im Gebiet zwischen Mittelrhein und Idsteiner Sencke (Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 73–98, 5 Abb., 2 Tab., Taf. 9; Wiesbaden.
- (1972): Delthyrididae und Sinocyrthiidae des tiefsten Ober-Ems im Mosel-Gebiet (Brachiopoda, Ems-Quarzit, Rheinisches Schiefergebirge). — Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 82–121, 15 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- & GEIB, K. W. (1967): Gliederung des Unterdevons im Gebiet Warmsroth-Wald-Erbach (Stromberger Mulde). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 24–44, 2 Abb., 3 Tab., Taf. 3; Wiesbaden.
- RÖDER, D. H. (1960): Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). — Abbh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **31**, 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- RÖSLER, A. (1956): Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). 2. Teil: Ems-Stufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 32–84, 1 Kte. (Taf. 5); Wiesbaden.
- SOLLE, G. (1950): Obere Siegerner Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., **65**: 299–380, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover/Celle.
- (1953): Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis* — *intermedius* im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **5**, 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf.; Wiesbaden.
- (1971): *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **59**, 163 S., 1 Diagr., 20 Taf.; Wiesbaden.
- STRUVE, W. (1970): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden. 16: „Curvate Spiriferen“ der Gattung *Rhenothyris* und einige andere Reticulariidae aus dem Rheinischen Devon. — Senckenbergiana lethaea, **51** (5/6): 449–577, 12 Abb., 15 Taf.; Frankfurt a. M.
- ZINSER, R. (1963): Das Unter-Devon im Bereich des Lützelsoons (Siegen-Stufe, Hunsrück; südliches Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 92–118; Wiesbaden.

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

**37. Zusammenstellung der Agnathen und Fische des
Hunsrückschiefer-Meer**

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden*

Mit 11 Abbildungen

Kurzfassung: Aus dem Hunsrückschiefer sind mindestens 17 Arten von Fischartigen und Fischen bekannt. Bei sorgfältiger Durchsicht des gesamten Fossilmaterials, welches weit verstreut in vielen Sammlungen zusammengetragen worden ist, kann sicherlich mehr über die eine oder andere Art ausgesagt werden, ja sogar neue Arten könnten dabei gefunden werden.

Die Fischartigen sind im Hunsrückschiefer mit 3 Arten vertreten. Von den Fischen kommen Arthrodiren (8 Arten), Rhenaniden (5 Arten) und Dipnoier (1 Art) vor.

Die Häufigkeit innerhalb der einzelnen Arten ist recht verschieden, sie bewegt sich zwischen 1 und mehreren hundert Individuen. Die Fischartigen und Fische gehören dem marinen Biotop an.

Abstract: At least 17 species of fishlike animals and fishes are known from the "Hunsrückschiefer" (Lower Devonian slates). Careful control of all the fossils, which are spread over many collections, surely will reveal more certainty about some species, or even will enable us to find new species.

The fishlike animals are represented with 3 species in the "Hunsrückschiefer". The fishes contribute with Arthrodidae (8 species), Rhenanidae (5 species) and Dipnoia (1 species).

The number of individuals within one species varies strongly, e.g. one up to several hundreds.

Both the fishlike animals and the fishes are of marine origin.

Inhalt

1. Einleitung	47
2. Chronologische Aufzählung von Beschreibungen und Erwähnungen der Hunsrückschiefer-Formen	48
3. Die Fischartigen und Fische aus dem Hunsrückschiefer	52

*) Prof. Dr. F. KUTSCHER, Dipl.-Geologe, Wiesbaden, Regerstr. 25.

3.1. Agnathen oder Fischartige	53
<i>Drepanaspis gemuendenensis</i>	53
<i>Pteraspis smith-woodwardi</i>	55
<i>Pteraspis (Rhinopteraspis) dunensis</i>	56
3.2. Pisces oder Fische	56
Arthrodira	56
<i>Gemuendenaspis angusta</i>	57
<i>Lunaspis heroldi</i>	58
<i>Lunaspis broilii</i>	59
<i>Stuertaspis germanica</i>	61
<i>Hunsrueckia problematica</i>	62
<i>Tityosteus rieveri</i>	62
<i>Machaeracanthus</i> sp. indet.	64
Arthrodira sp. indet.	64
Rhenanida	64
<i>Gemuendina stuerzi</i>	65
<i>Stensioeella heintzi</i>	69
<i>Pseudopetalichthys problematicus</i>	70
<i>Nessariostoma granulosum</i>	70
<i>Paraplesiobatis heinrichsi</i>	73
Dipnoi	74
<i>Dipnorhynchus lehmanni</i>	74
4. Die Häufigkeit der Fischvorkommen im Hunsrückschiefer-See	75
5. Der marine Charakter der Hunsrückschiefer-Fischartigen und -Fische	76
6. Zusammenfassung	76
7. Schriftenverzeichnis	77

1. Einleitung

Vor 85 Jahren beschrieb SCHLÜTER den ersten Panzerfisch aus dem Hunsrückschiefer. Inzwischen ist die Anzahl der bestimmten Arten auf 17 angestiegen. Außerdem liegen in vielen Museen und Sammlungen, auch außerhalb Deutschlands, unbestimmbare Reste in großer Menge.

Im Gegensatz zu den Vorkommen in den sandigen Sedimenten des Rheinischen Unterdevons, in denen die Fische artenreich, zumeist horizontweise oder in Anhäufungen auftreten, kommen sie im Hunsrückschiefergestein als einzeln im Sediment verteilte Individuen vor, die nur selten gefunden werden. Häufig ist von einer Art nur ein einziges Exemplar bekannt geworden. Von *Drepanaspis gemuendenensis* allerdings wissen wir, daß er in der Kaisergrube zwar horizontweise vorkommt, die Einzel-exemplare aber entweder ganz oder zum größten Teil zerfallen sind.

Diese Arbeit soll einen Überblick über die bisher bearbeiteten Fischartigen und Fische aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach und Gemünden vermitteln. Dabei fällt auf, wie wenig noch bisher über die Vertebraten dieses Gesteins bekannt ist.

Da der Dachschieferabbau heute fast nicht mehr betrieben wird, ist vorläufig mit weiteren Fossilfunden auf diesem Wege nicht zu rechnen. Erfreulich jedoch ist es, daß bei Forschungsarbeiten in der Kaisergrube Gemünden ein Fischhorizont gefunden wurde, aus dem bereits die ersten Exemplare, wenn auch in unvollkommener Erhaltung, geborgen werden konnten.

2. Chronologische Aufzählung von Beschreibungen und Erwähnungen der Hunsrückschiefer-Formen

- 1887 SCHLÜTER, Über Panzerfische aus dem rheinisch-westfälischen Devon.
S. 120—123: Die ersten Panzerfischreste aus dem Hunsrückschiefer werden bekanntgemacht und als *Drepanaspis Gemündenensis* beschrieben.
- 1890 TRAQUAIR, On *Phlyctaenius*.
S. 55—60: TRAQUAIR beschreibt *P. Acadicus* und *P. Anglicus*.
- 1896 TRAQUAIR, On fossil-fishes of Gemünden.
S. 263: Von Gemünden werden 2 Fische beschrieben, und zwar *Drepanaspis Gemündensis* und *Cocosteus angustus* TRAQUAIR.
- 1899 TRAQUAIR, Report on Fossil Fishes.
S. 844—847: Unter der Überschrift „The Drepanaspidae“ wird *Drepanaspis Gemündenensis* genannt.
- 1902 TRAQUAIR, On the Fossil Fishes of Gemünden.
S. 610: Der am häufigsten auftretende Fisch ist *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER; er wird zu den Pteraspidae gestellt. Einem anderen Fisch wurde der Name *Gemündina stürtzi* gegeben. Eine neue Art von *Cocosteus* (*C. angustus* TRAQ.) wird demnächst beschrieben. Eine weitere Form gehört zur Gattung *Phlyctaenaspis* und wird demnächst als *P. germanica* TRAQ. bekanntgemacht.
- 1903 TRAQUAIR, The Lower Devonian Fishes of Gemünden (Sonderdruck 1903 erschienen, der Band 1905).
S. 725—733: *Drepanaspis Gemündenensis* SCHLÜTER. Hinweis auf SCHLÜTER 1887; A. S. WOODWARD 1891; R. H. TRAQUAIR 1896, 1899, 1900, 1902.
S. 733: *Phlyctaenaspis Germanica* TRAQUAIR. Hinweis auf TRAQUAIR 1902.
S. 734—736: *Gemündina Stürtzi* TRAQUAIR.
S. 736—737: *Hunsrückia problematica* n. gen. and sp. Hinweis auf TRAQUAIR 1902.
- 1903 TRAQUAIR, On the Fossil Fishes of the Lower Devonian Roofingslate of Gemünden.
S. 610: Genannt werden *Drepanaspis gemündenensis*, *Cocosteus angustus* und *Phlyctaenaspis germanica*. Die Hunsrückschiefer werden als marin bezeichnet.
- 1904 DEAN, Buchbesprechung.
S. 64: TRAQUAIR's Arbeit: „The Lower Devonian Fishes of Gemünden“ wird referiert. Daneben gibt er wichtige Ergänzungen.
- 1924 ABEL, Lehrbuch der Paläozoologie.
S. 333—334: *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER, ein blinder Panzerfisch aus dem unteren Devon von Gemünden im Rheinland.
- 1928 KIAER, The structure of the mouth.
S. 125—127: Hinweis auf eine Reihe von Oralplatten im ventralen Vorderrand der Mundöffnung.
- 1929 BROILLI, Acanthaspiden aus dem rheinischen Unterdevon.
S. 143—162: Neubeschreibung von *Lunaspis Heroldi*, und zwar auf Grund eines Bundenbacher sowie eines größeren und eines kleineren Individuums aus Gemünden.
- 1930 BROILLI, Beobachtungen an *Lunaspis*.
S. 47—51: Teilt ergänzende Beobachtungen zu *Lunaspis Heroldi* BROILLI mit. Das neue Individuum stammt von Gemünden.
- 1930 BROILLI, Über *Gemündina Stürtzi* TRAQUAIR.
S. 1—24: Auf Grund reichhaltigen Materials gibt BROILLI eine monographische Bearbeitung dieses Fisches.
- 1931 BRYANT, Supplementary note on *Cocosteus angustus*.
S. 153: BRYANT hatte 1929 den Namen *C. angustus* gewählt, ohne zu wissen, daß TRAQUAIR den Namen schon vergeben hatte. Er setzt dafür *C. involutus* ein.
- 1931 KUTSCHER, Zur Entstehung des Hunsrückschiefers.
S. 218—219: Erwähnte das Vorkommen von *Drepanaspis gemündensis* SCHLÜTER, *Lunaspis heroldi* BROILLI, *Gemündina stürtzi* TRAQUAIR und *Hunsrückia problematica* TRAQUAIR im Hunsrückschiefer.

- 1932 HEINTZ, Über einige Fischreste aus dem Hunsrückschiefer.
 Er nannte aus dem Hunsrückschiefer
 S. 572—576: *Allolepis longicornis*.
 S. 576—578: *Arthrodira* sp.
 S. 578—579: *Asterosteus* NEW. und *Gemündina* TRAQUAIR.
 S. 579: *Phlyctaenaspis*, *Coccosteus*?, *Asterosteus* (*Gemündina*), *Drepanaspis*.
- 1932 OPITZ, Bilder aus der Erdgeschichte Birkenfeld.
 S. 37—42: *Drepanaspis Gemündensis* SCHLÜTER.
 S. 43—49: *Gemündina Stürtzi* TRAQUAIR.
 S. 50—53: *Lunaspis Heroldi* BROILLI.
 S. 54—57: *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR, *Coccosteus angustus* TRAQUAIR, *Hunsrückia problematica* TRAQUAIR.
- 1933 BROILLI, Die Gattung *Pteraspis* in den Hunsrückschiefern.
 S. 1—10: Beschreibung von *Pteraspis smith-woodwardi* sp. n. Allgemeine Bemerkungen zu *Pteraspis* und seinen Arten *P. vogti*, *gosseleti*, *primaeva*, *crouchi* und *rostrata*.
- 1933 BROILLI, Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern.
 S. 269—281: Beobachtungen an *Gemündina*.
 S. 281—287: Ein neuer (?) Coelolepide, *Paraplesiobatis heinrichsi*, wird bekanntgemacht. Er stammt aus Gemünden.
 S. 287—300: Von Bundenbach wird ein Vertreter der Stegoselachii, *Stensiöella heintzi*, neu beschrieben.
 S. 303—311: Ein weiterer Vertreter der (?) Stegoselachii von Gemünden wird *Nessariostoma granulorum* gen. et spec. nov. benannt.
 S. 311: Auf Grund neuer Funde sind an die Liste von HEINTZ anzuschließen: Heterostraci: *Paraplesiobatis heinrichsi* gen. et sp. nov., *Pteraspis smith-Woodwardi* BROILLI.
 Stegoselachii: *Stensiöella heintzi* gen. et spec. nov., ?*Nessariostoma granulorum* gen. et spec. nov.
 Incertae sedis: *Hunsrückia problematica* TRAQUAIR.
- 1933 BROILLI, Ein Macropetalichthyide aus den Hunsrückschiefern.
 S. 433: Er beschreibt einen Fund aus dem Hunsrückschiefer unter dem Namen *Macropetalichthys? prümensis* E. KAISER.
- 1933 GROSS, Die unterdevonischen Fische.
 S. 52: *Pteraspis* ist bisher im Hunsrückschiefer nicht gefunden worden, obwohl er ein Durchläufer ist und an vielen Fundpunkten in den Siegener Schichten und im Unter-Emsium vorkommt.
 S. 54—56: Vergleich von *Drepanaspis schrieli* und *D. gemündenensis*.
- 1933 GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons.
 S. 7—8: Die von BROILLI unter dem Namen *Pteraspis smith-woodwardi* beschriebenen *Pteraspis*-Reste aus dem Hunsrückschiefer gehören zu *P. dunensis*.
 S. 75—77: In einem Kapitel über die Verbreitung der Wirbeltiere im rheinischen Devon nennt GROSS aus dem Hunsrückschiefer *Pteraspis dunensis*, *Drepanaspis gemündenensis*, *Phlyctaenaspis germanica*, *P. ?angusta*, *Lunaspis heroldi*, *Arthrodire* indet., *Asterosteus stürtzi*, *Epipetalichthys prümensis*, *Allolepis longicornis*, *Machaeracanthus* sp.
- 1934 KUTSCHER, Fossilien aus dem Hunsrückschiefer I.
 S. 639: Ein kleinwüchsiges Individuum von *Drepanaspis gemündenensis* wird beschrieben und abgebildet.
- 1934 R. RICHTER, Das Werden der Heimat in Bildern.
 S. 4—7: In einer Milieu-Darstellung bildet R. RICHTER *Drepanaspis* und *Gemündina* schwimmend ab.
- 1937 GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, Teil II.
 S. 7—9: Eine gut erhaltene, 17,6 cm lange und 6,8 cm breite, typische Dorsalplatte von *Pteraspis dunensis* aus dem Hunsrückschiefer erwarb das Geologische Landes-

museum in Berlin. An ihr sind besonders gut die einzelnen Wachstumsstreifen zu erkennen.

BROTZEN (1936: 4) glaubt auf Grund stratigraphischer Überlegungen für die Selbständigkeit der von BROILI unter dem Namen *Pteraspis smith-woodwardi* beschriebenen Reste eintreten zu müssen. GROSS dagegen nimmt an, daß für eine Trennung der morphologisch gar nicht zu unterscheidenden Formen kein sachlicher Grund vorliegt.

S. 74—77: Im Hunsrückschiefer kommen folgende Arten vor: *Pteraspis dunensis*, *Drepanaspis gemündenensis*, *Paraplesiobatis heinrichsi*, *Phlyctaenaspis germanica*, *P. angusta*, Arthrodire indet., *Lunaspis heroldi*, *L. broilii*, *Gemündina stürtzi*, (*Macropetalichthys* ? *prümiensis*), *Stensiöella heintzi*, *Nessariostoma granulosum*, *Machaeracanthus* sp.

1937 KUTSCHER, Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer.

S. 220: Fischfunde im Hunsrückschiefer werden aufgeführt. Angegeben sind: *Pteraspis dunensis* ROEMER, *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER, *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR, *P. ? angusta* TRAQUAIR, *Lunaspis heroldi* BROILI, Epipetalichthys prümensis KAYSER, *Asterosteus (Gemündina) stürtzi* TRAQUAIR.

Die von BROILI aufgeführte Art *Pteraspis smith-woodwardi* ist nach GROSS mit *Pteraspis dunensis* identisch. Weiterhin ist die von HEINTZ aufgestellte Art *Allolepis longicornis* überhaupt kein Wirbeltier.

1943 OBRUCHEV, *Yoglinia* n. gen., latest Pteraspid.

S. 41—43: Vergleich mit *Drepanaspis gemündenensis*.

1949 WESTOLL, Genetics, Paleontology, and Evolution.

S. 139—143: Bemerkungen zu *Dipnorhynchus lehmanni* sowie Abbildungen.

1950 GROSS, Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung.

S. 57—58: Für den Hunsrückschiefer des Rheinlandes gibt GROSS folgende Faunenliste: *Pteraspis dunensis* (ROEMER), *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER, *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI, *Machaeracanthus* sp., *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR, *P. angusta* (TRAQUAIR), Arthrodira indet. (HEINTZ), *Lunaspis heroldi* BROILI, *Gemündina stürtzi* BROILI, *Pseudopetalichthys problematica* MOY-THOMAS, *Stensiöella heintzi* BROILI, *Nessariostoma granulosum* BROILI, *Dipnorhynchus lehmanni* Westoll.

1952 W. M. LEHMANN, Neue Beobachtungen an *Lunaspis*.

S. 93—100: Auf Grund von Röntgenaufnahmen veröffentlicht LEHMANN Ergänzungen zu *Lunaspis heroldi* BROILI, *L. broilii* GROSS und *Lunaspis* sp.

1953 LEHMANN & WESTOLL, A primitive dipnoan fish from the Lower Devonian of Germany.

S. 403—421: Berichten über den Dipnoier *Dipnorhynchus lehmanni*.

1956 W. M. LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefern.

S. 71: *Lunaspis heroldi* BROILI. Röntgenaufnahmen bewiesen einen Macropetalichthiden.

S. 71—72: *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL. Er ist der älteste bekannte Lungenfisch; er dürfte 1 m groß gewesen sein.

S. 72—73: Weitere Fischreste sind zu nennen von: *Pteraspis dunensis* (ROEMER), *P. smith-woodwardi* BROILI, *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI, *Stensiöella heintzi* BROILI, *Gemündina stürtzi* TRAQUAIR, *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER, *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR, *P. angusta* (TRAQUAIR), Arthrodira indet. (HEINTZ).

1956 H. ANACKER, Übersicht über die Geologie.

S. 6: Im Kapitel Hunsrückschiefer erwähnt ANACKER Panzerfische (*Drepanaspis gemündenensis*) und Plattfische (*Gemündina stürtzi*).

1956 W. M. LEHMANN, *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL.

S. 21—24: Es wird ein gut erhaltener Schädel eines Dipnoiers abgebildet, der älter als der australische mitteldevonische *Dipnorhynchus*, mithin der älteste Lungenfisch überhaupt ist.

- 1956 WATERSTON, Catalogue of Type.
 S. 7—8: *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER 1887. 10 Literaturhinweise.
 S. 15: *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR und *Coccosteus angustus* TRAQUAIR.
 S. 21: *Gemündina stürtzi* TRAQUAIR.
- 1958 BERG, System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische.
 S. 22—23: *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER.
 S. 28: *Paraplesiobathis* BROILLI, Unterdevon, Gemünden im Hunsrück.
 S. 46—47: *Lunaspis broilii* GROSS.
 S. 49: *Gemuendina stürtzi* TRAQUAIR.
- 1958 STENSIÖ, Les Cyclostomes Fossiles.
 S. 246—252: *Drepanaspis gemuendensis* SCHLÜTER wird behandelt und abgebildet (unter Drepanaspida).
- 1959 W. SCHMIDT, Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie.
 S. 52: Aus dem Hunsrückschiefer sind Pteraspiden bekannt. Doch fehlt noch eine moderne Bearbeitung. So fordert FAHLBUSCH (1957), daß die Art *Pt. smith-woodwardi* einzuziehen ist.
- 1961 GROSS, *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi*.
 S. 17—43: Untersuchung von *Lunaspis broilii* und *L. heroldi*.
- 1962 GROSS, Neuuntersuchung der Stensiöellida.
 BROILLI hat 4 Arthrodiren-Gattungen beschrieben, die jetzt unter dem Namen Stensiöellida zusammengefaßt werden. Es sind dies:
Stensiöella BROILLI, *Pseudopetalichthys* MOY-THOMAS, *Paraplesiobathis* BROILLI, *Nessariostoma* BROILLI.
 Die Untersuchung bringt Ergänzungen, Berichtigungen und neue Deutungen, die das Visceralskelett, den Schultergürtel, die paarigen Flossen und die Beschuppung betreffen.
- 1963 KUTSCHER, Die Anwendung der Röntgentechnik.
 S. 81: Röntgenaufnahmen wurden von den Hunsrückschiefer-Fischen *Lunaspis heroldi*, *Gemündina stürtzi*, *Stensiöella heintzi*, *Dipnorhynchus lehmanni* angefertigt.
- 1965 TARLO, Psammosteiformes (Agnatha).
 S. 26—38: Unter der Familie Drepanaspidae TRAQUAIR 1899 führt TARLO das Genus *Drepanaspis* SCHLÜTER 1887 und die Art *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER 1887 an. In der Synonymieliste führt er 70 Literaturhinweise auf. Neben *D. gemuendenensis* werden *D. schrieli* GROSS 1933, *D. lipperti* GROSS 1937, *D. jaegeri* TARLO 1964, *D. carteri* (MCCOY 1851), *D. edwardsi* TARLO 1964, genannt.
- 1966 FAHLBUSCH, Eine Pteraspiden-Fauna.
 S. 167: *Pteraspis (Rhinopteraspis) dunensis* (FERD. ROEMER 1805).
- 1967 KUHN, Die vorzeitlichen Fischartigen und Fische.
 S. 35—36: *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER.
 S. 46: Aus den Bundenbacher Schiefer sind mehrere Acanthaspiden beschrieben worden, so *Phlyctaenaspis*, *Hunsrueckia*, *Machaeracanthus*.
 S. 47: *Gemündenaspis angusta* MILES 1962, *Coccosteus angustus* TRAQUAIR 1902.
 S. 47—49: *Tityosteus riewersi* GROSS 1960, Gesamtlänge 2,50 m.
 S. 48: *Stuertaspis* [früher *Phlyctaenaspis*] *germanica* (TRAQUAIR 1903).
 S. 49—54: *Lunaspis broilii* GROSS 1937, *L. heroldi* BROILLI 1929.
 S. 54—57: *Gemuendina stuertzi* TRAQUAIR.
 S. 59—64: *Stensioella heintzi* BROILLI, *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS, *Nessariostoma granulorum* BROILLI, *Paraplesiobathis heinrichsi* BROILLI.
 S. 84: Dipnoier kennt man schon im Unterdevon, im Bundenbacher Schiefer ist einer der ältesten Reste nachgewiesen.
- 1967 KUHN-SCHNYDER, Paläontologie als stammesgeschichtliche Urkundenforschung.
 S. 312: *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER.
 S. 324: *Lunaspis broilii* GROSS.
 S. 325: *Gemuendina stuertzi* TRAQUAIR.

- 1967 J. P. LEHMANN, Quelques remarques concernant *Drepanaspis gemuendenensis*.
S. 39—43: Nach der Beschreibung dieser Art durch SCHLÜTER 1887 wurden 2 wichtige Arbeiten darüber veröffentlicht, und zwar durch GROSS 1963 und STENSIÖ in PIVETEAU 1964.
- 1969 KUTSCHER, Die Erforschung von Hunsrückschiefer-Fossilien.
S. 49: Erster Nachweis eines Lungenfisches durch W. M. LEHMANN, *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL genannt.
- 1970 KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers.
S. 91: Aus dem Hunsrückschiefer werden zusammengestellt:
Agnatha = Kieferlose Wirbeltiere
Drepanaspis gemuendenensis SCHLÜTER, *Pteraspis smithwoodwardi* BROILI, *P. dunensis* ROEMER.
Placodermata = Panzerfische
Arthrodira
Gemuendenaspis angusta TRAQUAIR, *Lunaspis heroldi* BROILI, *L. broilii* GROSS, *Stuertaspis germanica* TRAQUAIR, *Hunsrueckia problematica* TRAQUAIR, *Tityosteus rievsi* GROSS, *Machaeracanthus* sp. indet., Arthrodira gen. et sp. indet.
Rhenanida
Gemuendina stuetzi TRAQUAIR, *Stensiöella heintzi* BROILI, *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS, *Nessariostoma granulosum* BROILI, *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI.
Knochenfische
Dipnoi
Dipnorhynchus lehmanni WESTOLL.
- 1971 KUTSCHER, FERDINAND BROILI.
S. 384: Folgende neue Arten aus dem Hunsrückschiefer hat BROILI bekanntgemacht:
Agnatha = Kieferlose Wirbeltiere
Pteraspis smith-woodwardi BROILI
Placodermata = Panzerfische
Arthrodira
Lunaspis heroldi BROILI
Rhenanida
Stensiöella heintzi BROILI, *Nessariostoma granulosum* BROILI, *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI.
Maßgebliche Stellungnahmen widmete er den folgenden Arten:
Gemuendina stuetzi TRAQUAIR, *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS.

3. Die Fischartigen und Fische aus dem Hunsrückschiefer

Fischartige und Fische aus dem Hunsrückschiefer sind in den verschiedensten wissenschaftlichen Zeitschriften und Lehrbüchern beschrieben bzw. erwähnt worden. Da sich englische Kollegen schon frühzeitig mit den Hunsrückschiefer-Fischen beschäftigten, ist ein großer Teil des alten Fundgutes nach England gebracht worden. In Deutschland befaßte sich vor allem der Münchener Paläontologe BROILI in den Jahren 1928—1933 mit den Hunsrückschiefer-Fischen und stellte etliche neue Arten auf. Er erhielt viel Material von dem Liebhaber-Sammler J. HEROLD aus Monzingen a. d. Nahe, aus dessen Besitz dann die bearbeiteten Stücke an das Heimat-Museum der Stadt Bad Kreuznach übergingen. Später ist viel Material an Universitäts-Institute und in Privatsammlungen gelangt.

Auch GROSS widmete einen beachtlichen Teil seines wissenschaftlichen Lebens den Hunsrückschiefer-Vertebraten. Er arbeitete eine erhebliche Menge des vorliegenden

Materials durch und veröffentlichte seine Ergebnisse in allgemein bekannten wissenschaftlichen Zeitschriften. Kollegen der nordischen Länder befaßten sich ebenfalls mit diesem Themenkreis und trugen zu seiner Erweiterung bei.

3.1. Agnathen oder Fischartige

Drepanaspis gemuendenensis SCHLÜTER

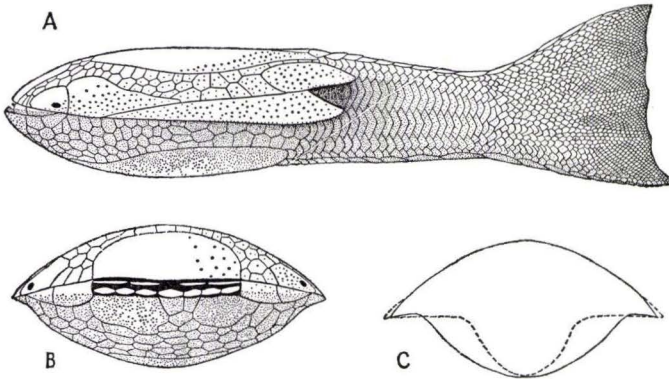


Abb. 1. *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER.

Rekonstruktion von GROSS, Paläontogr., 121, A, S. 150, Abb. 11.

- A. Linke Seitenansicht;
- B. Vorderansicht;
- C. Querschnitt; ausgezogene Linie: durch die Mitte der Dorsalplatte; unterbrochene Linie: unmittelbar vor der Branchialöffnung.

Etwa 1/4 natürlicher Größe.

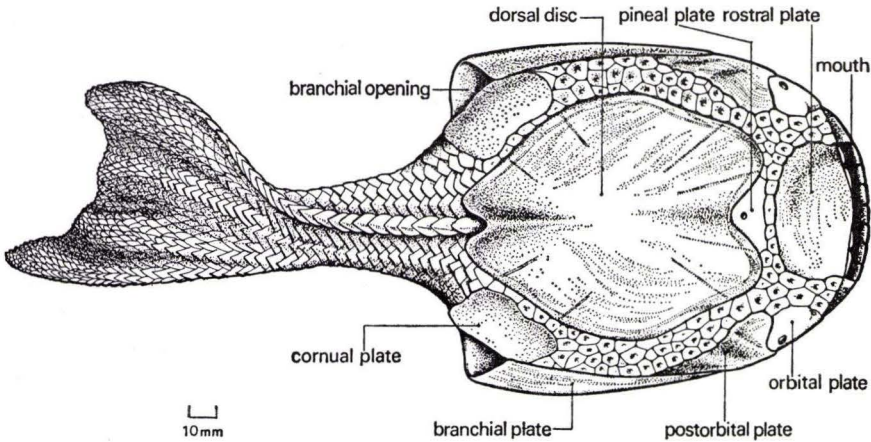


Abb. 2. *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER.

Rekonstruktion der Dorsalseite nach GROSS in MOY-THOMAS & MILES, Palaeozoic Fishes, S. 44, Abb. 3.7., 1971.

- 1887 *Drepanaspis Gemündenensis* n. gen. — SCHLÜTER, Über Panzerfische, S. 120—123.
- 1889 *Drepanaspis Gemündenensis* SCHLÜTER — TRAQUAIR, Report on fossil fishes, S. 844 bis 847, Fig. 5.
- 1896 *Drepanaspis Gemündenensis* — TRAQUAIR, On fossil fishes, S. 263.
- 1902 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — TRAQUAIR, On the Fossil Fishes of Gemünden, S. 610.
- 1903 *Drepanaspis Gemündenensis* SCHLÜTER — TRAQUAIR, The Lower Devonian Fishes, S. 725—731, Taf. 1, Fig. 1—3, Taf. 2—4.
- 1904 *Drepanaspis* — DEAN, Besprechungen, S. 64—65.
- 1915 *Drepanaspis Gemündenensis* SCHLÜTER — KIAER, Upper Devonian Fish Remains, S. 29—34.
- 1924 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜT. — ABEL, Paläozoologie, S. 333—334, Abb. 510.
- 1928 *Drepanaspis Gemündenensis* TRAQU. — KIAER, The structure of the mouth, S. 125 bis 127, Fig. 4—5.
- 1931 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — KUTSCHER, Zur Entstehung des Hunsrückschiefers, S. 218—219.
- 1932 *Drepanaspis* — HEINTZ, Über einige Fischreste, S. 579.
- 1932 *Drepanaspis Gemündensis* SCHLÜTER — OPITZ, Erdgeschichte Birkenfeld, S. 37—42, Abb. 31—33.
- 1933 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, S. 8—9.
- 1933 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — GROSS, Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie, S. 54—56, Abb. 5A.
- 1934 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — KUTSCHER, Fossilien aus dem Hunsrückschiefer I, S. 639, Taf. 34, Fig. 2.
- 1937 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — GROSS, Die Wirbeltiere, II, S. 10—12, Abb. 6b.
- 1943 *Drepanaspis gemündenensis* — OBRUCHEV, *Yoglinia* n. gen., S. 41—43.
- 1950 *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER — GROSS, Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung, S. 58.
- 1956 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — W. M. LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefern, S. 72—73.
- 1956 *Drepanaspis gemündensis* — ANACKER, Übersicht über die Geologie, S. 6.
- 1956 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — WATERSTON, Catalogue of Type, S. 7—8.
- 1958 *Drepanaspis gemündenensis* SCHLÜTER — BERG, System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische, S. 22—23.
- 1958 *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER — STENSIÖ, Les Cyclostomes Fossiles, S. 246 bis 252.
- 1963 *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER — GROSS, *Drepanaspis gemuendenensis*, S. 133—155.
- 1965 *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER — TARLO, Psammosteiformes (Agnatha), S. 27 bis 33, Abb. 3B, Taf. 6.
- 1967 *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER — KUHN, Die vorzeitlichen Fischartigen und Fische, S. 35—36.
- 1967 *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER — I. P. LEHMANN, Quelques remarques, S. 39—43.
- 1967 *Drepanaspis gemündensis* SCHLÜTER — KUHN-SCHNYDER, Paläontologie als stammesgeschichtliche Urkundenforschung, S. 312—313, Abb. 51, 52.
- 1970 *Drepanaspis gemuendenensis* SCHLÜTER — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.
- 1971 *Drepanaspis gemuendenensis* — MOY-THOMAS & MILES, Palaeozoic Fishes, S. 44, Abb. 3.7.

Eine Synonymenliste mit 70 Nummern ist bei TARLO 1965 aufgeführt. *Drepanaspis gemuendenensis* ist eins der häufigsten Fossilien des Hunsrückschiefers. Die Art wurde

1887 von SCHLÜTER aufgrund einiger Reste aufgestellt und vornehmlich bis zum heutigen Tage auf der Kaisergrube in Gemünden gefunden. Sicherlich gibt es mehrere 100 Exemplare dieser Art. Zuletzt ist diese Form von GROSS (1963) eingehend, wenn nicht sogar abschließend bearbeitet worden.

Drepanaspis gemundenensis ist der einzige Psammosteide, der in zahlreichen mehr oder weniger vollständig erhaltenen Exemplaren vorliegt. Die erste Rekonstruktion hat TRAQUAIR bereits 1903 veröffentlicht. Dabei hat er die Dorsalseite mit der Ventralseite verwechselt, worauf DEAN (1904) und KIAER (1915) hinwiesen. Eine verbesserte und ergänzte Rekonstruktion brachte OBRUCHEV (1943), die von BERG (1958) und STENSIÖ (1958) übernommen wurde.

Die meisten Tiere haben eine Größe von etwa 35–45 cm erreicht. Der größte Rest, mit einer Länge von 68,5 cm, befindet sich im Besitz der Familie LORENZ in Gemünden/Hunsrück. Das kleinste Exemplar von 9,5 cm habe ich 1934 abgebildet.

Aufgrund der Untersuchungen von 1963 hat GROSS eine Rekonstruktion vorgenommen, bei der die neuen Erkenntnisse über die Oralplatten, die vordere Begrenzung des Ventralpanzers, die Pinealplatte, die Tesserae, die Schuppen und die Schwanzflosse berücksichtigt worden sind.

Pteraspis smith-woodwardi BROILI

- 1933 *Pteraspis smith-woodwardi* sp. nov. — BROILI, Die Gattung *Pteraspis* in den Hunsrückschiefern, S. 1–10, 1 Taf.
 1937 *Pteraspis smith-woodwardi* BROILI — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, Teil 2, S. 7–9.
 1937 *Pteraspis smith-woodwardi* BROILI — KUTSCHER, Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer, S. 220.
 1959 *Pteraspis smith-woodwardi* BROILI — W. SCHMIDT, Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie, S. 52.
 1970 *Pteraspis smithwoodwardi* BROILI — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.
 1971 *Pteraspis smithwoodwardi* BROILI — KUTSCHER, FERDINAND BROILI, S. 384.

Zum ersten Male weist BROILI das Genus *Pteraspis* im Hunsrückschiefer nach, und zwar auf einem Stück aus Gemünden, aufgefunden von Herrn Dipl.-Ing. HEROLD, Monzingen a. d. Nahe. BROILI stellt die neue Art *smith-woodwardi* auf und vergleicht sie mit *Pteraspis gosseliti* LERICHE und *Pteraspis crouchi* LANCASTER.

Der vorliegende Rest gehört einem Dorsalschild dieser Gattung an, welcher bereits in Zerfall begriffen war, als er eingebettet wurde. Die linke Orbitalplatte ist seitlich etwas komprimiert und auf die Dorsalplatte hinaufgeschoben, die lange ? Rostralplatte hat ihre ursprüngliche Verbindung mit der Mediandorsalplatte verloren. Die rechte Dorsalplatte liegt disloziert, in 2 cm Entfernung von den übrigen Platten.

- Maße: Mediandorsalplatte: größte Länge in der Mittellinie 4 cm
 größte Breite (ungefähr in der Mitte) 1,5 cm
 Länge des Stachels 2,5 cm
 Orbitalplatte: größte Länge 4,3 cm
 (Die etwas größte Breite 1,4 cm.
 verdrückte rechte
 diene als Maß.)

Manche Autoren bestreiten die Selbständigkeit dieser Art und stellen die Form zu *Pteraspis dunensis*. Ich schlage vor, bis zum endgültigen Beweis die von BROILLI aufgestellte Art jedoch bestehen zu lassen.

***Pteraspis (Rhinopteraspis) dunensis* (ROEMER)**

- 1933 *Pteraspis dunensis* ROEMER — GROSS, Die unterdevonischen Fische, S. 44–52, Abb. 1–3, 4 A–G; Taf. 1 Fig. 1, 5; Taf. 2; Taf. 3 Fig. 1–5.
 1933 *Pteraspis dunensis* ROEMER — GROSS, Die Agnathen und Fische, S. 7–8.
 1937 *Pteraspis dunensis* ROEMER — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, 2. Teil, S. 7–9.
 1957 *Pteraspis dunensis* ROEMER — FAHLBUSCH, *Pteraspis dunensis*, S. 1–56, 27 Abb., 7 Beil., Taf. 1–7.
 1966 *Pteraspis (Rhinopteraspis) dunensis* ROEMER — FAHLBUSCH, Eine Pteraspiden-Fauna aus dem Unterdevon, S. 167.
 1970 *Pteraspis dunensis* (ROEMER) — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.

W. SCHMIDT definiert:

Ein Prae-Oral-Feld fehlt, direkt rostral des Oral-Randes der Ventral-Seite des Rostrums verlaufen Dentin-Leisten, keine Tuberkel. Cornual-Platten entweder lang und schmal oder ganz fehlend. Rostrum in allen Wachstums-Stadien stets schmal, an der rostralen Spitze entweder zugespitzt oder etwas abgestumpft, blatt-förmig abgeflacht, in ausgewachsenem Zustande großwüchsig.

Pteraspis (Rhinopteraspis)

Oral-Rand des Rostrums einen nach kaudal geöffneten Winkel bildend, der in ersten Wachstums-Stadien spitzwinklig ist, in letzteren zu einer leicht konkaven Rundung wird (Subrostrale Lamelle vermutlich völlig fehlend). Cornual-Platte stets fehlend, statt dessen ein „Cornual-Anhang“ in späteren Stadien des Dorsalschildes ausgebildet. Die Erwerbung zusätzlicher Wachstums-Stadien hat bei dieser Form ein Extrem erreicht, sie kann daher riesig werden.

Pt. (Rhinopt.) dunensis

Von GROSS (1937) wird berichtet, daß eine gut erhaltene, 17,6 cm lange und 6,8 cm breite, typische Dorsalplatte von *Pteraspis dunensis* vom Geologischen Landesmuseum in Berlin erworben wurde. An ihr sind besonders gut die einzelnen Wachstumsstadien zu erkennen.

3.2. Pisces oder Fische

Fast alle Fische aus dem Hunsrückschiefer gehören zu den Placodermaten (Panzerfischen), und zwar zur Gruppe der Arthrodira und zur Gruppe der Rhenanida.

Arthrodira

Zu den Arthrodiren im Hunsrückschiefer rechnet man:

Gemuendenaspis angusta (MILES)

Lunaspis heroldi BROILLI

Lunaspis broilii GROSS

Stuertzaspis germanica (TRAQUAIR)
Hunsrueckia problematica TRAQUAIR
Tityosteus rieversoni GROSS
Machaeracanthus sp. indet.
Arthrodira sp. indet.

***Gemuendenaspis angusta* (MILES)**

- 1903 *Coccosteus angustus* TRAQUAIR — TRAQUAIR, The Lower Devonian Fishes of Gemünden, S. 732—733, Taf. 6, Fig. 1—2.
 1932 *Coccosteus angustus* TRQ. — HEINTZ, Über einige Fischreste aus dem Hunsrückschiefer, S. 576.
 1933 *Phlyctaenaspis? angusta* (TRAQUAIR) — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, S. 28, 75.
 1937 *Phlyctaenaspis angusta* (TRAQUAIR) — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, Teil II, S. 74, 82.
 1950 *Phlyctaenaspis angusta* (TRAQUAIR) — GROSS, Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung, S. 58.
 1964 *Gemuendenaspis angusta* (MILES) — MILES, *Gemuendenaspis* n. gen., S. 59—77, Taf. 1.
 1970 *Gemuendenaspis angustus* (MILES) — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.
 non
 1929 *Coccosteus angustus* — BRYANT, Supplementary note on *Coccosteus angustus*, S. 153.

Vor 70 Jahren stellte TRAQUAIR die Art *Coccosteus angustus* aus dem Hunsrückschiefer auf. Es war nur ein Stück, welches unter der Assistenz von STÜRTZ präpariert wurde. Der Rest besteht aus einem schmalen Ventralpanzer, einem schmalen M. D., einem fraglichen Suborbitale und dem Schädel. GROSS (1933) sprach sich gegen eine Zuordnung zu *Coccosteus* aus und stellt den Rest zu *Phlyctaenaspis?*. Das Typusexemplar wird im Edinburgher Museum aufgehoben.

Eine Neubeschreibung nahm MILES (1962) vor; er stellte die Art zu *Gemuendenaspis* n. gen. und definierte den Fund als einen Arthrodiran aus dem Hunsrückschiefer. Er benannte ihn *Gemuendenaspis angustus*, beschrieb ihn eingehend und rekonstruierte ihn.

Für die Familie *Gemuendenaspidae* gab MILES folgende Definition:

Euarthrodiran fishes with a long, broad, relatively shallow head. Nuchal rather elongated and slender; otherwise of typical coccosteid form. Paranuchal coccosteid in outline with strongly developed postnuchal process, its growth centre situated in a rather anterior position. Supratemporal commissure represented by a narrow groove on nuchal and paranuchal bones; not leaving the exoskeletal roof. Supraorbital canals have only a slight posterior extent on to the short, wide central bones. Marginal plate large and pentagonal. Deep suborbital bone with short suborbital process, bearing an elongated shallow pit, behind the convergence of infraorbital and supramaxillary sensory canals, probably for cutaneous sensory organs. Inferognathal long and slender with dorsal and "symphyseal" teeth. Median dorsal long and narrow, with a median crest on the dorsal surface, and a low slightly developed median keel on the visceral surface. Posterior dorsolateral a narrow, antero-posteriorly elongated triangular plate, with its anterior ventral corner extended in the ventral direction. Anterior lateral plate with long spinal edge and posteriorly enclosing the pectoral sinus. Ventral

exoskeleton long and slender. Tumescence form of the anterior ventrolateral plates lifts the pectoral spines above base level of the dermal shoulder girdle. Anterior ventrolateral plates of general coccosteid form but with elongated spinal edge. Spinale proportionately intermediate in length between those of *Coccosteus* and *Kujdanowiaspis*. Interolateral plate with strongly developed lateral lamina. Short contact between the anterior lateral, posterior lateral and posterior ventrolateral plates, with a narrow postbrachial exoskeletal wall, and a long widely open, pectoral sinus.

Until the relationships of the various families of the Euarthrodira are more fully understood, the family Gemuendenaspidae may, for the sake of convenience, be included within the Brachythoraci. It seems probable that *Euleptaspis* WHITE & MOY-THOMAS, and possibly also *Tityosteus* GROSS when more completely known, will share some of the characters of this family, but they may already be diverging towards different brachythoracic groups.

Lunaspis heroldi BROILI

- 1929 *Lunaspis Heroldi* gen. et spec. nov. — BROILI, Acanthaspiden aus dem rheinischen Unterdevon, S. 143—163, 4 Abb., 2 Taf.
- 1930 *Lunaspis Heroldi* BROILI — BROILI, Neue Beobachtungen an *Lunaspis*, S. 47—51, 2 Abb.
- 1932 *Lunaspis Heroldi* BROILI — OPITZ, Erdgeschichte Nahe-Hunsrück-Land, S. 50—53, Abb. 39—42.
- 1933 *Lunaspis heroldi* BROILI — BROILI, Weitere Fischreste aus den Hunsrücksschiefern, S. 311.
- 1933 *Lunaspis heroldi* BROILI — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, S. 28 bis 29, Taf. 4 Fig. 2.
- 1937 *Lunaspis heroldi* BROILI — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, II. Teil, S. 50—58, Taf. 9 Fig. 1, Taf. 10 Fig. 6; Fig. 24—25.
- 1938 *Lunaspis heroldi* BROILI — W. M. LEHMANN, Die Anwendung der Röntgenstrahlen, S. 23, Taf. 8.
- 1952 *Lunaspis heroldi* BROILI — W. M. LEHMANN, Neue Beobachtungen an *Lunaspis*, S. 93—96, Abb. 1, Taf. 9 Fig. 1.
- 1956 *Lunaspis heroldi* BROILI — W. M. LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten, S. 71—72, Fig. 18.
- 1961 *Lunaspis heroldi* BROILI — GROSS, *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi*, S. 32—38, Taf. 6—7; Abb. 6—9.
- 1967 *Lunaspis heroldi* BROILI — KUHN, Die vorzeitlichen Fischartigen und Fische, S. 49-54.
- 1970 *Lunaspis heroldi* BROILI — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrücksschiefers, S. 91.
- 1971 *Lunaspis heroldi* BROILI — KUTSCHER, FERDINAND BROILI, S. 384.

Aus dem Hunsrücksschiefer kennt man 2 *Lunaspis*-Arten, *Lunaspis heroldi* BROILI und *Lunaspis broilii* GROSS. Beide Arten wurden von GROSS 1961 erneut definiert.

GROSS gibt folgende Diagnose: Eine Art der Gattung *Lunaspis* mit relativ kurzen Spinalia, die an der Außenkante mit 18—22 langen, an der Innenkante mit 4 stark gebogenen und langen Dornen besetzt sind. Die Skulpturleisten der Knochenplatten sind relativ spärlich und weit getrennt. Die Größe ist geringer als bei *Lunaspis broilii*. Die beiden vorderen Mediocaudalplatten sind herzförmig eingebuchtet. Die Dorsal-seite des Schwanzes wird nur von 8 Schuppen-Längsreihen bedeckt.

Holotypus: Das von BROILI 1929 auf Taf. 1 Fig. 1 wiedergegebene Exemplar der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologische und historische Geologie in München.

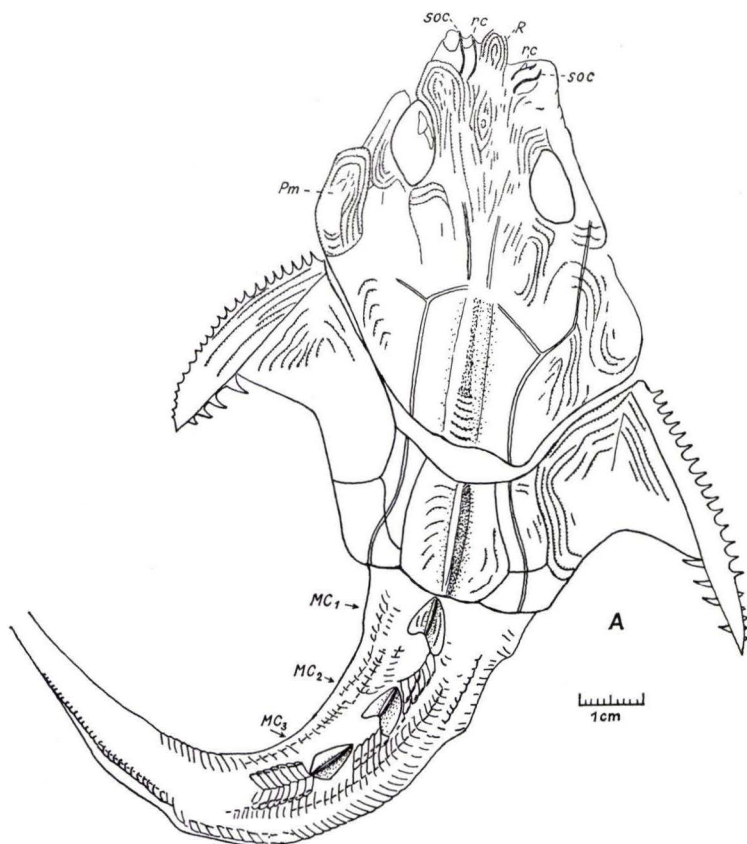


Abb. 3. *Lunaspis heroldi* BROILI. Exemplar in Bad Kreuznach. $\times 4/5$. Exocranium, Dorsalpanzer und Schwanz.
Nach GROSS, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 34, Abb. 7A.

Locus typicus: Bundenbach im Hunsrück, Rheinland.

Eine Zusammenfassung von den *Lunaspis*-Arten gibt GROSS 1961 in 25 Punkten; auf sie wird verwiesen.

Lunaspis broilii GROSS

1937 *Lunaspis broilii* n. sp. — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, II. Teil, S. 58-64, Taf. 8 Fig. 3-5, Taf. 9 Fig. 2-3, Taf. 10 Fig. 5; Abb. 26-28.

1952 *Lunaspis broilii* GROSS — W. M. LEHMANN, Neue Beobachtungen an *Lunaspis*, S. 96-99, Taf. 11 Fig. 2, Taf. 12 Fig. 2.

1961 *Lunaspis broilii* GROSS — GROSS, *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi*, S. 19-32, Taf. 2-5; Abb. 1-6, 10.

- 1967 *Lunaspis broilii* GROSS — KUHN, Die vorzeitlichen Fischartigen und Fische, S. 49 bis 54.
 1967 *Lunaspis broilii* GROSS — KUHN-SCHNYDER, Paläontologie als stammesgeschichtliche Urkundenforschung, S. 325, Abb. 63.
 1970 *Lunaspis broilii* GROSS — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückeschiefers, S. 91.

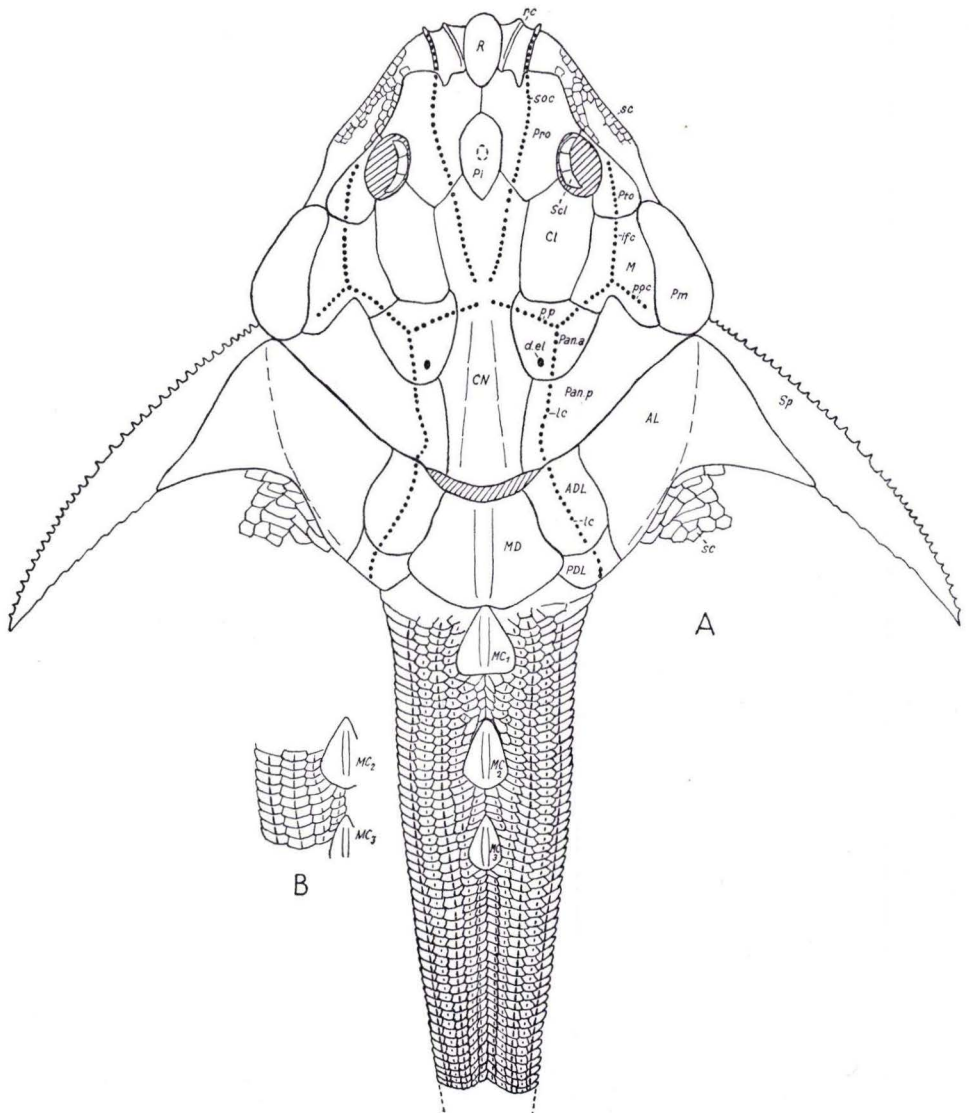


Abb. 4. *Lunaspis broilii* GROSS; Schädeldach, Rumpfpfanz und Schwanz. $\times 7/10$.
 Nach GROSS, *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi*, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.,
 89, S. 20, Abb. 2.

Unter diesem Namen vereinigt GROSS 1937 (s. dort) einige Fossilien und Fossilreste, die zu anderen Gattungen bzw. Arten gestellt worden waren.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Lunaspis*, die *Lunaspis heroldi* BROILI recht beträchtlich an Größe übertrifft. Ihre Spinalia sind lang und an der Lateralkante mit 33–36 relativ kurzen Stacheln besetzt; am Innenrand sind nur selten an 6 ebenfalls relativ kurze, gekrümmte Stachel zu erkennen, meist sind sie nicht erhalten. Die Skulpturleisten der Knochen sind etwas dichter angeordnet als bei *Lunaspis heroldi*.

Material: GROSS standen bei seiner Untersuchung 1961 das bis auf die fehlende Schwanzspitze vollständig erhaltene Stück Nr. 1959 I 510 der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, der unvollständige Rest f 829 des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Humboldt-Universität zu Berlin, der Ventralpanzer der Sammlung des Karl-Geib-Museums in Bad Kreuznach und einige isolierte Knochen aus der Berliner Sammlung zur Verfügung; ferner der Rest eines sehr großen AL, AVL und Spinale der Sammlung des Herrn WERNER KUHN in Kirn/Nahe.

Stuertzaspis germanica (TRAQUAIR)

- 1902 *Phlyctaenaspis germanica*, TRAQ. — TRAQUAIR, On the Fossil Fishes, S. 610.
 1903 *Phlyctaenaspis Germanica*, TRAQUAIR — TRAQUAIR, The Lower Devonian Fishes of Gemünden, S. 733, Taf. 1 Fig. 4.
 1932 *Phlyctaenaspis germanica* TRQ. — HEINTZ, Über einige Fischreste, S. 576.
 1933 *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, S. 26, 75.
 1937 *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR — GROSS, Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, II, S. 74, 82.
 1950 *Phlyctaenaspis germanica* TRAQUAIR — GROSS, Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung, S. 58.
 1964 *Stuertzaspis germanica* (TRAQUAIR) — WESTOLL & MILES, On a Arctolepid fish from Gemünden, S. 140–152, 6. Abb., 2 Taf.
 1970 *Stuertzaspis germanica* TRAQUAIR — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.

TRAQUAIR beschrieb 1903 den Schädel eines kleinen Phlyctaenaspiden aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach. Das Typusexemplar wird im Museum von Edinburgh aufbewahrt. Am Schädel fehlen die Paranuchalia und die Marginalia; Nähte sind kaum zu erkennen. GROSS nimmt an, daß dieser Rest zu *Phlyctaenaspis* ? (*Cocosteus*) *angusta* TRAQUAIR gehört. 1937 führt GROSS *Phlyctaenaspis germanica* als auch *Phlyctaenaspis angusta* getrennt aus dem Hunsrückschiefer auf. Ansonsten werden noch *Phlyctaenaspis heintzi*? *major*, *pusilla*, sp. sp. aus dem rheinischen Unterdevon genannt.

In letzter Zeit beschäftigten sich WESTOLL und MILES erneut mit dieser Form, wiesen sie den Arctolepiden zu und führten den neuen Gattungsnamen *Stuertzaspis* ein. Dafür gaben sie folgende Diagnose:

A genus of Arctolepida of small size, having its dermal bone ornamented with sparsely and irregularly distributed tubercles. Maximum length of exoskeletal skull roof, as restored from the holotype of type species, is 42 mm. Nuchal bone slender and elongated, accounting for at least half the total length of the dermal skull roof. Paranuchal bones lacking a fossa condyli for an exoskeletal neck joint. Preorbital

bones with a transversely placed posterior margin, and having their joint. Anterior margin deeply embayed to receive the rostrompineal bone. Rostropineal large and firmly sutured to the skull roof, its rostral and pineal components cannot be distinguished; the pineal foramen is roofed over externally. Sensory canals broad and shallow. The platytrabic endocranium largely consisting of a single, perichondrially ossified structure, the postethmo-occipital ossification. Ectethmoid processes poorly developed, supraorbital processes small but well defined. Fenestra hypophyseos and the sub-pituitary fossa large and well defined, as is the posterior myodome. Floor of the posterior myodome deeply embayed in its most lateral regions. Most anterior part of the suborbital shelf deeply excavated for articulation of the autopalatine region of the palatoquadrate. No tubercle developed for an articulation with the palatoquadrate, posterior to the autopalatine articulation. Anterior and posterior post-orbital processes present, the latter being broad and well developed. Supravagal processes also broad and situated very posteriorly, almost opposite the glenoid processes. Grooves on the surface of endocranium, and various foramina, on the whole conform to those found in Kujdanowiaspis, and presumably conform to a general arctolepid pattern.

Hunsrueckia problematica TRAQUAIR

- 1903 *Hunsrückia problematica*, TRAQ., n. gen. and sp. — TRAQUAIR, The Lower Devonian Fishes of Gemünden, S. 736—737, Taf. 6 Fig. 3.
 1932 *Hunsrückia problematica* TRAQUAIR — OPITZ, Erdgeschichte Nahe-Hunsrück-Land Birkenfeld, S. 56—57, Abb. 46.
 1933 *Hunsrückia problematica* TRAQUAIR — BROILL, Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern, S. 311.
 1970 *Hunsrueckia problematica* TRAQUAIR — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.

TRAQUAIR beschreibt unter dem Namen *Hunsrückia problematica*, n. gen. and sp., ein Fundstück aus dem Hunsrückschiefer von Gemünden als ein Band von unbestimmter Gliederung mit 48 dünnen Dornfortsätzen. Er hält es für die Wirbelsäule eines unbekanntes Fisches. Bereits ein Jahr zuvor hatte er dieses Stück als einen unbestimmbaren Wirbeltierrest bekanntgemacht.

Einem Briefwechsel mit JÄEKEL ist dessen Meinung über dieses Stück zu entnehmen: Ich habe einen Vortrag gehalten und betonte auf Grund des Stückes, daß die übliche Vorstellung einer langsamen Heranbildung der Wirbelsäule innerhalb der Fische irrig sei. Die von verschiedenen Typen des Devon vorliegenden Wirbelsäulen erfuhren bei den Fischen zunächst eine Reduzierung der Verknöcherung, um sich dann innerhalb der Fische neu auszubilden usw. (Brief vom 30. I. 1900).

OPITZ referiert darüber sehr ausführlich. Abb. 46, in seinem bekannten Buch, bildet ein zweites Exemplar dieser Art aus Gemünden ab. Als *incertae sedis* nennt BROILL 1933 *Hunsrückia problematica* TRAQUAIR.

Tityosteus riewersi GROSS 1960

- 1960 *Tityosteus riewersi* n. gen. n. sp. — GROSS, *Tityosteus* n. gen., S. 263—274, 4 Abb., Taf. 19—20.

1967 *Tityosteus rieversi* GROSS — KUHN, Die vorzeitlichen Fischartigen und Fische, S. 47—49.

1970 *Tityosteus rieversi* GROSS — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.

GROSS 1960 beschrieb Schädel- und Rumpfpfanzerrreste eines sehr großen Arthrodi-
ren aus dem Hunsrückschiefer Bundenbachs als *Tityosteus rieversi*. Es ist der größte
bisher bekannte Fisch des Unterdevons, der die stattliche Länge von ca. 2,50 m hatte.
Leider sind wesentliche Teile des Arthrodiiren verlorengegangen.

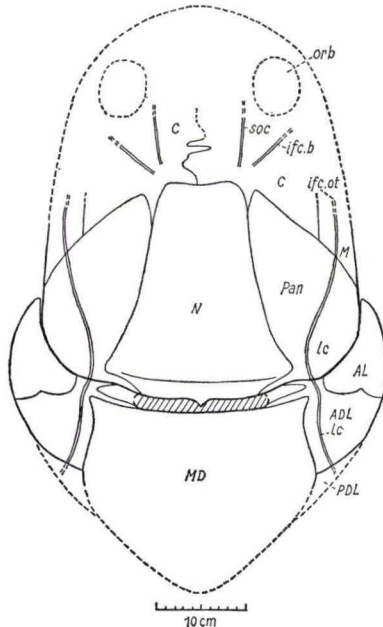


Abb. 5. *Tityosteus rieversi* GROSS. Rekonstruktion des Schädeldaches und des dorsalen Rumpfpanzers. $\times 1/8$.

Nach GROSS, Riesenarthrodire aus dem rheinischen Devon, Paläontol. Z. 34, S. 267, Abb. 2.

Tityosteus rieversi ist der erste bekannte Vertreter echter Brachythoraci im Unterdevon. Er gehört sehr wahrscheinlich in die nahe Verwandtschaft der noch unzureichend bekannten Gattung *Euleptaspis* und vielleicht auch in die unterdevonische Vorfahrenreihe der mitteldevonischen Familie der Homostiidae. *Euleptaspis* ist bisher nicht sicher definiert worden; daher ist vorläufig für den großen Hunsrückschiefer-Fisch die selbständige Gattung *Tityosteus* eingeführt worden.

Fundort: Grube Schnakenloch bei Bundenbach (Finder A. THEISS).

Holotypus: Das bei GROSS 1960 abgebildete und beschriebene Exemplar, das sich im Besitz von Frau RIEVERS in Enkirch an der Mosel befindet.

Derivatio nominis: Gattungsname nach dem Riesen Tityos der griechischen Mythologie gewählt, die Art ist zu Ehren von Frau RIEVERS benannt worden.

***Machaeracanthus* sp. indet.**

- 1965 *Machaeracanthus* sp. indet. — GROSS, Über einen neuen Schädelrest, S. 11–16, Abb. 3, Taf. 2.
 1970 *Machaeracanthus* sp. indet. — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.

Die Gattung ist im Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges recht häufig gefunden worden. Aus dem Hunsrückschiefer der Schiefergrube Katzenberg in Mayen/Eifel stammt ein großer Stachelrest von mehr als 18 cm Länge, den GROSS (1965) bestimmt hat.

Aus dem Hunsrückschiefer von Gemünden beschreibt GROSS ebenfalls *Machaeracanthus*-Reste (Sammlung Prof. Dr. K. J. MÜLLER). In bezug auf Größe und Art der Erhaltung gleichen die Stücke denen aus den Lochkover Schichten der Prager Mulde weitgehend, nur ist der Erhaltungszustand nicht so günstig.

Quer zur Längsachse der Schuppen gemessen, ist der Rest des Schuppenkleides aus Gemünden 22 cm lang. Damit ist ungefähr die Höhe des Tieres gegeben. Bei *Machaeracanthus* aus dem Hunsrückschiefer darf man auf eine Körperlänge von 140–170 cm schließen, wofür auch die Länge des Stachels spricht. Ob der Rest aus dem Hunsrückschiefer die maximale Körperhöhe wiedergibt, ist fraglich; vielleicht ist mit noch größeren Maßen zu rechnen.

***Arthrodira* sp. indet.**

- 1932 *Arthrodira* sp. — HEINTZ, Über einige Fischreste, S. 576–578, Fig. 5, 6.
 1933 *Arthrodira* sp. — BROILI, Weitere Fischreste, S. 312.
 1933 *Arthrodira* M. D. aus dem Hunsrückschiefer — GROSS in SCHRIEL & GROSS, Die Agnathen und Fische des rheinischen Devons, S. 30.
 1970 *Arthrodira* gen. et sp. indet. — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.

HEINTZ beschreibt 2 Platten von einem unbekanntem *Arthrodira*. Er weist auf die aus dem Hunsrückschiefer schon früher bekannten *Arthrodira* *Cocosteus angustus* TRQ., *Phlyctaenaspis germanica* TRQ. und *Lunaspis heroldi* BROILI hin.

GROSS beschreibt die Bundenbacher Stücke, die eine Länge von 16 und 13 cm und eine Dicke von 0,4–1 cm haben. Vorläufig läßt es sich nicht sagen, ob hier das M. D. eines Acanthaspiden oder eines Brachythoracen vorliegt; die Annahme des letzteren ist wahrscheinlicher, wie bereits HEINTZ betont.

Das Original befindet sich im ehemaligen Landesmuseum Berlin.

Rhenanida

Zu den Rhenanida werden im Hunsrückschiefer gezählt:

- Gemuendina stuertzi* TRAQUAIR
Stensioeella heintzi BROILI
Pseudopetalichthys problematicus MOY-THOMAS
Nessariostoma granulosum BROILI
Paraplesiobatis heinrichsi BROILI

Gemuendina stuerzi TRAQUAIR

- 1903 *Gemündina Stürtzi*, TRAQUAIR — TRAQUAIR, The Lower Devonian Fishes of Gemünden, S. 734—736, Taf. 7.
- 1930 *Gemündina Stürtzi* TRAQUAIR — BROILI, Über *Gemündina*, S. 1—24, 8 Abb., 4 Taf.
- 1932 *Gemündina Stürtzi* TRAQUAIR — OPITZ, Erdgeschichte Nahe-Hunsrück-Land Birkenfeld, S. 43—49, Abb. 34—38.
- 1932 *Asterosteus stürtzi* TRAQUAIR — HEINTZ, Über einige Fischreste aus dem Hunsrückschiefer, S. 578—579.
- 1933 *Gemündina stürtzi* TRAQUAIR — BROILI, Beobachtungen an *Gemündina*, S. 269 bis 281, 5 Abb., 2 Taf.
- 1937 *Gemündina stürtzi* TRAQUAIR — WATSON, The Acanthodian fishes.
- 1959 *Gemündina stürtzi* TRAQUAIR — STENSIÖ, On the pectoral fin and shoulder girdle of the Arthrodires, Fig. 16
- 1963 *Gemuendina stuerzi* TRAQUAIR — GROSS, *Gemuendina stuerzi*, S. 36—73, 13 Abb., Taf. 2—8.
- 1967 *Gemuendina stuerzi* TRAQUAIR — KUHN-SCHNYDER, Paläontologie als stammesgeschichtliche Urkundenforschung, S. 325, Abb. 63.
- 1968 *Gemuendina stürtzi* TRAQUAIR — KUTSCHER, Ein Fisch aus dem Hunsrückschiefer, S. 39—42.
- 1970 *Gemuendina stuerzi* TRAQUAIR — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.
- 1971 *Gemuendina stuerzi* TRAQUAIR — KUTSCHER, FERDINAND BROILI, S. 384.

TRAQUAIR hat die Gattung *Gemuendina* aufgestellt und die erste Beschreibung im Jahre 1903 veröffentlicht. BROILI bearbeitete dann 1930 und 1933 die 10 in den verflorenen 3 Jahrzehnten gefundenen Exemplare, beschrieb sie mustergültig und gab auch eine Rekonstruktion und ein Lebensbild bekannt; beide wurden in vielen Schriften und Büchern reproduziert. Diese Rekonstruktion und die Deutungen wurden von WATSON (1937) und STENSIÖ (1959) kritisch besprochen und teilweise ergänzt. WATSON verwendete Material seiner eigenen Sammlung. STENSIÖ hatte das Originalmaterial TRAQUAIR's ergänzend präparieren lassen. WATSON erkannte den äußeren Schultergürtel und stellte in Übereinstimmung mit STENSIÖ *Gemuendina* zu den Arthrodiren. STENSIÖ (1959) rekonstruiert erneut die Ventralseite.

GROSS untersuchte schließlich das westdeutsche Museums- und Sammlungsmaterial im Jahre 1961 und fand darunter auch unbearbeitetes Material. Dabei ließ er Röntgenaufnahmen anfertigen und interpretierte sie. Für seine Veröffentlichung 1963, in der die letzte eingehende Untersuchung von *Gemuendina* behandelt ist, standen GROSS zur Verfügung:

- 5 Exemplare vom Heimatmuseum Bad Kreuznach a. d. Nahe,
 6 Exemplare der Staatssammlung München,
 1 Exemplar des Museums in Bonn, dazu auch Röntgenaufnahmen von W. M. LEHMANN,
 1 Exemplar vom Institut Tübingen,
 1 Exemplar vom Institut in Frankfurt a. M.,
 2 Exemplare von Frau RIEVERS in Enkirch (Mosel).

Alle Stücke sind flachgepreßt; 10 Exemplare zeigen die Dorsal-, 6 die Ventralseite, beiderseitig präpariert. Die Röntgenaufnahmen erwiesen sich als sehr brauchbar, ja unentbehrlich.

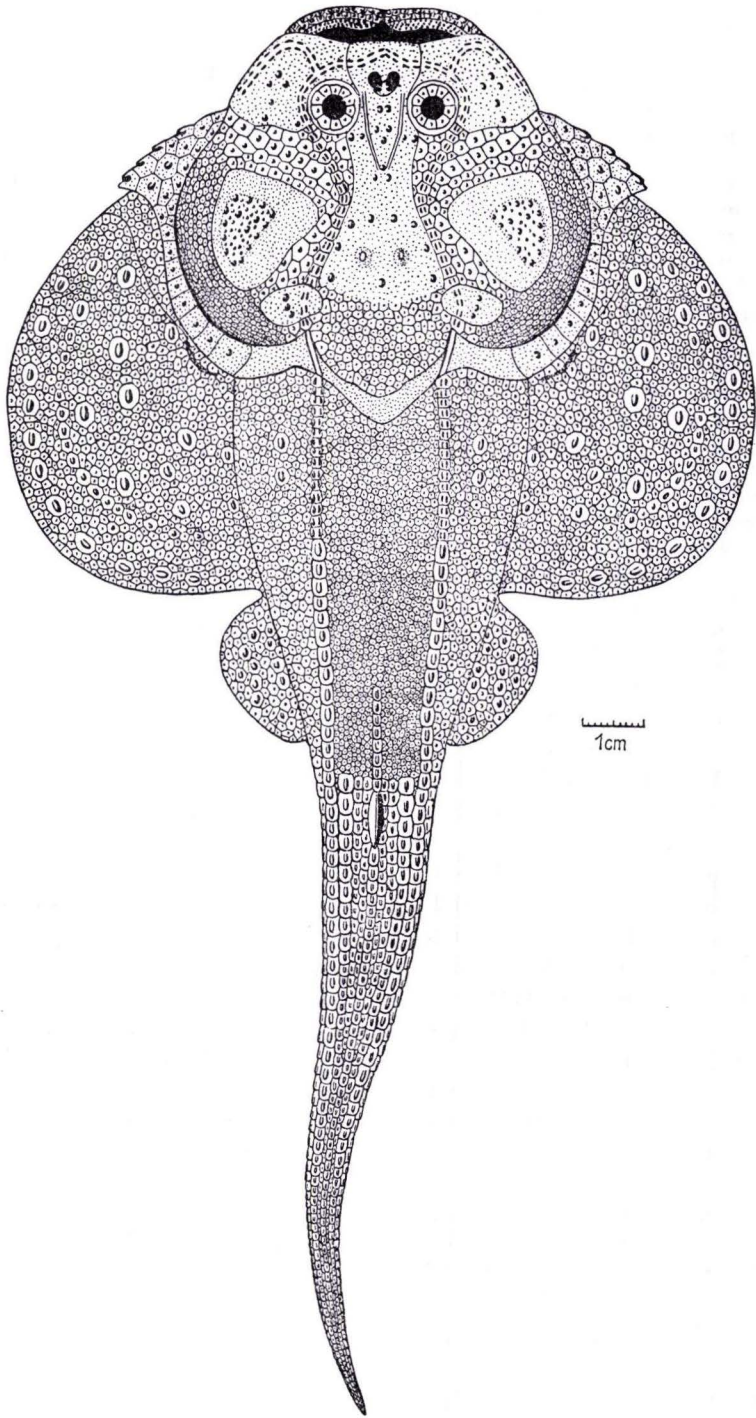


Abb. 6. *Gemuendina stuetzi* TRAQUAIR, Rekonstruktion der Dorsalseite. $\times 4/5$.
Aus GROSS, *Gemuendina stuetzi*, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91, S. 40, Abb. 1.

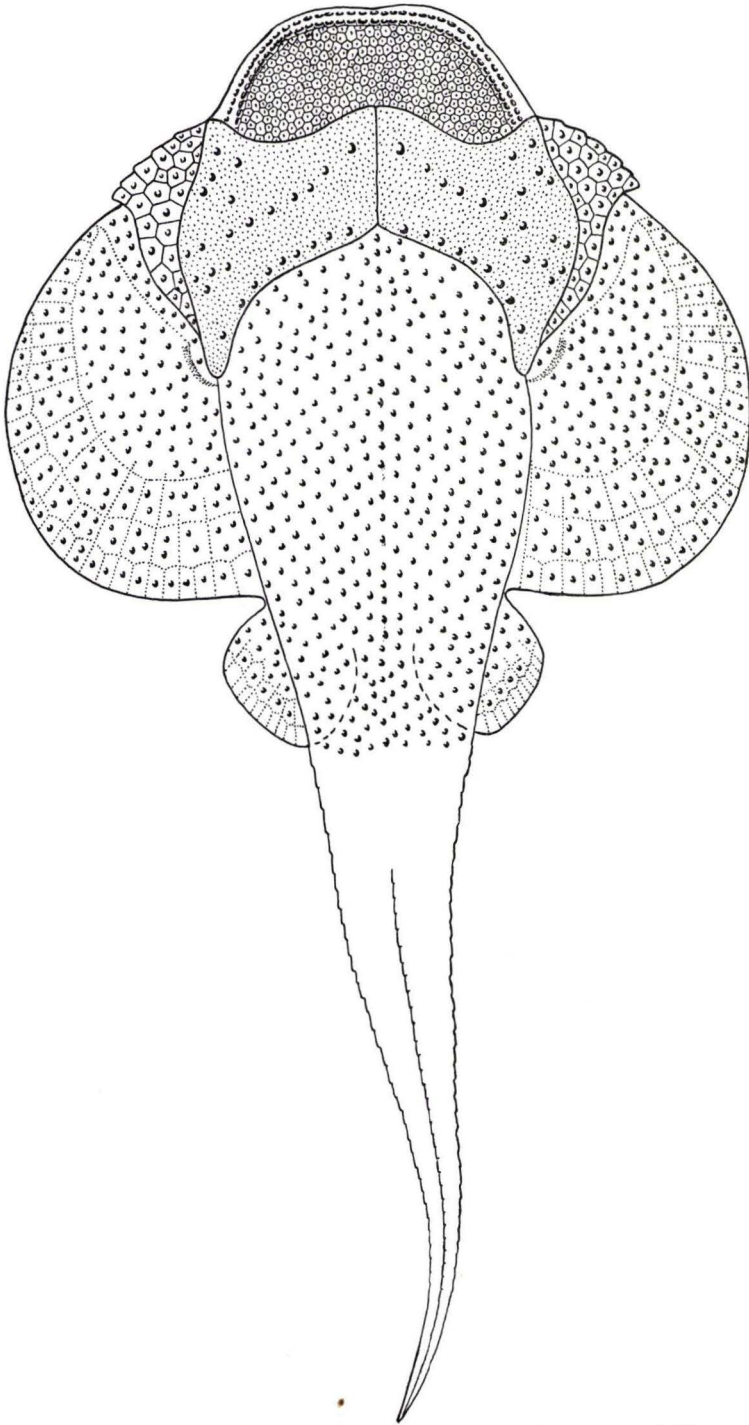


Abb. 7. Rekonstruktion der Ventralseite von *Gemuendina stuerzi* TRAQUAIR. $\times 4/5$.
Tesserae und Schuppen des Rumpfes, der Flossen und des Schwanzes nur durch Tuberkel
angedeutet, da sie an keinem Exemplar gut erhalten sind.

Aus GROSS, *Gemuendina stuerzi*, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, S. 41, Abb. 2.

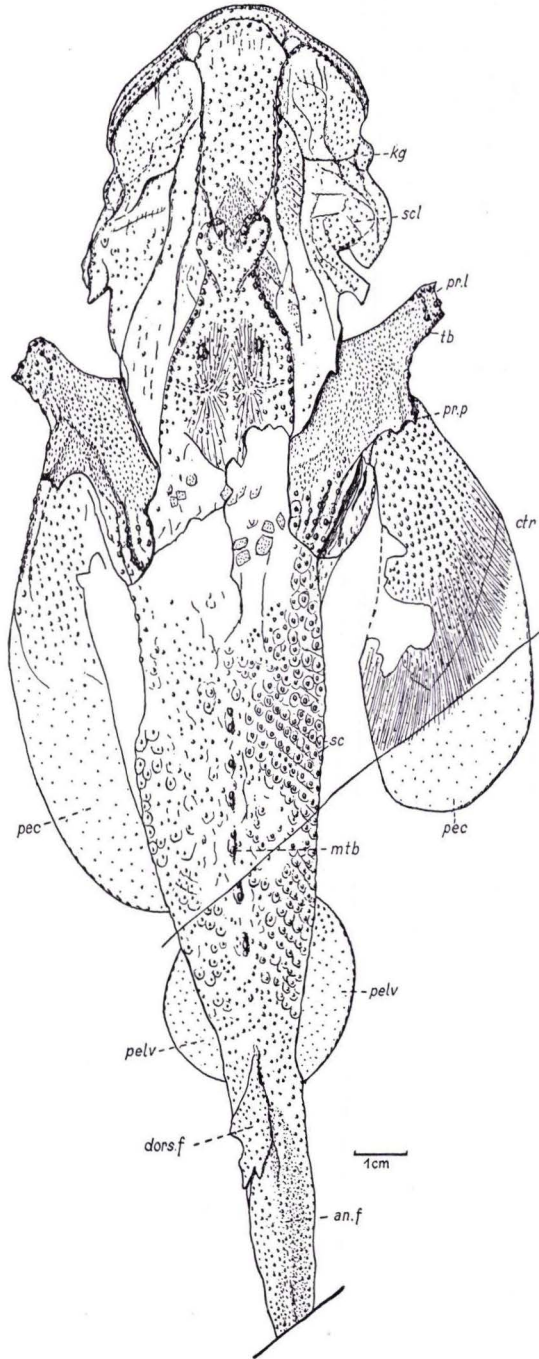


Abb. 8. *Stensioeella heintzi* BROILI.

Stensioeella heintzi BROILI

- 1933 *Stensiöella heintzi* gen. et spec. nov. — BROILI, Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern, S. 287—300, 4 Abb., Taf. 3 u. 4.
 1950 *Stensiöella heintzi* BROILI — GROSS, Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung, S. 57—58.
 1956 *Stensiöella heintzi* BROILI — W. M. LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefeln, S. 72—73.
 1963 *Stensiöella heintzi* BROILI — KUTSCHER, Die Anwendung der Röntgentechnik, S. 81.
 1967 *Stensioeella heintzi* BROILI — KUHN, Die vorzeitlichen Fischartigen und Fische, S. 59—64.
 1970 *Stensiöella heintzi* BROILI — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.
 1971 *Stensiöella heintzi* BROILI — KUTSCHER, FERDINAND BROILI, S. 384.

Stensioeella heintzi ist die einzige bekannte Art der Gattung; sie liegt nur in dem in München aufbewahrten Holotypus und einem zweiten, von GROSS genannten Exemplar vor. BROILI (1933) hat eine ausgezeichnete Beschreibung des ersten Stückes gegeben. GROSS untersuchte den Rest erneut; durch Röntgenaufnahmen konnten ganz unerwartete Ergebnisse zutage gebracht werden. Die Zugehörigkeit der Gattung *Stensioeella* zu den Arthrodiren scheint gesichert. Aber innerhalb der Arthrodira dürften *Stensioeella* und die vermutlich näher verwandten Gattungen *Nessariostoma* und *Pseudopetalichthys* doch eine mindestens ebenso herausgehobene Stellung einnehmen wie die Antiarchi und vielleicht auch die Rhenanida.

BROILI (1933) gibt folgende Diagnose: Kopf und vorderer Abschnitt des Rumpfes sehr groß und gedrunen, Rumpf allmählich in die ungefähr $\frac{1}{3}$ so breite Schwanzregion übergehend. Augen lateral. Nase und Mund ? ventral gelegen, Kiemen ? seitlich gelegen. Rumpf hinter dem Kopf verbreitert mit lappenförmiger, ellipsoidischer Brustflosse, die letztere mit radiär verlaufenden Dornen besetzt. Der nicht mit dem Rumpf gelenkig verbundene Schädel mit symmetrisch angeordneten Platten gepanzert. Die hintere Mittelplatte durch lyraförmig angeordnete Dornen begrenzt, die Platten mit Hohldornen besetzt. Sinneskanäle nicht sicher nachweisbar. Rumpf und Schwanz mit einem dichten Pflaster abgerundet rhombischer, in Schrägreihen an-

Legende zu Abb. 8:	Dorsalseite des Holotyps. $\times 7/10$.
an.f	Saum der Anal- oder Schwanzflosse
ctr	Ceratotrichia
dors.f	Dorsalflosse
kg	Kiefergelenk
mtb	große Tuberkel der dorsalen Medianlinie
pec	Brustflosse
pelv	Bauchflosse
pr.l	Processus lateralis des Schultergürtels
pr.b	Processus posterior des Schultergürtels
sc	Schuppen
sel	Scleroticalring
tb	Tuberkel (Hautzähne)

Nach GROSS, Neuuntersuchung der *Stensiöellida*, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 51, Abb. 1.

geordneter Placoidschuppen gebildet, die nach rückwärts gerichtete Hohldornen tragen. In der Mittellinie einzelne Gruppen größerer Schuppen, die anscheinend wie Folcra übereinander greifen.

Maße: Größte Länge in der Mittellinie 26,2 cm
 Größte Breite über den flügelartigen Anhängen 8,6 cm
 Breite des Rumpfes hinter den Brustflossen 3,8 cm
 Durchschnittliche Breite im Schwanzabschnitt 1,3 cm
 Größte Länge der Brustflosse 4,0 cm
 Größte Breite der Brustflosse 2,0 cm

Pseudopetalichthys problematicus MOY-THOMAS

- 1950 *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS — GROSS, Die paläontologische und stratigraphische Stellung, S. 57–58.
 1962 *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS — GROSS, Neuuntersuchung, S. 66 bis 78, Abb. 7–9, Taf. 7.
 1970 *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.

Unter dem Namen *Macropetalichthys ? prümiensis* KAYSER beschrieb BROILI (1933) einen Fischrest aus dem Hunsrückschiefer von Gemünden. Er ist heute im Karl-Geib-Museum in Bad Kreuznach a. d. Nahe aufgehoben. Das Fragezeichen zwischen Gattungs- und Artnamen bezieht sich auf den Artnamen. KAYSER's *Macropetalichthys prümiensis* erwies sich als eine Art der Gattung *Lunaspis* GROSS 1937. Da der von BROILI beschriebene Fisch weder zu *Macropetalichthys* noch zu *Lunaspis* gehört, benannte ihn MOY-THOMAS (1939) *Pseudopetalichthys problematicus*. GROSS (1962) wies darauf hin, und zwar mit Recht, daß *Pseudopetalichthys Paraplesiobatis* sehr ähnele, was jedoch nicht bewiesen werden kann.

MOY-THOMAS vereinigte in der von ihm errichteten Unterordnung Stensioeellida die 3 Gattungen *Stensioeella*, *Pseudopetalichthys* und *Nessariostoma*. Diese Zusammenfassung behielt STENSJÖ (1959) bei und gab ihr den Rang einer Ordnung innerhalb der Euarthrodira.

Maße: Länge des Schädeldaches in der Mittellinie 4,6 cm
 Größte Breite desselben am Hinterrand der Augen 2 cm
 Länge der Augen 1,3 cm
 Breite der Augen 0,5 cm
 Geringster gegenseitiger Abstand der Augen 0,6 cm
 Entfernung der Augen vom Schädeldachvorderrand 1,4 cm
 Entfernung der Augen vom Schädeldachhinterrand 1,8 cm

Nessariostoma granulosum BROILI

- 1933 *Nessariostoma granulosum*, gen. et. spec. nov. — BROILI, Ein weiterer Vertreter der ? Stegoselachii, S. 303–311, 3 Abb., 1 Taf.
 1962 *Nessariostoma granulosum* BROILI — GROSS, Neuuntersuchung, S. 80–83, Abb. 11, Taf. 9.
 1970 *Nessariostoma granulosum* BROILI — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.
 1971 *Nessariostoma granulosum* BROILI — KUTSCHER, FERDINAND BROILI, S. 384.

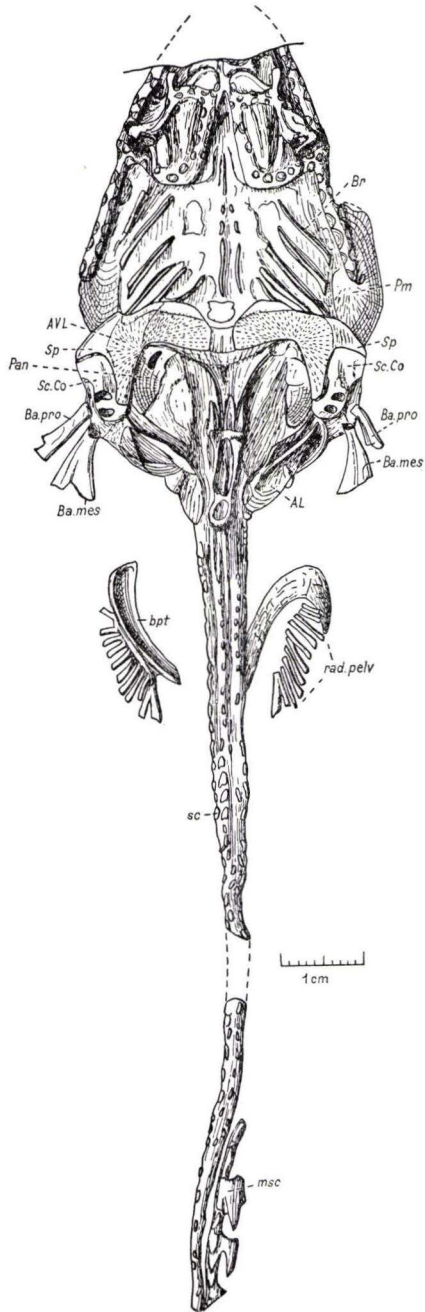


Abb. 9. *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS.
 Ventrale Seite des Holotyps. $\times 1,1$.
 Nach GROSS, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 67, Abb. 7.

Der einzige Rest dieser Gattung, der Holotypus, stammt aus dem Hunsrückschiefer von Gemünden. Er wird im Karl-Geib-Museum in Bad Kreuznach a. d. Nahe aufbewahrt.

Eine ausführliche Beschreibung liegt von BROILLI (1933) vor. Er hat diesen Fisch benannt, obwohl der Erhaltungszustand nur unvollkommen ist.

BROILLI gibt folgende Diagnose: Schädelvorderende entenschnabelförmig auslaufend. Schädel anscheinend nicht gelenkig mit dem Rumpf verbunden, Schwanz in schmaler Spitze endend. Schädel mit symmetrisch angeordneten Platten gepanzert, das nach oben und seitlich gerichtete Auge innerhalb einer Platte gelegen. Nasenöffnungen ? ventral, Kiemen ? seitlich gelegen. Zwischen den Augen und den beiden unpaaren Mittelplatten ein supraorbitaler Sinneskanal. Rumpf mit seitlichem Sinnes-

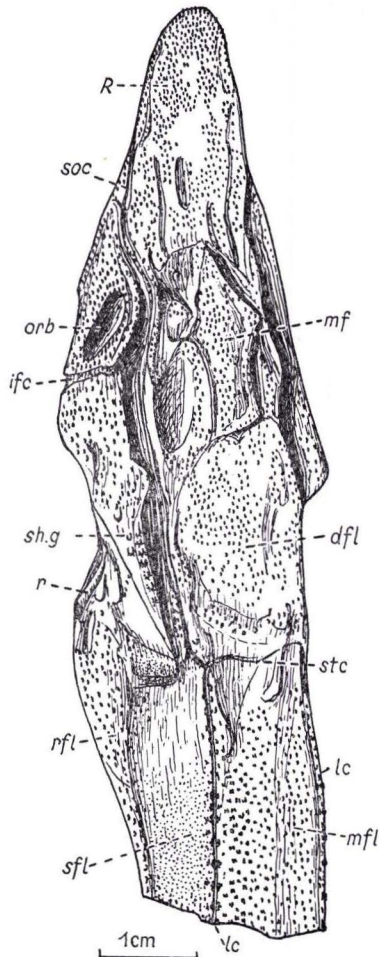


Abb. 10. *Nessariostoma granulatum* BROILLI.

Dorsalseite des Holotypus. $\times 1,3$.

Nach GROSS, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 81, Abb. 11.

kanal. Ornamentierung des Schädels und Rumpfes aus von sternförmiger Basis ausgehenden Tuberkeln bzw. von Dornen gebildet. Flossen nicht beobachtet.

- Maße: Gesamtlänge etwa 17,5 cm
 Breite des Schädels über den Augen etwa 3,0 cm
 Länge der Augen 0,8 cm
 Größte Breite der Augen 0,3 cm
 Länge der pfeilspitzförmigen Mittelplatte 2,0 cm
 Breite des Rumpfes an der Bruchstelle 1,8 cm

GROSS nimmt an, daß *Nessariostoma* manche Merkmale mit *Stensioeella* gemeinsam hat und dieser Gattung näher steht als *Pseudopetalichthys*.

***Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI**

- 1933 *Paraplesiobatis heinrichsi* gen. et spec. nov. — BROILI, Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern, S. 281—287, Taf. 6 Fig. 6—7.
 1962 *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI — GROSS, Neuuntersuchung, S. 78—80, Abb. 10, Taf. 8 Fig. 1.
 1970 *Parablesiobatis heinrichsi* BROILI — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers, S. 91.
 1971 *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI — KUTSCHER, FERDINAND BROILI, S. 384.

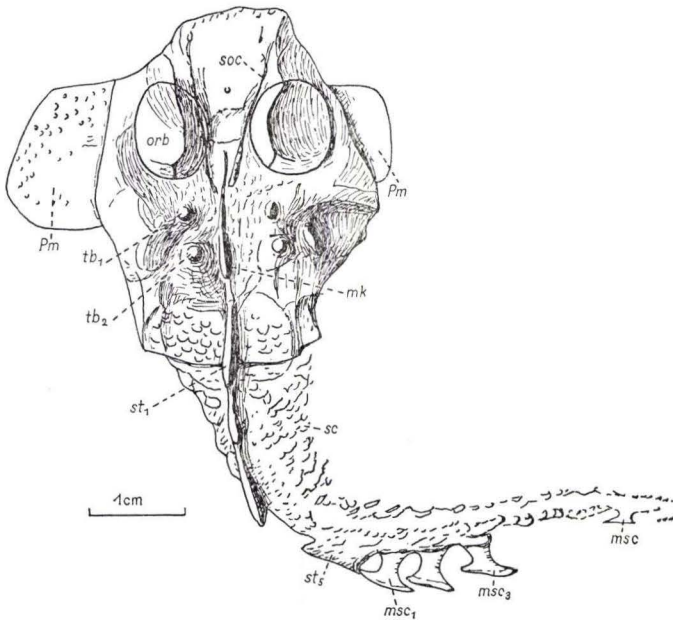


Abb. 11. *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI.

Dorsalseite des Holotyps. × 1,25.

Nach GROSS, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 79, Abb. 10.

Unter diesem Namen beschrieb BROILI einen rochenähnlichen, sehr schlecht erhaltenen Fossilrest aus Bundenbach, dessen Benennung aufgrund der unvollkomme-

nen Erhaltung s. E. besser unterblieben wäre. Aufbewahrt wird er im Karl-Geib-Museum in Bad Kreuznach a. d. Nahe. *Paraplesiobatis* ist wahrscheinlich in die Nähe der Gattung *Pseudopetalichthys* zu stellen.

BROILLI gibt folgende Diagnose: Gestalt rochenähnlich, Rumpf und vordere Rumpffegend dorsoventral abgeflacht, hintere Rumpffregion lateral komprimiert. Kopf nach unten von wulstartigen Erhöhungen abgegrenzt. Augen sehr groß, nach oben und den Seiten gerichtet. Brustflossen relativ groß und deutlich abgesetzt. Auf Kopf, Brustflosse und Flanken blättchenförmige Schüppchen von wechselnder Größe, und an der Seite des Rumpfes dachziegelartig übereinandergreifend. Außerdem eine dorsale Medianschuppenreihe entwickelt.

Maße: Größte Länge 10,0 cm

Größte Breite (gemessen über den Brustflossen) ergänzt nach der linken Seite 4,8 cm

Breite des Kopfes über der Mitte der Augen 2,4 cm

Querdurchmesser der Augen 0,6 cm

Längsdurchmesser der Augen 0,7 cm

Länge der 4. dorsalen Medianschuppe 0,8 cm

Größte Höhe der 7. dorsalen Medianschuppe 0,5 cm

GROSS nimmt an, daß *Paraplesiobatis* sicher ein Vertreter der Arthrodira und keiner der Anaspida oder Thelodontida ist. Mit *Pseudopetalichthys* gehört er vermutlich in die gleiche Familie. Jedoch kann die Identität nicht nachgewiesen werden.

Dipnoi

Der erste sichere Fund eines Dipnoi, *Dipnorhynchus lehmanni*, ist im Hunsrück-schiefer nachgewiesen worden.

Dipnorhynchus lehmanni WESTOLL

- 1949 *Dipnorhynchus lehmanni* — WESTOLL, Genetics, Paleontology, and Evolution, S. 139 bis 143, Abb. 5e—f.
- 1956 *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL — W. M. LEHMANN, *Dipnorhynchus lehmanni*, S. 21—25.
- 1956 *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL — W. M. LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefen, S. 71—72.
- 1963 *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL — KUTSCHER, Die Anwendung der Röntgentechnik, S. 81.
- 1970 *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL — KUTSCHER, Die Erforschung von Hunsrück-schiefer-Fossilien, S. 49.
- 1971 *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL — KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrück-schiefers, S. 91.

LEHMANN fand 1945 auf der Grube Schmiedenberg eine Platte mit einem roh bearbeiteten Fossilteil, das offenbar ein Fischschädel war. Eine Röntgenaufnahme bestätigte diese Annahme; der Kopf war in einem graublauen Schiefer von außerordentlicher Härte eingebettet. Für die Entfernung des kieselharten Einbettungsmaterials wurden Karborundscheiben und kleine Meißel aus Vidia-Hartmetall ver-

wandt. So glückte es, einen großen Teil der Stirnseite des Schädels mit seinen charakteristisch geformten Platten freizulegen. Das Material stellte LEHMANN Herrn WESTOLL zur weiteren Bearbeitung zur Verfügung.

WESTOLL hat 1949 in seiner Arbeit über die Entwicklung der Lungenfische auch diesen Schädel zugrundegelegt. Er ist älter als der australische *Dipnorhynchus süsmilchi* und somit der älteste, bisher bekannt gewordene Dipnoer überhaupt. WESTOLL nannte ihn W. M. LEHMANN zu Ehren *Dipnorhynchus lehmanni*. Später (1956) beschrieb ihn dann LEHMANN erneut und bildete Röntgenaufnahmen von ihm ab.

Maße: Länge des Schädels 1,2 cm,
seine größte Breite 11,5 cm,
Dicke durchschnittlich etwa 1,2 cm,
nur der hintere Teil des Schädeldaches ist etwa 2,5 cm dick.

Fundort: Grube Schmiedenberg bei Bundenbach (Hunsrück), in der Literatur oft „Grube Mühlenberg“ genannt (die Schieferarbeiter nennen sie häufig „Mühlchen“).

Holotyp: Das Stück Msch. 384-Inv. C. 29, Sammlung LEHMANN im Geologischen Institut der Universität Bonn.

4. Die Häufigkeit der Fischvorkommen im Hunsrückschiefer-See

Eine Ausnahme in der Häufigkeit bildet *Drepanaspis gemuendenensis*, eine Form, die fast nur in einem Horizont der Kaisergrube in Gemünden auftritt. Bei den neuen Untersuchungen auf der Kaisergrube, die von oben her die fossilführenden Schichten aufschließt, ist *Drepanaspis* schon mehrfach gefunden worden. Insgesamt dürften in den Privatsammlungen, in den Museen der Hochschulinstitute und den allgemeinen Museen im europäischen und außereuropäischen Bereich hunderte von Belegstücken vorhanden sein. Sie sind fast alle präpariert. Besonders schöne Exemplare, wie das Stück im Besitz der Familie LORENZ in Gemünden, sind in Gips oder Kunststoff nachgegossen worden.

Mit weitem Abstand in der Häufigkeit sind danach *Lunaspis broilii* und *heroldi* sowie *Gemuendina stuerzi* zu nennen. Der Literatur ist zu entnehmen, daß von jeder Art etwa 20 Exemplare bekannt geworden sind. Es ist sehr schwer genauere Zahlen zu nennen.

Bei der Mehrzahl der Formen, so bei *Pteraspis smith-woodwardi*, *P. dunensis*, *Gemuendaspis angusta*, *Stuertaspis germanica*, *Tityosteus rieversi*, *Pseudopetalichthys problematicus*, *Nessariostoma granulosum*, *Paraplesiobatis heinrichsi* und *Dipnorhynchus lehmanni* sind bisher nur Einzeltiere bekannt. Von *Stensioella heintzi* und der ausgefallenen Art *Hunsrueckia problematica* sind 2 Individuen gefunden worden.

Unbestimmt ist die Zahl der Funde von *Arthrodira* sp. und *Machaeracanthus* sp., von denen nur die bei HEINTZ und GROSS erwähnten bekannt geworden sind.

Man kann wohl sagen, daß die Anzahl der im Hunsrückschiefer gefundenen Arten recht groß ist. Mit einigen Ausnahmen ist die Anzahl der Individuen einer Art jedoch recht gering.

5. Der marine Charakter der Hunsrückschiefer-Fischartigen und -Fische

1933 schrieb GROSS, daß aus dem Unterdevon Fischreste weitgehend fehlen. Diese Lücken beweisen ebenso wie die großen Lücken im System, daß uns zahlreiche Formen unbekannt sind und wohl auch bleiben werden. Auch HEINTZ 1932 nahm noch an, daß keine von den Fischformen des Hunsrückschiefers als typischer Repräsentant für Unterdevon betrachtet werden könne. Alle haben mehr oder weniger nahe Verwandte im Mittel- oder sogar Oberdevon. Die Frage ist also nach HEINTZ die, ob der Hunsrückschiefer vielleicht doch jünger ist, als man früher angenommen hatte, oder ob wir hier eine ungewöhnlich rasche Entwicklung von Fischformen haben, so daß schon im Unterdevon die für Mittel- und Oberdevon charakteristischen Formen ausgebildet waren.

In ähnlicher Weise äußerte sich auch BROILI (1933). Einige Jahre später (1937) führte GROSS aus, daß sich die kontinentale und die marine Wirbeltierfauna des Mittel- und Oberdevons sehr deutlich voneinander unterscheiden, daß aber im Unterdevon weniger große Unterschiede bestehen. Die Entwicklung nach der Trennung der Lebensgebiete hatte noch zu kurze Zeit angedauert, um zu ausgeprägten Unterschieden zu führen.

Für GROSS lautete die Frage: ist die Ähnlichkeit der Wirbeltierfauna durch eine gemeinsame Heimat im Süßwasser (Kontinent) oder durch eine gemeinsame Heimat im Salzwasser (Meer) bedingt. GROSS nahm an, daß das flache Küstenmeer die Urheimat der Fische war, von wo aus das Süßwasser erst besiedelt wurde.

Die frühere Vorstellung hat sich mit den Jahren zusehends geändert. Das Wissen über die Fischfaunen ist bedeutend erweitert worden. Dies trifft auch für den Hunsrückschiefer zu, immer mehr Arten wurden entdeckt und bis heute sind etwa 17 bekanntgeworden. Die Erforschung der Fische der Gedinne-Stufe ermöglichte es sogar, diese mittels der Fischvorkommen zu gliedern.

Alle Fischartigen und Fische des Hunsrückschiefers sind einem marinen Biotop zuzuordnen. Ein Vergleich mit den Fischen aus den übrigen Schichten des Unterdevons ist nicht möglich, da alle im Hunsrückschiefer auftretenden Formen auf diesen beschränkt sind. Vielleicht enthält er eine Durchläufer-Art, nämlich *Pteraspis dunensis*, die sowohl im Liegenden als auch im Hangenden vorkommt. Wahrscheinlich enthält der Hunsrückschiefer nicht nur Faziesformen, sondern auch andere, die aufgrund mangelhafter Erhaltung bisher nicht gefunden werden konnten. Es bleibt also abzuwarten, ob man nach weiteren Fossilfunden etwas mehr darüber aussagen kann. Festzuhalten ist jedoch die Tatsache, daß der Hunsrückschiefer eine große Zahl von Arten geliefert hat, deren Auftreten die frühere Auffassung über das Unterdevon bedeutend verändert hat.

6. Zusammenfassung

Aus dem Hunsrückschiefer sind bis heute 17 fossile Fischartige und Fische bekanntgeworden. Bei Durchsicht des gesamten Fundmaterials wird sich diese Zahl vermutlich noch erhöhen.

Die bisher gefundenen Arten sind in einem marinen Sediment überliefert worden.

Die Häufigkeit der Gattungen und Arten ist recht verschieden. Wenige Arten kommen oft vor, von den meisten ist nur ein Individuum gefunden worden.

Im Hunsrückschiefer-Gestein sind bisher gefunden worden:

<i>Arthrodira</i> sp. indet.	<i>Nessariostoma granulosum</i>
<i>Dipnorhynchus lehmanni</i>	<i>Paraplesiobatis heinrichsi</i>
<i>Drepanaspis gemuendenensis</i>	<i>Pseudopetalichthys problematicus</i>
<i>Gemuendenaspis angusta</i>	<i>Pteraspis dunensis</i>
<i>Gemuendina sturtzi</i>	<i>Pteraspis smith-woodwardi</i>
<i>Hunsrueckia problematica</i>	<i>Stensioeella heintzi</i>
<i>Lunaspis broilii</i>	<i>Stuertzaspis germanica</i>
<i>Lunaspis heroldi</i>	<i>Tityosteus rievsi</i>
<i>Machaeracanthus</i> sp. indet.	

7. Schriftenverzeichnis

- ABEL, O. (1924): Lehrbuch der Paläozoologie. 2. Aufl.: 1—523, 700 Abb.; Jena.
- ANACKER, H. (1956): Übersicht über die Geologie der oberen Nahe-Gebiete. — Der Aufschluß, 3. Sonderh.: 3—13; Roßdorf bei Darmstadt.
- BERG, L. S. (1958): System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische. — Hochschulbücherei für Biologie, 4, 311 S., 263 Abb.; Berlin.
- BROILL, F. (1929): Acanthaspiden aus dem rheinischen Unterdevon. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.: 143—163, 2 Taf., 4 Abb.; München.
- (1930): Beobachtungen an *Lunaspis*. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.: 47—51; München.
- (1930): Über *Gemuendina Sturtzi* TRAQUAIR. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., N.F., 6: 1—24, 4 Taf., 8 Abb.; München.
- (1933): Die Gattung *Pteraspis* in den Hunsrückschiefern. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.: 1—10, 6 Abb., 1 Taf.; München.
- (1933): Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.: 269—313, 15 Abb., 6 Taf.; München.
- (1933): Ein Macropetalichthyide aus den Hunsrückschiefern. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.: 417—437, 7 Abb., 1 Taf.; München.
- BRYANT, W. L. (1931): Supplementary note on *Coccosteus angustus*. — New York state Mus. Bull., N. 286: 153; Albany.
- DEAN, B. (1904): Buchbesprechung (The lower Devonian Fishes of Gemünden. By R. H. TRAQUAIR. — Transactions of the Royal Society of Edinburgh, vol. 40, Pt. 4: 723—739, pls. 7.) Science, n.s., vol. 9 (January—June): 64—65; New York.
- FAHLBUSCH, K. (1957): *Pteraspis dunensis* ROEMER. Eine Neubearbeitung der Pteraspidenfunde (Agnathen) von Overath (Bez. Köln). — Palaeontographica, A, 108: 1—156; Stuttgart.
- (1966): Eine Pteraspiden-Fauna aus dem Unterdevon von Alken an der Mosel. — Senck. leth., 47: 165—191; Frankfurt a. M.
- GROSS, W. (1933): Die unterdevonischen Fische und Gigantostraken von Overath. In: W. SCHRIEL & W. GROSS: Zur Stratigraphie und Palaeontologie des alten Unterdevons im südlichen Bergischen Lande. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 145: 41—77; Berlin.
- (1933): Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 154: 1—83, 11 Taf., 20 Abb.; Berlin.
- (1937): Die Wirbeltiere des rheinischen Devons, Teil II. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 176: 1—83, 10 Taf., 29 Abb.; Berlin.
- (1950): Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung der Wirbeltierfaunen des Old Reds und der marinen altpaläozoischen Schichten. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, math.-nat. Kl., 1949: 1—130; Berlin.
- (1960): *Tityosteus* n. gen., ein Riesenarthrodire aus dem rheinischen Unterdevon. — Paläont. Z., 34: 263—274, Taf. 19—20, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1961): *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89: 17—43, 10 Abb., Taf. 2—7; Wiesbaden.

- GROSS, W. (1962): Neuuntersuchung der Stensiöellida. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 48—86, 11 Abb., Taf. 4—9; Wiesbaden.
- (1963): *Drepanaspis gemundenensis* SCHLÜTER. Neuuntersuchung. — Palaeontogr., Abt. A, **121**: 133—155, Taf. 6—9, 11 Abb.; Stuttgart.
- (1963): *Gemuendina stuertzi* TRAQUAIR. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **91**: 36—73, 13 Abb., Taf. 2—8; Wiesbaden.
- (1965): Über einen neuen Schädelrest von *Stensiöella heintzi* und Schuppen von *Machaeracanthus* sp. indet. aus dem Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 7—18, 3 Abb., Taf. 1—2; Wiesbaden.
- HEINTZ, A. (1932): Über einige Fischreste aus dem Hunsrückschiefer. — Cbl. Mineral. usw., Jg. 1932, B: 572—580, 6 Abb.; Stuttgart.
- KIAER, J. (1915): Upper Devonian Fish Remains from Elksmere Land with remarks on *Drepanaspis*. — Rep. second Norwegian arktis Expedition in the „Fram“ 1898—1902, No. 33: 1—56, 8 Taf., 8 Abb.; Kristiania.
- (1928): The structure of the mouth of the oldest known Vertebrates, Pteraspids and Cephalaspids. — Palaeobiologica, **1**: 117—134, Taf. 12—13, 7 Abb.; Leipzig und Wien.
- KUHN, O. (1967): Die vorzeitlichen Fischartigen und Fische. — Die neue Brehm-Bücherei, **384**: 1—127; Wittenberg Lutherstadt.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1967): Paläontologie als stammesgeschichtliche Urkundenforschung. In: HEBERER, G., Die Evolution der Organismen. 3. Aufl., **1**: 238—419, 128 Abb., 8 Tab.; Stuttgart.
- KUTSCHER, F. (1931): Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81**: 177—232, 2 Taf., 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1934): Fossilien aus dem Hunsrückschiefer I. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**: 628—641, Taf. 34, 1 Abb.; Berlin.
- (1937): Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung. — Jb. preuß. geol. L.-Anst. f. 1936, **57**: 186—237, 9 Abb.; Berlin.
- (1963): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 3. Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik der Hunsrückschieferfossilien. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 74—86, Taf. 9—11; Wiesbaden.
- (1968): Ein Fisch aus dem Hunsrückschiefer mit dem Namen *Gemuendina*. — Hunsrückkalender 1968, **24**: 39—42; Simmern.
- (1970): Die Erforschung von Hunsrückschiefer-Fossilien durch WALTER MAXIMILIAN LEHMANN mit Hilfe von Röntgenaufnahmen. — Rhein-Hunsrück-Kalender, 1970, **26**: 47—50, 2 Abb.; Simmern.
- (1970): Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers. Erinnerungen an WALTHER MAXIMILIAN LEHMANN. — Der Aufschluß, 19. Sonderheft: 87—100, 14 Abb.; Idar-Oberstein.
- (1971): FERDINAND BROILI, der bisher erfolgreichste Bearbeiter von Hunsrückschiefer-Fossilien (Forscher, Liebhaber und Sammler der Hunsrückschiefer-Fossilien. 6.). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 383—389; Wiesbaden.
- LEHMANN, J. P. (1967): Quelques remarques concernant *Drepanaspis gemundenensis* SCHLÜTER. — J. Linn. Soc. (Zool.), **47**, No. 31: 39—43, 2 Abb., 3 Taf.; London.
- LEHMANN, W. M. (1938): Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie. — Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **27**: 16—24, Taf. 3—8; Stuttgart.
- (1951): Neue Beobachtungen an *Lunaspis*. — Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh., **94**: 93—100, Taf. 11 u. 12, 3 Abb.; Stuttgart.
- LEHMANN, W. & WESTOLL, T. S. (1953): A primitive dipnoan fish from the Lower Devonian of Germany. — Proc. roy. Soc. London, Ser. B, **140**, 1952—1953: 403—421, Taf. 24; London.
- LEHMANN, W. M. (1956): *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL, ein primitiver Lungenfisch aus dem rheinischen Unterdevon. — Paläontol. Z., **30**: 21—25, Taf. 1, Abb. 1 u. 2; Stuttgart.

- LEHMANN, W. M. (1956): Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefeln. — Der Aufschluß, **3**, Sonderh.: Vom Hunsrück zum Westrich. Zur Geologie des oberen Nahegebietes um Idar-Oberstein: 63—74, Roßdorf bei Darmstadt (VFMG).
- MILES, R. S. (1964): *Gemuendenaspis* n. gen., an Arthrodiran Fish from the Lower Devonian Hunsrückschiefer of Germany. — Trans. roy. soc. Edinburgh, **65**: 59—77, Taf. 1, Edinburgh.
- MOY-THOMAS, J. A. & MILES, R. S. (1971): Palaeozoic Fishes. 2. Aufl., 259 S.; London.
- OBRUCHEV, D. (1943): *Yoglinia* n. g., latest Pteraspid from the middle Devonian of the Leningrad district. — C. R. (Doklady) Acad. sciences URSS, **41**: 41—43; Moskva.
- ØRVIG, T. (1961): Notes on some early representatives of the Drepanaspida (Pteraspido-morphi, Heterostraci). — Arkiv för Zoologi, **12**, 33: 515—536, 10 Abb.; Stockholm.
- OPITZ, R. (1932): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld: 1—223, 170 Abb.; Birkenfeld.
- RICHTER, R. (1934): Das Werden der Heimat in Bildern. — Natur u. Volk, **64**: 3—9, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHLÜTER, Cl. (1887): Über Panzerfische aus dem rheinisch-westfälischen Devon. — Verh. naturhist. Ver. usw. (5) **4**, Sber.: 120—128; Bonn.
- SCHMIDT, Wo. (1954): Die ersten Vertebraten-Faunen im deutschen Gedinne. — Palaentographica, **105**, Abt. A: 1—47, 8 Abb., Taf. 1—6; Stuttgart.
- SCHMIDT, Wo. (1959): Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **5**: 1—82, 4 Taf., 13 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- SCHRIEL, W. & GROSS, W. (1933): Zur Stratigraphie, Tektonik und Palaeontologie des alten Unterdevons im südlichen Bergischen Lande. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **145**: 1—77, 7 Taf.; Berlin.
- STENSIÖ, E. (1958): Les Cyclostomes Fossiles ou Ostracodermes. — In: P. P. GRASSÉ: Traité de Zoologie, **13**: 173—425; Paris.
- (1959): On the pectoral fin and shoulder girdle of the Arthrodires. — K. Vet. Akad. Handl., (4), **8**, Nr. 11: Stockholm.
- TARLO, L. B. H. (1965): Psammosteiformes (Agnatha) a review with descriptions of new material from the lower devonian of Poland. II. Systematic part. — Palaent. Polonica, **15**: 1—168, 48 Abb., 19 Taf.; Warszawa.
- TRAQUAIR, R. H. (1890): On *Phlyctaenius*, a new genus of Coccosteidae. — Geol. mag., (III), **7**: 55—60, Taf. 3; London.
- (1894): Notes on Palaeozoic Fishes. — The Annals and Magazine of Natural History, Vol. **14**, 6. Series: 368—371; London.
- (1896): On fossil-fishes from the Lower Devonian (Hunsrückschiefer) of Gemünden, Germany. — Natur, **54**: 273; London.
- (1899): Report on Fossil Fishes collected by the Geological Survey of Scotland in the Silurian rocks of the South of Scotland. — Transact. roy. Edinburgh, **39**, part III, (4. 7. 1898): 827—864, 5 Taf., 6 Abb.; Edinburgh.
- (1903): The Lower Devonian Fishes of Gemünden. — Transact. roy. Soc. Edinburgh, **40**: 723—739, 7 Taf.; Edinburgh.
- (1903): On the Fossil Fishes of the Lower Devonian Roofingslate of Gemünden in Germany. — Report 72. meeting Brit. Ass. for the Advancement of Science, Belfast, in September 1902: 610; London.
- WATERSTON, CH. D. (1956): Catalogue of Type and Figured Specimens of Fossil Fishes and Amphibians in the Royal Scottish Museum, Edinburgh. — Transact. Edinburgh geol. Soc., Session 1953, **54**, I—X: 1—91; Edinburgh.
- WESTOLL, S. T. (1949): On the Evolution of the Dipnoi. In: Genetics, Paleontology, and Evolution: 121—184; Princeton, New Jersey.
- & MILES, R. S. (1964): On an Arctolepid Fish from Gemünden. — Trans. roy. soc. Edinburgh, **65**: 139—153, 2 Taf., Edinburgh.

Die Fauna der Kalkgerölle aus dem unterdevonischen Konglomerat bei Marburg

(Dacryoconarida, Ostracoda, Trilobita, Brachiopoda, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

HELGA GROOS-UFFENORDE und HANS JAHNKE, Göttingen*

Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und den Tafeln 7-11

Kurzfassung: 9 Kalkgerölle aus einem Konglomerat mit tuffitischer Matrix der Unter-Ems-Stufe bei Marburg lieferten sehr reiche verkieselte Faunen mit Tentaculiten, Ostracoden, Brachiopoden und wenigen Trilobiten, Gastropoden, Crinoiden und Conodonten.

Durch das Zusammenvorkommen von *Paranowakia intermedia* und *Nowakia acuaria* ist die Einstufung der Probe 707-6 in die oberste Lochkov-Stufe möglich. Die übrigen Proben enthielten z. T. massenhaft *N. acuaria* und sind somit in die Prag-Stufe zu stellen.

Typisch für die verkieselten Ostracoden-Faunen aus den Kalkgeröllen ist das Auftreten von *Amphicostella*, *Ampuloides*, *Bohemina*, *Berounella*, *Jenningsina*, *Parabolbininae*, *Praepilatina*, *Rectella?* und *Welleriella*. Die sonst häufigen Gattungen *Acanthoscapha*, *Ctenolocolina* und *Polyzygia* konnten nur in einem Kalkgeröll nachgewiesen werden. Auffallend ist das Fehlen der Gattung *Aparchites* und Arten der Platycopida wie z. B. *Poloniella*- und *Cytherellina*-Arten, was vermutlich fazielle Gründe hat.

Die vorwiegend juvenilen Stadien von Brachiopoden (Enteletacea, *Coelospirina*, Reticulariacea, Acrotretidae) und Trilobiten (Meraspis-Stadien) werden beschrieben.

Abstract: Silicified faunas, very rich in Ostracodes, Tentaculites, and with smaller amount of Brachiopodes, Trilobites, Gastropodes, Crinoides and Conodontes have been found in 9 limy pebbles of a lower Emsian tuffit-conglomerate located near Marburg (Rhenish Schiefergebirge).

Paranowakia intermedia and *Nowakia acuaria* occur together in one pebble and therefore this sample 707-6 can be placed in the upper Lochkovian. The remaining samples contain in part, large quantities of *Nowakia acuaria* and are thus placed in the Pragian.

The characteristic species which occur in the silicified fauna of the limy pebbles are *Amphicostella*, *Ampuloides*, *Bohemina*, *Berounella*, *Jenningsina*, *Parabolbininae*, *Praepilatina*, *Rectella?* and *Welleriella*. The otherwise frequently occurring species *Acanthoscapha*, *Ctenolocolina* and *Polyzygia* could only be identified in one pebble. The total lack of the genus *Aparchites* and taxa of Platycopida like e.g. species of *Poloniella* and *Cytherellina* is probably caused by the facies.

The predominant juvenile stages of Brachiopodes (Enteletacea, *Coelospirina*, Reticulariacea, Acrotretidae) and Trilobites (two different Meraspis-stages) are described.

*) Dr. HELGA UFFENORDE und Dr. H. JAHNKE, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, 34 Göttingen, Berliner Str. 28, Germany.

Inhalt

1. Einleitung	81
2. Die Kalkgerölle	81
3. Die Fauna	83
3.1. Dacryoconarida (H. JAHNKE)	83
3.2. Ostracoda (H. GROOS-UFFENORDE)	87
3.2.1. Vorbemerkungen	87
3.2.2. Bemerkungen zu einzelnen Ostracoden-Arten	88
3.3. Trilobita (H. JAHNKE)	94
3.4. Brachiopoda (H. JAHNKE)	95
4. Schriftenverzeichnis	96

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ergänzt die Untersuchungen von P. BENDER, H. JAHNKE, G. PŁODOWSKI & W. ZIEGLER des Unter-Devon-Profiles an der Straße Elnhausen-Hermershausen bei Marburg (top. Kte. 1:25 000, Bl. 5218 Niederwalgern, R 347874, H 562890). In diesem Profil wurde ein bemerkenswerter Geröllhorizont aufgefunden, der mit einer kleinen Fauna aus der Matrix als Unter-Ems-Stufe gestellt werden kann. Es handelt sich dabei um ein Konglomerat mit vermutlich tuffitischer Matrix – im folgenden kurz Tuffit-Konglomerat genannt. Die Gerölle sind im Strandbereich aufgearbeitet und sedimentiert worden. Unter anderen wurden folgende sedimentäre Gerölle durch Fossilien datiert:

- a) In einem kalkigen Tonstein durch *Cardiola bohémica* (BARRANDE 1881); allerhöchstes Silur (eß2).
- b) In Hercynkalken: höchste Lochkov-Stufe und Prag-Stufe.

Einerseits wird wahrscheinlich gemacht, daß die Gerölle von anstehenden Gesteinen in nicht allzugroßer Entfernung herzuleiten sind und in unmittelbarer Nähe des Bildungsortes sedimentierten. Andererseits sind gleichaltrige Sedimente dieser Fazies im Marburger Paläozoikum z. T. bisher unbekannt. Die faunenführenden Gerölle sind deshalb für paläogeographische und zoogeographische Betrachtungen wichtig.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den Faunen einiger Kalkgerölle der obersten Lochkov- und der Prag-Stufe. Neun im Durchmesser maximal 6 cm große Gerölle lieferten uns verkieselte z. T. sehr reiche Faunen, die neben Tentaculiten (Dacryoconarida), Brachiopoden, wenigen Trilobiten, Conodonten, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Crinoiden-Resten mehr als 5000 Ostracoden enthielten.

Die Bearbeitung der Ostracoden erfolgte durch H. GROOS-UFFENORDE, die Bearbeitung der übrigen Fauna durch H. JAHNKE. Das Fossilmaterial ist im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Göttingen unter der Original-Nr. 707 hinterlegt.

2. Die Kalkgerölle

Die Kalkgerölle enthalten im einzelnen folgende Fauna:

- 1. Kalkgeröll 707-1: Von den 109 gefundenen Ostracoden-Klappen waren die meisten nicht bestimmbar. Die Gattungen *Ampuloides* und *Jenningsina* waren mit je 6 Klappen die häufigsten Vertreter skulptierter Formen.

Datierung: aufgrund des übereinstimmenden Faunenspektrums wahrscheinlich auch Prag-Stufe.

2. Kalkgeröll 707-2: nur ein Ostracoden-Bruchstück, *Enteletacea* n. gen? n. sp., *Reticulariacea* gen? sp. juv.?, *Coelospirina* sp., *Nowakia acuarua* (REINH. RICHTER 1854).

Datierung: Prag-Stufe.

3. Kalkgeröll 707-3: keine Ostracoden, *Icriodus* sp. indet., *Belodella* sp.

4. Kalkgeröll 707-4: Fast 30% von den etwa 350 Ostracoden-Klappen gehören zu skulptierten Gattungen, wobei *Amphicostella* (37 Klappen), *Ampuloides* (34 Klappen) und *Jenningsina* (mehr als 30 Klappen) am häufigsten auftreten. *Nowakia acuarua* (REINH. RICHTER 1854).

Datierung: Prag-Stufe.

5. Kalkgeröll 707-5: Die faustgroße Probe enthielt mit mehr als 1800 Ostracoden-Klappen die reichste Ostracoden-Fauna, davon gehören nur 60% zu glattschaligen Arten (incl. *Praepilatina*), von denen ein großer Teil unbestimmbar war. Unter den skulptierten Gattungen überwog *Jenningsina* (mehr als 240 Klappen), während die Parabolbininae mit knapp 3% und die Gattungen *Ampuloides* (20 Klappen), *Amphicostella* (mehr als 30 Klappen), *Rectella?* (34 Klappen) und *Bohemina* (48 Klappen) je mit weniger als 3% vertreten sind. Auffallend im Gegensatz zu der ebenfalls sehr individuenreichen Probe 707-6 ist das häufigere Auftreten der Gattungen *Jenningsina*, *Rectella?*, *Amphicostella*, *Bohemina* und der Parabolbininae und das wesentlich geringere Vorkommen von *Ampuloides*.

Proetidae gen.? sp. juv., Odontopleuridae gen? sp?, Otarionidae gen. et sp.?, *Plectodonta mimica* (BARRANDE 1879) vel *Plectodonta (Dalejodiscus)* sp. juv., Reticulariidae gen? sp. juv., *Enteletacea* gen.? sp. juv.?, *Coelospirina* sp., Gastropoda indet., Lamellibranchiata indet., *Belodella* sp.

Datierung: Prag-Stufe.

6. Kalkgeröll 707-6: Von den mehr als 1300 Ostracoden-Klappen gehören etwa 29% zu skulptierten und 71% zu glattschaligen Arten (incl. *Praepilatina*). Auffallend ist das häufige Vorkommen der Gattung *Ampuloides* (mehr als 140 Klappen), *Jenningsina* (mehr als 120 Klappen), *Praepilatina* und *Microcheilinella*. *Beecherella*, *Berounella* und *Bohemina* sind mit weniger als 1% vertreten.

Bryozoa, Aerotretidae n. gen. n. sp., *Coelospirina* sp, *Belodella* sp., *Nowakia acuarua* (REINH. RICHTER 1854), *Paranowakia intermedia* (BARRANDE 1867).

Datierung: allerobere Lochkov-Stufe.

7. Kalkgeröll 707-7: Unter den fast 200 Ostracoden-Klappen überwog bei den etwa 34% skulptierten Gattungen *Jenningsina* (22 Klappen), während die sonst häufige Gattung *Ampuloides* überhaupt nicht nachgewiesen werden konnte. *Nowakia acuarua* (REINH. RICHTER 1854).

Datierung: Prag-Stufe.

8. Kalkgeröll 707-8: Unter den mehr als 1500 Ostracoden-Klappen treten die Gattungen *Jenningsina* (mehr als 140 Klappen), *Bohemina* (mehr als 100 Klappen), *Welleriella* (mehr als 90 Klappen) und *Praepilatina* (mehr als 60 Klappen) am häufigsten auf. Die vorliegende Probe enthielt als einzige einige Exemplare der Gattung *Acanthoscapha*, die sonst in verkieselten Faunen häufiger sind.

Nowakia acuaris (REINH. RICHTER 1854), *Ceolospirina* sp., Reticulariaceae gen.? sp. juv.?, Proetidae gen.? sp., Meraspis-Stadien (Pygidien, Teile von Cephalo) unbekannter Trilobiten-Gattungen, *Spathognathodus* e. g. *steinhornensis* ZIEGLER 1956, *Icriodus huddlei curvicauda* CARLS & GANDL 1969.

Datierung: in den Keltiberischen Ketten d2b bis d3b entsprechend der Siegen- und der unteren Unter-Ems-Stufe, Prag-Stufe.

9. Kalkgeröll 707-9: Von den etwa 180 Ostracoden-Klappen dieser sehr tentaculitenreichen Probe waren nur $\frac{1}{5}$ bestimmbar.

Nowakia acuaris (REINH. RICHTER 1854).

Datierung: Prag-Stufe.

10. Kalkgeröll 707-10: Von den mehr als 90 Ostracoden-Klappen waren nur etwa die Hälfte bestimmbar. Die Gattung *Jenningsina* stellte mit 15 Klappen den größten Anteil der skulptierten Formen.

Nowakia acuaris (REINH. RICHTER 1854), *Coelospirina* sp.

Datierung: Prag-Stufe.

Die Fauna ist durchweg sekundär verkieselt. Bei der Frage nach den Ursachen der Verkieselung sind bisher nur Vermutungen möglich. Eine Rolle könnten die Tuffit-Förderungen spielen, mit deren Produkten die Kalkgerölle sedimentierten.

Die Datierung der Fauna ergibt sich jeweils aus den Tentaculiten, in einem Fall auch aus den Conodonten. Nach den Angaben von BOUČEK (1963: 67) setzt *Nowakia acuaris* vereinzelt in den obersten Lagen der Lochkov-Kalke in Böhmen ein, gegen Ende der Lebenszeit von *Paranowakia intermedia*. Die Probe 707-6 ist deshalb in die oberste Lochkov-Stufe gestellt worden, während die Gerölle mit *N. acuaris* allein, z. T. in größerer Individuenzahl, als Prag-Stufe datiert wurden.

Der Vergleich der außerordentlich reichen Ostracodenfauna mit anderen, bekannten Faunen (Thüringen, Böhmen, Rußland, N-Amerika) ist schwierig, da jeweils nur Teile unserer Fauna Beziehungen zeigen. Aus dem Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges ist keine vergleichbare Ostracodenfauna bekannt. Aus diesem Grund und auch deshalb, weil vollständige Ostracoden-Abfolgen aus lückenlosen Unterdevon-Profilen bisher fehlen, ist die stratigraphische Aussage der vorliegenden Ostracoden noch gering. Für eine Einstufung der Probe 707-8 mit *Acanthoscapha acris* und *Berounella spinosa* in die Prag-Stufe sprechen die Ergebnisse von I. ZAGORA (1967), die beide Arten nur im mittleren Teil des Tentaculitenknollenkalkes (Prag-Stufe) in Thüringen nachweisen konnte.

Ebensowenig können die wahrscheinlich vorwiegend juvenilen Brachiopoden und Trilobiten zur stratigraphischen Parallelisierung herangezogen werden.

3. Die Fauna

3.1. Dacryoconarida

(H. JAHNKE)

Nowakia acuaris (REINH. RICHTER 1854)

Abb. 1, 2

*1854 *Tentaculites acuaris* n. sp. — R. RICHTER, S. 285, Taf. 3 Fig. 3—9.

Ausführliche Synonymie-Listen und Angaben zum Typus bei ZAGORA (1964: 1237), BOUČEK (1964: 60), LARDEUX (1969: 91) und G. ALBERTI (1970: 162).

Material: 1. Aus dem Hercynkalkprofil der Straße Elnhausen–Hermershausen Probe M 4 (entsprechend 1463) mehrere proximale Gehäuseteile: 668-79-3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, GPIGö. Probe M 6 (entsprechend 1452) wenige proximale Gehäuseteile: 668-79-1, 2, 10, 11, GPIGö.

2. Aus Kalkgeröllen des Tuffit-Konglomerats im Straßenprofil Elnhausen–Hermershausen. Kalkgeröll 707-2-1 bis 21, Kalkgeröll 707-4, ca. 30 vor allem proximale Gehäuseteile und zahlreiche Bruchstücke distaler Gehäuseteile, Kalkgeröll 707-5, ca. 30 vorwiegend proximale Gehäuseteile und Bruchstücke, Kalkgeröll 707-6 (zusammen mit *Paranowakia intermedia*) Orig.-Nr. 707-6-1, 2, 3, 20 bis 24, vorwiegend proximale Gehäuseteile, Kalkgeröll 707-7, 4 Gehäusebruchstücke, Kalkgeröll 707-9 sehr zahlreiche, vor allem proximale Gehäuseteile und Bruchstücke distaler Gehäuseteile, Kalkgeröll 707-10, 4 Gehäusebruchstücke.

3. Vergleichsproben aus Marokko. Profil Bou Tschera Fine Probe 688-34-3 aus dem Niveau mit *Anetoceras advolvens* und aus dem top der Assa-Formation.

4. Aus dem „Prinsep-Kalk“ des Joachimkopfs bei Zorge zusammen mit *Icriodus bilaterirescens bilaterirescens* ZIEGLER 1956 und *Polygnathus linguiformis dehiscens* PHILIP & JACKSON 1967.

Bemerkungen: Die Tentaculiten liegen in allen Proben silifiziert vor. Die Längsleisten sind erhaltungsbedingt im proximalen Gehäuseteil nur bei wenigen Exemplaren, bei distalen Gehäuseteilen dagegen deutlich zu erkennen. Bei allen Exemplaren

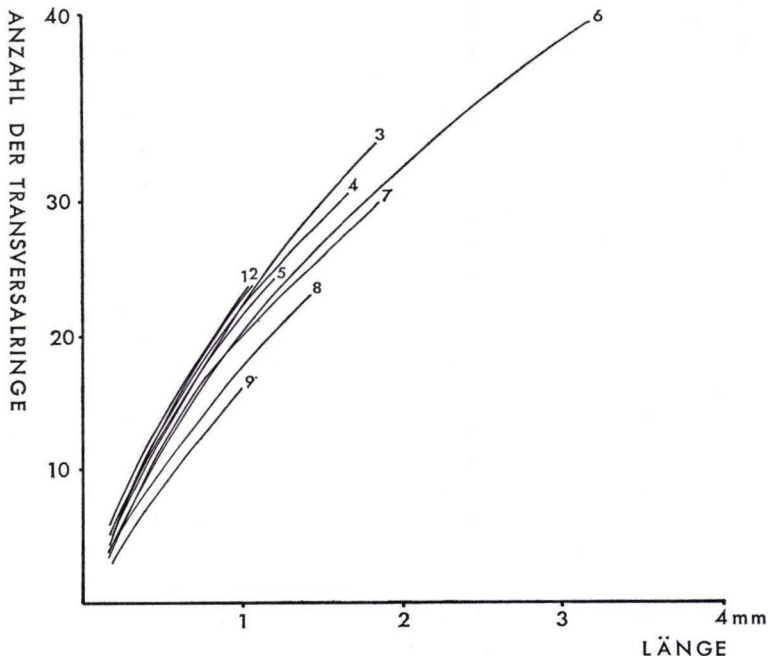


Abb. 1. Korrelation der Gehäuse-Länge (gemessen ab Vorderende der Initialkammer) mit der Anzahl der Transversalringe bei *Nowakia acuaria* (REINH. RICHTER 1854). Alle Exemplare aus Kalkgeröllen des Tuffit-Konglomerats des Straßenanschnitts Elnhausen–Hermershausen. 1 = Orig.-Nr. 707-4-2; 2 = Orig.-Nr. 707-4-6; 3 = Orig.-Nr. 707-9-1; 4 = Orig.-Nr. 707-5-2; 5 = Orig.-Nr. 707-4-3; 6 = Orig.-Nr. 707-2-2; 7 = Orig.-Nr. 707-2-1; 8 = Orig.-Nr. 707-6-3; 9 = Orig.-Nr. 707-5-1.

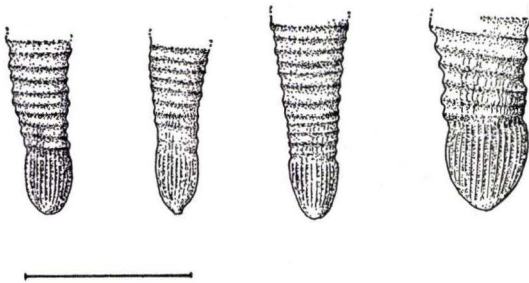


Abb. 2. *Nowakia acuarina* (REINH. RICHTER 1854), proximale Gehäuseteile von Exemplaren aus dem Kalkgeröll 707-4, Prag-Stufe, Maßstab 0,5 mm für alle Gehäuse gleich (Orig.-Nr. 707-4-1, 3, 4, 6).

wurde annähernd der gleiche, von *N. acuarina* bekannte Apikalwinkel, die gleichmäßige Breitenzunahme, die bekannte Form und Skulptur der Initialkammer beobachtet. Geringere Unterschiede bestehen innerhalb des vorliegenden Materials in der Dichte der Transversalringe. Ob dies ein phylogenetisch bedeutendes Merkmal ist, läßt sich bisher nicht sagen. Geeignete Gehäuse wurden in dieser Hinsicht vermessen (vgl. Abb. 1). Man kann aus der Variation dieses Merkmales allein keine Altersverschiedenheit der Gerölle wahrscheinlich machen; denn innerhalb der gleichen Probe (vgl. Orig.-Nr. 707-5-1 und 707-5-2) scheint schon ein größeres Konfidenzintervall, diese Korrelation betreffend, vorzuliegen. Sehr variabel, besonders auffallend in der Probe 707-4, ist die Form und Größe der Initialkammer (vgl. Abb. 2). Sie variiert von B: 0,24 mm, L: 0,24 mm bis B: 0,10 mm und L: 0,11 mm (gemessen ohne den Appendix).

Probe-Nr.:	668-79-1	668-79-3	668-79-4	668-79-6	707-2-1
Gehäuselänge (ohne Fortsatz)	0,5	0,66	0,7	0,67	2,42
Gehäuseweite (distal)	0,16	0,2	0,22	0,24	0,5
Apikalwinkel	12°	11°	13°	12°	10°
Anzahl der Transversalringe	11	10	16	16	34
Länge der Initialkammer (ohne Fortsatz)	0,166	0,19	0,15	0,16	0,2

Probe-Nr.:	707-2-2	707-2-3	707-6-1	707-6-2	707-6-3
Gehäuselänge (ohne Fortsatz)	3,5	1,2	1,05	0,6	1,42
Gehäuseweite (distal)	0,66	0,31	0,37	0,25	0,47
Apikalwinkel	10°	13°	13°	12°	13°
Anzahl der Transversalringe	38	18	19	13	22
Länge der Initialkammer (ohne Fortsatz)	?	0,18	0,25	0,13	0,2
Längenmaße in mm					

Vorkommen: weltweit verbreitet vom Dach der Lochkov-Stufe an, Hauptverbreitung in der gesamten Prag-Stufe.

Paranowakia intermedia (BARRANDE 1867)

Abb. 3

*1867 *Tentaculites intermedius* BARRANDE. — J. BARRANDE, S. 132, Taf. 14 Fig. 33—35. Ausführliche Synonymie-Liste und Angaben zum Typus bei ZAGORA (1964: 1241), BOUČEK (1964: 11) und LARDEUX (1969: 116).

Material: aus einem Geröll des Tuffitkonglomerats 707-6-4 bis 15, GPIGö.

Erörterung und Vergleich: Die Gehäuse des vorliegenden Materials sind klein; als größte Länge wurde 1,5 mm gemessen. Die Form, die gleichmäßige Breitenzunahme, der relativ spitze Apikalwinkel, die Anordnung und Form der Transversalringe entsprechen ganz den Verhältnissen von *Paranowakia intermedia*. Die Initialkammer ist länglich, ein ursprünglich vorhandener apikaler Fortsatz ist abgebrochen, die Ansatzstelle aber zumeist noch zu erkennen. Eine feine Längsskulptur ist erhaltungsbedingt nur bei wenigen Exemplaren in Andeutungen zu erkennen. Die Gehäuse sind im apikalen Teil manchmal schwach gekrümmt.

Die vorliegenden Exemplare unterscheiden sich vom Typus-Material der *Paranowakia intermedia* lediglich durch die geringere Größe. Es ist deshalb eine Bestimmung als *Viriatellina? pygmaea* G. ALBERTI 1970 erwogen worden; die vorliegenden Exemplare unterscheiden sich jedoch durch die feine Längsskulptur und die andere Form der Initialkammer. Man kann außerdem bei einigen Exemplaren sehen, daß die distalen Gehäuseteile abgebrochen sind und so proximale Gehäuseteile ursprünglich größerer Exemplare vorliegen. Die Bestimmung als *P. intermedia* erscheint deshalb gesichert.

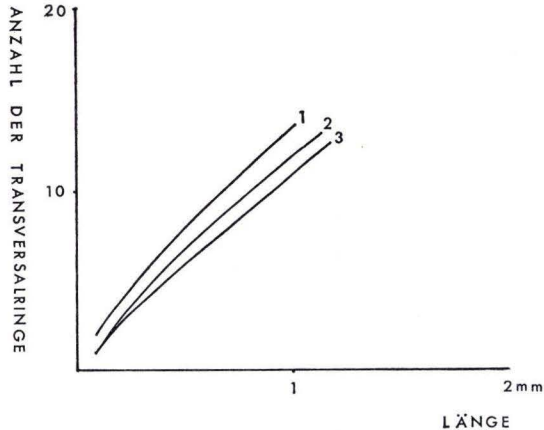


Abb. 3. Korrelation Gehäuse-Länge (gemessen ab Vorderende der Initialkammer) zur Anzahl der Transversalringe bei *Paranowakia intermedia* (BARRANDE 1867). Alle Exemplare aus dem Kalkgeröll 707-6 des Tuffit-Konglomerats der Straße Elnhausen-Hermershausen. 1. = Orig.-Nr. 707-6-6; 2 = Orig.-Nr. 707-6-4; 3 = Orig.-Nr. 707-6-5.

Vorkommen: *Paranowakia intermedia* ist eine wichtige Leitform der oberen Lochkov-Stufe, entsprechend dem oberen Teil der Zone des *Monograptus hercynicus*. Durch das Zusammen-Vorkommen mit *Nowakia arcuaria* im gleichen Geröll des Tuffitkonglomerats ist die Probe noch genauer zu datieren. Sie entspricht den obersten Metern der Lochkov-Stufe in Böhmen.

Probe-Nr.:	707-6-4	707-6-5	707-6-6
Gehäuselänge (ohne Appendix)	1,4	1,5	1,1
Gehäuseweite (distal)	0,22	0,25	0,2
Apikalwinkel	6,5°	8,0°	6,5°
Anzahl der Transversalringe	15	15	12
Länge der Initialkammer	0,12	0,17	0,16
Längenmaße in mm			

3.2. Ostracoda

(H. GROOS-UFFENORDE)

3.2.1. Vorbemerkungen

Die im folgenden beschriebenen Ostracoden-Faunen mit insgesamt mehr als 5000 Ostracoden-Klappen aus 9 maximal faustgroßen Kalkgeröllen stellen die ersten reichen verkieselten Ostracoden-Faunen aus dem Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges dar. Sie sind besonders interessant, weil sie mit keiner bisher beschriebenen Ostracoden-Fauna völlig übereinstimmen und sowohl Beziehungen zu thüringischen, böhmischen und russischen, als auch zu nordamerikanischen Ostracoden-Faunen zeigen.

Die individuenreicheren Proben weisen große qualitative Übereinstimmung in der Artzusammensetzung auf, es treten aber große quantitative Unterschiede bei einigen Arten auf. Aufgrund des Individuenreichtums ist ein guter Einblick in die große Variationsbreite einiger Arten möglich.

Die bisher aus dem Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges beschriebenen Ostracoden-Faunen stammen vorwiegend aus Gebieten mit rheinischer Fazies, für die u. a. Beyrichien, Poloniellen und Cytherellinen typisch sind, in der aber auch Jenningsinen auftreten.

Engere Beziehungen der vorliegenden Faunen zu den hercynischen Ostracoden-Faunen des Rheinischen Schiefergebirges scheinen nicht zu bestehen. Die Ostracoden aus dem Ostracodenkalk bei Gießen (nach KEGEL 1953 mit dem α_2 Böhmens und Wenlock Englands vergleichbar) und dem Steinberger Kalk bei Gießen (nach KEGEL 1926 mit dem f_2 Böhmens zu parallelisieren, nach ALBERTI 1970b ist eine Einstufung in die jüngere Prag-Stufe wahrscheinlich) sind noch nicht modern bearbeitet.

Die Ostracoden-Faunen der „böhmisch-hercynischen“ Fazies sind nach JORDAN (1964) durch vorwiegend glattschalige Ostracoden gekennzeichnet. Aber auch hier tritt *Jenningsina* und *Kloedenia* auf. Der Nachweis der böhmischen Art „*Quasillites*“ *bohemicus* PŘIBYL 1967 in mehreren Kalkgeröllen unterstreicht die Beziehungen zu den etwa gleichaltrigen Faunen Böhmens.

Die verkieselten Ostracoden-Faunen aus dem Unterdevon Thüringens wurden eingehend beschrieben (BLUMENSTENGEL 1962, I. ZAGORA 1967 und K. ZAGORA 1968). Die nach I. ZAGORA (1967: 304) für den Tentaculitenknollenkalk Thüringens charakteristischen Elemente *Acanthoscapha*, *Ampuloides*, *Bairdiocypris*?, *Krausella* und *Tricornina* konnten z. T. auch in den vorliegenden Faunen gefunden werden.

Die im folgenden beschriebenen Ostracoden-Faunen zeigen enge Beziehungen zu der verkieselten Ostracoden-Fauna aus dem Unterharz, deren Alter nach BLUMENSTENGEL (1969: 728) als „mit einiger Sicherheit als mitteldevonisch anzusehen“ ist.

Da das Alter der Ostracoden-Faunen aus dem unterdevonischen Tuffit-Konglomerat mit Tentaculiten als höchste Lochkov-Stufe und Prag-Stufe bestimmt werden konnte, möchten wir auch für die von BLUMENSTENGEL (1969) beschriebene Fauna eine Einstufung in das Unterdevon für möglich halten. Seine Einstufung beruhte auf dem Vorkommen von *Ctenoloculina* und *Tetrasacculus*, beide Gattungen sind jedoch jetzt auch aus dem Unterdevon bekannt.

Nach JORDAN (1964: 24) scheint in östlicher Richtung keine Verbreitung mitteleuropäischer Ostracoden-Faunen im Unterdevon stattgefunden zu haben. Durch die Arbeiten von POLENOVA (1969, 1970) wurden aber tief-unterdevonische Ostracoden-Faunen aus Salair und Altai veröffentlicht, die deutliche Beziehungen zur vorliegenden Fauna aufzeigen, was durch das gemeinsame Vorkommen der Gattungen *Bairdiocypris*, *Baschkirina*, *Microcheilinella*, *Newsomites*, *Praepilatina*, *Rectella?* und *Welleriella* verdeutlicht wird.

Beziehungen zu unterdevonischen Ostracoden-Faunen Nord-Amerikas zeigen die Gattungen *Bairdiocypris*, *Beecherella*, *Berounella*, *Condacypris*, *Microcheilinella*, *Parabolbina*, *Tetrasacculus* und *Welleriella*.

3.2.2. Bemerkungen zu einzelnen Ostracoden-Arten

Im folgenden werden einige Bemerkungen und Beziehungen der häufigeren Ostracoden-Arten aus den Kalkgeröllen in alphabetischer Reihenfolge angeführt. Die 4 Tafeln sollen vorläufig eine detaillierte Beschreibung ersetzen, da diese in der von mir geplanten Gesamtdarstellung der unterdevonischen Ostracoden des Rheinischen Schiefergebirges vorgesehen ist.

Da ich noch keine Gelegenheit hatte, die devonischen verkieselten Ostracoden-Faunen Thüringens und die unterdevonischen Ostracoden-Originale aus Rußland, Amerika und Böhmen, zu denen Beziehungen aufgezeigt wurden, zu sehen, wird vorerst offene Nomenklatur bevorzugt.

Acanthoscapha acris BLUMENSTENGEL 1962

Taf. 9 Fig. 1

Diese nach I. ZAGORA (1967) im mittleren Teil des Tentaculitenknollenkalkes vorkommende Art konnte nur in Probe 707-8 nachgewiesen werden.

Material: 2 G und 1 Kl., z. T. beschädigt.

Acanthoscapha sp.

Taf. 9 Fig. 7

Die fast symmetrischen Exemplare zeigen die typischen postero- und antero-ventralen Gehäuseabplattungen, es wurden aber keine ausgezogenen Gehäuseenden nachgewiesen.

Material: 3 z. T. beschädigte G und 1 Klappe.

Amphicostella n. sp.

Taf. 8 Fig. 11 – 12

Da die für *Amphicostella prima* ADAMCZAK 1968 aus dem unteren Mitteldevon des Polnischen Mittelgebirges typische deutliche Reticulation nicht nachgewiesen werden konnte und die Verticalrippen länger sind, dürfte es sich um eine neue Art handeln.

Ob *A. prima* ein jüngeres Synonym von *Cavellina? sculpturata* POKORNY 1950 aus der Givet-Stufe von Mähren ist, muß noch überprüft werden.

Material: 36 G und mehr als 55 Klappen.

Ampuloides sp., aff. *A. avus* I. ZAGORA 1967

Taf. 8 Fig. 6

Diese recht häufige Art ist nicht so gedrunken wie *A. avus* I. ZAGORA 1967 aus dem Tentaculitenknollenkalk und ventral nicht so aufgebläht wie *A. inflatus* K. ZAGORA 1968 aus dem Tentaculitenschiefer Thüringens.

Material: 5 G und mehr als 220 Klappen.

Beecherella carinata ULRICH 1891

Taf. 10 Fig. 6

Von dieser aus dem unterdevonischen Kalkberg limestone beschriebenen Art liegen außer der abgebildeten Klappe nur 4 weitere beschädigte oder verkrustete Klappen vor.

Berounella spinosa (BLUMENSTENGEL 1962)

Taf. 8 Fig. 4

Die vorliegenden Klappen zeigen im Gegensatz zu *Berounella* sp., aff. *B. spinosa* in GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL 1972 noch einen zusätzlichen Dorn posteroventral.

Material: mehr als 40 z. T. verkrustete und beschädigte Klappen.

Condacypris sp.

Taf. 10 Fig. 4

Diese Art unterscheidet sich von *C. ? circumvallata* (KUMMEROW 1953) durch das Fehlen der Dorsalschwiele und die schwächere Ventralschwiele.

Material: 5 G und mehr als 5 Klappen.

Ctenoloculina sp.

Den einzigen Nachweis für diese Gattung lieferte die einzige tecnomorphe Klappe mit schmalen Loben aus Probe 707-8.

Jenningsina arcuata K. ZAGORA 1968

Taf. 9 Fig. 4

Nach JORDAN (1970: 14) soll diese Art mit *J. planocostata* synonym sein. Nach K. ZAGORA (1968: 47) ist *J. arcuata* durch kräftige Rippen am Vorder- und Hinterende der Klappen gekennzeichnet. Diese Rippen sind beim vorliegenden Material oft sehr deutlich ausgebildet.

Material: 4 G und mehr als 140 Klappen.

Jenningsina planocostata JORDAN 1964

Taf. 9 Fig. 3

Nach den Abbildungen zu urteilen zeigt der Holotypus dieser Art aus dem Unterdevon des Harzes parallel verlaufende, gebogene Rippen ohne Skulpturzentrum. Deutliche Rippen parallel Vorder- und Hinterrand wie bei *J. arcuata* fehlen, eine Schulter ist aber am Hinterende vorhanden.

Material: 5 G und mehr als 10 Klappen.

Jenningsina sp., aff. *J. planocostata* JORDAN 1964

Taf. 9 Fig. 2

Diese Form ist durch das Vorhandensein eines deutlichen Skulpturzentrum im hinteren Klappenteil und eine weniger deutliche Schulter von *J. planocostata* zu unterscheiden. Die für *J. angulocostata* JORDAN 1964 charakteristische posterodorsale Ecke, die JORDAN (1964: 19) als markanten anterodorsalen Winkel bezeichnet, fehlt. Die für *J. decorocostata* PŘIBYL 1967 typischen kleinen Querstege zwischen den gebogenen Rippen konnten mehrfach beobachtet werden und stellen wohl nur einen bestimmten Erhaltungszustand dar.

Von *J. arcuata* K. ZAGORA 1968 unterscheidet sich diese Art durch das Fehlen der deutlichen Rippen am Vorder- und Hinterende und die geringere Zahl der gebogenen Rippen.

Material: mehr als 35 G und 220 Klappen.

Kozlowskiella sp.

Taf. 7 Fig. 11

Die gefundenen Klappen sind z. T. stark verkrustet und beschädigt. Sie unterscheiden sich von *K. priestersbachi* (DAHMER 1921) durch weniger Carinae und die ventrale Verschmelzung der Loben. Bei *Strepula ? rouaulti* WEYANT 1965 (= *Carinokloedenia ? rouaulti* in ABUSHIK 1971) ist L_2 und L_3 ventral verbunden aber ohne Verbindung zu L_1 .

Dimorphismus konnte nicht nachgewiesen werden.

Material: 12 Klappen.

Kozlowskiella ? sp.

Taf. 7 Fig. 8–10

Unter dieser Bezeichnung werden Formen zusammengefaßt, die im Umriß und in der Ausbildung der Loben stark variieren. Einige Klappen zeigen Beziehungen zu *Kozlowskiella (Ilativella) bicornis* SCHEVTSOV 1964 und *Kozlowskiella ? wenniana* GROOS 1969, sie unterscheiden sich aber durch die undeutlichere Randrippe. Die auf Taf. 7 Fig. 8 abgebildete Klappe mit deutlicher Adventralstruktur zeigt Beziehungen zu *K. dalejensis* PŘIBYL 1955 aus dem Zlichov-Kalk Böhmens.

Dimorphismus wurde nicht nachgewiesen.

Material: mehr als 50 Klappen.

Leptoprimitia cf. *confluens* K. ZAGORA 1968

Taf. 9 Fig. 5

Außer dem abgebildeten Exemplar konnte nur eine weitere Klappe dieser Art gefunden werden. Sie zeigt im Gegensatz zu *L. confluens* aus dem Tentaculiten-schiefer Thüringens keine Verschmelzung der Adventralstruktur und der Carina. Von *L. sp.*, aff. *L. confluens* in GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL 1972 aus dem Devon der Pyrenäen ist sie durch die zu einem Sporn reduzierte Rippe am Dorsalrand und die längere Carina zu unterscheiden.

Loquitzella ? sp.

Taf. 10 Fig. 2

Die langgestreckten Klappen mit breit gerundetem Vorderende zeigen eine große Variationsbreite in der Oberflächenskulptur. Neben fast glatten Klappen mit nur je einem Dörnchen posterodorsal und posteroventral kommen stärker skulptierte Klappen vor (s. Taf. 10 Fig. 2). Juvenile Exemplare sind stärker gewölbt, tragen einen kleinen Dorn anterodorsal und zeigen damit sehr enge Beziehungen zu *L. granulosa* (BLUMENSTENGEL 1962) aus dem Tentaculitenknollenkalk Thüringens. Bei adulten Klappen fehlt der anterodorsale Dorn, und durch die flache Lobation weisen sie Beziehungen zu *Leptoprimitia* und *Euglyphella* auf.

Material: 35 Klappen.

Microcheilinella sp.

Taf. 9 Fig. 10–12

Ein Teil dieser im Umriß stark variierenden Formen steht *M. obliqua* POLENOVA 1960 aus dem tiefen Unterdevon des Altai, Salair und Kusnezkebeckens nahe (vgl. Taf. 9 Fig. 11).

Material: 15 G und mehr als 40 Klappen.

Newsomites notabilis (POLENOVA 1955)

Taf. 9 Fig. 6

Diese aus dem tieferen Unterdevon des Salair und Altai beschriebene kleine, sehr stark aufgeblähte Art konnte nur mit einem Gehäuse und einer Klappe (letztere zerbrach nach dem Zeichnen) nachgewiesen werden.

Parabolbina ? sp., aff. *P. kroemmelbeini* K. ZAGORA 1968

Taf. 8 Fig. 7–8

Die für *P. kroemmelbeini* typische granuliert Oberfläche konnte an dem vorliegenden Material wegen der groben VerkieSELUNG nur z. T. nachgewiesen werden. Aufgrund des spornartig verlängerten und z. T. dornartig ausgezogenen Ventrallobus müßte die Art zur Gattung *Semibolbina* sensu BLESS & JORDAN 1971 gestellt werden. Da dieses Merkmal aber im vorliegenden Material variabel ist (vielleicht bedingt durch unterschiedliche Erhaltung?), wurde die Gattungszuordnung mit Vorbehalt beibehalten.

Bei den linken Klappen konnte kein anterodorsaler Dorn gefunden werden, wie er bei der sehr ähnlichen *Parabolbina tetrasphaerula* BLUMENSTENGEL 1969 auftritt.

Material: 23 heteromorphe und 15 tecnomorphe Klappen.

Praepilatina praepilata sibirica POLENOVA 1970

Taf. 10 Fig. 8–9

Die bisher nur aus dem tiefen Unterdevon des Altai und Salair beschriebene Art tritt in Probe 707-5 und 707-6 häufiger auf. Sie läßt sich von den gedrungeneren Exemplaren der im Umriß ähnlichen *Bairdiocypris* ? sp. I. ZAGORA 1967 durch das Fehlen des posteroventralen Dorns in der größeren Klappe unterscheiden.

Material: 20 G und mehr als 90 Klappen.

***Polyzygia* sp.**

Von dieser sonst im Unterdevon häufigen Art wurde nur ein Bruchstück gefunden, das vermutlich zu *P. kroemmelbeini* LE FEVRE & WEYANT 1966 gehört.

„*Quasillites*“ *bohemicus* PŘIBYL 1967

Taf. 9 Fig. 8–9

Diese bisher nur aus Lochkov-Schichten bei Prag bekannt gemachte, relativ flache, abgerundet rechteckige Art gehört meines Erachtens einer neuen Gattung an. Das vorliegende Material unterscheidet sich, nach der Abbildung in PŘIBYL 1967 zu urteilen, nur durch eine andere Oberflächenskulptur. Statt der durchgehenden, deutlichen Längsrippen bei der böhmischen Art treten bei den verkieselten Klappen nur schwache Grübchenreihen auf, was durch die unterschiedliche Erhaltung bedingt sein könnte.

Material: 15 Klappen.

***Rectella* ? sp., aff. *R. ? heteroclita* POLENOVA 1968**

Taf. 8 Fig. 9–10

Diese Art mit langem und geradem Dorsalrand, kleinem anterodorsalem nach vorn gerichteten Dorn in der linken Klappe und sehr kräftigen Lateraldornen in jeder Klappe konnte keiner bekannten Gattung mit Sicherheit angeschlossen werden. Sie zeigt die engsten Beziehungen zu der schlankeren *R. ? heteroclita* aus dem tiefen Unterdevon des Salair, bei der aber die Lateraldornen weiter dorsal zu liegen scheinen.

Bei *Bicornina robusticerata* BLUMENSTENGEL 1969 fehlen Adventralstrukturen und der kleine anterodorsale und die kräftigen Lateraldornen sind mehr nach oben gebogen.

Wie eng die Beziehungen zu *Bairdiella*? sp. POLENOVA 1970 aus dem Unterdevon des Altai sind, läßt sich aufgrund der Abbildungen nicht beurteilen.

Material: 1 G und 81, z. T. beschädigte und verkrustete Klappen.

***Samarella* ? sp.**

Taf. 10 Fig. 7

Die sehr selten vorkommende Art zeigt enge Beziehungen zu *Reversocypris klukovicensis* PŘIBYL 1955 [nach SOHN (1960) vermutlich zur Gattung *Samarella* zu stellen] aus dem $g\alpha_1$ Böhmens.

Material: 5 Gehäuse.

***Tetrasacculus ventrospina* BLUMENSTENGEL 1969**

Taf. 8 Fig. 1–3

Die Heteromorpha dieser Art lassen sich aufgrund des sehr flachen Antrums mit 3 Loculi leicht von den übrigen Parabolbinariae unterscheiden. Die Bestimmung der Tecnomorpha bereitet Schwierigkeiten, da alle Übergänge zwischen einem anteroventral spitz ausgezogenen rippenförmigen Antrum, wie es nach BLUMENSTENGEL (1969) für Tecnomorpha von *T. ventrospina* charakteristisch ist und anteroventralem Dorn (vgl. Tecnomorpha von *P. ? sp.*, aff. *P. kroemmelbeini*) vorhanden sind. Einige

Tab. 1. Die Verbreitung der Ostracoden aus den Kalkgeröllen des unterdevonischen Tuffitkonglomerates

	Proben-Nr.:	GR895 GR 904	JA 668-76-2	GR 902	GR 901	GR 900	GR 903	GR 908	GR 905	GR 906	BLUMENSTENGEL 1962	I. ZAGORA 1967	K. ZAGORA 1968	BLUMENSTENGEL 1969	BERDAN 1960	POLENOVA 1968, 1970	PRIBYL 1967	BECKER in BANDEL 1970	
	Original-Nr.:	707-1	707-2	707-4	707-5	707-6	707-7	707-8	707-9	707-10									
<i>Acanthoscapha acris</i> BLUMENSTENGEL 1962		—	—	—	—	—	—	—	×	—	×	×	—	—	—	—	—	—	×
<i>Acanthoscapha</i> sp.		—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Amphicostella</i> n. sp.		×	—	×	×	×	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ampuloides</i> sp., aff. <i>A. avus</i> I. ZAGORA 1967		×	—	×	×	×	—	×	×	×	—	○	?	—	—	—	—	—	○
<i>Bairdiocypris</i> sp. I. ZAGORA 1967		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	○	—	—	×
<i>Bairdiocypris</i> sp.		—	—	×	×	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	?	?	?	—
<i>Baschkirina</i> sp.		—	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	?	—	—	○	—	—	×
<i>Baschkirina</i> ? sp.		—	—	—	—	×	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?
<i>Beecherella carinata</i> ULRICH 1891		—	—	—	—	×	—	×	—	—	—	—	—	○	×	—	—	—	×
<i>Beecherella</i> ? sp.		—	—	—	×	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Berounella spinosa</i> (BLUMENSTENGEL 1962)		—	—	×	×	×	—	×	—	●	×	×	—	×	×	—	○	—	—
<i>Bohemina</i> sp. BLUMENSTENGEL 1969		—	—	×	×	×	×	×	—	—	—	○	?	×	○	—	○	×	—
<i>Condacypris</i> sp.		—	—	—	×	×	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ctenoloculina</i> sp.		—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?
<i>Jenningsina arcuata</i> K. ZAGORA 1968		—	—	×	×	×	×	×	×	×	—	—	×	×	—	—	—	—	—
<i>Jenningsina planocostata</i> JORDAN 1964		—	—	×	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	○	—	—
<i>Jenningsina</i> sp., aff. <i>J. planocostata</i> JORDAN 1964		×	×	×	×	×	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	○	—	—
<i>Kirkbyella</i> sp.		—	—	—	×	—	—	×	—	—	—	—	?	—	?	—	—	—	—
<i>Kozlowskiella</i> sp.		—	—	×	×	×	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Kozlowskiella</i> ? sp.		—	—	×	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Leptoprimitia</i> cf. <i>confluens</i> K. ZAGORA 1968		—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	○	—	—	—	—	—	—
<i>Loquitzella</i> ? sp.		●	—	×	×	×	—	×	×	×	○	○	?	—	—	—	—	—	—
<i>Microcheilinella</i> sp.		×	—	—	×	×	—	×	×	×	—	—	—	?	—	○	—	—	○
<i>Newsomites notabilis</i> (POLENOVA 1955)		—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
<i>Parabolbina</i> ? sp., aff. <i>P. kroemmelbeini</i> K. ZAGORA 1968		—	—	×	×	×	×	×	—	—	—	○	×	○	?	—	—	—	?
<i>Paraechmina</i> ? sp.		—	—	×	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Polyzygia</i> sp.		—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Praepilatina praepilata sibirica</i> POLENOVA 1970		—	—	—	×	×	×	×	×	×	—	—	○	—	—	×	—	—	×
„ <i>Quasillites</i> “ <i>bohemicus</i> PRIBYL 1967		—	—	—	×	×	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×
<i>Rectella</i> ? sp., aff. <i>R. ? heteroclita</i> POLENOVA 1968		—	—	—	×	×	×	×	×	×	—	—	—	?	—	○	—	—	×
<i>Samarella</i> ? sp.		—	—	—	—	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	?	○	○	—
<i>Tetrasacculus ventrospina</i> BLUMENSTENGEL 1969		×	—	—	×	×	—	×	×	—	—	—	○	×	—	—	—	—	—
<i>Welleriella</i> sp.		—	—	—	×	×	×	×	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—

× = Art nachgewiesen
○ = nahe verwandte Art
? = möglicherweise verwandte Art
● = cf.-Bestimmung

Exemplare zeigen stark verlängerte Dornen, so daß sie wie *Thuringobolbina thuringica* I. ZAGORA 1967 aus dem Tentaculitenknollenkalk Thüringens aussehen.

Material: 24 heteromorphe und mehr als 30 tecnomorphe, z. T. verkrustete und beschädigte Klappen.

Welleriella sp.

Taf. 7 Fig. 1–7

Die am häufigsten in Probe 707-8 auftretende Art zeigt eine große Variationsbreite im Umriß und Deutlichkeit des L_2 (s. Taf. 7 Fig. 1–7), so daß Beziehungen zu *Kloedenia* ? *zichovensis* PŘIBYL 1955 und *Welleriella prostrata* ABUSHIK 1971 mit undeutlichen Loben und Sulci und zu *Welleriella fimbriata* (ULRICH & BASSLER 1908) mit randlicher Bestachelung bestehen. Eine Retikulation ist wegen der Verkieselung nicht ganz sicher nachzuweisen, so daß nicht klar ist, wie eng die Beziehungen zu skulptierten Arten wie *Welleriella reticularis* ABUSHIK 1971 sind.

Der größeren *Arikloedenia magna* ADAMCZAK 1968 fehlt die Adventralstruktur, sie ist außerdem durch ein Dörnchen auf dem L_2 gekennzeichnet.

Zygobeyrichia subcylindrica (R.H. RICHTER 1863) unterscheidet sich von der vorliegenden Art durch den deutlicheren L_1 .

Material: 1 heteromorphe und mehr als 100 tecnomorphe, z. T. beschädigte Klappen.

3.3. Trilobita

(H. JAHNKE)

Übergangspygidium gen. unbestimmt.

Taf. 11 Fig. 2a, b, c

Material: ein Pygidium aus dem Kalkgeröll 707-8.

Beschreibung: Relativ breite Axe mit drei erkennbaren Halbringen, die mit wenigen, groben Tuberkeln versehen sind. Die Axe endet in einem relativ flachen Endstachel, der von im Querschnitt kreisförmigen, deutlich nach oben gebogenen Dornen flankiert wird, die aus dem dritten Segment hervorzugehen scheinen. Die Duplikatur ist randlich mit zahlreichen, mehr oder weniger deutlich zur Medianlinie hin konvergierenden Stacheln besetzt.

Übergangspygidium gen. unbestimmt.

Taf. 11 Fig. 1a, b

Material: zwei Pygidien aus dem Kalkgeröll 707-6.

Beschreibung: Axe relativ schmal mit drei deutlich erkennbaren Halbringen. Der zweite Halbring läuft in einen, fast die gesamte Breite des Ringes einnehmenden Dornen aus, der hoch aufragt.

Den Segmenten sind eine marginale Reihe von kürzeren Dornen zugeordnet, die mehr oder weniger deutlich zur Medianlinie hin konvergieren. Eine zweite Reihe befindet sich parallel dazu, ebenfalls den Segmenten zugeordnet auf den Flanken des Pygidiums. Die vorliegenden Exemplare stimmen in Größe und Form auffallend gut mit den von WHITTINGTON & EVITT (1953: Taf. 2 Fig. 13–15) abgebildeten Übergangspygidien von *Dimeropyge virginensis* überein.

3.4. Brachiopoda

(H. JAHNKE)

Enteletacea n. gen? sp. juv.

Taf. 11 Fig. 1

Material: aus dem Kalkgeröll 707-5 ein doppelklappiger Steinkern, (Orig.-Nr. 707-5-5); aus dem Kalkgeröll 707-2, ein doppelklappiger Steinkern (Orig.-Nr. 707-2-25).

Beschreibung: Ventribikonvexe Klappen, $B = 1 \text{ mm}$, $L = 0,75 \text{ mm}$; relativ schmale Rippen, die in der hinteren Schalenhälfte des Steinkerns verschwinden; dazwischen relativ breite und flache Furchen; sehr schwacher Sinus in der Armklappe.

Stielklappe *Prokopia* – ähnlich mit kurzen, keilförmigen Zahnstützen; Muskelfeld breit-rechteckig, median davor befindet sich auf dem Steinkern wie bei *Prokopia* eine starke Einsenkung.

Dorsalklappe mit sehr breit auseinanderliegenden Brachiophoren-Basisplatten. Differenzierungen eines Muskelfeldes sind nicht zu erkennen.

Bemerkungen: Wegen der Kleinheit der Form handelt es sich vermutlich um ein Jugendexemplar.

Eine Enteletaceen-Gattung mit der beobachteten Morphologie ist mir unbekannt.

Coelospirina sp.

Taf. 11 Fig. 2, Abb. 4

Material: Aus dem Kalkgeröll 707-2 zwei doppelklappige Steinkerne (Orig.-Nr. 707-2-23, 24), aus dem Kalkgeröll 707-5 acht doppelklappige Steinkerne (Orig.-Nr. 707-5-15–22), aus dem Kalkgeröll 707-6 ein doppelklappiger Steinkern (Orig.-Nr. 707-6-28), aus dem Kalkgeröll 707-8 ein doppelklappiger Steinkern (Orig.-Nr. 707-8-1), aus dem Kalkgeröll 707-10 ein doppelter Steinkern (Orig.-Nr. 707-10-1).

Beschreibung: Dorsibikonvexe, kleine Gehäuse. Abmessungen und Verhältnis L/B s. Diagramm. Steinkern-Oberfläche mit wenigen, gerundeten, kräftigen Rippen. Breiter, flacher Sinus in der Armklappe und entsprechender Wulst in der Stielklappe. Kurze, keilförmige Schloßzähne, keine Zahnplatten.

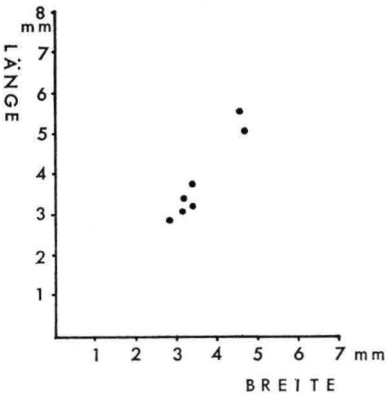


Abb. 4. Verhältnis Länge/Breite bei *Coelospirina* sp. Alle Exemplare aus dem Kalkgeröll 707-5 des Tuffit-Konglomerats des Straßenabschnitts Elnhausen–Hermershausen (Orig.-Nr. 707-5-15 bis 707-5-22).

Ein differenziertes Muskelfeld ist nicht zu erkennen. Einschnitte der Brachiophoren-Basen breiter als die kleinen Zahngruben und mit etwa 75° divergierend. Zwischen den Brachiophoren-Basen ist die interne Schale eingesenkt. Man kann nicht entscheiden, ob ein schmaler Kardinalfortsatz davor vorhanden war oder nicht.

Bemerkungen und Vergleich: Möglicherweise handelt es sich auch hier um Jugendexemplare. Ein direkter Vergleich mit bekannten Arten von *Coelospirina* ist deshalb problematisch. Größere Exemplare sind relativ länger als kleinere. Es bestehen deshalb deutliche Unterschiede zu *Coelospirina modica* HAVLIČEK 1956, die breiter ist und einen wesentlich breiter divergierenden Apikalwinkel hat.

Reticulariacea gen. ? sp. juv. ?

Taf. 11 Fig. 3, 4

Material: Kalkgeröll 707-2, ein doppelklappiger Steinkern (Orig.-Nr. 707-2-22). Kalkgeröll 707-5, acht doppelklappige Steinkerne (Orig.-Nr. 707-5-6–11).

Beschreibung: Ventribikonvexe bis plankonvexe Klappen mit schwachem Sinus in der Stielklappe und mit angedeutetem Wulst in der Armklappe. Sehr kleine, quergedehnte Klappen; das größte Exemplar ist auf Taf. 11 Fig. 3 dargestellt. Hohe, proklin geneigte Interarea.

Das Delytrium war wahrscheinlich von einem konvexen Deltidium teilweise verschlossen.

In der Stielklappe fehlen Zahnlamellen. Ventrales Muskelfeld im hinteren Teil mit einem schmalen, hohen Myophragma, das ein lanzettförmiges, deutlich abgesetztes und eingetieftes Muskelfeld (Ansatzstellen für den Stielmuskel) zweiteilt. Davor befindet sich eine interne Schalenverdickung (ventraler Fortsatz). Das Myophragma erreicht vor den Ansatzstellen des ventralen Stielmuskels (?) seine größte Höhe und trennt dort ein breites, nach vorn seitlich ausgedehntes, schwach eingesenktes Muskelfeld (Diduktorfeld?). Die Armklappe hat einen längsgestreiften Kardinalfortsatz und deutlich vorragende Cruralbasen. Die Spur der Mosaik Elemente der sekundären Schalenschicht ist vielfach auf den Steinkernen sichtbar.

Acrotretidae n. gen. n. sp.

Material: aus dem Kalkgeröll 707-6 mit zwei Armklappen (Orig.-Nr. 707-6-29, 30).

Bemerkungen: Die vorliegenden zwei Armklappen gehören zu dieser verbreiteten aber bisher wenig beachteten Gruppe. Idente und verwandte Formen sind von uns wiederholt in den Conodontenproben des Unter- und Mitteldevons angetroffen worden. Herr WALLISER, Göttingen, plant eine zusammenfassende Bearbeitung dieser Gruppe.

4. Schriftenverzeichnis

- ABUSHIK, A. (1971): Ostracodi opornogo razreza silura — nižnego devona Podolii. — Izd. „Nauka“ Moskva: 7–133, 3 Tab., 46 Taf.; Moskva.
- ADAMCZAK, F. (1968): Palaeocopa and Platyocopa (Ostracoda) from Middle Devonian rocks in the Holy Cross Mountains, Poland. — Stockholm Contr. Geol., 17: 1–109, 58 Abb., 46 Taf.; Stockholm.
- ALBERTI, G. K. B. (1970a): Unterdevonische Tentaculiten aus Oberfranken. — Paläont. Z., 44: 161–170; Stuttgart.

- ALBERTI, G. K. B. (1970b): Zum Alter des „Dalmaniten-Knollenkalkes“ (Unterdevon, Unterharz) und des Steinberger Kalkes (Unterdevon, Lindener Mark) auf Grund ihrer Tentaculiten-Fauna. — *Senckenbergiana lethaea*, **51**: 387—399, 2 Abb., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- BANDEL, K. (1970): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der zentralen Karnischen Alpen. — Ungedr. Diss. Bonn, 229 S., 84 Abb., 10 Taf.; Bonn.
- BENDER, P., JAHNKE, H., PŁODOWSKI, G. & ZIEGLER, W.: Ein Unter-Devon-Profil bei Marburg. — in Druckvorbereitung.
- BERDAN, J. M. (1960): Revision of the Ostracode family Beecherellidae and redescription of ULRICH's types of Beecherella. — *Journ. Paleont.*, **34**: 467—478, 1 Taf.; Tulsa/Okl.
- BLESS, M. J. M. & JORDAN, H. (1971): Classification of paleocopid Ostracodes belonging to the families Ctenoloculinidae, Hollinidae and Hollinellidae. — *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, Suppl.* 5: 869—890, 4 Tab.; Pau.
- BLUMENSTENGEL, H. (1962): Über verkieselte Ostracoden aus dem Tentaculitenknollenkalk (Unterdevon) der Bohrung Mötzelbach 3. — *Freib. Forsch.-H.*, C **125**: 5—32, 8 Taf.; Berlin.
- (1969): Eine neue Ostracodenfauna aus dem Mitteldevon des Harzes. — *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A, Geol.-Paläont.* **14**: 727—738, 1 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- BOUČEK, B. (1964): The Tentaculites of Bohemia. Their Morphology, Taxonomy, Ecology, Phylogeny and Biostratigraphy. — *Czechoslovak. Acad. Sci.*, 215 S., 36 Abb., 5 Tab., 40 Taf.; Prague.
- CARLS, P. & GANDL, J. (1969): Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **132**: 155—218; Stuttgart.
- CARLS, P., GANDL, J., GROOS-UFFENORDE, H., JAHNKE, H. & WALLISER, O. H. (1972): Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon. — *Newsl. Stratig.* **2**: 115—147, 7 Abb., 2 Tab.; Leiden.
- GROOS-UFFENORDE, KRYLATOV & STOPPEL (1972): Sur quelques synclinoriums à cœur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles. — *C. R. Acad. Sc. Paris*, **274**: 1885—1888, 1 Taf.; Paris.
- HAVLIČEK, V. (1956): The brachiopods of the Branik and Hlubočepy limestone in the immediate vicinity of Prague. — *Sbornik Ústr. úst. geol.*, **22**, odd. paleont., 131 S.; Praha.
- HOLLARD, H. (1967): Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord — occidental. — *Internat. Sympos. Devonian System*, **1**: 203—244, 16 Fig.; Calgary.
- JAEGER, H. (1962): Das Silur (Gotlandium) in Thüringen und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Kellerwald, Marburg, Gießen). — 2. *Internat. Arb. — Tag. über die Silur/Devon-Grenze, Bonn-Bruxelles 1960*: 108—135, 2 Tab.; Stuttgart.
- JORDAN, H. (1964): Zur Taxionomie und Biostratigraphie der Ostracoden des höchsten Silur und Unterdevon Mitteleuropas. — *Freib. Forsch.-H.*, C **170**: 1—147, 20 Abb., 1 Tab., 29 Taf.; Leipzig.
- (1970): Die Ostracoden im Paläozoikum des zentralen Mitteleuropas. — *Freib. Forsch.-H.*, C **265**: 5—40, 20 Abb.; Leipzig.
- KEGEL, W. (1926): Unterdevon von böhmischer Fazies (Steinberger Kalk) in der Lindener Mark bei Gießen. — *Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F.* **100**: 1—75, 3 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1953): Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **7**: 1—55, 3 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- LARDEUX, H. (1969): Les tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. — *Cahier de Paleontologie, Edit. Centre Nat. Rech.*, 238 S., 148 Abb., 17 Tab., 52 Taf.; Paris.
- POLENOVA, E. N. (1968): Ostracody nižnego devona Salaira. — *Akad. Nauk SSSR*, 153 S., 3 Abb., 25 Tab., 26 Taf.; Moskva.
- (1970): Late Silurian and early Devonian ostracods of the Altai-Sayan Region. — *Acad. Sci. USSR, Inst. Geol. Geophys.*, **127**: 1—104, 4 Abb., 5 Tab. 34 Taf.; Moscow.

- PŘIBYL, A. (1967): Ostracoden-Fauna des Böhmisches Lochkoviums (Unterdevon). — Časopis Národního Muzea, odd. přírod. CXXXVI: 103—109, 4 Abb.; Praha.
- SOHN, I. G. (1960): Paleozoic Species of Bairdia and Related Genera. — Geol. Surv., Prof. Paper **330 A**: 1—105, 15 Abb., 6 Taf.; Washington.
- WHITTINGTON, H. B. & EVITT, W. R. (1953): Silicified middle Ordovician Trilobites. — Geol. Soc. Amer., Mem., **59**: 1—137, 27 Abb., 33 Taf.; New York.
- ZAGORA, I. (1967): Verkieselte Ostracoden aus dem Tentaculiten-Knollenkalk (Unterdevon) von Ostthüringen. — Geologie, **16**: 303—343, 1 Tab., 10 Taf.; Berlin.
- ZAGORA, K. (1964): Tentaculiten aus dem thüringischen Devon. — Geologie, **13**: 1235 bis 1273, 2 Tab., 9 Taf.; Berlin.
- (1968): Ostracoden aus dem Grenzbereich Unter-/Mitteldevon von Ostthüringen. — Geologie Jg. 17, Beih. **62**: 1—91, 7 Abb., 1 Tab., 13 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 8. 11. 1972

Stratigraphie, Fazies und Geochemie der oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimente in der mittleren Elspe Mulde

Mit einem Vergleich zur Dillmulde und zur Waldecker Hauptmulde
(Rheinisches Schiefergebirge)

WERNER BUGGISCH, Darmstadt*

Mit 19 Abbildungen, 9 Tabellen und den Tafeln 12–15

Kurzfassung: In der vorliegenden Arbeit werden die oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimente im mittleren Teil der Elspe Mulde anhand von Conodonten-, Ostrakoden-, Goniatiten- und Trilobitenfaunen stratigraphisch neu eingestuft. Die Schichten wurden lithologisch (Korngröße, Textur), mineralogisch (Tonmineralien, Quarz/Feldspat-Verhältnis), geochemisch (Ca, Mg, Fe, Mn) und biofaziell untersucht. Die Ergebnisse wurden mit den Daten der Waldecker Hauptmulde und Dillmulde verglichen.

Abstract: Stratigraphy, Facies and Geochemistry of Upper Devonian and Mississippian Sediments of the Central Part of the „Elspe Mulde“ (compared with the „Dillmulde“ and „Waldecker Hauptmulde“/Rheinisches Schiefergebirge). New biostratigraphic units were formed for Upper Devonian and Mississippian sediments from the central part of the Elspe Mulde by conodont, ostracode, goniatite and trilobite faunas. The beds were also examined lithologically (grain size, structure), mineralogically (clay minerals, ratio of quartz and feldspat), geochemically (Ca, Mg, Fe, Mn) and biofacially. The results were compared with findings from the Waldecker Hauptmulde and the Dillmulde.

Inhalt

1. Einleitung	100
2. Stratigraphie	100
2.1. Allgemeines	100
2.2. Mitteldevon	103
2.3. Oberdevon, allgemein	105
2.4. Oberdevon in Beckenfazies	105
2.4.1. Untere grüngraue Schiefer und Kellwasser-Horizonte	105
2.4.2. Unterer Sandstein	109
2.4.3. Unterer Rotschiefer	109
2.4.4. Mittlerer Sandstein	111
2.4.5. Sandstein mit Rotschiefer	114
2.4.6. Oberer Sandstein mit Konglomeraten	115
2.4.7. Obere grüngraue Schiefer	119

*) Doz. Dr. W. BUGGISCH, Geologisch-Paläontologisches Institut der TH Darmstadt, 61 Darmstadt, Schnittpahnstraße 9.

2.5. Die Schwellenfazies des Oberdevons	121
2.5.1. Cephalopodenkalke	121
2.5.2. Ungegliederte oberdevonische Schiefer	123
2.6. Karbon	123
2.6.1. Liegende Alaunschiefer	123
2.6.2. Lydite	124
2.6.3. Kieselkalke	126
2.6.4. Kulmtonschiefer	127
3. Fazies und Paläogeographie	129
3.1. Litho- und Biofazies der Beckensedimente im Oberdevon	129
3.2. Litho- und Biofazies der Sedimente im Unterkarbon	133
4. Geochemie	135
4.1. Untersuchungsmethoden	137
4.2. Geochemische Befunde	137
4.3. Deutung einiger geochemischer und fazieller Befunde	138
4.3.1. Zur Frage der Rotschiefer	138
4.3.2. Die Sonderfazies der Liegenden Alaunschiefer	139
5. Vergleich der Elspers Mulde mit der Waldecker Hauptmulde und Dillmulde	140
6. Zusammenfassung, Summary	142
7. Liste der bestimmten Conodonten-Arten	145
8. Schriftenverzeichnis	146

1. Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt im südlichen Sauerland, nördlich von Meggen (Rheinisches Schiefergebirge). Es umfaßt die mitteldevonischen bis unter-(ober-)karbonischen Schichten der mittleren Elspers Mulde im Bereich der top. Kte. Bl. 4814 Altenhündem (Abb. 1).

Seit Mitte des vorigen Jahrhunderts haben sich zahlreiche Autoren, unter anderen v. DECHEN, DENKMANN, HENKE, W. E. SCHMIDT, H. WEBER, PAECKELMANN, MEMPEL, PILGER, PLESSMANN und EINSELE mit der Geologie, der Sedimentation und der faziellen Deutung des bearbeiteten Gebietes beschäftigt. Besonders sind die Verdienste W. HENKES hervorzuheben, der seit 1907 den Raum um Meggen immer wieder eingehend bearbeitete und dessen Kartierung auch heute noch in den wesentlichen Zügen gültig ist.

Die vorliegende Arbeit geht auf die Diplomkartierung des Verfassers 1967–68 zurück, die unter Anleitung von Prof. Dr. W. KREBS stand. Die tektonischen Ergebnisse wurden bereits gemeinsam mit W. GWOSDZ in einer umfassenden Arbeit über den Bau der Attendorn-Elspers-Doppelmulde beschrieben (BUGGISCH & GWOSDZ 1973). Nach einer Revisionsbegehung im Frühjahr 1972, verbunden mit neuen Probenaufsammlungen, wurde die Kartierung sowie die stratigraphische Einstufung der Schichtglieder überarbeitet und durch sedimentologische und analytische Untersuchungen ergänzt.

2. Stratigraphie

2.1. Allgemeines

Dieser Arbeit liegt eine lithologische Kartierung im Maßstab 1:10000 zugrunde. Die hier gewählte Benennung der einzelnen Schichtglieder ist rein deskriptiv und soll einer endgültigen Namengebung im Rahmen der Neukartierung des Blattes Altenhündem nicht vorgreifen.

Die stratigraphische Einstufung der lithologischen Einheiten erfolgte im wesentlichen nach Conodonten, untergeordnet auch Ostrakoden, Goniatiten und Trilobiten. Das verwendete biostratigraphische Schema entspricht etwas modifiziert den von ZIEGLER (1971), MEISCHNER (1970), RABIEN (1954, 1970 in LIPPERT et al. 1970) und VOGES (1959) gegebenen Gliederungen.

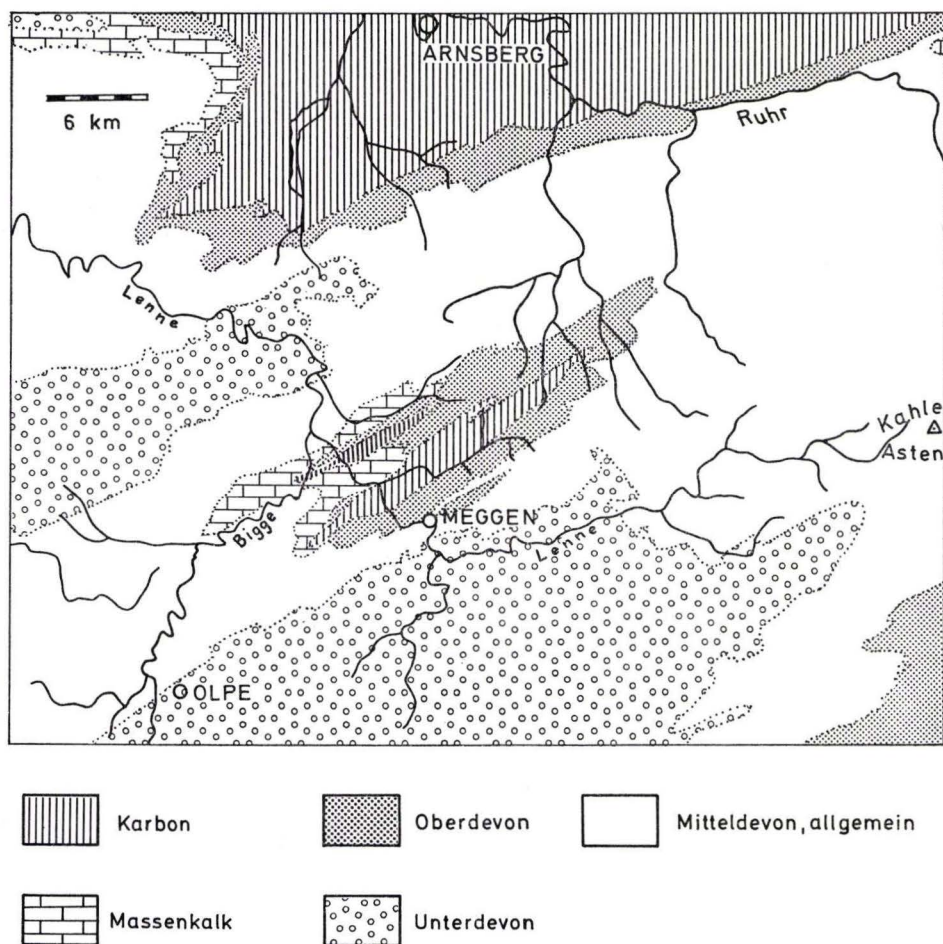


Abb. 1. Übersicht über das Arbeitsgebiet (geologische Umrisse nach der Geologischen Karte von Hessen 1:300000, Wiesbaden 1961).

Die oberdevonischen und unterkarbonischen Schichtenfolgen werden getrennt nach ihren Positionen in Schwellen- oder Beckenfazies (sensu RABIEN 1956) behandelt. Eine Übersicht über die stratigraphische Gliederung gibt Tab. 1.

Tab. 1. Stratigraphische Übersichtstabelle

		SCHWELLENFAZIES					BECKENFAZIES				
		NW-Flanke der Elspe Mulde nach GWOSDZ 1972 und eigenen Aufnahmen					Elsper	Waldecker nach RABIEN (1956) vereinfacht	Dill - Mulde nach RABIEN (in LIPPERT et al. 1970) vereinfacht		
		Grevenbrück I	Grevenbrück II	Trockenbrück	Fründenberg	N Elspe					
UNTERKARBON	cu III		Kulmtonschiefer				Kulmtonschiefer		10-15m Kulm Grauwacke	cu III	
	cu II δ	10 - 20m Kieselkalk u. Crinoidenkalk	>3m Kieselkalke u. Crinoidenkalk	5m Kieselkalke, Lydite, Crinoidenkalk, Gerölle, schwarz Schiefer			~10m Kieselkalk		70-80m Kulm Tonschiefer	cu II δ	
	cu II β/γ						40m Lydite		-15 Kiesel-schiefer	cu II β/γ	
	cu II α						Lgd. Alaunschiefer	0-40m Lgd. Alaunf.	bis 500m Deck diabas	cu II α	
	cu I		Überschiebung				80-90m Schiefer, Sandsteine und Konglomerate	50-60m Ob. grün-graue Schiefer	5-15 m Hangenberg Schiefer	cu I	
	do VI	Sandsteine						125-140m Oberer Sandstein	200 m vorwiegend grüngraue Ton Schiefer mit Sandstein-Einlagerungen	35-100m Schiefer Sandstein Folge	do VI
OBERDEVON	do V	40-45m Schiefer mit Kalkknollen		~10m Schiefer mit Kalkknollen			110-130m Sandstein mit Rotschiefer		30-40 m Dasberg Wocklum Rot-Schiefer	do V	
	do IV										
	do III β		2,7m Schiefer mit Kalkknollen								
	do III α										
	do II β	> 7m schwarze Schiefer	~ 6,5m Cephalopodenkalk	Aufschlußlücke			18m Cephalopodenkalk mit Schiefer	120m Mittl. Sandstein	~50m Foßley Tonschiefer	30-60m Hemberg Rotschiefer	do IV
	do II α		1m schw. Schiefer	> 5m Schiefer mit Kalkknollen				120-125m Untere Rotschiefer	10-30m graugrüne Tonschiefer	30-60m Hemberg Sandstein	do III β
	do I/II							100-120m Untere grüngraue Schiefer	20-30m Nehden Schiefer	20-30m Nehden Schiefer	do III α
	do I β	8,5m dolomitisierte Schuttkalke	>300m dolomitisierter Massenkalk Riffkern	Massenkalk Riffkern					10-20m Tonschiefer	5-40m Adorf Schiefer	do II β
	do I γ								30-40m Bänderschiefer	bis 5m Adorf Sandstein	do I/II
	do I α	Massenkalk back-reef								~200m Dillenburger Kalk Schichten	do I β
MITTELDEVON	dmo				Massenkalk fore-reef				1-5m Rotelsenstein	do I α	
							Lagerkalk Meggener Lager		Grenzlager (max. 50m)	dmo	
							Meggener Schichten		Schalstein		
									Styliolinen-Schiefer		

2.2. Mitteldevon

Die Schichten des Mitteldevons wurden in der vorliegenden Arbeit vom Verfasser nicht weiter untersucht. Sie können in einen tieferen klastischen und einen höheren kalkigen Teil untergliedert werden. Zwischen diesen beiden Gliedern ist bei Meggen das Erzlager ausgebildet. Der von HENKE (1925) auskartierte Verlauf des Meggener Erzlagers konnte bestätigt werden. Folgende Schichten des Mitteldevons grenzen nach HENKE & W. E. SCHMIDT (1922) an das Arbeitsgebiet (Tab. 2).

Tab. 2. Gliederung des oberen Mitteldevons

	im Nordwesten	im Südosten
Oberes Mitteldevon	Massenkalk	Cephalopodenkalkfacies des Oberen Mitteldevons
	(Massenkalk)	(Lagerkalk) Lagerstätte von Meggen (Meggener Lager bzw. lager- äquivalente Kalke)
	(Newberrien-Schichten)	Sandige Tonschiefer der ungegliederten Stringocephalen-Schichten, tmx
	(Grevensteiner Schichten)	(Meggener Schichten)
	(Wiedenester Schichten)	
	Odershäuser Kalk	

In Klammern sind die Schichtnamen von GWOSDZ & KRÜGER (1972) angegeben, die neben den Untersuchungen der Autoren auf neueren Arbeiten von FISCHER (1969), KRAPP (1967), KREBS (1972) und WELLMER (1966b, 1970) beruhen. Für die an das Arbeitsgebiet angrenzenden feinklastischen mitteldevonischen Sedimente, die in 5 lithologische Einheiten gegliedert werden konnten, ist hier der Name „Meggener Schichten“ eingeführt worden, ein Terminus, der unabhängig von GWOSDZ & KRÜGER auch von CLAUSEN (1972) vorgeschlagen wurde.

Legende zu Tabelle 1.

- Grevenbrück I: Aufgelassener Steinbruch an der Pfefferburg, R 3430900, H 5668060
- Grevenbrück II: Straßenanschnitt an der Lennebrücke in Grevenbrück, R 3431400—900, H 5668250.
- Trockenbrück: Steinbruch gegenüber dem Sägewerk Trockenbrück, R 3431700, H 5668250.
- Fröndenberg: Weg N Fröndenberg, R 3433480, H 5670280—380.
- N Elspe: Profil am Bauernhof im Salmecke-Tal, R 3433800, H 5669900 bis 5670200.

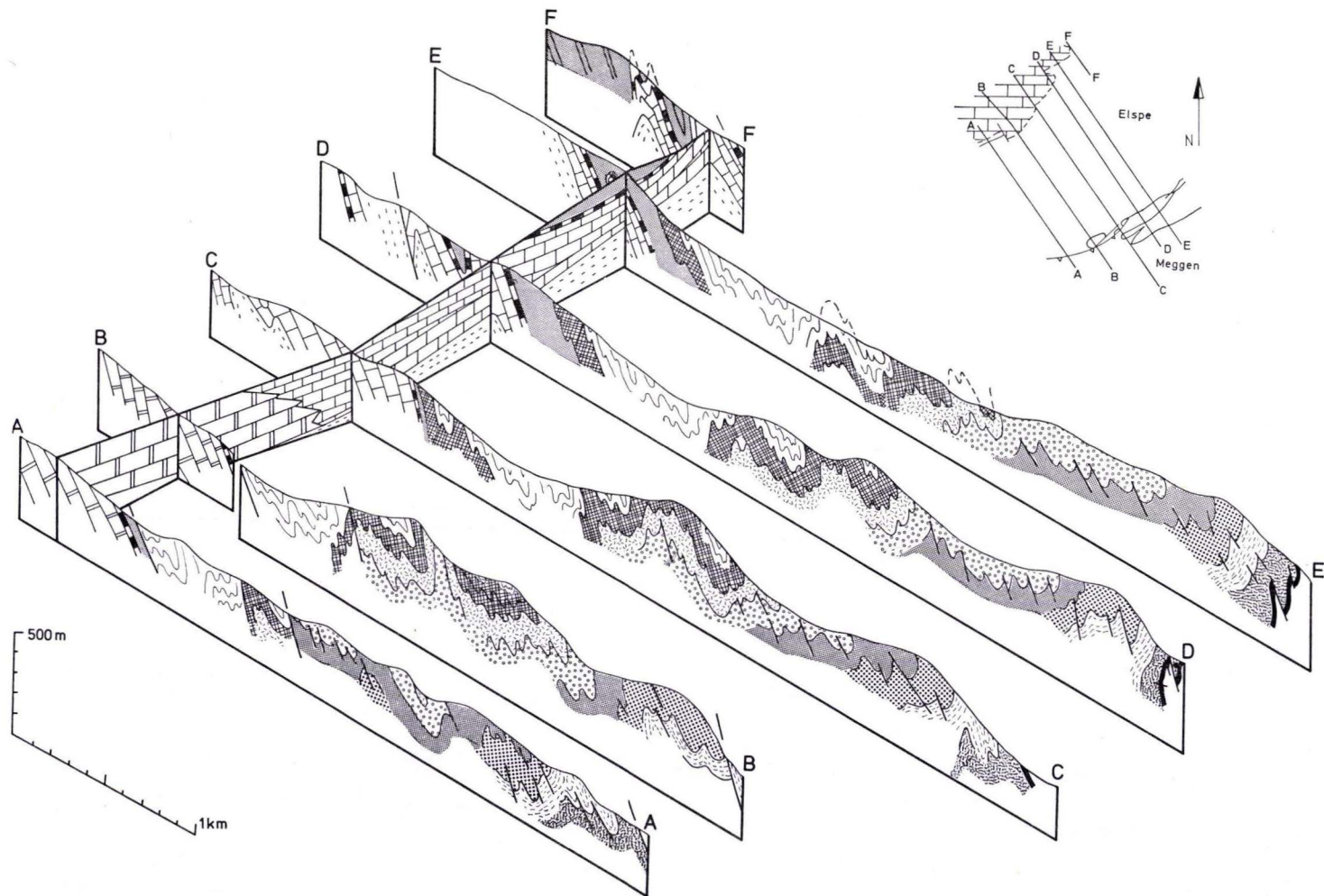


Abb. 2. Querprofile aus der mittleren Elspe Mulde.

In den kalkigen Äquivalenten des Meggener Lagers und des Lagerkalkes konnte GWOSDZ (1971) Conodonten der *varcus*-Zone bis zur Oberen *hermanni-cristatus*-Zone nachweisen. Demnach dürfte der Lagerkalk von der höchsten Givet-Stufe bis in den tiefsten Teil der Adorf-Stufe reichen, wie auch schon HENKE & W. E. SCHMIDT (1922) annahmen.

Auch das Riffwachstum, das mit der Schwelm-Fazies (KREBS 1968a) im oberen Teil der Mittleren Givet-Stufe einsetzt, endet nicht an der Wende Mittel/Ober-Devon. Vielmehr konnte GWOSDZ (1971) zeigen, daß der Massenkalk in der Dorp-Fazies je nach Position im fore-reef-, Riffkern- oder back-reef-Bereich bis in das doI γ - δ reicht. Bei Trockenbrück (Profil II, Abb. 3) endet das Wachstum der Riffbildner sogar erst in der tiefen Nehden-Stufe (doII α).

2.3. Oberdevon, allgemein

Im Oberdevon treten im bearbeiteten Gebiet zwei fazielle Ausbildungen auf, die sich miteinander verzahnen:

- (1) die Beckenfazies mit einer sehr mächtigen sandig-tonigen Entwicklung im SE,
- (2) die (Tief-)Schwellenfazies mit Cephalopodenkalken und Schiefen im Hangenden des Massenkalkes im NW des Kartiergebietes.

Die in der vorliegenden Arbeit ausgehaltenen Kartiergrenzen sind lithologisch-faziell begründet und daher keine echten Zeitgrenzen. Auch die Signaturen auf der Geologischen Karte (Bl. Altenhündem) bei HENKE & W. E. SCHMIDT (1922: 33) „stellen nicht verschieden alte Zonen dar, sondern geben nur einen Anhalt für die vorherrschende Ausbildung der Schichten.“ Daher gilt die hier gegebene stratigraphische Einstufung der lithologischen Einheiten nur lokal für das bearbeitete Gebiet. Erst die Ergebnisse von CLAUSEN werden zeigen, wie weit sich diese Gliederung im Streichen nach NE verfolgen läßt.















2.4. Oberdevon in Beckenfazies

2.4.1. Untere grüngraue Schiefer und Kellwasser-Horizonte

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Büdesheimer Schiefer (DENKMANN 1903, HENKE 1907)

Legende zu Abb. 2.

	Klastisches Mitteldevon		Meggener Lager		Sandstein mit Rotschiefer
	Massenkalk, Riffkern		Untere grüngraue Schiefer		Oberer Sandstein
	Massenkalk, fore-reef		Untere Rotschiefer		Obere grüngraue Schiefer
	Cephalopodenkalk		Mittlerer Sandstein		Liegende Alaunschiefer u. Lydit
	Ungegliedertes Oberdevon		Kulmtonschiefer		

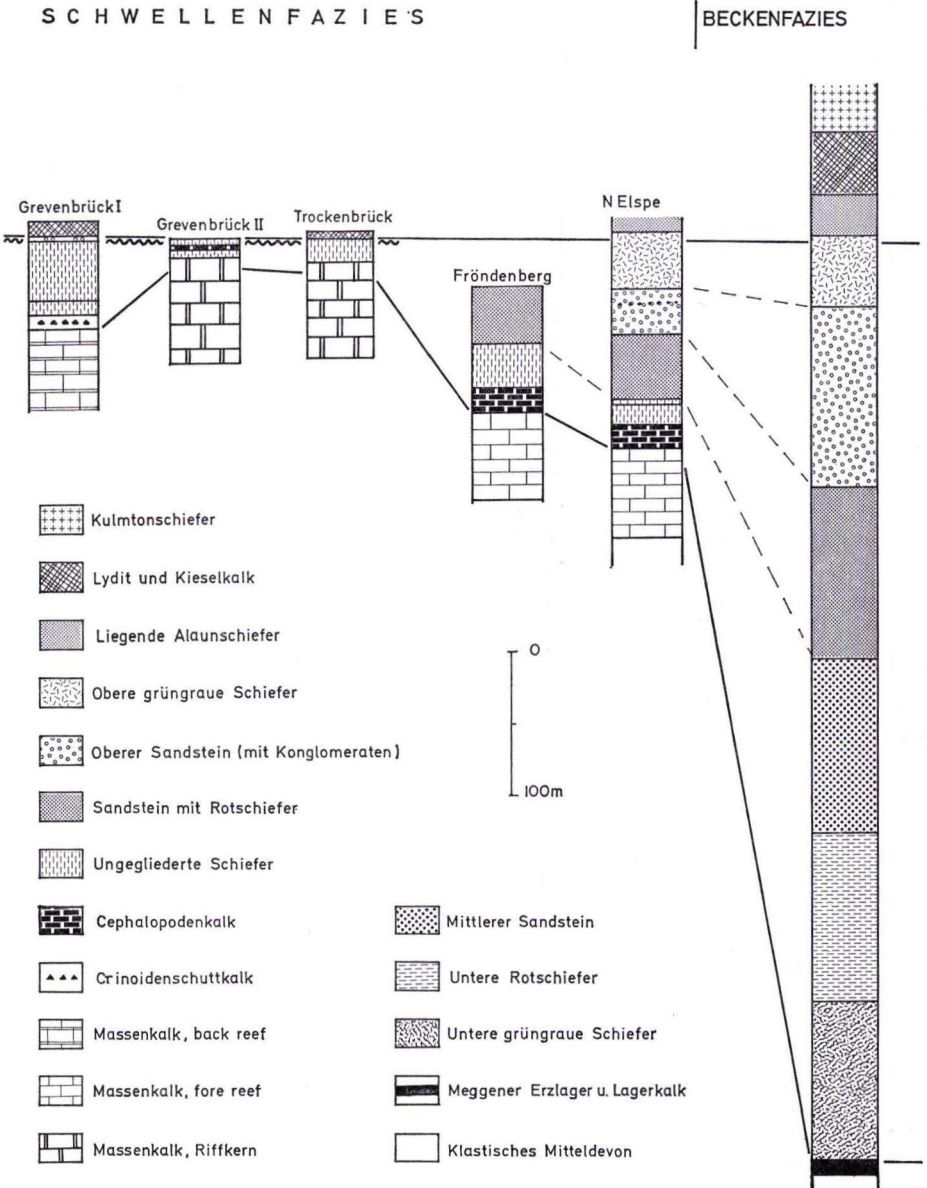


Abb. 3. Profilsäulen zu Tab. 1.

Zone der gebänderten Tonschiefer, tot₂ (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Bänderschiefer (H. WEBER 1934)

Bandschiefer (MEMPEL 1937, PAECKELMANN 1937)

Büdesheimer Schiefer (WELLMER 1966a, 1966b)

Die Bezeichnung „Büdesheimer Schiefer“ wurde hier wie schon bei HENKE & W. E. SCHMIDT wegen mangelnder fazieller und stratigraphischer Übereinstimmung mit den Sedimenten der Typuslokalität vermieden.

Einstufung: Tiefe Adorf- bis Untere Nehden-Stufe (doI α – doII α). Nach Conodonten: Mittlere *asymmetricus*- bis (Obere *triangularis*-?) Mittlere *crepida*-Zone.

Obergrenze nach Ostrakoden: Basis *nehdensis-serratostrinata*-Zone.

Einstufung der Kellwasserkalke: doI γ , Untere *gigas*-Zone nach Conodonten (= Unterer Kellwasserkalk).

Untergrenze: Die Grenze ist nicht scharf. Sie wird dort gezogen, wo erstmals geschlossene Schieferhorizonte über dem Lagerkalk auftreten.

Obergrenze: Auch die Abgrenzung zu den „Unteren Rotschiefern“ ist schwierig, da das Einsetzen der Rotschieferfazies nicht horizontbeständig ist. Die Obergrenze wird daher dort gezogen, wo die letzten „schmutzig-grünen“ Schiefer auftreten.

Mächtigkeit: 100–120 m nach der Kartierung (nach WELLMER 1966b errechnet sich aus den Profilen im Meggener Grubengebäude 95–125 m aufgeschlossenes Profil).

Gesteine und Schichtenfolge: Die Unteren grüngrauen Schiefer gehen kontinuierlich aus dem liegenden Lagerkalk hervor, indem der Kalkgehalt immer stärker zurücktritt und die Schiefer über einen Kalkknotenschiefer in einen fast reinen Tonschiefer übergehen. Im mittleren Profilabschnitt treten schmutzig dunkelgrüngraue Schiefer mit fast schwarzen Streifen auf, die für die Unteren grüngrauen Schiefer charakteristisch sind. Diese sind bei Maumke am Ostufer der Lenne als Dachschiefer ausgebildet. Weiter oben schalten sich rote Schiefer ein, die zu den Unteren Rotschiefern überleiten. Wegen der Wechsellagerung mit den typischen „schmutzig“ grünen Schiefen wurde diese Wechselzone noch den Unteren grüngrauen Schiefen zugeordnet (im Gegensatz dazu zeigen die grünen Schiefer, die in die Unteren Rotschiefer eingeschaltet sind, eine hellgrüne bis olivgrüne Farbe).

WELLMER (1966b) konnte im Meggener Grubengebäude die Unteren grüngrauen Schiefer in 16 Einheiten untergliedern, wobei er drei „Wechselzonen“ mit einem Wechsel von kalkigen und tonigen Sedimenten im unteren Profilabschnitt ausschied, sechs „Schieferungszonen“ im mittleren Teil und rote und graue streifige Schiefer mit sporadisch feinsandigen Schüttungen im oberen Profilabschnitt.

Wichtig sind im mittleren Teil die zwischen die Schieferungszonen eingeschalteten horizontbeständigen Pyritanreicherungen der ersten und zweiten Kiesbandzone, die eventuell als Nachläuferphasen des Meggener Erzlagers angesehen werden können.

Ein anderer wichtiger, im europäischen Variscikum weit verbreiteter Leithorizont ist der „Untere Kellwasserkalk“, der im mittleren Teil der Unteren grüngrauen Schiefer enthalten ist (BUGGISCH 1972). Er ist als 1,20 m mächtiger grau-schwarzer toniger Kalk (37% Rückstand) mit der typischen Kellwasserkalkfauna an der Straße Theten-Halberbracht erschlossen.

Fauna und Biostratigraphie: Die Fauna setzt sich vor allem aus Conodonten, Ostrakoden und Tentakuliten zusammen. Auch „Orthoceren“ und Trilobiten

(Phacopiden) sind relativ häufig, konnten aber wegen der schlechten Erhaltung nicht näher bestimmt werden. Brauchbare Faunen liegen von folgenden Punkten vor:

Weganschnitt ca. 400 m ENE Siciliaschacht (R 3434780, H 5666490), direkt über dem Lagerkalk:

Conodonten: *Polygnathus asymmetricus ovalis*
Polygnathus decorosus

Verlassener Steinbruch östlich der Straße Meggen-Halberbracht (R 3435750, H 5666660) aus dem Unteren Kellwasserkalk:

Conodonten: *Ancyrognathus triangularis*
Icriodus sp.
Notognathella sp.
Palmatolepis subrecta
Palmatolepis unicornis
Polygnathus sp.

Weganschnitt ca. 450 m SE Hardt (R 3435200, H 5666760), direkt über dem ausstreichenden Meggener Lager (det. Dr. A. RABIEN, Wiesbaden). Ostracoden:

Ungerella calcarata (REINH. RICHTER)
Entomoprimitia (Entomoprimitia) concentrica (MATERN)

Außerdem massenhaft Styliolinen und schlecht erhaltene, nicht näher bestimmbare *Entomozoe*-Reste, die auf eine Fundschicht innerhalb der Unteren Adorf-Stufe oberhalb der *torleyi*-Zone schließen lassen, wahrscheinlich Grenzhorizont *torleyi/cicatricosa*-Zone sensu RABIEN 1954: 181 – 182.

Weganschnitt 400 m NW Siciliaschacht (R 3434800, H 5666680), Ostracoden und Tentakuliten (det. Dr. A. RABIEN, Wiesbaden):

Bertillonella (Rabienella) cicatricosa (MATERN)
Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichterina (MATERN)
Homoctenus tenuicinctus (F. A. ROEMER)

Datierung: Mittlere Adorf-Stufe, *cicatricosa*-Zone.

Die Schiefer der Mittleren Adorf-Stufe sind besonders reich an Ostrakoden. Außer zahlreichen Lesesteinen lieferten ein Weganschnitt 350 m SE Hardt und eine Baugrube in Halberbracht (ca. 100 m nördlich des W-Ortsausgangs) Faunen aus der *cicatricosa*-Zone.

Weganschnitt ca. 80 m NW Wasserbehälter W Halberbracht (R 3435700, H 5667270), Ostracoden und Tentakuliten (det. Dr. A. RABIEN, Wiesbaden):

Ungerella calcarata (REINH. RICHTER)
Entomoprimitia (Entomoprimitia) sp.
Entomoprimitia (Reptiprimitia) ? paeckelmanni (MATERN)
Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalmus (VOLK)
Entomozoe (Nehdentomis) tenera (GÜRICH)
Richterina (Volkina) zimmermanni (VOLK), feindr. Var.
Homoctenus ultimus ZAGORA

Datierung: Obere Adorf-Stufe. Die schlecht erhaltenen *Entomoprimitia (Entomoprimitia)*-Reste lassen auf Arten schließen, die für die höhere Obere Adorf-Stufe oberhalb

der *reichi*-Zone charakteristisch sind: *reichi/splendens*-Interregnum vel *splendens*-Zone.

Weganschnitt ca. 200 m WSW Wasserbehälter W Halberbracht (R 3435400, H 5667150), Ostracoden: schlecht und nur bruchstückhaft erhaltene *Entomozoe*-Reste, nicht näher bestimmbar. Datierung vielleicht Nehden-Stufe (det. Dr. A. RABEN, Wiesbaden).

2.4.2. Unterer Sandstein

NE von Halberbracht konnten HENKE & W. E. SCHMIDT im Streichen einen Sandsteinhorizont ausscheiden, der etwa zwischen den Unteren grüngrauen Schiefen und den Unteren Rotschiefern eingeschaltet ist. Im bearbeiteten Gebiet konnte dieser Sandsteinhorizont nicht nachgewiesen werden.

2.4.3. Unterer Rotschiefer

Bezeichnung bei älteren Autoren:

rote und grüne Cypridinschiefer (HENKE 1907)
rote und grüne Tonschiefer, *toc* (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)
untere Cypridinschiefer (H. WEBER 1934)
Rotschiefer (MEMPEL 1937, PAECKELMANN 1937)
Untere rote Schiefer (WELLMER 1966a)

Einstufung: Nehden-Stufe (doII α - β).

Nach Conodonten: *crepida*-Zone bis Untere *quadrantinodosa*-Zone.

Untergrenze: Siehe Obergrenze der Unteren grüngrauen Schiefer.

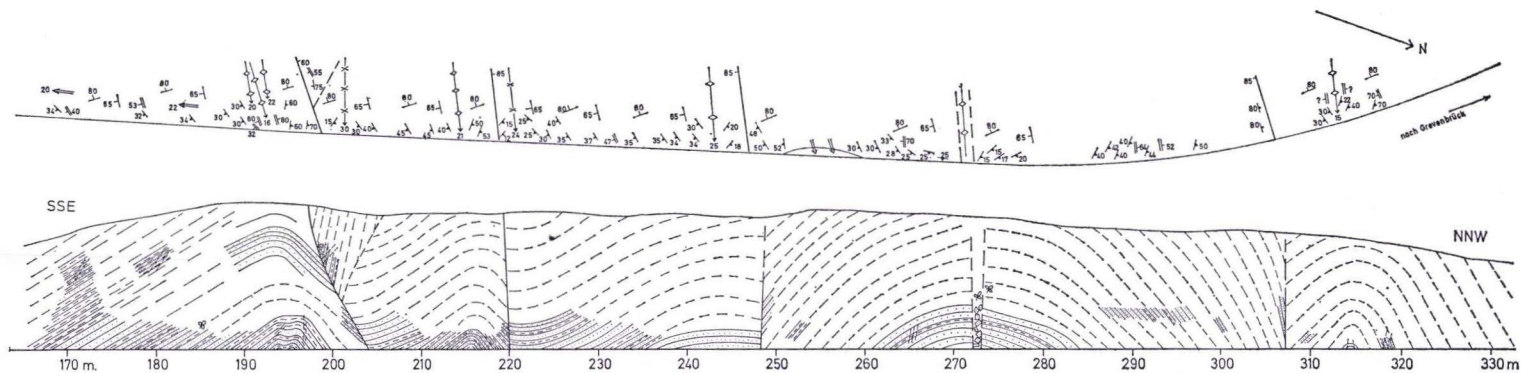
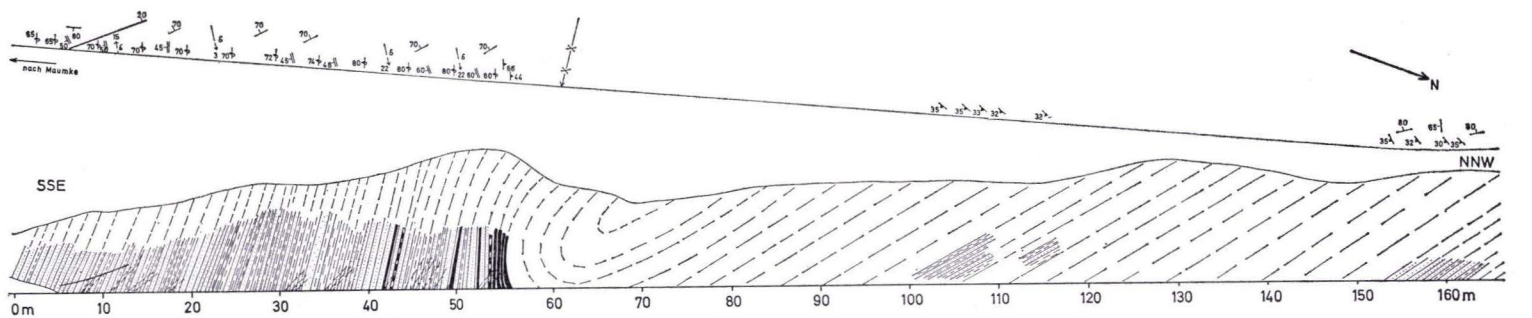
Obergrenze: Die Unteren Rotschiefer, die im Arbeitsgebiet fast frei von gröberklastischen Einschaltungen sind, enden mit den ersten mächtigeren Sandschüttungen, die den Mittleren Sandstein einleiten.

Mächtigkeit: 120–125 m. EHRENBERG et al. (1954) geben eine Mächtigkeit von nur 50–70 m an. Es besteht die Möglichkeit, daß die größere Mächtigkeit im Gelände durch streichende Störungen vorgetäuscht wird.

Gesteine und Schichtenfolge: Die Unteren Rotschiefer bestehen aus milden, leuchtend roten bis braunroten Tonschiefern mit gelegentlich eingeschalteten Kalkknoten oder -bänken. Untergeordnet sind hell- bis olivgrüne Schiefer eingeschaltet. Eine Unterscheidung von stratigraphisch jüngeren Rotschiefern aufgrund der Farbe (MEMPEL 1937) war nicht möglich. Ebensovienig ist *Posidonia venusta* (MÜNSTER) nicht auf die jüngeren Rotschiefer beschränkt (HENKE 1907), vielmehr tritt diese Muschel schon in den Unteren Rotschiefern z. T. recht häufig auf. Im Gegensatz zu den jüngeren Rotschiefern fehlen mächtigere Sandschüttungen im Unteren Rotschiefer des Arbeitsgebietes jedoch ganz und der karbonatische Anteil tritt stark zurück.

Fauna und Biostratigraphie

Neben Ostrakoden und Conodonten tritt „*Posidonia venusta*“ (MÜNSTER) z. T. massenhaft auf. Ferner sind Ichnofossilien (Grabsuren, Bewegungs- und Weide[?]-Spuren auf der Sedimentoberfläche) zu finden. Brauchbare Faunen liegen von folgenden Punkten vor:



Sandsteine --- Schiefer — Rotschiefer — Kalknotenschiefer ☼ Pflanzenreste // Störung / vermutet // Schieferung / Schichtung † Klüfte ↗ Harnisch ⚡ Sss/st -◇- Sattelachse * * * Muldenachse

Abb. 4. Profil an der Straße Maumke-Grevenbrück (von R 3432760, H 5665940 bis R 3432680, H 5666250).

Baugrube am SW-Ortsrand von Halberbracht (R 3436100, H 5667140) aus dem unteren Teil der Unteren Rotschiefer:

Conodonten: *Palmatolepis minuta minuta*
Palmatolepis tenuipunctata

Ostracoden (det. Dr. A. RABIEN, Wiesbaden):
Entomozoe (Richteria) serratostrata (G. SANDBERGER)

Weganschnitt ca. 300 m N Siciliaschacht (R 3433300, H 5666750), direkt unter dem Mittleren Sandstein:

Conodonten: *Palmatolepis glabra pectinata*
Spatognathodus strigosus (?)

Klippen ca. 200 m SSW Strumberggipfel (R 3433500, H 5666300), direkt unter dem Mittleren Sandstein:

Conodonten: *Palmatolepis glabra lepta*
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera

2.4.4. Mittlerer Sandstein

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Erster Sandsteinhorizont (HENKE 1907)
Sandsteinzonen, tog (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Unterer Sandsteinhorizont (Weber 1937)
Nehdener Sandstein (PAECKELMANN 1937)

Untere Sandsteine (WELLMER 1966a)

Einstufung: Hohe Nehden-Stufe bis tiefe Hemberg-Stufe (doII β —doIII α).

Nach Conodonten: *quadrantinodosa*-(*marginifera*-)Zone.

Untergrenze: Der Mittlere Sandstein beginnt mit der ersten Sandsteinbank über dem „Unteren Rotschiefer“.

Obergrenze: Der Mittlere Sandstein wird im Hangenden von einer Wechselagerung von roten Kalkknotenschiefern mit kalkigen Sandsteinen abgelöst, die bereits zum „Sandstein mit Rotschiefern“ zu rechnen sind.

Mächtigkeit: ca. 120 m (in einem Profil erschlossen ca. 70 m).

Gesteine und Schichtenfolge: Der Mittlere Sandstein setzt mit einer kräftigen Sandschüttung scharf über den Unteren Rotschiefern ein und wird in den ersten Metern noch von Rotschiefer in Wechsellagerung unterbrochen. Im unteren Teil besteht der Mittlere Sandstein aus stark wulstigen, glimmerreichen, hellgrauen Sandsteinen, die nach oben hin plattiger werden. Der Kalkgehalt ist mit durchschnittlich 1–10% niedriger als im „Oberen Sandstein“. Im Handstück ist eine Unterscheidung von jüngeren Sandsteinen nicht möglich. Dagegen unterscheidet sich der Mittlere Sandstein im Aufschluß von andersaltrigen Sandsteinen durch die bis ein Meter mächtigen Bänke, das Zurücktreten von grünen Schiefereneinschaltungen und, abgesehen von den basalen Teilen, das nahezu vollständige Fehlen von Rotschiefern.

Lithologisch liegt der Mittlere Sandstein mit durchschnittlichen Korngrößen Q₂ von 0,04–0,09 mm an der Grenze von Schluffstein und Feinsandstein, wird aber in dieser Arbeit trotzdem zum Unterschied zu den schluffig-tonigen Schieferen als Sandstein bezeichnet (Abb. 5). Die Bänke sind, wie die Korngrößenanalyse an Dünn-

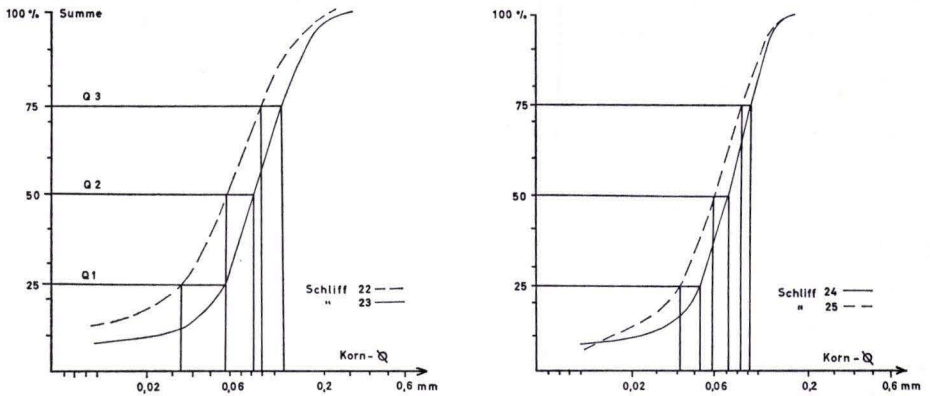


Abb. 5. Korngrößenverteilung in verschiedenen Bänken aus dem Mittleren Sandstein (Schliff 22–25, Proben aus dem Profil der Abb. 4 zwischen den Profilmetern 160–220).

schliffen ergibt, zum großen Teil schwach gradiert. Als Beispiel soll Abb. 5 gelten, wo die Korngrößenverteilung an der Basis (Schliff 23) und am Top (Schliff 22) einer fast texturlosen Bank dargestellt ist. Der Korngrößenbereich in einem Schliff ist eng, die Sandsteine können daher als gut sortiert bezeichnet werden. Der Schiefeffizient $Sk = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Q_2 \cdot Q_2}$ zeigt mit 0,94–1,23 eine gute Symmetrie der Kornverteilung an. Der Rundungsgrad ist – bedingt durch die geringe Korngröße – schlecht (subangular nach RUSSEL, TAYLOR und PETTIJOHN aus P. SCHNEIDERHÖHN 1954; s. a. Abb. 11).

Mineralogisch besteht der Sandstein zum überwiegenden Teil aus Quarz (70–90 Vol.-%), detritischem Glimmer (3–25 Vol.-%), Feldspat (5–10, ausnahmsweise bis 20 Vol.-%) und einer feinkörnigen Grundmasse aus Calcit, Quarz, Serizit und Chlorit (Abb. 6); Gesteinsbruchstücke treten stark zurück.

Als bankexterne Strukturen sind Rippelmarken auf der Schichtoberfläche selten. Dagegen werden Sohlmarken, besonders load casts oft beobachtet.

Bankinterne Sedimentstrukturen sind meist ausgeprägt entwickelt, scheinbar texturlose Bänke sind selten. Die Schichtung der Sandsteine ist auch bei den im Gelände massig wirkenden Bänken im Anschliff meist gut zu erkennen. Sie wird durch schichtparallele Glimmerlagen hervorgehoben. Am häufigsten ist kleindimensionale Schräg- bis Flaserschichtung zu beobachten, der gegenüber parallele Feinschichtung zurücktritt.

Diese primären syndementären Strukturen sind selten durch Bioturbation gestört, werden aber häufig von Setzungserscheinungen überlagert.

Fauna und Biostratigraphie: Außer Ichnofossilien und Pflanzenhäcksel lieferten die Sandsteine keine brauchbaren Faunen. Dafür brachte eine dünne Kalklage zwischen den Sandsteinen bei Halberbracht eine reiche Conodontenfauna; auch die kalkigen Schiefer am Strumberg führten Conodonten.

Kleiner verlassener Steinbruch 300 m NW P. 410 westlich Halberbracht (R 3435620, H 5667530), dünne Kalklage im unteren Abschnitt des Mittleren Sandsteins.

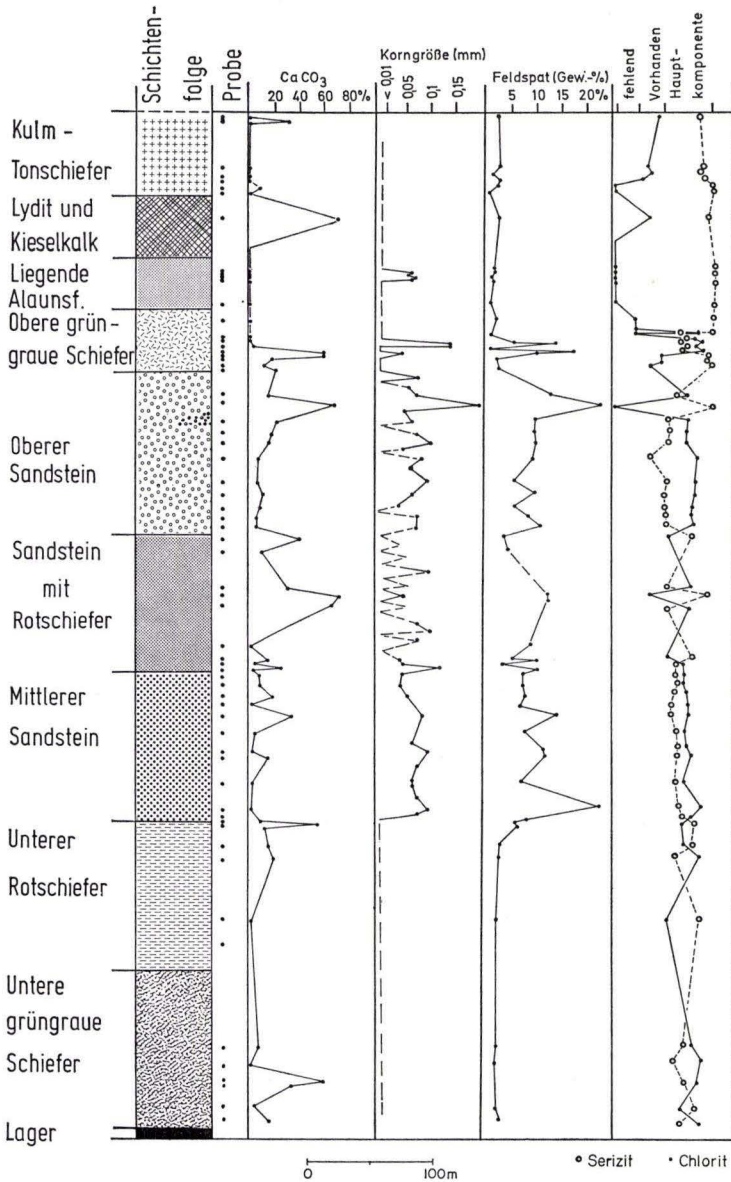


Abb. 6. Verteilung einiger wichtiger lithologischer und mineralogischer Daten in einem schematischen Säulenprofil aus der Beckenfazies der Elspër Mulde.

- Conodonten: *Palmatolepis glabra lepta*
Palmatolepis glabra pectinata
Palmatolepis gracilis gracilis
Palmatolepis minuta minuta
Palmatolepis perlobata cf. *schindewolfi*

Palmatolepis quadrantinodosa marginifera
Palmatolepis rugosa ampla
Polygnathus glaber bilobatus
Polygnathus glaber glaber

Weganschnitt ca. 100 m W des Strumberggipfels (R 3433400, H 5666500), kalkige Schiefer aus dem höheren Teil des Mittleren Sandsteins.

Conodonten: *Palmatolepis minuta minuta*
Palmatolepis rugosa ?
Palmatolepis schleizia
Polygnathus nodocostatus
Polygnathus glaber glaber

2.4.5. Sandstein mit Rotschiefer

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Rote und graue bis grünliche oder bläuliche Tonschiefer (HENKE 1907)

Sandig-tonige Facies, toe (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Obere Cypridinenschiefer (H. WEBER 1934)

Hembschichten (MEMPEL 1937)

Pönsandstein (PAECKELMANN 1937)

Obere rote Schiefer (WELLMER 1966a)

Einstufung: Hemberg-Stufe bis Untere Dasberg-Stufe (doIII α – do V).

Nach Conodonten: Höchste *quadrantinodosa*-Zone bis *styriaca*-Zone.

Untergrenze: Der Sandstein mit Rotschiefern beginnt mit einer Wechselfolge von roten Kalkknotenschiefern und Sandsteinbänken über dem Mittleren Sandstein, der nahezu frei von Rotschiefern ist.

Obergrenze: Der Sandstein mit Rotschiefern endet mit den letzten leuchtend roten Schiefen unter dem Oberen Sandstein.

Mächtigkeit: 110–130 m (in einem Profil erschlossen ca. 56 m).

Gesteine und Schichtenfolge: Dieses Schichtglied besteht aus grauen, gelblichen, braunen und roten Sandsteinen und roten und grüngrauen Tonschiefern (z. T. mit Kalkknollen). Es beginnt mit einer Wechselfolge von 10–30 cm starken Sandsteinbänkchen mit etwa ebenso mächtigen Kalkknotenschiefern. Die Kalkknoten werden ziemlich groß (\varnothing bis 5 cm) und verleihen den roten Schiefen eine gewisse Festigkeit, so daß sie als Klippen morphologisch hervortreten können. Im mittleren Abschnitt überwiegen dünnbankige Sandsteine. Unter der Hangendgrenze treten wieder rote Kalkknotenschiefer, jedoch auch reine rote und grüne Schiefer auf. Aufgrund der Aufschlußverhältnisse war es jedoch nicht möglich, diese Untergliederung auszukartieren oder Mächtigkeiten anzugeben.

Die Schiefereinschaltungen des „Sandsteins mit Rotschiefern“ entsprechen in ihrer Ausbildung den „Unteren Rotschiefern“, während die Sandsteinbänke in lithologischer und mineralogischer Hinsicht in vielen Einzelheiten mit dem „Mittleren Sandstein“ übereinstimmen (Abb. 7; $Q_2 = 0,03 - 0,1$ mm; $So = 1,2 - 1,4$; $Sk = 0,75$ bis $0,99$, Rundungsgrad subangular). Im Gegensatz zu dem „Mittleren Sandstein“ sind die Bänke aber weniger mächtig (5–30 cm). Ferner sind – bedingt durch den Wechsel Schiefer Sandstein – Banksohlmarken häufig zu beobachten. Außer

Sackungsstrukturen (load casts) treten Strömungsmarken auf (flute casts und eine durch fließendes Wasser erzeugte Lineation), die für eine paläogeographische Analyse von besonderer Bedeutung sind (Kap.3.1.).

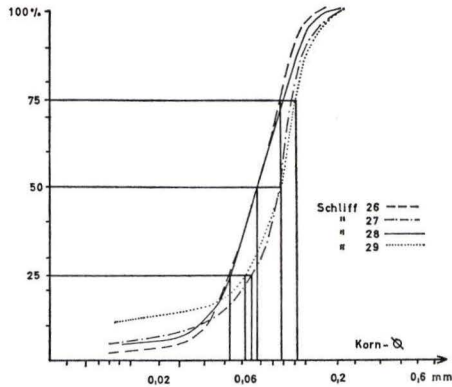


Abb. 7. Korngrößenverteilung in verschiedenen Bänken aus dem Sandstein mit Rotschiefer (Schliff 26–29, Proben aus dem Profil der Abb. 4 zwischen den Profilmeter 40–60).

Fauna und Biostratigraphie: *Posidonia venusta* (MÜNSTER) in den Schiefen und Grabspuren auf den Banksohlflächen sind oft zu beobachten. Die Kalkknotenschiefer lieferten dagegen nur spärliche Conodontenfaunen.

Tab. 3. Conodonten aus dem Sandstein mit Rotschiefer

Probe	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>Palmatolepis glabra</i>									16	
<i>P. glabra lepta</i>			10	11				15		
<i>P. glabra pectinata</i>	8		10	11						
<i>P. gracilis gracilis</i>	8				12			15		17
<i>P. maxima</i>								15		
<i>P. minuta minuta</i>			10	11	12		14	15		
<i>P. perlobata schindewolfi</i>	8	9			12	13	14	15		
<i>P. quadrantinodosalobata</i>								15		
<i>P. quadrantinodosa marginifera</i>	8									
<i>P. rugosa</i>	8									
<i>P. rugosa trachytera</i>					12			15	16	
<i>Polygnathus glaber bilobatus</i>	8		10							
<i>Scaphignathus velifer</i>					12					

2.4.6. Oberer Sandstein mit Konglomeraten

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Obere Plattensandsteine (HENKE 1907)

Sandig-tonige Facies, tog (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Dabesrgsandsteine (MEMPEL 1937)

Obere Sandsteine (WELLMER 1966a)

Einstufung: Mittlere Dasberg-Stufe bis Wocklum-Stufe (doV – doVI).

Nach Conodonten: Obere *styriaca*-Zone bis Mittlere *costatus*-Zone.

Untergrenze: Der Obere Sandstein beginnt über den letzten intensiv rot gefärbten Schiefen mit grüngrauen Sandsteinen und Schiefen.

Obergrenze: Der Obere Sandstein endet mit den letzten häufigen Sandschüttungen unter den hangenden milden oliv- bis gelblichgrünen Schiefen.

Mächtigkeit: 125–140 m (in einem Profil aufgeschlossen 88 m, sicher nachgewiesen 109 m).

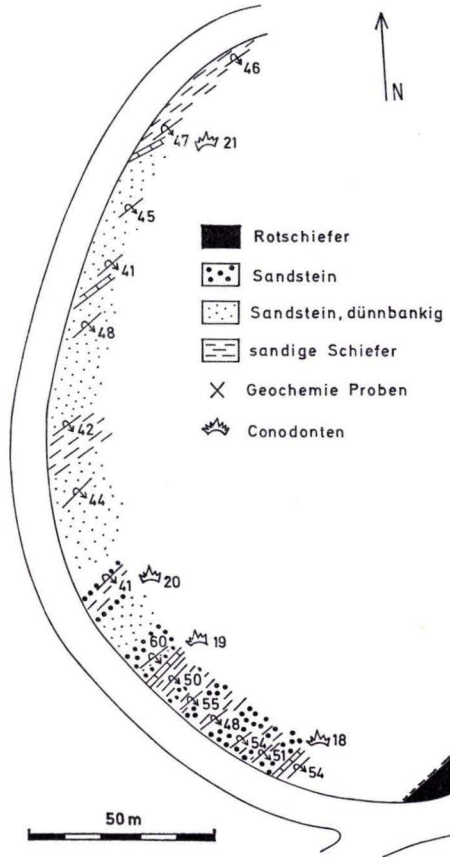


Abb. 8. Wegprofil im Oberen Sandstein E Straße Elspe–Halberbracht, ca. 250 m SE Schönscheid (R 34 35 600, H 56 68 750).

Gesteine und Schichtenfolge: Der Obere Sandstein kann in zwei Abschnitte gegliedert werden (Abb. 8): Im unteren Teil, der ca. 55 m mächtig ist, wechseln dickere, wulstige hellgraue Sandsteinbänke mit mächtigeren (bis 1,5 m), reinen olivgrünen Schieferlagen. Im oberen Abschnitt wird der Wechsel von Sandstein und Schiefer dichter, die Bänke werden geringmächtiger. Die Sandsteine sind häufig ebenplattig, weisen jedoch bankintern eine feine Schrägschichtung auf. Die Schiefer sind

oft sandig und nicht mehr so rein wie im tieferen Teil. Der Kalkgehalt nimmt von der Basis nach oben hin zu. Entsprechend weisen die höheren Sandsteinbänke häufiger gelbbraune Verwitterungsfarben auf. Die Schiefer gehen z. T. in pyritführende Mergelbänke über.

Die Sandsteinbänke des Oberen Sandsteins entsprechen in lithologisch-mineralogischer Hinsicht denen des Sandsteins mit Rotschiefer (Abb. 9. $Q_2 = 0,035 - 0,085$ mm; $So = 1,35 - 1,55$; $Sk = 0,7 - 1,2$; Rundungsgrad subangular).

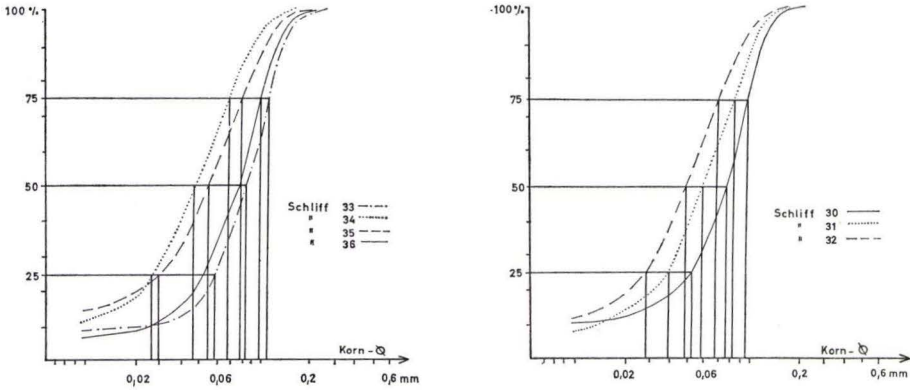


Abb. 9. Korngrößenverteilung in verschiedenen Bänken aus dem Oberen Sandstein (Schliff 30–36 aus dem Profil der Abb. 8).

In die Oberen Sandsteine sind Crinoidenschuttkalke als Linsen und Bänke von 5–30 cm Mächtigkeit eingeschaltet (Abb. 8 und Taf. 14 Fig. 7).

Nördlich von Elspe findet man im oberen Drittel des Oberen Sandsteins konglomeratische Sandsteine mit Ooiden und ooid- und onkoidführende Konglomerate. Ähnliche Konglomerate fanden HENKE (1907), HENKE & W. E. SCHMIDT

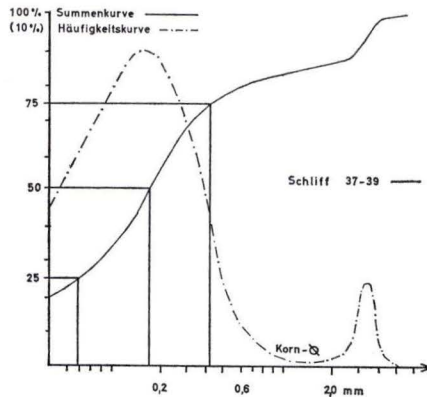


Abb. 10. Korngrößenverteilung in den ooidführenden Konglomeraten N Elspe (R 3433850, H 5670000).

(1922) und Gwosdz (1972) weiter im SW der Elspe Mulde. Die konglomeratischen Sandsteine setzen sich lithologisch aus zwei Komponenten zusammen:

1. Aus einer Grundmasse, die in ihrer Zusammensetzung etwa den Sandsteinbänken des Oberen Sandsteins entspricht, wenn auch aufgrund der erhöhten Strömungsgeschwindigkeit die feineren Körner ausgespült wurden (Q_2 ca. 0,2 mm);
2. aus den Konglomeraten, deren wichtigste Komponenten Quarze, Ooide bzw. Onkoide, Fossildetritus und aufbereitete Sedimente (Kalke und Quarzite) sind.

Die Summenkurve der Korngrößenverteilung (Abb. 10, Schliff 37–39) zeigt deutlich zwei Anstiege und die Häufigkeitskurve demnach zwei Maxima. Das erste große Maximum bei einem Korndurchmesser von ca. 0,2 mm gibt die mittlere Korngröße der Sandsteinmatrix an, der die Konglomerate beigemischt sind. Das zweite Maximum ist den Konglomeraten zuzurechnen und zeigt eine mittlere Korngröße von 3 mm an. Prozentual stellen die Konglomerate in dem dargestellten Beispiel nur einen geringen Teil (ca. 15%) der Sedimentkomponente dar. Daher ist das Gestein nach FÜCHTBAUER (1959) als konglomeratischer Mittelsandstein mit Ooiden und Onkoiden anzusprechen.

Die Sortierung der konglomeratischen Sandsteine ist wegen der Mischung zweier Sedimente schlecht ($So = 2,3$). Der Klastizitätsindex (CAROZZI 1958) liegt bei 5 mm. Die Körner (ohne Ooide) sind mittelmäßig gerundet (subrounded).

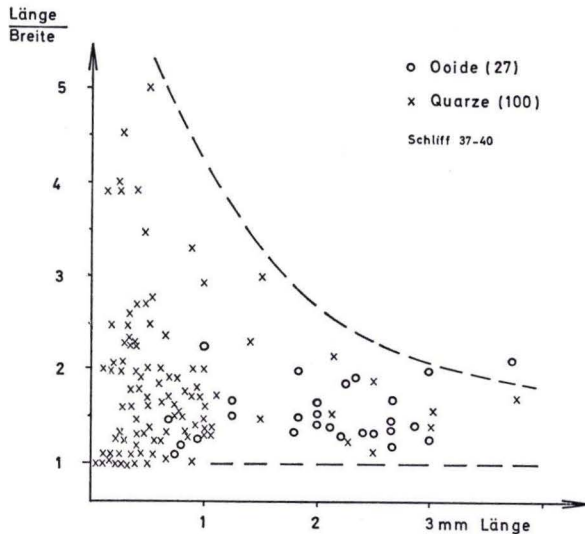


Abb. 11. Länglichkeit der Komponenten in Abhängigkeit von der Korngröße aus den ooidführenden Konglomeraten N Elspe (vgl. Abb. 10).

Die Länglichkeit (nach SCHNEIDERHÖHN 1954) ist in Abb. 11 in Abhängigkeit von der Korngröße dargestellt. Bei Korngrößen über 2 mm liegt sie bei einem Längen/Breitenverhältnis von 1:1 bis 1:2. Die starke Zunahme der Länglichkeit mit abnehmender Korngröße ist dadurch bedingt, daß Körner unter einer gewissen Größe

nicht mehr rollend transportiert, sondern als Suspension mitgeführt werden. Eine mechanische Korrosion des Sandkorns findet dabei nicht mehr statt.

Fauna und Biostratigraphie: In den Crinoidenschuttkalken fanden sich Conodonten (Tab. 4), Foraminiferen, Bryozoen, Gastropoden und Algen (*Girvanella ducii* WETHERED, Taf. 14 Fig. 7). Die Conodonten lieferten Mischfaunen von der Adorf- bis in die Dasberg-Stufe (Untere *triangularis*- bis Mittlere *costatus*-Zone). In den Sandsteinen fanden sich unbestimmbare Abdrücke von Cephalopoden und eine reiche Ichnofauna.

Tab. 4. Conodonten aus dem Oberen Sandstein

Probe:	18	19	20	21	22
<i>Ancyrodella curvata</i>	18				
<i>Icriodus nodosus</i>			20		
<i>Notognathella</i> sp.	18				
<i>Ozarcodina</i> sp.	18				
<i>Palmatolepis delicatula delicatula</i>			20		
<i>P. delicatula clarki</i>			20		
<i>P. glabra</i>	18				
<i>P. gracilis gracilis</i>	18	19			
<i>P. perlobata schindewolfi</i>	18				
<i>P. rugosa</i>		19			
<i>P. rugosa trachytera</i>	18				
<i>P. subperlobata</i>	?	?			
<i>P. tenuipunctata</i>					22
<i>P. triangularis</i>	cf.				
<i>Polygnathus asymmetricus ovalis</i>	18				
<i>Pol. nodocostatus</i>	18				
<i>Pol.</i> sp. (ZIEGLER 1962)	18				
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>	18			21	
<i>Spatognathodus</i> sp.		19		21	
<i>S. aculeatus</i>	18				22
<i>S. bohlenanus</i>			cf.	cf.	
<i>S. costatus spinulicostatus</i>	18	19			
<i>S. inornatus</i>	18				
<i>S. stabilis</i>	18				

Fundpunkt 18—21 siehe Abb. 8. Die Fauna der Probe 22 stammt aus den Konglomeraten, die in die Oberen Sandsteine N Elspe eingeschaltet sind (Profil s. Abb. 3).

2.4.7. Obere grüngraue Schiefer

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Wocklum Schichten (HENKE 1907)

Etroengt, cue (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Obere Cypridinenschiefer und Hangenbergsschiefer (Weber 1934)

Wocklum Schichten (MEMPEL 1937)

Einstufung: Wende Devon/Karbon (doVI – cuI).

Nach Conodonten: Beginn in der Oberen *costatus*-Zone.

Die Hangendgrenze konnte nicht nach Conodonten eingestuft werden. Nach Cephalopoden ist jedoch noch die *Gattendorfia*-Stufe nachgewiesen (WEBER 1934).

Untergrenze: Die oberen grüngrauen Schiefer beginnen mit schwach kalkigen Tonschiefern über den letzten Sandschüttungen des Oberen Sandsteins.

Obergrenze: Der Übergang zu den „Liegenden Alaunschiefern“ ist teilweise kontinuierlich mit einer wenige Meter mächtigen Wechsellagerung von grüngrauen und tiefschwarzen Schiefer, teilweise folgen die häufig ausgebleichten basalen Teile der Liegenden Alaunschiefer mit scharfer Grenze über den sie unterlagernden Schichten.

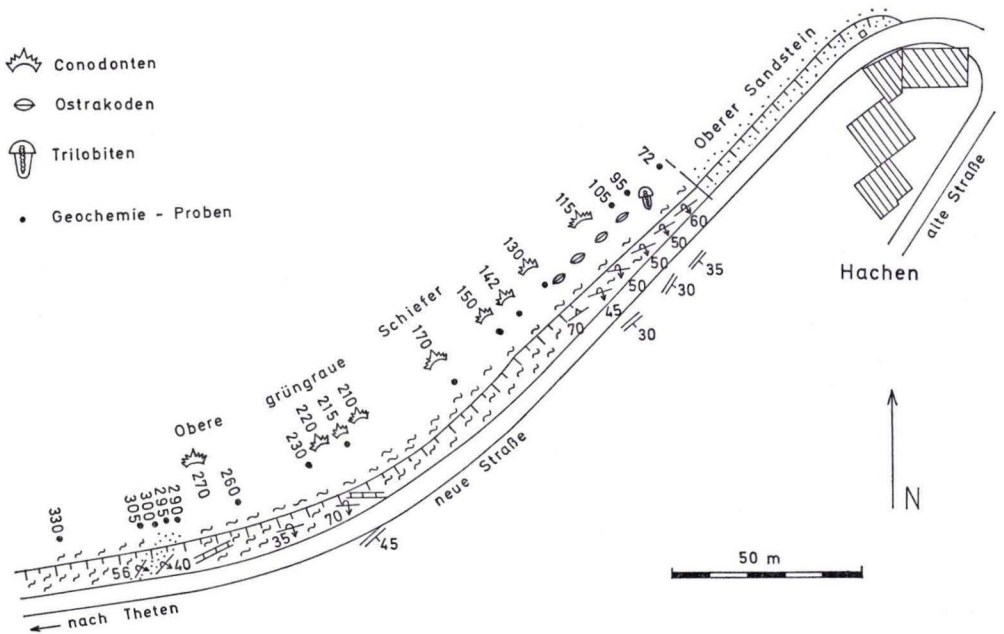


Abb. 12. Wegprofil in den Oberen grüngrauen Schiefer an der neuen Straße Theten–Hachen, direkt bei Hachen.

Mächtigkeit: 50–60 m.

Gesteine und Schichtenfolge: Die Oberen grüngrauen Schiefer beginnen mit eintönigen, gelblichgrünen bis graugrünen, schwach kalkigen, milden Tonschiefern, in die vereinzelt Kalkbänke und -linsen eingeschaltet sind. Im mittleren Teil folgt eine ca. 5 m mächtige Wechselfolge von Schiefer und Sandsteinen (Abb. 12). Die mittlere Korngröße Q_2 der Sandsteine aus den Oberen grüngrauen Schiefer liegt mit 0,1 bis 0,14 mm über dem Durchschnitt der oberdevonischen Sandsteine in dem bearbeiteten Raum. Über der Wechselfolge finden sich wieder Schiefer, die jedoch weniger kalkig sind als die im unteren Abschnitt.

Fauna und Biostratigraphie: Häufig ist *Posidonia venusta* (MÜNSTER) anzutreffen. Auch Trilobiten sind nicht selten. So konnten unmittelbar über dem Oberen Sandstein östlich und nördlich von Elspe einige Exemplare geborgen werden, deren Bestimmung freundlicherweise Herr Dr. G. HAHN (FU Berlin) übernahm. Nach seinen Angaben handelt es sich bei diesen Funden eindeutig um oberdevonische Formen, nämlich blinde Phacopiden, die sich wahrscheinlich in die Gattung *Dianops* RUD. & E. RICHTER (1923) einordnen lassen und im höheren Oberdevon (*Gonioclymenia*-Stufe sensu RUD. & E. RICHTER 1926) verbreitet sind. Eine Bestimmung der Arten ließ sich wegen der starken Verdrückung nicht vornehmen. Die Revisionsbegehung im Frühjahr 1972 bestätigte die Einstufung durch fünf weitere Trilobitenfunde (Abb. 12), deren Bestimmung dankenswerterweise Herr Dr. F. LÜTKE (Darmstadt) übernahm. Auch diese Exemplare konnten sicher als Phacopiden erkannt werden, die wahrscheinlich der Gattung *Dianops* zuzurechnen sind. Ferner konnten aus dem unteren Abschnitt der Oberen grüngrauen Schiefer westlich von Hachen die Conodonten der Tab. 5 gewonnen werden (Probenbezeichnungen s. Abb. 12).

In dem Wegprofil der Abb. 12 konnten folgende Ostracoden gefunden werden (det. Dr. A. RABIEN, Wiesbaden):

Healdia sp., *Richterina* (*Richterina*) *striatula* (REINH. RICHTER)

Einstufung: Dasberg- bis Wocklum-Stufe. Aufgrund des geringen Materials konnte die Fauna nicht besser datiert werden.

Der Fund von *Gattendorfia crassa* H. SCHMIDT, den WEBER (1934) weiter im E bei Grimmigshausen beschreibt, beweist dagegen das unterkarbonische Alter der höheren Oberen grüngrauen Schiefer.

Tab. 5. Conodonten aus den Oberen grüngrauen Schiefen
(Fundpunkte s. Abb. 12)

Probe 23/	105	115	170	215	220	270
<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i>	105	115		215	220	270
<i>Spatognathodus aculeatus</i>			170	215		
<i>S. costatus costatus</i>	105	115		215		270
<i>S. costatus spinulicostatus</i>	105			215		
<i>S. strigosus</i>		115				

2.5. Die Schwellenfazies des Oberdevons

Über dem Massenkalk ist das Oberdevon geringmächtiger und/oder nur lückenhaft entwickelt. Auch über den fore-reef-Kalken beginnt die Sedimentation in der kalkigen Tiefschwellenfazies und geht erst allmählich über Tonschiefer in die sandsteinführende Beckenfazies über (Abb. 4).

2.5.1. Cephalopodenkalke

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Intumescenskalke (HENKE 1907)

Adorfer Kalk (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Kramenzelkalk oder Clymenienkalk (KRONBERG et al. 1960)

Untergrenze: Der Cephalopodenkalk beginnt mit dichten, von Tonhäutchen durchsetzten Kalken.

Obergrenze: Die Hangendgrenze ist in der Regel nicht scharf, vielmehr gehen die Cephalopodenkalke über Kalkknotenschiefer allmählich in Schiefer über.

Einstufung: Hohe Adorf-Stufe bis Dasberg-Stufe.

Nach Conodonten: Untere *triangularis*-Zone bis Mittlere *costatus*-Zone.

Die stratigraphische Verbreitung der Cephalopodenkalke ist von Profil zu Profil sehr unterschiedlich. In der Regel sind die Cephalopodenkalke jedoch auf die Adorf- und Nehden-Stufe beschränkt (Tab. 1 und Abb. 4). Das zeitliche Einsetzen dieser Fazies ist im wesentlichen von der Entwicklung des Attendorf-Elsper Riffkomplexes abhängig (Gwosdz 1972).

Gesteine und Schichtenfolge: Die Cephalopodenkalke bestehen aus dichten tonigen Kalken, die sowohl gut gebankt als auch regelmäßig bis unregelmäßig knollig auftreten. Die Farbe der Cephalopodenkalke wechselt von hellgrau bis dunkelrot; stratigraphische Aussagen können damit nicht gemacht werden.

Fauna und Biostratigraphie: Die Cephalopodenkalke sind bekannt für ihren Conodontenreichtum. Die Faunen verschiedener Fundpunkte sind in Tab. 6 zusammengestellt.

Tab. 6. Conodonten aus den Cephalopodenkalken

Probe	24	25	26	27	28
<i>Icriodus cornutus</i>	24		26		
<i>Palmatolepis crepida crepida</i>	24				
<i>P. distorta</i>					28
<i>P. glabra lepta</i>				27	
<i>P. glabra pectinata</i>		25		27	28
<i>P. glabra prima</i>	24	25		27	28
<i>P. gracilis gracilis</i>					28
<i>P. minuta minuta</i>	24	25	26	27	28
<i>P. perlobata schindewolfi</i>					28
<i>P. quadrantinodosalobata</i>	24		26		
<i>P. quadrantinodosa marginifera</i>			26	27	28
<i>P. rugosa ampla</i>				27	
<i>P. subperlobata</i>	24				
<i>P. tenuipunctata</i>	24		26		
<i>P. termini</i>			26		
<i>P. triangularis</i>	24				
<i>Polygnathus communis</i>		25			
<i>Pol. glaber bilobatus</i>					28
<i>Pol. nodocostatus</i>				27	
<i>Pol. nodoundatus</i>					28
<i>Ancyrognathus sinelamina</i>			26		

Probenfundpunkte s. Abb. 4.

Probe 24 dicht über dem Massenkalk, Profil Fröndenberg (do II α). Probe 25 mittlerer Abschnitt der Cephalopodenkalke, Profil wie 24. Probe 26—28 dicht über dem Massenkalk, aus dem mittleren Abschnitt, aus den höchsten Teilen der Cephalopodenkalke,

Profil N Elspe. Probe 26 stellt eine Conodontenfauna aus einem kondensierten Horizont dar, der die mittlere *crepida*-Zone bis zur *quadrantinodosa*-(*marginifera*-)Zone umfaßt. Proben 27 u. 28 = do III α .

2.5.2. Ungegliederte oberdevonische Schiefer

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Übergangsfacies zu der sandig-tonigen Facies des oberen Oberdevon (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Einstufung: Nehden-Stufe bis Dasberg-Stufe.

Mächtigkeit: Stark variierend.

Gesteine und Schichtenfolge: Die ungegliederten oberdevonischen Schiefer setzen sich über den fore-reef-Kalken des Attendorn-Elsper Riffs und den sie überlagernden Cephalopodenkalken aus sehr heterogenen, grauen, grünen, gelben und schmutzig roten, sandigen bis sandfreien Schiefen zusammen. Von NE schalten sich in der stratigraphischen Folge immer häufiger Sandsteine ein. Die Sandsteineinschaltungen leiten in die normale Beckenfazies über. Erst der Obere Sandstein greift schließlich, z. T. mit reduzierter Mächtigkeit, über die Schwellenfazies des Arbeitsgebietes hinweg.

2.6. Karbon

2.6.1. Liegende Alaunschiefer

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Liegende Culmtonschiefer, cu χ (HENKE 1907 und HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Liegende Alaunschiefer (WEBER 1934, PAECKELMANN 1937)

Einstufung: *Pericyclus*-Stufe (cuII α).

Untergrenze: Die Liegenden Alaunschiefer beginnen mit tiefschwarzen, z. T. auch ausgebleichten, weißlichen, milden Tonschiefern (s. a. Kap. 2.4.7.).

Obergrenze: Die Hangendgrenze ist unscharf; sie wurde dort gezogen, wo die ersten Kieselschiefer gehäuft auftreten.

Mächtigkeit: 0–40 m. Die Mächtigkeit schwankt sehr stark, teilweise fehlen die Liegenden Alaunschiefer ganz. N Theten konnte an einem Weganschnitt 150 m SW Hollberg eine Mächtigkeit von ca. 18 m errechnet werden, N Elspe wurden ca. 30 m Liegende Alaunschiefer ermittelt. Wegen der breiten Ausstriche (z. B. N Weilenscheid) können aber auch größere Mächtigkeiten erwartet werden.

Gesteine und Schichtenfolge: Die Liegenden Alaunschiefer bestehen im unteren Abschnitt aus milden, tiefschwarzen, weißlich ausbleichenden Tonschiefern mit vereinzelt Phosphoritknollen. Im höheren Teil schalten sich in die Tonschiefer schluffige und feinsandige, glimmerreiche Partien mit mittleren Korngrößen bis 0,06 mm ein.

Fauna und Biostratigraphie: Im Profil (Abb. 15) konnten aus den Liegenden Alaunschiefern (Fossilzeichen) undeutliche Cephalopodenabdrücke aus dem Formenkreis von *Pericyclus* gefunden werden. Ferner wurden vom selben Fundpunkt Schiefer-Conodonten geborgen, die eine Datierung der siltigen Partien der höheren Liegenden Alaunschiefer in die *anchoralis*-Zone der Conodontengliederung ermöglichen. Folgende Gattungen und Arten konnten bestimmt werden:

Hindeodella sp.
Lonchodina sp.
Polygnathus inornatus
Prioniodina sp.
Scaliognathus anchoralis
Siphonodella cf. *obsoleta*

2.6.2. Lydite

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Kieselschiefer (HENKE 1907)

Culmkieselschiefer, *cu*l (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Kulmkieselschiefer (WEBER 1934)

Kulm-Lydite (PAECKELMANN 1937)

Einstufung: *Pericyclus*-Stufe (*cu*II β/γ bis *cu*II δ).

Nach Conodonten: *anchoralis*-Zone bis *anchoralis-bilineatus*-Interregnum?

Untergrenze: Die Lydite beginnen mit dichten Kieselschiefern über den Liegenden Alaunschiefern.

Obergrenze: Die Lydite enden mit den letzten echten Kieselschiefern unter den plattigen verkieselten Kalken der Kieselkalke.

Mächtigkeit: 40 m, stark variierend. Die Mächtigkeit läßt sich im Gelände wegen der intensiven Spezialfaltung der Lydite nicht zuverlässig ermitteln. Der angegebene Wert wurde aus dem Profil der Abb. 15 errechnet. Jedoch schon PAECKELMANN (1937: 97) hat darauf hingewiesen, daß „von einer gleichmäßigen Ausbildung der kulmischen Ablagerungen in der Attendorn-Elsper Doppelmulde“ keine Rede sein kann, wie WEBER (1934) annahm.

Gesteine und Schichtenfolge: Die Lydite bestehen aus schwarzen, kalkfreien bis kalkigen, sehr dichten Kieselschiefern, die aufgrund der häufigen Radiolarien auch als Radiolarite bezeichnet werden können. Mit zunehmendem Kalkgehalt gehen die Kieselschiefer in blaugraue, kieselige, dichte Kalke über. In diese autochthonen Sedimente sind zahlreiche Crinoidenschuttkalke eingelagert. Die hellgrauen Schuttkalke erreichen eine Bankdicke von wenigen cm bis zu 2 m und keilen z. T. schnell aus (Abb. 13).

In dem Kieselschieferbruch N Elspe (Abb. 13) fallen zwei ca. 1 m mächtige konglomeratische Schuttkalkbänke ins Auge. Die obere Bank dünnt nach N ziemlich rasch aus. In der unteren kann man schon im Aufschluß faustgroße Gerölle an der Basis der Bank erkennen und eine starke Gradierung feststellen.

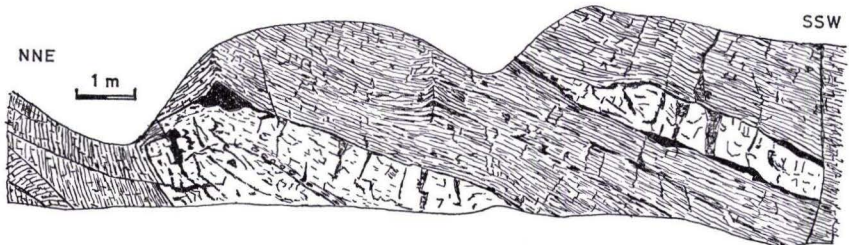


Abb. 13. Konglomerate und Crinoidenschuttkalke zwischen dünnbankigen Lyditen (Steinbruch am Ortsausgang von Elspe nach Obermelbecke, R 34 33 750, H 56 69 790).

Die Korngröße liegt in dieser Bank an der Basis mit einem Durchmesser von über 10 cm im Geröllbereich, in den höchsten Partien erreichen die Komponenten nur noch eine Größe von 5 mm. Die Auswertung von Anschliffen aus der konglomeratischen Banksohle ergab folgenden Befund (Taf. 15 Fig. 10):

Die Komponenten bestehen zum großen Teil aus grauen, gelbgepunkteten, verkieselten Kalkgeröllen. Diese wiederum setzen sich aus ca. 0,5–1 mm großen Bruchstücken von Crinoiden zusammen, die mit einem dichten, tonigen, gelblichen Bindemittel verkittet sind. An zweiter Stelle stehen sehr dichte, hellgraue bis gelbgraue Kalke, die den Cephalopodenkalken sehr ähneln, die aber auch extrem eingekieselt sind. Sollte es sich tatsächlich um umgelagerte Cephalopodenkalke handeln, müßten diese sekundär eingekieselt worden sein. Ferner sind eckige, umgelagerte Lyditbrocken und langgestreckte Tonschieferfetzen unter den anorganischen Komponenten zu finden. Besonders ist das Auftreten tiefschwarzer Phosphoritknollen hervorzuheben. Nach KREBS (1964: 269) liegen Phosphoritknollen „infolge ihrer Unlöslichkeit und Härte vielfach auf sekundärer Lagerstätte“. Häufig treten sie mit Conodontenmischfaunen auf, die auch hier gefunden wurden. Das Bindemittel der Konglomerate besteht aus sehr stark verkieseltem, feinschlammigem Kalk.

Die Korngrößenanalyse (Abb. 14) ergab einen mittleren Durchmesser Q_2 der Konglomeratkomponenten von 10 mm. Die Konglomerate liegen damit in der Mittelkiesfraktion, die größten Bestandteile reichen jedoch in den Bereich der Gerölle hinein. Der Anteil der feinschlammigen Matrix beträgt ca. 20 Vol.-%. Die Korngrößen-Summenkurve zeigt deutlich zwei Anstiege, wobei der erste Anstieg auf die durchschnittliche Korngröße der Biofraktion zurückzuführen ist, deren mittlere Größe bei 0,5 cm liegt (Crinoidenstielglieder). Im Bereich der oberdevonischen Schwellenfazies treten im Unterkarbon brachiopodenführende graue Crinoidenschuttkalke gehäuft auf, die PAECKELMANN (1937) als Äquivalente zum Kohlenkalk ansieht.

Fauna und Biostratigraphie: In den Kalkeinschaltungen konnten folgende Fossilien beobachtet werden: Radiolarien, Foraminiferen, Sphaeren, Conodonten (Tab. 7), Bryozoen, Crinoiden, Korallen, Brachiopoden, Cephalopoden und Algen.

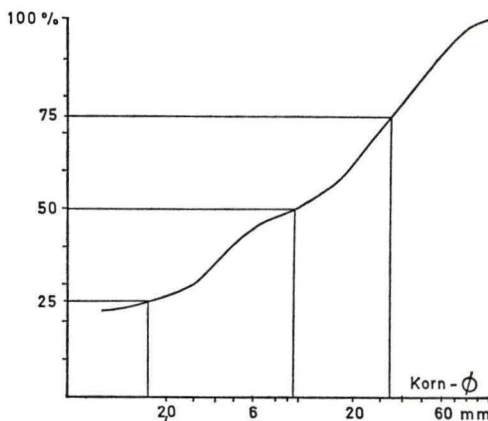


Abb. 14. Korngrößenverteilung an der Banksohle der unteren Konglomeratbank aus dem Kieselschieferbruch der Abb. 13.

Tab. 7. Conodontenfaunen aus Schuttkalken, die in die Lydite eingeschaltet sind

Probe	30	31	32
<i>Gnathodus delicatus</i>		31	32
<i>G. semiglaber</i>			32
<i>G. texanus</i>	30	31	
<i>Polygnathus communis</i>	30		
<i>Pol. orthoconstricta</i>			32
<i>Pseudopolygnathus primus</i>			32
<i>Ps. triangulus triangulus</i>			32
<i>Scaliognathus anchoralis</i>	30		
<i>Siphonodella obsoleta</i>	30		
<i>Siph. sp.</i>			32
Umlagerte oberdevonische Conodonten:			
<i>Palmatolepis sp.</i>	30	31	
<i>Pal. minuta minuta</i>	30		
<i>Pal. cf. subrecta</i>	30		

Probe 30 Untere Crinoidenschuttkalk-Bank der Abb. 13. Probe 31 Obere Crinoidenschuttkalk-Bank der Abb. 13. Probe 32 Crinoidenschuttkalk an der neuen Straße Theeten-Hachen, oberhalb des Absatzbeckens (R 34 33 600, H 56 67 480).

Die Faunen stellen Mischfaunen vom do I bis zum cu II dar. Die jüngsten Conodonten sind in die *anchoralis*-Zone einzustufen.

2.6.3. Kieselkalke

Die Kieselkalke konnten in der Kartierung nur teilweise ausgehalten werden. Sie wurden daher auf der Taf. 12 mit den Lyditen zusammengefaßt.

Einstufung: Obere *Pericyclus*-Stufe bis Untere *Goniatites*-Stufe (cuII δ bis cuIII α).

Untergrenze: Die Kieselkalke beginnen mit lyditfreien kieseligen, plattigen Kalken.

Obergrenze: Die Hangendgrenze wurde unter den ersten, mehrere dm mächtigen Tonschiefern gezogen.

Mächtigkeit: ca. 10 m.

Gesteine und Schichtenfolge: Die Kieselkalke bestehen aus gelben bis gelbgrauen und dunklen, dichten, tonigen Kalken, die in Platten von 0,5–2,0 cm aufspalten. Crinoidenschuttkalke und mm-starke Lagen von Tonschiefern sind in die plattigen Kalke eingeschaltet, kalkfreie Lydite fehlen.

Fauna und Flora: Foraminiferen, Muscheln (*Posidonia becheri* BRONN), Brachiopoden, Goniatiten, „Orthoceren“, Algen und Pflanzenreste. Conodonten konnten wegen der starken Einkieselung der Kalke nicht gewonnen werden. Die Fauna stammt im wesentlichen von drei Fundpunkten:

1. Wegprofil der Abb. 15 (Fundpunkt A):

Entogonites grimmeri KITTL vel

Muensteroceras truncatum (PHILLIPS)

2. Verrollter Lesestein am SW-Hang der Weilenseid:

Lusitanoceras subcirculare (MILLER)
Chonetes (Chonetes) longespinus ROEMER
Hyolithes roemeri KOENEN

3. Verrollter Lesestein N Wollberg:

Goniatites crenistria PHILLIPS

2.6.4. Kulmtonschiefer

Bezeichnung bei älteren Autoren:

Hangende Culmtonschiefer (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922)

Kulmtonschiefer (WEBER 1934, PAECKELMANN 1937)

Einstufung: *Goniatites*-Stufe bis *Eumorphoceras*-Stufe (cuIII α_2 –E).

Im Arbeitsgebiet konnten die Kulmtonschiefer nur bis zum cuIII γ faunistisch nachgewiesen werden. Da aber die Faunen des cuIII γ schon im ersten Drittel der gesamten Tonschiefermächtigkeit beginnen und über den letzten fossilführenden Schichten noch viele Meter Tonschiefer folgen, in denen keine Fauna gefunden werden konnte, kann ein Durchlaufen der Sedimentation in das Oberkarbon auch in diesem Gebiet angenommen werden, zumal direkt westlich des kartierten Geländes im

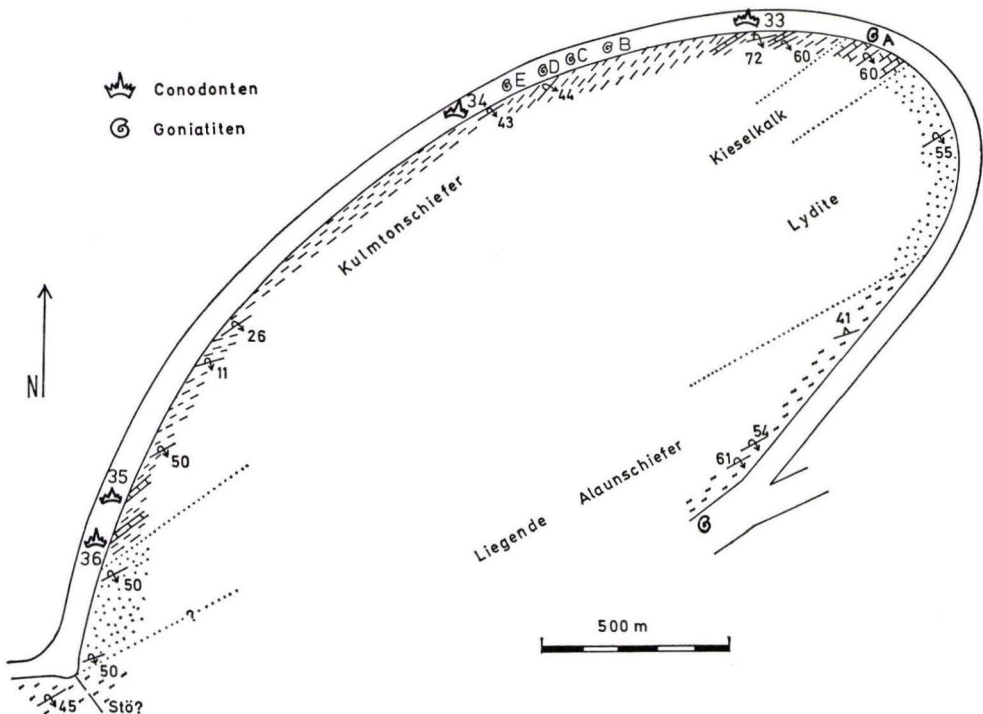


Abb. 15. Wegprofil von den Liegenden Alaunschiefern bis in die Kulmtonschiefer ca. 350 m NE Weilenseid (R 34 33 570, H 56 68 325).

Steinbruch Rademacher bei Grevenbrück Oberkarbon mit *Eumorphoceras pseudo bilingue* BISAT nachgewiesen wurde (HORN 1960).

Untergrenze: Die Kulmtonschiefer beginnen mit geschlossenen Tonschieferhorizonten über dem Kieselkalk.

Obergrenze: Eine Hangendgrenze kann nicht festgelegt werden, da der Kulmtonschiefer das jüngste paläozoische Schichtglied im bearbeiteten Raum ist.

Mächtigkeit: Mindestens 60–80 m.

Gesteine und Schichtenfolge: Die Kulmtonschiefer bestehen im unteren Teil aus dunkelbraunen bis grauschwarzen, z. T. schwach sandigen Tonschiefern. Sie sind sehr fossilreich und können als Posidonienschiefer abgetrennt werden. Zahlreiche dichte und konglomeratische Kalke, Crinoidenschuttkalke und eisenschüssige Kalkknollen sind im tieferen Abschnitt der Kulmtonschiefer eingeschaltet. Im höheren Teil überwiegen fossilarme, dunkelgrau und schwarz gebänderte, kalkfreie, reine Tonschiefer.

Tab. 8. Conodonten aus Kalkeinschaltungen in den Kulmtonschiefern

Probe	33	34	35	36
<i>Gnathodus bilineatus bilineatus</i>		34		36
<i>G. delicatus</i>			35	
<i>G. girtyi girtyi</i>			35	36
<i>G. semiglaber</i>		34		
<i>G. texanus</i>	33		35	36
<i>Paragnathodus commutatus commutatus</i>		34		
<i>Pseudopolygnathus triangulus pinnatus</i>			35	
<i>Siphonodella</i> sp.			35	

Fundpunkte 33–36 s. Abb. 15. Die 4 Proben sind in die *Gnathodus-bilineatus-bilineatus*-Zonen einzustufen.

Tab. 9. Cephalopoden, Trilobiten und Brachiopoden aus den Kulmtonschiefern

Probe	B	C	D	E	F	G	H
<i>Goniatites granosus</i> PORTLOCK		C	D		F	G	
<i>G. granosus poststriatus</i> (BRÜNING)		C	D				
<i>G. striatus elegans</i>					F		
<i>Lusitanoceras subcirculare newsomi</i> (SMITH)				E			
<i>Lus. subcirculare spirale</i> (PHILLIPS)							H
„ <i>Phillipsia</i> “ <i>westfalica</i> NEBE						G	H
<i>Pseudospatulina kraemeri</i> HAHN						G	
<i>Leiorhynchus</i> sp.	B						
<i>L. papyracea</i> (ROEMER)		C					
<i>Spiriferina biplicata</i> DAVIDSON						G	
<i>Strellenia</i> sp.						G	

Probe B–E s. Abb. 15. Probe F Lesestein aus demselben Profil. Probe G Weganschnitt 270 m NW Weilenscheid (R 33 280, H 68 200). Probe H Weganschnitt 300 m SW Elspe (R 33 860, H 68 820).

Fauna und Flora: Foraminiferen, Conodonten, Bryozoen, Crinoiden, Korallen, Muscheln (*Posidonia becheri* BRONN), Brachiopoden, Goniatiten, „Orthoceren“, Trilobiten, Algen und Pflanzenreste. Die wichtigsten Faunen sind in Tab. 8 und 9 zusammengefaßt.

3. Fazies und Paläogeographie

In der Givet-Stufe stehen sich rheinische Fazies (sensu H. SCHMIDT 1926) im NW und hercynische Fazies im SE des Arbeitsgebietes gegenüber. Die Grenze zwischen den beiden Fazieszonen markiert den nördlichen Schelfrand der variskischen Geosynklinale zur Zeit des höheren Mitteldevons. Nördlich der Faziesgrenze werden klastische Schelfsedimente und Schelfkarbonate (einschließlich der Riffe) abgelagert, südlich davon ist die Trogfazies mit feinklastischen Sedimenten verbreitet, in die gelegentlich suspensionsstromartig Schelfsedimente eingeschüttet wurden.

An der Wende Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe wurde das gesamte Arbeitsgebiet im Zuge der vororogenen Dehnungstektonik (KREBS 1968 b) unter Zurückverlagerung des Schelfrandes nach NW in den Bereich der Trogfazies einbezogen. Das ehemalige Attendorn-Elseper Riff bildete im höheren Oberdevon eine Untiefe, auf der ein Wachstum riffbauender Organismen nicht mehr möglich war. Dadurch wurde der Trog in Becken und Tiefschwellen (sensu RABEN 1956) gegliedert; nur wenige Partien des abgestorbenen Attendorn-Elseper Riffkomplexes lagen im mittleren Oberdevon bis Unterkarbon in einem Bereich, in dem Crinoiden-Bryozoen-Algenrasen mit Brachiopoden und vereinzelt rugosen Korallen siedeln konnten. In den übrigen Bereichen herrschte „Nichtsedimentation“ oder sogar Erosion vor, oder es wurden Cephalopodenkalke abgelagert, die über die Kalkknotenschiefer und Tonschiefer in die Beckenfazies überleiten. Erst im hohen Unterkarbon (cu III) wird das Attendorn-Elseper Riff endgültig in den Bereich des Beckens einbezogen. Ausführlich ist die Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie im Bereich des Attendorn-Elseper Riffkomplexes bei Gwosdz (1972) dargestellt. Daher sollen sich die folgenden Ausführungen auf die Schichten der Beckenfazies unter besonderer Beachtung der vom ehemaligen Riff in das Becken eingeschütteten Sedimente beschränken.

3. 1. Litho- und Biofazies der Beckensedimente im Oberdevon

Die weitaus wichtigsten oberdevonischen Sedimente des Untersuchungsgebietes sind die grauen, grünen und roten Schiefer und die mächtigen Sandsteinhorizonte.

Die Schiefer bestehen aus tonigen und feinschluffigen, schwach kalkigen Sedimenten, die gelegentlich durch gröbere Silt- oder Kalkknotenlagen gebändert erscheinen. Röntgenographische Untersuchungen ergaben folgende Komponenten (in abnehmender Häufigkeit):

Quarz
Chlorit
Serizit
Calcit
Feldspat.

Von untergeordneter Bedeutung sind in den grauen und grünen Sedimenten sekundär gesproßte Pyrite, während in den Rotschiefern Hämatit (bzw. Goethit) als Farbstoffträger anzutreffen ist (vgl. Kap. 4).

Die Fauna der oberdevonischen Schiefer setzt sich aus Ostrakoden, Tentakuliten und Styliolinen, Conodonten, Muscheln, Trilobiten und Lebensspuren zusammen. Da die Faunen aus verschiedenen Lebensbereichen stammen, läßt der Fossilinhalt der Schiefer erkennen, daß es sich um eine Thaphocoenose handelt.

Weitaus am häufigsten treten Tentakuliten und Styliolinen (auf die Adorf-Stufe beschränkt) und Ostrakoden auf, weshalb die Schichten von SANDBERGER (1847) als „Cypridinschiefer“ bezeichnet wurden. Tentakuliten und Styliolinen liegen häufig völlig unregelmäßig auf den Schichtflächen, Ostrakoden sind meist zweiklappig erhalten. Auch die Muscheln *Posidonia venusta* und die für den Kellwasserkalk charakteristischen Cardioconchen der Gattung *Buchiola*, deren benthonische oder pseudoplanktonische Lebensweise bei H. SCHMIDT (1935) diskutiert wird, liegen häufig in zweiklappigen Exemplaren vor.

Die Erhaltung und das gehäufte Auftreten der planktonischen und pseudoplanktonischen Fossilien deutet demnach auf einen relativ tiefen Ablagerungsraum mit ruhigen Sedimentationsbedingungen hin.

Eindeutig dem Benthos zuzurechnen sind die Trilobiten, die häufig in SALTER'scher Einbettung vorliegen und demnach nicht mehr umgelagert worden sind. Es handelt sich dabei meist um Phacopiden, deren ökologische Stellung bei RUD. RICHTER (1926: 9) behandelt wird. Demnach spricht auch die Erhaltung und die ökologische Anpassung der Trilobiten für einen ruhigen Sedimentationsraum (unterhalb des Einflusses der Wellenbewegung und tiefer als die photische Zone).

Daß die Schiefer jedoch nicht unter lebensfeindlichen Verhältnissen abgelagert wurden, zeigen die häufig anzutreffenden schichtparallelen Lebensspuren, die als Bewegungs- und Weidespuren auf der Sedimentationsoberfläche anzusehen sind. Am besten sind sie an den Unterseiten der Sandsteinbänke zu erkennen, da dort die Spuren, die vor der Sandschüttung angelegt worden sind, mit Sand ausgegossen wurden und als Positiv erhalten blieben.

Die Spuren sind nach der von SEILACHER (1967) gegebenen Gliederung in einen bathymetrischen Bereich zwischen die *Zoophycos*-Fazies und der Fazies der parkettierenden Weidespuren zu stellen.

Die fazielle Ausdeutung des Fossilinhaltes der oberdevonischen Schiefer deckt sich daher im wesentlichen mit den Ergebnissen, die RABIEN (1956) in der Waldecker Hauptmulde erarbeitete, wenn auch — abgesehen von kurzfristigen Unterbrechungen — keine Anzeichen für lebensfeindliche Bedingungen und Sauerstoffarmut gefunden werden konnten (zumindest nicht in den Rotsedimenten; vgl. Kap. 4).

Sandsteine sind in die oberdevonischen Schiefer des Arbeitsgebietes z. T. als geschlossene Horizonte, z. T. in Wechsellagerungen mit Schiefen von der hohen Nehden-Stufe bis in die Wocklum-Stufe eingeschaltet. Eine wesentliche fazielle Differenzierung der Sandsteine unterschiedlichen Alters konnte nicht beobachtet werden, abgesehen von den sandigen Einschaltungen in den Oberen grüngrauen Schiefen, die einen etwas größeren mittleren Korndurchmesser haben als der Durchschnitt der übrigen oberdevonischen Sandsteine. Eine systematische Beschreibung der einzelnen

Sandsteinzonen mit den wichtigsten Kenngrößen (Korngröße, Sortierung, Rundung, Schichtungstyp und Sedimentstruktur) erfolgte bereits in Kap. 2.4. (Stratigraphie). Ferner haben sich KÜHN-VELTEN (1955), EINSELE (1963a) und PLESSMANN (1962) in umfassenderen Arbeiten auch mit den Schichten des Untersuchungsgebietes beschäftigt. Daher sollen im folgenden die Ergebnisse für die oberdevonischen Sandsteine nur noch einmal kurz zusammengefaßt werden.

Die Sandsteinbänke setzen in der Regel mit scharfer Grenze über den Schiefem ein. Dabei weisen Banksohlmarken wie Strömungslination, flute casts, Schleifmarken und Ausfüllungen von Spuren darauf hin, daß die Sande mit erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten unter teilweiser Erosion der tonigen Ablagerungen herantransportiert wurden. Der Beginn einer Sandschüttung war demnach ein „plötzliches“ Ereignis, welches die Sedimentation der schluffig tonigen Schichten unterbrach.

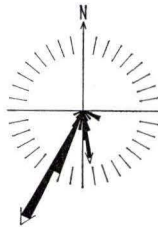


Abb. 16. Strömungsrichtung im Oberdevon nach Einmessung von polaren Banksohlmarken an 42 Sandsteinbänken.

Das innere Gefüge der Sandsteinbänke wird durch eine Feinschichtung charakterisiert, die durch schichtparallele Glimmeranreicherungen betont wird. Parallele Feinschichtung ist selten, kleindimensionale Schrägschichtung am häufigsten anzutreffen, texturlose Bänke fehlen fast völlig. Der Transport der Sande erfolgte demnach überwiegend durch laminare Strömungen, d. h., die Sedimente müssen als Laminiten und können nicht als Turbidite bezeichnet werden.

Die Strömungsrichtung, die anhand von Strömungsmarken eingemessen werden konnte, ist in allen oberdevonischen Schichten des Untersuchungsgebietes sehr konstant (Abb. 16). Bei einer Rekonstruktion der Strömung ist jedoch die tektonische Lage der Banksohlmarken (überkippte Lagerung, Achsenabtauchen) unbedingt zu beachten, wie die unterschiedlichen Auswertungen von PLESSMANN (1962) und EINSELE (1963b) aus ein und demselben Aufschluß deutlich zeigen.

Abb. 16 zeigt, daß die Schüttung der oberdevonischen Sandsteine, die in diesem Bereich der variskischen Geosynklinale im wesentlichen aus NW angeliefert wurden, hier lokal von N-NE erfolgte, worin sich die Schwellenposition des ehemaligen Attendorn-Elsper Riffs dokumentiert, das von den sandigen Sedimenten umflossen wurde.

Die primären Sedimentgefüge werden häufig von convolute bedding überprägt, dessen Entstehung bei EINSELE (1963a) ausführlich diskutiert wird und das nicht auf subaquatische Rutschungen zurückzuführen ist, wie KÜHN-VELTEN (1955) vertritt. Lithologisch werden die oberdevonischen Sandsteine durch folgende Parameter gekennzeichnet: Die mittlere Korngröße liegt mit 0,03–0,1 mm im Grenzbereich

Schluff/Feinsand, d. h. die Sedimente sind exakt z. T. als Silt- und z. T. als Feinsandsteine zu bezeichnen. Die meisten Bänke weisen eine schwache Gradierung auf. Das Korngrößenspektrum ist sehr eng, die Sandsteine sind daher gut bis sehr gut sortiert. Der Rundungsgrad ist in Abhängigkeit der Korngröße gering (subangular). Quarziti-sche Gefüge konnten selten beobachtet werden. Röntgenographische Untersuchungen ergaben folgende Hauptkomponenten (in abnehmender Häufigkeit; vgl. Abb. 6):

Quarz
Feldspat (Plagioklas > Orthoklas)
Calcit
Serizit
Chlorit.

Die Feldspäte sind zum großen Teil stark korrodiert (Taf. 13 Fig. 4), ihr prozentua-ler Anteil hängt in erster Linie von der mittleren Korngröße der Sandsteine ab (Abb. 17). Glimmer können lagenweise bis über 50 Vol.-% angereichert sein.

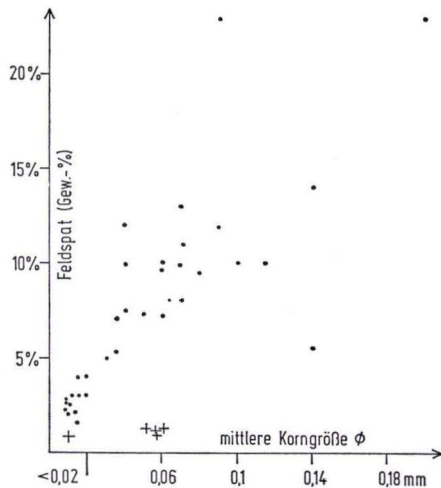


Abb. 17. Korrelation von Quarz/Feldspat-Verhältnis und Korngröße aus den oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimenten der Beckenfazies in der mittleren Elspers Mulde (Kreuze: Liegende Alaunschiefer, Punkte: übrige Sedimente).

Fauna fehlt in den oberdevonischen Sandsteinbänken fast ganz. Lediglich aus dem Oberen Sandstein (Abb. 8) konnten unbestimmbare Cephalopodenabdrücke geborgen werden. Auch Ichnofossilien sind in den Sandsteinen selten, meist ist die ausgeprägte Feinschichtung vollständig erhalten (keine Bioturbation). Dagegen kommen Pflanzenhäcksellagen besonders im Mittleren Sandstein häufiger vor.

Im Oberen Sandstein sind in mehreren Horizonten Linsen und Bänke von organodetritischem Kalk eingeschaltet. Die grauen, spätigen Kalke bestehen neben der nichtbiogenen Komponente Quarz (bis 10 Vol.-%) in erster Linie aus Crinoidenstielgliedern (über 50 Vol.-%). Von untergeordneter Bedeutung sind Foraminiferen, Ostrakoden, Brachiopoden, Gastropoden und Algen (*Girvanella ducii* WETHERED; Taf. 14 Fig. 7). Die Grundmasse ist spätig, so daß die Kalke nach FOLK (1959) als

quarzdetritusführende Biosparite bezeichnet werden können. Kalkgerölle wurden nicht gefunden, obwohl Conodonten-Mischfaunen von der Adorf-Stufe bis in die Dasberg-Stufe auf eine Aufarbeitung älterer Sedimente hinweisen. Die Kalke sind nach ihrem Faunen- und Floreninhalt typische Flachseebildungen. Die gute Erhaltung der feinen Algenstrukturen und der übrigen Komponenten weist auf einen kurzen Transportweg hin.

Die ooidführenden Konglomerate, die N Elspe im Oberen Sandstein auftreten (Kap. 2.4.6.) werden faziell durch folgende Eigenschaften charakterisiert (Taf. 14 Fig. 5 und 6): Die Grundmasse, die in ihrer Ausbildung den Oberen Sandsteinen entspricht, besteht aus Quarz und Feldspat in einer kalkig tonigen Matrix. Ooide, Onkoide und Biodetritus (Korallen, Brachiopoden, Crinoiden, Bryozoen, Algen) sind in flachem Wasser entstanden (Hochschwellenfazies), ihr Transportweg kann wegen der guten Erhaltung nur kurz gewesen sein. Die Kalkgerölle dürften ebenfalls von einem in Erosion befindlichen Hochgebiet aus der näheren Umgebung abzuleiten sein. Die Gerölle aus Gangquarz und Gesteinsfragmenten sind dagegen meist gut gerundet, was auf ein weiter entferntes Liefergebiet hindeutet. Zum Transport der Ooide und Konglomerate ist eine Strömungsgeschwindigkeit erforderlich, deren Transportkraft erheblich über der liegt, die für die oberdevonischen Sandsteine benötigt wurde. Da die ooidführenden Sandsteine und Konglomerate nur lokal auftreten, muß ein eng begrenzter Sedimentationsraum angenommen werden.

Aus den bisherigen Ausführungen folgt, daß die Schiefer als eigentlich autochthone Sedimente der oberdevonischen Beckenfazies anzusehen sind. Sie sind in einem ruhigen Sedimentationsraum ohne nennenswerten Strömungseinfluß abgelagert worden. In die autochthonen Schiefer wurden sporadisch Sande eingeschüttet, die von N (bis NW) unter erhöhter Strömungsgeschwindigkeit vom Old-Red Kontinent in das Becken als allochthone Sedimente transportiert wurden. Gleichzeitig wurde in der Nehden-Stufe Pflanzenhäcksel eingeschwemmt, wodurch die Sedimentherkunft vom Kontinent dokumentiert wird.

Weitere allochthone Einschaltungen stellen die im hohen Oberdevon auftretenden Croniodenschuttkalke, konglomeratischen Sandsteine und Konglomerate dar, die auf den Einfluß des abgestorbenen Attendorn-Elsper Riffes zurückzuführen sind. Die noch in den Bereich der Hochschwellen aufragenden Riffteile lieferten sowohl den Biodetritus aus Crinoiden, Bryozoen, Foraminiferen, Algen und Brachiopoden als auch die Kalkooide und Kalkgerölle (Conodonten-Mischfaunen), während die Quarzkonglomerate vom Old-Red-Kontinent oder von lokalen Schwellen abgeleitet werden müssen, von denen sie in Strömungsrinnen (?) geschüttet worden sind.

3.2. Litho- und Biofazies der Sedimente im Unterkarbon

Mit den Liegenden Alaunschiefern und den darauffolgenden Lyditen, Kieselkalken und Kulmtonschiefern setzt die Kulmfazies, wie sie für weite Teile des Rheinischen Schiefergebirges typisch ist, im bearbeiteten Gebiet ein. In diese für die Beckenfazies charakteristischen Sedimente sind bis in das cu III immer wieder Konglomerate und Schuttkalke eingeschaltet. Die Mikrofazies der unterkarbonischen Kalke im Bereich des abgestorbenen Riffes und der davon abzuleitenden Schuttkalke in der Beckenfazies wird z. Z. gemeinsam mit Herrn Dr. W. Gwosdz (Braunschweig) erarbeitet.

Die Liegenden Alaunschiefer treten einmal in ihrer typischen Ausbildung auf als milde, tiefschwarze, pyritreiche, z. T. weißlich ausbleichende Schiefer mit vereinzelt Phosphoritknollen. Die durchweg kalkfreien, an organischer Substanz reichen Schiefer werden nach röntgenographischen Untersuchungen aus folgenden Hauptkomponenten aufgebaut (Abb. 6):

Quarz
Serizit.

Auffällig ist das Zurücktreten oder völlige Fehlen von Chlorit, der in den oberdevonischen Sedimenten den Hauptanteil der Glimmer ausmacht. Auch kalkige Schiefer wurden nicht beobachtet. Dagegen ist organogener Apatit als Nebenbestandteil in den Liegenden Alaunschiefern angereichert (Schiefer-Conodonten, Phosphoritknollen). Der Fossilinhalt wird in erster Linie von planktonischen und nektonischen Organismen gebildet (Conodonten, Radiolarien, Goniatiten). Von besonderer Bedeutung ist die auf manchen Schichtflächen gehäufte Ichnofauna, die anzeigt, daß jedenfalls zeitweise der Boden von Benthos besiedelt war. Die Ichnofossilien sind in die Fazies der parkettierenden Weidespuren (SEILACHER 1967) einzuordnen. Daher dürfte der Sedimentationsraum zur Zeit der Liegenden Alaunschiefer biologisch der Tiefsee angehört haben (zur Bathymetrie s. aber RABIEN 1956: 43). Neben den typischen Alaunschiefern treten siltige bis feinsandige Schiefer auf (Taf. 15 Fig. 9), die nach GWOSDZ (1972) mit Annäherung an das ehemalige Attendorn-Elsper Riff häufiger werden. Nach röntgenographischen Aufnahmen und Dünnschliffen besteht die Silt/Feinsandkomponente fast ausschließlich aus detritischem Quarz. Während bei den oberdevonischen Sedimenten Feldspäte in Abhängigkeit von der Korngröße der Sandsteine häufig sind, fehlen sie auch in den feinsandigen Partien der Liegenden Alaunschiefer fast ganz (Abb. 17).

Eine morphologische Gliederung des Sedimentationsraumes wird neben der faziellen Differenzierung offenbar durch die Mächtigkeitsschwankungen angezeigt. Die Mächtigkeit der Liegenden Alaunschiefer nimmt von SE nach NW hin ab, um schließlich am Massenkalk bei Trockenbrück ganz auszuweichen. Teilweise muß die Mächtigkeitsreduktion der Liegenden Alaunschiefer aber auch auf Erosion vor und während der Ablagerung der Lydite und Kieselkalke zurückgeführt werden.

Der Lydit ist ebenfalls mit unterschiedlicher Mächtigkeit fast im ganzen Kartiergebiet entwickelt. Erst bei Trockenbrück wird der Lydit durch Kalke ersetzt, die hier bis in das $cu\ II\ \beta/\gamma$ nachgewiesen sind (ZIELGER in KRONBERG et al. 1960). In die eigentlichen Lydite und in die dichten, plattigen Kieselkalke sind zahlreiche Konglomerate und Schuttkalke eingeschichtet (Kap. 2.6.2. und 2.6.3.). Die Fauna der Schuttkalke setzt sich aus typischen Flachwasserformen wie Crinoiden, Bryozoen, Korallen und Foraminiferen zusammen, die Flora ist durch Algen vertreten. Ooide und Onkoide sind relativ häufig und sind als weitere Hinweise auf flaches und bewegtes Wasser zu werten. Als Liefergebiet dürften, wie im hohen Oberdevon, die Untiefen des ehemaligen Attendorn-Elsper Riffes gewirkt haben. Ob Crinoiden oder Foraminiferen den größten Teil der biogenen Komponente der Schuttkalke ausmachen, scheint weniger eine Frage der palökologischen Differenzierung des Liefergebietes gewesen zu sein, als vielmehr eine Frage der auftretenden Strömungsgeschwindigkeiten.

Den Kulmtonschiefern fehlen in diesem Gebiet die im südlichen Schiefergebirge verbreiteten Grauwackeneinschaltungen. Der Sandgehalt ist im allgemeinen sehr gering. Auch eine eindeutige Strömungsrichtung konnte nicht ermittelt werden (Abb. 18). Wichtigste Mineralkomponenten der Kulmtonschiefer sind (in abnehmender Häufigkeit):

Quarz
Serizit
Chlorit
Feldspat

Die Fauna ist im tiefen Teil der Kulmtonschiefer sehr arten- und individuenreich (NICOLAUS 1963). Benthos und Nekton sind beide vertreten. Der Sedimentationsraum ist demnach nicht allzu tief gewesen, da Crinoiden, Korallen, Muscheln, Brachiopoden und Trilobiten ein reiches Bodenleben anzeigen.

Der Übergang vom Devon zum Karbon vollzog sich im Arbeitsgebiet ohne grundlegende Änderung des Ablagerungsraumes. Die Schwellen des Oberdevons lassen sich, wenn auch etwas reduziert, noch im Unterkarbon erkennen. Das kulmische Becken bestand also keineswegs aus einem einheitlichen Sedimentationsraum, und eine gleich-

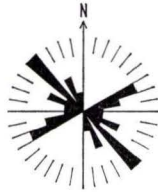


Abb. 18. Strömungsrichtung im Kulmtonschiefer nach Einmessung von 21 eingesteuerten Fossilresten. Eine Polarität konnte nicht ermittelt werden.

mäßige Ausbildung der Ablagerungen lag bis in das $cuIII\gamma$ nicht vor, wie H. WEBER (1934) annahm. Vielmehr ragten die oberdevonischen Schwellen z. T. noch in den Bewegtwasser-Bereich auf, so daß sich eine reiche Flachwasserfauna und -flora entwickeln konnte. Von den „Kohlenkalkinseln“ (HAHN 1967, HELMKAMPF 1967, KREBS 1968 b) wurden seit dem $cuII\beta/\gamma$ immer wieder Schuttkalke in das südöstlich sich anschließende Becken geschüttet, die je nach Transportmechanismus in schmalen Rinnen oder mehr oder weniger flächenhaft abgelagert wurden. Erst im höchsten Unterkarbon scheinen die Reliefunterschiede, eventuell in Verbindung mit einer Absenkung, ausgeglichen zu sein, da die höheren Kulmtonschiefer lithologisch sehr gleichmäßig ausgebildet sind, benthonische Faunen zurücktreten und Schuttkalke fehlen.

4. Geochemie

Aus dem Arbeitsgebiet wurden ca. 80 Proben entnommen und auf folgende Parameter qualitativ und quantitativ untersucht: mittlere Korngröße (Dünnschliff), Quarz/Feldspatverhältnis, Tonminerale, Calcit, Dolomit, Ca, Mg, Fe, Mn. Der Verfasser ist sich bewußt, daß die Anzahl der untersuchten Proben bei der Vielfalt der

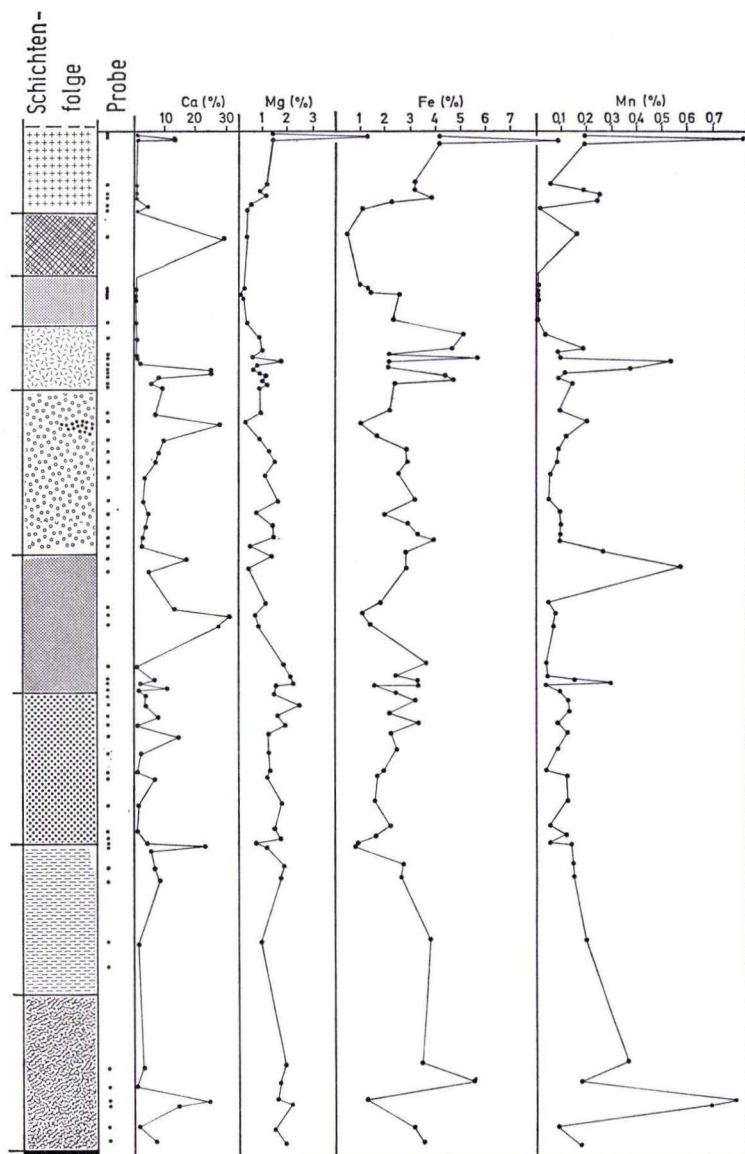


Abb. 19. Verteilung einiger geochemisch wichtiger Elemente in einem schematischen Säulenprofil aus der Beckenfazies der Elspey Mulde (Lithologie und Stratigraphie vgl. Abb. 6).

Gesteine nicht ausreichend, um bindende Aussagen zu machen. Deshalb werden weitere geochemische Untersuchungen an den Sedimenten der oberdevonisch-unterkarbonischen Beckenfazies im Rheinischen Schiefergebirge folgen. Trotzdem zeichnen sich schon jetzt Tendenzen ab, die im folgenden besprochen werden sollen.

4.1. Untersuchungsmethoden

Die Proben (ca. 500–1000 g) wurden in einem Labor-Backenbrecher („pulverisette 1“, Fa. Fritsch) auf etwa 5 mm Kantenlänge gebrochen. Ein Teil des vorgebrochenen Materials (ca. 200 g) wurden anschließend mit einer Planeten-Kugelmühle („pulverisette 5“) in Wolframcarbid-Mahlbechern staubfein gemahlen. Die Verunreinigungen mit WC und Co, die bei der Aufbereitung auftreten, stören oder verfälschen die durchgeführten Bestimmungen nicht.

Die gemahlene Analysenprobe wurde mit dem Philips-Röntgendiffraktometer (CuK α -Strahlung) aufgenommen und auf Quarz, Feldspat, Calcit, Dolomit (und Goethit/Hämatit) untersucht. Der Feldspatgehalt (Abb. 6) wurde aus diesen Aufnahmen durch das Größenverhältnis der Peaks von Quarz und Feldspat im Vergleich zu Eichaufnahmen ermittelt. Die daraus errechneten Feldspatgehalte (Gew.-%) beziehen sich auf das Verhältnis Quarz/Feldspat, wobei der Quarzgehalt gleich 100 Gew.-% gesetzt wurde.

Zur Identifizierung der Tonmineralien mußte der Kalkgehalt mit 0,1 n HCl entfernt werden. Der Rückstand wurde säurefrei gewaschen und in wäßriger Aufschlämmung mit einer Pipette auf einen Objektträger gebracht. Nach dem Trocknen dienten die so gewonnenen Texturpräparate der röntgenographischen Bestimmung mit dem Philips-Röntgendiffraktometer (CuK α -Strahlung). Neben der qualitativen Auswertung wurde das Verhältnis von Serizit/Chlorit aufgrund der Stärke der 001-Reflexe abgeschätzt.

Zur Analyse von Ca, Mg, Fe und Mn wurde 1 g Substanz in Königswasser ca. 30 min. auf dem Wasserbad erhitzt. Die Analyseergebnisse geben daher lediglich den in HCl/HNO₃-löslichen Anteil der bestimmten Größen an. Nach der nötigen Verdünnung wurden die Elemente direkt mit dem Atom-Absorptions-Spektralphotometer (Perkin-Elmer 303) bestimmt.

4.2. Geochemische Befunde

Die wichtigsten Analyseergebnisse sind in den Abb. 6 und 19 dargestellt. Die Daten der Abb. 6 wurden schon in den vorhergehenden Kapiteln besprochen.

Calcium und Magnesium

Calcium ist in erster Linie als Calcit gebunden, wie röntgenographische Aufnahmen bestätigen. Auffällig sind die extrem niedrigen Ca-Gehalte der Liegenden Alaunschiefer und die im Durchschnitt geringen Ca-Werte in den Kulmtonschiefern. Eine positive Korrelation zwischen Ca und Mg besteht nicht. Magnesium liegt daher nicht als Mg-Calcit oder Dolomit vor, wenn man von dem Unteren Kellwasserkalk-Horizont absieht (BUGGISCHE 1972), in dem hier lokal Dolomit nachgewiesen werden konnte. Vielmehr dürfte Mg hauptsächlich an die Ton- und Glimmerminerale, besonders Chlorit gebunden sein. Durch das Fehlen von Chlorit in den Liegenden Alaunschiefern werden auch die niedrigen Mg-Gehalte in diesem Schichtglied verständlich.

Eisen und Mangan

Die auffallenden Farbunterschiede in den oberdevonischen Schiefern sind auf verschiedene Oxydationsstufen des Eisens zurückzuführen. Die grünen Schiefer haben Fe⁺⁺ in silikatischer Form gebunden, hauptsächlich als Fe-reichen Chlorit (vgl. EHRENBERG et al. 1954), die Rotschiefer enthalten nach röntgenographischen Unter-

suchungen von EINSELE (1963 b) Hämatit, nach Dünnschliffuntersuchungen nach EHRENBERG et al. (1954) Rubinglimmer. Analysen aus den roten und grauen Schiefen ergaben im Mittel 3–4% Fe. Die Analysenergebnisse stimmen gut mit den Werten, die EINSELE (1963 b) ermittelte, überein. Fe-Gehalte von über 50% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, die EHRENBERG et al. (1954) angeben, liegen eine Zehnerpotenz über den analysierten Werten und erscheinen sehr unwahrscheinlich (eventuell Druckfehler?).

Unterschiedliche Gehalte an Gesamteisen, ohne Rücksicht auf die Wertigkeit, bestehen jedoch zwischen den verschiedenen gefärbten Sedimenten nicht. Auch die unterkarbonischen Schiefer unterscheiden sich in ihren Fe-Werten nicht wesentlich von den oberdevonischen Sedimenten.

Eisen und Calcium haben eine schwache negative Korrelation, d. h., die Fe-Gehalte werden durch die Kalke verdünnt.

Eine direkte Beziehung zwischen Eisen und Mangan konnte nicht festgestellt werden. Vielmehr ist die für die Mn-Konzentrationen gezeichnete Kurve (Abb. 19) z. T. gegenläufig zu den Fe-Gehalten, da Mn außer in oxydischer Form auch karbonatisch gebunden sein kann und daher in einigen Kalkbänken angereichert ist (BUGGISCH 1972). Ein Unterschied zwischen den Mangangehalten in den roten und grünen Schiefen konnte nicht beobachtet werden, dafür fallen jedoch die extrem niedrigen Mn-Werte der Liegenden Alaunschiefer ins Auge.

4.3. Deutung einiger geochemischer und fazieller Befunde

4.3.1. Zur Frage der Rotschiefer

Die Frage der Rotfärbung der oberdevonischen „Cypridinen-Schiefer“ wird bei EINSELE (1963 b: 37 ff.) ausführlich diskutiert. EINSELE nimmt an, daß die vom Old-Red-Kontinent eingeschwemmten Sedimente (Sand, Silt und Ton) als rotgefärbtes Material angeliefert wurde. Das Sediment der grauen und grünen Schiefer soll während des Transportes reduziert und damit entfärbt worden sein. Dabei ist nach EINSELE die Reduzierbarkeit der Komponenten von Redoxpotential und Transportgeschwindigkeit, d. h. von der Verweilzeit der Sedimente in reduzierendem Milieu auf dem Transportweg abhängig. Bei dieser Deutung treten aber einige Widersprüche auf, die nur mit zusätzlichen Annahmen aus dem Wege geräumt werden können.

1. Zahlreiche Rezentbeobachtungen zeigen, daß, abgesehen von Delta-Schüttungen, die Schelfsedimente – auch vor ariden Gebieten – fast durchweg grau gefärbt sind, unabhängig von der Farbe des angelieferten Materials. Die linksrheinischen oberdevonischen Sande und Tone aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Old-Red-Festlandes bestätigen diese Beobachtung auch für das oberdevonische Meer.
2. Sandsteine, die sicher schneller sedimentiert worden sind als die Schiefer, sind im Oberdevon fast durchweg grau gefärbt, soweit das Eisen nicht durch rezente Verwitterungen zu FeOOH aufoxydiert worden ist. EINSELE erklärt diesen Befund damit, daß die Sande erstens weniger Fe beinhalten als die Schiefer, so daß sie schneller entfärbt werden konnten. Zweitens sollen die Sandsteine im Schelfgebiet unter reduzierenden Bedingungen häufiger umgelagert worden sein. Es ist sicher richtig, daß die Sandsteine der Beckenfazies nicht direkt vom Kontinent abzuleiten sind, sondern daß sie mehrfach aufgearbeitet wurden. Andererseits ist das Verhältnis Volumen: Oberfläche bei den Komponenten der Tonfraktion wesentlich

ungünstiger, so daß die Reduktion der tonigen Partikel wesentlich schneller ablaufen sollte. Es ist daher nach wie vor ungeklärt, warum das Fe^{2+} der Tone nicht auch auf dem Transportweg reduziert worden sein soll.

3. Die Rotfärbung der oberdevonischen Schiefer ist selbst auf kurze Distanz nicht horizontbeständig, obwohl das tonige Material den gleichen Transportweg zurückgelegt hat. Auch eine Abnahme der Rotfärbung mit der Entfernung vom Liefergebiet im N kann nicht beobachtet werden.
4. Die Fe-Gehalte sind unabhängig von der Farbe im Mittel gleich groß, da Fe sowohl in zweiwertiger als auch in dreiwertiger Form fixiert werden kann. Dies gilt jedoch in kalkfreien Sedimenten nicht für die Mangan-Gehalte, da Mn im sedimentären Bereich in erster Linie als MnO_2 eine schwerlösliche Verbindung bildet, als Mn^{2+} , jedoch teilweise in Lösung geht. Mangan, das sehr empfindlich auf Redox-Schwankungen reagiert, müßte daher gegenüber den grünen Schiefen in den Rotsedimenten angereichert worden sein, falls die Rotfärbung direkt vom Old-Red-Kontinent abgeleitet werden soll. Die geochemischen Befunde entsprechen dem aber nicht, eine Abhängigkeit der Mangangehalte von der Sedimentfarbe kann nicht beobachtet werden.

Wesentlich zwangloser lassen sich die geochemischen und faziellen Befunde im Einklang mit den rezenten Beobachtungen deuten, wenn man die Färbung der oberdevonischen Schiefer auf das Redox-Potential am Ablagerungsort während der Sedimentation und bei der Diagenese zurückführt. Dabei spielt das lokale Ablagerungsmilieu die entscheidende Rolle, unabhängig davon, in welcher Oxydationsform das Fe im Sediment bei der Anlieferung vorlag. Schnell geschüttete Sedimente wie die Sandsteine und Schuttkalke konnten dabei nicht mehr wesentlich verändert werden. Das jeweilige Redox-System dürfte wahrscheinlich z. T. durch die lokale morphologische Gliederung des Sedimentationsraumes beeinflußt worden sein. Dabei ist zu beachten, daß morphologische Schwellenposition nicht gleichzeitig Sauerstoffüberschuß im Sediment bedeutet. Vielmehr scheint die Rotfärbung von den Schwellen zum Becken hin eher zuzunehmen als zurückzutreten (sauerstoffreiche Bodenwässer in den Sedimentationsbecken?).

4.3.2. Die Sonderfazies der Liegenden Alaunschiefer

Auf die eigentümliche Ausbildung der Liegenden Alaunschiefer wurde in der Literatur wiederholt hingewiesen. Unter anderen hob vor allem KREBS (1968b) die Sonderstellung dieser Schwarzschiefer hervor, deren Entstehung an einen „paläogeographischen Wendepunkt“ in der Entwicklung der variskischen Geosynklinale gebunden war. Hier soll auf einige Eigenheiten der Liegenden Alaunschiefer hingewiesen werden, die die Sonderstellung dieser Schwarzschiefer in der oberdevonisch-unterkarbonischen Schichtenfolge unterstreichen. Die Liegenden Alaunschiefer unterscheiden sich in dem Untersuchungsgebiet von den übrigen oberdevonisch-unterkarbonischen Sedimenten durch folgende geochemische und fazielle Daten (Abb. 6 und 19):

1. Die schwarze Farbe der Liegenden Alaunschiefer ist auf ehemals bituminöse Substanz zurückzuführen.

2. Kalkeinschaltungen oder kalkige Schiefer fehlen im Arbeitsgebiet fast völlig, entsprechend sind die Ca-Gehalte extrem niedrig.
3. Chlorit, der in den oberdevonischen Schiefen zu den Hauptkomponenten zählt und der auch in den Kulmtonschiefern vertreten ist, tritt in den Liegenden Alaunschiefern stark zurück oder fehlt sogar ganz. Die Gehalte an Mg, das im wesentlichen an den Chlorit gebunden sein dürfte, sind gering.
4. Siltige Partien der Liegenden Alaunschiefer sind, verglichen mit den oberdevonischen Siltsteinen, sehr arm an Feldspäten (Abb. 17).
5. Die Mangangehalte der Liegenden Alaunschiefer sind ein bis zwei Zehnerpotenzen niedriger als die der anderen oberdevonisch-unterkarbonischen Sedimente.

Die abweichende geochemisch-fazielle Ausbildung der Liegenden Alaunschiefer kann nicht auf Änderungen im Liefergebiet zurückgeführt werden, da sich die unter- und überlagernden Sedimente in Mineralbestand und geochemischer Charakteristik ähneln. Vielmehr müssen im Sedimentationsbecken selbst Bedingungen geherrscht haben, die zu der Ausbildung dieser Sonderfazies führten. Daß der Kalkgehalt fehlt, geht nicht auf mangelndes Kalkangebot (Abdrücke von Kalkschalern), sondern auf Lösung in kalkaggressivem Wasser zurück. Phosphatische Organismenreste sind dadurch angereichert worden. Der pH-Wert muß daher bei der Sedimentation und Diagenese in einem Bereich gelegen haben, in dem Kalk gelöst wurde, Apatit aber noch erhaltungsfähig war. Wie die Erhaltung der organischen Substanz beweist, war das Redox-Potential im Sediment negativ. Auch die geringen Mn-Gehalte weisen auf stark reduzierende Bedingungen hin (vgl. Kap. 4.3.1.). In diesem Sedimentationsmilieu mit niedrigen pH-Werten und negativem Redox-Potential dürften die Feldspäte und Chlorite nicht mehr beständig genug gewesen sein, so daß diese beiden Mineralkomponenten in den Liegenden Alaunschiefern nicht überliefert werden konnten.

Die Erhaltung der organischen Substanz bei einer geringen Sedimentationsrate legt in Verbindung mit den übrigen geochemischen Befunden die Annahme nahe, die Liegenden Alaunschiefer seien unter sapropelähnlichen Bedingungen abgelagert worden. Dagegen sprechen allerdings die in einigen Horizonten reichen Ichnofaunen (parkettierende Weidespuren), die anzeigen, daß mindestens zeitweise der Boden von Benthos besiedelt werden konnte.

5. Vergleich der Elspen Mulde mit der Waldecker Hauptmulde und Dillmulde

Abschließend soll die stratigraphisch-fazielle Ausbildung der oberdevonisch-unterkarbonischen Schichten aus der Beckenfazies der Waldecker Hauptmulde und der Dillmulde mit der des Arbeitsgebietes verglichen werden. Der Vergleich basiert im wesentlichen auf Arbeiten von RABLEN (1956 und 1970 in LIPPERT et al. 1970). Eigene Untersuchungen beschränken sich außerhalb der Elspen Mulde auf vereinzelte Profilaufnahmen (BUGGISCH 1972).

In der Givet-Stufe unterscheiden sich die drei zu vergleichenden Gebiete grundsätzlich in ihrer paläogeographischen Position:

Durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde verläuft die Grenze Schelf/Trog. Der NW-Teil ist dem nördlichen Schelf der variskischen Geosynklinale zuzurechnen. Hier findet man in der „Lenneschiefer-Fazies“ und im Massenkalk typische Schelfsedimente. Im SW steht den Flachwassersedimenten die Trogfazies mit den „Meggener Schichten“ (GWOSDZ & KRÜGER 1972) gegenüber, in die feinklastische Schüttungen vom Schelf her eingeschaltet worden sind. Neuerdings konnten von FUCHS (in KREBS 1972: 191) auch saure Tuffite in den Meggener Schichten gefunden werden. Während der Adorf-Stufe wurde der Schelfrand nach N zurückverlagert, wodurch auch die Attendorn-Elsper Doppelmulde ganz in den Bereich der Trogfazies einbezogen wurde.

Die Waldecker Hauptmulde war in der Givet-Stufe als Teil eines Troges dem Schelf vorgelagert. Der Schelfrand, der im Bereich des Briloner Riffes zu suchen sein dürfte, ist heute von der Waldecker Hauptmulde durch den Ostsauerländer Hauptsattel getrennt. Die Schichten der Waldecker Hauptmulde können daher als typisch für die Beckenfazies angesehen werden.

Die Dillmulde gehört in den zentralen Teil des Rheinischen Troges der variskischen Geosynklinale. In der höheren Givet-Stufe wird dieser Bereich des Troges durch den ersten Höhepunkt des ophiolithischen Vulkanismus gekennzeichnet. Diese erste Phase des geosynklinalen Vulkanismus dauert bis in die Adorf-Stufe an und schafft ein Relief, das die Sedimentation bis zum cu II beeinflußt (KREBS 1966).

Im Oberdevon gehören schließlich alle drei Untersuchungsgebiete der „herzynischen Magnafazies“ (ERBEN 1962) an, wenn auch in der Dillmulde und in der Elesper Mulde vereinzelt lokale Gebiete höher aufragten (Hochschwellen, Tiefschwellen). Die Schwellen gehen auf vulkanische Gesteine, auf Riffe, die den Vulkangebieten aufsitzen (Dillmulde), und auf Schelfrandriffe (Elsper Mulde) zurück.

Im Oberen Oberdevon war die fazielle Differenzierung der Untersuchungsgebiete wesentlich geringer als in der Adorf-Stufe. Die oberdevonischen Schiefer-Sandstein-Folgen der Beckenfazies sind in allen drei Gebieten sehr ähnlich ausgebildet (Tab. 1). Einige charakteristische Eigenschaften der Schichten, die von der Elesper Mulde bis zur Dillmulde zu verfolgen sind, seien im folgenden herausgegriffen:

1. Autochthone Sedimente der Beckenfazies sind die „Cypridinen-Schiefer“, die in der gesamten rechtsrheinischen Trogfazies gleich ausgebildet sind.
2. In die autochthonen Schiefer sind Sande eingeschichtet, deren Schüttungen in der hohen Adorf-Stufe, an der Wende Nehden-/Hemberg-Stufe und in der hohen Dasberg-Stufe Höhepunkte erreichten.
3. Nach Untersuchungen von PLESSMANN (1962), EINSELE (1963b) und HENNINGSSEN (1972) sind die oberdevonischen Sandsteine aller drei Gebiete vom Old-Red-Kontinent her geliefert worden.
4. Die Sandsteine der Nehden-Stufe sind dickbankiger als die übrigen oberdevonischen Sandsteine und zeichnen sich durch Pflanzenhäcksellagen aus.
5. In den Schichten der Dasberg-/Wocklum-Stufe treten sowohl in der Dillmulde als auch in der Elesper Mulde ooidführende konglomeratische Sandsteine auf.

Die Mächtigkeit der Schichtenfolge im Oberen Oberdevon nimmt von der Elesper Mulde (500–550 m) über die Waldecker Hauptmulde (220–400 m) zur Dillmulde

(150–300 m) ab. Hierin bildet sich vermutlich die unterschiedliche Entfernung zum Liefergebiet im N ab.

Im höchsten Oberdevon macht sich die abweichende paläogeographische Position der Dillmulde mit der Bildung des „Jungoberdevonischen Bombenschalsteins“ erneut bemerkbar. Nach einer ruhigen Phase erreicht im Unterkarbon der geosynklinale Vulkanismus einen zweiten Höhepunkt. Intrusive und effusive Diabase nehmen in der Dillmulde weite Gebiete ein. In der Waldecker Hauptmulde und in der Elspers Mulde konnten dagegen – abgesehen von fraglichen Tuffiten in den Kulmkieselschiefern – keine Anzeichen für vulkanische Aktivität gefunden werden.

Die Grauwackenschüttungen des Unterkarbons, die die jüngsten bekannten Sedimente der Dillmulde bilden, werden von Süden (und E) geschüttet und erreichen die Elspers Mulde nicht. Vielmehr reicht in der Elspers Mulde die Tonschiefersedimentation in Kulmfazies bis in das Oberkarbon und bildet die jüngsten vororogenen Schichten, die innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges bisher bekannt geworden sind.

6. Zusammenfassung

Im Raum der mittleren Elspers Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) wurden die Schichten des Oberdevons bis zum tiefsten Oberkarbon untersucht. Es werden dazu eine Kartierung sowie Profilaufnahmen vorgelegt.

Im ersten Teil der Arbeit werden die einzelnen Schichtglieder beschrieben und biostratigraphisch eingestuft. Eine Übersicht über die gewonnenen Daten gibt Tab. 1. Neben Korrekturen in der Einstufung gegenüber älteren Autoren wurden folgende neue Ergebnisse erzielt:

1. Im hohen Oberdevon (Dasberg-Stufe) wurden erstmals in diesem Raum Mischfaunen mit Conodonten der Adorf-Stufe nachgewiesen.
2. Die ooidführenden Konglomerate N Elspe, die von HENKE & W. E. SCHMIDT (1922) zum „cue“ gerechnet wurden, konnten in die Oberen Sandsteine eingeordnet werden.
3. Im Unterkarbon wurden bis in das cuIII zahlreiche detritische und konglomeratische Kalke mit Mischfaunen des Oberdevons und Unterkarbons nachgewiesen.

Im zweiten Teil der Arbeit wird die fazielle Ausbildung der Sedimente näher beschrieben. Aufgrund von Untersuchungen der petrographischen Zusammensetzung und Korngrößenverteilung, der Sedimentgefüge, der Strömungsrichtungen und der Faunen wird ein paläogeographisches Bild entworfen:

1. Der Sedimentationsraum im SE des Arbeitsgebietes war im Oberdevon und Unterkarbon tief. Er zeigt mit Sandsteinen und Schiefern (herzynische Fazies) die typische Schichtenfolge des Beckens auf.
2. Der NW-Teil des Arbeitsgebietes wurde im Oberdevon und zeitweise im Unterkarbon als Folge des ehemaligen Attendorner Riffes von einer Tiefschwelle eingenommen, die über das Becken herausragte und eine geringmächtige, z. T. lückenhafte Sedimentation aufweist.

3. Die Sedimente lassen folgende Liefergebiete erkennen: Die Tonschiefer werden als autochthone Sedimente angesehen. Die Sandsteine werden vom Old-Red-Kontinent hergeleitet. Die Ooide, Onkoide und Kalkkomponenten der Konglomerate dürften zusammen mit Flachwasserfaunen und -flore aus NW von den letzten höheren Erhebungen des abgestorbenen Attendorner Riffes geliefert worden sein.
4. Das submarine Relief war erst im höchsten Unterkarbon in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes ausgeglichen, da von der hohen Dasberg-Stufe bis in das cuIII Schüttungen von den Untiefen des ehemaligen Riffes in die Sedimente der Beckenfazies nachgewiesen werden konnten. Erst die jüngsten unter- bis oberkarbonischen Sedimente sind lithologisch sehr einheitlich ausgebildet.

Im dritten Teil werden geochemische Analysen der Schichten angeführt (Abb. 6, 17 und 19). Es wird auf die Sonderstellung der Liegenden Alaunschiefer hingewiesen, die sich durch folgende Daten von der übrigen Schichtenfolge unterscheiden:

1. Kalk fehlt in den Liegenden Alaunschiefern fast völlig.
2. Phosphat ist dagegen angereichert.
3. Die Feldspatgehalte der siltigen Partien sind in den Liegenden Alaunschiefern sehr niedrig.
4. Chlorit, der den Hauptanteil der Tonminerale in den oberdevonischen Schiefern des Arbeitsgebietes ausmacht, fehlt fast ganz.
5. Die Mg- und Mn-Gehalte der Liegenden Alaunschiefer sind extrem niedrig.

Das Sedimentations- und Diagenesemilieu muß zur Zeit der Liegenden Alaunschiefer daher relativ sauer (niedriger pH: Kalklösung) und reduzierend (organische Substanz, fehlendes Mn) gewesen sein. Dennoch war der Boden mindestens zeitweise von Benthos besiedelt, wie Weidespuren in den Liegenden Alaunschiefern beweisen.

Die Rotfärbung der oberdevonischen Schiefer wird aufgrund geochemischer Daten nicht direkt vom Old-Red-Kontinent hergeleitet, sondern auf das lokale Milieu während der Sedimentation und Diagenese am Ablagerungsort zurückgeführt.

Im vierten Teil werden die unterschiedliche paläogeographische Stellung der Elspe Mulde, Dillmulde und Waldecker Hauptmulde und die daraus resultierenden Folgen diskutiert.

An der Wende dm/do hatten die drei Vergleichsgebiete folgende paläogeographische Positionen:

1. Die Attendorf-Elspe Doppelmulde wurde vom nördlichen Schelfrand der variskischen Geosynklinale durchzogen. Dem Schelfrand saßen Riffe auf.
2. Die Waldecker Hauptmulde war dem Schelfrand vorgelagert und enthält Sedimente, die für die Beckenfazies typisch sind.
3. Die Dillmulde gehörte dem zentralen Teil des rheinischen Troges an. Schichtenfolge und Fazies wurden durch den geosynklinalen Vulkanismus geprägt.

Im Oberdevon sind die Schichtenfolgen der Beckenfazies in allen drei Gebieten, die nun der herzynischen Magnafazies angehören, sehr ähnlich ausgebildet.

Im Unterkarbon treten die Unterschiede wieder deutlich zutage. In der Dillmulde erlangt der geosynklinaler Vulkanismus eine erhebliche Verbreitung. Die Elspe Mulde

wird von den aus S bis E geschütteten Grauwacken nicht mehr erreicht, vielmehr findet man hier die jüngsten bekannten karbonischen Sedimente in der Fazies der Kulmtonschiefer, die bis in das tiefste Oberkarbon reichen.

Summary

Upper Devonian, Mississippian and lowermost Pennsylvanian beds from the central part of the Elspe Mulde were examined. A geological map, composite sections and stratigraphic columns are subjoined.

In the first part of this report the units are described and categorized biostratigraphically. A general view of the outcoming data gives table 1. Besides improvements concerning the categorisation of units by former authors the following new results were obtained:

1. Mixed faunas composed of Dasbergian and Adorfian conodonts could be found in this area for the first time.
2. Conglomerates with ooids north of Elspe, once considered as "cue" by HENKE & W. E. SCHMIDT in 1922, could be placed into the Oberen Sandsteine.
3. In the Mississippian up to the cuIII numerous conglomerates and detrital limestones could be shown as well as mixed faunas containing Upper Devonian fossils.

In the second part this report gives a close look at the facies of the sediments. A paleogeographic picture was constructed by means of petrographical composition, distribution of grain size, structure of sediment, direction of currents and by faunas:

1. The southeastern area of investigation was in Upper Devonian and Mississippian times a deep basin with typical series of sandstones and shales (Hercynian facies).
2. In the northwestern area, however, the decayed Attendorn reef turned into a Tiefschwelle during the Upper Devonian and, temporarily, during the Mississippian. This Tiefschwelle protruded from the basin and shows thin, sometimes incomplete deposits.
3. The slates are considered as autochthonous sediments, whereas the sandstones originate from the Old Red continent. The ooids, oncoids and limestone components of the conglomerates along with pelagic faunas and floras should originate from the last crests of the extinct Attendorn reef.
4. The submarine relief was not leveled out until the uppermost Mississippian, since flows of debris, dating from the upper Dasbergian until the cuIII, could be traced from the basin to the extinct reef. Only the most recent Mississippian and Pennsylvanian sediments are developed homogenously.

In the third part of this report geochemical analyses of the sediments are given (figs. 6, 17 and 19). Note the particular position of the Liegende Alaunschiefer which differ from the remaining sediments in the following characteristics:

1. almost absolute lack of calcium carbonate
2. accumulation of phosphates
3. very low contents of feldspar in silty layers

4. almost no chlorite which is the main clay mineral of the Upper Devonian shales of this area
5. contents of Mg and Mn are extremely low.

Concluding from these facts conditions during deposition and diagenesis of the Liegenden Alaunschiefer must have been relatively acid (low pH: solution of CaCO_3) and reducing (organic substance, lacking manganese). Yet at least sometimes organisms have been dwelling on the sea bottom what can be proved by trace fossils.

In the fourth part finally the specific paleogeographic features of the Elspe Mulde, Dillmulde and Waldecker Hauptmulde are compared and discussed.

At the turn dm/do the paleogeographic situation of the compared areas was as follows:

1. The Attendorn-Elspe Doppelmulde was crossed by the northern shelf edge of the Variscan geosyncline. On the shelf edge itself reefs have been building up.
2. The area of the Waldecker Hauptmulde stretched out in front of the shelf edge and contains typical deposits of the basin.
3. The Dillmulde was situated in the central part of the Rhenish trough. The geosynclinal volcanism had a great impact on the facies of the sediments.

In the Upper Devonian the basin deposits are everywhere closely related. All three areas belong to the Hercynian Magnafazies now.

In the Mississippian apparent difference can be found again. The geosynclinal volcanism attains a considerable expansion in the Dillmulde. Graywackes from south and east cease to reach the Elspe Mulde, much more the beds are the youngest known Carboniferous deposits of the Kulmtonschiefer facies. They even persist into the lowermost Pennsylvanian. (Translated by PHIL. HÜGEL, TH Darmstadt.)

7. Liste der bestimmten Conodonten-Arten

- Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL)
Ancyrognathus sinelamina (BRANSON & MEHL)
Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST
Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY)
Gnathodus delicatus BRANSON
Gnathodus girtyi girtyi HASS
Gnathodus semiglaber (BISCHOFF)
Gnathodus texanus ROUNDY
Icriodus cornutus SANNEMANN
Icriodus nodosus (HUDDLE)
Palmatolepis crepida crepida SANNEMANN
Palmatolepis delicatula clarki ZIEGLER
Palmatolepis delicatula delicatula BRANSON & MEHL
Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL
Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis glabra lepta ZIEGLER & HUDDLE
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER
Palmatolepis glabra prima ZIEGLER & HUDDLE
Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL

- Palmatolepis gracilis sigmoidalis* MEHL & ZIEGLER
Palmatolepis maxima MÜLLER
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL
Palmatolepis perlobata schindewolfi MÜLLER
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER
Palmatolepis rugosa BRANSON & MEHL
Palmatolepis rugosa ampla MÜLLER
Palmatolepis schleizia HELMS
Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN
Palmatolepis termini SANNEMANN
Palmatolepis triangularis SANNEMANN
Palmatolepis unicornis MILLER & YOUNGQUIST
Paragnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL)
Polygnathus sp. ZIEGLER 1962
Polygnathus asymmetricus ovalis ZIEGLER & KLAPPER
Polygnathus communis BRANSON & MEHL
Polygnathus glaber glaber ULRICH & BASSLER
Polygnathus glaber bilobatus ZIEGLER
Polygnathus inornatus BRANSON
Polygnathus nodocostatus BRANSON & MEHL
Polygnathus nodoundatus HELMS
Polygnathus normalis (MILLER & YOUNGQUIST)
Polygnathus orthoconstricta THOMAS
Pseudopolygnathus dentilineatus BRANSON
Pseudopolygnathus primus BRANSON & MEHL
Pseudopolygnathus triangulus triangulus VOGES
Pseudopolygnathus triangulus pinnatus VOGES
Scaliognathus anchoralis BRANSON & MEHL
Scaphignathus velifer ZIEGLER
Siphonodella obsoleta HASS
Spatognathodus aculeatus (BRANSON & MEHL)
Spatognathodus bohlenanus HELMS
Spatognathodus costatus costatus (BRANSON & MEHL)
Spatognathodus costatus spinulicostatus (BRANSON & MEHL)
Spathognathodus inornatus (BRANSON & MEHL)
Spatognathodus stabilis (BRANSON & MEHL)
Spatognathodus strigosus (BRANSON & MEHL)

8. Schriftenverzeichnis

- BUGGISCH, W. (1968): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Elspe-
 Mulde nördlich von Meggen (Rheinisches Schiefergebirge. — Unveröffentl. Dipl.-Arb.,
 93 S., 38 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Darmstadt.
 — (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden
 Sedimente. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **62**: 1–68, 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.;
 Wiesbaden.
 — & GWOSDZ, W. (1973): Zur Tektonik der Attendorn–Elsper Doppelmulde (Sauerland). —
 Geol. Mitt. (im Druck); Aachen.
 CAROZZI, A. (1958): Micro-mechanism of sedimentation in the epicontinental environ-
 ment. — J. Sed. Petrol., **28**: 133–150; Tulsa.

- CLAUSEN, C.-D. (1972): Geologie der Cephalopodenkalk-Sattelaufbrüche und ihrer Hüllsedimente in der Attendorn-Elasper Doppelmulde (Sauerland, Rhein. Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **10**: 146–184, 16 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- DENCKMANN, A. (1903): Über die untere Grenze des Oberdevon im Lennetal und im Hönnetal. — Z. deutsch. geol. Ges., **55**: 393–402, 1 Taf.; Berlin.
- EINSELE, G. (1963a): „Convolute bedding“ und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **116**: 162–198; Stuttgart.
- (1963b): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **43**: 1–60, 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, H., PILGER, A., & SCHRÖDER, F., mit Beiträgen von GOEBEL, E.f & WILD, K. (1954): Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwertspatlager von Meggen (Westfalen). — Beih. geol. Jb., **12**: 1–352, 27 Tab., 29 Taf.; Hannover.
- ERBEN, H. K. (1962): Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magnafazies des Devons. — Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960: 42–61, 6 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FISCHER, H. (1969): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Givet nördlich der Elsper Mulde zwischen Serkenrode und Bremke (Rheinisches Schiefergebirge, Sauerland/Westfalen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **133**: 267–308, Taf. 29–31, 26 Abb.; Stuttgart.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. — Am. Ass. Petrol. Geol., Bull., **43**: 1–381; New York.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, **12**: 605–613; Hamburg.
- GWOSDZ, W. (1971): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorn-Elasper Riffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). — Unveröffentl. Diss.; Darmstadt.
- (1972): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorn-Elasper Riffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb., A **3**: 1–71, 23 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- & KRÜGER, H. (1972): Meggener Schichten (Devon; Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, H **2**: 85–94, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HAHN, G. (1967): Neue Trilobiten vom Winterberg/Harz (Unterkarbon). — Senck. let h. **48**: 163–189, 25 Abb., 2 Tab.; Frankfurt.
- HELMKAMPF, K. (1967): Sedimentpetrographische und stratinomische Untersuchungen des „Westenfelder Kohlenkalkes“ (Unterkarbon, Sauerland). — Unveröffentl. Diss.; Kiel.
- HENKE, W. (1907): Zur Stratigraphie des südwestlichen Teils der Attendorn-Elasper Doppelmulde. — Unveröffentl. Diss.; Marburg.
- (1925): Untersuchungen über die Faziesverhältnisse im Unter-, Mittel- und Oberdevon des südlichen Sauerlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**: 246–250; Berlin.
- & SCHMIDT, W. E. (1922): Erläuterung zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Altenhündem; Berlin.
- HENNINGSSEN, D. (1972): Die Sandsteine in den Devon/Karbon-Grenzschichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, H **1**: 1–15, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HORN, M. (1960): Der erste Nachweis von Oberkarbon in der Attendorn-Elasper Doppelmulde des Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**: 301–302; Krefeld.
- KRAPP, L. (1967): Eine Neugliederung des Oberen Mitteldevons (Givet-Stufe) im zentralen Teil der Attendorn-Elasper Doppelmulde zwischen Neu-Listernohl, Bonzel und Heggen (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). — Münst. Fortschr. Geol. Paläont., H **2**: 1–137, 21 Abb., 16 Tab., 14 Taf.; Münster (Westf.).

- KREBS, W. (1964): Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. — *Senck. leth.*, **45**: 245–284, 2 Abb., 5 Tab.; Frankfurt/M.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach–Breitscheider Riffs und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). — *Abb. Senckenb. Naturf. Ges.*, **511**: 1–105, 13 Taf., 18 Abb., 3 Tab.; Frankfurt/M.
- (1968a): Reef development in Devonian of the Eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. — *Intern. Symp. on the Devonian System, II.*: 295–306, 4 fig., 2 tab.; Calgary.
- (1968b): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynikum. — *Geotekt. Forsch.*, **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
- (1972): Die paläogeographisch-faziellen Aussagen zur Position des Meggener Lagers. — *Schriften der Ges. deutsch. Metallhütten- u. Bergleute e.V.*, **H 24**: 187–196, 3 Abb., 1 Tab.; Clausthal-Cellerfeld.
- KRONBERG, P., PILGER, A., SCHERP, A. & ZIEGLER, W. (1960): Spuren altvariszischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**: 1–46, 7 Taf., 13 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- KÜHN-VELTEN, H. (1955): Subaquatische Rutschungen im höheren Oberdevon des Sauerlandes. — *Geol. Rdsch.*, **44**: 3–25, 12 Abb.; Stuttgart.
- LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A., mit Beiträgen von KUTSCHER, F., SCHRICKE, W., STENGEL-RUTKOWSKI, W., WENDLER, R. & ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Nr. 5215 Dillenburg. — 2. Aufl., 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, D. (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. — *Compte Rendu 6e Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonif.*, Sheffield 1967, **3**: 1169–1180, 3 Fig.; Sheffield.
- MEMPPEL, G. (1938): Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorn–Elsper Mulde. — *Jb. preuß. geol. Landesamt*, **58**: 566–585, 5 Abb., Taf. 48–50; Berlin.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der crenistria-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — *Beih. geol. Jb.*, **53**: 1–246, 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- PAECKELMANN, W. (1937): Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn–Elsper Doppelmulde. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **58**: 82–104, Taf. 7; Berlin.
- PLESSMANN, W. (1962): Über Strömungsmarken in oberdevonischen Sandsteinen des Sauerlandes. — *Geol. Jb.*, **79**: 387–398, 4 Abb.; Hannover.
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxionomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **9**: 1–268, 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- (1956): Zur Stratigraphie und Fazies der Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* **16**: 1–83, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- RICHTER, RUD. & RICHTER, E. (1926): Die Trilobiten des Oberdevons. — *Abh. preuß. geol. L.-A.*, **N. F. 99**: 1–314, 18 Abb., 12 Taf.; Berlin.
- SANDBERGER, v. F. (1847): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. — 144 S., 1 Taf.; Wiesbaden (Kreidel).
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **1925**, **77**: 226–234, 3 Abb.; Berlin.
- SCHNEIDERHÖHN, P. (1954): Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern (im Hinblick auf die Verwertbarkeit an Dünnschliffen). — *Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr.*, **4**: 172–191; Heidelberg.
- SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of Trace fossils. — *Marine Geol.*, **5**: 413–428, 4 Abb., 2 Taf.; Amsterdam.
- WEBER, H. (1934): Das Oberdevon der Attendorn–Elsper Doppelmulde. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **86**: 537–574, 14 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- WELLMER, F.-W. (1966a): Stratigraphisch-tektonische Kartierung des Strumberges bei Maumke/Lenne (Rheinisches Schiefergebirge), mit einer Betrachtung über Bewegungen an Schieferungsflächen überkippter Sättel. — Unveröffentl. Meldearbeit; Clausthal.

- WELLMER, F.-W. (1966 b): Feinstratigraphische Gliederung der liegenden und hangenden Grenzschichten des Neuen Lagers in der Schwefelkiesgrube Meggen. — Unveröffentl. Dipl.-Arbeit; Clausthal.
- (1970): Feinstratigraphische Gliederung in den sandigen liegenden Grenzschichten des Neuen Meggener Lagers — ein Beitrag zur Montangeologie des Schwefelkies-Zinkblende-Schwertspatlagers von Meggen/Westf. — Bergbauwiss., **17**: 458—463; Goslar.
- ZIEGLER, W. (1971): European Devonian Conodont Stratigraphy. — Mem. Geol. Soc. Amer., **127**: 227—284, 6 Tab.; Boulder, Colorado.

Manuskript eingegangen am 31. 10. 1972

Fossil-Horizonte im Röt der hessischen Rhön

Von

KLAUS GRONEMEIER und ERLEND MARTINI, Frankfurt a. M.*

Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und den Tafeln 16–17

Kurzfassung: Im Röt der hessischen Rhön werden zwei Fossil-Horizonte in größerer Verbreitung nachgewiesen: Horizont 1 mit *Myophoria costata* (ZENKER) in den Quarzit-Schichten der Oberen Röt-Folge und Horizont 2 mit *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) und einigen weiteren Lamellibranchiaten in den Myophorien-Schichten im höchsten Teil der Oberen Röt-Folge. Die Fundpunkte werden zusammengestellt, die einzelnen Arten beschrieben und eine paläogeographische Übersicht für das Röt gegeben.

Abstract: Two horizons containing fossils have been found in the Röt of the western Rhön area: horizon 1 in the quartzite beds of the Upper Röt-succession with *Myophoria costata* (ZENKER) present, and horizon 2 in the *Myophoria* beds of the highest part in the Upper Röt-succession with *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) and some other lamellibranchiats present. The localities containing fossils are compiled, the occurring species are described, and the paleogeography during Röt-time is discussed.

Inhalt

1. Einleitung	150
2. Fundorte und ihre stratigraphische Einordnung	151
2.1. Bisherige Funde im Röt	151
2.2. Neue und überprüfte Fundorte im Röt	153
3. Paläogeographie und Fazies im Röt	155
4. Systematische Beschreibung der Fossilien	160
5. Schriftenverzeichnis	163

I. Einleitung

Die ältesten Berichte über Fossilien aus den Röt-Schichten der hessischen Rhön gehen auf HASSENCAMP (SPEYER 1875; HASSENCAMP 1878) zurück, der in der Umgebung von Fulda und Hünfeld Reste von Lamellibranchiaten, Gastropoden sowie von Fischen und Pflanzen aufsammlte. In den Erläuterungen zu den Geologischen

*) Dipl.-Geol. K. GRONEMEIER und Prof. Dr. E. MARTINI, Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, 6 Frankfurt a. M., Senckenberg-Anlage 32–34.

Karten von Preußen bzw. Hessen wurden in der Folgezeit gelegentliche Funde von Fossilien im Röt beschrieben oder ältere Berichte erwähnt. Nachdem in den letzten Jahren bei Kartierungsarbeiten auf den Blättern Kleinsassen (5425) und Fulda (5424) an mehreren Orten Fossilien in der Röt-Folge gefunden wurden, die offensichtlich aus 2 verschiedenen Horizonten stammten, schien eine Zusammenstellung und Überprüfung der Fossilfunde im Röt der hessischen Rhön wünschenswert.

Herr Dr. H. HICKETHIER (Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) ermöglichte uns die Überprüfung der von ihm auf Blatt Schlüchtern gefundenen Röt-Fossilien. Herr Dipl.-Geol. M. KURZ und Herr Dr. J. PRÜFERT (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Frankfurt a. M.) unterstützten uns bei den Neuaufsammlungen. Ihnen und Herrn H. FUNK (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Frankfurt a. M.), der die Aufnahmen für die Tafeln herstellte, sind wir sehr zu Dank verpflichtet.

Die abgebildeten Stücke aus den neuen Aufsammlungen sind im Forschungs-Institut und Natur-Museum Senckenberg, Frankfurt am Main, unter den Katalog Nummern SMF 26988 – 26997 hinterlegt.

2. Fundorte und ihre stratigraphische Einordnung

2.1. Bisherige Funde im Röt

SPEYER (1875: 70, 72) beschreibt eine *Myophoria* ? *fallax* v. SEEB. aus einem Stück dünnen Quarzites aus dem Röt, das er von HASSENCAMP erhalten hat, ohne Fundortangabe, sowie *Myophoria vulgaris* aus den hellen Sandsteinplatten des Röts bei der Vincenzkapelle bei Maberzell (5 in Abb. 1).

HASSENCAMP (1878: 28, 29) berichtet von *Myophoria costata* (ZENKER) [= *M. fallax* v. SEEBERG] vom Tannenfels bei Brand [= wahrscheinlich das von SPEYER 1875 erwähnte Stück] (2 in Abb. 1) und von einer *Estheria minuta* bei Hünfeld. Ferner sammelte er in den Wasserrissen an der Vincenzkapelle bei Maberzell in 2 Niveaus Petrefakten (5 in Abb. 1). Im oberen Niveau, etwa 3 m unter dem dunkelgelben Wellendolomit (= Gelber Grenzkalk), fand er in einer weichen dolomitischen Sandsteinbank *Myophoria vulgaris* und *Estheria albertii*. 5 m tiefer kamen in roten Mergeln *Myophoria vulgaris*, *M. costata* und *Corbula* sp. vor. Bei Roßbach unfern Hünfeld (8 in Abb. 1) gelang es HASSENCAMP, aus einem mürben, weißen Sandstein *Myophoria vulgaris* (häufig), daneben *Gervilleia mytiloides*, *Pecten albertii*, *Natica* sp., *Pleuromya* sp. sowie Reste von Fischen und Pflanzen zu bergen. Am Kirschberg bei Hünfeld (9 in Abb. 1) wies HASSENCAMP etwa 5 m unter dem Wellendolomit in einer Sandsteinbank *Myophoria vulgaris*, den Zahn eines Sauriers und Samen einer Cycadee nach. Als weitere Fundstellen von Röt-Petrefakten (meist *Myophoria vulgaris*) nennt er Hofbieber, am Weg nach Langenbieber (11 in Abb. 1), und den Straßeneinschnitt bei Hünfeld (10 in Abb. 1).

v. KOENEN (1888: 9) gibt mangelhaft erhaltene Steinkerne von Muscheln, besonders der Gattung *Myophoria*, im oberen Röt östlich von Roßbach an. In der Neubearbeitung der Erläuterungen zu Blatt Eiterfeld erwähnen MOTZKA & LAEMMLEN (1967: 49) „unbestimmbare Schalenbruchstücke“ in den Myophorien-Schichten ohne eindeutige Nennung von Fundorten.

BÜCKING (1911: 34) zitiert die Funde von *Myophoria vulgaris* aus dem Röt von Hofbieber, am Weg nach Langenbieber (11 in Abb. 1), und verweist auf HASCENCAMP 1878.

DREHER (1911: 304) berichtet von Funden von *Myophoria vulgaris*, *Myophoria elegans* und unbestimmbaren Resten, die „*Myoconcha* und *Trigonodus* vermuten lassen“, aus einem grünen, festen Mergel im Reppach-Wald ca. 4 km SE Dalherda in ungefähr 795 m Meereshöhe (12 in Abb. 1).

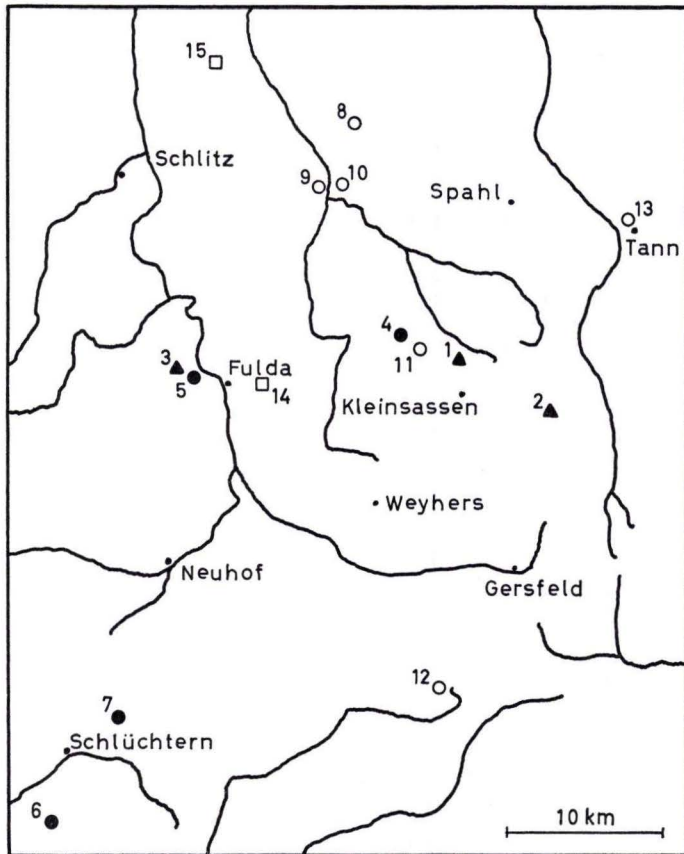


Abb. 1. Fundpunkte von Fossilien im Röt der hessischen Rhön.

- ▲ = Horizont 1 mit *Myophoria costata* (ZENKER) in den Quarzit-Schichten der Oberen Röt-Folge.
 - = Horizont 2 mit *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) in den Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge (○ = nur nach Literaturangaben).
 - = unklare Einstufung, nur nach Literaturangaben.
- 1: Nordausgang Schackau. 2: Tannenfels NE Brand. 3: Vincenzkapelle SW Maberzell. 4: Hofberg bei Hofbieber. 5: Heiligenberg S Maberzell. 6: Wegböschung E Bellings. 7: Weganschnitt N Elm. 8: Roßbach bei Hünfeld. 9: Kirschberg bei Hünfeld. 10: Straßeneinschnitt bei Hünfeld. 11: Weg Hofbieber nach Langenbieber. 12: Reppach-Wald 4 km SE Dalherda. 13: Straße Tann nach Theobaldshof. 14: Umgebung Fulda. 15: W Wehrda.

BLANCKENHORN (1912: 18) gibt keine neuen Funde in den Erläuterungen zu Blatt Hünfeld an, sondern verweist auf die Funde von HASSENCAMP (vgl. HASSENCAMP 1878) in der Umgebung von Hünfeld (8–10 in Abb. 1).

HAAS (1912: 16) beschreibt in den Erläuterungen zu Blatt Tann Funde von *Myophoria vulgaris* und Fisch-Schüppchen in einem grauen Mergel nahe bei Punkt 423 an der linken Seite der alten Straße von Tann nach Theobaldshof (13 in Abb. 1).

In dem geologischen Führer durch die Rhön erwähnt BÜCKING (1916: 51) neben den schon bei HASSENCAMP (1878) aufgeführten Fossil-Vorkommen bei Hofbieber (11 in Abb. 1) und bei Hünfeld (8–10 in Abb. 1) noch „Petrefakten-Funde“ ohne Namen-Angaben aus einer etwa 6 m unter dem Gelben Grenzkalk gelegenen gelbgrauen Kalkbank des oberen Rötts am Horn bei Roßdorf (außerhalb des Untersuchungsgebietes gelegen).

SOBOTH (1933: 54) berichtet von einem 4 cm langen Fisch-Abdruck („*Semionotus*?“) aus feingeschichteten roten Tonen aus dem tieferen Röt, die von grünen und weißen Sandlagen durchzogen sind, ohne Fundortangabe (wahrscheinlich Umgebung von Fulda; 14 in Abb. 1).

In den Erläuterungen zu Blatt Großenlüder beruft sich BLANCKENHORN (1934: 12) auf die Funde von HASSENCAMP (vgl. 1878: 29) (3 und 5 in Abb. 1).

Ein Fund von *Estheria minuta* VOLTZ. in einem grünen glimmerreichen Ton zwischen Bomberg und Hinterem Ziesenberg W Wehrda auf Blatt Queck (15 in Abb. 1) wurde ohne genauen Fundhorizont von LAEMMLEN (1963: 78) mitgeteilt.

MARTINI (1970: 4) erwähnt schlecht erhaltene Muscheln der Gattung *Myophoria* aus einer gelbgrauen Kalkbank des oberen Rötts vom Westhang des Hofberges bei Hofbieber (4 in Abb. 1).

Schließlich berichtet HICKETHIER in EHRENBURG & HICKETHIER (1971: 71) von einer schlecht erhaltenen Fauna aus grüngrauen Ton- und Schluffsteinen etwa 3 m unterhalb des Gelben Grenzkalkes E Bellings und N Elm auf Blatt Schlüchtern (6–7 in Abb. 1), die folgende Arten (Bestimmung Dr. BUSSE, Kassel) geliefert hat:

- aff. *Nucula goldfussi* v. ALBERTI
Macrodon cf. *nuculiformis* GEINITZ¹
 aff. *Myophoria ovata elongata* GIEBEL
Myophoria cf. *vulgaris* v. SCHLOTHEIM
 cf. *Myophoriopsis nuculaeformis* ZENKER¹
Myophoriopsis sp.
 Gastropoda: gen. et sp. indet.

2.2. Neue und überprüfte Fundorte im Röt

Bei Kartierungsarbeiten im Raum Kleinsassen wurden in einem Weganschnitt am Nordausgang von Schackau (TK 25, Bl. 5425 Kleinsassen, R 3561740, H 5605070; 1 in Abb. 1) sieben gut erkennbare Abdrücke von *Myophoria costata* (ZENKER) in den obersten Quarzit-Schichten, einer Wechsellagerung von rötlichen Tonen und dünnplattigen, z. T. dolomitischen Quarziten, gefunden (GRONEMEIER 1972: 61).

¹) = *Myophoriopsis nuculiformis* (ZENKER), vgl. Syn.-Liste.

Bei Grabungen am Westhang des Hofberges W Hofbieber (TK 25, Bl. 5424 Fulda, R 3558170, H 5605820; 4 in Abb. 1) konnte ein Myophorien führender Horizont wenige Meter unterhalb des Gelben Grenzkalkes aufgefunden werden (MARTINI 1970). Diese Lokalität ist inzwischen durch Planierungsarbeiten weitgehend zerstört

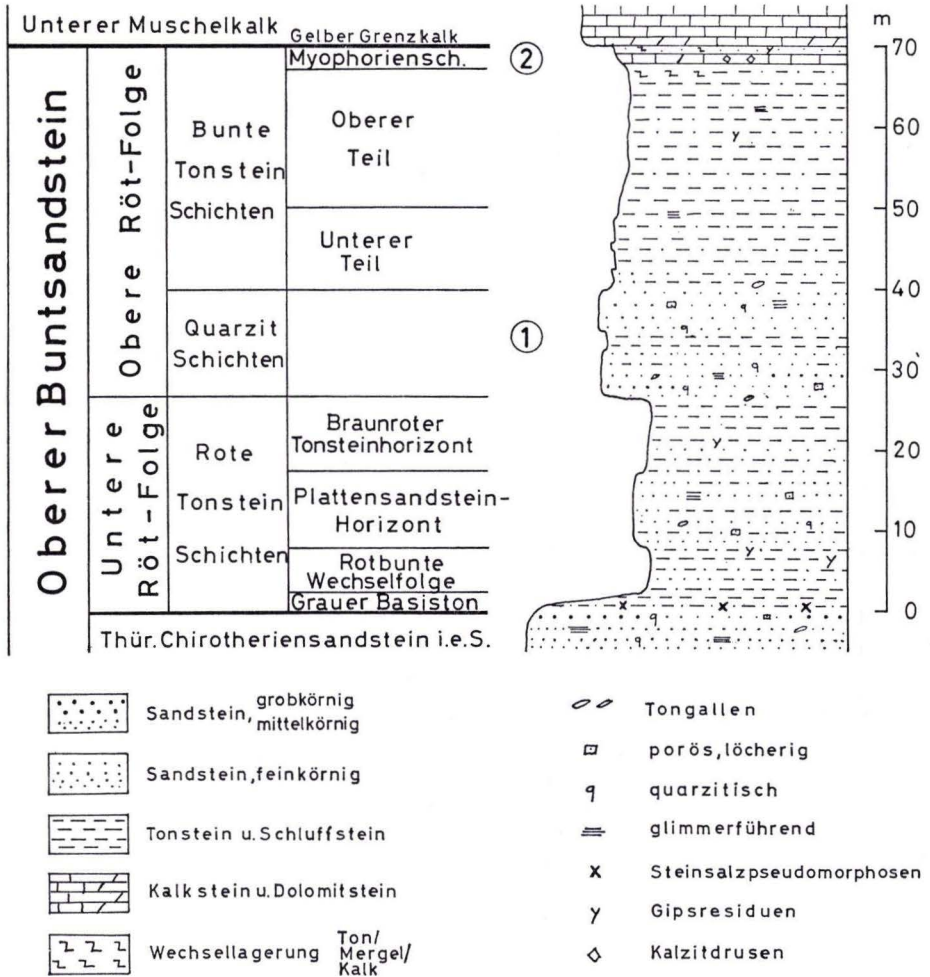


Abb. 2. Normalprofil des Röts im Raum Kleinsassen (Kuppenrhön) und Lage der Fossil-Horizonte: 1 = Horizont 1 mit *Myophoria costata* (ZENKER). 2 = Horizont 2 mit *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) und einigen anderen Lamellibranchiaten.

worden. Aus dem fossilreichen Horizont, der aus grünlichgrauen bis gelblichen, feinkörnigen Sandsteinbänkechen mit örtlichen Kalkanreicherungen und dendritischen Eisen- und Mangan-Ausscheidungen auf den Schichtflächen besteht, wurde eine individuenreiche Fauna geboren, die aus folgenden Arten besteht:

<i>Myophoria</i> cf. <i>simplex</i> (v. SCHLOTHEIM)	selten
<i>Myophoria ovata</i> (GOLDFUSS)	selten
<i>Myophoria vulgaris</i> (v. SCHLOTHEIM)	sehr häufig
<i>Myophoriopsis nuculiformis</i> (ZENKER)	mäßig häufig
<i>Rhizocorallium</i> sp.	selten

Weiterhin konnten bei gemeinsamen Begehungen am SW-Hang des Tannenfels NE Brand (TK 25, Bl. 5425 Kleinsassen, R 3568720, H 5601110; 2 in Abb. 1) in dünnplattigen, löchrigen, grünfleckigen, roten Quarziten 18 Exemplare von *Myophoria costata* (ZENKER) und auf einem Feld N des Schulzenberges (Vincenzkapelle) SW Maberzell (TK 25, Bl. 5423 Großenlüder, R 3543840, H 5602770; 3 in Abb. 1) 3 undeutliche Abdrücke, die zu *Myophoria costata* (ZENKER) gehören könnten, in grünlichen, feinschichtigen, glimmerreichen quarzitischen Sandsteinen und löchrigen, grünlichen Quarziten gefunden werden.

In der aufgelassenen Tongrube am N-Hang des Heiligenberges S Maberzell (TK 25, Bl. 5423 Großenlüder, R 3544720, H 5602570; 5 in Abb. 1) konnte aus der Wand im Nordteil der Grube in feinschichtigen, glimmerführenden, gelblichgrauen Feinsandsteinen aus dem höchsten Röt ebenfalls eine kleine Fauna geborgen werden. Diese besteht aus den folgenden Formen:

<i>Myophoria</i> cf. <i>simplex</i> (v. SCHLOTHEIM)	selten
<i>Myophoria vulgaris</i> (v. SCHLOTHEIM)	sehr häufig
<i>Myophoriopsis nuculiformis</i> (ZENKER)	mäßig häufig.

Schließlich konnte die Sammelfauna von HICKETHIER (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 71), die von der Wegböschung E Bellings, bei Punkt 316,0, (TK 25, Bl. 5623 Schlüchtern, R 3536400, H 5574610; 6 in Abb. 1) und vom Weganschnitt N Elm, 270 m N Punkt 260,7, (TK 25, Bl. 5623 Schlüchtern, R 3540020, H 5581440; 7 in Abb. 1) stammt, überprüft werden. Die Fauna (vgl. S. 153) ist schlecht erhalten und stammt aus grüngrauen Ton- und Schluffsteinen etwa 3 m unterhalb des Gelben Grenzkalkes. Die vorsichtigen Bestimmungen von Dr. BUSSE können nur bestätigt werden. Die von ihm bestimmten Arten fügen sich gut in das Faunenbild der Aufschlüsse vom Hofberg bei Hofbieber und vom Heiligenberg bei Maberzell ein.

Aufgrund der Lage der Fundschichten in der Röt-Folge und der Fauna lassen sich 2 Fossil-Horizonte in der hessischen Rhön unterscheiden (Abb. 2), in die auch die in der Literatur genannten Funde zwanglos eingeordnet werden können:

Horizont 1 in den Quarzit-Schichten im unteren Teil der Oberen Röt-Folge mit *Myophoria costata* (ZENKER), Horizont 2 in den Myophorien-Schichten im höchsten Teil der Oberen Röt-Folge mit *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) als häufigster Form und einigen anderen Lamellibranchiaten (vgl. S. 158) sowie *Rhizocorallium* sp. Die im Horizont 1 auftretende *Myophoria costata* (ZENKER) ist im Horizont 2 nicht mehr vorhanden.

3. Paläogeographie und Fazies im Röt

Nach dem bekannten rhythmischen Gliederungsprinzip des Buntsandsteins umfaßt das Röt den oberen Teil des Oberen Buntsandsteins. Die Untergliederung des Röts erfolgt gemäß dem Gliederungsvorschlag von DIEDERICH & LAEMMLEN (1968) für eine einheitliche, faziesunabhängige Stratigraphie (Tab. 1). Die lithostratigraphischen

Kartiereinheiten, die sich in das rhythmische Gliederungsprinzip einordnen, entsprechen Schüttungseinheiten, die sich im Röt der hessischen Rhön, bedingt durch ein relativ dichtes Beobachtungsnetz einschließlich Faziesunterschiede und Mächtigkeitschwankungen, exakt genug verfolgen lassen.

Als beherrschendes Strukturelement im Untersuchungsgebiet wird die Rhön-Schwelle als Teilgebiet der Spessart-Schwelle angesehen. Die Entwicklung und Aktivität der Schwelle ist durch Tiefbohrungen und Aufschlüsse sowohl für das Perm als auch für Teile der Trias nachgewiesen (Literatur in BACKHAUS & REUL 1971). Für das Röt soll nach dieser Arbeit kein direkter Beweis für die Existenz der Schwelle erbracht werden können.

Der Sedimentationsraum des Röts in der hessischen Rhön wird neben dieser Schwelle mit ihren SE und NW vorgelagerten Trögen durch NNW-SSE verlaufende, jüngere Strukturen gekennzeichnet. So ist die Fortsetzung der Hessischen Senke mit den großen Buntsandsteinmächtigkeiten durch eine NNW-SSE verlaufende Zone maximaler Buntsandstein-Entwicklung in der Rhön bekannt geworden (Bohrung Mellrichstadt 695 m, Geisa 715 m nach CRAMER 1964). Nur im Bereich der Rhön-Schwelle sind z. T. erhebliche Mächtigkeitsreduktionen erkennbar. Die Tiefenzone teilt sich südlich Mellrichstadt in die SW verlaufende „Fränkische Straße“ (WAGNER 1960) und in eine dem heutigen Rand des Grundgebirges Ostbayerns folgende Tiefenrinne. Die fazielle Entwicklung des Röts im Bereich der Fränkischen Straße und ihrer N-Fortsetzung zeichnet sich allgemein durch hohe Mächtigkeitswerte und tonige Sedimentation aus.

Die Untere Röt-Folge beginnt mit dem Grauen Basiston, der dem Thüringischen Chirotherien-Sandstein i. e. S. konkordant auflagert. Die 2–4 m mächtige grau-grüngrau glimmerschichtige Ton- und Schluffstein-Serie enthält auf der Schichtunterseite der blättrig plattigen Lagen reichlich Pseudomorphosen nach Steinsalz. Die Mächtigkeit der Basistone, die im SE (Kulmbach) in sandiger Plattensandstein-Fazies vorliegt, nimmt von dort nach W und SW ab, nach N zu. Die sandige Fazies hält in einzelnen dünnen Bänken bis in die westliche Kuppenrhön durch (DANZER 1965, GRONEMEIER 1972). Im Raum Wasungen/Hildburghausen ist dieser Schichtabschnitt durch hohe Mächtigkeit und Gipsführung gekennzeichnet (SCHNEIDER 1965, 1967).

Der Schichtkomplex zwischen dem Chirotherien-Schiefer und dem Rötquarzit kann in der Rhön feinuntergliedert werden (Tab. 1). Er stellt in dem Verhältnis Tonstein/Sandstein ein Musterbeispiel für gegenseitige fazielle Vertretung dar. Die Sandsteinfazies des mainfränkischen Plattensandsteins (Amorbach 50 m) wird nach N mehr und mehr durch beckenwärtige Tonsteine ersetzt; die letzten sandigen Ausläufer dieser Fazies finden sich nach SCHNEIDER (1965, 1967) bei Hildburghausen mit 4 m und bei Hünfeld/Eiterfeld nach LAEMMLEN (1966) mit mehreren dm. N der Rhön treten nach PASSARGE (1891) keine sandigen Einschaltungen mehr auf. Dieses Bild einer von SW ausgehenden, nach N ausdünnenden sandigen Schüttung (SCHUSTER 1934), die beckenwärts immer mehr durch die Tonsteinfazies ersetzt wird (s. Profil Wasungen), wird durch die Wirksamkeit der Rhön-Schwelle modifiziert. So liegt nach BACKHAUS & REUL (1971) dieser Schichtabschnitt im Raum Tann als sandig schluffiger Schüttungszyklus in Schwellenfazies vor, während die Ausbildung am Schwellenrand in der

Umgebung von Kleinsassen (GRONEMEIER 1972) Übergangscharakter zur sandig tonigen Beckenfazies bei Neuhof/Fulda zeigt.

Die Plattensandsteinfazies in der Rhön und in Mainfranken weist Merkmale terrestrischer (Wurzelböden, Fährten, Regentropfeneindrücke, Trockenrisse, Windkanter) bzw. limnisch-fluviatiler und lagunärer Entstehung auf, worauf auch die Nähe des Buntsandstein-Beckenrandes hinweist. Demgegenüber bestätigt der Fossilinhalt der tonigen Fazies in Südthüringen nach HOPPE (1965) und SCHNEIDER (1967) fast ständige Wasserbedeckung (*Rhizocorallium*, *Planolites*) und häufige Meeresingressionen mit *Myophoria costata* (ZENKER) von NNE. Der Ausfall der Fossilführung von *Myophoria costata* (ZENKER) im Plattensandstein der Rhön kann nur durch schnellen Fazieswechsel von NE und E nach SW und W gedeutet werden (Schwellenaktivität?).

Am Schwellenhang und auf der Rhön-Schwelle selbst folgen ebenfalls reduziert die fast reinen Tonlagen des Braunroten Tonsteinhorizontes. Sandbänkchen schalten sich nur selten ein im Gegensatz zu den nahe gelegenen Beckenprofilen (Bohrung Dirlos 7 in BACKHAUS & REUL 1971). Diese Tone enthalten sowohl in Mainfranken wie in der westlichen Vorderrhön Gipsresiduen.

Die obere Röt-Folge beginnt mit den Quarzit-Schichten (Fossil-Horizont 1), einem petrographisch und morphologisch sehr auffallenden Schichtglied. Die Mächtigkeit dieser vielfach durch Tonlagen getrennten Quarzitbänke nimmt nach CRAMER (1964) und RUTTE (1965) von Unterfranken (Amorbach 14 m) nach N (Mellrichstadt 0,25 m) kontinuierlich ab. Die Verbreitung der Rötquarzite ist auf die Fränkische Straße i. w. S. beschränkt. Es ergeben sich ähnliche fazielle Ausbildungen wie im Plattensandstein. Wiederum weist der Quarzit im Gebiet größter Mächtigkeit Kennzeichen terrestrischer und limnischer Entstehung auf (Karneolschnüre, *Chirotherium*-Fährten, *Corophioides*); im Bereich geringster Mächtigkeit zeigt das gemeinsame Vorkommen von *Rhizocorallium* nach HOPPE (1965) und *Myophoria costata* (ZENKER) nach SCHNEIDER (1967) marinen Einfluß an.

SCHMIDT (1928) erwähnt *Myophoria costata* (ZENKER) in den untersten Lagen der Quarzitbänke des Oberen Fränkischen Chirotherien-Sandsteins im östlichen Thüringen (nach GRUPE 1912), während PASSARGE (1891) *Myophoria costata* in vergleichenden Profilen von Ostthüringen aus rhöneinwärts nur noch spärlich auf Blatt Meiningen und Blatt (Stadt-)Lengsfeld erfassen konnte. SCHNEIDER (1967) erwähnt zwei gut bestimmbare Funde von *Myophoria costata* auf Blatt Hildburghausen, zwei schlecht bestimmbare Steinkerne von *Myophoria costata* ? sowie einen unberippten Steinkern eines Zweischalers von Blatt Meiningen.

In der westlichen und nördlichen Rhön sind die Quarzit-Schichten mit 12–15 m Mächtigkeit vertreten. Die Ausbildung des Schichtpaketes in der westlichen Kuppenrhön besteht aus einer Wechselfolge von blättrigen, roten und grünen, glimmerschichtigen Tonsteinen, rötlichen Feinsandsteinen mit ausgezeichnete Korngrößenänderung und echten fein- bis mittelkörnigen, z. T. dolomitischen Quarziten. Diese bilden große knollige Lesesteine mit höckerig wulstiger Oberfläche. Schichtparallel angeordnet, oft aber ungeordnet verteilt, treten feine Löcher und Poren auf, die als charakteristisch für diese Schichtenfolge angesehen werden.

Die Quarzit-Schichten in der Rhön erfuhren durch die Funde von *Myophoria costata* (ZENKER) auf Blatt Kleinsassen und Blatt Großenlüder eine besondere Bedeu-

tung (vgl. S. 153 und Abb. 2). Der stratigraphische Wert von *Myophoria costata*, die als Leitform nur im Röt auftritt, ist hoch einzuschätzen. In den marinen Röt-dolomiten und Rötkalken Oberschlesiens ist ihre vertikale Verbreitung bis auf die oberen 2 m vollständig (ASSMANN 1914). Im pelitischen Röt thüringischer Fazies ist sie auf den Plattensandstein (s. o.) und den Fränkischen Chirotherien-Sandstein beschränkt. Die Funde von *Myophoria costata* im Rötquarzit der Vorderrhön lassen auf kurze, aber weit reichende Meeresingressionen von NNE schließen, die in der Fränkischen Tiefenrinne über die Rhön bis Erlabrunn bei Würzburg gereicht haben mochten, denn sogar noch von dort wird ein Fund von *Myophoria* sp. im Rötquarzit beschrieben (CRAMER 1964, wahrscheinlich zit. nach SANDBERGER 1867). Der Borgehalt und das Ca/Mg-Verhältnis in den Schichten, in denen *Myophoria costata* auf Blatt Kleinsassen auftritt, sind von DANZER (1965) untersucht worden. Die Analysen bestätigen einen Rückgang der Salinität in diesem Profiteil, der durch eine Ingression (frisches Meerwasser) verursacht wurde.

Der Bereich der hangenden Bunten Tonstein-Schichten ist in der Rhön wie in Unterfranken und südlich des Thüringer Waldes überraschend gleichartig ausgebildet. Der ca. 30 m mächtige Komplex weist in seinem unteren Teil innerhalb der dunkelrotbraunen Pelite noch einige Sandstein- und Quarzitlagen auf. Der obere Teil besteht jedoch fast ausschließlich aus bunten Tonen, die, der Verwitterung ausgesetzt, zu typisch polygonalen Bröckchen zerfallen. Gipseinschaltungen sind besonders in der thüringischen Ausbildung häufig, sie zeigen den stärker marinen Charakter im Verhältnis zur Rhön an.

Die Grenze zum Muschelkalk bilden die Myophorien-Schichten (Fossil-Horizont 2). Diese in der Rhön 1 – 6 m mächtigen, oft durch Wasserstau im Wellenkalk gebleichten und umgefärbten Schichten sind lokal stark unterschiedlich ausgebildet. Es wechselagern und vertreten sich faziell grüne und rote Tone, Schluffsteine, Mergelbänke, grüngraue glimmerschichtige Feinsandsteinbänke, Zellenkalke und drusige Dolomitlagen. Gliederungsvergleiche mit den bis 14 m mächtigen Myophorien-Schichten Thüringens und dem bis 34 m mächtigen äquivalenten Komplex Mainfrankens sind nicht durchführbar.

Der Fossilinhalt der Myophorien-Schichten kennzeichnet ihre Bedeutung als Vorläufer des ingredierenden Muschelkalkmeeres. Er zeigt sowohl Brackwassermilieu mit Süßwassereinfluß aufgrund der von CRAMER (1964) beschriebenen Fossilführung in Franken als auch marine Fazies in der Rhön an. In Franken treten auf: *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM), *Gervillia mytiloides* SCHLOTHEIM, *Lingula tenuissima* BRONN, *Pecten albertii* GOLDFUSS, *Modiola* sp., *Mytilus* sp., *Corbula* sp. und Estherien, wobei die Conchostraken nach REIBLE (1962) Indikatoren für Süßwasser- und Brackwassermilieu sind. Auf ungünstigen Lebensraum für marine Muschelgattungen weist auch das oft verkümmerte Wachstum von Myophorien und Pecten hin.

In der Rhön sind nach den neuen Aufsammlungen (Abb. 1) folgende Formen vertreten: *Myophoria ovata* (GOLDFUSS), *Myophoria* cf. *simplex* (v. SCHLOTHEIM), *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM), *Myophoriopsis nuculiformis* (ZENKER) und *Rhizocorallium* sp.

Somit kommt auch in der Rhön *Rhizocorallium* eine interessante ökologische Bedeutung zu.

Tab. 1. Übersicht über die Röt-Gliederungen zwischen Unter-Franken und Süd-Thüringen

Unterfranken (SCHUSTER 1932–1936)	Rhön (LEPPER 1969)		Rhön, Südhessen (LAEMMLEN 1966)	Wasungen (SCHNEIDER 1965)	Hildburghausen (SCHNEIDER 1965)	
Myophorien-Schichten	Niveau der Oberen Röttone	Myophorien-Sch.	Bunte Tonstein-Sch.	Myophorien-Sch.	Myophorien-Schichten	
Obere Röttone		Obere Röttone		Oberer Teil	Obere Bunte Folge	Obere Bunte Folge
				Unterer Teil	Obere Rotbraune Schluff-Tonstein-Serie	Obere Rotbraune Schluff-Tonstein-Serie
Oberer (Fränk.) Chirotherien-Sandstein		Fränkischer Chirotherien- Sandstein	Quarzit-Schichten	Fränkischer Chirotherien-Sandstein	Fränkischer Chirotherien-Sandstein	
Untere Röttone	Niveau der Unteren Röttone	Rote Tonstein- Schichten	Braunroter Tonsteinhorizont	Untere Rotbraune Schluff-Tonstein-Serie	Untere Rotbraune Schluff-Tonstein-Serie	
Grenzquarzit	Niveau der Plattensandsteine		Plattensandstein- Horizont	Bunte Schluff-Tonstein-Serie	Jüngere Bunte Schluff-Tonstein-Serie Plattensandstein Ältere Bunte Schluff-Tonstein-Serie	
			Rotbunte Wechselfolge			
Plattensandstein						
Chirotherien-Schiefer	Chirotherien-Schiefer	Grauer Basiston	Graue Schluff-Tonstein- Serie (gipsführend)	Graue Schluff-Tonstein- Serie (gipsführend)		

Die von früheren Autoren aus der Rhön beschriebenen, hier nicht aufgeführten Formen wie *Gervilleia mytiloides*, *Pecten albertii*, *Natica* sp., *Pleuromya* sp., *Myophoria elegans* etc. müssen durch Neufunde bestätigt werden, um ihre stratigraphische Verbreitung und Einordnung abzusichern.

Der Gelbe Grenzkalk, der das Röt konkordant überlagert, bildet mit seiner Unterkante die Grenze zum hangenden Muschelkalk.

4. Systematische Beschreibung der Fossilien

Zahlreiche Lamellibranchiaten-Arten aus der Trias wurden schon sehr frühzeitig beschrieben, zu einer Zeit, in der Original-Arbeiten und Synonyma für heutige Begriffe sehr unzureichend zitiert wurden. Ein Teil dieser alten Arbeiten ist zudem kaum erhältlich, was dazu führte, daß falsche Zitate in vielen neueren Arbeiten ohne Überprüfung übernommen wurden. Für die im folgenden Teil beschriebenen Arten aus dem Röt wurde versucht, die wichtigste Literatur und die Synonyma im Original einzusehen und zu zitieren. Eckige Klammern mit Fragezeichen geben Unsicherheiten an, eckige Klammern ohne Fragezeichen Zusätze zur Verdeutlichung. Es werden nur die Arten behandelt, die durch Neufunde bestätigt werden konnten.

Lamellibranchiata

Familie Trigoniidae LAMARCK 1819

Gattung *Myophoria* BRONN 1835

Myophoria costata (ZENKER) [ECK 1865 ?]

Taf. 16 Fig. 1—3

- *1833 *Donax costata* [nov. spec.] — ZENKER, Beiträge Naturgesch. Umwelt: 55, Taf. 6 Fig. A 1—9.
- 1861 *Myophoria fallax* nov. spec. — v. SEEBACH, Conchylien-Fauna: 608, Taf. 14 Fig. 10a—b.
- 1912 *Myophoria costata* ZENKER sp. em. v. SEEBACH — RÜBENSTRUNK, Deutsche Trias-Myophorien: 214, Taf. 8 Fig. 8.
- 1916 *Myophoria costata* ZENKER — ASSMANN, Brachiopoden u. Lamellibranchiaten oberschlesische Trias: 622, Taf. 34 Fig. 25.
- 1928 *Myophoria costata* ZENKER — SCHMIDT, Lebewelt Trias: 192, Fig. 452.

Bemerkungen: Die 25 vorliegenden Exemplare von Schackau und vom Tannenfels sind verhältnismäßig klein (s. u.), lassen jedoch deutlich die kräftigen Radialrippen erkennen und stimmen gut mit dem in ASSMANN 1916 (Taf. 34 Fig. 25) abgebildeten Stück überein. Die Art ist flach gewölbt. Bei vollständiger Erhaltung ist ein gut gerundetes Hinterende zu erkennen. Die 3 undeutlichen Abdrücke vom Schulzenberg lassen wegen des etwas gröberen Korns keine Einzelheiten mehr erkennen, stimmen aber mit den unten angeführten Maßen überein und werden als vermutliche Stücke von *M. costata* angesehen. Sämtliche Exemplare wurden auf angewitterten Gesteinsstücken aus den Quarzit-Schichten der Oberen Röt-Folge gefunden.

Maße: Länge 5,0—9,0 mm, Höhe 4,0—7,0 mm.

Fundpunkte: SW-Hang des Tannenfels NE Brand, Nordausgang von Schackau, Schulzenberg SW Maberzell.

Stratigraphisches Vorkommen: Röt; hier Röt (Fossil-Horizont 1).

***Myophoria ovata* (GOLDFUSS) BRONN 1848**

Taf. 16 Fig. 4 u. Taf. 17 Fig. 8

- *1837 *Lyrodon ovatum* [nobis] — GOLDFUSS, Petrefacta Germaniae II: 137, Taf. 135 Fig. 11.
 1848 *Myophoria ovata* [GOLDFUSS] — BRONN, Handb. Gesch. Natur: 765.
 1851/52 *Myophoria ovata* [GOLDFUSS] — BRONN, Lethaea Geogn., 3. ed., 2: 72, Taf. 13 Fig. 10.
 1912 *Myophoria ovata*, GOLDFUSS sp. — RÜBENSTRUNK, Deutsche Trias-Myophorien: 137, Taf. 6 Fig. 16.
 1916 *Myophoria ovata* GOLDFUSS — ASSMANN, Brachiopoden u. Lamellibranchiaten oberschlesische Trias: 619, Taf. 34 Fig. 16.
 1928 *Myophoria ovata* GOLDFUSS — SCHMIDT, Lebewelt Trias: 186, Fig. 430.

Bemerkungen: Zwei der vorliegenden Stücke, darunter das Stück SMF 26994, sind verhältnismäßig flach und lassen eine schwache konzentrische Streifung erkennen. Der Wirbel ist nach vorn gerückt und liegt bei $\frac{1}{3}$ der Gesamtlänge. Die Vorderkante ist gut gerundet. Die Hinterkante verläuft zunächst unter einem wesentlich flacheren Winkel vom Wirbel nach hinten als die Vorderkante und biegt erst nahe dem gerundeten Hinterende deutlich nach unten um. Die vorliegenden Stücke entsprechen in etwa dem in SCHMIDT 1928 als Fig. 430a abgebildeten Stück, wobei der Wirbel etwas weiter vorn liegt, und die Stücke dadurch *M. ovata* var. *elongata* (SCHMIDT 1928, Fig. 431) ähneln. Ein weiteres Stück (SMF 26990) ist gedrungener (Taf. 16 Fig. 4), etwas stärker gewölbt und stimmt mit dem in SCHMIDT 1928 Fig. 430c abgebildeten Stück überein.

Maße: Länge 7,5–12,0 mm, Höhe 5,5–10,0 mm.

Fundpunkte: W-Hang des Hofberges W Hofbieber, Wegböschung E Bellings oder/und Weganschnitt N Elm (als aff. *M. ovata elongata* GIEBEL).

Stratigraphisches Vorkommen: Röt bis Lettenkeuper; hier Röt (Fossil-Horizont 2).

***Myophoria* cf. *simplex* (v. SCHLOTHEIM) v. STROMBECK 1849**

Taf. 17 Fig. 9

- *1820/23 *Trigonellites simplex* [nov. spec.] — v. SCHLOTHEIM, Petrefaktenkunde: 192, Taf. 35 Fig. 14.
 1861 *Myophoria simplex* (v. SCHLOTHEIM) — v. SEEBACH, Conchylien Weimarische Trias: 614, Taf. 14 Fig. 12.
 1912 *Myophoria simplex* v. SCHLOTHEIM sp. em. v. STROMBECK sp. — RÜBENSTRUNK, Deutsche Trias-Myophorien: 179, Taf. 7 Fig. 11–13.
 1928 *Myophoria simplex* v. SCHLOTHEIM sp. em. v. STROMBECK — SCHMIDT, Lebewelt Trias: 190, Fig. 445.

Bemerkungen: Einige wenige Stücke, darunter das Stück SMF 26995 (Taf. 17 Fig. 9), lassen nur eine Arealkante ohne weitere Rippen erkennen, vor der eine deutliche Depression liegt. Der Schalenrand ist an dieser Depression konkav ein-

gezogen. Die Schale besitzt eine feine konzentrische Streifung. Da das Material jedoch nicht sehr gut erhalten ist und bei *M. vulgaris* Stücke mit undeutlicher Rippe vor der Kante vorkommen, werden die hier aufgeführten Stücke nur mit Vorbehalt zu *M. simplex* gestellt.

Maße: Länge 14,0 mm, Höhe 12,5 mm.

Fundpunkte: W-Hang des Hofberges W Hofbieber, N-Hang des Heiligenberges S Maberzell.

Stratigraphische Verbreitung: Röt bis Mittlerer Keuper; hier Röt (Fossil-Horizont 2).

Myophoria vulgaris (v. SCHLOTHEIM) BRONN 1835

Taf. 17 Fig. 10–11

- *1820/23 *Trigonellites vulgaris* [nov. spec.] — v. SCHLOTHEIM, Petrefaktenkunde: 192, Nachtrag 2: 112, Taf. 36 Fig. 5a–b.
 1835 *Myophoria vulgaris* [v. SCHLOTHEIM] — BRONN, Lethaea geogn. I: 170, Taf. 11 Fig. 6.
 1861 *Myophoria vulgaris* BRONN — v. SEEBACH, Conchylien Weimarische Trias: 612.
 1912 *Myophoria vulgaris* v. SCHLOTHEIM sp. — RÜBENSTRUNK, Deutsche Trias-Myophorien: 171, Taf. 7 Fig. 6–9.
 1928 *Myophoria vulgaris* v. SCHLOTHEIM sp. — SCHMIDT, Lebewelt Trias: 189, Fig. 441.

Bemerkungen: *M. vulgaris* ist bei weitem die häufigste Art in den Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge. Die Art ist durch eine Rippe vor der Arealkante gekennzeichnet. Andeutungen von 1–2 Rippen hinter der Arealkante sind vorhanden. Die Schale ist schwach konzentrisch gestreift. Die hier vorliegenden Stücke sind klein bis höchstens mittelgroß. Stücke mit einer Länge über 14 mm sind selten. Die Kleinwüchsigkeit der meisten Stücke läßt auf eine Zusammenschwemmung von Muschelbrut und juvenilen Exemplaren zu einem Muschelpflaster — besonders am Fundpunkt Hofberg bei Hofbieber (Taf. 17 Fig. 10–11) — schließen. Größere Exemplare treten isoliert und vorzugsweise am Fundpunkt Heiligenberg auf.

Maße: Länge 7,0–14,0 mm, selten bis 26,5 mm; Höhe 6,5–12,5 mm, selten bis 19,0 mm.

Fundpunkte: W-Hang des Hofberges W Hofbieber, N-Hang des Heiligenberges S Maberzell, Wegböschung E Bellings oder/und Weganschnitt N Elm (cf.-Stücke).

Stratigraphisches Vorkommen: Röt bis Mittlerer Keuper; hier Röt (Fossil-Horizont 2).

Familie Astartidae GRAY 1840

Gattung *Myophoriopsis* v. WÖHRMANN 1889

Myophoriopsis nuculiformis (ZENKER) [HOHENSTEIN 1913 ?]

Taf. 17 Fig. 6–7

- *1836 *Cucullaea nuculiformis* [nov. spec.] — ZENKER, Taschenbuch Jena: 227.
 1842 *Cucullaea nuculiformis* ZENKER — GEINITZ, Petrefakten Zechstein u. Muschelkalk: 557, Taf. 10 Fig. 11.
 1907 *Pseudocorbula nuculiformis* ZENKER — GRUPE, Unterer Keuper Hannover: 116.

- 1913 *Myophoriopsis (Pseudocorbula) nuculiformis* ZENKER sp. — HOHENSTEIN, Beiträge mittlerer Muschelkalk u. Trochitenkalk: 237, Taf. 14 Fig. 3—5.
 1916 *Myophoriopsis nuculiformis* ZENKER — ASSMANN, Brachiopoden u. Lamelli-branchiaten oberschlesische Trias: 623, Taf. 35 Fig. 1—3.
 1928 *Macrodon nuculiformis* GEINITZ — SCHMIDT, Lebewelt Trias: 177, Fig. 396.
 1928 *Myophoriopsis nuculaeformis* ZENKER sp. — SCHMIDT, Lebewelt Trias: 194, Fig. 459.

Bemerkungen: Die Mehrzahl der vorliegenden Stücke, darunter die Stücke SMF 26992 und 26993 (Taf. 17 Fig. 6—7), ist lang gestreckt, flach gewölbt, besitzt einen nach vorn gerückten Wirbel (auf $\frac{1}{4}$ der Gesamtlänge) und eine kleine Einbuchtung vor demselben. Die vom Wirbel zum Hinterende verlaufende Kante ist nur schwach ausgebildet. Die Schale ist undeutlich konzentrisch gestreift. Bei einigen Exemplaren scheint die Einbuchtung vor dem Wirbel weniger ausgeprägt zu sein und der Wirbel mehr zur Mitte hin (bei $\frac{1}{3}$ der Gesamtlänge) zu liegen. Wegen der mäßigen Erhaltung der meisten Stücke kann jedoch keine eindeutige Unterscheidung vorgenommen werden.

Maße: Länge 4,0—9,0 mm, Höhe 2,5—6,0 mm.

Fundpunkte: N-Hang des Heiligenberges S Maberzell, W-Hang des Hofberges W Hofbieber, Wegböschung E Bellings oder/und Weganschnitt N Elm (als *Macrodon* cf. *nuculiformis* GEINITZ und cf. *Myophoriopsis nuculaeformis* ZENKER).

Stratigraphisches Vorkommen: Röt bis Oberer Muschelkalk; hier Röt (Fossil-Horizont 2).

Spurenfossilien

Gattung *Rhizocorallium* ZENKER 1836

Rhizocorallium sp.

Taf. 16 Fig. 5

Bemerkungen: Die beiden vorliegenden Stücke sind unvollständig erhalten und zeigen nur einen Teil des U-förmigen Baues. Die beiden Seitenteile sind in einem Abstand von ungefähr 40 mm angelegt, der Durchmesser des Ganges beträgt 5,5 mm. An dem abgebildeten Stück ist die Spreitenführung nur undeutlich zu erkennen.

Fundpunkte: W-Hang des Hofberges W Hofbieber.

Stratigraphisches Vorkommen: Röt bis Muschelkalk; hier Röt (Fossil-Horizont 2).

5. Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, F. A. v. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation (Trias). — 366 S., 2 Taf.; Stuttgart.
 ASSMANN, P. (1914): Ein Beitrag zur Gliederung des Oberen Buntsandsteins im östlichen Oberschlesien. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A., **34** (1): 658—671; Berlin.
 — (1916): Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A., **36** (1): 586—638, 3 Abb., Taf. 30—36; Berlin.
 BACKHAUS, E. & REUL, K. (1971): Der Mittlere und Obere Buntsandstein im Bereich der Rhön-Schwelle. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 142—192, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

- BLANCKENHORN, M. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **184**, Blatt Hünfeld. — 44 S., 1 Taf.; Berlin.
- (1934): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **314**, Blatt Großelüder. — 51 S.; Berlin.
- BRONN, H. G. (1834—1838): *Lethaea geognostica*. 1. Aufl., 2 Bde., 1350 S., 47 Taf.; Stuttgart.
- (1848): *Handbuch einer Geschichte der Natur*. — 3. Bd., 3. Teil (Index palaeontologicus, A—M): LXXXIV u. 775 S.; Stuttgart.
- & ROEMER, F. (1851—1852): H. G. BRONN's *Lethaea Geognostica*. 2. Bd. (Meso-Lethaea): 3. Teil (Trias Periode), 124 S., 3. Aufl.; Stuttgart.
- — (1850—1856): Atlas zu H. G. BRONN's *Lethaea Geognostica*. 63 Taf., 3. Aufl.; Stuttgart.
- BÜCKING, H. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **184**, Blatt Fulda. — 73 S.; Berlin.
- (1916): Geologischer Führer durch die Rhön. — Samml. geol. Führer, **21**: I—VII u. 1—262, 46 Abb., 3 Taf., 1 Kte.; Berlin.
- CRAMER, P. (1964): Buntsandstein. — Erl. geol. Kte. Bayern 1: 500000, 2. Aufl.: 69—81; München.
- DANZER, P. (1965): Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies der Röt-Folge im Oberen Buntsandstein der Rhön. — Inaug. Diss., 70 S., 3 Abb., 10 Tab., 8 Prof., 32 Diagr.; Frankfurt/M.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1968): Kritische Betrachtungen zur Arbeitsweise im Buntsandstein und zu den Grundlagen einer einheitlichen Buntsandsteinstratigraphie. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 85—110, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- DREHER, O. (1911): Geologische Beschreibung des Dammersfeldes in der Rhön und seiner südwestlichen Umgebung. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A., **31** (2): 297—342, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- ECK, H. (1865): Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalkes in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. — Inaug. Diss. (zitiert in RÜBENSTRUNK 1912) [nicht eingesehen].
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25000, Blatt 5623 Schlüchtern. — 2. Aufl., 298 S., 46 Abb., 16 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- GEINITZ, H. B. (1842): Über einige Petrefakte des Zechsteins und Muschelkalks. — N. Jb. Mineral. Geogn. Petrefaktenkde., Jg. 1842: 576—579, Taf. 10 Fig. 1—14; Stuttgart.
- GOLDFUSS, A. (1826—1844): *Petrefacta Germaniae*. **2**, 312 S. u. Atlas, 200 Taf.; Düsseldorf.
- GRONEMEIER, K. (1972): Stratigraphische, tektonische und petrologische Untersuchungen im Gebiet von Kleinsassen (Kuppenrhön). — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 240 S., 15 Abb., 6 Tab., 8 Prof., 2 Ktn.; Frankfurt/M.
- GRUPE, O. (1907): Der untere Keuper im südlichen Hannover. — Festschr. Adolf v. Koenen: 65—134, Taf. 4; Stuttgart.
- (1914): Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A., **33**: 397—421; Berlin.
- HAAK, W. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **184**, Blatt Tann. — 47 S.; Berlin.
- HASSENKAMP, E. (1878): Geologisches aus der Umgebung von Fulda. — 5. Ber. Verein Naturkde. Fulda: 21—30; Fulda.
- HOHENSTEIN, V. (1913): Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. — Geol. u. Paläont. Abh., N.F., **12** (2): 173—272, 12 Abb., Taf. 12—19; Jena.
- HOPPE, W. (1965): Die Fossilien im Buntsandstein Thüringens sowie ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. — Geologie, **14**: 272—323; Berlin.
- KOENEN, A. v. (1888): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **36**, Blatt Eiterfeld. — 17 S.; Berlin.

- LAEMMLEN, M. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5223 Queck. — 327 S., 21 Abb., 7 Tab., 13 Diagr., 22 Textprof., 18 Taf.; Wiesbaden.
- (1966): Die Gliederung des Röt im Raum Bad Hersfeld/Eiterfeld. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 373—378, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LEPPER, J. (1969): Zur Buntsandstein-Stratigraphie in der Rhön. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1969 (7): 385—389, 1 Tab.; Stuttgart.
- MARTINI, E. (1970): Einführung in die Geologie des Gebietes zwischen Rhön und Vogelsberg. — Beitr. Naturkde. Osthessen, **2**: 3—10; Fulda.
- MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5224 Eiterfeld. — 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- PASSARGE, S. (1891): Das Röhth im östlichen Thüringen. — Inaug. Diss., 88 S.; Jena.
- REIBLE, P. (1962): Die Conchostraken (Branchipoda, Crustacea) der Germanischen Trias. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **114** (2): 169—244; Stuttgart.
- RÜBENSTRUNK, E. (1912): Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. — Mitt. großherzogl. bad. geol. L.-A., **6**: 85—248, Taf. 6—8; Heidelberg.
- RUTTE, E. (1965): Mainfranken und Rhön. — Samml. geol. Führer, **43**: XVI + 221 S., 29 Abb., 1 Beil.; Berlin (Borntraeger).
- SANDBERGER, FR. (1867): Die Gliederung der Würzburger Trias und ihre Aequivalente. — Würzburger naturwiss. Z., **6**: 131—208, Taf. 8—10; Würzburg.
- SCHLOTHEIM, E. F. v. (1820—1823): Die Petrefakten-Kunde auf ihrem jetzigen Standpunkte. — div. S., 51 Taf.; Gotha.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. — 461 S., 1220 Abb., 3 Tab.; Öhringen (Hohenlohe'sche Buchhandlung).
- (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag. — 143 S., div. Abb.; Öhringen (Hohenlohe'sche Buchhandlung).
- SCHNEIDER, H.-E. (1965): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein südlich des Thüringer Waldes. — Diss.; Weimar.
- (1967): Stratigraphische und sediment-petrographische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein südlich des Thüringer Waldes. — Freiburger Forsch., **C 217**, 138 S., 37 Abb., 26 Tab.; Leipzig.
- SCHUSTER, M. (1932—1936): Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. — Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, H. 7, 9, 15, 22 u. 23; München.
- SEEBACH, K. v. (1861): Die Conchylien-Fauna der weimarischen Trias. — Z. deutsch. geol. Ges., **13**: 551—666, Taf. 14—15; Berlin.
- SOBOTH, E. (1933): Geologische Wanderungen um Fulda. — 176 S., 53 Abb., 1 Kte.; Fulda.
- SPEYER, O. (1875): Die paläontologischen Einschlüsse der Trias in der Umgebung Fulda's. — 2. Ber. Verein Naturkde. Fulda: 43—86, Fulda.
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. — 3. Aufl.: 694 S., 591 Abb., 23 u. 208 Taf.; Öhringen.
- ZENKER, J. C. (1833): Beiträge zur Naturgeschichte der Urwelt. Organische Reste (Petrefakten) aus der Altenburger Braunkohlen-Formation, dem Blankenburger Quadersandstein, Jenaischen Bunten Sandstein und Böhmischem Übergangs-Gebirge. — VIII u. 67 S., 4 Taf.; Jena.
- (1836): Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung etc. — Jena [nicht eingesehen].

Die Gattung *Astarte* SOWERBY im Oberen Muschelkalk am Südostrand des Eggegebirges

Von

DIETHELM BAUMGARTE, Kassel*

Mit 6 Abbildungen und Tafel 18

Kurzfassung: Der Obere Muschelkalk weist am Südostrand des Eggegebirges eine fazielle Besonderheit auf, die sog. „Astartebank“. Als Einschaltung im Oberen Trochitenkalk, der hier Teile der Unteren Ceratitenschichten vertritt, führt sie stellenweise eine an Arten und Individuen reiche Fauna. Die dominierende Gattung *Astarte* SOWERBY wird nachfolgend einer eingehenden Untersuchung und Revision unterzogen.

Abstract: The Upper "Muschelkalk" (Triassic) of the southeastern border of the Egge Mountains (Southeastern Northrhine-Westphalia, Western Germany) shows a special facies development, the so-called "Astarte-Bank" (*Astarte* bed). This intercalation in the Upper "Trochitenkalk" being equivalent to some parts of the Lower "Ceratitenschichten" locally contains a fauna rich in species and individuals. The dominating genus *Astarte* SOWERBY is investigated and revised.

Inhalt

1. Einleitung	166
2. Die Gattung <i>Astarte</i> SOWERBY 1816	167
3. Die Artmerkmale von <i>Astarte triasina</i> F. ROEMER	168
3.1. Schloß	168
3.2. Wirbel	168
3.3. Lunula	169
3.4. Wölbung der Klappe	169
3.5. Klappenumriß	169
4. Die Unterarten von <i>Astarte triasina</i> F. ROEMER	170
5. Das Verbreitungsgebiet der Gattung	174
6. Zusammenfassung	174
7. Schriftenverzeichnis	174

I. Einleitung

In einer Arbeit von BUSSE (1972) wurde in jüngster Zeit eine interessante Ausbildung des Oberen Muschelkalkes am Südostrand des Eggegebirges bei Willebadessen stratigraphisch und paläontologisch näher beschrieben. Das Vorkommen wurde zuerst

*) D. BAUMGARTE, 35 Kassel-Ki., Mittelbinge 6.

von FERDINAND ROEMER (1851) bearbeitet, der u. a. eine oolithische Bank mit charakteristischem Fossilinhalt ausschied. Diese Bank — nach der zahlenmäßig vorherrschenden Lamellibranchiaten-Gattung *Astarte* als „Astartebank“ in die Literatur eingegangen — zeichnet sich durch Ersatzschalenerhaltung der Fossilien aus. Aufgrund des oft mürben bis sandigen Gesteinscharakters ist eine für den Germanischen Muschelkalk nicht gewöhnliche Erhaltung und Präparierbarkeit der Einschlüsse gegeben. Leider ließen die Aufschlußverhältnisse vor allem im Bereich des vorgenannten Stratums seit etwa anderthalb Jahrzehnten eine erfolgversprechende Bearbeitung nicht mehr zu. Ein um die Jahreswende 1971/72 neu entstandener Aufschluß lieferte jedoch erneut reiches Material, das ergänzende Ausführungen zu den vorgenannten Arbeiten sinnvoll erscheinen läßt.

Im Spätherbst 1971 stieß der Verfasser auf eine Baustelle der Kreisstraße zwischen Willebadessen und Altenheerse, die zwischen „Kleinem Holz“ und „Mittelholz“ einerseits und der Ortslage Altenheerse andererseits auf eine Erstreckung von mehreren hundert Metern wesentliche Teile des Oberen Muschelkalkes anschneidet, ohne indes ein lückenloses Schichtprofil zu bieten. Die starken Störungen im unmittelbaren Bereich des östlichen Egge-Abbruches sind hierfür verantwortlich. Die Lage der „Astartebank“ innerhalb des Oberen Trochitenkalkes, zu dem petrofaziell wie biofaziell fließende Übergänge bestehen, ist hingegen einwandfrei nachzuweisen. Ebenso sind die dem Oberen Trochitenkalk folgenden Ceratitenschichten in Tonplattenfazies offensichtlich in vollem Umfang aufgeschlossen. BUSSE (1972: 116) führt hierzu an, daß jüngere Ceratiten als *C. compressus* bisher anstehend nicht gefunden wurden und der Formenkreis um *C. evolutus* nur aus Schotterhaufen belegt war. Der Verfasser fand nunmehr unmittelbar südlich des Ortsausganges Altenheerse im Straßenanschnitt einen Ceratiten zwischen *C. compressus* und *C. evolutus* und ein Exemplar um *C. evolutus* bis *C. subspinus* sowie anstehend am „Mittelholz“ einen weiteren Ceratiten aus der *spinus*-Reihe. Die Tonplattenfazies ist also bis in die Zone der spinosen Ceratiten belegt. Damit kann eine dem Diemel-Gebiet vergleichbare Dauer des Sedimentationsprozesses unterstellt werden, da auch die jüngsten Ceratiten etwa von Haueda gleiches Alter aufweisen. Eine in dieser Periode beschleunigte Regression des Muschelkalkmeeres (Luftlinie Willebadessen–Haueda ca. 20 km) in Richtung Beckentiefstes im westlichen Meißnervorland ist anzunehmen.

2. Die Gattung *Astarte* SOWERBY 1816

Bei der Auswertung und Bestimmung des geborgenen reichen Fossilmaterials stellten sich für die Gattung *Astarte* unvorhergesehene Schwierigkeiten ein. Die bisherige Aufstellung von drei Arten durch ROEMER (1851) erfuhr seither keine Überprüfung, sondern wurde unverändert von allen nachfolgenden Autoren übernommen. Es handelt sich dabei um die Spezies *A. triasina*, *A. subaequilatera* und *A. willebadessensis*. Während ROEMER von der ersten Art „eine größere Zahl von Exemplaren beider Klappen“ vorlagen, stützten sich die nachfolgenden Diagnosen auf „nur zwei Exemplare der linken Klappe“ (*subaequilatera*) bzw. auf Belegstücke einer Art „von welcher 5 Exemplare vorliegen“ (*willebadessensis*). Außerdem heißt es bei ROEMER (1851: 314): „Außer diesen drei werden sich in dem Muschelkalk bei Willebadessen

mit der Zeit wohl noch mehrere Arten von *Astarte* nachweisen lassen. Wenigstens können einige einzelne dort von mir gesammelte Klappen nicht wohl mit einer der drei beschriebenen Arten vereinigt werden.“

Im folgenden soll untersucht werden, inwieweit die bisherigen „Arten“ ROEMERS gerechtfertigt sind, oder ob diese nicht noch als Subspezies innerhalb der Variationsbreite einer Art, nämlich *Astarte triasina*, liegen. Zur Untersuchung standen zur Verfügung 290 zu fast gleichen Teilen rechte und linke Klappen vom beschriebenen Fundpunkt sowie dem aufgelassenen Steinbruch am Friedhof Altenheerse. 241 Exemplare stammen aus Beständen des Verfassers, 76 aus der Sammlung von Dr. h. c. ERWIN BUSSE, dem an dieser Stelle für Anregungen und Hinweise bei dieser Arbeit bestens gedankt werden soll.

3. Die Artmerkmale von *Astarte triasina* F. ROEMER

Die Untersuchung wird an fünf Merkmalen vorgenommen, die hinsichtlich ihrer Relevanz für die Artfestlegung überprüft werden:

1. Ausbildung des Schlosses
2. Position und Ausbildung des Wirbels
3. Ausbildung der Lunula
4. Wölbung der Klappe
5. Umriß der Klappe

Hier soll vorausgeschickt werden, daß zwei voneinander abweichende Formenkreise festzustellen sind. Der erste ist länger als hoch und tendiert zum flachen Oval, der zweite weist eine höhere und dafür verkürzte Form auf.

3.1. Schloß

Die Ausbildung des Schlosses ist von ROEMER (1851 : 313) ausführlich beschrieben worden. Der Darstellung ist nichts hinzuzufügen. Bemerkenswert erscheint lediglich, daß der Gesamteindruck der Schloßkonstruktion einmal etwas graziler, ein andermal hingegen wesentlich robuster ist. Die grazilere Ausbildung ist überwiegend den mehr länglichen Formen mit schwach ausgeprägtem Wirbel, die robuste mehr den höheren Formen mit kräftigem Wirbel eigen. Diese Merkmalskombination ist jedoch nicht zwangsläufig und hat offensichtlich nur funktionalen Charakter.

3.2. Wirbel

Die Position des Wirbels ist sehr unterschiedlich, ebenso seine Ausprägung. Bei dem Formenkreis mit zur Höhe tendierender Ausbildung der Klappe kann fast grundsätzlich seine Lage als von der Mitte her leicht nach vorn verschoben angesehen werden. Die Ausprägung des Wirbels kann schwach bis kräftig sichelartig sein. Bei dem weniger hohen und dafür längeren Formenkreis wandert die Position des Wirbels von der nahezu exakten Mitte bis weit an die Vorderkante der Klappe. Auch hier kommen mehr oder weniger stark ausgeprägte Wirbel vor.

3.3. Lunula

Die Lunula ist bei den vorgenannten Wirbeltypen unterschiedlich ausgebildet. Ihre Ausprägung reicht von leicht eingetieft und randlich verschwimmend bis außerordentlich kräftig mit scharfen Abgrenzungen. Beide Typen sind in unterschiedlicher Länge nachweisbar und in ihrer Ausbildung überwiegend — aber nicht immer — an die mehr oder weniger starke Ausprägung des Wirbels gebunden. Dabei gehören schwach ausgebildete Lunula und schwach ausgeprägter Wirbel zusammen ebenso wie andererseits die kräftigeren Varianten.

3.4. Wölbung der Klappe

Die Klappenwölbung reicht von flach bis kräftig aufgewölbt. Alle Übergänge dazwischen sind bei beiden vorgenannten Formenkreisen denkbar. Es scheint so, als sei eine ausgeprägtere Wölbung vorzugsweise gebunden an kräftige Wirbelausbildung mit kräftigem Schloß. Daraus ergibt sich, daß besonders der hohe Formenkreis, dem überwiegend diese Ausbildung eigen ist, über stärker gewölbte Klappen verfügt. Eine Minderheit von Exemplaren zeigt darüber hinaus deutliche Wachstumsstrukturen, bei denen jedoch keinerlei Bindung an irgend ein anderes Merkmal erkennbar ist. Es scheint im übrigen so, als seien feinere Einzelheiten der Schalenstruktur im Verlauf des diagenetischen Prozesses verloren gegangen. Möglicherweise hat auch das stark sandige Sediment trotz des eindeutig autochthonen Charakters der Fauna sein Teil zu einem leichten „Schmirgeleffekt“ beigetragen.

3.5. Klappenumriß

Da bei ROEMER im wesentlichen die Ausbildung des Klappenumrisses zur Definition der Arten dient, haben wir uns diesem besonders zuzuwenden. Hierzu erschien es nützlich, zunächst einmal unabhängig von allen anderen Merkmalen für das vorliegende Material einen „Gehäusekoeffizienten“ zu ermitteln, der aus dem Quotienten von Höhe und Länge der Klappen gebildet ist. Zur Vermessung werden die Klappen so gelegt, daß die Schließmuskeleindrücke sich in der Horizontalen und das Schloß oben befinden. Das sich daraus ergebende vertikale Maß gibt die Höhe, das horizontale die Länge an. Das nachfolgende Schaubild vermittelt einen Eindruck über die Verteilung des so gewonnenen Koeffizienten.

Die Variationsbreiten der Formen sind oberhalb der Verteilungskurve eingetragen. Daraus ergibt sich eine weitgehende Überlappung der Typen *triasina*, *willebadessensis* und *subaequilatera*. Außerdem ist ersichtlich, daß die Einführung von zwei weiteren Typen, die hier mit „lang“ und „hoch“ bezeichnet sind, notwendig wurde. Während Typ „lang“ sich vollständig innerhalb der Relationen der bisher geführten drei Arten bewegt, weist der Typ „hoch“ gänzlich andere Proportionen auf. Trotzdem ist die Summe aller Merkmale so beschaffen, daß eine völlige Abtrennung vom Typus *triasina* nicht möglich erscheint. Für die anderen Formen gilt dies nunmehr in erweitertem Maße. Keine der bisher geführten Arten kann eines der im Vorhergehenden beschriebenen Merkmale ausschließlich für sich in Anspruch nehmen. Auch ist keine Merkmalskombination feststellbar, die eine artliche Fixierung ausreichend sicher

macht. Jede einzelne Ausbildung ist mit jeder beliebigen anderen beliebig kombiniert. Alle Übergänge sind denkbar und nachweisbar. Dennoch sind die Extremformen voneinander soweit entfernt, daß ihre Unterscheidung als Subspezies berechtigt sein dürfte. Es wird nunmehr vorgeschlagen, für die bisher vorliegenden Formen einzig die Art *Astarte triasina* ROEMER aufrecht zu erhalten und die „Arten“ *A. willebadessensis*

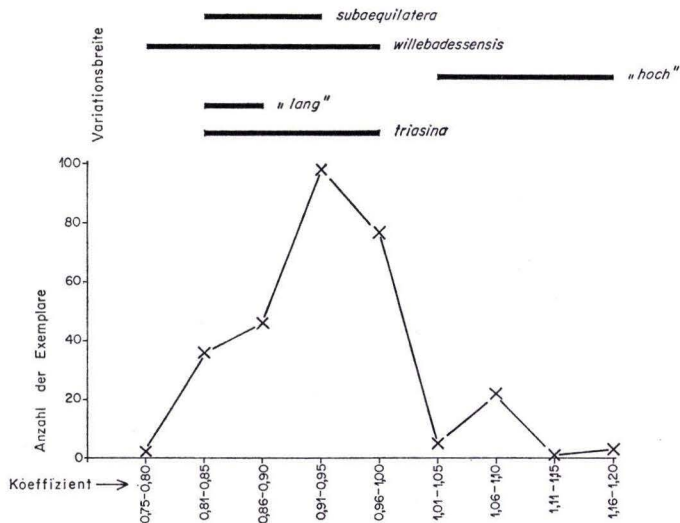


Abb. 1. Graphische Darstellung des Gehäusekoeffizienten und seiner Variationsbreite innerhalb der Formen.

ROEMER und *A. subaequilatera* ROEMER einzuziehen. Die beiden letzteren sollen als Subspezies der Spezies *A. triasina* geführt werden. Als weitere Subspezies wären diesen die vorerwähnten Typen „hoch“ und „lang“ hinzuzufügen. Demzufolge ist die Gattung *Astarte* SOWERBY in der *Astarte*bank des Oberen Trochitenkalkes von Willebadessen mit 5 Unterarten vertreten.

4. Die Unterarten von *Astarte triasina* F. ROEMER

Stamm	Mollusca
Klasse	Bivalvia LINNE 1758 [Lamellibranchiata DE BLAINVILLE 1824]
Unterklasse	Heterodonta NEUMAYR 1884
Ordnung	Veneroidea H. ADAMS & A. ADAMS 1856
Überfamilie	Crassatellacea FERUSSAC 1822
Familie	Astartidae D'ORBIGNY 1844 [= Crassinidae GRAY 1840]
Gattung	<i>Astarte</i> SOWERBY 1816
Art	<i>Astarte triasina</i> F. ROEMER 1851

***Astarte triasina triasina* F. ROEMER 1851**

Abb. 2, Taf. 18 Fig. 1—2

1851 *Astarte triasina* n. sp. — F. ROEMER, Muschelkalk von Willebadessen, S. 312—313, Taf. 36 Fig. 1—6.

Syntypen: Urstücke zu ROEMER (1851): Taf. 36 Fig. 1—6.

Locus typicus: Willebadessen, (nicht mehr existente) Steinbrüche an der (alten) Straße nach Altenheerse.

Stratum typicum: Astartebank im Oberen Trochitenkalk des Oberen Hauptmuschelkalkes (mo₂).

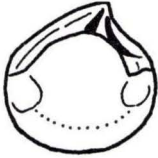


Abb. 2. *Astarte triasina triasina* ROEMER, linke Klappe, nat. Größe.

Diagnose: Eine *Astarte* mit schiefoval-dreieckiger bis kreisförmiger Klappe, die meist länger als hoch, nicht selten aber auch ebenso hoch wie lang ist.

Beschreibung: Der Klappenkoeffizient reicht von 0,80—1,00. Wölbung flach bis kräftig mit mehr oder weniger ausgeprägten Wachstumsmarken, die im Einzelfall wulstig ausgebildet sein können. Rand glatt, Mantelsaum klar abgesetzt, Muskeleindrücke deutlich. Der Wirbel ist stumpf bis spitz, dann oft sichelartig ausgeprägt und in allen Fällen vor der Mitte gelegen. Lunula lanzettförmig. Das Schloß kann schlank und gestreckt dem Schalenrand folgen oder auch flächig und massiv ausgebildet sein. Rechts ein und links zwei markante Kardinalzähne, wobei der linke vordere gleichzeitig die Wand zur Lunula darstellt. Sie werden rechts von einem vorderen sowie links von einem hinteren Seitenzahn begleitet. Zusätzlich sind schmale Leisten mehr oder weniger deutlich. Der Spielraum für eine variable Ausbildung aller Merkmale ist groß. Abweichungen, die zu den nachstehend beschriebenen Formen vermitteln, sind zahlreich. *A. triasina triasina* ist das häufigste Fossil der Astartebank überhaupt. Für die Untersuchung standen 189 rechte und linke Klappen zur Verfügung. Zweiklappige Exemplare sind selten und meist klein.

***Astarte triasina elongata* n. ssp.**

Abb. 3, Taf. 18 Fig. 7—8

Holotypus: Originalstück zu Abb. 3 und Taf. 18 Fig. 7—8, Slg. Naturkundemuseum Kassel (leg. BAUMGARTE).

Paratypen: 14 Exemplare, Slg. des Verfassers u. Slg. BUSSE (Kassel).

Locus typicus: Anschnitt der Straße Willebadessen—Altenheerse unmittelbar westlich Punkt „52“ der Geologischen Karte von Preußen 1:25 000, Blatt Willebadessen (2442).

Stratum typicum: Astartebank im Oberen Trochitenkalk des Oberen Hauptmuschelkalkes (mo₂).



Abb. 3. *Astarte triasina elongata* n. ssp., rechte Klappe, nat. Größe. Holotyp der Subspezies.

Diagnose: Eine *Astarte* von gleichmäßig flachovalem Habitus und leicht vorgezogenem, meist ausgeprägtem Wirbel.

Beschreibung: Die vorliegende Form vermittelt zunächst den Gesamteindruck vom Typus der Art. Übergänge zu den gestreckten Exemplaren von *A. triasina triasina* sind feststellbar. Der Gehäusekoeffizient liegt zwischen 0,81 und 0,90. Zwei Drittel der untersuchten Stücke haben aber einen Koeffizienten unter 0,85 und weisen im Bereich dieser Proportion nur geringe Übergänge zum Typus auf. Der Gesamteindruck ist so, daß die Aufstellung einer *A. triasina* var. *elongata* den Verhältnissen eher gerecht werden würde. Unter Bedenken und Berücksichtigung der Nomenklaturregeln wird der Form die Qualität einer Subspezies zuerkannt. *Astarte triasina elongata* n. sp. ist selten. Es liegen 15 Exemplare vor.

***Astarte triasina willebadessensis* F. ROEMER 1851**

Abb. 4, Taf. 18 Fig. 5–6

1851 *Astarte Willebadessensis* n. sp. — F. ROEMER, Muschelkalk von Willebadessen, S. 314, Taf. 36 Fig. 7–9.

Syntypen: Urstücke zu ROEMER (1851): Taf. 36 Fig. 7–9, Cassel.

Locus typicus: Willebadessen, (nicht mehr existente) Steinbrüche an der (alten) Straße nach Altenheerse.

Stratum typicum: Astartebank im Oberen Trochitenkalk des Oberen Hauptmuschelkalkes (mo₂).

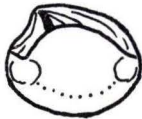


Abb. 4. *Astarte triasina willebadessensis* ROEMER, rechte Klappe, nat. Größe.

Diagnose: Eine flachovale *Astarte* mit weit nach vorn verschobenem, überwiegend stumpf ausgebildetem Wirbel.

Beschreibung: Anhand von fünf Einzelklappen stellte ROEMER die Art *A. willebadessensis* auf, während dieser Untersuchung 39 Exemplare und damit rd. 13% des zur Verfügung stehenden Materials zugrunde liegen. Diese charakteristische *Astarte* besitzt gelegentlich einen an *Nucula*-Formen – etwa an die *Nucula peregrina* des Chatt – gemahnenden Habitus. Der Spielraum des Gehäusekoeffizienten reicht von 0,76–1,00. Die Mehrzahl liegt zwischen 0,81 und 0,90. Übergänge zum Typus der Art sind deutlich.

***Astarte triasina subaequilatera* F. ROEMER 1851**

Abb. 5, Taf. 18 Fig. 3–4

1851 *Astarte subaequilatera* n. sp. — F. ROEMER, Muschelkalk von Willebadessen, S. 313 bis 314, Taf. 36 Fig. 10–11.

Syntypen: Urstücke zu ROEMER (1851): Taf. 36 Fig. 10 u. 11, Cassel.

Locus typicus: Willebadessen, (nicht mehr existente) Steinbrüche an der (alten) Straße nach Altenheerse.

Stratum typicum: Astartebank im Oberen Trochitenkalk des Oberen Hauptmuschelkalkes (mo₂).



Abb. 5. *Astarte triasina subaequilatera* ROEMER,
linke Klappe, nat. Größe.

Diagnose: Eine *Astarte* mit fast exakt mittelständigem Wirbel. Schale länger als hoch und breitflächig gerundet.

Beschreibung: Die Subspezies *subaequilatera* gehört zu den seltenen Formen der Gattung. Es liegen 16 Klappen vor. Zu ihrer Aufstellung als selbständige Art standen ROEMER zwei linke Klappen zur Verfügung. Auch sie gehört noch zum flachovalen Formenkreis und weist einen Gehäusekoeffizienten zwischen 0,81 und 0,95 auf, wobei der Bereich zwischen 0,81 und 0,90 überwiegt. Abweichend von allen anderen hier beschriebenen Formen befindet sich der Wirbel fast exakt in der Mitte der Schale. Deren Enden verbreitern sich spatenförmig, wodurch ein flächiger Gesamteindruck mit gelegentlichem Anklang an ein liegendes Rechteck mit extrem abgerundeten Ecken entsteht. Die sonstigen Merkmale sind gattungsspezifisch. Übergänge zum Typus, aber vereinzelt auch zu anderen Formen hin, sind vorhanden.

Astarte triasina guttiformis n. ssp.

Abb. 6, Taf. 18 Fig. 9–10

Holotypus: Originalstück zu Abb. 6 und Taf. 18 Fig. 10. Slg. Naturkundemuseum Kassel (leg. BAUMGARTE).

Paratypen: 30 Exemplare, Slg. des Verfassers und Slg. BUSSE (Kassel).

Locus typicus: Anschnitt der Straße Willebadessen–Altenheerse unmittelbar westlich Punkt „52“ der Geologischen Karte von Preußen 1:25000, Bl. Willebadessen (2442).

Stratum typicum: *Astarte*bank im Oberen Trochitenkalk des Oberen Hauptmuschelkalkes (mo₂).

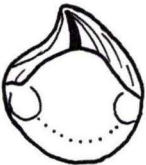


Abb. 6. *Astarte triasina guttiformis* n. ssp., rechte Klappe,
nat. Größe. Holotyp der Subspezies.

Diagnose: Eine *Astarte*, die immer höher als lang ist und fast regelmäßig einen scharfen Wirbel aufweist. Klappen oft kräftig gewölbt.

Beschreibung: Bei 31 Exemplaren, rund 10% des insgesamt vorliegenden Materials, weichen die Proportionen von den zuvor beschriebenen Formen insoweit entscheidend ab, als die Schalen durchweg höher als lang sind. Ihr Gehäusekoeffizient bewegt sich zwischen 1,01 und 1,20. Der Wirbel ist meist kräftig entwickelt und liegt wenig vor der Mitte. Die Umrißlinie entspricht einem gedrungenen Tropfen (*gutta*), dessen spitzes oberes Ende ein wenig zur Seite gebogen ist. Das Schloß ist überwiegend kräftig ausgebildet und die Schale mittel bis stark gewölbt. Die Form wird bereits von BUSSE (1972a) erwähnt und als *Astarte spec.* aufgeführt und abgebildet. Es dürfte sich jedoch trotz der Abweichung des Gehäusekoeffizienten von den übrigen

Formen nicht um eine selbständige Art handeln, da alle anderen Merkmale in fließenden Übergängen zum Typus nachweisbar sind. Umgekehrt finden sich innerhalb der Variationsbreite des Typus etliche Exemplare, deren Gesamthabitus deutlich auf die hier beschriebene Form hinweist, ohne indes den charakteristischen Koeffizienten zu erreichen.

5. Das Verbreitungsgebiet der Gattung

Abschließend ist zu sagen, daß die Gattung *Astarte* im gesamten niederhessischen und südostwestfälischen Raum auf den nach ihr benannten charakteristisch sandig-oolithischen Horizont beschränkt zu sein scheint. Dieser ist in Hessen bisher nur im Raume Wettensingen – Calenberg nahe der Landesgrenze nach Westfalen sowie im Kreis Warburg im Bereich Willebadessen – Altenheerse nachgewiesen. Ein Fragment von *Astarte* wurde durch BUSSE nahe Großalmerode in einem Horizont an der Basis des Oberen Muschelkalkes gefunden, dessen klastische Komponente gewisse lithofazielle Anklänge an die Astartebank besitzt. Die biofaziellen Verhältnisse sind hingegen nicht vergleichbar. Weitere Funde sind nicht bekannt.

6. Zusammenfassung

Die Lamellibranchiatengattung *Astarte* SOWERBY wird aus einem sandig-oolithischen Horizont des Oberen Muschelkalkes bei Willebadessen/Eggegebirge erstmalig für diese Abteilung der Trias durch FERDINAND ROEMER (1851) beschrieben. Die von ihm aufgestellten drei Arten orientierten sich z. T. an nur spärlichem Material. Umfangreiche Funde im Jahre 1972 lassen eine Revision notwendig erscheinen. Es kann nur noch die Art *Astarte triasina* aufrecht erhalten werden. Allen anderen Formen wird der Rang einer Unterart zugewiesen. Die Unterarten *Astarte triasina elongata* und *Astarte triasina guttiformis* werden neu aufgestellt.

7. Schriftenverzeichnis

- BLANCKENHORN, M. (1887): Über die Verbreitung einer oolithischen Bank des Trochitenkalkes mit *Myophoria ovata* und mehreren Astartearten in der Trias des westlichen Deutschlands. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., **44**; Bonn.
- BUSSE, E. (1952): Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 118–137; Wiesbaden.
- (1954): Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 152 bis 167, Taf. 7; Wiesbaden.
- (1970): Ceratiten und Ceratitenstratigraphie. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 112–145, 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1972): Fazies und Fauna des Oberen Muschelkalkes von Willebadessen. — PHILIPPICA, 1/3: 110–126, 2 Taf.; Kassel.
- GLAESSNER, R. (1913): Beiträge zur Kenntnis der hessischen Jura-Relikte. — Abh. Ver. Naturk. Cassel, **53**: 51–146; Kassel.
- GRUBER, A. (1932): Eine Fauna mit erhaltenen Schalen aus dem Oberen Muschelkalk (Trochitenkalk) von Wiesloch bei Heidelberg. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, **17**: 243–325; Heidelberg.

- KLEINSORGE, H. (1935): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**: 57—106; Hamburg.
- MÜLLER, A. H. (1963): Lehrbuch der Paläozoologie. — Bd. II, Tl. 1, 2. Aufl., 574 S., 712 Abb., Jena (Fischer).
- ROEMER, F. (1851): Über einige neue Versteinerungen aus dem Muschelkalke von Willebadessen. — Palaeontographica, **1** (6): 311—315, Taf. 36; Cassel.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unsererer Trias. — 461 S., 1220 Abb.; Öhringen (Hohenloh'sche Buchhandlung, F. Rau).
- (1938): Die Lebewelt unsererer Trias. Nachtrag. — 143 S., zahlr. Abb.; Öhringen (Hohenloh'sche Buchhandlung, F. Rau).
- STILLE, H. (1935): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **297**, Blatt Willebadessen, und Erläuterungen. — 2. Aufl., 73 S.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 8. 11. 1972

Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk bei Eberschütz und Manrode (Diemelgebiet, Bl. 4422 Trendelburg)

Von

ERWIN BUSSE, Kassel*

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung: Aus dem Oberen Muschelkalk von Eberschütz und Manrode werden einige Profile mitgeteilt, die unter sich beachtliche Unterschiede in Fazies und Mächtigkeit aufweisen.

Abstract: Several profile descriptions of upper Middle Triassic layers („Oberer Muschelkalk“) are communicated showing remarkable differences in facies and thickness.

Inhalt

1. Einleitung	176
2. Profile von Eberschütz	177
2.1. Profil in der Schlucht W Eberschütz	177
2.2. Profil an der Alten Schanze	178
2.3. Profil am Klenten-Grund, W-Seite	179
2.4. Profil am Klenten-Grund, S-Seite	181
3. Aufschlüsse bei Manrode	182
3.1. Profil A SE Manrode	183
3.2. Profil B ENE Manrode	183
3.3. Profil C SE Manrode	184
4. Schlußbetrachtung	185
5. Schriftenverzeichnis	187

I. Einleitung

Die Aufschlüsse von Eberschütz und Manrode wurden vom Verf. in den Jahren 1954/55 untersucht und in Profilen festgehalten. Diese Arbeit ist eine Fortsetzung der bisherigen Veröffentlichungen über Willebadessen (BUSSE 1972a), Haueda und Lamerden/Diemeltal bei Warburg (BUSSE 1972b). Von besonderem Interesse sind in dem stratigraphisch tieferen Teil die Schichten zwischen der Oberkante des Haupt-Trochitenkalks (mo1) und der Oberkante des Oberen Trochitenkalks (im mo2), die interessante Aufschlüsse über Vertiefungen und Verfaltungen des Meeresbodens geben können. Gegenüber den Aufschlüssen W Warburg (Wethen, Germete usw.) und im Volkmarser Graben mit relativ großen Mächtigkeiten in der Trochitenkalkfazies

*) Dr. h. c. E. BUSSE, 35 Kassel-Ki., Mittelbinge 6.

kann man E Warburg, in der Linie Haueda–Lamerden–Eberschütz, bei geringerer Mächtigkeit eine relative Konstanz der vertikalen Höhe von Zwischenschichten (Ältere Ceratiten-Schichten bei KLEINSORGE) bis Oberen Trochitenkalk beobachten: Die Mächtigkeit sinkt von maximal 6,8 m bei Haueda über 5,8–6,5 m bei Lamerden auf minimal 5,5 m bei Eberschütz ab. Dagegen haben wir bei Manrode (NNE der Aufschlüsse von Eberschütz) für diesen Komplex bereits ca. 13 m!

2. Profile von Eberschütz

Die Straße Lamerden–Eberschütz wird südlich vom Tal der Diemel begleitet; nördlich tritt der Untere Muschelkalk bis an die Straße heran. Westlich Eberschütz bis dicht an die Ortschaft steigt die Wellenkalkwand steil auf und wird in diesem Verlauf von einer Anzahl schmaler Schluchten durchzogen. W Eberschütz, unmittelbar am westlichen Rand des Bl. Trendelburg, zieht von N nach S zur Diemel hin das Timmerthal. Etwa 150–250 m E hiervon verläuft ein weiteres Trockental. Dieses reicht nach oben hin bis in den Haupt-Trochitenkalk.

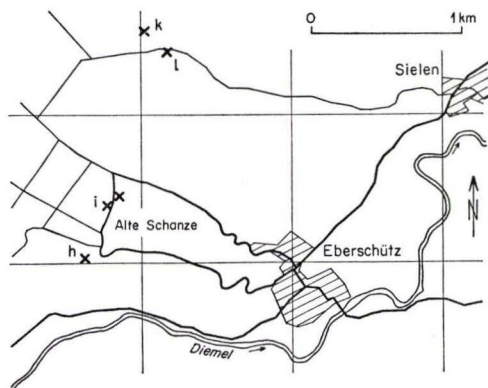


Abb. 1. Lageskizze der Profile in der Gemarkung Eberschütz.

Man durchklettert von der Diemel her den schmalen, verwachsenen und am Boden mit \pm großen Blöcken bedeckten Einschnitt, der bei nordwestlichem Einfallen der Schichten in Richtung der Borgentreicher Keupermulde durch Unteren und Mittleren Muschelkalk führt, bis man vor einer etwa senkrecht abfallenden Gesteinswand aus Gelben Basis-Schichten und Haupt-Trochitenkalk steht. Die oberen 1–2 m bis zum Rand des Plateaus sind verwachsen (Abb. 1, Aufschluß h).

2.1. Profil in der Schlucht W Eberschütz (24. 5. 1955)

Abb. 2 Prof. h

Haupt-Trochitenkalk (mol)

- 13. ca. 3,00 m Trochitenkalkstein, dickbankig-klotzig, Trochiten
- 12. ca. 1,50 m Trochitenkalkstein, dickbankig-klotzig, durch mergelige Zwischenlagen aufgelockert; Trochiten
- 11. ca. 1,50 m Trochitenkalkstein, meist dickbankig, fest/splittrig; besonders in den oberen Zweidritteln Trochiten hh

Gelbe Basis-Schichten (mol)

10. 0,75 m Mergelkalksteine, meist gelb, auch grau, mürbe auflockernd; in den oberen 45 cm in graue, dünn-schichtige Mergelsteine übergehend
9. 0,16—0,18 m Kalksteinbank, grau, mitunter gelb gefleckt, dicht
8. 0,14—0,10 m Kalksteinbank, teils gelb, teils grau, fast dicht
7. bis 0,05 m Mergelstein, graugelblich, dünn-schichtig
6. 0,50 m Kalksteinbank, blaugrau, feinkristallin-kristallin, splittrig
5. 0,75 m Kalksteinbank, gelb-gelbgrau, feinkristallin, splittrig, mit etwas „zerfressenen“ Außenseiten, teils mergelig — mit grauen, gelb gefleckten, fast dichten Einlagerungen
4. 0,16—0,20 m Kalksteinbank, blaugrau, kristallin-spätig; kleine Trochiten
3. 0,06—0,01 m Mergelstein-Zwischenmittel, graugelb
2. 0,30 m Kalksteinbank, gelb, feinkristallin, splittrig
1. Liegendes: Mergelstein, gelb, brockig

Die Mächtigkeit des Haupt-Trochitenkalks wird hier auf ± 7 m geschätzt; die Gelben Basis-Schichten sind nur im oberen Teil aufgeschlossen.

Die Grenzlinie Mittlerer/Oberer Muschelkalk, die von Haudeda über Liebenau bis Eberschütz nordöstlich verläuft, dreht bei Eberschütz scharf nach NNE in Richtung Manrode.

Etwa 250 m NNE der Oberkante dieser Schlucht wurden in einigen kleinen Kalksteinbrüchen auf der Hochfläche Kalksteine des Oberen Trochitenkalks (im mo2) abgebaut (jetzt aufgelassen). Der markanteste und auch heute noch \pm gut zu übersehende Aufschluß (Kalkofen und Schuppen an der Alten Schanze, Gemarkung Eberschütz) liegt westlich des nordwärts führenden Feldweges (Abb. 1, Aufschluß i).

2.2. Profil an der Alten Schanze (1954)

Abb. 2 Prof. i

(Die Nummern sollen einen Vergleich mit den Schichten im Kalksteinbruch am Klenten-Grund ermöglichen.)

Tonplattenfazies (Jüngere Ceratiten-Schichten)

18/17

- i) 0,00—0,08 m Kalksteinbänkchen, auskeilend; häufig *Coenothyris vulgaris*
0,50 m Kalksteinplatten und -bänkchen, aufgelöste Mergelkalksteine mit dünnem Mergelstein-Zwischenmittel
- h) 0,30—0,35 m Kalksteinplatten, grau, dick; — und Kalksteinbänkchen, graublau, fest, kristallin-spätig; mit zahlreichen Muschelquerschnitten, auf den Flächen häufig spätige Reste kleiner taxodonter Muscheln (*Leda*, *Nucula*); *Velata albertia* (1 \times), die größeren Schalenquerschnitte z. T. von *Coenothyris vulgaris*

16

- g) 0,50—0,55 m Kalksteinplatten und dünn-schichtige Kalksteine, blaugrau, dicht-feinkristallin, mitunter mergelig und uneben-wellig; die Platten schwellen auch zu festen kristallinen Fossilbänkchen mit Schalenquerschnitten an
- f) 0,30—0,35 m Kalksteinbank, teils kompakt, meist aber sich in völlig unsymmetrische Brocken auflösend, grau-blaugrau, kristallin-spätig, fest, splittrig, bräunlich anwitternd; mit rostfarbigen Flecken (Fossilreste), Schalenquerschnitte von *Coenothyris vulgaris*

Oberer Trochitenkalk (im mo2)

- 15
e) 0,25—0,28 m Kalksteinplatten mit wenig grauem Zwischenmittel, blaugrau, uneben-höckrig, dicht-feinkristallin, in der Mächtigkeit schnell wechselnd (bis 8 cm); *Hoernesia socialis*, *Coenothyris vulgaris*, Trochiten s
- 14
d) 0,15—0,30 m Kalksteinbank, dunkelgrau-blaugrau, fest, mit meist plattiger und brockiger Auflösung, kristallin, mitunter mit gerundeten gelben Mergelsteineinschlüssen und rostbraunen Flecken; kleine Muschelreste und Schalenquerschnitte, *Lima striata*, *Coenothyris vulgaris*, Trochiten treten stark zurück
- c) 0,50 m Trochitenkalksteinbank, grau, kristallin, plattig-bankig aufgelockert, auffallend bei Verwitterung der sandig-mulmig rostbraune Zerfall; Trochiten häufig bis gesteinsbildend, größere Kronenreste von *Encrinurus liliiiformis*, *Pecten* sp., *Lima striata*, *Coenothyris vulgaris* ns., Schalenquerschnitte mit dicker Prismenschicht = *Myalina blezingeri*
- b) 0,05—0,09 m Mergelsteinbank, gelb, dünn-schichtig, bröckelig
- a) 0,35 m Kalksteinbank, grau, kristallin, fest; Trochiten häufig bis gesteinsbildend
- 13/4 ca. 4,00 m Trochitenkalksteine, dickbankig-klotzig, zerklüftet, grau, bräunlich anwitternd; Trochiten; — besonders 2 m über der Basis dünne Lagen gelber, mürber Mergelsteine.

Von den aus dem obersten Teil des mo2 in Tonplattenfazies (etwa 2 m) stammenden 3 Ceratiten in schlechtem Erhaltungszustand konnte nur einer nach der Skulptur als *Ceratites* cf. *pulcher* bestimmt werden.

Der Aufschluß gegenüber dem Kalkofen, östlich vom Feldweg, ist jetzt völlig zugewachsen. Das Profil ist dem im Westen fast gleich; die dickbankigen Trochitenkalksteine (Nr. 13/4) waren 1954 nur im oberen Teil mit 2,20 m aufgeschlossen.

Etwa 1,2 km nördlich vom Kalkofen liegt ein weiterer Kalksteinbruch, am Klenten-Grund (Gemarkung Sielen), im gleichen stratigraphischen Niveau. Die W-Seite (1954 noch im Abbau) und die S-Seite (aufgelassen) ergänzen sich, so daß beide Profile angegeben werden.

2.3. Profil am Klenten-Grund, W-Seite (1955)

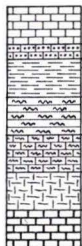
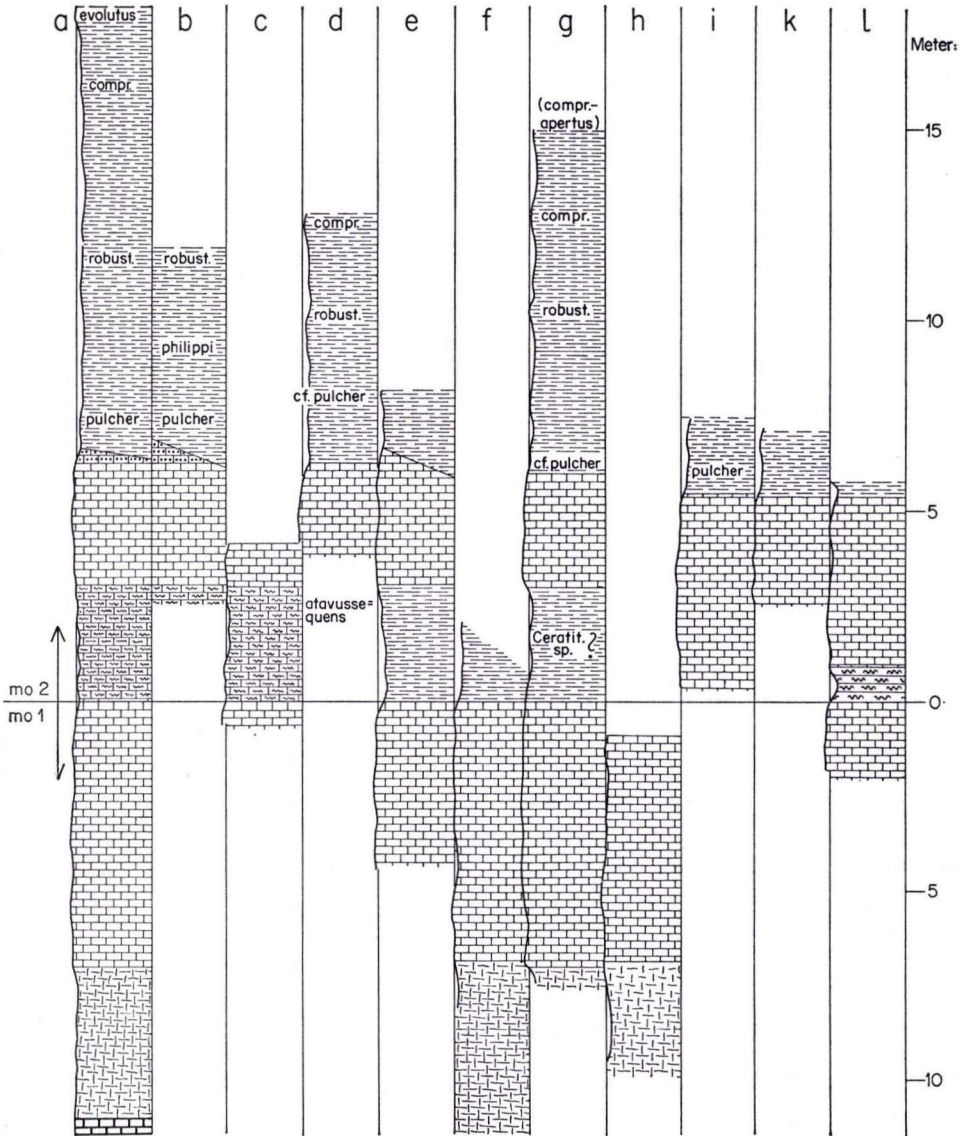
Abb. 2 Prof. k

Tonplattenfazies (Jüngere Ceratiten-Schichten)

18. ca. 0,50 m Kalksteinplatten, aufgelockert, graublau — und Mergelsteinlagen, dünn, grau; Fossilien spärlich, bisher keine Ceratitenreste
17. 0,10—0,20 m Kalksteinbank, grau; mit Muschelquerschnitten
16. 0,80 m Kalksteinplatten, wie 18.

Oberer Trochitenkalk (im mo2)

15. 0,40 m Kalksteinbänkechen in 2 Lagen, grau; mit zahlreichen Schalenquerschnitten, Trochiten
14. 0,70 m Kalksteinbank, \pm aufgelockert — in der oberen Hälfte Mergelstein, dünn-schichtig, grau; Trochiten hh
- 0,70 m Kalksteinbank, klotzig wirkend, aber auch mit \pm bankiger Auflösung; Trochiten hh



Oberer u. Unterer Trochitenkalk
 Astartebank
 Tonplatten u. tonplatten-ähnliche Sedimente
 trochitenkalkähnliche Sedimente
 Mischfazies
 Gelbe Basisschichten
 KLEINSORGE's
 Mittlerer Muschelkalk

a) Kalkwerk Haueda A
 b) Haueda C
 c) Haueda B
 d) Körbecke
 e) Lamerden Ia
 f) Lamerden Ib
 g) Lamerden Röttgersberg
 h) Eberschütz - Schlucht
 i) KO Alte Schanze - Eberschütz
 Klientengrund Gemarkung Sielen:
 k) Westseite
 l) Südseite

13. ca. 0,40 m (überrollt)
 12./
 10. 0,06—0,10 m Mergelstein; fossilleer
 0,85—0,90 m Kalksteinbank, klotzig, oben uneben-plattig aufgelöst

2.4. Profil am Klenten-Grund, S-Seite (1955)

Abb. 2 Prof. I

Tonplattenfazies (Jüngere Ceratiten-Schichten)

16. Kalkstein, geringmächtig, zerrüttet

Oberer Trochitenkalk (im mo2)

15. 0,20—0,30 m Kalksteinbank, zerklüftet; mit sehr vielen größeren und kleinen Schalenquerschnitten, z. T. von *Coenothyris vulgaris*, Trochiten h
 14. 1,40—1,20 m Kalksteinbank, dickplattig-bankig aufgelockert; Trochiten h, *Lima striata* (1×), *Cidaris* sp., Schalenquerschnitte
 13. 0,40—0,50 m Kalksteinbank, teils aufgelockert; Trochiten hh, Schalenquerschnitte
 12. bis 0,10 m Mergelstein, gelb; fossilleer
 0,35 m Kalksteinplatten; grau, uneben-wellig; kaum Fossilien
 11. 0,50—0,55 m Kalksteinbank, plattig auflockernd, mit zerfressenen Seiten; Trochiten hh, *Coenothyris vulgaris*, dünne Schalenquerschnitte
 10. 0,60 m Kalkstein, grau, uneben-plattig, und Mergelstein, gelb; Trochiten nicht h
 9. 0,25—0,30 m Kalksteinbank, grau, in der Ausbildung stark wechselnd, uneben-wellig aufgelockert, teils (durch Anwitterung) vertikales Relief, zahlreiche gelbe Mergelsteineinschlüsse; Trochiten h
 8. 0,30 m Kalksteinbank, grau, fest, mit teils unebener Auflösung, mergelig-gelb durchsetzt; Trochiten ns
 7. 0,04 m Kalksteinplatte, wechselnd grau und gelb

Zwischenschichten

6. 0,08 m Mergelstein, gelb; fossilleer
 5. 0,20 m Kalksteinbank, grau, gelb anwitternd, splittig, fest
 4. 1,00 m Kalkstein, grau, fladig auflockernd, mergelig (Fazies der Fladigen Mergelkalke); die unteren 20—35 cm zeigen bei plattiger Auflösung noch festeren Zusammenhalt; *Pleuromya musculoidea* (1×), *Mytilus eduliformis* s, *Myophoria laevigata* (1×), *Entolium* sp. s, *Lima striata*, Trochiten

Haupt-Trochitenkalk (mol)

3. 0,20—0,22 m Mergelstein, grau und gelb; fossilleer
 2. 0,25 m Trochitenkalksteinbank, grau, teils in 3 Lagen, mit kleinen gelben Mergelsteineinschlüssen; *Lima striata*, *Coenothyris vulgaris*, Trochiten hh
 1. bis 1,25 m aufgeschlossen: Trochitenkalksteinbank, klotzig, fest, splittig; Trochiten hh

Abb. 2. Profile im Oberen Muschelkalk bei Hueda, Körbecke, Lamerden und Eberschütz.

Anmerkung zu den Sedimentsäulen: Hier sind auch die Profile von Hueda und Lamerden (BUSSE 1972 b) aufgeführt. Die Schichtfolge von Manrode wird später bei den Aufschlüssen von Wethen mitgeteilt.

Der Obere Trochitenkalk und die Zwischenschichten sind bei Eberschütz weit überwiegend in Trochitenkalk- und trochitenkalkähnlicher Fazies ausgebildet. Die Grenze zwischen beiden ist deshalb schwer zu ziehen. Die Fazies der Fladigen Mergelkalksteine an der Basis der Zwischenschichten erlaubt jedoch eine genaue Abgrenzung gegen den unterlagernden Haupt-Trochitenkalk (mo1).

Gegenüber Haueda-Lamerden-Körbecke und Manrode fehlen \pm die tonplattenähnlichen Sedimente; danach läßt sich bei Eberschütz eine lokale untermeerische Schwelle vermuten.

Die im frischen Aufschluß kompakt erscheinenden Kalksteinbänke des Oberen Trochitenkalks sind bei Verwitterung \pm aufgelockert; ihre Verwendung als Bausteine ist, nach schlechten Erfahrungen (durch Aufblättern), nicht möglich.

Nach den stratigraphisch erfaßten Aufschlüssen bei Eberschütz entfallen

auf Ceratiten-Schichten	bis 2,00 m
auf Oberen Trochitenkalk + Zwischenschichten (mo2)	ca. 5,5 m
auf Haupt-Trochitenkalk (mo1)	ca. 7,0 m

Von den Gelben Basis-Schichten sind knapp 3 m aufgeschlossen.

Die Fazies der Fladigen Mergelkalke, die N, W und S Haueda für die Zwischenschichten \pm charakteristisch ist, bei Lamerden und Körbecke aber fehlt, findet sich am Klenten-Grund in 1 m Mächtigkeit unmittelbar über dem Haupt-Trochitenkalk (mo1) wieder.

Bei einer nochmaligen Begehung des Untersuchungsgebietes Eberschütz-Manrode im August 1972 fand Verf. im Bereich des Oberen Trochitenkalks, in einem blättrig auflockernden Brocken einer Terebratelbank mit häufigen *Coenothyris vulgaris*, einen schlecht erhaltenen Ceratiten. Eine genaue Bestimmung war nicht möglich; soweit Skulptur erkennbar ist, ist diese binodos – nach Art des *Ceratites pulcher*. Das Fundstück ist relativ eng genabelt und wird entsprechend beiden Merkmalen als *Ceratites* aff. *pulcher* bezeichnet. Es ist der erste Fund eines Ceratiten, den Verf. in 5 Jahrzehnten im Bereich der Trochitenkalk-Fazies Niederhessens gemacht hat.

3. Aufschlüsse bei Manrode

In 3 kleineren Aufschlüssen bei Manrode konnte die stratigraphische Folge von der Oberkante des Haupt-Trochitenkalks (mo1) bis zur Oberkante des Oberen Trochitenkalks (im mo2) fast lückenlos festgehalten werden. Gegenüber den Aufschlüssen bei

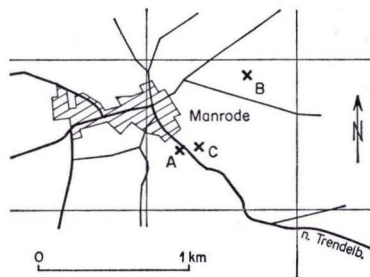


Abb. 3. Lageskizze der Profile in der Gemarkung Manrode.

Eberschütz, wo für diesen stratigraphischen Komplex etwa 5,5 m festgestellt wurden, sind hier, etwa 4–5 km NNE, über 13 m Sediment-Folge vorhanden. Dem entsprechend liegen bei Eberschütz noch ältere *Ceratiten*-Schichten – mit *C. pulcher* –, bei Manrode die nächst jüngeren – mit *C. robustus*, darüber solche mit *C. compressus* – dem Oberen Trochitenkalk auf.

3.1. Profil A SE Manrode (1954/55)

Abb. 3 Aufschluß A

Im ersten Aufschluß (A, jetzt Mülldeponie), etwa 200 m SE Manrode, dicht westlich der Straße Manrode–Trendelburg, wurde das nachstehend aufgeführte Profil aufgenommen.

Tonplattenfazies

4. 2,00–3,00 m Kalkstein, dünnschichtig bis plattig, grau; von Mergelstein, grau und gelb, unterbrochen; *Ceratites robustus* et ssp., *Ceratites compressus*, *Pleuronectites laevigatus*, *Myophoria vulgaris*, *Coenothyris vulgaris* u. a.
3. 0,25–0,30 m Trochitenkalksteinbänkchen, horizontal reliefartig anwitternd; Trochiten h, Muschelquerschnitte
2. 0,75 m Kalksteinplatten bis -bänkchen, grau, und Mergelstein, gelbgrau, im Wechsel; noch vereinzelt *Coenothyris vulgaris* und Trochiten, Fragment von *Ceratites* cf. *robustus*

Oberer Trochitenkalk

1. 1,65 m aufgeschlossen: Trochitenkalkstein, blaugrau, kristallin-spätig, klotzig; Trochiten hh, *Coenothyris vulgaris* teils h, ca. 65 cm unter der Oberkante linsenartige Anhäufung von Haftscheiben und Kronenteilen von *Encrinurus liliiiformis*

3.2. Profil B ENE Manrode (1954/55)

Abb. 3 Aufschluß B

Etwa 500 m ENE Manrode, nördlich vom Schwelligen-Grund, liegt ein Kalksteinbruch, der 1954/55 aufgelassen, nachdem nochmals in Betrieb war und jetzt (1972) wiederum stillgelegt ist:

Tonplattenfazies

- bis 2,00 m Kalkstein, ± dünnschichtig, und Mergelstein, mürbe, grau/gelbgrau, im Wechsel; in einzelnen dünnen Lagen *Coenothyris vulgaris* hh, Kalksteinplatten mit *Myophoriopsis gregaria*, *Myophoria vulgaris*, *Entolium dis-cites*, *Pleuronectites laevigatus*, *Antalis laeve*, *Ceratites* cf. *robustus*; Kalke und Mergel teils zerrüttet und gestört

Oberer Trochitenkalk

- 1,00 m Kalkstein, dick, mit plattiger Auflösung; Trochiten fast gesteinsbildend, in den oberen 50 cm ist eine Abnahme der Trochiten und eine Zunahme unzähliger kleiner Muschelquerschnitte festzustellen, *Pecten* sp., *Velata albertia*, *Placunopsis ostracina?*, *Philippiella*; im unteren Teil dieser Schichtfolge sind einige dünne, gelbe Kalksteinplatten eingeschaltet

- ca. 4,50 m Trochitenkalkstein, grau bis blaugrau, kristallin, klotzig, mit eingeschalteten dünn-schichtigen Kalksteinen; in der untersten Kalksteinbank *Coenothyris vulgaris* h

3.3. Profil C SE Manrode (1954/55)

Abb. 3 Aufschluß C

Dicht östlich und nördlich der Straße Manrode–Trendelburg steigt eine dem Ackerbau dienende Hochfläche auf, die sich bis zum Fuß des Deisel-Berges erstreckt. Am westlichen Abfall dieser Hochfläche zur Straße Manrode–Trendelburg, etwa 200 m vom Profil A entfernt, wurde etwa im Jahre 1952 ein kleiner Kalksteinbruch angelegt. Beim ersten Besuch des Verf. im April 1954 war hier von der Basis des Kalksteinbruches ein kreisrunder, nach unten walzenförmiger Schacht von etwa 3,5 m Tiefe senkrecht in das Liegende getrieben worden. Darunter dürfte mit ziemlicher Gewißheit unmittelbar der Haupt-Trochitenkalk (mo1) folgen, dessen Gesteine an den abfallenden Rändern des Plateaus hier und da sichtbar sind. — Bei einer letzten Begehung mit Herrn D. BAUMGARTE, Kassel, im August 1972 war von dem kleinen Aufschluß nichts mehr zu sehen.

Zwischenschichten (Terebratelkalkfazies)

7. 1,50 m Terebratelkalkbank, grau bis blaugrau, dickplattig bis klotzig, teils-auflockernd; an den Seiten zahllose Schalenquerschnitte von *Coenothyris vulgaris*; unten auch dünne, gelbe Dolomite
 6. 1,10–1,15 m Terebratelkalkstein, grau, dünn, aber fest verbacken mit gesteinsbildenden *Coenothyris vulgaris*, deren massenhaft an den Seiten herauswitternde Schalen den dünnen Lagen ein auffallend zerfressenes Aussehen geben
- Bruchsohle: Die Mächtigkeiten der in dem Schacht (von mindestens 3,5 m Tiefe) folgenden Schichten sind im tieferen Teil geschätzt.

Zwischenschichten (Tonplattenfazies)

5. 0,70–0,80 m Mergelkalkstein als dünne Lage, gelb, mürbe, darunter Kalkstein, grau, etwas mergelig, uneben-höckrig verzahnt, Neigung zur Auflösung; Trochiten s, *Pleuromya musculooides* (2×)
4. 0,10–0,15 m Kalksteinbank, graublau, fest, nach N auskeilend
3. ca. 1,50 m Kalksteinplatten/-bänkchen, graublau, fest, teils knauerig-wulstig; Fossilien nh, auf einzelnen Platten (Aushub aus der Grube) *Hoernesia socialis*, *Myophoria vulgaris* und *M. laevigata*; im oberen Teil eine dickere Bank (ca. 15 cm)
2. ca. 0,60 m Kalksteinbänkchen, 3 dickere Lagen mit dünnen, schiefrigen Mergelkalksteinen als Zwischenmittel
1. ca. 0,60 m Kalkstein, grau, dünn-schichtig, und Mergelstein, graubraun, dünn-schichtig

Aus den Profilen A bis C ergibt sich das unten angegebene stratigraphische Bild, das etwas über der Mitte eine Lücke von etwa 1–2 m aufweist. Vermutlich sind die im Profil C bis 2,65 m aufgeschlossenen Terebratelkalksteine in vertikaler Richtung noch mächtiger, da die allmählich zum Deisel-Berg ansteigende Hochfläche noch ausgeflügte Terebratelkalksteinbrocken ohne Trochiten aufweist; einen entsprechenden Hinweis gibt auch die im Profil B angegebene tiefste Bank des Oberen Trochitenkalks, die noch zahlreiche *Coenothyris vulgaris* enthält.

Die stratigraphische Folge des mo₂ (über dem Haupt-Trochitenkalk [mo₁]):

- bis 4,00 m Tonplatten mit *Ceratites robustus* + *compressus*
- bis 5,50 m Oberer Trochitenkalk
- 1,00— 2,00 m Lücke (geschätzt)
- bis 2,65 m Terebratelkalksteine
- bis ca. 3,65 m Tonplattenfazies

= 16,80—17,80 m — Liegendes wahrscheinlich Haupt-Trochitenkalk (mo₁)

Die hier besonders interessierenden Sedimente zwischen Oberkante des Haupt-Trochitenkalks und Unterkante der Tonplattenfazies (obere *robustus*-Zone) besitzen eine Mächtigkeit zwischen 12,8 und 13,8 m. Für den gleichen Schichtkomplex konnte Verf. im Kalksteinwerk Wethen an der Teichmühle — ca. 4 km W Warburg — ebenfalls etwa 13 m feststellen. An beiden Lokalitäten liegen dieser Abfolge \pm 2 m der oberen *robustus*-Zone (bei 3 und 4 m bereits *Ceratites compressus* der Mittleren Ceratiten-Schichten) auf. Die Unteren Ceratiten-Schichten (in verschiedenartiger Fazies) sind hier also \pm 15 m, im östlichen Niederhessen (Meißner) (in reiner Tonplattenfazies) etwa 14,5 m mächtig (BUSSE 1972b: 149). Die Unterschiede sind also mindestens in diesen Gebieten Niederhessens erstaunlich gering.

4. Schlußbetrachtung

Auf Bl. 4422 Trendelburg treten im Bereich des Mittleren Muschelkalks keine nennenswerten Aufschlüsse auf. Von den Gelben Basisschichten sind nur etwa die oberen 3 m in der Schlucht nördlich der Straße Lamerden—Eberschütz erschlossen. Wie allgemein im Bereich der Diemel, fällt der stete Wechsel zwischen mürberen, gelblichen Mergelsteinen und festen, grauen Kalksteinen auf. Die in letzteren schon vorkommenden Trochiten sind klein. — Auch der darüber folgende, meist dickbankig-klotzige Haupt-Trochitenkalk (mo₁) ist im Zusammenhang nur in dieser Schlucht sichtbar und umfaßt vertikal etwa 7 m (geschätzt). Am Klenten-Grund (Südseite) waren 1954/55 noch 1,7 m des oberen Teiles aufgeschlossen. Alle übrigen Aufschlüsse bei Eberschütz und Manrode liegen über dem Haupt-Trochitenkalk (mo₁), in den Zwischenschichten (Ältere Ceratiten-Schichten) und im Oberen Trochitenkalk, also stratigraphisch im mo₂, meist noch von geringmächtigen Tonplatten (Jüngere Ceratiten-Schichten) überlagert.

Der weitaus größte Teil der auf dem Bl. Trendelburg (1928) als „mo₁“ auskartierten Sedimente ist stratigraphisch tatsächlich schon „mo₂“, zeitlich äquivalent den tiefsten Ceratiten-Schichten! Da aber erst durch STOLLEY (1934) und KLEINSORGE (1935) mit Nachdruck darauf hingewiesen wurde, daß der Trochitenkalk nur als Fazies anzusehen sei und ein „Oberer Trochitenkalk“ innerhalb der Tonplatten-Fazies bzw. der Ceratiten-Schichten auftreten kann, ist die damalige stratigraphische Einstufung verständlich. Aber auch jetzt noch dürfte bei der Kartierung im Gelände aus praktischen Gründen und bei Fehlen von Aufschlüssen Haupt-Trochitenkalk (mo₁) und Oberer Trochitenkalk einschließlich trochitenführender Zwischenschichten (im mo₂) als „mo₁“ auskartiert und dargestellt werden, — denn Handstücke aus Lesesteinen können kaum eindeutig dem einen oder anderen Trochitenkalk zugeteilt werden. So

z. B. sind auch auf Blatt Willebadessen (2. Aufl. 1935) alle Sedimente zwischen der Oberkante des Mittleren Muschelkalks und der Oberkante des Oberen Trochitenkalks als „mo1“ dargestellt, die also auch die gesamten Unteren Ceratiten-Schichten in verschiedener Fazies einschließen. Doch weist H. STILLE in den Erläuterungen zu Bl. Willebadessen auf die Ergebnisse von KLEINSORGE (1935) hin und unterteilt den „mo1“ in Obere Trochitenkalke, Dichte Kalke [= „mo2“. Verf.] und Untere Trochitenkalke (= „mo1“. Verf.).

Die Zwischenschichten sind in den Aufschlüssen bei Eberschütz überwiegend in trochitenkalkähnlicher Fazies entwickelt; ihre Abgrenzung gegen den Oberen Trochitenkalk ist etwas schwierig. Etwa der untere Meter liegt in der Fazies der Fladigen Mergelkalke vor (Südwand am Klenten-Grund) und hebt sich deutlich von dem unterlagernden Haupt-Trochitenkalk ab. Der etwa 5,5 m umfassende Komplex von Zwischenschichten + Oberem Trochitenkalk wird im oberen Teil von 4 und mehr m \pm klotzigen Trochitenkalksteinen eingenommen. Die Trochiten sind häufig, bis gesteinsbildend; in bestimmten Lagen kommen Kronenteile von *Encrinurus liliiformis* vor. Auch *Coenothyris vulgaris* ist, bankweise, nicht selten. Die überlagernden Tonplatten sind ähnlich den Blaukalken, fest und splittig; die seltenen Ceratiten sind schwer zu präparieren und zu bestimmen. Sie gehören noch in den Formenkreis des *Ceratites pulcher*.

Bei Manrode, etwa 4 km nördlich von den Aufschlüssen bei Eberschütz, ist der Haupt-Trochitenkalk nirgends aufgeschlossen. Die Zwischenschichten haben hier bereits ein ganz anderes fazielles Aussehen. Die Mächtigkeit ist mit etwa 8 m bedeutend höher als in den Profilen von Eberschütz, Lamerden und Haueda. Vermutlich unmittelbar über dem Haupt-Trochitenkalk folgen Sedimente in Tonplattenfazies mit etwa 3,65 m, denen \pm 2,65 m Terebratelkalksteine (bis zur Oberkante des Profils C) folgen. Die vertikale Höhe dieser Terebratelkalksteine ist aber sicher noch größer und dürfte bei 4 m liegen. Gerade diese Fazies, in der *Coenothyris vulgaris* \pm gesteinsbildend vorkommt, wurde jetzt in den Aufschlüssen des Diemelgebietes erstmalig festgestellt; andere Fossilien, auch Trochiten, wurden in dieser Fazies nicht gefunden.

Wahrscheinlich lebte *Coenothyris vulgaris* randlich der Gebiete, in denen Trochiten massenhaft zusammengeschwemmt wurden, wohl auch in größerer Tiefe des Ablagerungsraumes. — Der Obere Trochitenkalk besitzt bei Manrode eine Mächtigkeit von etwa 5,5 m, wobei die untere Bank, die zahlreich *Coenothyris vulgaris* führt, wohl schon zu den Terebratelkalksteinen überleitet.

Nachfolgend werden einige Mächtigkeitsangaben verschiedener Lokalitäten mitgeteilt:

	Haueda (m)	Lamerden (m)	Eberschütz (m)	Manrode (m)	Wethen (m)
Oberer Trochitenkalk	ca. 3,5	2,8—3,5	ca. 4,0	ca. 5,5	ca. 8,75
Zwischenschichten	ca. 3,3	ca. 3,0	ca. 1,5	ca. 8,0	ca. 4,2

Von Haueda bis Eberschütz liegen dem 5,5—6,8 m mächtigen Oberen Trochitenkalk (+ Zwischenschichten) Tonplatten mit Ceratiten um *Ceratites pulcher* auf. Bei Manrode, und in entgegengesetzter Richtung bei Wethen westlich Warburg, beträgt seine Mächtigkeit etwa 13 m. Dort überlagern ihn Schichten mit Ceratiten um

C. robustus. Im Aufschluß am Klenten-Grund NW Eberschütz konnte Verf. erstmalig aus dem Oberen Trochitenkalk einen Ceratitenrest — aus dem Formenkreis des *C. pulcher* — bergen.

Eine Fossiliste wird dieser Arbeit nicht beigelegt, sondern auf BUSSE (1972b) verwiesen.

5. Schriftenverzeichnis

(Siehe auch BUSSE 1972a)

- BUSSE, E. (1972a): Fazies und Fauna des Oberen Muschelkalkes von Willebadessen. — *Philippia*, 1/3: 110—126, 2 Taf.; Kassel.
- (1972b): Zur Stratigraphie des Oberen Muschelkalkes im Diemeltal bei Warburg. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **100**: 135—152, 2 Abb.; Wiesbaden.
- LINSTOW, O. v. (1928): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **278**, Bl. 2517 Trendelburg. — 36 S; Berlin.

Manuskript eingegangen am 19. 10. 1972

**Ostracoden aus dem Sannois
und jüngeren Schichten des Mainzer Beckens, 3***

Ehemalige „Cytheridea“-Arten und -Verwandte

Von

HEINZ MALZ, Frankfurt a. M.**

Mit den Tafeln 19–22

Kurzfassung: LIENENKLAUS'sche „*Cytheridea*“-Arten aus dem Tertiär des Mainzer Beckens werden revidiert. Im Zuge dieser Revision können außerdem vier neue Arten nachgewiesen werden: *Schuleridea (Aequacytheridea) lienenklausii* n. sp. und *Sch. (A.) rhenana* n. sp. beide aus dem Sannois, sowie die aquitanen *Pseudocytheridea moenana* n. sp. (Cerithien-Schichten) und *Neocyprideis (N.) enkheimensis* n. sp. (*Corbicula*-Schichten). — Aus Gründen der Stabilität wird für *Cytherideis colwellensis* JONES 1857 ein Lectotypus festgelegt und für *Cytheridea spandeli* LIENENKLAUS 1905 ein Neotypus bestimmt.

MALZ, HEINZ: Ostracodes of Sannoisian age and younger beds from the Mainz Basin, 3: Former „*Cytheridea*“ species and related forms

Abstract: Some of LIENENKLAUS' species (1905) originally attributed to the genus *Cytheridea* are revised. In the course of this revision four new species are introduced: *Schuleridea (Aequacytheridea) lienenklausii* n. sp. and *Sch. (A.) rhenana* n. sp. both of Sannoisian age; *Pseudocytheridea moenana* n. sp. and *Neocyprideis (N.) enkheimensis* n. sp. both from Aquitanian beds in the Mainz Basin. — For stability in nomenclature a lectotype for *Cytherideis colwellensis* JONES, 1857 and a neotype for *Cytheridea spandeli* LIENENKLAUS, 1905 are designated.

Inhalt

Einleitung	189
Cytheridae BAIRD 1850	190
Cytherideinae SARS 1925	190
<i>Neocyprideis</i> APOSTOLESCU 1956	190
<i>Neocyprideis (Neocyprideis) parallela</i> (LIENENKLAUS 1905)	190
<i>Neocyprideis (Neocyprideis) enkheimensis</i> n. sp.	193
Schulerideinae MANDELSTAM 1959	193
<i>Schuleridea</i> SWARTZ & SWAIN 1946	193
<i>Schuleridea (Aequacytheridea)</i> MANDELSTAM 1947	193
Die <i>perforata</i> -Gruppe	195

*) 2: Senckenbergiana lethaea, 51 (1): 1–47; Frankfurt a. M. 1970.

**) Dr. H. MALZ, Natur-Museum und Forschungsinstitut Senckenberg, 6 Frankfurt a. M. 1, Senckenberg-Anlage 25.

<i>Schuleridea (Aequacytheridea) spandeli</i> (LIENENKLAUS 1905)	196
<i>Schuleridea (Aequacytheridea) lienenklausi</i> n. sp.	197
<i>Schuleridea (Aequacytheridea) rhenana</i> n. sp.	197
<i>Pseudocytheridea</i> SCHNEIDER 1949	198
<i>Pseudocytheridea moenana</i> n. sp.	198
Limnocytherinae SARS 1925	199
<i>Cladarocythere</i> KEEN 1972	199
<i>Cladarocythere spathacea</i> (LIENENKLAUS 1905)	199
Schriftenverzeichnis	200

Einleitung

Als TRIEBEL vor etwa 20 Jahren (1952) in dieser Zeitschrift über „Ostracoden der Gattung *Cytheretta* aus dem Tertiär des Mainzer Beckens“ veröffentlichte, wies er damit gleichzeitig einen Weg, wie beispielsweise die moderne Bearbeitung einer taxonomischen Einheit erfolgen kann: monographisch. — Eine solche monographische Bearbeitung setzt natürlich voraus, daß sie sich nicht nur auf umfangreiches Material aus dem eigenen Untersuchungsgebiet stützen kann, sondern daß sie gleichzeitig auch Material aus anderen Gebieten und anderen stratigraphischen Abschnitten zum Vergleich heranzieht. Eine Arbeit über „Die Ostrakoden des Mainzer Tertiärbeckens“ (LIENENKLAUS 1905) läßt sich daher heute gar nicht mehr (oder besser: heute noch nicht) schreiben, weil sie zuviel Material berücksichtigen müßte und die taxonomische Bestandsaufnahme praktisch noch am Anfang steht. Eine solche Bestandsaufnahme gestaltet sich dabei um so schwieriger, je mehr veröffentlichtes Material zum Vergleich herangezogen werden muß. Allein die „kleine“ Gruppe ehemaliger „*Cytheridea*“-Arten aus dem Mainzer Becken erfordert nämlich schon einen beachtlichen Literatur-Aufwand, der gleichzeitig eine lange Liste von Material-Fragen nach sich zieht.

In der Ostracoden-Systematik ist die Gattung *Cytheridea* BOSQUET 1852 lange Zeit ein Sammelname für eine ganze Reihe von morphologischen Einheiten gewesen, die heutzutage auf viele Gattungen und sogar auf verschiedene Unterfamilien verteilt sind. Diese Aufteilung entspricht der zunehmenden Kenntnis vom Bau der Schale und stützt sich auf jeweils unterschiedliche Details des zentralen Narbenfeldes, des Schloßbaus und der Randzonen mit ihren marginalen Porenkanälen. Die Vorteile einer solchen engeren Fassung kommen einem besseren Verständnis der einzelnen Arten, ihrer gegenseitigen Abgrenzung, ihrer regionalen Verbreitung sowie ihrer paläoökologischen Interpretation sehr entgegen.

Ohne die Geschichte und die Fortschritte der *Cytheridea*-Taxonomie ins Einzelne zu verfolgen und darzustellen, genügt schon ein kleines Beispiel, um die inzwischen veränderte systematische Stellung ehemaliger „*Cytheridea*“-Arten aufzuzeigen: Als LIENENKLAUS (1905) die „Ostrakoden des Mainzer Tertiärbeckens“ bearbeitete, konnte er in seinem Material neben bereits bekannten „*Cytheridea*“-Arten noch 10 „neue“ Arten dieser Gattung nachweisen (einschließlich der „Varietäten“). Diese 10 Einheiten werden heute sämtlich nicht mehr der Gattung *Cytheridea* zugerechnet.

Die schrittweise Neubestimmung dieser Ostracoden läßt sich am besten aus der folgenden Gegenüberstellung ablesen:

Von LIENENKLAUS (1905) aufgestellte
„*Cytheridea*“-Art (bzw. -,Varietät“)

Revidierte generische Bestimmung [in
eckigen Klammern: Autor der jeweiligen
Bestimmung]

<i>rarestulosa</i>		<i>Paracyprideis</i> [TRIEBEL 1941]
<i>miocaenica</i>	zunächst	<i>Cyprideis</i> [TRIEBEL 1941]
	später	<i>Hemicyprideis</i> [MALZ & TRIEBEL 1970]
<i>deveza</i>	zunächst	<i>Haplocytheridea</i> ? [GOERLICH 1953]
	später	<i>Cyamocytheridea</i> [OERTLI 1956]
<i>praesulcata</i>	noch	<i>Cytheridea</i> [OERTLI 1956, KEIJ 1957, PIETRZENIUK 1969]
	aber auch	<i>Cytheridea</i> ? (\approx <i>Clithrocytheridea</i>) [MOYES 1965, KEEN 1972]
<i>minuta</i>		<i>Turmaekrithe</i> [PIETRZENIUK 1969]
<i>rhenana</i>	zunächst	<i>Vetustocytheridea</i> [KOLLMANN 1960]
	später	<i>Hemicyprideis</i> [MALZ & TRIEBEL 1970]
<i>parallela</i>		<i>Neocyprideis</i> [hiermit: 190]
<i>spandeli</i>		<i>Schuleridea</i> (<i>Aequacytheridea</i>) [hiermit: 196]
<i>spathacea</i>	zunächst	<i>Cytherissa</i> [KEIJ 1957]
	später	<i>Cladarocythere</i> [KEEN 1972, hiermit: 199]
<i>fragilis</i>		<i>Cladarocythere</i> [KEEN 1972, hiermit: 199]

Die revidierte generische Bestimmung erfaßt somit jeweils den neuesten Stand. Wie sehr oft in der Taxonomie, ist dieser Stand aber nicht endgültig und bleibt durch neu hinzukommende Detail-Beobachtungen stets veränderlich, so daß dieselbe Art nacheinander in verschiedenen generischen Einheiten erscheinen kann, und somit die bisherige Kenntnis modifiziert wird. Die Synonym-Liste einer Art wird damit zu ihrem historischen Rückspiegel, aus dem heraus die einzelnen Schritte ihrer generischen Stellung ablesbar sind. Die Synonym-Liste, die außerdem sehr gut mithelfen könnte, das Vorkommen und die Verbreitung einer Art aufzuzeigen, ist aber leider nicht immer kritisch genug. Oft zielt sie mehr auf die lückenlose Vollständigkeit namensgleicher Zitate einer Art als auf die kritische Überprüfung des dazugehörigen Materials. Gerade dieses Material vermittelt aber erst die für eine einwandfreie Bestimmung nötige Sicherheit. Aus diesem Grund sind bei den folgenden Art-Bestimmungen nur die Zitate von solchen Synonyma wiedergegeben, die mir materialmäßig auch vertretbar erscheinen.

Cytheridae BAIRD 1850

Cytherideinae SARS 1925

Neocyprideis APOSTOLESCU 1956

Typus-Art (ursprüngliche Bestimmung): *Cyprideis* (*Neocyprideis*) *durocortoriensis* APOSTOLESCU 1956.

Neocyprideis (*Neocyprideis*) *parallela* LIENENKLAUS (1905)

Taf. 19 Fig. 1–10, Taf. 20 Fig. 17–19

*1905 *Cytheridea parallela* n. sp. — LIENENKLAUS, Mainzer Tertiärbecken: 45, Taf. 4 Fig. 21.

1905 *Cytheridea williamsoniana* BOSQUET. — LIENENKLAUS, Mainzer Tertiärbecken: 44.

Bemerkungen: LIENENKLAUS verzeichnet das Vorkommen seiner Art aus dem Cyrenenmergel von Alzey und von Hochstadt bei Frankfurt. Von diesen beiden Fundpunkten ist „Alzey“ in der Göttinger LIENENKLAUS-Sammlung durch entsprechende Stücke belegt; ob sich darunter allerdings auch das abgebildete Stück befindet, läßt sich nicht sagen. (Aus diesem Grunde wurde auch auf das „vidi“ vor der Synonym-Liste verzichtet.) Die in einem Balsam-Präparat aufbewahrten Stücke geben aber auch so schon genügend Anhaltspunkte zur sicheren Identifizierung der Art, die sich auf diese Weise in unserem Alzeier Material aus dem Cyrenenmergel einwandfrei wiedererkennen ließ. Diese Bestimmung ermöglicht jetzt den Nachweis der Art an anderen Fundpunkten im Mainzer Becken (siehe „Vorkommen“). — In engem Zusammenhang mit der Identifizierung von *N. (N.) parallela* steht auch die Frage nach „*Cytheridea williamsoniana* BOSQUET“, die LIENENKLAUS ebenfalls aus dem Cyrenenmergel von Alzey sowie von Hackenheim und vom Braunkohlenwerk Hochheim bestimmte. Diese BOSQUET'sche Art (topotypisch aus dem Tongrien von Kleine-Spouwen in Belgien) lag LIENENKLAUS zum Vergleich vor, und obwohl er auf deren Unterschiede zu den Stücken aus dem Mainzer Becken hinwies (siehe „Beziehungen“), vereinigte er die rheinhessischen und hessischen Funde mit der typischen *williamsoniana*. — Aus dem in der Frankfurter LIENENKLAUS-Sammlung vorhandenen „*williamsoniana*“-Material von Alzey (SMF Xe 1149; nur juvenile Stücke, die je zur Hälfte glatt oder knotig) und von Hochheim (SMF Xe 1150; überwiegend ♀, alle glatt; s. a. Taf. 20 Fig. 17) geht nun hervor, daß *williamsoniana* sensu LIENENKLAUS in die Synonymie von *parallela* einbezogen werden kann: *N. (N.) parallela* umfaßt damit jetzt ♂ (= *parallela* sensu LIENENKLAUS) und ♀ (= *williamsoniana* sensu LIENENKLAUS).

Material: Mehr als 500 Klappen; SMF Xe 1149–1150, 9106–9145.

Diagnose: Eine mittelgroße *Neocyprideis* (*N.*)-Art mit ausgeprägtem Geschlechtsdimorphismus: ♂ ziemlich schmal, langgestreckt; ♀ deutlich höher und insgesamt auch länger. Seitenflächen glatt oder zart feinpunktiert, z. T. auch mit Knoten oder kleinen Pusteln verziert; Längsränder annähernd parallel.

Maße (Länge in mm): ♀ 0,70–0,82, in Einzelfällen auch 0,68 bzw. 0,87; ♂ 0,70 bis 0,78; juvenile Stücke stets \leq 0,65.

Beziehungen: *N. (N.) parallela* ist von *N. (N.) williamsoniana* (BOSQUET 1852) in mehreren Merkmalen recht gut unterscheidbar. Die Art *williamsoniana* aus dem Tongrien von Belgien (SMF Xe 9104–9105) hat ein dichtes Grübchenmuster, ist im Verhältnis zu ihrer Länge deutlich höher (als *parallela*), ist zum Hinterende stärker aufgebläht und gleichmäßiger gerundet sowie ventrad deutlich konkav eingebuchtet. Selbst juvenile Stücke von *williamsoniana* erreichen schon eine Länge von 0,72 mm. — In engem Zusammenhang mit dem belgischen *williamsoniana*-Material steht die Bestimmung der englischen Stücke von der Isle of Wight. Die von dort stammenden Stücke (aus den Lower and Middle Headon Beds sowie aus dem Bembridge Marl) wurden nämlich von HASKINS (1969: 155) in die Synonymie der Art *williamsoniana* einbezogen. Diese englischen Stücke haben zwar wohl auch ein dichtes Grübchen-

muster, sind aber an ihrem Hinterende flacher und niedriger gerundet als die typischen Stücke der Art aus dem Tongrien von Kleine-Spouwen in Belgien. Die rechten Klappen der englischen Stücke sind außerdem am posterodorsalen Schloßwinkel deutlich abgerundet, wohingegen die belgischen Stücke dort einen stumpfen Winkel erkennen lassen. Es erscheint mir deshalb fraglich, ob die Synonymie der englischen Stücke mit *N. (N.) williamsoniana* sensu stricto beibehalten werden kann. (Schon KOLLMANN 1960: Taf. 20 Fig. 8–10) hat die Stücke aus den Middle Headon Beds als *N. aff. williamsoniana* den belgischen Stücken gegenübergestellt.) Neuerdings läßt auch KEEN (1972: 297, 321) die Headon-Stücke wieder als eine eigene Art aufleben. Für die englischen Stücke wird damit aber kein neuer Name erforderlich, weil mit „*Cytherideis colwellensis* JONES 1857“¹ bereits ein gültiger Name dafür verfügbar ist².

Vorkommen: *N. (N.) parallela* ist in besonders großer Anzahl von einigen Fundpunkten in Rheinhessen (1) sowie aus dem oberhessischen Raum (2) belegt. Diese häufigen Funde mit jeweils mehr als 50 Stücken stammen aus (1) dem Cyrenenmergel von Alzey, der Bohrung Budenheim und dem Schleichsand vom Kirchberg bei Hackenheim sowie aus (2) ebenfalls oberoligozänen Profilabschnitten der Bohrungen Bönstadt und Kaichen. Andere, nicht so häufige Belege erstrecken sich auf Bohrungen bei Werrabronn, bei Wiesbaden-Biebrich, am Falkenberg und auf das Braunkohlenwerk Hochheim (alle Cyrenenmergel) sowie auf das Gebiet des Frankfurter Osthafens (Schleichsand und Cyrenenmergel).

¹) Die Jahreszahl 1857 als Erscheinungsdatum — und nicht 1856, wie irrtümlich auf der Titelseite der JONES'schen Monographie angegeben und wie auch in vielen Zitaten dementsprechend übernommen — wurde bereits von JONES & SHERBORN (1889: 1) richtiggestellt.

²) In dem JONES'schen Belegmaterial zu „*C. colwellensis*“ befinden sich die zwei von ihm abgebildeten Stücke, die aber verschiedenen Gattungen angehören:

1. JONES 1857: Taf. 4 Fig. 13 = 1 G, B. M. (N. H.), I. 6431

[= *Neocyprideis (Neocyprideis) colwellensis* (JONES 1857); eigenes Vergleichsmaterial dazu aus den Middle Headon Beds in SMF Xe 9099–9103],

2. JONES 1857: Taf. 4 Fig. 20 = 1 L, B. M. (N. H.), I. 6383

[= *Cytheretta rhenana headonensis* HASKINS 1968; eigenes Vergleichsmaterial dazu aus den Middle Headon Beds in SMF Xe 9097–9098].

Das Stück Taf. 4 Fig. 13, obwohl ein geschlossenes Gehäuse, läßt sich schon an seinem Habitus als zur Gattung *Neocyprideis* gehörig erkennen und wird hiermit zum Lectotypus der Art „*C. colwellensis*“ bestimmt. — Diese Typus-Bestimmung erfolgt aus Gründen der Stabilität, um nicht eine ganze Reihe von Namensänderungen folgen zu lassen. Das andere Stück (Taf. 4 Fig. 20) läßt sich nämlich nach Schloßbau und Habitus als eine *Cytheretta*-Art erkennen, die mit sehr großer Sicherheit der von HASKINS (1968: 167) neu aufgestellten *Cytheretta rhenana headonensis* zugeordnet werden kann. Diese *rhenana*-Unterart würde bei einer anderen Typus-Bestimmung zum subjektiven Synonym der Art *colwellensis*. Darüber hinaus würde mit *colwellensis* als Name für ein *Cytheretta*-Taxon auch der Rang von *Cytheretta rhenana* TRIEBEL 1952 geändert werden müssen, die dann aus den nomenklatorisch gegebenen Prioritätsgründen als Unterart hinter *colwellensis* zu rangieren wäre.

***Neocyprideis (Neocyprideis) enkheimensis* n. sp.**

Taf. 19 Fig. 11–14, Taf. 20 Fig. 15–16

Name: Nach dem Fundort.

Holotypus: ♀ L, Taf. 19 Fig. 14; SMF Xe 9146.

Locus typicus: Enkheim bei Frankfurt am Main.

Stratum typicum: Unter-Miozän; *Corbicula*-Kalk.

Paratypoiden: Mehr als 600 Klappen und Gehäuse; SMF Xe 9147–9157.

Diagnose: Eine mittelgroße *Neocyprideis* (*N.*)-Art mit narbigem Grübchenmuster. Im Umriß der *N. (N.) parallela* recht ähnlich (besonders die ♂), aber Seitenflächen kräftiger gewölbt und steil zum Hinterrand abfallend.

Maße (Länge in mm): ♀ 0,71–0,82; ♂ 0,68–0,75.

Beziehungen: *N. (N.) enkheimensis* ist der stratigraphisch älteren *N. (N.) parallela* sehr ähnlich. Die ♂ beider Arten sind besonders dann leicht miteinander zu verwechseln, wenn das narbige Grübchenmuster von *enkheimensis* durch ungünstige Erhaltung nicht erkennbar ist und die Klappen somit glatt erscheinen. Die ♀ der beiden Arten lassen sich dagegen auch im Umriß recht gut voneinander unterscheiden. Bei *enkheimensis* ist der obere Abschnitt des Hinterrandes steiler als bei *parallela*. In Dorsalansicht sind die Seitenflächen der *enkheimensis*-♀ hinten stärker gewölbt als bei *parallela* (vgl. dazu Taf. 20 Fig. 15 mit Fig. 17). Obwohl die Seitenflächen bei *parallela* flacher gewölbt sind als bei *enkheimensis*, stehen sie über das Hinterende hervor und verdecken somit den Hinterrand; bei *enkheimensis* reicht diese Wölbung bis in die Höhe des Hinterrandes, aber nicht darüber hinaus. — Bei *enkheimensis* wurden bisher noch keine knotentragenden Formen beobachtet.

Vorkommen: Der Nachweis der Art erstreckt sich bis jetzt nur auf 2 Fundpunkte, die beide in die *Corbicula*-Schichten eingestuft werden. Die beiden Proben (von Enkheim und aus einer Baugrundbohrung gegenüber dem Frankfurter Ostbahnhof) enthalten die Art in jeweils so reichlichen Mengen (mehr als 600 Stücke), die auch bei künftigen Funden sicher leicht ins Auge fallen.

Schulerideinae MANDELSTAM 1959

Schuleridea SWARTZ & SWAIN 1946

Typus-Art (ursprüngliche Bestimmung): *Schuleridea acuminata* SWARTZ & SWAIN 1946.

Schuleridea (Aequacytheridea) MANDELSTAM 1947

Typus-Art (ursprüngliche Bestimmung): *Cytherina perforata* ROEMER 1838.

Bemerkungen: *Schuleridea* (mit ihrer Typus-Art aus dem N-amerikanischen Jura) und *Aequacytheridea* (mit ihrer Typus-Art aus dem französischen Alttertiär) werden hier trotz vieler gemeinsamer Merkmale als subgenerische Einheiten getrennt nebeneinander geführt. Mit dem immerhin recht bedeutsamen Unterschied in der stratigraphischen Verbreitung der beiden Typus-Arten soll aber keinesfalls eine

„stratigraphische Systematik“ begründet werden. Mit Kenntnis aller gehäusermorphologischen Details dieser Arten läßt sich nämlich sicherlich zumindest ihre jeweils selbständige subgenerische Stellung nachweisen.

Aus dem Schloßbau bei den einzelnen Arten ergeben sich bisher allerdings keine Hinweise für die Zuordnung zu verschiedenen Untergattungen. Bei Innenansicht stimmen nämlich die Schösser tertiärer Arten mit denen unterkretazischer Arten recht gut überein (vgl. Taf. 21 Fig. 40 mit Taf. 20 Fig. 21). Ein abgeschlossenes Urteil über den Schloßbau aller *Sch.*-Arten ist aber noch nicht möglich, weil ähnliche Details von der N-amerikanischen Typus-Art *Sch. (Sch.) acuminata* noch nicht sicher bekannt sind. Um aber jetzt schon einen späteren Vergleich mit dieser Art vorzubereiten, werden hier (Taf. 20 Fig. 24–25) auch die Querbrüche durch das Mittelschloß beider Klappen von *Sch. (A.) perforata* dargestellt. Diese Untersuchungen von Schalen-Querschnitten geben nämlich sehr gut Auskunft über die Art und Weise, wie rechte und linke Klappe gegeneinander artikulieren. Dieses Bild vom „Funktionieren“, vom Öffnen und Schließen der Klappen vermag sogar das meist statische Bild vom Schloßbau nunmehr auch dynamisch zu beleben. Aus diesem Grund sind solche Schloß-Querschnitte auch von anderen Arten zum Vergleich mit dem von *Sch. (A.) perforata* beigegeben, so z. B. von *Haplocytheridea montgomeryensis* (Taf. 22 Fig. 46 bis 47) und von *Pseudocytheridea moenana* (Taf. 22 Fig. 48–49). Aus diesen Bildern ergibt sich sofort – auch ohne Kenntnis der Innenansicht –, daß beide Arten keine Ausweichfurchen im Schloß der L entwickelt haben. Das Artikulieren der R gegen die L geschieht mittels „Gelenkpfannen“, die mit jeweils negativen oder positiven Elementen aufeinander abgestimmt sind.

Von der tertiären *Sch. (A.) perforata*, wie auch von anderen Arten dieser Gruppe, sind aber auch andere Merkmale, wie z. B. der Bau der Randzonen, durch Arbeiten von APOSTOLESCU 1955, OERTLI 1956, MALZ 1958, KOLLMANN 1960, HASKINS 1969, PIETRZENIUK 1969 und MOOS 1970 hinreichend bekannt geworden. Der Befund an den im folgenden vergleichsweise dargestellten Stücken der Arten *Sch. (A.) kochi* (Taf. 20 Fig. 26) und *Sch. (A.) spandeli* (Taf. 20 Fig. 27) vermag das allgemeine Vorhandensein einer ziemlich breiten verschmolzenen vorderen Randzone mit ihren dichtstehenden marginalen Porenkanälen nur zu bestätigen.

Ein etwa ähnliches Bild ergibt sich auch noch bei der unterkretazischen *Sch. (Sch.) praethoerenensis* (Taf. 20 Fig. 20), allerdings in schon etwas abgewandelter Form. Die marginalen Porenkanäle, die bei *Sch. (A.) kochi* und *Sch. (A.) spandeli* ziemlich radialstrahlig angeordnet sind und \pm gerade verlaufen, divergieren bei *Sch. (Sch.) praethoerenensis* aus einem dichten Bündel in der unteren Hälfte des Innenrandes in gebogener Form nach oben und unten zum Außenrand. Zum Ventralrand hin werden bei *Sch. (Sch.) praethoerenensis* dementsprechend die marginalen Porenkanäle immer seltener, dagegen durchziehen bei den tertiären Arten die radialstrahligen Porenkanäle auch entlang dem Ventralrand die verschmolzene Zone.

Mit diesem Vergleich von tertiären mit kretazischen Arten kann zwar noch keine entsprechende Aussage über die jurassischen Arten verbunden werden. Der Befund über die unterschiedliche Anordnung der marginalen Porenkanäle sowie die Beobachtung, daß ihre Anzahl von den jurassischen *Schuleridea*-Arten über die kretazischen zu den tertiären Arten zunimmt (MALZ 1958: 121), läßt die subgenerische

Trennung aber weiterhin gerechtfertigt erscheinen, und damit kann die Untergattung *Sch. (A.)* neben *Sch. (Sch.)* beibehalten werden.

Die *perforata*-Gruppe

Gerade unter dem Gesichtspunkt „ehemalige *Cytheridea*-Arten“ spielt *Sch. (A.) perforata* eine ganz besondere Rolle. Wenn man die diesbezügliche Literatur bis in die 50er Jahre unseres Jahrhunderts verfolgt, dann läßt sich leicht der Eindruck gewinnen, die Art sei nicht nur stratigraphisch (1) sondern auch regional (2) sehr weit verbreitet:

- (1) Unterkreide, Oberkreide, Eozän, Oligozän und Miozän.
- (2) Frankreich, England, Niederlande, Belgien, NW-, Mittel- und SW-Deutschland, Tschechoslowakei, Ungarn und sogar N-Amerika.

Diese weite Verbreitung der Art wäre bis dato sicherlich auch noch in anderen Ländern nachweisbar gewesen, hätte es dort nur die entsprechenden Bearbeiter gegeben! — Eine Art muß schon ein ziemliches „Allerwelts-Gesicht“ haben, um eine solche Verbreitung vorzutäuschen. Die Gegenüberstellung einiger R und L (Taf. 21) vermittelt leider einen nur unvollständigen Eindruck des breiten Spektrums im Umriß von Seiten- und Dorsalansicht. — Die detaillierte Untersuchung einzelner Vorkommen hat jedenfalls in den letzten 20 Jahren ergeben, daß in der „ehemaligen *perforata*“ eine ganze Gruppe von Arten enthalten ist. Es würde über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen, das Verhältnis aller dieser Arten zueinander im einzelnen darzustellen; deshalb sollen im folgenden nur die Arten des Mainzer Beckens miteinander verglichen und ihre Abgrenzung gegen die echte *perforata* aus dem Lutet des Pariser Beckens und andere ähnliche Arten aufgezeigt werden (s. unter „Beziehungen“ bei den einzelnen Arten).

Verbreitung: Außer im Lutet des Pariser Beckens soll die Art nach neueren Untersuchungen von PIETRZENIUK (1969) auch im Eozän 5 von Mittel- und NE-Deutschland vorkommen. Diese Stücke, hauptsächlich von Bastorf (Mecklenburg), sind aber insgesamt etwas größer als die französischen, haben einen deutlicher ausgeprägten Geschlechtsdimorphismus (♀ 0,76–0,86; ♂ 0,85–0,95) und sind im Mittelfeld mit größeren Grübchen ausgestattet. Bei aller Ähnlichkeit und möglicher Variabilität dürfte damit ihre Stellung als eine eigene Art genügend gesichert sein. Für diese Art ist der Name *kochi* (REUSS 1855) verfügbar, den auch MOOS (1970) für diese Bastorfer Stücke beibehalten hat. — Außerdem hat HASKINS (1969) die ehemalige *perforata*-Bestimmung von JONES (1857) für die Stücke aus dem Eozän der Isle of Wight auch wieder übernommen; desgleichen auch MOOS (1970). Ob die Stücke von der Isle of Wight vom Ypresian bis ins Tongrian (HASKINS 1969: Fig. 1) alle zu einer Art gehören und insgesamt an *perforata* angeschlossen werden können, halte ich noch nicht für endgültig entschieden. Nach meinem Material (SMF Xe 2419) aus dem Barton Clay der Alum Bay zu urteilen, lassen sich zumindest diese Stücke durch ihren geraden bis konvexen Ventralrand in der R (s. MALZ 1958: Taf. 2 Fig. 18a) doch recht deutlich von der echten *perforata* mit ihrer hinter dem Vorderrand konkav eingebuchteten ventralen Umrißlinie unterscheiden. Die Wölbung der Seitenflächen ist

dementsprechend bei den englischen Stücken ventralwärts stärker betont als bei den französischen, bei denen die Ventralfläche mehr abgeflacht oder gar eingesenkt ist. — Die verschiedentlich aus dem Mainzer Becken verzeichneten Vorkommen der Art *perforata* lassen sich an unserem Material nicht bestätigen; alle bisherigen Funde lassen sich auf andere Arten zurückführen. Der im folgenden geführte Nachweis der Arten *spandeli*, *lienenklausi* und *rhenana* erschöpft damit aber sicherlich noch nicht alle Vorkommen von Arten der *perforata*-Gruppe.

***Schuleridea (Aequacytheridea) spandeli* (LIENENKLAUS 1905)**

Taf. 20 Fig. 27—28, Taf. 21 Fig. 29—31

*1905 *Cytheridea spandeli* n. sp. — LIENENKLAUS, Mainzer Tertiärbecken: 65.

Bemerkungen: Die im „Nachtrag“ zu seiner Arbeit (LIENENKLAUS 1905: 65) veröffentlichte „*Cytheridea spandeli* n. sp.“ ist weder in der Frankfurter noch in der Göttinger LIENENKLAUS-Sammlung durch die „beiden Stücke aus dem unteren Meeressand von Waldböckelheim“ belegt. Die Identifizierung der Art muß sich außerdem ganz allein auf die Beschreibung stützen, weil für den „Nachtrag“ keine Abbildungen mehr möglich waren. — In unseren, an Ostracoden reichen Proben von Waldböckelheim läßt sich die Art allerdings recht gut erkennen und im Vergleich mit der gegebenen Beschreibung auch sicher identifizieren. Um für zukünftige Untersuchungen ein Eichmaß bereit zu haben, wird im folgenden ein Neotypus festgelegt.

Neotypus (hiermit): ♀ L, Taf. 20 Fig. 28, Taf. 21 Fig. 29; SMF Xe 9188.

Locus typicus: Waldböckelheim.

Stratum typicum: Mittel-Oligozän, Unterer Meeressand.

Material: Mehr als 150 Klappen und Gehäuse; SMF Xe 9189—9197, 1152. Mit der letzten Katalog-Nummer ist eine Zelle aus der Frankfurter LIENENKLAUS-Sammlung erfaßt. Diese Zelle enthält je eine ♀ L und R aus dem „Meeressand von Weinheim“, die als „*Cytheridea* cf. *perforata*“ bestimmt sind. Nach Säuberung der stark mit Sediment verkrusteten Stücke konnten sie sicher als zur Art *spandeli* gehörig identifiziert werden. — In neuerem Material von Weinheim wurde die Art bisher allerdings nicht wiedergefunden.

Diagnose: Eine ziemlich kleine *Schuleridea (Aequacytheridea)*-Art. Wölbung der Seitenflächen zu den Endrändern hin abgestumpft; größte Breite hinter der Mitte. Gehäuse in Ventralansicht hinter der Mitte abgeflacht. Vorder- und Hinterende mit 3 Reihen spitzer Zähnen besetzt.

Maße (Länge in mm): ♀ 0,73—0,78, Einzelwerte aber auch bei 0,70 und 0,83; ♂ 0,76—0,81. Der Geschlechtsdimorphismus ist nicht immer sicher an der größeren Länge der ♂ erkennbar; er wird vielmehr an der geringeren Höhe der ♂ deutlich, die bei gleicher Länge stets niedriger als die ♀ sind.

Beziehungen: *Sch. (A.) spandeli* ist im Seitenumriß und in der Größe der *Sch. (A.) cambesiensis* (KEY 1955) aus dem Stampien von Cambes (SE Bordeaux) sehr

ähnlich. In Dorsalansicht sind die Seitenflächen von *cambesiensis* zu den Endrändern hin nicht abgestumpft, und ihre größte Breite liegt etwa in der Mitte.

Vorkommen: Die Funde von *Sch. (A.) spandeli* stammen alle aus den mittel-oligozänen Schichten des Unteren Meeressandes und des Unteren Rupeltons von Waldböckelheim. — Der Nachweis der Art in Weinheim durch Stücke in der Frankfurter LIENENKLAUS-Sammlung konnte bis jetzt noch nicht durch neuere Funde bestätigt werden.

***Schuleridea (Aequacytheridea) lienenklausi* n. sp.**

Taf. 21 Fig. 32–34

Name: Zu Ehren von E. LIENENKLAUS (1849–1905).

Holotypus: ♀ L, Taf. 21 Fig. 32; SMF Xe 9167.

Locus typicus: Ziegelei BOTT-Rauenberg.

Stratum typicum: Unter-Oligozän; Sannois.

Paratypoiden: 30 Klappen und Gehäuse; SMF Xe 9168–9175.

Diagnose: Eine mittelgroße *Schuleridea (Aequacytheridea)*-Art ohne Randzähnen. Ventrale Umrißlinie konvex ausgebuchtet. Seitenflächen in Dorsalansicht gleichmäßig gewölbt, am Vorder- und Hinterende zugespitzt, ohne randparallelen Wulst in der R.

Maße (Länge in mm): ♀ 0,77–0,83; ♂ bisher nicht nachgewiesen.

Beziehungen: *Sch. (A.) lienenklausi* ist von *Sch. (A.) perforata* (ROEMER 1838) besonders durch ihren konvexen Ventralumriß (vgl. Taf. 21 Fig. 33 mit Fig. 38) sowie in Dorsalansicht durch die an den Endrändern spitz (und ohne Randwulst) zusammenlaufenden Seitenflächen gut unterscheidbar. Die im Seitenumriß etwa ähnlichen Arten *Sch. (A.) kochi* (REUSS 1855) und *Sch. (A.) oculata* Moos 1970 haben beide ein dichtes und deutlich grobes Grübchenmuster, wohingegen die Seitenflächen bei *lienenklausi* ein lockeres Punktmuster aufweisen.

Vorkommen: Die Art wurde bisher nur im Sannois (Mittlere Pechelbronner Schichten) der Ziegelei BOTT-Rauenberg und bei Nackenheim nachgewiesen.

***Schuleridea (Aequacytheridea) rhenana* n. sp.**

Taf. 21 Fig. 35–36

v 1962 *Schuleridea (Aequacytheridea)* sp. Pe 206 [aff. *perforata* (ROEMER 1838)]. — MALZ, in DOEBL & MALZ, Rheintalgraben: 392, Taf. 59 Fig. 11–12.

Name: Von Rhenus (lat.) = Rhein; nach dem Vorkommen im Rheintal-Graben.

Holotypus: ♀ L, Taf. 21 Fig. 35; SMF Xe 9176.

Locus typicus: Bohrung Zotzenheim: 52,3–56 m.

Stratum typicum: Unter-Oligozän; Sannois.

Paratypoiden: 34 Klappen und Gehäuse; SMF Xe 2506, 9177–9184.

Diagnose: Eine mittelgroße *Schuleridea (Aequacytheridea)*-Art mit kleinen, dichtstehenden, stumpfen Randzähnen entlang dem Vorderende. Auf den Seitenflächen

mit dichtem, feinem Punktmuster in Randnähe; zur Mitte hin mit größerem Grübchenmuster, in dem die einzelnen flachen Grübchen unscharf gegeneinander begrenzt sind.

Maße (Länge in mm): ♀ 0,76–0,84; ♂ (sehr selten) \approx 0,85. – Die niedrigeren ♂ sind nur geringfügig größer als die ♀.

Beziehungen: *Sch. (A.) rhenana* läßt sich an ihrem gezähnelten Vorderende gut erkennen und damit von den nicht gezähnelten Arten gut unterscheiden. Im Vergleich mit der kleineren *Sch. (A.) spandeli* ist sie durch die regelmäßigere Wölbung ihrer Seitenflächen in Dorsalansicht und durch ihre nicht abgeflachte Ventralfläche sicher erkennbar.

Vorkommen: *Sch. (A.) rhenana* wurde bisher nur in Schichten von Sannois-Alter nachgewiesen. Außer von der Bohrung Zotzenheim ist sie aus der Bohrung Rot 15 sowie von Nackenheim und von der Ziegelei BOTT-Rauenberg belegt.

Pseudocytheridea SCHNEIDER 1949

Typus-Art (ursprüngliche Bestimmung): *Cytheridea ? zalanyi* SCHNEIDER 1939.

Bemerkungen: Der im Schrifttum bisher wenig beachteten Gattung *Pseudocytheridea* werden hiermit erstmals zwei Arten aus dem deutschen Tertiär zugeordnet. Eine dieser Arten, *Cytheridea rhombus* EGGER 1858 (SMF Xe 2196–2203, 9096), wechselte schon lange ihren generischen Standort über *Haplocytheridea* zu *Schuleridea* (ausführliche Synonym-Liste s. in WITT 1970). Aber schon durch KOLLMANN (1960: 188) wurde ihr auch in *Schuleridea* eine Sonderstellung eingeräumt („n. subgen.?“). In *Ps. moenana* wird im folgenden außerdem eine neue Art bekanntgemacht, die sich im Habitus und Schloßbau sowie im Bau der Randzonen und in der Anordnung der marginalen Porenkanäle gut in das bisherige Bild der Gattung *Ps.* einfügen läßt. – *Ps.* wird hier als eine Gattung der Schulerideinae aufgefaßt. Diese Zuordnung ergibt sich zwanglos aus den zunächst auf *Schuleridea* zurückgeführten Bestimmungen (z. B. bei *Ps. rhombus*) und überholt damit die unterschiedlichen Darstellungen im „Treatise“ (dort: Cytherideinae) und in den „Osnovy“ (dort: Clithrocytherideinae).

Pseudocytheridea moenana n. sp.

Taf. 22 Fig. 48–54

Name: Von Moenus (lat.) = Main; nach dem Vorkommen in der Main-Gegend.

Holotypus: ♀ L, Taf. 22 Fig. 53; SMF Xe 9086.

Locus typicus: Bohrung Flörsheim 16: 12,5–13,5 m.

Stratum typicum: Unter-Miozän; Cerithien-Schichten.

Paratypoiden: Etwa 90 Klappen und Gehäuse; SMF Xe 9087–9095.

Diagnose: Eine mittelgroße *Pseudocytheridea*-Art mit kahnförmigem Umriß in Seitenansicht und kielförmig hervorstehendem Ventralrand. Umriß in Dorsalansicht gestreckt elliptisch. Seitenflächen \pm dicht mit rundlichen Grübchen, den Mündungen der flächenständigen Porenkanäle, besetzt. ♂ niedriger und am Hinterende spitzer als ♀.

Maße (Länge in mm): ♀ 0,88–0,96; ♂ 0,93–1,00; in Einzelfällen kleine ♂ bis 0,90, besonders große ♂ bis 1,07; juvenile Stücke bis 0,83. — Trotz des im allgemeinen nicht sehr großen Längenunterschieds lassen sich ♂ stets sicher an ihrem spitzeren Hinterende erkennen.

Beziehungen: Die burdigale *Ps. rhombus* aus den Ortenburger Meeressanden von Niederbayern ist insgesamt größer und auch höher als *Ps. moenana*. In Dorsalansicht ist *Ps. rhombus* außerdem plumper und kantiger als die elliptische *Ps. moenana*. — Die näheren Beziehungen zu der ebenfalls miozänen Typus-Art aus dem Tarchan-Horizont der Taman-Halbinsel im Schwarzen Meer lassen sich z. Z. leider nicht an entsprechendem Vergleichsmaterial ermitteln. Nach den Abbildungen in der diesbezüglichen Literatur (SCHNEIDER 1939, 1949) handelt es sich bei dem Holotyp von *Ps. zalanyi* wahrscheinlich um eine ♂ R, die den ♂ von *Ps. moenana* im Umriß und auch in der Größe sehr ähnlich ist. Eine eventuelle Synonymie mit *Ps. zalanyi* kann deshalb zwar nicht ganz ausgeschlossen werden, scheint aber in Anbetracht der recht großen räumlichen Trennung beider Vorkommen sehr unwahrscheinlich. Die artliche Übereinstimmung von *Ps. moenana* mit *Ps. zalanyi* müßte zudem erst noch durch einen Vergleich der ♀ beider Arten sichergestellt werden.

Vorkommen: Der Nachweis von *Ps. moenana* erstreckt sich bisher nur auf die Cerithien-Schichten einiger Flörsheimer Bohrungen sowie auf einen ebenfalls untermiozänen Profilabschnitt der Tiefbohrung Stockstadt 1 (bei 1040 m).

Limnocytherinae Sars 1925

Cladarocythere Keen 1972

Typus-Art (ursprüngliche Bestimmung): *Limnocythere apostolescui* Margerie 1961.

Cladarocythere spathacea (Lienenklaus 1905)

Taf. 22 Fig. 41–45

- v* 1905 *Cytheridea spathacea* n. sp. — LIENENKLAUS, Mainzer Tertiärbecken: 46, Taf. 4 Fig. 23. [Bei „*Cytherella*“ als Gattungsbestimmung durch LIENENKLAUS (1905: 46) handelt es sich um einen lapsus calami, der in „*Cytheridea*“ zu verbessern ist, wie es sich sofort aus dem Zusammenhang der aufeinanderfolgenden und durchnummerierten Beschreibungen der „*Cytheridea*“-Arten ergibt und auch aus der Tafelerklärung hervorgeht.]
- 1905 *Cytheridea fragilis* n. sp. — LIENENKLAUS, Mainzer Tertiärbecken: 46, Taf. 4 Fig. 22.
- non 1957 *Cytherissa spathacea* (LIENENKLAUS). — KEIJ, Ostracoda of Belgium: 73, Taf. 2 Fig. 19–20.
- 1972 *Cladarocythere fragilis* (LIENENKLAUS). — KEEN, Sannoisian Ostracoda: 287.

Bemerkungen: In der Göttinger LIENENKLAUS-Sammlung sind Belegstücke zu „beiden“ Arten enthalten, „beide“ aus dem Cyrenenmergel von Alzey. Die Stücke sind leider nicht besonders gut erhalten, so daß sich eine fotografische Abbildung nicht recht lohnt (deswegen auch keine Lectotypus-Bestimmung); eine sichere Identifizierung ist aber immerhin möglich. — Nach dem mir vorliegenden Material aus dem Cyrenenmergel von Alzey sind „beide“ Arten sehr häufig darin vertreten: Bei

spathacea handelt es sich um ♂, bei *fragilis* um ♀ derselben Art (s. TRIEBEL in KEEN 1972: 287). Die daraus ableitbare Synonymie beider Taxa hat KEEN (1972) zugunsten von *fragilis* gewertet, ohne damit gleichzeitig der revidierende Autor zu sein. Hiermit wird aber dem Artnamen *spathacea* der Vorzug gegeben und *fragilis* als Synonym unterdrückt. Diese Darstellung geschieht aus Gründen der Stabilität in der Nomenklatur, um mit dem Trivialnamen *fragilis* keinen Fall von sekundärer Homonymie zu provozieren: Die Gattung *Cladarocythere* lehnt sich nämlich in ihrem Habitus eng an die bisher monotypische *Limnocythere (Paracythereis) impudica* (DELACHAUX 1928) an. Die Übereinstimmung der beiden generischen (bzw. subgenerischen) Einheiten läßt sich zwar z. Z. aus Mangel an *impudica*-Material nicht begründen; aber mit *Limnocythere (Paracythereis)* als eventuellem älterem Synonym von *Cladarocythere* würde dann beispielsweise der Artnamen *L. (P.) fragilis* (LIENENKLAUS 1905) zum sekundären, aber älteren Homonym von *Limnocythere fragilis* MARTIN 1940. — Für die von KLIE (1934) gemachten Einwände gegen die Beibehaltung von *Paracythereis* neben *Limnocythere* ergeben sich m. E. keine Anhaltspunkte. Schon allein die bei *Limnocythere* deutlich breiter entwickelten Randzonen ermöglichen eine sichere Abtrennung gegen *Paracythereis*.

Material: Etwa 70 Klappen; SMF Xe 9158—9160.

Diagnose: Eine *Cladarocythere*-Art mit gut gerundeten Endrändern und glatten Seitenflächen.

Maße (Länge in mm): ♀ 0,60—0,66; ♂ 0,66—0,75.

Beziehungen: Die hier als *Cl. spathacea* (LIENENKLAUS 1905) dargestellte Art ist von der kleineren *Cl. fredericensis* (APOSTOLESCU 1956) sowie von *Cl. apostolescui* (MARGERIE 1961) und *Cl. hantonensis* KEEN 1972 besonders durch ihre glatten Seitenflächen und ihre wohlgerundeten Endränder unterscheidbar. Die terminalen Schloßelemente in der R von *Cl. spathacea* (s. Taf. 22 Fig. 42) sind nur sehr undeutlich gezähnt.

Vorkommen: Alle Stücke stammen aus dem Cyrenenmergel von Alzey. Der von LIENENKLAUS (1905: 46) außerdem genannte Fundpunkt „Hochstadt“ (für die „Art“ *fragilis*, also für die ♀) ist materialmäßig nicht belegt, somit nicht überprüfbar; auch in den zahlreichen anderen Fundpunkten im Mainzer Becken konnte die Art bis jetzt nicht wiedergefunden werden.

Schriftenverzeichnis

- APOSTOLESCU, V. (1955): Description de quelques Ostracodes du Lutétien du Bassin de Paris. — Cah. géol., Nr. 28—29: 241—279, 8 Taf., 2 Abb.; Thoiry (Ain).
 — (1956): Contribution à l'étude des Ostracodes de l'Éocène inférieur (s. l.) du Bassin de Paris. — Inst. franç. Pétrole, **11** (11): 1327—1352, 4 Taf., 1 Tab.; Paris.
 GOERLICH, F. (1953): Ostrakoden der Cytherideinae aus der Tertiären Molasse Bayerns. — Senckenbergiana, **34** (1/3): 117—148, 9 Taf., 2 Abb.; Frankfurt a. M.
 HASKINS, C. W. (1968): Tertiary Ostracoda from the Isle of Wight and Barton, Hampshire, England: Part III. — Rev. Micropaléont., **11** (3): 161—175, 3 Taf., 1 Abb.; Paris.

- HASKINS, C. W. (1969): Tertiary Ostracoda from the Isle of Wight and Barton, Hampshire, England. Part IV. — Rev. Micropaléont., **12** (3): 149—170, 4 Taf., 6 Abb.; Paris.
- JONES, T. R. (1857): A Monograph of the Tertiary Entomostraca of England. — Palaeontograph. Soc.: 1—68, 6 Taf., 1 Abb.; London.
- JONES, T. R. & SHERBORN, C. D. (1889): A supplementary Monograph of the Tertiary Entomostraca of England. — Palaeontograph. Soc.: 1—55, 3 Taf., 4 Abb.; London.
- KEEN, M. C. (1972): The Sannoisian and some other Upper Palaeogene Ostracoda from north-west Europe. — Palaeont., **15** (2): 267—325, 12 Taf., 13 Abb.; London.
- KEIJ, A. J. (1957): Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. — Verh. koninkl. belg. Inst. Natuurwet., Nr. 136: 1—210, 23 Taf., 9 Abb., 16 Tab.; Brüssel.
- KEY, A. J. (1955): Ostracoda. — In: DROOGER, C. W. & KAASSCHIETER, J. P. H. & KEY, A. J.: The Microfauna of the Aquitanian—Burdigalian of southwestern France, Pt. 4. — Verh. koninkl. nederl. Akad. Wet., Afd. Natuurkde., (1), **21** (2): 101—136, Taf. 14—20, Fig. 9—11, 1 Tab.; Amsterdam.
- KOLLMANN, K. (1960): Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Oesterreich. — Mitt. geol. Ges. Wien, **51**: 89—195, 21 Taf., 5 Abb., 5 Beil.; Wien.
- LIENENKLAUS, E. (1905): Die Ostrakoden des Mainzer Tertiärbeckens. — Ber. senckenberg. naturforsch. Ges., 1905: 3—75, 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- MALZ, H. (1958): *Nodophthalmocythere* n. gen. (Ostrac., Ob. Jura), nebst einer Abgrenzung gegen ähnliche Gattungen. — Senckenbergiana leth., **39** (1/2): 119—133, 3 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1962): Ostracoda. — In: DOEBL, F. & MALZ, H.: Tertiär des Rheintal-Grabens. — Leitfossilien der Mikropaläontologie: 391—398, Taf. 58—59; Berlin.
- MALZ, H. & TRIEBEL, E. (1970): Ostracoden aus dem Sannois und jüngeren Schichten des Mainzer Beckens, 2: *Hemicyprideis* n. g. — Senckenbergiana leth., **51** (1): 1—47, 13 Taf.; Frankfurt a. M.
- MOOS, B. (1970): Die Ostracoden-Fauna des Unteroligozäns von Brandhorst bei Bünde (Bl. Herford-West, 3817). III. Schulerideinae MANDELSTAM 1959 und Cytherideinae SARS 1925. — Geol. Jb., **88**: 289—320, 5 Taf.; Hannover.
- OERTLI, H. J. (1956): Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. — Schweiz. paläont. Abh., **74**: 1—120, 16 Taf., 15 Abb.; Basel.
- PIETRZENIUK, E. (1969): Taxonomische und biostratigraphische Untersuchungen an Ostracoden des Eozän 5 im Norden der Deutschen Demokratischen Republik. — Paläont. Abh. A, **4** (1): 1—162, 28 Taf., 24 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- SCHNEIDER, G. F. (1949): Miozäne Ostracoden-Fauna des Kaukasus und der Krim. — In: Mikrofauna USSR, Slg. 2. — Trudy VNIGRI, N.S., **34**: 89—182, 10 Taf.; Leningrad. [In Russisch]
- TRIEBEL, E. (1952): Ostracoden der Gattung *Cytheretta* aus dem Tertiär des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 15—30, 4 Taf.; Wiesbaden.
- WITT, W. (1970): Revision einiger EGGER'scher Cytherideinae-Arten (Ostracoda) aus den burdigalen Ortenburger Meeressanden in Niederbayern. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **10**: 229—240, Taf. 8—10; München.

Manuskript eingegangen am 10. 10. 1972

On the Evolution of Mastodonts (Proboscidea, Mammalia)

Part I: The bunodont trilophodont Groups

By

HEINZ TOBIEN, Mainz *

With 17 figures, 1 table and the plates 23–26

Kurzfassung: Mastodonten gehören zu den charakteristischen und häufigen Großsäugern im Neogen vieler Gebiete der Alten und Neuen Welt. Ihre phylogenetische Differenzierung läßt mehrere evolutive Gruppen oder Linien erkennen. Im Folgenden wird versucht, einige dieser Befunde in einer Übersicht darzustellen.

Abstract: Mastodonts are typical macromammals in many Neogene places and regions of the Old and New World. The phylogenetic diversification of mastodonts is characterized by several evolutionary groups or lineages. An attempt is made to delineate shortly some of these groups.

Résumé: Les mastodontes sont des macromammifères typiques dans beaucoup de places et de régions du Neogène de l'Ancien et du Nouveau Monde. La diversification phylogénétique des mastodontes laisse reconnaître quelques groupes (ou lignées) évolutifs. En suite on essaie à décrire sommairement quelques-uns de ces groupes.

Contents

1. Introduction	203
2. The bunodont trilophodont Groups	204
2.1. The <i>Gomphotherium</i> Group	204
2.1.1. Europe	204
2.1.2. Asia	211
2.1.3. Africa	214
2.1.4. America	216
2.1.5. Tuskless <i>Gomphotherium</i> Mandibles	232
2.1.6. Genus <i>Rhynchotherium</i>	237
2.2. The <i>Stegomastodon</i> / <i>Haplomastodon</i> Group	243
2.3. The <i>Choerolophodon</i> / <i>Synconolophus</i> Group	248
2.4. The <i>Platybelodon</i> / <i>Amebelodon</i> Group	250
3. The tetralophodont Groups	264
4. Acknowledgements	265
5. Summary, Zusammenfassung, Résumé	266
6. References	271

*) Prof. Dr. H. TOBIEN, Paläontologisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, 65 Mainz, Saarstr. 21.

1. Introduction

Mastodonts are members of the order Proboscidea and typical elements of the Neogene mammalian faunas of the Old and New World. Only the Antarctic continent and the Australian region up to now either did not yield mastodonts or were not inhabited by them.

It is North Africa that produced pre-Neogene mastodonts. The best known remnants, referred to *Palaeomastodon* ANDREWS, 1901 and *Phiomia* ANDREWS & BEADNELL, 1902, have been discovered in the Oligocene of the Fayum depression south of Cairo (Egypt)¹. In the last decades Oligocene beds in Libya and Tunisia have yielded further remains of both taxa which have not yet been fully published (SAVAGE 1971: 220; TOBIEN 1971: 143). Up to the present the North African distribution of pre-Neogene, i. e. Oligocene mastodonts is the main argument for the African origin of the group, assumed by OSBORN (1900: 57) and confirmed by ANDREWS (1901) for the first time.

With the beginning of the Neogene ("Burdigalian"), mastodonts invaded Europe, Asia, and continued their evolution in Africa; and about the Miocene/Pliocene boundary, they entered very probably via Bering Straits landbridge, North America and at the end of the Pliocene South America too (SIMPSON 1951: 205).

During the Neogene a considerable evolution and diversification took place within the mastodonts. In his Proboscidea monograph, OSBORN (1936, 1942) gave a wide-scope review on the taxonomy and evolution of the mastodonts. But OSBORN's taxonomic concept, a rather extreme splitting, and some of his phyletic derivations soon were criticized by several students (e.g. DIETRICH 1937: 588; WATSON 1946; LEHMANN 1950). However, as there is no modern attempt to rearrange the mastodont taxa and to draw a picture of the mastodont evolution, it is intended in this paper to characterize briefly the main phyletic lineages of mastodonts represented in the Old and New World.

The following abbreviations are used to designate collections, the mastodont materials of which could be studied by the author:

AMNH: American Museum of Natural History, Dept. of Vertebrate Paleontology, New York, N.Y.

FAM: FRICK collection in the AMNH.

UCMP: University of California, Museum of Paleontology, Berkeley, California.

UNSM: University of Nebraska, State Museum, Lincoln, Nebraska.

USNM: United States National Museum, Washington, D. C.

For reasons of better understanding it should be mentioned, that in this paper the Miocene/Pliocene boundary in Eurasia is more or less equivalent with the *Hipparion* datum, i. e. the so called *Hipparion* faunas are of Lower Pliocene age. In North America the Miocene/Pliocene boundary is in a similar position. Moreover, in this text the Old World Villafranchian is taken as Lower Pleistocene, i. e. in a similar way as its North American equivalents.

¹) Whether the genus *Moeritherium* ANDREWS, 1901 from the Upper Eocene and Lower Oligocene of the Fayum is in the direct ascendance of *Palaeomastodon* and *Phiomia* seems to be doubtful (TOBIEN 1971: 152).

Since VACEK (1877: 43) the taxonomy of mastodonts recognizes two large groups, representing two different evolutionary complexes: The bunodont (formerly bunolophodont) group and the zygodont (formerly zygolophodont) group. Both are characterized mainly by different molars, milk molars and partially also premolars (see the descriptions by SCHLESINGER 1917, 1922: 163–167; LEHMANN 1950: 219–220), besides some other structural differences. Within both groups, particularly within the bunodont group several lineages can be discriminated. On the following pages the bunodont trilophodont groups will be dealt with first, followed by the tetralophodont and zygodont groups in a forthcoming paper.

2. The bunodont trilophodont Groups

Among mastodonts with bunodont dentitions six evolutionary lineages or groups can be ascertained (fig. 1,2):

- 2.1. *Gomphotherium* group
- 2.2. *Choerolophoden* — *Synconolophus* group
- 2.3. *Stegomastodon* — *Haplomastodon* group
- 2.4. *Platybelodon* — *Amebelodon* group
- 2.5. *Tetralophodon* — *Anancus* group
- 2.6. *Stegotrabelodon* group

FALCONER (1857: 313) introduced into the mastodont systematics the concept of trilophodont and tetralophodont taxa, i.e. dentitions with three or four transverse lophs and lophids in D 4, M 1 and M 2 (= “intermediate molars”). In this context the first four groups are trilophodonts, the last two tetralophodonts. Trilophodonty stands for a primitive, tetralophodonty for an advanced structure. *Phiomia*, *Palaeomastodon* are trilophodont taxa, just as the Miocene bunodont mastodonts of the Old World and basically all bunodont forms of North and South America. In the Old World, tetralophodont (and pentalophodont) bunodonts did not make their appearance before the late Miocene or early Pliocene.

The zygodont mastodonts never reached the tetralophodont level; up to the latest post-Pleistocene populations in North America they preserved trilophodont intermediate molars.

2.1. The *Gomphotherium* Group

2.1.1. Europe

In Europe bunodont trilophodont mastodonts appear for the first time during the Burdigalian. The upper incisors are large, downturned, with a broad enamel band on the outer and lower surface. The smaller lower incisors are implanted in a long bony symphysis; they are of peg-like form and have an oval “pyriform” transverse section (fig. 3: 1–4; pl. 25, fig. 21, 22 b).

La Romieu (Aquitaine basin, S-France, ROMAN & VIRET 1934: 55), Artenay (Loiret, France) and Lisbon IV b (Portugal, GINSBURG & TELLES ANTUNES 1966), Echzell (N-Hessen, West-Germany, TOBIEN 1955) have yielded more numerous materials from the late Burdigalian. No complete skulls, however, are known from the early European localities.

Gomphotherium angustidens (CUVIER) is very probably the suitable taxonomic designation for these populations.

SIMPSON (1945: 248, footnote 1) proposed the generic name *Gomphotherium* BURMEISTER (1837: 795) for *Mastodon angustidens* CUVIER, which is in all probability the earliest name for this taxon, and has priority over *Trilophodon* FALCONER (1857: 313). The name *Gomphotherium*, however, remained practically unused up to 1945, i. e. over more than 100 years. After article 23 b of the "International Code of Zoological Nomenclature" (1961: 23) such a name is to be considered a forgotten name (nomen oblitum). But since 1945 *Gomphotherium* was taken into use, especially by American students. By this practice the revived name might be validated.

As BURMEISTER's publication of 1837 is often not easily accessible, his mastodont diagnoses may be quoted as follows:

"Mastodon. Wie Elephas, aber die Backenzähne mit 2 Reihen kegelförmiger Höcker. — Von mehreren untergegangenen Arten findet man Knochen in Nordamerika, besonders am Ohio, daher Ohiothier. Stoßzähne in beiden Kiefern besaß die gleichfalls untergegangene Gatt. Gomphotherium."

Obviously it turns out that BURMEISTER clearly discriminated the bunodont tetrabelodont *Gomphotherium* from the zygodont dibelodont "Ohiothier" [= *Mammut americanum* (KERR)].

The generic name *Mastodon* CUVIER (1817: 233) refers to the zygodont mastodont of the North American Quaternary: "*Elephas*" *americanum* KERR, 1792. But *Mastodon* CUVIER 1817 falls into the synonymy of *Mammut* BLUMENBACH 1799 (OSBORN 1942: 1363–1364). Therefore CUVIER's *Mastodon* as a generic name in the formal, taxonomic sense can be used nowhere in the mastodont systematics².

OSBORN (1936: 340) selected a fully worn right lower M_2 (l: 116, w: 60)³ from Simorre, as type specimen of *Gomphotherium angustidens* figured by CUVIER for the first time in 1806: pl. 66 (1) fig. 4 and later in the several editions of his "ossements fossiles" on pl. 1 fig. 4 of the four plates "Divers Mastodontes". The specimen figured by CUVIER is, however, undoubtedly a left lower molar, as judged from the position of the pretrite⁴ trefoils and the formation of its roots. It might be possible that CUVIER's drawing was inversely reproduced.

The crown structure of the lectotype (OSBORN 1936: 344, fig. 299) agrees rather well with the less advanced forms of bunodont (b), trilophodont (3), tetrabelodont (4),

²) Except The International Commission on Zoological Nomenclature expressly validates the name "*Mastodon*", what would be recommendable, also in view of the similar sounding but quite different meaning names *Mammut* BLUMENBACH 1799 and *Mammuthus* BURNETT 1830 (for the Late Pleistocene woolly elephant).

³) l: length; w: width; all measurements in mm; e: dimension estimated.

⁴) Pretrites are the halflophs(-ids) on the lingual side of the upper D, P, M and on the buccal side of the lower D, P, M respectively. They have a more or less distinctive trefoil pattern (= "primary trefoils") and wear always begins on the pretrites. Posttrites are the halflophs(-ids) on the buccal side of the upper D, P, M and on the lingual side of the lower D, P, M respectively. Primarily the posttrites are without trefoil pattern, except at advanced forms (= "secondary trefoils"). Wear affects the posttrites later than the pretrites. The notion of pretrites and posttrites was introduced by VACEK (1877: 6, footnote 1; see also pl. 23 fig. 4–6; pl. 25 fig. 18).

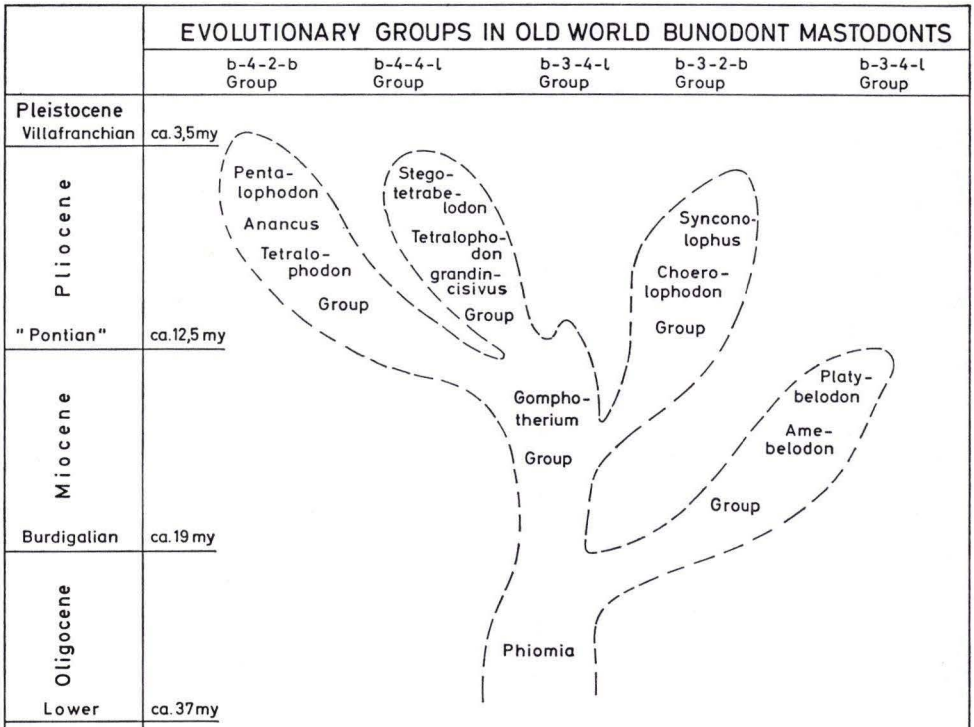


Fig. 1. Possible scheme of the evolutionary groups in bunodont mastodonts of the Old World. b-3-4-1: bunodont-trilophodont-tetralabelodont-longirostrine; b-3-2-b: bunodont-trilophodont-dibelodont-brevirostrine; b-4-4-1: bunodont-tetralophodont-tetralabelodont-longirostrine; b-4-2-b: bunodont-tetralophodont-dibelodont-brevirostrine.

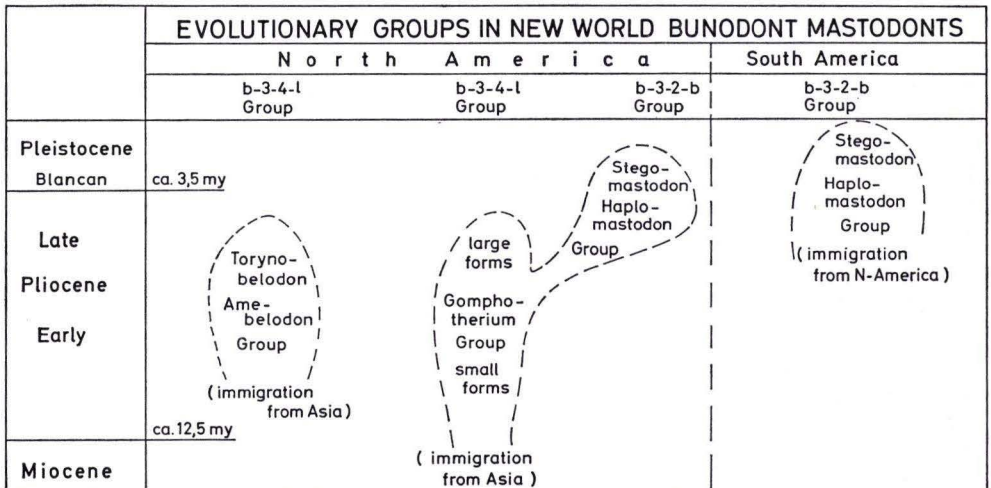


Fig. 2. Possible scheme of the evolutionary groups in bunodont mastodonts of the New World. b-3-4-1: bunodont-trilophodont-tetralabelodont-longirostrine; b-3-2-b: bunodont-trilophodont-dibelodont-brevirostrine.

mastodonts: They have large simple conules (= Sperrhöcker of VACEK 1877: 42; SCHLESINGER 1917, 1922 and later German language authors), and no secondary trefoils on the posttrite half-lophids.

The stratigraphic age of Simorre (Aquitaine basin; Tournan is an other name for the same site: CROUZEL 1957: 116) is "Upper Helvetian", somewhat younger than Sansan ("Middle Helvetian"), and earlier than Saint-Gaudens and Montréjeau ("Lower Tortonian") in the same basin (CROUZEL 1957: 100, 116, 136, 138; GINSBURG 1961: 174–175; GINSBURG 1971: Lyons Congress).

In a palate from Simorre (Paris Museum 1879, no cat. no.) with P⁴–M³ on both sides (M³ unworn, M^{1d} anteriorly, M^{2d} posteriorly damaged, slightly worn, as M^{2s}, P⁴ fully, M¹ deeply worn) the fresh M³ already have a slightly more complicated pattern with small secondary trefoils.

In a mandible from Tournan (Gers; Paris Museum 21.1888; see BERGOUNIOUX & CROUZEL 1960: 270) mounted together with a skull, both with upper and lower M² and M³, the lower incisors are of the peg-like type, with oval, pyriform transverse sections. The symphysis is rather elongated, partly by postmortal crushing⁵. The more complete materials from Simorre/Tournan (see also the catalogue of BERGOUNIOUX & CROUZEL 1960: 257–266, 269–274) belong to *Gomphotherium angustidens*, particularly because of the peg-shaped lower incisors, and can be referred to OSBORN's lectotype of CUVIER's "*Mastodon*" *angustidens*.

As SCHLESINGER (1917: 54), LEHMANN (1950: 203–204) and many others pointed out, the stratigraphic and geographic distribution of *Gomphotherium angustidens* in Europe is of wide range: from the Upper Burdigalian to the Tortonian/Sarmatian, locally (Eppelsheim) to the Pontian, and from many parts of Southern, Western, Central and Eastern Europe remains of trilophodont, tetrabelodont longirostrine, (b–3–4–1–)mastodonts with peg-like lower incisors, referable to *G. angustidens*, have been described for many years. Certainly the species has a polymorphic character (GINSBURG & TELLES ANTUNES 1966: 147). The structural, dimensional and sexual variation of the dental elements, incisors and grinders, is extraordinary in a given population, and overlays and obscures real taxonomic differences in the species or subspecies level. It is not in the scope of this paper to analyse in detail the various *angustidens* populations of different stratigraphic and geographic range. Only some remarks concerning several taxa which are claimed to be non-identical with *G. angustidens*, should be made:

1. GINSBURG & TELLES ANTUNES (1966: 147) expressed the view that *Trilophodon olisiponensis* ZBYSZEWSKI, 1949, *Trilophodon depereti* (OSBORN, 1936), *Serridentinus lusitanicus* BERGOUNIOUX, ZBYSZEWSKI & CROUZEL, 1953, *Serridanancus estremadurensis* (BERG. ZBY. & CR., 1953), and *Zygolophodon pyrenaicus* (MAYET, 1908),

⁵) Although the lower left and right M² and M³ are deeper worn than the upper ones it seems to be not unlikely, that skull and mandible belong to the same individual. The same situation is to see on the associate skull and mandible of *Gomphotherium angustidens* from the Upper Miocene of Chios (Egean Sea), the mandible of which is figured pl. 23 fig. 1. See also SCHLESINGER's description and figures (1917: pl. 4 fig. 2, pl. 5 fig. 1) of an associate palate and mandible of *G. angustidens* from the Upper Miocene of Dornbach (Vienna basin).

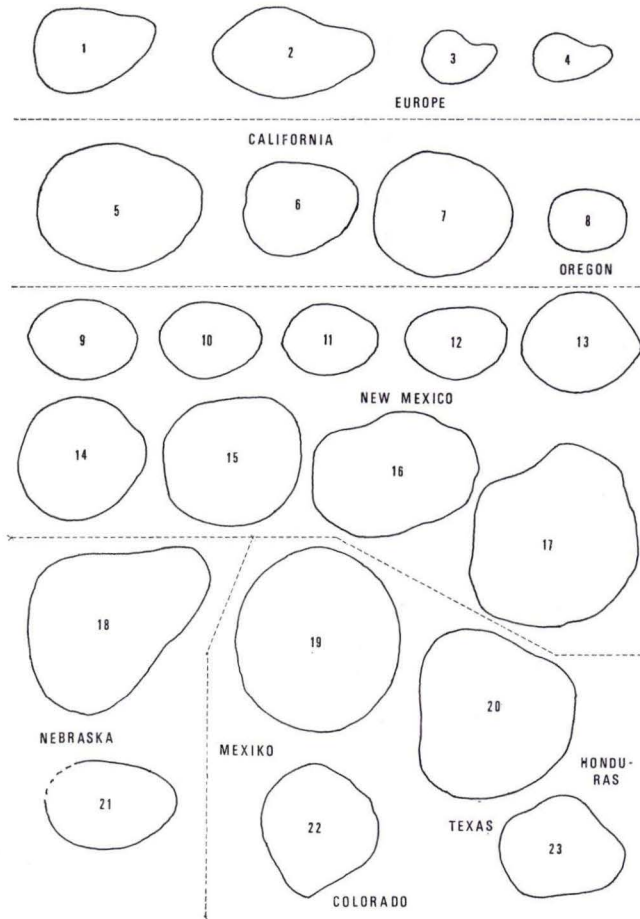


Fig. 3. Transverse sections of right lower incisors (peg-type) of *Gomphotherium* taxa in Europe and North America: 1) *G. angustidens*, Burdigalian, Artenay, France; 2) *G. angustidens* (Ez. 187, sin., revert.) late Burdigalian, Echzell, Hessen, West-Germany; 3) *G. angustidens*, Late Burdigalian, La Romieu, France; 4) *G. angustidens* (B8, iuv., sin. reverted), late Miocene, Chios, Egean Sea, Greece; 5) *G. "simpsoni"* (UCMP 55978, sin., reverted), early Pliocene, Black Hawk Ranch Quarry, California; 6) *G. "simpsoni"* (UCMP 35882), early Pliocene, Las Trampas, California; 7) *G. "simpsoni"* (UCMP 35880), early Pliocene, Las Trampas, California; 8) *G. "cingulatum"* (sin., rev.), late Miocene, early Pliocene, Baker Cy., Oregon; 9) *G. productum* (type, USNM 2346), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 10) "*Serridentinus*" *productus* (FAM 21279), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 11) "*Serr.*" *productus* (FAM 21111), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 12) "*Ocalientinus ojalicensis*" (FAM 21277), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 13) "*Ocal. ojocal.*" (FAM 21294), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 14) "*Ocal. ojocal.*" (FAM 21294A), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 15) "*Trobelodon taoensis*" (FAM 21130), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 16) "*Trobel. tao.*" (FAM 21127), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 17) "*Tatabelodon riograndensis*" (FAM 21140), late early to medial Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico; 18) "*Tatabelodon gregorii*" (FAM 25740), early Pliocene, Nebraska; 19) "*Rhynchotherium tlascalae*" (Musée d'Hist. Nat. Genève, cat. no. 850/1),

described from the Portuguese and French Miocene, are nothing else than morphological variations of the very polymorphic species *G. angustidens*. I agree with this statement. This also holds true for the varieties "*Trilophodon*" *angustidens* var. *minor* and var. *imperfecta* BERG., ZBY. & CR. (1953: 54, 64), the specimens of which are only small variants⁶, (and therefore structurally simpler, at least partially) in the contemporaneous *angustidens* populations.

2. In 1923 OSBORN erected the new genus *Serridentinus* for several b-3-4-1-[b (= bunodont) - 3 (= trilophodont) - 4 (= tetrabelodont) - 1 (= longirostrine)] mastodonts of the North American Neogene, and also incorporated SCHLESINGER's (1917: 37) "*Mastodon angustidens* forma *subtapiroidea*" from Eibiswald (Austria) as "*Serridentinus subtapiroideus*" (OSBORN 1936: 394). FRICK (1933: 503) subsequently described a small mandible from the Gers (Aquitaine basin) as "*Serridentinus filholi*" n.sp. Later BERGOUNIOUX & CROUZEL (1957: 48) transferred the specimen (probably found at Sansan) to their var. *minor* of *Trilophodon angustidens*. The broken lower incisors, however, have the flattened transverse section of the shovel type, and therefore the mandible should rather belong to the *Platybelodon* group (see below p. 255 and TOBIEN 1972: 175).

3. BERG., ZBY. & CR. (1953: 76, 1958: 332, 1960: 237) took *Serridentinus* into use for specimens from the Miocene of Portugal, Spain and the Aquitaine basin under the definition: "*S. lusitanicus*" n.sp. with the varieties type, *minor*, *imperfecta* and *gracilis*. As has already been mentioned (p. 207), these forms can be best incorporated, at the present state of knowledge, into *Gomphotherium angustidens*⁷.

⁶) The reduced character of the postrites in the three lower M3 of the var. *imperfecta* (BERG., ZBY. & CR. 1953: pl. 28 figs. 234, 236, 240, 241, pl. 55 figs. 483, 486) is mainly developed on the third and fourth lophids. These are originally products of the posterior cingulum, and do not always fully duplicate the structure of the first and second lophids which contain the prime elements of the lower molar crown (i.e. Proto-, Meta-, Hypo- and Entoconid).

⁷) The incisor figured by BERG. & CR. (1958: 279, fig. 16) from the Middle Vindobonian of „Madrid, Rio Manzanares“ and determined as „*Serr. lusitanicus*“ is a lower left and not an upper left specimen; the transverse section and the shape of the fragment are known from the typical *G. angustidens*. Furthermore I have serious doubts on the preservation of enamel at the tip of the specimen as mentioned by the authors. Enamel is only preserved in very juvenile stages of lower incisors. Probably this is a remnant of the normal cement covering in adult lower tusks.

?late Pliocene, Mexico; 20) "*Aybelodon hondurensis*" (FAM 27075), late Pliocene, Honduras; 21) "*Trilophodon osborni*" (FAM 25711), early Pliocene, Nebraska; 22) "*Trilophodon*" fricki (CM 11379), late Miocene, Colorado; 23) *Gomphotherium cimarronis*, early Pliocene, Texas.

1) after GINSBURG & TELLES ANTUNES 1966: fig. 1; 2, 4, 19, 22): own measurements; 3) after ROMAN & VIRET 1934: fig. 24; 5, 6, 7) after WALSH 1959 and own measurements; 8) after DOWNS 1952: fig. 1 and own meas.; 9) after OSBORN 1936: fig. 367 and own meas., 10, 12, 21) after FRICK 1933: fig. 17 and own meas.; 11, 14, 15, 16, 17, 18, 20) after FRICK 1933: fig. 13 and own meas.; 13) after FRICK 1933: fig. 18 and own meas.; 22) after PETERSON 1928 and own meas.; 23) after HAY 1925: fig. 9 and own meas. above: dorsal side, left: medial side of the incisors. x 0.33.

The same is valid for a fragmentary skeleton from the Upper Miocene lignites of the Upper Palatinate (Eastern Bavaria, West-Germany), which was determined by RINNERT (1956: 43) as *Serridentinus subtapiroideus*.

4. As far as the validity of the genus *Serridentinus* is concerned, most of the species from North America and Asia, ascribed to this genus by OSBORN (1936) and later authors are members of the genus *Gomphotherium* or other genera, or incertae sedis (because of insufficient documentation, as e.g. single isolated teeth); therefore, the genus *Serridentinus* is invalid (TOBIEN 1972). The European specimens ascribed to *Serridentinus* can be attributed to *Gomphotherium angustidens* and *Platybelodon* respectively (TOBIEN 1972: 175, 176, tab. 4).

5. Mention should be made of SCHLESINGER's "forma *subtapiroidea*", (= *Serridentinus subtapiroideus* OSBORN, 1936: 394), upheld by LEHMANN (1950: 159) as "*Mastodon angustidens tapiroides*". Typical is the weak development of the conules, which produce a rather zygodont character of the molars. SCHLESINGER (1917: 37) assigned to this taxon, in which he included LARTET's "*Mastodon pyrenaicus*", a certain evolutionary separation from the typical *angustidens* and early zygodonts (as *Zygodon*), as it is structurally intermediate. LEHMANN (1950: 159, 194) stressed the high variability of the molars and the transitions to his other two subspecies "*Mastodon angustidens angustidens*" and "*Mastodon angustidens tapiroides*" (= *Zygodon turicensis*).

As can be demonstrated (TOBIEN 1971: fig. 10; 1972: fig. 8, p. 172) by scatter diagrams of length/width of upper and lower bunodont and zygodont molars, the latter are on the average relatively broader than the former, but the molars of the "forma *subtapiroidea*" determined as such by SCHLESINGER (1917) and LEHMANN (1950) are distributed within the variation field of "*Mastodon angustidens typica*" of SCHLESINGER and "*Mastodon angustidens angustidens*" of LEHMANN respectively. Therefore the "*subtapiroidea*" grinders rather belong to the *angustidens* "Formenkreis" than to the zygodont mastodonts or an intermediate form.

Another non-zygodont character of the "subtapiroid form" is the absence of the crests on the slopes of the main conulets of all molar posttrites, particularly $M^3/3$: the so called "posttrite zygodont crests" (= "Zygodonten-Crista" SCHLESINGER 1917: 174, 1922: 167, "geschnittene Cristen" LEHMANN 1950: 159), which are typical for the zygodonts (LEHMANN 1950: 150).

Both characters underline the conclusion that the "subtapiroid" specimens belong to *Gomphotherium angustidens*, either as individual variants or as local populations (e.g. at Wies near Eibiswald, Austria). Furthermore initial stages of wear on the anterior and posterior slopes of the "subtapiroid" molars blur and remove their weakly developed conules, and rather sharp transverse lophs(-ids) are brought about, which are similar to those of the zygodonts.

It is not in the scope of this study to give a detailed review of the geographic distribution of the polymorphic species *Gomphotherium angustidens* in Europe. I refer to SCHLESINGER (1917: 44–59, 1922: 235) to the additions by OSBORN (1936), LEHMANN (1950: 189–205) and to those in the various papers of BERGOUNIOUX, CROUZEL and ZBYSZEWSKI (1953, 1958, 1960), and of GINSBURG & TELLES ANTUNES (1966).

6. Among the findings of bunodont, trilophodont, long-jawed mastodonts in Europe mention should be made of the rather complete mandible from the Upper Helvetian of Villefranche d'Astarac (Aquitaine basin; CROUZEL 1957: 116) which was named by OSBORN 1929: *Trilophodon angustidens gaillardi*, and which is distinguished by an extremely elongated, "hyperlongirostrine" but tuskless symphysis (for details see OSBORN 1936: 257, 259, figs. 198, 218 B, BERGOUNIOUX & CROUZEL 1960: 272). These authors classified the specimen as *Trilophodon angustidens*, although the lower incisors are absent, therefore the subspecies or variety *gaillardi* has been set up. Furthermore tuskless, extremely long-jawed trilophodont, bunodont mandibles are known from the late Miocene of Chios (Egean Sea; MELENTIS & TOBIEN 1968: 650; unpublished specimen, pl. 23 fig. 1), from the Siwaliks of Pakistan (*Trilophodon chinjiensis*: OSBORN 1936: 272) and from several places in North America. They offer certain morphologic and taxonomic problems, which will be discussed below p. 232.

In Europe the *Gomphotherium angustidens* population at the timeboundary Miocene/Pliocene made a transition to bunodont tetralophodont forms with a tendency toward the reduction of the lower incisors (see chapter 3, p. 264).

2.1.2. Asia

In the same manner as in Europe mastodonts appear as immigrants in the early Miocene of Asia. They are also members of the *Gomphotherium angustidens* group. The specimens from the Lower Miocene (Burdigalian) Bugti-series (Beluchistan) belong to these early populations. OSBORN (1936: 275) named the Indian materials *Trilophodon cooperi*, but FORSTER COOPER (1922) originally and more correctly referred them to the European "*Mastodon*" *angustidens*⁸. Unfortunately, more complete mandibles with symphyses and lower incisors of these earliest *angustidens*-like forms are not known. Therefore nothing can be said about the shape and transverse section (peg- or shovel-like) of the incisors.

To the *angustidens* form probably belong, at least partially, the materials described by LYDEKKER (1884) as *Mastodon angustidens* var. *palaeindicus* from the Siwaliks. The type specimen, a right lower M3 (LYDEKKER 1884: pl. 4 fig. 3), after PILGRIM "from near Kamliial, Salt Range, Northern Punjab, Kamliial horizon, Middle Miocene" (OSBORN 1936: 266, 268), is advanced by the presence of secondary trefoils, in contrast to the Bugti grinders in which these accessories are not yet developed (CHAKRAVARTI 1957: 86; FORSTER COOPER 1922: fig. 1, 2; OSBORN 1936: fig. 222, 223).

From the lower Chinji of the Siwaliks, bunodont trilophodonts of *Gomphotherium* habitus are mentioned (OSBORN 1936: 448) as follows:

a) *Serridentinus browni* OSBORN, 1926 (OSBORN 1936: 452): A small *Gomphotherium*, of *angustidens* size and structure, mandible slightly deflected, with well developed

⁸) *Hemimastodon crepusculi* PILGRIM (1912: 17), genus and species typified by an M³s from the same series, with three lophs, a small talon button and without conules, has been much discussed (see OSBORN 1936: 271, 457, fig. 216, CHAKRAVARTI 1957: 85). I agree with SCHLESINGER's (1917: 150) and FORSTER COOPER's (1922: 613) assumption of an abnormal tooth. The reduced, oversimplified, and conule-less crown eventually points to a supernumerary fourth molar.

symphysis and peg incisors; upper tusks downturned with broad outer enamel band (see also TOBIEN 1972: 174).

b) *Serridentinus prochinjiensis* OSBORN, 1929 (1936: 457): A posterior half of a right M_2 of gomphotheriid character; too fragmentary for generic determination (TOBIEN 1972: 175).

c) *Serridentinus metachinjiensis* OSBORN, 1929 (1936: 456): Right M_2 and M_3 in a mandible fragment, large specimen (M_3 : 214), therefore subhypsodont; gomphotheriid, but no closer identification possible (TOBIEN 1972: 174).

d) *Rhynchotherium chinjiense* OSBORN, 1929 (1936: 502, fig. 476): A left mandible fragment with deeply worn M_3 and damaged remnant of M_2 . The alveolar part of the left lower incisor, described by OSBORN 1936 (p. 502, fig. 476a)⁹, warped downward and thereby leading to OSBORN's supposed identification as *Rhynchotherium*, is actually the sedimentary filling of the alveolar canal (after autopsy in spring 1965; see pl. 23 fig. 2). The specimen belongs to a bunodont, probably trilophodont mastodont with a downbent symphysis, which indicates *Gomphotherium*. No closer identification possible (see also CHAKRAVARTI's doubts in OSBORN 1942: 1562 and in 1957: 86).

e) *Trilophodon chinjiensis* OSBORN, 1936 (p. 272): A larger *Gomphotherium* mandible with extremely elongated symphysis, like *Gomphotherium angustidens* var. *gaillardi* from the Upper Helvetian of the Aquitaine basin (p. 232, 234).

From the Upper Chinji PILGRIM (1913: 309) described "an absolutely perfect mandible", which he named, however, without figuring it, *Tetrabelodon macrognathus*. The intermediate molars are trilophodont, the symphysis is elongated, and the lower M_3 has a length of 236 mm (OSBORN 1936: 274). Nothing is said about the presence or absence of lower tusks. After all "*Tetrabelodon*" *macrognathus* seems to be a large *Gomphotherium* species, definitely larger than "*Trilophodon*" *chinjiensis* (M_3 : 178), but by the rather elongated symphysis is probably related to this species.

From the Dhok Pathan are mentioned by OSBORN (1936: 448, 451): "*Serridentinus*" *hasnotensis* cotypes and ref.: The cotypes (figs. 415 G, J, AMNH 19738, 19948) are two molar fragments with three lophs, the referred specimens two isolated loph fragments and two weathered, fractured M_2 . After personal examination (spring 1965) the cotype molar fragments are bunodont and structurally advanced (with secondary trefoils), and are virtually indeterminable on the generic level, and so are the referred specimens (see also TOBIEN 1972: 174).

The same holds true with the referred specimens of "*Serridentinus*" *browni* and "*Serr.*" *metachinjiensis*. They are too fragmentary for closer identification, and should be classified as *incertae sedis*. [To the just discussed Siwalik taxa see also the critical remarks of CHAKRAVARTI (1957).]

Outside of Beluchistan and the Siwaliks, members of the *Gomphotherium angustidens*-*"Formenkreis"* are known from the Turgai region (Kasachstan USSR). The early Miocene Jilançik beds of this area yielded a palate and a rather complete mandible,

⁹) In the original description of 1929 (pp. 6 and 7) it is mentioned as "the alveolus of a single flattened incisor".

described by BORISIAK & BELIAEVA (1928: 247)¹⁰ as *Trilophodon inopinatus*. The lower incisors have the peg type, with pyriform transverse section, and the trilophodont second molars are primitive without secondary trefoils. The size (M^3 : 126, M_3 : 139) corresponds to smaller *angustidens* specimens of Western Europe: Artenay: M^3 : 152/147, M_3 : 175/179 (TELLES ANTUNES & GINSBURG 1966: 147), Lisbon IVb – Burdigalian: M^3 : 115–170, M_3 : 138–195 (BERG., ZBY. & CR. 1953: 31–68); Echzell, Hessen (BRD): M^3 : 146–172 (n: 5); M_3 : 156–194 (n: 11) (TOBIEN 1955, and unpublished data).

From the Lower or Middle Miocene Loh formation (Gobi desert, Outer Mongolia) comes "*Serridentinus*" *mongoliensis* OSBORN, 1924 (1936: 396, fig. 354): A fragmentary, compiled right tooth row (after autopsy of the specimen in the AMNH (spring 1965), the M_2 has to be turned by 180° and is actually the left M_3 , corresponding to the right M_3 in OSBORN's fig. 354) with uncomplicated archaistic structure (M_3 with only 3¹/₂ lophids). Together with the size (M_3 : 138) the specimen would fit into the *angustidens* group of local populations (TOBIEN 1972: 173).

Trilophodon connexus HOPWOOD, 1935 (see OSBORN 1936: 702) from the Miocene of Kansu (after CHOW & CHANG 1961: 255, the locality is Chinhai, Middle Miocene) is another member of the earlier *angustidens* populations. HOPWOOD (1935: 18, 102) rightly compares the molars (no symphysis and lower tusks are known) with *Tril. cooperi* from the Bugti beds of Beluchistan and with the European *Gomph. angustidens* which both also agree in size (M^3 : 123, M_3 : 145).

Trilophodon wimani HOPWOOD, 1935 (see OSBORN 1936: 732) from the Miocene of the Kansu province (China) has a *Gomphotherium* molar structure and *angustidens* size (M^3 : 151, M_3 : 185), nevertheless HOPWOOD (1935: 19) mentions "incipient post-trite buttresses" (= secondary trefoils) and cement fairly plentiful: Thus probably an early member of the *Choerolophodon-Synconolophus* group (see below p. 249).

YOUNG & LIU (1948: 282) described an anteriorly damaged lower M_3 from the early Pliocene of the Yüshe basin, province of Shansi, as *Trilophodon hopwoodi* sp. nov. The fragment has blunt, simple conules, chevron position of the ridges and no secondary trefoils, but a cement cover is reported. This and the size (175 × 65) make the molar comparable to the large *Gomphotherium* specimens as known from Nebraska. There are, however, other possibilities for a taxonomic allocation (e.g. *Choerolophodon*, *Tetralophodon*, *Platybelodon*). Considering the variation of mastodont molars and the structural convergencies, the systematic position of the specimen would be best characterized as bunodont mastodont, incertae sedis.

The same holds true for *Trilophodon elegans* YOUNG & LIU (1948: 284) from Kansu, based on a posteriorly damaged lower molar with advanced structure (secondary trefoils, thick cement), that offers several possibilities for a taxonomic interpretation (*Choerolophodon*, *Tetralophodon*); as well as for *Gomphotherium quinanensis* CHOW & CHANG, 1961 (p. 254), *Trilophodon yangziensis* CHOW, 1959 (p. 256), *Trilophodon guangxiensis* CHOW, 1959 (p. 257), the last two resembling certain M^3 of the European *Anancus arvernensis*. The three molar fragments described by ZHAI (1961: 268) from

¹⁰ *Mastodon atavus* described from the same place by the authors is a primitive zygodont.

Eastern Kansu may be referred to HOPWOOD's *Trilophodon connexus* on account of the primitive structure and the Miocene age of the site.

Up to the present the Near East (Turkey, Iran, Iraq, Syria) has not produced mastodonts which can be referred to *G. angustidens*. The reason for this is mainly the insufficient knowledge of Burdigalian and Vindobonian mammalian faunas in these regions, except a Burdigalian site in Israel, from which SAVAGE & TCHERNOV (1968: 100) report "*Mastodon angustidens*, *Deinotherium bavaricum*, rhinocerotid, anthracotherid, tragulid, hyaenodontid".

From Japan small molars of *angustidens* character (M^3 : 112) have been published as *Trilophodon annectens* (MATSUMOTO, 1926; see OSBORN 1936: 457). The specimens belong to the Himaraki local fauna in the Mino province, which has been compared with the European Burdigalian (TAKAI 1954: 331).

In summary in the Asiatic Miocene and early Pliocene (India, Pakistan, Kasachstan, Outer Mongolia, China, Japan, ?Israel) b-3-4-1- mastodonts are known which are without cement deposits on the grinders, and which are nearly related if not identical with the European *Gomphotherium angustidens*. They represent local populations, which seem to show certain peculiarities, as soon as more materials are known. As in Europe the molars from the earlier Miocene localities (e.g. Bugti beds) are rather simple, the posttritrites without secondary trefoils, and the conules in the transverse valleys undifferentiated. The later Miocene forms are provided at least partially with secondary trefoils, the differentiation ("serration") of the conules is more obvious, and the dimensions tend to become larger. The symphysis is elongated, lower tusks, if present, are peg-shaped with pyriform or ovoid transverse sections.

There are indications that in Asia as in Europe the transition to tetralophodont mastodonts took place at the end of the Miocene and the beginning of the Pliocene.

2.1.3. Africa

To the earliest Neogene, i.e. post-Fayum records of *Gomphotherium angustidens* in Africa belongs "*Mastodon angustidens* CUVIER var. *lybica*" FOURTAU, 1918 (FOURTAU 1920: 85) from the Burdigalian of Moghara (Egypt), with a length of M^3 : 143; and M_3 : 175. With these dimensions the animal falls into the variation of the European Burdigalian *G. angustidens*. After the enlarged knowledge of European materials of this age, it does not seem necessary to keep up further the subspecies *lybica* (FOURTAU 1920: 88), founded on size differences with specimens from the Helvetian Orléanais (France).

Size and transverse section of a lower incisor (largest diameter: 33, "incisive légèrement comprimé sur les côtés") seems to indicate the peg-type. Comparing the molars with DEPERET's *Mast. angustidens* mut. *pygmaeus* from the Miocene of Isserville (Algeria) FOURTAU (1920: 88) states that cement is absent in the Moghara grinders, in contrast to the Algerian specimen.

From the same place FOURTAU (1920: 89) described the new species *Mastodon spenceri*, the type and only specimen of which is a right ramus fragment with a trilophodont M_2 (119) and a massive, deflected symphysis, but without lower incisors.

Symphyses with a certain degree of deflection are known from several b.3.4-mastodont specimens of the *angustidens* group in Europe and North America (see OSBORN 1936: fig. 188, and others). A more developed posterior cingulum on the M_2 , FOURTAU's other argument for his new species, occurs in a similar manner in European Burdigalian specimens (BERG., ZBY. & CR. 1953: pl. 25 fig. 209, 215; TELLES ANTUNES & GINSBURG 1966: pl. 2 fig. 1a). It therefore seems reasonable, to bring the specimen into the *angustidens* group, although nothing is known about presence or absence of lower incisors, their shape (peg- or shovel-like) and size.

On account of the symphyseal deflection, OSBORN (1936: 485) ascribed "*Mastodon*" *spenceri* to his genus *Rhynchotherium*. One of its main characteristics is an enamel band on the outer side of the lower incisors, besides the strong downturning of the mandibular symphysis. As no incisors are known from the Moghara specimen, and the symphyseal deflection is in the range of variation of *angustidens* mandibles, there is obviously no reason, to uphold OSBORN's attribution.

R. J. G. SAVAGE (1971: 221) reports *Mastodon angustidens* and *Mastodon pygmaeus* from the Burdigalian Jebel Zelten local fauna of Lybia. The type of *Mastodon pygmaeus* DEPERET, 1897 from the early or medial Miocene of Isserville, Algeria is a small M_3 with a very thick cement cover, which indicates relationship to *Choerolophodon* (see chapter 2.3, p. 249). In fact, at least some of the Jebel Zelten molars, which Dr. R. J. G. SAVAGE very kindly showed me in his Bristol collection, are likewise provided with a cement cover, and thus may be referred to the *Choerolophodon* lineage too.

From north of Zelten (Lybia) HORMANN (1963: 88) described a juvenile mandibular fragment with P_4 and M_1 . The M_1 is trilophodont and of small size (62×32) comparable to the small specimens from the Burdigalian of Djebel Zelten, reported by ARAMBOURG (1961: 108) and in the Bristol collection. As no mention is made of cement, the specimen thus may possibly belong to *Gomphotherium* and not to *Choerolophodon*.

From the Lower Miocene of East Africa, [Kiboko (= Maboko) Island, Rusinga Island, Kenya] MACINNES (1942: 51) described "*Trilophodon angustidens kisumuensis* subsp. nov.", a b-3-4-1-mastodont with flattened lower incisors. This being a characteristic of the genus *Platybelodon*, the taxon which has also been reported from the Lower Miocene of Congo (HOOIJER 1963: 30), will be discussed in chapter 2.4 (p. 261).

Moreover, *Trilophodon angustidens* var. *kisumuensis* is listed in BISHOP (1967: 43) from Napak and Songhor, Kenya, both sites of early Miocene (latest Burdigalian to early Vindobonian) age (Potassium-Argon dates from 17.8 to 19.9×10^6 years: PILBEAM 1969: 17). *Trilophodon* sp. is mentioned from Karungu, Oambo, Losodok, "Mastodontidae" from Fort Ternan (BISHOP 1967: 49-52).

CHOUBERT & ENNOUCHI (1946: 207-08) describe *Mastodon* cf. *angustidens* associated with *Hipparion* sp. from the "Tortonian" of Camp Berteaux (Morocco); unfortunately the documents are limb bones and an upper tusk, which are not very characteristic.

In summary, up to the present no unquestionable *angustidens*-like mastodonts are known from Africa, except FOURTAU's Moghara specimens.

2.1.4. America

The earliest bunodont mastodonts in North America are of late Miocene/early Pliocene age. Therefore their appearance in the New World is considerably later than in Eurasia. They are immigrants, apparently via the Bering Straits landbridge, and are closely related to the European *Gomphotherium angustidens*. The Miocene of Eastern Asia has in fact yielded gomphotheres, nearly related, if not identical with *G. angustidens* (*G. connexus*, p. 213).

This *angustidens*-like form can still be found in the late Clarendonian (Lower Pliocene of the American scale: EVERNDEN, CURTIS, SAVAGE & JAMES 1964: 147). Representative is the mastodont population of the Black Hawk Ranch Quarry near Mt. Diablo, east of San Francisco. The rich local fauna (carnivores, artiodactyls, equids, other perissodactyls, rodents, WEBB & WOODBURNE 1964) permits precise biostratigraphic dating: later Clarendonian (SAVAGE 1955a: 19 = Montediablan substage).

The mastodonts were studied by WALSH (1959) and determined as *Gomphotherium simpsoni* STIRTON. Thereby, and on the basis of personal examination of the materials preserved in the Museum of Paleontology Univ. of California, Berkeley, (UCMP), a dimensionally rather small population results [M^3 : 122–138 ($n = 15$), M_3 : 135–187 ($n = 11$)]. Upper and lower molars, mainly M_2 and M_3 are structurally simple, posttrite trefoils are missing or weakly developed (figs. 6, 7, 9; pl. 23 fig. 4, 5). The incisors in a well developed symphysis have the pyriform transverse section, with "dorsal elevation", similar to the European Miocene *G. angustidens* (fig. 3). The upper incisors are downturned and are provided with an outer enamel band. The only skull (in the Museum of the California Academy of Science, San Francisco) is somewhat crushed dorsally, but generally *angustidens*-like (WALSH 1959: fig. 1, 16).

Furthermore, to this rather small *Gomphotherium*, which is relatively simple in the molar structure, and provided with peg incisors, the following materials from California may belong (figs. 3; 6, 7, 10):

1. Westley locality; Stanislaus Cy, Cal., about 65 km SE of Black Hawk Ranch Quarry: Three more or less complete skulls, fragments of maxillaries, isolated, mostly upper teeth in the UCMP, partially described by WALSH 1959 (M^3 : 122, 124, 128).

2. Las Trampas Creek (San Francisco Bay region): two mandibles, the adult one with M_2 and M_3 (1: 173), massive symphysis, broken incisors of rounded to ovoid section, which is the type of *Trilophodon simpsoni* STIRTON, 1939 (p. 355 fig. 27).

Just as the Black Hawk Ranch quarry site, both of these localities are dated by WALSH (1959: 79) as late Clarendonian. Taking into consideration the considerable variation of mastodont dentitions and symphyses, the size and structure of the specimens from these sites agree with those of the Black Hawk Ranch quarry. WALSH (1959) rightly determined the three samples as *Gomphotherium simpsoni*.

Moreover, small gomphotheres of the above characterised type have been described outside of California as follows (figs. 3, 6, 7, 8):

3. *Gomphotherium cingulatum* DOWNS, 1952; Baker, Baker Cy, Oregon: A mandible with P_4 , M_1 and M_2 , long symphysis and peg-like tusks with oval section. In stressing

the close affinities to *Gomph. cooperi*, *Gomph. angustidens*, *Phiomia osborni*, *Gomph. osborni* and *Gomph. fricki*, and assuming medial or late Miocene age of the specimen (no other mammals have been discovered on the site), DOWNS (1952: 16–17) claimed *Gomph. cingulatum* to be the most primitive and probably one of the earliest mastodonts in North America.

4. *Trilophodon fricki* PETERSON, 1928; Browns Parc fm., Moffat Cy, Colorado: Skull and mandible in the Carnegie Museum, Pittsburgh, Pa.¹¹. The lower incisors are

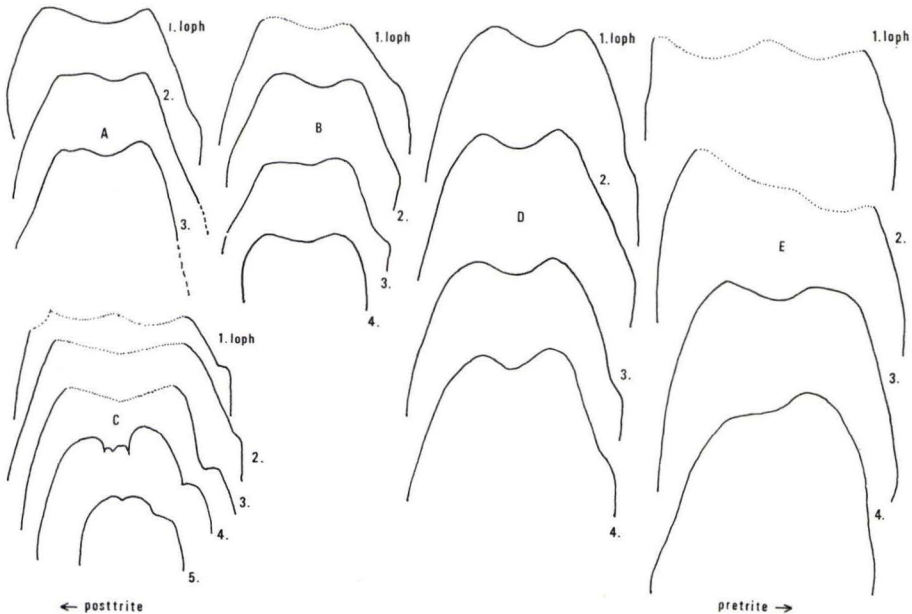


Fig. 4. Transverse loph profiles of right M^3 of trilophodont bunodont mastodonts. The profiles cover the enamel cap of the lophs or at least its larger parts. Unbroken lines: unworn or slightly worn lophs; broken lines: worn lophs; dotted lines: enamel damaged.

A) "*Tetrabelodon serridens cimarronis*" COPE 1893, type (Austin, Lab. Vert. Paleo 40282-12, sin., reverted; see OSBORN 1936: fig. 395), Pliocene, Staked Plains, Texas; B) *Gomphotherium cimarronis*, Pliocene (Austin, Lab. Vert. Paleo; HAY 1925: pl. 3, fig. 5), Noble Farm, Grimes Cy., Texas; C) *Gomphotherium angustidens* (Darmstadt, Hess. Landesmuseum, Ez 166) late Burdigalian, Echzell, Hessen; D) *Gomphotherium productum*, (UNSM 2286, sin., revert.) early Pliocene, Harrisburg loc., Banner Cy., Nebraska; E) *Gnathabelodon buckneri* (Austin, Lab. Vert. Paleo 30896-381), early Pliocene, Buckner Ranch, Bee Cy., Texas. $\times 0.33$.

¹¹) Comparing the skull and mandible in the Carnegie Museum, no. 11379, it should be mentioned, that only the right upper incisor, the palate with both tooth rows, the right half of the braincase with both condyles are preserved. PETERSON's fig. 1, pl. 13 (1928) is a reconstruction. The mandible, especially the symphysis, is distorted and twisted to the right side.

peg-like, and the upper and lower M₂, 3 have no secondary trefoils; only slight tendencies for these are visible. In size (M³: 162, M₃: 177) the specimen, as far as the M₃ is concerned, still is in the range of variation of the Black Hawk Ranch quarry population. It certainly belongs to the larger individuals of the smaller *Gomphotherium*. DOWNS (1952: 17) discusses the somewhat dubious age of the Browns Park fm. as belonging to the medial or late Miocene. Like *Gomph. cingulatum*, *Gomph. fricki* very probably belongs to the earliest representatives of the North American b-3-4-1- mastodonts too.

5. HAY (1925: 5)¹² described as *Gomphotherium cimarronis* (COPE) a collection of small dental elements of a b-3-4-mastodont (M³: 136, M₃: 136) from near Navasota (east of Austin, Texas). The author referred it to COPE's "*Tetrabelodon serridens cimarronis*" (1892: pl. 3 fig. 2, 3), the type of which is an upper M³ from near Clarendon, Texas (40282-12, Dept. of Geology Univ. of Texas, Austin; length: 140, width: 80; pl. 26 fig. 26).

Among HAY's specimens is a fragment of a lower incisor with the pyriform transverse section, comparable to those of the Black Hawk Ranch incisors. COPE's M³ and the referred M³ of HAY are similar in size and structure, also as far as the loph profiles [taken with a lead tape, and with an instant magnetic contour gage ("Formagage") respectively] are concerned (fig. 3, 4A, 5B). However, in contrast to the above mentioned Californian specimens (p. 216) a certain amount of cement is present in the transverse valleys of both specimens, and also in the Navasota M² and M₃ (HAY 1925: 8, 9, 10; and autopsy of the specimens in Austin). In view of the strong probability, that the North American later Pliocene, short jawed dibelodont, trilophodont mastodonts with a thick cement cover on the molars (e.g. *Stegomastodon*) are descendants of the long jawed tetrabelodont *Gomphotherium* stock, these findings, the stratigraphic position of which is probably late Miocene (HAY's specimens belong to the Coldspring fauna, after kind personal communication of Dr. J. A. WILSON, Austin), deserve special attention.

6. Moreover, remnants of a small *Gomphotherium* are known from the Coldspring fauna of other sites in Texas:

A rather complete, but on the roof slightly crushed skull from San Jacinto Cy. (loc. 21219-237 Lab. Vert. Paleo, Austin) with deeply worn right M³, consisting of 3 lophs and a small talon (minimum length: 116), a partial skull with palate, M² and M³, the latter worn on the four lophs from Washington Cy. (loc. 31272-42; M³: 151).

In the Texas A. & M. College, near Bryan, the partially reconstructed¹³ left sides of a skull and mandible of a small *Gomphotherium*, (M³: 138; M₃: 160), mounted on a plaster socket, are preserved. The specimen was discovered by Mr. CH. RILEY near Coldspring, San Jacinto County, Texas in the Fleming formation. Cement seems to be present in the posterior valleys of the upper and lower M₃. The lower incisor is peg-like and with a rounded section, implanted in the elongated symphysis.

¹²) It should be mentioned, that HAY already in 1917: 221 used *Gomphotherium* as a generic name for a mastodont.

¹³) The upper incisor is a right one, because of its clockwise twisting and the position of its anterior wear facet.

The Texas A. & M. skull and mandible, as well as *Gomphotherium cimarronis* HAY, 1925 are members of the Coldspring mammalian fauna, the age of which is late Miocene after WILSON (1962 fig. 2; late Hemingfordian). This and the small size indicate relationship to the early *Gomphotherium* populations outside of Texas. The presence of cement, however, gives the Coldspring specimens as well as COPE's type molar of *Gomph. cimarronis* from the Staked Plains a peculiar character.

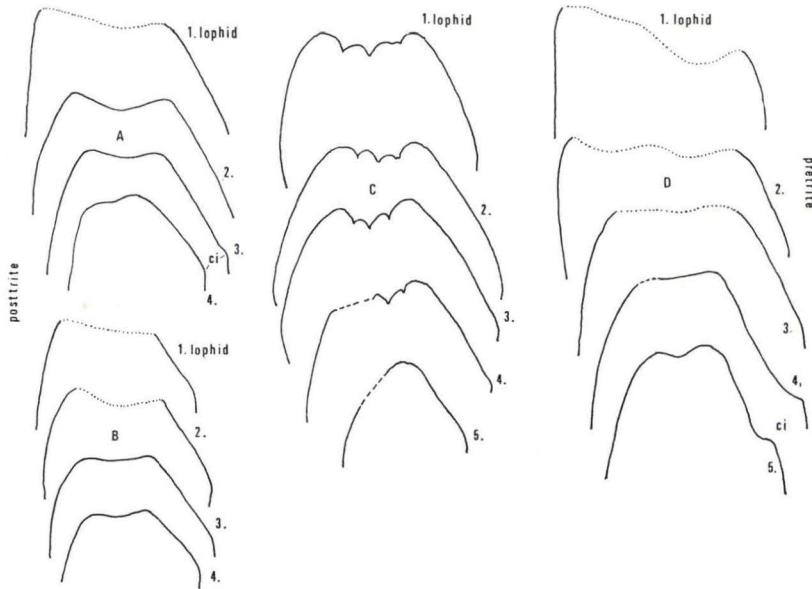


Fig. 5. Transverse lophid profiles of right M_3 of trilophodont bunodont mastodonts. The profiles cover the enamel cap of the lophids or at least its larger parts. Unbroken lines: unworn or slightly worn lophids; broken lines: worn lophids; dotted lines: enamel damaged; ci: cingulum. $\times 0,33$

A) *Gomphotherium simpsoni* (UCMP 126-451), early Pliocene, Black Hawk Ranch Quarry, California; B) *Gomphotherium cimarronis* (Austin, Lab. Vert. Paleo., sin., reverted, HAY 1925: pl. 3 fig. 6), Noble Farm, Grimes Cy., Texas; C) *Gomphotherium angustidens* (Darmstadt, Hess. Landesmuseum Ez 37), late Burdigalian, Echzell, Hessen; D) Trilophodont, cf. *Amebelodon* (UNSM 1413), ?early Pliocene, no data, Nebraska.

7. A rather small gomphothere is furthermore "*Mastodon*" *productus* COPE, 1875 from the Santa Fé group, New Mexico. The M_3 in the type mandible (US National Mus. Washington, D.C., cat.no.: 2346) measures in length 165 and has a thin layer of cement in the valley behind the fourth lophid. SCHLESINGER (1917: 50) already stressed the close relationship of COPE's species with the European *angustidens*. It is, in fact, extremely difficult to distinguish mandibles, upper and lower incisors, and grinders of the smaller North American *Gomphotherium* from those of small specimens of the European *Gomphotherium angustidens*. This also holds true for the smaller specimens from the Santa Fé marls, referred by FRICK (1933: 577) and OSBORN (1936:

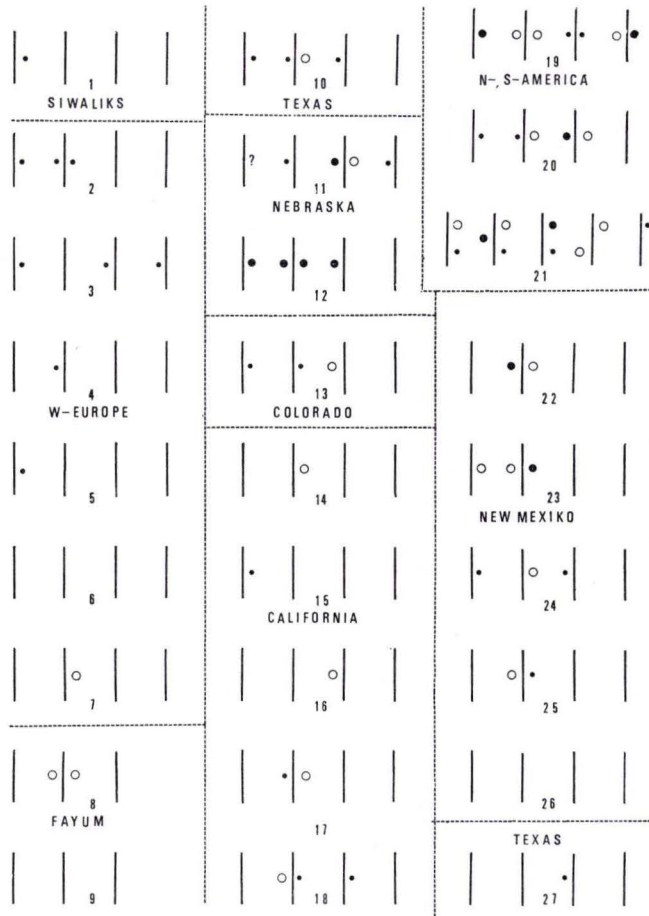


Fig. 6. Diagram of secondary (= posttrite) trefoils on M^3 of some bunodont, trilophodont mastodonts (*Gomphotherium* and *Haplomastodon*/*Stegomastodon* groups). Vertical lines: posttrite half-flophs — first to the left, 3. or 4. or 5. to the right —. Small point: secondary conule or spur, incipient; open circlelet: secondary conule or spur, medium sized; large point: secondary conule or spur; large sized, \pm of the same size as the corresponding pretrite conule or spur; ?: half-floph much worn or damaged.

- 1) "*Serridentinus*" *browni*, Upper Miocene, lower Chinji, Siwaliks (AMNH 19417);
- 2) *Gomphotherium angustidens*, Upper Miocene, Walda near Pöttnes, Bavaria (after LEHMANN 1950: pl. 20 fig. 83); *Gomph. angustidens*, Upper Miocene, Mainburg, Bavaria (after LEHMANN 1950: pl. 20, fig. 84); 4) "*Serridentinus subtapiroideus*", Middle Miocene, Eibiswald, Styria, Austria (after cast of SCHLESINGER's type specimen AMNH 2572);
- 5) *Gomph. angustidens*, late Burdigalian, Echzell, Hessen (Darmstadt, Hess. Landesmus. Ez 41); 6) same as no. 5 (Ez 56); 7) *Gomph. angustidens*, late Burdigalian, La Romieu, France (after ROMAN & VIRET 1934: fig. 20 and own observ.); 8) *Phiomia wintoni*, early Oligocene, Fayum, Egypt (cast AMNH 19985); 9) same as no. 8 (AMNH 13450); 10) *Gnathabelodon buckneri*, early Pliocene, Buckner's Ranch, Bee Cy., Texas (Austin, Lab. Vert. Paleo. 30896-381; see pl. 23 fig. 8); 11) "*Tatabelodon gregorii*", late early Pliocene, from the vicinity of Ainsworth, Nebraska (FAM 25740); 12) "*Eubelodon morrilli*", late

408) to their "*Serridentinus*" *productus* (M^3 - FAM 21293:144; M_3 - FAM 21119:137; M_3 - FAM 21293:146; see figs. 3, 6, 7, 8, 9).

The small gomphotheres from California, Colorado, Texas and New Mexico agree rather well in size as well as in the primitive structure of the molars, which is indicated by the absence or only incipient character of secondary trefoils. Figs. 6 and 7 are schematic diagrams of the development of secondary trefoils in the posttrites of upper and lower M_3 respectively. The poor development of the secondary trefoiling is obvious, in contrast to figs. 6: 19-21; 7: 19-21, which shows fully developed secondary trefoils in structurally advanced mastodonts (see also pl. 25 fig. 18).

As has been mentioned several times before, the peg form of the lower incisors is a typical structural element of the Old World *Gomphotherium angustidens* and the North American small gomphotheres as well. By plotting the maximal diameter (= "width") and the smaller diameter normal to it (= "height") of the lower tusks (fig. 8), a rather homogeneous variations field comes out. Moreover, the scatter diagram shows the considerable size variation of the Black Hawk Ranch quarry specimens, which are already known from the molars and can be expected from what is known about the high variability in mastodonts and elephants in general (COOKE 1947: 436; TOBIEN 1972: 145).

Besides the smaller *Gomphotherium* specimens considerably larger individuals have been described under various generic and/or specific names: Some of them as *Trilophodon*, others as *Serridentinus* or related genera in the sense of OSBORN (1936), mainly from the Santa Fé group, New Mexico and from Nebraska. As can be demonstrated (TOBIEN 1972), many of these specimens are members of the genus *Gomphotherium*, with b-3-4-1-character. The long symphysis is more or less bent down and mostly contains incisors of peg character with pyriform or round transverse sections. From the Santa Fé group, New Mexico, the following specimens have been described (see figs. 3, 6-9):

1. "*Ocalientinus ojocaliensis*" FRICK, 1933 (see OSBORN 1936: 435). Type: a skull and mandible (FAM 21294); M^3 : 177, M_3 : 191 e; referred: mandible with symphysis,

early Pliocene, Horsethief Cañon, vicinity of Nebraska (FAM 25708); 13) "*Trilophodon fricki*", late Miocene/early Pliocene, Brown's Park fin., Colorado (CM 12379); 14) *Gomphotherium simpsoni*, early Pliocene, Black Hawk Ranch Quarry, California (UCMP 39344); 15) same as no. 14 (UCMP 39420); 16) same as no. 15 (UCMP 33801); 17) *Gomph. simpsoni* early Pliocene, Ingram Creek (Westley loc.) UCMP 35890); 18) same as no. 17 (UCMP 36052); 19) *Haplomastodon* sp., Pleistocene, near Bogotá, Colombia (CM 17023); 20) same as no. 19 (CM 17021); 21) *Stegomastodon mirificus*, early Pleistocene, Blancan, Cita Cañon, Texas (after SAVAGE 1955: fig. 2 and own observ. Note double secondary trefoils behind the halflophs 1, 2 and 3); 22) "*Trilophodon cruziensis*", early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21300); 23) "*Trobelodon taensis*", early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21127) 24) "*Trilophodon pojoaquensis*", early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21115); 25) "*Ocalientinus ojocaliensis*", early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (AMNH 21118); 26) "*Serridentinus productus*", early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21293); 27) "*Serridentinus productus*", Pliocene, Clarendon beds, Texas (AMNH 10582). (For more details to the FAM, AMNH and CM specimens see FRICK 1933 and OSBORN 1936. nos. 19 and 20 from unpublished CM material. For nos. 14-18 see WALSH 1959).

broken anteriorly with M_2 and M_3 (M_3 : 225). This is the largest M_3 in the Santa Fé collection, so far published.

2. "*Trilophodon pojoaquensis*" FRICK, 1926 (see OSBORN 1936: 320). Type: Maxilla with tusks (FAM 21115). M^3 : 194. This is the largest M^3 in the Santa Fé collection, so far published; referred specimen: FAM 21139: mandible with incisor (round cross section); M_3 (220e).

3. "*Trilophodon (Tatabelodon) riograndensis*" FRICK, 1933 (see OSBORN 1936: 324). Type: mandible with deeply worn M_3 (203; FAM 21140) and very large broken incisors with nearly circular cross section (76×66). Besides "*Trilophodon*" *gregorii* from Nebraska (p. 225), these are the largest incisors known so far from the peg type in North America. No referred specimens.

4. "*Trobelodon taoensis*" FRICK, 1933 (see OSBORN 1936: 446). Type: Skull and mandible with massive peg incisors (FAM 21127), M^3 (176) with only three lophs and a talon; M_3 (185) with talonid forming an incomplete fourth lophid, in spite of the rather large size of the animal; referred: mandible with symphysis and lower tusks (FAM 21130) M_3 : 166e. Cross section of the tusks nearly circular.

Moreover, FRICK described two tuskless mandibles of rather large size for which he created the new species *Trilophodon cruziensis* FRICK, 1933 and *Tril. joraki* FRICK, 1933 (for details see OSBORN 1936: 323, 326). The morphological interpretation and taxonomic position of these specimens are discussed below p. 233.

GALUSHA & BLICK (1971: tab. 3, p. 108–9) listed the lithostratigraphic position of the published types of the above mentioned mastodont taxa in the type area of the Santa Fé group. After this it turns out that *Serridentinus productus*, *Trilophodon pojoaquensis*, *Trilophodon cruziensis*, *Ocalientinus ocaliensis*, *Trobelodon taoensis* all have to be located in the Pojoaque Member of the Tesuque Formation of the Santa Fé Group. GALUSHA & BLICK (1971: 7, 64, 110) allocate a Valentinian-Clarendonian time term to the Pojoaque Member, i. e. an early Pliocene age. It can be assumed that the five mastodont taxa from this member, the detritic sands, conglomeratic sands, and ashes of which have a thickness of about 320 m (950 feet) (GALUSHA & BLICK 1971, fig. 23), are contemporaneous in the biostratigraphic sense. Therefore it seems unlikely that they existed contemporaneously in the same area in adequate ecological niches. Furthermore if one takes into consideration the variability of mastodont dentitions in size and structure, it can be concluded that the *Gomphotherium* specimens from the Pojoaque member represent one single species. *Gomphotherium productum* (COPE 1875) has nomenclatural priority whereas the four other names fall into the synonymy of COPE's taxon (p. 219).

Fig. 9 illustrates the variation in size of the specimens, so far known from the Pojoaque member. It turns out, that the specimens allocated to "*Serridentinus*" *productus* by FRICK (1933) and OSBORN (1936) belong to the small individuals of the species, and the range of variation is somewhat higher than in the Black Hawk Ranch Quarry population. Noteworthy is, however, the general difference in size between the two samples: The Californian population is on the average smaller than the New Mexico one: Molars of such a small size as are known from the Black Hawk Ranch Quarry, Las Trampas Creek and Westley loc. are not common up to the present in

the Santa Fé region. On the other hand, $M^3/3$ of the dimensions of "*Ocalientinus ocaliensis*" have never been encountered in the Californian sites (fig. 9). Whether biostratigraphic time differences or biogeographic variation are responsible for this cannot be decided in this paper.

Taxonomically, the Californian specimens as well as those from Baker, Or., the Browns Park fm, Col., and the Texas material (p. 218) should also be classified as *Gomphotherium productum*¹⁴.

The only taxon of a later stratigraphic age is "*Trilophodon (Tatabelodon) riograndensis*". According to GALUSHA & BLICK (1971: tab. 3, p. 108) it was found in the Chamita formation, which is of Hemphillian age, i. e. medial Pliocene or even partially of the early part of the late Pliocene (GALUSHA & BLICK 1971: 7, 110). Structurally *Trilophodon riograndensis* is a *Gomphotherium* of rather large size (M_3 : 199 right, 203 left) with "bases of extremely heavy incisors" of peg form (fig. 3: 17) in the type mandible. The large incisors and the dimensions of the specimen parallel the large tetralophodont bunodonts of the Old World with similarly powerful incisors (p. 265), without, however leaving the basic trilophodont structure of its relatives.

In summary, the taxonomic status of the above analysed *Gomphotherium* specimens can be characterised by allocating them to *Gomphotherium productum* (COPE, 1875), this species to be taken at the present state of knowledge, as a polymorphic group of local populations. The synonymy, therefore, is as follows:

Gomphotherium productum (COPE, 1875)

- 1) *Tetralobodon serridens cimarronis* COPE, 1892
- 2) *Gomphotherium cimarronis* (COPE) HAY, 1925
- 3) *Trilophodon pojoaquensis* FRICK, 1926
- 4) *Trilophodon fricki* PETERSON, 1928
- 5) *Ocalientinus ocaliensis* FRICK, 1933
- 6) *Trilophodon (Tatabelodon) riograndensis* FRICK, 1933
- 7) *Trobelodon taoensis* FRICK, 1933
- 8) *Trilophodon simpsoni* STIRTON, 1939
- 9) *Gomphotherium cingulatum* DOWNS, 1952

If a certain number of dental elements from one site or from a restricted lithostratigraphic level (e.g. Black Hawk Ranch Quarry, Pojoaque Member) are at hand, differences can be recognized, which may be significant for further taxonomic subdivision, for instance on the subspecies level. Thus the Black Hawk Ranch Quarry population is characterized by small size and undifferentiated molar structure, without cement deposition and secondary trefoils. If a subspecies nomenclature is used *Gomphotherium productum simpsoni* (STIRTON, 1939) might be practicable.

The Pojoaque Member sample consists of larger individuals on the average, with at least partially advanced molar structure such as more secondary trefoiling (fig. 6, 7),

¹⁴) Although the close relations to the Old World *G. angustidens* are obvious, it is perhaps preferable to keep up COPE's name at the present state of knowledge for the North American *angustidens*-like specimens. Very probably the North American *G. productum* is polymorphic like the Old World *angustidens*, at least on the subspecies level. Furthermore, comparing the transverse sections (fig. 3) of the Miocene European lower tusks with the Pliocene North American ones the former are more pyriform and the latter more rounded on the average.

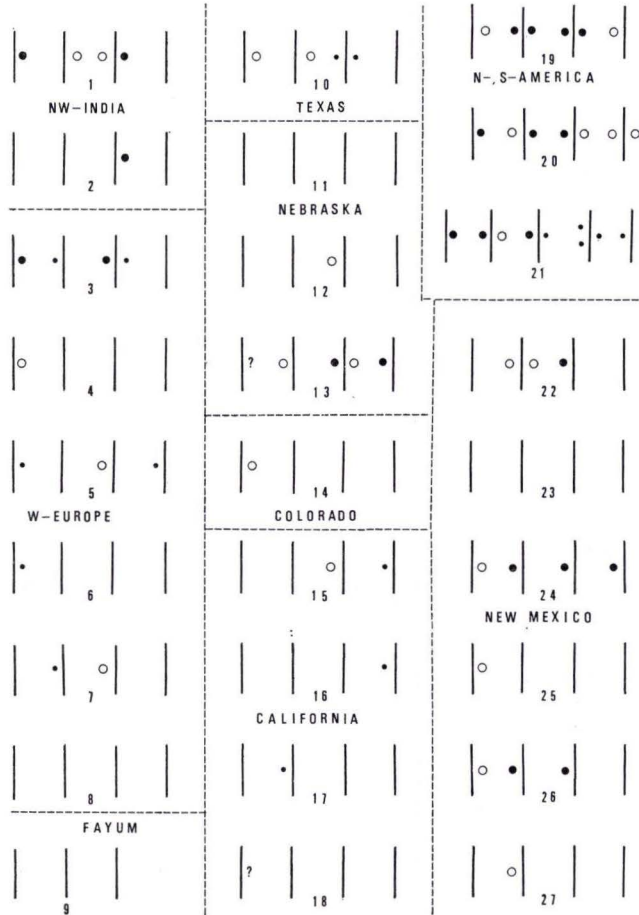


Fig. 7. Diagram of secondary (= posttrite) trefoils on M_3 of some bunodont, trilophodont mastodonts (*Gomphotherium* and *Haplomastodon*/*Stegomastodon* groups). Vertical lines: posttrite halflophids — first to the left, 3. or 4. or 5. to the right —. Small point: secondary conule or spur, incipient; open circle: secondary conule or spur, medium sized; large point: secondary conule or spur, large sized, \pm of the same size as the corresponding pretrite conule or spur; ?: halflophid much worn or damaged.

- 1) "*Trilophodon chinjiensis*", late Miocene, Chinji beds, Siwaliks (AMNH 19421); 2) "*Trilophodon cooperi*", early Miocene, Bugti Hills, Pakistan (after OSBORN 1936: fig. 213); 3) *Gomphotherium angustidens*, Upper Miocene, Friedberg bei Augsburg, Bavaria (after LEHMANN 1950: pl. 16, fig. 34); 4) *Gomph. angustidens*, Upper Miocene, Stätzling, Bavaria (after LEHMANN 1950: pl. 20 fig. 90); 5) *Gomph. angustidens*, late Burdigalian, Eczell, Hessen (Darmstadt, Hess. Landesmuseum Ez 160); 6) as no. 5 (Ez. 7); 7) "*Trilophodon*" *angustidens*, late Burdigalian, La Romieu, France (after ROMAN & VIRET 1934: pl. 19 fig. 6 and own observ.); 8) as no. 7 (ROMAN & VIRET 1934: fig. 21 and own observ.); 9) *Phiomia "osborni"* early Oligocene, Fayum, Egypt (AMNH 13468); 10) *Gnathabelodon buckneri*, early Pliocene, Buckner's Ranch, Bee Cy., Texas (Austin, Lab. Vert. Paleo. 30896-278); 11) "*Eubelodon morrilli*", late early Pliocene, Horsethief Canyon, vicinity of Ainsworth, Nebraska (FAM 25707); 12) "*Serbelodon barbourensis*", late early Pliocene,

and incipient cement deposition. For this assemblage *Gomphotherium productum productum* (COPE, 1875) could be a convenient subspecies.

The small specimens from the Texas Coldspring fauna of a similar size as the Californian sample, but with beginning cement deposition, could be defined as *Gomphotherium productum cimarronis* (COPE, 1892).

The taxonomic position of single findings, however, is mostly difficult to recognize, because of the strong individual variation in size and structure known from larger series of mastodont dentitions.

A series of fairly numerous *Gomphotherium* specimens has been described under various names from the Valentine fm. of Nebraska by FRICK (1933) and OSBORN (1936: 733) with references to their lithostratigraphic position¹⁵. These are (see also the faunal list in SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN 1971: 27):

1. *Trilophodon (Tatabelodon) gregorii* FRICK, 1933 (OSBORN 1936: 324). Type: Palate and mandible (FAM 25740) with massive lower tusks (82 × 58); M³: 190, M₃: 205 (see above p. 222 fig. 3:18; 6:11; 7:13).

2. *Trilophodon (Genomastodon) osborni* BARBOUR, 1916 (OSBORN 1936: 298). Type: Skull and mandible associated with some limb bones (UNSM 30-6-15), M³: 185, M₃: 196, lower tusks: 51 × 38; ref.: FAM 25711: mandible with tusks (51 × 39 r.; 53 × 43 l.); cross section see FRICK 1933: fig. 17 B. Listed in OSBORN 1936: fig. 679 as *Ocalientinus ojocaliensis*. FAM 25700: mandible fragm. without molars. I inf.: 59 × 43,5, listed in fig. 679 OSBORN 1936 as *Tril. osborni* (fig. 3:21).

3. *Trilophodon (Genomastodon) willistoni* BARBOUR, 1914 (OSBORN 1936: 293). Type: iuvenile skull and mandible with milk teeth and M¹/₁ (UNSM 2-16-5-13; not seen during my visit in Lincoln, June 1964).

Type, Xmas quarry, vicinity of Ainsworth, Nebraska (FAM 25730); 13) "*Tatabelodon gregorii*", late early Pliocene, from the vicinity of Ainsworth, Nebraska (FAM 25740); 14) "*Trilophodon fricki*", late Miocene/early Pliocene, Brown's Park fm., Colorado (CM 12379); 15) *Gomphotherium simpsoni*, early Pliocene, Black Hawk Ranch Quarry, California (UCMP 39508); 16) same as no. 15 (UCMP 53531); 17) same as no. 16 (UCMP 38051); 18) *Gomph. simpsoni*, early Pliocene, Las Trampas Creek, California (UCMP 32883; see STIRTON 1939: fig. 27); 19) *Haplomastodon* sp. Pleistocene, near Bogotá, Colombia (CM 17016); 20) *Cuvieronius humboldti*, Pleistocene, from south of Guayaquil, Ecuador (FAM 28293); 21) *Stegomastodon mirificus*, early Pleistocene, Blancan, Cita Canyon, Texas (after SAVAGE 1955: fig. 5 and own observ.; sin. reverted; note beginning of double trefoiling in front of the 4. halflophid); 22) "*Tatabelodon riograndensis*", late early to medial Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21140); 23) "*Trilophodon cruziensis*", early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21300); 24) "*Trilophodon pojoaquensis*" early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21276); 25) "*Ocalientinus ojocaliensis*", early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21132); 26) "*Serridentinus productus*", ref. early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (FAM 21111); 27) *Gomphotherium productum*, type (COPE 1875), early Pliocene, Santa Fé Group, New Mexico (USNM 2346). (For more details to the FAM, AMNH, CM and USNM specimens see FRICK 1933 and OSBORN 1936. For nos. 15–17 see WALSH 1959.

No. 19 from unpublished CM material.)

¹⁵) For the stratigraphic term Valentine fm. and its early Pliocene age see SKINNER, SKINNER & GOORIS 1968: 402; SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN 1971: 13.

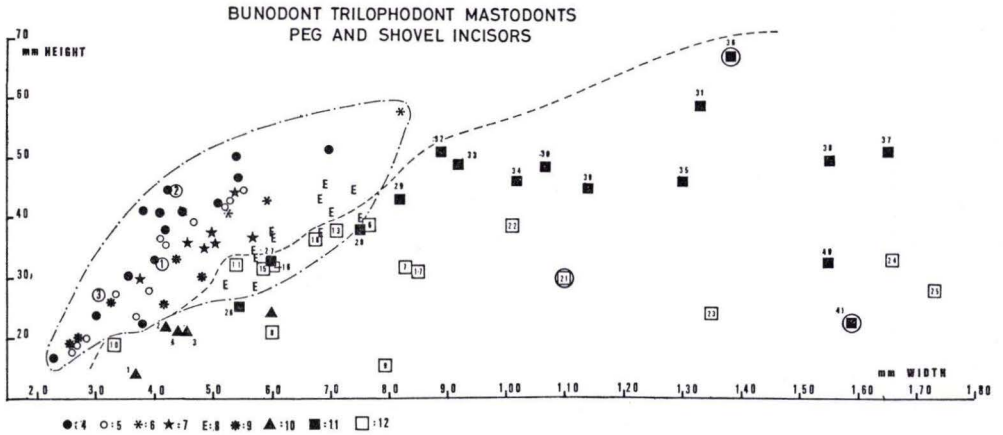


Fig. 8. Scatter diagram of width (= lateral diameter) and height (= vertical diameter) of lower peg and shovel incisors respectively in bunodont trilophodont mastodonts. 1—7: North American specimens with peg incisors (genus *Gomphotherium*); 8—9: European specimens with peg incisors (genus *Gomphotherium*); 10, 12: Old world specimens with shovel incisors (*Platybelodon*, *Torynobelodon*; for numbers see table 1, p. 256—7); 11: North American specimens with shovel incisors (*Amebelodon*, *Torynobelodon*; for numbers see table 1, p. 256—7).

1 encircled) *Gomphotherium productum*, type COPE, 1875, Pojoaque member, Santa Fé gr., New Mexico; 2 encircled) *Trilophodon fricki*, Brown's Park fm., Colorado; 3 encircled) *Gomphotherium cingulatum*, Baker Cy., Oregon; 4) Santa Fé gr. sample, New Mexico: "*Trobelodon*", "*Ocalientinus*", "*Serridentinus*", "*Tatabelodon*" etc.; 5) Black Hawk Ranch quarry sample, California; 6) Nebraska specimens; 7) Texas specimens (from Clarendon, Cold Spring and Lapara local faunas); 8) Echzell sample, Hessen; 9) French specimens (La Romieu, Tournan, La Grive); 10) *Phiomia* specimens, Fayum (for numbers see table 1, p. 256—7).

Note the more enlarged peg tusks of the Burdigalian Echzell and French specimens (from La Romieu) compared with the more rounded Pliocene North American samples. (see fig. 3. Data see table 1, p. 256—7 and own measurements).

4. *Trilophodon abeli* BARBOUR, 1925 (OSBORN 1936: 311). Type: Mandible (M_3 : 189) with two normal-sized, and two supernumerary smaller incisors (UNSM 1-12-9-245); very probably an atavistic abnormality, which does not justify a separate species. Supernumerary tusks are also known on living elephants. The larger incisors are peg-shaped. (During my visit in Lincoln, June 1964, the supernumerary incisors were lacking and the adjacent symphyseal parts broken away).

5. *Serridentinus progressus* OSBORN, 1923 (OSBORN 1936: 401). Type: Mandible with broken symphysis (AMNH 8529) but without I inf.; M_3 : 201 (see also TOBIEN 1972: 158) (not in the stratigraphic table of OSBORN 1936: fig. 679).

6. As *Gomphotherium* sp. WEBB (1969: 70) describes a juvenile fragmentary cranium from the Burge local fauna of North Central Nebraska, the age of which is early Clarendonian (according to WEBB) or Valentinian (according to SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN 1971: 25; see below p. 229). WEBB compares the specimen with

the Black Hawk Ranch Quarry sample, and states the Nebraskan cranium to be considerably larger (M^3 : 153, p. 74), but belonging to the same group of rather unspecialized gomphotheres. Size and development of secondary trefoils are indeed identical with the other specimens of the Nebraskan sample.

In addition to these specimens, the collection of the UNSM preserves a series of mandibles, palates with dentitions and isolated grinders, which Prof. B. C. SCHULTZ very kindly allowed the writer to study briefly in June 1964. These specimens have been found mainly in northcentral Nebraska (Cherry Cy., Brown Cy., Morrill Cy., Garden Cy., Banner Cy., Antelope Cy., Harlan Cy.) and in Kansas (Smith Cy.), and might be mainly of Valentinian age. Some general characters of the molar dentition can be derived from this assemblage which is stratigraphically and regionally not too much dispersed, and thereby approaches a "population".

a) The size is rather large (M^3 : 139–219, $n = 14$; M_3 : 168–225, $n = 20$), and corresponds to the large animals from the Pojoaque Member, Santa Fé Group, New Mexico (fig. 8, 9). Small individuals as they are known from California and Texas are not represented in the Nebraskan sample.

b) In correlation with the dimensions, the crowns are relatively hypsodont, but do not lose their typical character of lower crowned mastodont molars, on which the pretrite slopes of the upper and lower teeth are inclined, the posttrite slopes nearly vertical (fig. 4, 5).

c) Despite the large size, particularly of $M^2/2$ and $M^3/3$, the molar pattern is relatively simple: Only pretrite trefoils are present, secondary trefoils are never fully developed, very often only one incipient or small pillar before or behind the slopes of a single posttrite can be observed. There are no accessory cusps except at the bottom outlets of the transverse valleys.

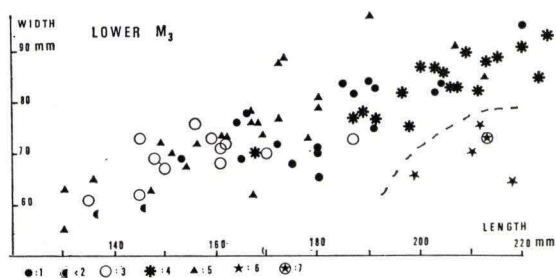


Fig. 9. Scatter diagram of North American and Austro-Bavarian lower M_3 of *Gomphotherium*, compared with those of *Platylodon (Torynobelodon) grangeri* of Tung Gur (Mongolia) and Kirghizia.

1) Santa Fé Group sample, New Mexico; 2) "*Serridentinus*" *productus* from the Santa Fé Group; small specimens; 3) Black Hawk Ranch Quarry sample, California; 4) Nebraska sample; 5) Austro-Bavarian sample (including LEHMANN's "*Mastodon*" *angustidens angustidens* and *Mast. ang. tapiroides*); 6) *Platylodon (Torynobelodon) grangeri*, Tung Gur; 7) *Platylodon (Torynobelodon) grangeri*, Kirghizia. (Data after SCHLESINGER 1917, FRICK 1933, OSBORN 1936, LEHMANN 1950, ALEXEEVA 1957, WALSH 1959 and own measurements).

d) On many of the lower molars (M2 and M3) the posttrites are slightly shifted anteriorly, whereby the adaxial wall of the pretrites gets contact with the corresponding conule of the opposite posttrite (pl. 23 fig. 6; originally the contact is with the entoconelet of the posttrites). This produces an alternation of the pretrite and posttrite halflophids, which is similar to the Old World *Anancus arvernensis* and which proves that "Anancoidy" is not only restricted to the genus *Anancus* and its direct relatives.

Another character, which can often be observed on the posterior ridges (3. and 4.) of the lower molars is the "chevron" position of the half-lophids with the tip of the chevron directed anteriorly. This characteristic can be found similarly on molars of b-3-4- and b-4-2- (= bunodont, tetralophodont, dibelodont) mastodonts such as *Anancus*, *Gnathabelodon*, *Platybelodon* (pl. 23 fig. 7-10).

Very often the subdivision of the posttrites, which are usually built up by at least two conelets, is vague and only faintly marked, therefore the structure of the posttrites is both simple and massive.

On the pretrite halflophids in the lower M2 and M3 the interior conelet (= entoconelet) is absent in many cases, which is easily visible in unworn molars (pl. 23 fig. 6). This contributes to the simplified structure of the Nebraskan molar sample.

The number of the ridges in the lower M3 is mostly $4\frac{1}{2}$. The fourth lophid is mostly somewhat narrower than the anterior ones, but consists of two separate half-ridges. The talonid is definitely smaller and is formed by two cusps, pressed against the fourth lophid¹⁶. The conules are large and heavy; in unworn lower molars sometimes more than one pair of furrows (which detach the conule from the lophid) are visible, by which "serration" is brought about.

d) The upper molars are without alternation of the halflophs, but with opposite pre- and posttrites. There is no loss of entoconelets in the pretrites (pl. 25 fig. 18).

e) Despite the rather archaic molar structure, a thin cover of cement is always present, mostly on $M_3/3$, sometimes also on $M^2/2$, as far as these teeth are already under wear. Unworn specimens in alveolis have not yet a cement cover. This cover is present predominantly on the rear part of the $M^3/3$ crowns (as is usual in thin incipient cement coating), and has an average thickness of 1 to 2 mm. Very often the cement is irregularly distributed in patches, caused by wear during the life-time of the animal or by postmortal weathering or other postmortal factors. In the Nebraskan sample never can be observed such a thick cement deposit, filling the transverse valleys rather completely as can be seen for instance in *Stegomastodon*.

f) The length/width ratio of the lower and upper M3 is allometric in small individuals (M_3 : 168) to the largest ones (M_3 : 225). This can also be observed in other *Gomphotherium* samples (Lisbon, Austro-Bavarian area, Black Hawk Ranch Quarry, and TOBIEN 1972: fig. 1-3; see fig. 9).

g) It seems difficult, to separate the smaller individuals with relatively lower crowns, from the larger ones with higher crowns. Moreover, paralleling the size,

¹⁶ One mandible UNSM 1413 (1-25-6-35) has an unusually long right M_3 (258) with $5\frac{1}{2}$ lophids of which the posterior ones are provided with a thin irregular cement covering of $\frac{1}{2}$ - $\frac{3}{4}$ mm. Probably the specimen belongs to another taxon (?*Amebelodon*).

differences in the dimension and deflection of symphysis and lower incisors partially on an allometric basis can be noted.

h) Generally, size, length and deflection of symphysis are variable characters in themselves (individually and sexually). Moreover, symphyses vary with age: A symphysis of an animal with P_4 and M_1 under wear and M_2 as germ, looks different from a symphysis in a mandible with worn M_1 and M_2 , and M_3 in alveolo; and this one is different again from a senile specimen with deeply worn M_3 , and all three belong to the same population: In the juvenile mandible the symphysis is shorter and more slender, the circumference smaller, the deflection less, the incisors smaller, compared with an aged individual. Here the symphysis is longer, heavier, with greater circumference and with stronger incisors (fig. 10). There is a continuous gradation not only from very juvenile stages to adult ones, but also from subadult to adult and senile stages.

The whole leads to a bewildering variation so that no single specimen of a mandible (and dentition too) is identical with another from the same site or stratigraphic level in a restricted area. The former splitting practice therefore (FRICK, OSBORN) becomes conceivable: After the investigation of size and form of dentitions, shape of symphyses and lower incisors a new species, in some cases a new genus, was created for almost every specimen.

Actually, the symphysis of the long-jawed b-3-4-mastodonts is a skeletal part or organ with a high degree of metabolism during the life time of the animal¹⁷. In this respect the mastodont symphysis is comparable to a certain degree to antlers, horns and other bony skull protuberances in hoofed mammals.

In summary, the Nebraskan Valentinian sample of long jawed bunodont, trilophodont mastodonts with lower incisors seems to represent only one taxon. Compared with the New Mexico specimens from the Pojoaque Member, there is a considerable similarity between both assemblages: large size, the average of which is higher than in the Californian sample (fig. 8, 9). Small molars as in the Black Hawk Ranch sample are also rare in Nebraska. Despite the size the molar structure is rather simple, only slight indications of secondary trefoils are observable, but there is a cement covering. This is thin and mainly restricted to the posterior parts of $M^3/3$.

Since the similarity is obvious between the Nebraska and New Mexico sample, the taxonomic allocation of the above-mentioned Nebraska types and referred specimens might be *Gomphotherium productum*, and as subspecies: *productum*. This attribution is supported by the biostratigraphic position of the New Mexico Pojoaque Member. GALUSHA & BLICK (1971: 110) apply "unrecognized Valentinian and Clarendonian for the Pojoaque Member, Chama-el rito Member and Ojo Caliente Sandstone of the Tesuque Formation". This would correspond fairly well to the Valentinian age of the Nebraska and Kansas sample (SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN 1971: 26).

So far the biostratigraphic correlation of the Nebraskan sample with the Californian one is concerned WEBB (1969: 21) states the principal difficulty to correlate the early Clarendonian (= Cerrotejonian of SAVAGE 1955a) and late Clarendonian (Monte-

¹⁷) Even individual loss of lower incisors in aged animals seems to be in the frame of this variability (p. 234).

diablan of SAVAGE 1955 a, which has produced the "Californian" mastodont sample) with the Northern Nebraskan local faunas. He concludes, however in a general way that these substages "correlate respectively with the early (Burge) and late (Minnechaduzza) Clarendonian of the Great Plains and Gulf Coastal Plain".

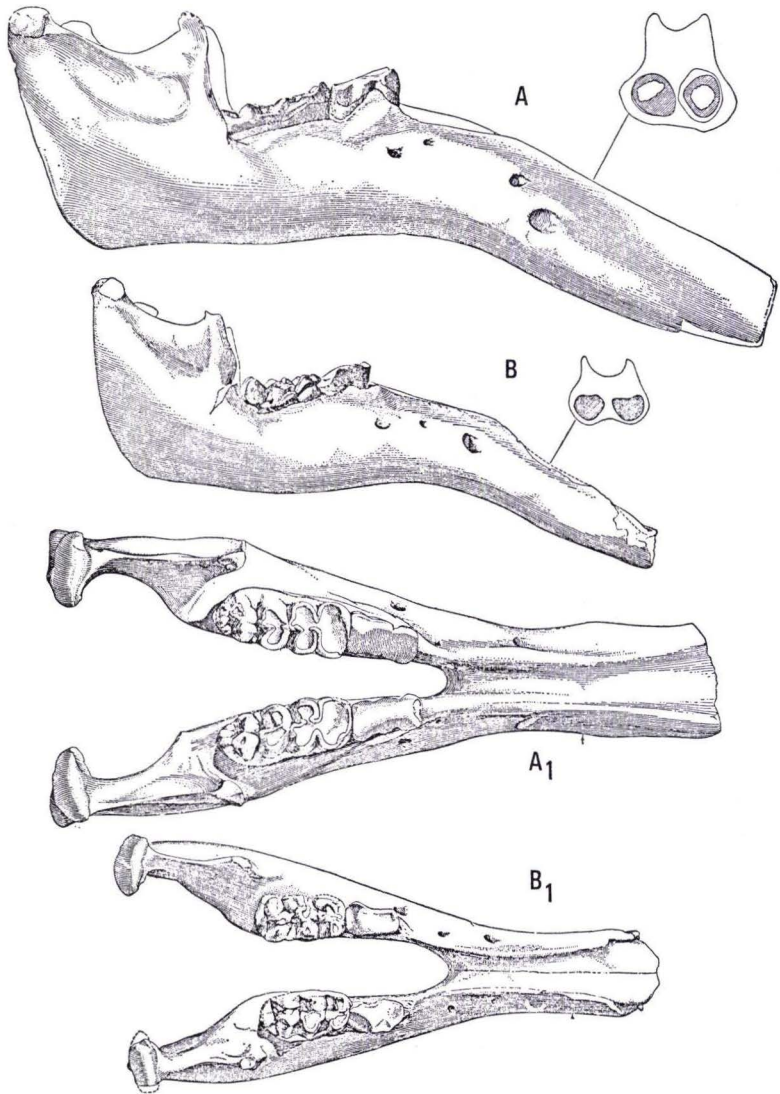


Fig. 10. Dimensional and structural differences of symphyses in young and adult individuals of the same species from the same place: *Gomphotherium simpsoni* (STIRTON), early Pliocene, Las Trampas Creek, San Francisco Bay Region; A: adult mandible with M_2 deeply worn and M_3 in full wear; B: juvenile mandible with M_1 deeply worn and M_2 slightly worn. Occlusal and lateral views. $\times 0,1$ (after STIRTON 1939: fig. 27, 28).

In the sense of SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN (1971: 25) the Burge local fauna is to include into the Valentinian (= early Clarendonian of WEBB l. c.) and the Minnechaduzza local fauna, which comes from the Ash Hollow fm, into the Clarendonian (= late Clarendonian of WEBB l. c.).

According to WEBB's correlation, the Black Hawk Ranch Quarry *Gomphotherium* sample is younger (late Clarendonian of WEBB = Clarendonian of SCHULTZ et al.) than the Nebraskan sample (Valentinian of SCHULTZ et al. = early Clarendonian of WEBB l. c.). The mastodont assemblages, however, are different. The Californian sample is smaller and somewhat more primitive than the larger and structurally advanced specimens from the Valentinian of Nebraska.

Besides the *Gomphotherium* sample from Nebraska and Kansas some further *Gomphotherium* specimens of larger size are known from the Great Plains. These are:

1. *Mastodon ligoniferus* COPE & MATTHEW, 1915 (OSBORN 1936: 298). Type: an imperfect mandible from South Dakota with massive, but anteriorly broken symphysis, which indicates a longjawed mastodont (AMNH 8531). M_3 large (245), anteriorly half damaged. From the state of preservation of the incisor alveoli a relation to the genus *Amebelodon* (see below p. 263) cannot be excluded.

2. *Trilophodon giganteus* (OSBORN, 1921) (OSBORN 1936: 304). Type: Mandible with peg incisors, upper tusks, small parts of skull and mostly preserved skeleton from South Dakota (AMNH 17359). The M_3 is not excessive in size (172) and has rudimentary secondary trefoils. The skeleton is said to be massive, but there is no significant difference to the skeleton of *Trilophodon phippsi* (OSBORN 1936: fig. 269). A more or less massiveness of skeletal elements may be a characteristic of individual (e. g. sexual) variation, except there is a statistical proof, based on a larger sample of specimens, to justify a separate species of massive habitus.

3. *Trilophodon simplicidens* OSBORN, 1923 from Florida and *Tr. obscurus* (LEIDY, 1869) from Maryland are based on isolated molars (OSBORN 1936: 285). Both belong to small individuals and are structurally rather simple, with a slight tendency to secondary trefoils, especially in *Tr. obscurus*. In describing the new species *Gomphotherium calvertensis* from Maryland, GAZIN & COLLINS (1950: 7) discuss LEIDY's type specimen of "*Mastodon*" *obscurus* (a cast) and underline the resemblance with their new species. In fact, both taxa belong very probably to a small *Gomphotherium*, which may have relations to the small specimens from California and Texas.

In summary, the taxa and specimens described under various names from Nebraska and other places in North America, can be identified as *Gomphotherium productum*. Thus the synonymy is as follows:

Gomphotherium productum (COPE 1875)

- 1) *Trilophodon (Tatabelodon) gregorii* FRICK, 1933
- 2) *Trilophodon (Genomastodon) osborni* BARBOUR, 1916
- 3) *Trilophodon (Genomastodon) willistoni* BARBOUR, 1914
- 4) *Serridentinus progressus* OSBORN, 1923
- 5) *Trilophodon abeli* BARBOUR, 1925
- 6) *Gomphotherium* sp. (WEBB, 1969)
- 7) *Trilophodon giganteus* OSBORN, 1921

- 8) *Trilophodon simplicidens* OSBORN, 1923
- 9) *Mastodon obscurus* LEIDY, 1869
- 10) *Gomphotherium calvertensis* GAZIN & COLLINS, 1950.

Nos. 1–6 belong to the Nebraska sample of large gomphotheres, therefore they may be allocated to the subspecies *productum*, this holds also true for no. 7 from Dakota.

Nos. 8, 9 and 10 are described from isolated, structurally primitive to slightly advanced molars, which might perhaps belong to the small form of *Gomphotherium productum*, as represented in Texas and the Pacific Coast Region of California. The type of "*Mastodon*" *obscurus* is a cast, therefore not suited as type of the small *Gomphotherium productum* subspecies, although LEIDY's name has priority over COPE's *productum*.

2.1.5. Tuskless *Gomphotherium* Mandibles

Mandibles of bunodont trilophodont long-jawed mastodonts without lower tusks during their whole lifetime or part of it are known from several sites in Europa, Asia and North America (figs. 6; 12, 22; 7: 1, 11, 23):

1. *Trilophodon angustidens gaillardi* OSBORN, 1929 (OSBORN 1936: 252). Type: Mandible with extremely elongated symphysis (Lyons, Museum of Natural History). Late Miocene, Villefranche d'Astarac, France.
2. *Trilophodon chinjiensis* OSBORN, 1932 (OSBORN 1936: 272). Type: Mandible with extremely elongated symphysis (AMNH 19421). Late Miocene, Lower Chinji, Siwaliks.
3. *Gomphotherium angustidens* (CUVIER, 1807), skull and mandible. Late Miocene, Isle of Chios, Greece (pl. 23 fig. 1).
4. *Trilophodon cruzienseis* FRICK, 1933 (OSBORN 1936: 323). Type: Skull without upper tusks and mandible with elongated symphysis (FAM 21300). Early Pliocene, Pojoaque member, Tesuque fm., Santa Fé Group, New Mexico (GALUSHA & BLICK 1971: 108–109, tab. 3).
5. *Trilophodon joraki* FRICK, 1933 (OSBORN 1936: 326). Type Mandible with deeply worn M_3 (FAM 21296). Horizon as under no. 4.
6. *Trilophodon (Megabelodon) lulli* (BARBOUR, 1914) (OSBORN 1936: 294, fig. 243, 244, 245 A). Type: Mandible with skull (UNSM 10-8-14). Early Pliocene, Valentinian, Nebraska (SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN 1971: 27).
7. *Trilophodon (Megabelodon) lulli* (BARBOUR, 1914). Three referred specimens: a) Skeleton with tuskless mandible; Nebraska; Museum of South Dakota School of mines (OSBORN 1936: 708, fig. 666 A); b) Skeleton with tuskless mandible, Cherry Cy., Nebraska (UNSM 29-7-31; OSBORN 1936: 708, fig. 665, 666 B, 667); c) tip of symphysis; in or near the type locality of *Megabelodon lulli*; (UNSM 2-25-6-35 N.P.; OSBORN 1936: 297, fig. 245 C, p. 708, fig. 666 C).
8. *Trilophodon phippii* COOK, 1928 (OSBORN 1936: 315). Type: tuskless mandible in a skeleton (Colorado Museum of Natural History, Denver, Co.; no. 1261). Early Pliocene, Valentinian (SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN 1971: 27) from near Ainsworth, Nebraska.

9. *Trilophodon phippsi* COOK, 1928 (OSBORN 1936: 317) referred specimen: Skull and mandible FAM 22411). Early Pliocene, Valentinian, Nebraska.

10. *Eubelodon morilli* BARBOUR, 1914 (OSBORN 1936: 602). Type: mandible in a skeleton (UNSM 1-16-5-13). Early Pliocene, Valentinian, Nebraska (SCHULTZ, SCHULTZ & MARTIN 1971: 27).

11. *Gnathabelodon thorpei* BARBOUR & STERNBERG, 1935 (OSBORN 1936: 713). Type upper tusk, 1 M³ and mandible (Fort Hays State College Museum). Probably late or medial Pliocene, Western Kansas.

12. *Gnathabelodon buckneri* SELLARDS, 1940. Type: Skull and Mandible with complete tuskless symphysis (Texas Memorial Museum, Austin, Texas), and referred specimens, (several more or less complete mandibles, maxillaries and isolated teeth) in Laboratory of Vert. Paleo, University of Texas, Austin, Texas. Lapara Creek fauna, early Pliocene Texas (WEBB 1969: 21 correlates the Lapara Creek fauna with the Burge fauna of Nebraska. This would indicate an early Clarendonian = Valentinian age) (pl. 23 fig. 7, 8; fig. 4 E).

13. *Megabelodon minor* MAWBY, 1968. Type: Subadult mandible with fully worn M₂, and M₃ in alveolis (UCMP 67 101). Late Miocene or early Pliocene (late Barstovian or early Clarendonian), Esmeralda fm., Nevada.

Seen from the structures of the molars, preserved in the above mentioned mandibles, the European and Asiatic specimens correspond with those of the genus *Gomphotherium*. The same is valid for *Trilophodon cruziensis*, *Tr. joraki*, *Tr. lulli*, type and referred specimens, *Tr. phippsi* type and referred specimen, and *Megabelodon minor*, according to the figures, descriptions and personal examination. The sizes of these mandibles indicate large individuals (fig. 9) in the range of the large subspecies of *Gomphotherium productum*, except *Megabelodon minor*, the M₃ of which is small (130), and the whole mandible itself corresponds with the small specimens known from the Californian sample.

The problem is, whether these tuskless mandibles deserve the rank of separate species. Mentioning the similarity of the proportions and the characters of the lower jaws and M₃ of *Trilophodon cruziensis*, *joraki*, and *hippsi*, OSBORN (1936: 324, 326) already considers these three species to be identical, and the tuskless condition to be probably of female character. In footnote 1 p. 326, he furthermore assumes that "*Trilophodon joraki* FRICK, 1933 may prove to be a synonym of *T. (Megabelodon) lulli* BARBOUR, 1914".

Tr. cruziensis and *Tr. joraki* have been discovered in the Pojoaque member of the Tesuque fm. of the Santa Fé Group, New Mexico. These are the same beds, which have produced "*Serridentinus productus*", "*Trilophodon pojoaquensis*", "*Ocalientinus ojocaliensis*", "*Trobelodon taoensis*" (GALUSHA & BLICK 1971: tab. 3, p. 108–109), i. e. the larger form or subspecies of *Gomphotherium productum* (p. 225). Very probably, therefore, "*Trilophodon cruziensis*" and "*Trilophodon joraki*"¹⁸ are tuskless individuals of the *Gomphotherium* population living at the time of the deposition of the

¹⁸) According to OSBORN 1936: 324 both taxa are identical with page priority of *T. cruziensis* in FRICK 1933; hence, GALUSHA & BLICK 1971: tabl. 3 probably listed only *Tr. cruziensis*.

Pojoaque Member. Certainly the incisorless status of both of these mandibles cannot be explained by postmortal loss of the lower tusks. FRICK's figures (see OSBORN 1936: fig. 281 A, B) and personal examination of the specimens in the AMNH do not show empty or crushed alveoli. In FAM 21296 ("*Tr. joraki*") the tip of the symphysis is provided with a bony pad (pl. 23 fig. 3), which seems to have closed former alveoli and has afterwards functioned as a basis for a layer of hardened epidermis, may be of horny character (comparable to the hardened tissues on the premaxillary tips of recent ruminants).

A similar statement can be made on the mandibular rostra from Nebraska, figured in OSBORN (1936: fig. 666 A, C). Obviously there are two possibilities for the origin of tuskless symphyses in long-jawed mastodonts: Firstly congenital absence of lower tusks, may be by an anomaly or an individual or sexual (female) variant, and secondly by loss of the lower incisors during the lifetime of the animal. The first possibility may be realized in MAWBY's *Megabelodon minor* (no. 13 in the list above). This is an subadult specimen with M_2 fully worn, and M_3 just touched by wear on the first lophid and the posterior part of the tooth still in alveolo (MAWBY 1968: fig. 1). The second possibility may be realized in the aged mandibles with very deeply worn M_3 as "*Trilophodon joraki*", or "*Megabelodon lulli*" type and referred UNSM 29-7-31 (OSBORN 1936: fig. 281).

Both possibilities can be given in *Trilophodon gaillardi*¹⁹, *Tr. chinjiensis*, the Chios mandible, *Tr. phippi*, type and referred, *Tr. cruziensis* because of intermediate individual age. In these specimens the M_3 are more or less worn, but not senile, and in most of them the M_2 are not yet thrown out.

The lower incisors of b-3-4-1-mastodonts are hypsodont teeth with permanent growth. Any kind of root formation has never been recorded neither in the literature nor observed by the writer. Nevertheless, the linear growth of lower incisors seems to be limited, and at least, in certain cases, terminated before extinction of the animal, as is demonstrated by the mandibles FAM 21296, or UNSM 2-25-6-35 with secondarily closed incisor alveoles.

An interesting intermediate stage obviously is preserved in the mandible of *Trilophodon chinjiensis* from the Lower Chinji of the Siwaliks (AMNH 19421). At the damaged tip of the extremely elongated symphysis the base of the left incisor is preserved on a length of about 200. At the anterior end the pulp cavity is still visible, surrounded by the dentinal wall of 5 to 10 thickness, and filled with brownish hardened sediment. At the caudal end of the incisor fragment the dentine layer is much reduced and the pulp cavity enlarged correspondingly. Behind the caudal end of the incisor fragment no alveolus is to be seen, but the symphysis consists of bone over a length of about 580. Thus the alveoli of the incisors took only a small part of the whole length of the symphysis (782).

In incisor provided symphyses the tusks and the alveoli are extended farther backwards, normally to the posterior end of the symphysis (fig. 11). By the limited growth of the lower incisors and its abnormal strong wear, as in the case of *Tril.*

¹⁹) The tip of the symphysis in *Tr. gaillardi* is not completely damaged, as may be concluded from OSBORN's figures but is rather well preserved, with a slight bony pad and without alveoli (pers. examination).

chinjiensis, their length will reduce constantly, their posterior ends moving in forward direction, and the alveoli behind being closed by bony tissue.

The transverse section of the left incisor fragment in the *Tr. chinjiensis* mandible is pyriform and not plate-like. This points to a relationship with the genus *Gomphotherium* and not with the *Platybelodon* group, likewise characterized by an elongated symphysis (p. 250). So far the Chios mastodont sample is concerned, besides the tuskless mandible several lower incisor fragments have been excavated, all of which have the pyriform transverse section of *Gomphotherium angustidens*. Moreover, the symphyses of the above mentioned tuskless mandibles are slender and narrow as they are encountered in *Gomphotherium* mandibles with peg incisors.

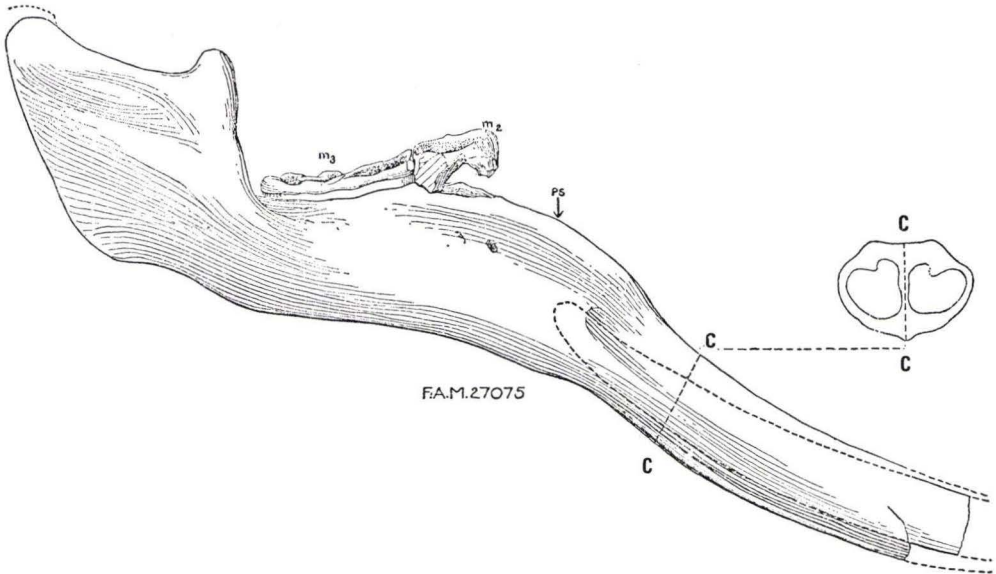


Fig. 11. Caudal extension of lower incisors in the symphysis of longjawed bunodont mastodonts: "*Aybelodon hondurensis*" FRICK, 1933, late Pliocene, from Honduras, FAM 27075. CC: cross section of symphysis with tusks (after FRICK 1933: fig. 5). $\times 0,1$.

Taxonomically these mandibles thus belong to *Gomphotherium* and may be considered best as individual tuskless variants in incisor provided populations. For the European and Asiatic specimens (nos. 1, 2, 3) *Gomphotherium angustidens* would be the taxonomic denomination, the North American mandibles (nos. 4, 5, 6, 7, 8, 9, 13) are to range into *G. productum*, large or small subspecies (no. 13) respectively.

This assignment holds true, so far single specimens are concerned in a population, in which the loss of lower incisors is not genetically fixed. A series of tuskless mandibles, discovered in a site or in a stratigraphically and geographically restricted area, points to a population, in which loss of lower incisors is a hereditary characteristic²⁰.

²⁰ Both possibilities are known from living Indian and African elephants (DERANIYAGALA 1955: 39, 43, 1963; KRUMBIEGEL 1943: 50).

A population with hereditary fixed loss of lower incisors and retention of an elongated bony symphysis obviously is represented by *Gnathabelodon buckneri* SELLARDS, 1940 (no. 12 of the list above). All known mandibles with symphyses (type in the Texas Memorial Museum; referred specimens 30896-288, -318, -271 and no number, in the Lab. of Vert. Paleo., Austin) are tuskless. The symphysis is hyperlongirostrin, but rather broadened, compared with the narrower tuskless symphyses discussed previously. This and the marked hypsodonty of the large molar crowns (type M^3 : 193, type M_3 : 209; ref. M^3 : 170, 202, 210, 213; ref. M_3 : 213, 227; pl. 23 fig. 7, 8; fig. 4 E) points to a separate taxon, for which *Gnathabelodon* might be upheld.

A similar broadened gutter-like symphysis characterizes *Gnathabelodon thorpei* from Kansas (no. 11 in the list above). The hypsodont molars of the single specimen (left M_3 : 215×97 , right M_3 : 205×95 ; right M^3 : $201 \times 106,5^{21}$) are provided with incipient secondary trefoils and a well developed cement cover. On the lower M_3 the second, third and fourth lophid have chevron position. Both characters indicate an advanced molar structure. Furthermore, BARBOUR & STERNBERG (1935) referred a large spirally twisted isolated upper incisor without enamel band, and with two broader and two smaller shallow furrows at the posterior end to *Gnathabelodon buckneri*. I have doubt about this assignment. Upper tusks of this structure are rather known from the brevirostrine *Stegomastodon* (see OSBORN 1936: fig. 634, 639, 642; SAVAGE 1955).

The broadened symphysis in both the Texas sample and the Kansas specimen remembers the broad rostra of *Amebelodon-Platybelodon* mandibles, provided with plate incisors. It is thus possible that *Gnathabelodon* represents a tuskless population, or perhaps in the case of the Kansas specimen, a tuskless individual of the *Amebelodon-Platybelodon* group. This, however, is a provisional allocation under the present state of knowledge.

Eubelodon morilli from Nebraska (no. 10 of the list above) has a tuskless mandible, the symphysis of which, however, is markedly shortened. Therefore OSBORN (1936: 605, 611) concluded that *E. morilli* is an ancestral stage to the brevirostrine short-jawed genus *Cuvieronius* mostly known from South America. From the columnar section of the Mio-Pliocene beds of Brown Cy, Nebraska in OSBORN (1936: fig. 679) it can be seen that the type and the referred specimens of *E. morilli* are higher, i.e. younger in the section than the longirostrine gomphotheres as "*Trilophodon phippi*", "*Ocalientinus ojocaliensis*", "*Tr. osborni*" etc.). It is thus not unlikely, that the general tendency widespread among North American gomphotheres during the later Pliocene to shorten the symphysis and reduce the lower incisors completely, is also to observe in the Northern Nebraskan area. Therefore, perhaps *Eubelodon morilli* may be a transitional form to the brevirostrine group of North American bunodont trilophodont mastodonts.

In summary, most of the tuskless longirostrine mandibles of b-3-mastodonts are individual variants in tusk bearing *Gomphotherium* populations. They may be

²¹) The length of the lower M_3 : 6,5 inches in the original description is erroneous, according to personal examination of the mandible in september 1964.

registered as *Gomphotherium productum*, large and small subspecies respectively. *Gnathabelodon* being perhaps nearer to *Amebelodon* is represented by a tuskless population (*G. buckneri*, Texas) and a single tuskless variant (*G. thorpei*, Kansas) so far the number of documents is concerned. *Eubelodon morilli* is perhaps a transitional stage to the North American b-3-brevirostrine mastodonts.

2.1.6. Genus *Rhynchotherium*

FALCONER (1868: 74, 75) based his genus *Rhynchotherium* on a cast of a fragmentary mandible, kept in the Geneva Natural History Museum (Switzerland). The site of the original specimen, already lost at FALCONER's time, is given rather vaguely as "near Tlascala, Mexico", without stratigraphic data. FALCONER and later OSBORN (1936: 477, 481, 493, 507), the latter after the examination of a duplicate from the original cast, mention the rather large size of the mandible (M_3 : $180e \times 99$, with four lophids)²², the deflection of the symphysis and the large diameter of the one preserved lower round incisor (65) with flattened inner section, and "apparently, from cast, with broad external enamel band" (OSBORN 1936: 507). According to an autopsy of the duplicated cast in the AMNH (April 1965), there is, however, undoubtedly no proof for the presence of an outer enamel band on the broken base of the lower incisor.

Thanks to the courtesy of Dr. G. DE BEAUMONT, Muséum d'Histoire Naturelle, Genève (Switzerland), the author was able to study FALCONER's type of *Rhynchotherium* in December 1972. In contrast to OSBORN's fig. 448 below, and descriptions (1936), which indicate only one piece, there are two pieces of plaster casts (catalogue no.: 850/1). The two pieces are:

a) Both rami horizontales mandibulae with the fragmentary left M_3 , the roots of both M_2 , the symphysis and the base of the right incisor in its alveolus. The left alveolus is partly damaged and was probably partly filled with matrix, the left incisor fallen out before the final deposit of the mandible. The dorsal side of the symphysis is narrowly channelled, and broadens anteriorly but the crests are damaged (pl. 26 fig. 27).

The postero-internal part of the left M_3 is missing and only three lophids are visible. Judging, however, from the posterior damaged part of the tooth, there were certainly present a fourth lophid and a talonid on the intact M_3 . The M_3 has well developed secondary trefoils on the posterior slope of the first posttrite, and on both slopes of the second posttrite. The following posttrites are missing.

The right ramus is much more damaged, only the root bases of the M_2 are preserved, the posterior part of the ramus horizontalis is missing.

This cast corresponds to the anterior half of OSBORN 1936: fig. 448 below (see also pl. 26 fig. 27).

b) The second cast represents a part of the ramus ascendens of a left mastodont mandible with the angular process and part of the condyle process. The condyle itself, however, is broken. On the lingual wall is situated the large for. mandibulare and a part of the bony process behind the M_3 (= FRICK's "posterior pouch", see TOBIEN

²²) The lower M_2 is deeply worn, but in all probability the tooth was trilophodont.

1972: fig. 5). This cast corresponds to the posterior half of OSBORN 1936: fig. 448 below.

OSBORN (1936: fig. 448 below) joined both specimens in a "retouched photograph" (caption to fig. 448), but they do not fit completely together, as the fractured surfaces of both pieces are not completely identical. However, there is not much doubt, that they both belong to the same individual.

The right lower incisor (fig. 3: 19) has a rounded transverse section with a slight dorso-ventral elongation (dorso-ventral diameter: 72, linguo-labial diam.: 66), but there is no flattened inner wall, as is mentioned by OSBORN (1936: 507).

The outer wall of the right incisor is visible at the broken tip on a length of about 75 and a height of about 53. The intact surface is provided with shallow longitudinal furrows, which is the characteristic flutuation of the dentinal surface of many lower and upper mastodont incisors. There is no indication of an enamel band, which should have produced a certain relief on the dentinal surface (x in pl. 26 fig. 27c; pl. 24 fig. 11).

The rounded transverse section of the lower incisor corresponds to the peg-type. The symphysis is already described by OSBORN (1936: fig. 478 E, caption) as "less strongly decurved than in any other known species" of the genus *Rhynchotherium*. The degree of deflection is very similar to those of *Trilophodon (Tatabelodon) riograndensis* from the medial or late Pliocene of the Santa Fé area (p. 223) and *Trilophodon giganteus* from South Dakota. As the main characteristic of *Rhynchotherium* in OSBORN's diagnosis (1936: 480, 1942: 1562): "broad external enamel band on the lower incisors" is definitely not demonstrable at the Geneva mandibular cast, this specimen should be best assigned to the genus *Gomphotherium*.

Very near to FALCONER's *Rhynchotherium* mandible, named by OSBORN *Rh. tlasca-lae* (1936: 493), is *Aybelodon hondurensis* FRICK, 1933 of the Upper Pliocene from near Tapasuma, Honduras, Central America (OSBORN 1936: 509), with deflected symphysis, heavy, peg-shaped incisors (70 × 61) without enamel band, and simple structure of the lower M₃ (173). Hence the mandible approaches *Trilophodon (Tatabelodon) riograndensis*. The mandibles of "*Rhynchotherium*" type FALCONER, 1868, "*Trilophodon riograndensis*", "*Aybelodon hondurensis*" (fig. 11) most probably belong to a large *Gomphotherium* form with heavy lower peg incisors, which very much resembles the large subspecies of *G. productum* from the early Pliocene of the Santa Fé area, and which persisted into the late Pliocene.

From several species assigned by OSBORN to the genus *Rhynchotherium*, enamel banded lower incisors have been described. These are:

1. *Blickotherium euhypodon* (COPE, 1884) (OSBORN 1936: 489): Type: Left mandible with worn M₃ and a lower tusk, which however, is not in undubitable connection with the mandible (see COPE's figure in OSBORN 1936, fig. 463 and autopsy of the specimen 8528 in the AMNH; pl. 24 fig. 13). OSBORN (1936: 489) refers to the diary of COPE's collector, who writes of the type lower jaw "containing one incisor tooth not articulated (COPE 1889, 2, Pl.: XIII — our Fig. 463)". Taken the lower incisor isolated, it resembles very much a small, may be juvenile upper tusk of a *Gomphotherium*, on which the enamel band is extended over the whole length of the tooth. It might be possible, therefore, that in the specimen AMNH 8528 an aged mandible was combined with a small upper tusk.

The tusk in the referred palate is a senile one by termination of the enamel band with the characteristic "feathering" of the enamel border. The senile incisor is in accordance with the deeply worn upper M^3 in the palate (OSBORN 1936: fig. 463, 464). The deflection of the symphysis so far preserved is comparable to that of the *Rhynchotherium* type mandible, even less.

2. *Rhynchotherium browni* OSBORN, 1936 (p. 494). Type: Mandible with strongly deflected symphysis and two lower incisors with outer enamel band (AMNH 15550), San José de Primas, Sonora, Mexico, Upper Pliocene. The lower incisors diverge anteriorly in a very unusual way, and the torsion of the right incisor in the longitudinal axis is counter-clockwise, seen from the posterior to the anterior end, whereas the torsion of the left one is clockwise (OSBORN 1936: fig. 467 and personal examination April '65). This is in contradiction to the normal situation in *Gomphotherium* and *Platybelodon*/*Amebelodon* incisors. Here, seen in the same orientation from back to front, right incisors constantly are twisted clockwise, and left incisors counter-clockwise. If the two lower incisors of AMNH 15550 were interchanged, the right incisor into the left alveolus and the left incisor into the right alveolus, the divergence of the tusks would disappear and the torsion would be normal, but the enamel bands would come to be situated internally: A position still more unlikely than that on the outer walls of the tusks. It seems to me more likely, that in mounting these tusks a mistake was made. They would fit much better into a skull of a juvenile gomphotheriid, than into a mandible. The deflection of the symphysis is strong and a reduction of size and circumference can be observed at the preserved tip. This indicates a structure of transitional character between the North American longjawed gomphotheres and the bunodont, trilophodont, dibelodont, brevirostrine (b-3-2-b-) mastodonts with reduced lower incisors.

A marked deflection of the symphysis in connection with its reduced size is also known from the European Mio-Pliocene at the transition from trilophodont tetra-belodont longjawed *Gomphotherium* to shortjawed tetralophodonts (ZAPFE 1957).

Another character, which approaches AMNH 15550 to the brevirostrine group is the broad transverse section of the ramus mandibulae below the lower M_3 , and the height of the ramus in lateral view. In contrast, mandibles of longjawed, incisor provided gomphotheres or platybelodonts have low and laterally compressed rami (see OSBORN 1936: fig. 448: FALCONER's longjawed mandible of "*Rhynchotherium tlascalae*" and AMNH 15550; fig. 12). In describing *Rhynchotherium browni* OSBORN 1936: 494) already remarked: "Ramus stout".

Stout, compact, transversely enlarged mandibular rami are characteristic for brevirostrine mastodonts, not only for the American trilophodont group (*Haplo-mastodon*, *Stegomastodon*, *Cuvieronius*: OSBORN 1936: fig. 553, 557, 562, 636, 642; SAVAGE 1955: figs 5-7; SIMPSON & PAULO COUTO 1957: pl. 5 fig. 2), but also for the Old World tetralophodont *Anancus* and its allies (OSBORN 1936: 600, 604, 619).

Disregarding the problematic lower incisors, the mandible AMNH 15550 has intermediate character between gomphotheres and brevirostrine mastodonts by its reduced symphysis, its symphyseal deflection and stout ramus.

3. *Rhynchotherium falconeri* OSBORN, 1923 (1936: 494). Type: Mandible with short, sharply deflected symphysis, M_2 deeply, M_3 fully worn (AMNH 8532), Mt. Blanco,

Blancan (latest Pliocene). Texas. As in *Rhynchotherium browni* the ramus is stout, its transverse section below M_3 enlarged and laterally expanded (fig. 12). The M_3 (176/174 \times 90: own measurements) have simple *Gomphotherium* structure with thick enamel, and without secondary trefoils and cement (OSBORN 1936: fig. 468). OSBORN (1936: 495), furthermore, describes and figures a fragment of a left lower incisor in alveolo, which is "abraded and no enamel is seen". In the present state of preservation and after personal examination of the specimen in the AMNH (April 1965), the

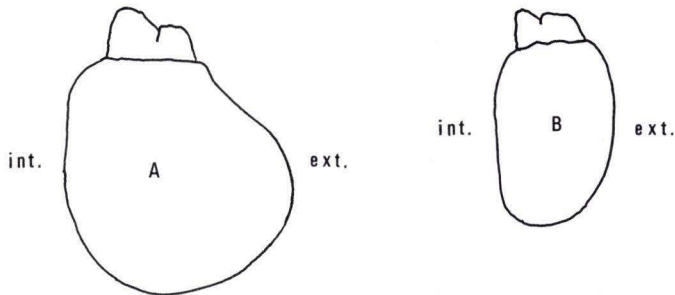


Fig. 12. Transverse sections of horizontal rami in bunodont mastodonts: A: broad and high brevirostrine ramus; B: narrow and low longirostrine ramus. Int.: lingual wall; ext.: labial wall of ramus (schematically and not to scale).

following can be said about the lower incisor: OSBORN (1936: fig. 468 A) figures the mandible with the incisor fragment in the left alveolus from the left side. In the first description of the specimen by COPE (1893, 1: 58, pl. 15) it is said to be from the right side. This is in accordance with the present state of preservation (pl. 24 fig. 12). The left incisor alveolus is deeply excavated, and the medial, lateral and ventral walls are covered with a fine grained sand hardened by a white calcareous cement.

The fragment of the right tusk is to be seen over a length of about 100, and an enamel band (34 width) is situated laterally. The transverse section is oval, but flattened at the medial side, the diameters are vertically 65, transversely 40. (COPE's figure of 27; 1893: 59 does not represent the maximal thickness). The incisor fragment is covered dorsally by fibrous bone, ventrally and laterally by spongy bone. Medially there is no bone visible, especially no bony septum exists between the right incisor and the alveolus of the left one. Behind the bony part, bearing the right incisor, is a vertical plaster strip of about 20 thickness. Here, the mandible ramus was obviously fractured and afterwards rebuilt with plaster. The corresponding left side of the symphysis with the empty alveolus is intact. Thus, the position of the enamel banded right incisor fragment does not destroy certain doubts about the attribution of itself and its bony cover to the rest of the mandible.

As in *Rhynchotherium browni* the mandible ramus AMNH 8532 is stout, in lateral view high compared with typical b-3-4-l-mandibles, and the transverse section is medially and laterally expanded.

As AMNH 8532 is structurally near to *Rh. browni*, both mandibles would contribute to demonstrate the transition from longirostrine to brevirostrine bunodont masto-

donts in North America, if one disregards the problematical enamel banded lower incisors.

4. *Blickotherium blicki* FRICK, 1933 (OSBORN 1936: 508). Type: Adolescent mandible with P₄, M₁ and M₂ (erupting) and major portions of both tusks (FAM 27062), from the Upper Pliocene near Tapasuma, Gracias, Honduras. According to the descriptions, the details concerning the discovery of the mandible during the winter of 1929, the figures of FRICK (1933: 529, fig. 3, p.p., 4), and personal examination of the specimen in April 1965, it is not beyond all doubts, that the enamel banded lower incisors are integrated components of the mandible. The possibility of being upper incisors cannot be excluded definitely. In lateral view the ramus is low and slender, however, the symphyseal part, high and massive, indicating strong lower incisors. Since the adolescent specimen is approaching *Aybelodon hondurensis*, the type mandible of which has been found together with the *Blickotherium blicki* mandible at the same site (FRICK 1933: 527), it could represent a juvenile individual of the same *Gomphotherium* population to which *Aybelodon hondurensis* belonged. WEBB & TESSMAN (1968: 804) also suggest, that *Aybelodon hondurensis* is a synonym of *Blickotherium blicki*.

5. *Rhynchotherium edense* FRICK, 1933 (OSBORN 1936: 507), FRICK's "neotype" from the late Pliocene of Mt. Eden, S. California, is a partial skull with mandible and dentition (M1, M2 under wear, M3 in alveolis, FAM 18225); the lower incisors are large, with broad external enamel bands. The symphysis is strongly deflected, the mandibular ramus is stout and the M3 structure is simple, similar to the *Gomphotherium productum* molars from the Clarendonian sites of California. According to the descriptions and figures of FRICK (1933: 514–523, figs. 1, 3), the enamel band of the left lower incisor extends far into the symphysis. Thus, the mandible FAM 18225 so far seems to be the only full grown specimen in which enamel bands on lower incisors are ascertained²³.

Up to the present nowhere in the Old World mastodont mandibles with enamel-banded lower incisors have been discovered, and as the American occurrences are rather doubtful²⁴, the Mt. Eden specimen remains unique. It is either an individual anomaly or a member of a locally restricted population, which produced lower enamel bands somewhat like an atavistic character. It would be of highest interest to discover more material of this strange mastodont at the Mt. Eden type locality.

The deflection, shape and stoutness of the Mt. Eden mandible is similar to those of *Rh. browni* and *Rh. falconeri*. Would it not be for the strange lower incisors, the Mt. Eden mandible fragment together with the skull could be likewise brought into the ancestry of the North American brevirostrines.

²³) FRICK and OSBORN (1936: 499, fig. 474) describe a juvenile mandible, the lower incisors of which are covered with a rather backward extended outer enamel band. The specimen (FAM 18216B) was found in the same quarry as FAM 18225.

²⁴) In discussing the enamel band on the lower incisors of *Rhynchotherium euhypodon*, SCHLESINGER (1917: 53) is doubtful on this character: „Es wäre dies für untere Schneidezähne eines Mastodonten ganz unerhört. Sollte sich Cope im Vorhandensein dieses Merkmals nicht getäuscht haben, so müssen es obere Inzisoren sein, wofür ihre Form und insbesondere der Verlauf einer bogigen Nutzspar zu sprechen scheint.“

OLSON & MCGREW (1941: 1237) described a *Blickotherium* tusk fragment from Honduras without enamel, and suggested advanced wear and incomplete preservation being the reason for it (pl. 4 fig. D). None the less the lack of an enamel band might be in this specimen primarily. Thus, the flutation of the dentinal surface is well preserved. (The fragment pl. 4 fig. C has an twisted enamel band and therefore looks rather like an upper incisor of *Cuvieronius*).

There is, however, a finding of a stout mandible with deflected symphysis and incisors without enamel band: *Rhynchotherium simpsoni* OLSEN, 1957 from the Pliocene Bone Valley formation of Florida. The longitudinal grooves on the outer surfaces, described by OLSEN, become visible in lower incisors of e.g. *Gomphotherium*, when the outer layer of cement is stripped away. It is not necessary to assume that an enamel band was removed by abrasion (WEBB & TESSMAN 1968: 803).

In summary, the North American species of *Rhynchotherium* or of the subfamily Rhynchorostrinae OSBORN (1936: 477) respectively, allocated by OSBORN to these taxa, may be distributed to three groups:

1. *Aybelodon hondurensis*,

Blickotherium blicki,

Rhynchotherium tlascalae (FALCONER's cast)

are members of the genus *Gomphotherium*, belonging to a large form, with heavy lower peg incisors. *Tatabelodon riograndensis* is a member of the same group (p. 223).

2. *Rhynchotherium francisi* (HAY, 1926) (OSBORN 1936: 501),

Rh. anguirivale OSBORN, 1926 (OSBORN 1936: 491),

Rh. rectidens OSBORN, 1923 (OSBORN 1936: 488),

Rh. shepardi (LEIDY, 1871) (OSBORN 1936: 487),

Rh. brevidens (COPE, 1889) (OSBORN 1936: 485)

are based upon isolated dental elements (grinders, upper incisors respectively). These specimens, as those described by WEBB & TESSMAN (1968: 805) under *Rhynchotherium* cf. *euhypodon* from the Hemphillian (Middle Pliocene) of Florida, may belong to the genus *Rhynchotherium* in the sense of OSBORN; they may, however, belong to other bunodont or zygodont mastodonts, or may be incertae sedis, because of their fragmentary preservation, insufficient for a closer determination.

3. *Rhynchotherium browni*,

Rh. falconeri,

Rh. edense,

Rh. simpsoni

have mandibles with morphological characters, which indicate relationship to the bunodont brevirostrine trilophodont mastodonts of North America, particularly the *Haplomastodon* group with simple molar structures.

However, as long as the problem of the enamel banded lower incisors in *Rh. browni*, *Rh. falconeri* and *Rh. edense* is not solved, the assumption of an intermediate form between the *Gomphotherium* population with long symphyses and peg incisor without traces of enamel band and the brevirostrines with rudimentary lower incisors also without outer enamel band remains a matter of discussion. Only OLSEN's *Rhynchotherium simpsoni* with non-enameled lower incisors delivers an unequivocal model for a transition between b-3-4-1- and b-3-2-b-mastodonts.

In fact, one should underline the statement of WEBB & TESSMAN (1968: 805) that "much work remains to be done before the taxonomy of advanced rhynchotheres can be adequately sorted out".

The Old World specimens, ascribed by OSBORN to *Rhynchotherium*, as *Rh. spenceri* and *Rh. chinjiense*, do not present the main diagnostic character, i. e. enamel banded lower incisors (see p. 215, 212). They are members of the *Gomphotherium* stock.

2.2. The *Stegomastodon*/*Haplomastodon* Group

The taxa belonging to the *Stegomastodon*-*Haplomastodon* evolutionary group are exclusively of New World repartition. Their biostratigraphic range is late Pliocene, Blancan and Pleistocene. All South-American mastodons belong to this group, being invaders from the North American stock.

Besides *Stegomastodon* (POHLIG, 1912) and *Haplomastodon* HOFFSTETTER, 1950, *Notiomastodon* CABRERA, 1929 and *Cuvieronius* OSBORN, 1923 are valid genera. *Cordillerion* OSBORN 1926 is synonymous with *Cuvieronius* (see the classification of SIMPSON & PAULA COUTO 1957: 133). Except *Notiomastodon*, which is exclusively of South American origin, the other genera are known in both parts of the New World. However, the existence of *Haplomastodon* in North America is not fully secured.

The four genera are basically trilophodont (in the intermediate molars D4, M1, M2), with occasional tendencies to tetralophodonty on the M2, brevisrostrine with shortened, abbreviated spout-like symphysis, no vestiges of lower incisors in known specimens, stout, laterally expanded and high ramus mandibulae. Upper incisors more or less upturned, without enamel band except in *Cuvieronius* and *Notiomastodon*, where it is well developed (*Notiomastodon*) and spirally twisted (*Cuvieronius*).

Haplomastodon and *Cuvieronius* molars are structurally more simple with secondary trefoils, but without cement. *Stegomastodon* and *Notiomastodon* have a more complicated molar pattern, *Stegomastodon* developed extreme posttrite trefoiling and thick cement covering (SAVAGE 1955: fig. 2, 4; SHOTWELL 1970: fig. 39; see figs. 6: 19-21; 7: 19-21).

SAVAGE (1955: fig. 8) published a most instructive phyletic and dispersal diagram of the American b-3-2-b-group (fig. 13). As it can be seen, the four genera derive from a "rhynchorostrine" complex, an assumption, I agree with. It should be added, that the rhynchorostrine complex itself stems very probably from early Pliocene *Gomphotherium* population(s) in North America. At the present state of knowledge it does not seem necessary to accept an immigration of e. g. b-3-2-b-mastodons from the Old World.

For details about the American b-3-2-b-mastodons I refer to SAVAGE (1955), HOFFSTETTER (1955), SIMPSON & PAULA COUTO (1957) and BUSTOS (1962). However, some remarks should be made on *Morrillia*, as well as on the possible Old World allies of the North American brevisrostrines.

a) *Morrillia* was founded by OSBORN, 1924 (OSBORN 1936: 377) on two last molars: a left M³ (type UNSM 4-22-6-16) from Cambridge, Furnas Cy, Nebraska, Middle Pleistocene, and a referred right M₃ from Harlan Cy, Nebraska (UNSM 10-11-7-10 =

2375), Middle Pleistocene (OSBORN 1936: 372). This tooth originally was described by OSBORN (1923.601: 3) as a rM_3 of *Tetralophodon praecampester*. Later OSBORN (1936: 372, fig. 339) changed the position to a rM^3 . This is not very likely, because the root arrangement clearly indicates a lower molar (personal examination June 1964).

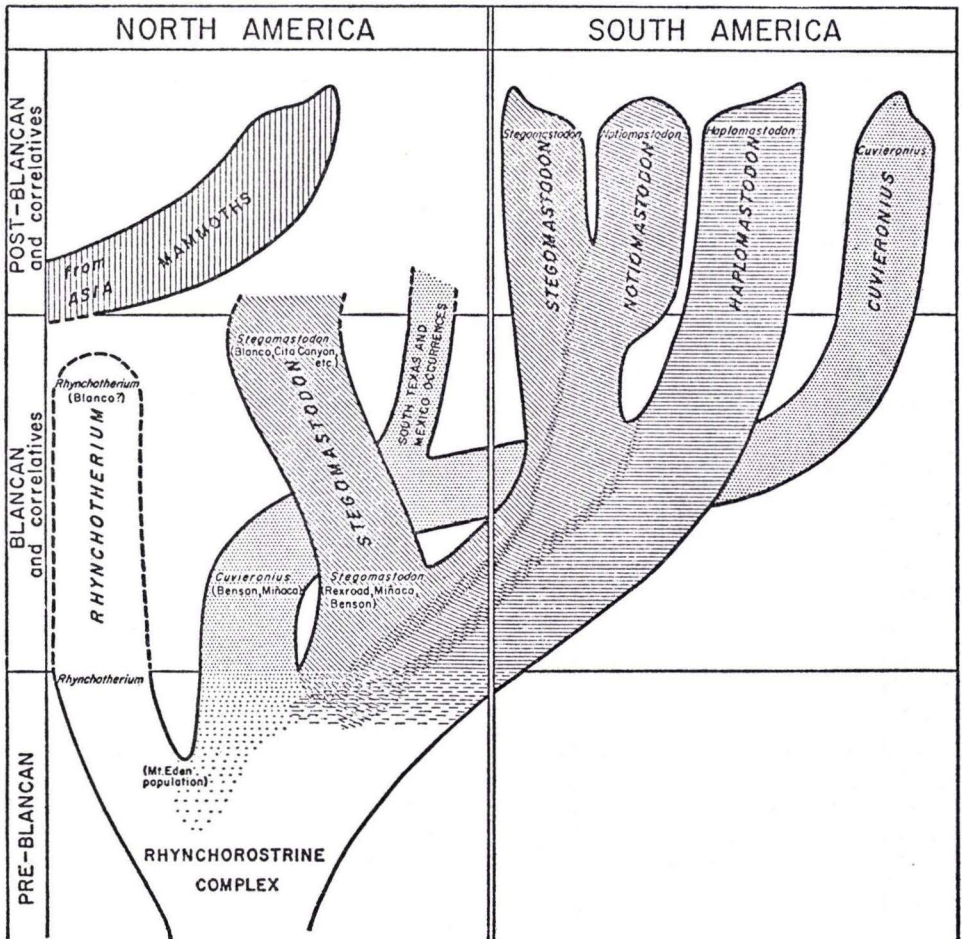


Fig 13. "Late Cenozoic gomphotheres in the Western Hemisphere — a possible phyletic and dispersal pattern." (After SAVAGE 1955: fig. 8).

OSBORN (1936: 377) classified *Morrillia* as a tetralophodontine, but a closer comparison with the figures and descriptions of *Stegomastodon mirificus* from Cita Canyon, Texas (SAVAGE 1955) delivers striking similarities: Double posttrite ("secondary") trefoils (ptychodonty), rugosity and furrowing of the enamel at the lingual and buccal walls of the ridge crests (choerodonty), particularly on the lingual side of

the type M^3 , accessory cusps along the internal side of the crown base, and in the transverse valleys thick cement covering mainly on the posterior part of the crown, relatively hypsodont. Therefore the valleys are narrow, the anterior and posterior slopes of the ridge crests very near, the inclination of the lingual and buccal walls is normal, as can be demonstrated by loph(id)-profiles (fig. 14).

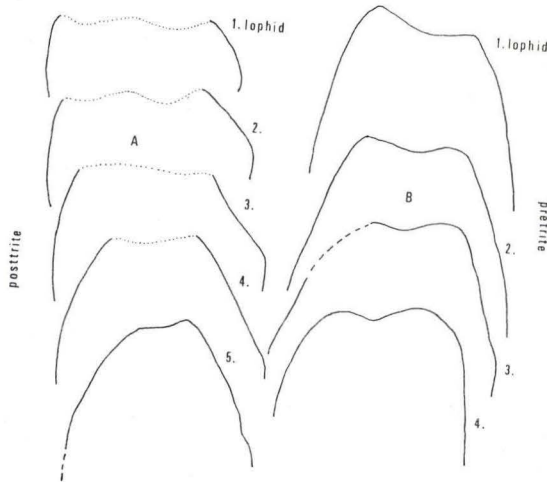


Fig. 14. Transverse loph profiles of right M^3 of *Morrillia* and *Haplomastodon*. The profiles cover the enamel cap of the lophs or at least its larger parts. Unbroken lines: unworn or slightly worn lophs; broken lines: worn lophs; dotted lines: enamel damaged.

A) *Morrillia barboursi* OSBORN, 1921, type (UNSM 4-22-6-16, sin., reverted), late Pliocene, Cambridge, Furnas Cy., Nebraska; B) *Haplomastodon* sp. (CM 10573), Pleistocene, near Bogotá, Colombia. $\times 0,33$.

These are characters known from advanced stegomastodonts, as *St. mirificus*, but not to be found in the genus *Tetraolophodon*; neither in the North American *T. campester* and *fricki*, nor in the European type species *T. longirostris* from the Lower Pliocene Eppelsheim sands, south of Mainz. Here, the M^3 characters are quite different (see OSBORN 1936: fig. 331, 334). The posterior loph(id)s and halfridges are rather simple, with small conules and faint secondary trefoils, producing an undifferentiated crown pattern. Ptychodonty and choerodonty are missing as well as the thick cement covering.

After all, the two *Morrillia* molars do not belong to the genus *Tetraolophodon*, they are very near to, if not identical with the genus *Stegomastodon*. If the Middle Pleistocene age of the two molars holds true²⁵, the stratigraphic range of the genus would not

²⁵ OSBORN 1942: 1514: "The stratigraphic position of the mastodont, *Morrillia*, is not certain. Although OSBORN considered it as of Middle Pleistocene age, this is more probably a Pliocene form". No modern data concerning the stratigraphic age of the two *Morrillia* localities were available to the author.

be limited with the Blanean (fig. 3, 13).

Besides the type and the referred third molars of *Morrillia*, there are further specimens of an advanced *Stegomastodon* in the research collections of UNSM, which Prof. B. C. SCHULTZ very kindly allowed the author to study in June 1964.

It is not in the intention of the author to discuss these interesting specimens in detail, only some remarks should be made: Structurally some of the molars demonstrate the same degree of complexity as the type molars of *Morrillia* [e.g.: rM³: 2415; lM³ (cast): 13-8-25; rM²: 2414; rM₂: 2357; rM₁: 2417; a palate with M²—M³ l. and r.: 1489; a mandible with symphysis and damaged l. and r. M₃: 19-4-33].

M1 and M2 have tetralophodont tendencies, i. e. the fourth loph(id) is always a little smaller and narrower than the anterior loph(id)s, more in M1 than in M2. Behind the fourth loph(id) follows a closely appressed and enlarged cingulum. SAVAGE (1955: 58, 59, fig. 4, pl. 2) described quasi-tetralophodont M2 from *Stegomastodon mirificus* of Cita Canyon, but the size and development of the fourth loph(id) seems to be more pronounced in the Nebraskan than in the Cita Canyon sample. It would be important to know whether this slightly advanced character is connected with a stratigraphically later age of the Nebraskan sample, compared with the Blanean age of the Texan *mirificus* sample, or whether it represents merely a geographic variant of two contemporaneous populations.

A mandible with preserved brevirrostrine symphyseal spout and partially damaged M₃ (19-4-33; Garden Cy, Nebr.) is in its general character identical with the *mirificus* mandibles from Cita Canyon figured by SAVAGE (1955: figs. 4—7). The dorsal symphyseal trough, however, seems to be somewhat narrower in the Nebraska specimen.

The mandible clearly demonstrates, moreover, the brevirrostrine character of "*Morrillia*". SIMPSON & PAULA COUTO's (1957: 179) statement ("*Morrillia* is a fairly typical longirostrine gomphothere except that it had lost the lower tusks and had molars slightly more complex than is usual in *Gomphotherium* itself. We see no reason to infer any special relationship to any of the forms of *Stegomastodon*") is inconsistent with the data so far available. Whether *Morrillia*, which obviously has nothing in common with the typical *Tetralophodon* (to which SIMPSON & PAULA COUTO's just cited statement probably refers), is synonymous with *Stegomastodon*, or represents a slightly advanced subgenus within the genus *Stegomastodon*, needs further investigation.

Besides the advanced "*Morrillia*" there are known *Stegomastodon* materials in Nebraska with a less complicated molar structure: Less hypsodont transverse valleys, therefore more opened, lingual and buccal walls of the ridgecrests more inclined, as the anterior and posterior slopes of the ridgecrests are; only thin cement cover, no filling of the posterior M3-valleys as in *St. mirificus* and "*Morrillia*", no choerodonty; only slight ptychodonty (= plication of enamel); posttrite trefoils incomplete. Representative is *Stegomastodon primitivus* from northeast of Ainsworth, Nebraska (OSBORN 1936: fig. 674—676, SKINNER & HIBBARD 1972: 113). Some *Stegomastodon* specimens from other sites in Nebraska are of a similar structural level, e.g.: Mandible with M₂ and M₃: 2-12-33; lM₃: UNSM 2316; fragm. mandible with right M₃: UNSM 2336.

A primitive *Stegomastodon* is also *St. rexroadensis* WOODBURN (1961: 84–91) from the Upper Pliocene of the Meade Basin, Kansas.

It might be possible that *Stegomastodon primitivus* together with the just mentioned specimens are stratigraphically earlier than “*Morrillia*” and the other more advanced materials, mentioned on p. 243–46.

b) In the final classification of OSBORN (1942) *Stegomastodon* and *Cuvieronius* appear as members of the Humboldtidae (p. 1566), *Notiomastodon* as a serridentid genus (p. 1572). This is in contrast to OSBORN’s earlier opinion, *Stegomastodon* to be the American representative of the Old World *Anancus* group.

SIMPSON & PAULA COUTO (1957: 180), however, refer *Stegomastodon* with *Notiomastodon*, *Haplomastodon* and *Cuvieronius* to the Old World Anancinae, represented by *Anancus*, *Pentalophodon* and *Synconolophus*. *Anancus* and *Pentalophodon* are basically tetralophodont mastodonts, that means D4, M1 and M2 have four fully developed loph(id)s. *Synconolophus* (and its near Old World relative *Choerolophodon*) are basically trilophodont mastodonts, the intermediate molars preserving a three-ridge character. Both genera represent an independent Old World Miocene/Pliocene evolutionary group, which originated from the Old World *Gomphotherium* stock and terminated with brevirostrine forms during the Pliocene (see later p. 248). It parallels in certain characters the American *Haplomastodon-Stegomastodon*-group. Thus it seems difficult to classify *Synconolophus* together with the tetralophodont genus *Anancus* and its allies.

The origin of *Anancus* during the Pliocene from the Old World *Tetralophodon* (type species *T. longirostris*) provided with four-ridged D4, M1 and M2, shortened symphysis and diminished lower tusks, has been clearly demonstrated by SCHLESINGER (1917: 227, 1922: 195), LEHMANN (1950: 218) and ZAPFE (1957: 392).

Tetralophodon longirostris itself derived during the late Miocene from advanced Old World *Gomphotherium angustidens* populations by gradual increasing of the loph(id)-numbers of the intermediate molars from three to four and gradual shortening of the symphysis and reduction of I inf. (SCHLESINGER 1917: 64, 1922: 44; LEHMANN 1950: 211; ZAPFE 1957: 392).

Since, on the other hand, the American brevirostrines are basically trilophodont mastodonts (notwithstanding the development of quasi-tetralophodont structures, mainly on M2, less marked on D4 and M1 in some terminal *Stegomastodon*-populations: SAVAGE 1955: pl. 2 and p. 246 above), and since trilophodony and tetralophodony are of primary order in the hierarchy of taxonomic characters in mastodont classification, the grouping of *Stegomastodon*, *Haplomastodon*, and *Notiomastodon* together with *Anancus* and *Pentalophodon* in the subfamily Anancinae leads to difficulties.

As has already been indicated by SAVAGE (1955: 68–69, fig. 8) and also envisaged by SIMPSON & PAULA COUTO (1957: 181), the North American trilophodont genus *Rhynchotherium*, at least certain members of it (not considering at the moment the problem of the lower incisors), delivers a model for the transition from typical North American *Gomphotherium* of late Miocene-early Pliocene age to the latest Pliocene, Blancan and Pleistocene American brevirostrines. At the present state of knowledge it seems unnecessary to assume an immigration of rhynchotheres or of trilophodont

brevirostrines from the Old World. The American brevirostrines are rather the product of an in-loco-evolution, mainly in North America.

If one removes the four genera *Stegomastodon*, *Hapломastodon*, *Cuvieronius* and *Notiomastodon* from the Anancinae, and if one follows SIMPSON & PAULA COUTO's (1957: 184) view, that the three first genera (and *Notiomastodon* included) "are tentatively considered terminal members of three divergent lineages within one broader group", it should be necessary to unite these in a subfamily. The earliest name, which can be used, following the IRZN, is *Notiomastodontinae* OSBORN, 1936 (p. 590; also 1942: 1572). *Cuvieroniniinae* HOFFSTETTER (1952: 184, 1955: 488) is of later date.

2.3. The *Choerolophodon*/*Synconolophus* Group

SCHLESINGER based his subgenus *Choerolophodon* on *Mastodon pentelici* GAUDRY & LARTET, 1856 from the Pontian (Lower Pliocene) of Pikermi (Greece). In characterizing *Choerolophodon*, SCHLESINGER (1917: 213; 1922: 142, 260) had at his disposal only juvenile crania, jaws and milk dentitions from Pikermi and Samos. The main characters are: Cranium low, elongated; upper incisors turned upward and outward; no enamel band; lower incisors reduced; reduction of the premolars; D4, M1 and M² (M₂ and M3 were not known to SCHLESINGER or too much worn, therefore useless) trilophodont with a typical W-like arrangement of the pretrite halfloph(id)s and conules; the lower intermediate molars have chevron position of the halflophids; all grinders with multiplication and irregular arrangement of conelets and conules (choerodonty), provided with vertical furrows and rugosities (ptychodonty).

Not listed in the diagnosis, but mentioned in the text is the thick enamel coating of the teeth, particularly in the valleys, (see SCHLESINGER 1917: 200: "Ein weiteres Merkmal, welches die Molaren von *M. Pentelici* sehr bezeichnend heraushebt, ist die überreiche Entwicklung von Zement": SCHLESINGER 1917: pl. 28 fig. 1, pl. 30 fig. 1, 2, pl. 31 fig. 1, 1922: pl. 20 fig. 1, pl. 22 fig. 1; OSBORN 1936: fig. 207). The cement covers also the tips of the ridges and their walls just after eruption and before wear starts.

Generally, cement in mastodonts is mainly developed on the molars, more on M3, less on the anterior molars and D4, still less on the anterior milk molars and the premolars, if these are present. Tooth germs have no cement, except immediately before or during the process of entering into wear. This can be observed on cement provided mastodonts, as *Choerolophodon*, *Synconolophus* and the American *Stegomastodon*. The preference of cement deposition, which is given to the M3 in contrast to the anterior grinders, can be encountered also with those mastodont dentitions, in which cement deposition is poor or on an incipient evolutionary level [e. g. early forms of *Choerolophodon*, some evolved zygodonts as the North American *Mammot*, advanced *Gomphotherium* in North America (p. 225), *Platybelodon*, *Amebelodon*].

Very near to, if not identical with *Choerolophodon* is the Siwalik genus *Synconolophus* (OSBORN 1936: 654). More about this relationship, already suggested by HOWARD in 1932 (OSBORN 1936: 262), will be discussed in a forthcoming paper together with Dr. Y. COPPENS-Paris. OSBORN's placing of *Synconolophus* in his subfamily Anancinae, together with *Anancus* and *Pentalophodon*, is not consistent with the

constant trilophodonty of the intermediate molars and the characteristic, often thick enamel coating of the grinders in *Synconolophus*.

Choerolophodon is a member of the Eurasiatic *Hipparion*-faunas and has a perimediterranean distribution in Europe. Besides Pikermi and Samos it is known from: Maragheh (DE MECQUENEM 1924: 137), several places in Turkey (e. g. SENYÜREK 1952: 449; VIRET & YALCINLAR 1952: 870²⁶; YALCINLAR 1952: 227; VIRET 1953: 53; OZANSOY 1965: 47; SICKENBERG & TOBIEN: 57, 58; etc.), Bulgaria (BAKALOV & NIKOLOV 1963: 229), Yugoslavia (ĆIRIĆ 1950: 116), Tunisia (Beglia fm., coll. P. ROBINSON, program of the Smithsonian Institution, still unpublished; see BLACK 1972) and Spain (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1958: pl. 59 b).

Small trilophodont mastodonts with cement covering on the grinders are also known from sites earlier than the *Hipparion* datum: One of the earliest specimen is the small fragmentary right M_3 of *Mastodon angustidens* var. *pygmaeus* DEPERET, 1897 from the Middle Miocene ("Cartennien") of Isserville/Algeria with a thick cement covering (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1959: 101).

From the Middle Miocene of Djebel Zelten, Libya, SAVAGE (1971: 221) mentions "*Mastodon pygmaeus*" which might indicate a similar, cement provided, trilophodont taxon.

Two small M_3 fragments from the Helvetian lignites of Kalkgrub near Schwanberg (Western Styria, Museum Joanneum, Graz/Austria, nos. 2028, 2030, MOTTL 1970: 90) have partially worn remnants of a cement covering (personal examination Sept. 1972; thanks to the courtesy of Dr. GRÄF-Graz).

The late Miocene sites Çatakbagyaka, and Paşalar, Western Anatolia, both with *Anchitherium* local faunas (SICKENBERG & TOBIEN 1971: 55, 56) have yielded some isolated bunodont, trilophodont molars with a well developed cement coating. They will be described by Mr. GAZIRY-Hamburg in a forthcoming paper.

The structure of the above mentioned specimens is more simple, without or little ptychodonty and choerodonty, compared with the advanced Pliocene *Choerolophodon* and *Synconolophus* grinders. Probably the Miocene specimens belong to populations which were the forerunners of the more complicated and larger Pliocene genera. In Asia, outside of the Siwaliks, *Synconolophus* has been reported by HOOLJER & COLBERT (1951) from Szechwan, China, by a typical upper intermediate molar. Furthermore, bunodont, trilophodont, cement bearing mastodonts, which might be referred to the *Choerolophodon-Synconolophus* group, have been recorded under various names: *Trilophodon wimani* HOPWOOD, 1935, *Tr. elegans* YOUNG & LIU, 1948 and *Tr. hopwoodi* YOUNG & LIU, 1948 already have been mentioned on p. 213 as possible members of the *Choerolophodon* group.

BELYAEVA (1952) described D_3 and D_4 from the Lower or Middle Miocene of Ulan-Tologoi, Western Gobi, Mongolia, and allocated them to *Serridentinus tologojensis* sp. nov. The choerodont habitus of the teeth crowns and the cement filling in the valleys (so far it can be judged from the figures on BELYAEVA's pl. 1) possibly point to a relationship with the *Choerolophodon* group.

²⁶) Description of *Synconolophus serridentinoides* n. sp. This is very probably the adult dentition of the *Choerolophodon* juvenile dentition.

The teeth, particularly the M², described by KUBIAK (1968: 144, pl. 18), from the Upper Miocene Begger Noor beds, Western Mongolia under *Serridentinus gobiensis* OSBORN & GRANGER, 1932, have *Choerolophodon* character too. The granulated enamel surface in the transverse valleys (clotty structure" in KUBIAK 1968: 145) is typical for *Choerolophodon* molars, if the thick cement cover is removed. This happened most probably to the Begger Noor teeth, on which the cement covering has weathered away.

In summary, the general characters of *Choerolophodon* and *Synconolophus* as: relatively low cranium (compared with *Gomphotherium*); upturned upper incisors without enamel band (except an enamel cap in juvenile specimens), without lower incisors (at least in the advanced forms), downturned symphyseal spout, however, present (OSBORN 1936: fig. 633); upper and lower grinders choerodont, ptychodont and with thick cement coating in the evolved forms justify to group these genera into a separate evolutionary unit (fig. 1). It is most probably an independent offshot from early Miocene/late Oligocene primitive *Gomphotherium*-like populations, which expanded during medial and late Miocene in Eurasia and Northern Africa, and culminated in the Pliocene *Choerolophodon pentelici* and the *Synconolophus* forms of the Siwaliks. Up to now, no late Miocene and Pliocene members of the group are known from Africa, south of the Sahara.

This Old World group is paralleled by the *Haplomastodon/Stegomastodon* group in North America in certain characters as: Trilophodonty of the intermediate molars; upturned upper incisors without enamel band; brevirostrine mandibles; choerodonty, ptychodonty and plentiful cement on the grinders. There is, however, no proof of a direct descentance of this late Pliocene/early Pleistocene group from the Old World *Choerolophodon/Synconolophus* stock. More probable is an independent, but in some aspects similar evolution of the *Haplomastodon/Stegomastodon* group from a North American *Gomphotherium* stock via intermediate *Rhynchotherium*-like forms. This happened during the Pliocene, i.e. at a definitely later time span, as the *Choerolophodon/Synconolophus* differentiation in the Old World took place.

2.4. The *Platybelodon/Amebelodon* Group

Platybelodon BORISSIAK, 1928 and *Amebelodon* BARBOUR, 1927 are typical members of the "shovel-tuskers", which represent a special evolutionary group within the bunodont trilophodont mastodonts (fig. 1). Both have intermediate trilophodont molars and long, well developed symphyses with strong lower incisors. They are b-3-4-1-mastodonts, and by this similar to *Gomphotherium*. They mainly differ, however, from *Gomphotherium* by the size, form and transverse section of the lower incisors. Most of the *Gomphotherium* lower incisors are relatively small (for some exceptions see p. 222) compared with the molar dentition (for instance the M3). They have a pyriform, oval or round, transverse section by dorsal elevation of the superior wall of the incisors, resulting in a convex upper side (fig. 3). In contrast, the members of the *Platybelodon* group have oversized, elongated lower incisors compared with the molars, and the transverse section is medio-laterally enlarged, with a dorsal depression of the superior wall, resulting in a concave upper side, or the incisors are extremely flattened and rather plate-like (fig. 15-17).

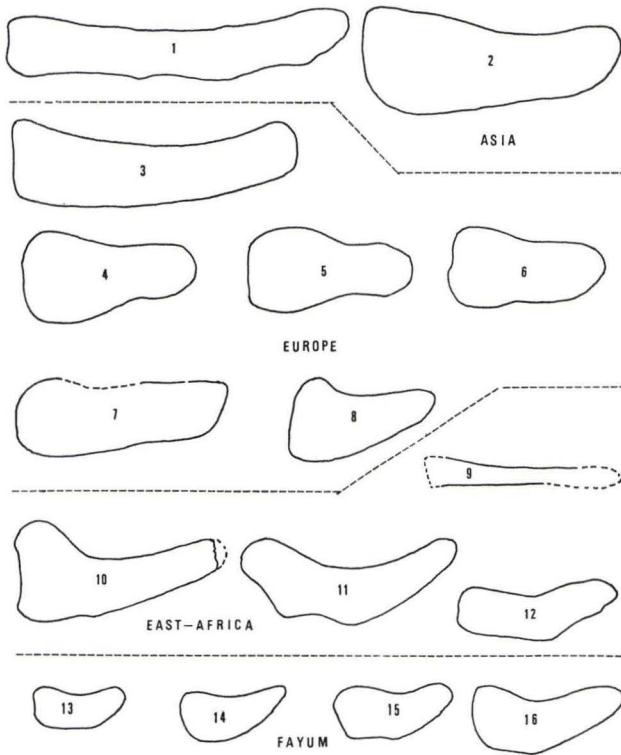


Fig. 15. Transverse sections of right lower incisors (shovel-type) of platybelodonts in the Old World.

1) "*Platybelodon*" *grangeri*, Upper Miocene, Tung Gur, Inner Mongolia; 2) *Platybelodon* sp., late Miocene, Kansu, China; 3) *Platybelodon danovi*, Upper Miocene, Belometcheskaya, Ciscaucasia; 4) *Platybelodon danovi filholi* (L. Gr. 992), Upper Miocene, La Grive, France; 5) *Platybelodon danovi filholi* (= *Serridentinus filholi olim*), type (Paris 1887-4), Middle Miocene, Sansan, France; 6) *Platybelodon danovi filholi* (Toulouse S. 349, sin., revert.), Middle Miocene, Sansan, France; 7) *Platybelodon danovi filholi* (Toulouse S. 83, sin., revert.) Middle Miocene, Sansan, France; 8) *Platybelodon danovi filholi* (Toulouse S. 74), Middle Miocene, Sansan, France; 9) "*Platybelodon*" sp., late Miocene, Loperot area, Kenya, East Africa; 10) *Platybelodon kisumuensis* (sin., revert.), early Miocene, Maboko Island, Kenya, East Africa; 11) *Platybelodon kisumuensis* (sin., revert.), early Miocene, Maboko Island, Kenya, East Africa; 12) *Platybelodon kisumuensis*, early Miocene, Lake Albert, Congo, East Africa; 13) *Phiomia wintoni*, early Oligocene, Fayum, Egypt; 15) *Phiomia "osborni"*, early Oligocene, Fayum, Egypt; 16) *Phiomia "osborni"*, early Oligocene, Fayum, Egypt.

1) after OSBORN 1936: fig. 430 and own measurements; 2) after ZHAI 1961: pl. 1; 3) after BORISSIAK 1929: pl. 3 fig. 1, 2; pl. 4 fig. 1 and own meas.; 4, 5, 6, 7, 8) own measurements; 9) after MAGLIO 1969: fig. 1b; 10, 11) after McINNES 1942: fig. 4b and 4a; 12) after HOOIJER 1963: pl. 1 fig. 3; 13, 14, 15, 16) after OSBORN 1936: pl. V fig. A, B, C, text. fig. 430 and own meas.

Above: dorsal side; left: medial side of the incisors. $\times 0.33$.

The Old World genus *Platybelodon* was erected by BORISSIAK (1928, 1929) on a partial skull with both M^2 and M^3 , and a nearly complete mandible with both deeply worn M_3 , the second molars recently shed. The specimens, named *Platybelodon danovi*, have been discovered in the Upper Miocene Chokrak beds (= 2nd Mediterranean Stage = Badenian) near Belomecheskaya in the Kuban region, Northern Caucasus (BELYAEVA 1962: 17)²⁷.

Thanks to the courtesy of Prof. FLEROV and Dr. BELYAEVA a personal examination of the specimens in Moscow was possible in June 1969. The two lower incisors (pl. 26 fig. 25; fig. 15: 3) were isolated and are no more connected with the ramus mandibulae.

On the right incisor a part of the anterior wear facet is preserved, forming a broad band on the ventral side which produces a sharp edge on the upper side of the incisor, similar to the Tung-Gur incisors. The left incisor is damaged anteriorly and laterally. At the posterior end the pulp cavity of the left incisor, filled with a brownish sand, is surrounded by a dentinal layer. No rod cone structure is visible on the anterior tips of the incisors. On the ventral, somewhat shiny surface the typical longitudinal striation of the dentine is visible, but no enamel exists (in contrast to BORISSIAK 1929: 2). Anteriorly, behind the tips, a thin cement layer is present.

The dorsal sides of the incisors are mostly covered with the symphyseal bone sheet, the incisors extending over 15 cm (I dext.) and 14 cm (I sin.) respectively. So far exposed the incisor tips are covered with a cement layer.

The posterior narrowing of the incisors is due partially to damage, partially to a slight dorsal infolding of the teeth, as it is known from other shovel tuskers in a comparable way (OSBORN 1936: pl. V fig. F 1). But there is no elliptical transverse section, contrarily to BORISSIAK's statement (1929: 22). Both incisors are slightly twisted as usual in lower incisors of mastodonts: Seen from behind, the right incisor is twisted clockwise, the left one counterclockwise. The lingual walls of the incisors are flattened, the labial walls rounded (Measurements see tab. 1; the right incisor is anteriorly deformed and therefore measures 125).

Another remarkable character of *Platybelodon danovi* is the smallness of the upper incisors, already stressed and discussed by BORISSIAK (1929: 24). Because this is in contrast to the *Gomphotherium* group, in which large upper tusks are the rule, small reduced upper incisors are a further diagnostic criterion for the *Platybelodon* group. They exist also on the Tung-Gur form (see below p. 254).

Upper and lower M_3 have a thin cement covering of some millimeters thickness, mainly on the outer walls and in the transverse valleys. Upper and lower M_3 show a certain complication by developing secondary trefoils on the posttrites (BORISSIAK 1929: 21, 27, pl. 5 fig. 1, 2).

From the Chokrak beds in the Yaman-Dzhalga ravine near Belomecheskaya (BELYAEVA 1962: 16) and from the same beds at the village Otradnaya near Krasnodar, Northern Caucasus, BELYAEVA & GABUNIA (1960) describe and figure more material of *Platybelodon danovi*: some isolated molars, a juvenile skull fragment with

²⁷) BORISSIAK (1929) does not mention a precise locality. The type is now in the Palaeontological Museum of the Academy of Sciences, USSR, Moscow (OSBORN 1936: 461 writes Leningrad, which might be the former place of preservation).

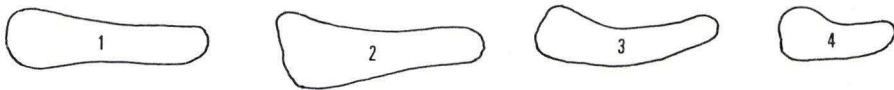


Fig. 16. Transverse sections of juvenile right lower incisors (shovel-type) of platybelodonts in Europe.

1) and 2) *Platybelodon jamandzhalgensis*, Upper Miocene, Belometcheskaya, Ciscaucasia; 3) *Platybelodon danovi*, Upper Miocene, Belometcheskaya, Ciscaucasia; 4) *Platybelodon danovi filholi*, late Middle Miocene, Sansan, France. (1, 2, 3: after BELYAEVA & GABUNIA 1960: fig. 8B, 12; 4) after photograph done by Prof. CROUZEL of no. S72 in Lab. Géol. Inst. Cath. Toulouse). Above: dorsal side; left medial side of the incisors. Nat. size.

left and right D^3-M^1 ; a juvenile mandible with left D_3 and D_4 and unworn or slightly worn tips of the lower incisors and an isolated juvenile left lower incisor.

Moreover, from the Yaman-Dzhalga ravine besides *Pl. danovi*, a new species: *Platybelodon jamandzhalgensis* BEL. & GAB. has been described, the type specimen being a fragmentary left juvenile mandible with D_2 , D_3 , D_4 and the unworn tip of the incisor, also with shovel habitus (BELYAEVA & GABUNIA 1960: 88; see fig. 16: 1-3).

This incisor and the others, allocated to *Pl. danovi*, are identified as deciduous incisors ("id₂") by the authors. They have, however, no closed pulp cavities and indicate no root formation, but enlarge rapidly in posterior direction with widely opened pulp cavities. (BELYAEVA & GABUNIA 1960: pl. 2 fig. 2, 3; text-fig. 8, 12; and personal examination of the specimens in the Museum of the Paleobiological Institute of the Academy of Science GSSR, Tbilissi, June 1972, thanks to the courtesy of Prof. GABUNIA.) It seems to me, that these specimens (as other juvenile lower tusks of shoveltuskers too, e.g. from Sansan or Tung-Gur, see fig. 16; p. 259) are the tips of the permanent lower incisors. In the juvenile stages they were small, corresponding to the narrow space in the symphysis, but broadened rapidly with the growing symphysis and mandible, the juvenile tips worn off by intensive wear.

If lower milk incisors were present in *Platybelodon*, one should expect rather small teeth with more or less well developed roots and closed pulp cavities being in function, if at all, on still more juvenile stages than those mentioned above. For instance, among the *Platybelodon grangeri* material from the Tung-Gur site (Inner Mongolia) is a very juvenile, probably foetal mandible with the enamel covered and laterally serrated unworn tip of an incisor, which I assume to be the permanent one. On its dorsal side a very small peg like tooth with rounded transverse section is to be seen (OSBORN 1936: fig. 433 C, D: "d.I?"), which might be the milk predecessor of the larger shovel-like permanent tooth (if it is not a rudimentary incisor, as I_1 or I_3).

Platybelodon danovi and *Pl. jamandzhalgensis* are reported from the Chokrak beds of Belomecheskaya and Belomecheskaya-Yaman Dzhalga ravine respectively, i.e. both taxa are from the same or closely adjacent sites. Whether the diagnostic characters of both species are significantly different, is a matter of statistical analysis of a broader sample, at the present, however, not at hand. In view of the considerable variation of mastodont dentitions, the slight differences, particularly of the juvenile incisors, make it difficult to accept two different species based on these characters, living at the same time at the same place.

In Asia, shovel tuskers have been reported from several places: From the Miocene of Chin-an, Eastern Kansu, ZHAI (1959) described and figured the anterior part on an adult right lower incisor of *Platybelodon* sp. Size (see tab. 1) and transverse section (fig. 15:2) agree more with the shovel type (as shown by *Amebelodon* or *Platybelodon danovi*) than with the extreme plate like incisors as in *Platybelodon grangeri*.

Remarkable is the collection of the shovel tusker *Platybelodon grangeri* OSBORN, 1929 from the Upper Miocene Tung-Gur beds, Inner Mongolia (OSBORN 1936: 463). As in *Platybelodon danovi*, the intermediate molars are basically trilophodont, the symphysis is elongated, the lower incisors are shovel-like (OSBORN 1936: fig. 429, 433, 435, 437, 438), and the upper incisors are small and without enamel band in the adults (fig. 436).

There are, however, differences compared with *Pl. danovi*: In *Pl. grangeri*, the incisor bearing part of the symphysis is broader than in *Pl. danovi*: a character, which is correlated to the broader, and nearly plate-like lower incisors in the former. Thus, in transverse section the medial height of the lower incisors of *Pl. grangeri* is not very different from the lateral one (fig. 15:1).

The hypsodonty of the rather large molars (M^3 : 184, 220; M_3 : 211, 218) is extreme and beyond the normal hypsodonty of large sized b-3-4-1-mastodonts, and so is the unusual narrowness of the molar contours (OSBORN 1936: fig. 439, 441; see also pl. 23 fig. 9, 10). The upper and lower M^3 of *Pl. grangeri* are significantly outside the variation field of b-3-4-1-mastodonts in a length/width scatter diagram, *Pl. danovi* included (TOBIEN 1972: fig. 1, 2; see fig. 9).

The posterior molars have a thick covering of cement (personal examination of the specimens in AMNH, April 1965), and the M^2 tend to tetralophodonty (OSBORN 1936: fig. 441), whereas M^1 and D^4 preserve the original trilophodont habitus (fig. 435); furthermore, the posttritrites of upper and lower M^3 are provided with secondary trefoils.

These peculiarities give the Tung-Gur sample a specialized character, particularly compared with *Platybelodon danovi*. Disregarding the small upper and the shovel like lower incisors of *Pl. danovi*, the molar dentition in this taxon is nearer to the *Gomphotherium* type, than *Pl. grangeri*.

As the mammalian local faunas of the Caucasian late Miocene Chokrak beds and the Tung-Gur beds seem to be not very different in biostratigraphical age (BELYAEVA & GABUNIA 1960: 96-97; THENIUS 1959: 110, 124), the structural dissimilarities between both taxa point to somewhat separate (for *Pl. grangeri* more specialized), evolutionary directions during the Miocene.

Thus, a further taxonomic characterisation seems to be recommendable for *Platybelodon grangeri*. As in North America mandibles of a structure similar to that of the Tung-Gur *Platybelodon* have been described under the designation *Torynobelodon barnumbrowni* BARBOUR, 1931 (OSBORN 1936: 470, see below p. 264), I refer the Tung-Gur taxon to *Torynobelodon*, giving the latter subgeneric rank within the genus *Platybelodon*: *Platybelodon (Torynobelodon) grangeri* OSBORN, 1929, then, would be the taxonomic denomination.

For *Platybelodon danovi* from Belomecheskaya and its European relatives (see below p. 255-60) the subgenus *Platybelodon* would be convenient: *Platybelodon (Platybelodon) danovi* BORISSIAK, 1928.

Isolated, rather slender and hypsodont molars (a fragmentary M_2 and a M_3 without posterior end) were described by ALEXEEVA (1957) from the late Miocene of Northern Kirghizia under *Platybelodon grangeri*. The right M_3 (l: 212, w: 73: ALEXEEVA 1957: 217) fits well into the M_3 *grangeri* cluster in the length/width scatter diagram (fig. 9). From ALEXEEVA's figures (pl. 1 fig. 2, 3) a cement cover in the valleys, probably partially eroded, is obvious. The specialized character of the molars points rather to the Tung-Gur form than to the more unspecialized M_3 of *Pl. danovi* from Ciscaucasia.

KUBIAK (1968: 147) describes a fragmentary lower M_2 from the Upper Miocene of the Begger Noor Basin, Western Mongolia, under *Tetralophodon* aff. *sinensis* KOKEN, 1885. The author stresses the hypsodonty of the crown and the narrow transverse valleys, filled $1/2$ to $3/4$ with cement, and he notes the difference from the holotype of *Tetralophodon* (*Lydekkeria*) *sinensis* by the "abundance of cement and a slightly sub-hypsodonty". The above mentioned characters point also to a strong relationship to the Tung-Gur *Platybelodon grangeri*. Here the lower M_2 is tetralophodont (OSBORN 1936: fig. 441), the marked hypsodonty and cement is likewise present²⁸.

Up to now, no lower incisors of the shovel type has been reported from the Siwalik faunal sequence.

In Western Europe *Platybelodon*-like mastodonts have not been known so far. There are, however, some lower incisors from the Miocene of Sansan, Aquitaine Basin and La Grive, near Lyon (France) with platybelodont characters (TOBIEN 1972: 175, 183–84).

In the exhibition hall of the Institut de Paléontologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris are three mandibles from the later Miocene (Helvetian) of Sansan provided with lower incisors of the shovel type: They are transversely enlarged with a concave dorsal surface:

a) Best preserved is a mandible with both P_4 (somewhat dislocated postmortally), M_1 (the left one damaged, the right one deeply worn), M_2 (1. and 2. lophid worn; length M_2 s: 114,5; M_2 d: 116) and the right ramus ascendens rather complete (no. cat. no.1878; pl. 24 fig. 14)²⁹; width and height of lower incisors see tab. 1.

b) A juvenile mandible without left and right ramus ascendens, the left ramus horizontalis without contact to the symphysis, with both D_4 (deeply worn), and M_1 (unworn, length: 75) (1878, no cat.no.; see tab. 1: 10) The specimen is listed in BERGOUNIOUX & CROUZEL (1960: 256) as *Serridentinus lusitanicus* var. *minor*.

c) A rather complete mandible with alveoli of both M_1 , and both M_2 and M_3 , the incisors broken. This is the type specimen of *Serridentinus filholi* FRICK, 1933 (OSBORN 1936: 473). Later, BERGOUNIOUX & CROUZEL (1957: 48, fig. 2) redefined the specimen as *Trilophodon angustidens* var. *minor*. The transverse section of the lower incisors, however, indicate the shovel type (TOBIEN 1972: 175; see fig. 15: 5). This and the

²⁸) As the posterior end is damaged and the width is 75, which is in better accordance with the width data of *Pl. (Torynobelodon) grangeri*- M_3 (65, 68, 69, 76: OSBORN 1936: 467, 469; 73: ALEXEEVA 1957: 217) than with M_2 , the possibility, the Begger Noor tooth being the anterior part of a lower M_3 , should be kept in mind.

²⁹) I am much indebted to Prof. LEHMAN and Dr. HEINTZ-Paris for the photographs of this mandible, reproduced on pl. 24 fig. 14).

Table 1. Width and Height of Lower Incisors: *Phiomia*, *Platybelodon*, *Amebelodon*, *Tornyobelodon*

	1	2	3	4
	<i>Phiomia wintoni</i> Fayum (AMNH 13470) ¹	<i>Phiomia</i> "minor" Fayum (AMNH 13471) ¹	<i>Phiomia</i> "osborni" Fayum (AMNH 13468) ¹	<i>Phiomia wintoni</i> Fayum (AMNH 13462) ¹
max. width	37	43	45	44
max. height	14	22	21	21
	5	6	7	8
	<i>Phiomia wintoni</i> Fayum (AMNH extra-number) ²	<i>Platybel. kisumuens.</i> Maboko Isl., Kenya ³	<i>Platybel. kisumuens.</i> Maboko Isl., Kenya ³	<i>Platybel. kisumuens.</i> Congo (Semliki 531 A) ⁴
max. width	60	76	83	ca. 60
max. height	24	39	32	21
	9	10	11	12
	<i>Platybelodon</i> sp. Loperot area, Kenya ⁵	<i>Platybelodon</i> Sansan (Paris Museum ¹ ;	<i>Platybelodon</i> Sansan (Paris Museum; pl. 24 fig. 14) ¹	<i>Platybelodon</i> Sansan (Paris Museum; type: " <i>Serr. filholi</i> ") ¹ pl. 25, fig 17
max. width	79,5	left 33 right 33	left 53 right 54,5	left 61 right 60
max. height	16,1	18 17, 5	32 33	ca. 35 32
	13	14	15	16
	<i>Platybelodon</i> Sansan (Paris Museum: LAURILLARD's skeleton) ¹	<i>Platybelodon</i> Sansan (Toulouse S. 72) iuvenile ¹	<i>Platybelodon</i> Sansan (Toulouse S. 74) ¹	<i>Platybelodon</i> Sansan (Toulouse S. 349) ¹
max. width	71	16	58	60,5
max. height	38	7,2	32,5	32,5
	17	18	19	20
	<i>Platybelodon</i> Sansan (Toulouse S. 83) ¹	<i>Platybelodon</i> La Grive (Musée Lyon LGr. 992) ¹	<i>Platybel. danovi</i> Belometcheskaya (Pal. Inst. Tbilissi No. 25); iuv. ¹⁶	<i>Platybel. jamandzhal.</i> Belometcheskaya (Pal. Inst. Tbilissi, No. 23, 24); iuv. ¹⁶
max. width	85	68	21,8	21,3 21,6
max. height	31	37	6,3	6,7 7,5

	21 <i>Platybel. danovi</i> type; Belomecheskaya ¹	22 <i>Platybelodon</i> sp. Chin-an, Kansu ⁴	23 <i>Platybelodon grangeri</i> ; Tung-Gur (AMNH 26207) ⁷	24 <i>Platybelodon grangeri</i> ; Tung-Gur (AMNH 26200) ⁸
max. width	113	101	135	166
max. height	30	39	24	33
	25 <i>Platybelodon grangeri</i> ; Tung-Gur (AMNH 26460) ¹	26 <i>Serbelodon barbour.</i> Nebraska (FAM 25739A) FRICK 1933: fig. 14) ¹	27 <i>Serbelodon barbour.</i> Nebraska (FAM 25728) ¹ FRICK 1933: fig. 14)	28 <i>Serbel. barbour.</i> Nebraska (FAM 25739B); FRICK 1933: fig. 14) ¹
max. width	left right 173 172	54,5	left right 59 61	75
max. height	28 27	25	33 33	39
	29 <i>Serbel. barbour.</i> type; Nebraska (FAM 25730; FRICK 1933: fig. 14) ¹	30 <i>Serb. barbour.</i> Nebraska (FAM 25739C); FRICK 1933: fig. 14) ¹	31 <i>Serb. burnhami</i> California (FAM 18228; type) ¹ (pl. 24, fig. 15)	32 <i>Amebelodon sinclairi</i> Nebraska ⁹
max. width	left right 81 82	107	left right 136 130	89
max. height	44 43	49	59 59	51
	33 <i>Amebel. hicksi</i> Colorado ¹⁰	34 <i>Amebel. paladentatus</i> , Colorado ¹⁰	35 <i>Amebel. fricki</i> Kansas KUM 3853—54 ¹¹	36 <i>Amebel. fricki</i> type; Nebraska ¹ (OSBORN 1936: 335)
max. width	92	102	130	138
max. height	49	46	46	68
	37 <i>Amebel. fricki</i> Texas ¹²	38 <i>Amebel.</i> sp. Canton, Kansas (MOHLER 1938) ¹	39 <i>Torynobelodon</i> <i>loomisi</i> Nebraska ¹³	40 <i>Platybel. (Toryno- bel.)</i> cf. <i>barnum- browni</i> Oregon ¹⁴
max. width	168	ca. 155	114	155
max. height	57	50	45	33
				41 <i>Torynobel. barnum- browni</i> type; Nebraska ^{15,1}
				159
				25

¹⁾ own measurements; ²⁾ after MATSUMOTO 1924: 39; ³⁾ after McINNES 1942: 62; ⁴⁾ after HOOIJER 1963: 33; ⁵⁾ after MAGLIO 1969: 8; ⁶⁾ after ZHAI 1959; ⁷⁾ after OSBORN 1936: fig. 430A; ⁸⁾ after OSBORN 1936: 463; ⁹⁾ after OSBORN 1936: 338; ¹⁰⁾ after H. J. COOK 1922: 15; ¹¹⁾ after BARBOUR & HIBBARD 1941: 38; ¹²⁾ after GREGORY 1945: 478; ¹³⁾ OSBORN 1936: fig. 296; ¹⁴⁾ after SHOTWELL 1963: 54; ¹⁵⁾ after OSBORN 1936: 472; ¹⁶⁾ after BELYAEVA & GABUNIA 1960: fig. 8B, 12A, B; measurements taken from the figured transverse sections and personal examination of the specimens nos. 1—5, 10—21, 23—38, 40, 41.

anterior broadening of the symphysis, already noted by BERGOUNIOUX & CROUZEL (1957: 49) are characteristics of the platybelodonts (pl. 25 fig. 17; tab. 1; 12).

Furthermore, the skeleton of "*Mastodon*" *angustidens* from Sansan in the exhibition hall of the Paris Museum (cat.no.BVI-5), mounted by LAURILLARD 1851-52 (CROUZEL 1972: 6) has lower incisors of the shovel type. They are flattened, with dorsal concavity³⁰ (see also BERGOUNIOUX & CROUZEL 1966: 374).

In the collection of the Laboratoire de Géologie et Paléontologie, Institut Catholique, Toulouse is stored an incisor fragment of the shovel type from Sansan (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1966: 374 length: 108, width and height see tab. 1; cat.no.: S. 349; pl. 25 fig. 19; fig. 15: 6). The part with the tip is broken away. On the fractured surface is to see an outer dentinal layer of 9 thickness with guillochage (= engine turning) structure, and an inner core of structureless secondary dentine. No rod cones (see OSBORN 1936: fig. 430, 431, p. 465) are developed. Absence of rod cone structure holds likewise true for the other Sansan shovel incisors. At the posterior end the matrix filled pulp cavity is surrounded by the primary dentine layer with guillochage.

The new excavations of BERGOUNIOUX & CROUZEL from 1961 to 1971 at Sansan (CROUZEL 1972: 12) have produced three more isolated lower incisors of the shovel type, which Prof. CROUZEL kindly allowed me to study in March 1972 and to reproduce partially on pl. 25 fig. 23; pl. 26 fig. 24. The photographs he friendly made for the author.

Cat.no. S. 83 (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1966: 373 length: 335, width and height tab. 1; pl. 25 fig. 23; fig. 15: 7) is a left incisor with a dorsal wear facet of 50 length antero-posteriorly, and a ventral wear facet of 20 at the tip. Remnants of a cement cover of 2 thickness are preserved. The cement cover is polished at the anterior end of the incisor on a length of about 100 dorsally (caused by action of the "proboscis" and/or the tongue) and 85 ventrally (caused by bottom contact during search for food etc.). By the extension of these polished facets an indication is given how far the lower incisors protruded out of the bony symphysis and its gums respectively at life time of the animal (i. e. about 80 to 100). This value of course changes with the individual age and size of the animal.

Farther posteriorly the cement surface is longitudinally striated and the dentinal surface below too. But the striation of the latter is somewhat coarser. Only the larger striae on the cement and the dentine surface are identical und superimposed. On the dentinal surface besides the longitudinal fluctuation annular striae corresponding to growth stages are visible on the dentinal surface. The pulp cavity is about half as long as the whole incisor fragment, the posterior part of which is broken to pieces.

³⁰) The incisor mounted in the right alveolus of the mandible is rather complete; the left one is mostly reconstructed in plaster (or at least covered with a plaster layer). Furthermore, the incisor of the right side is obviously a left one: The longitudinal torsion is counterclockwise, which is characteristic for left lower incisors of mastodonts. Moreover, the flattened medial wall, typical for shovel tusks, is to see on the lateral side, whereas the rounded lateral wall is situated medially.

Both lower incisors protrude widely out of the symphysis (pl. 25 fig. 16). This seems not to be the in vivo position of the lower tusks of platybelodonts. The normal, much shortened projection of the incisors is to see in the mandibles pl. 24 fig. 14, 15 (see also OSBORN 1936: fig. 426, 429, 435, 437).

As usual the longitudinal torsion of the left tusk is counterclockwise.

Cat.no. S. 74 is the anterior part of a right incisor (length: 155, width and height see tab. 1; fig. 15:8) with damaged tip. On the anterior end cement remnants are polished dorsally and ventrally. Posteriorly the longitudinal and annular striation is similar to those on cat.no. S. 83. The torsion is clockwise.

Cat.no. S. 72 is a juvenile left incisor fragment (length: 74; width and height measurements: tab. 1) with preserved enamel cap (fig. 16:4; pl. 26 fig. 24). On the lateral border the length of the enamel coating is 22, on the medial border: 11.

Anterolaterally three small slightly worn enamel knobs are to be seen. Some more (two or three) were situated anteriorly of them, but removed by wear. A similar serration on the juvenile anterolateral border of shovel tusks is present at *Phiomia "serridens"* from the Oligocene Fayum beds (OSBORN 1936: fig. 180), at *Platybelodon grangeri* from the Upper Miocene Tung-Gur beds (OSBORN 1936: fig. 433) and at *Platybelodon danovi* and *jamandzhalgensis* from the Upper Miocene Chokrak beds near Belomecheskaya, Northern Caucasus (BELYAEVA & GABUNIA 1960: pl. 2 fig. 2, 3, text. fig. 8, 12). Thus the serration seems to be an archaic character inherited from the Oligocene mastodonts³¹. The rest of the tooth is covered with a thin cement layer of about 0,5.

In contrast to the juvenile Belomecheskaya and the juvenile Tung-Gur incisors (BELYAEVA & GABUNIA 1960: fig. 8 B, 12; OSBORN 1936: fig. 433, and autopsy) the Sansan incisor is more slender and enlarges in posterior direction only slightly.

The eight lower incisors from Sansan (four in Paris, four in Toulouse) have the character of a moderate shovel type. They are laterally expanded with a broad longitudinal depression. The maximal height is on the medial, flattened wall, whereas in the pyriform shaped *Gomphotherium* incisors the maximal height is near the middle axis and the medial wall is rounded. The lateral wall in both types is rounded (fig. 3, 15).

Besides Sansan the Upper Miocene site of La Grive has yielded likewise an isolated shovel incisor stored in the Musée d'Histoire Naturelle in Lyon.

LGr. 992 is an isolated right lower incisor (length: 226; width and height see tab. 1; pl. 25 fig. 20) with clockwise torsion and a cement cover of about 2. The wear facet on the tip is partially preserved. The transverse section has platybelodont character (fig. 15:4): medial wall flattened with maximal height, lateral wall rounded, dorsal wall concave, ventral wall convex.

The size differences of the Sansan and La Grive incisors are considerable (Sansan width: 16 versus 71; La Grive width: 68; see tab. 1; figs. 15, 16), obviously being differences of individual age (and not of smaller and larger individuals of the same age or of a smaller and a larger species). This can be demonstrated on the Sansan mandibles with the incisors in situ (Paris Museum). On the mandible with P₄ and M₁, which indicates a rather juvenile individual the incisor width is 33 and 33, whereas in the type mandible of "*Serridentinus filholi*" FRICK (pl. 25 fig. 17) with deeply worn M₂ and partially worn M₃ (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1957: fig. 2), i.e. a full adult

³¹ In juvenile *Gomphotherium* incisors a similar, however, more indistinct serration has been described by STEHLIN (1925: fig. 3).

animal, the incisor width is 61 and 60. Taken into account a certain individual or sexual variability between the two specimens the main reason for the size differences in the incisors, however, is of individual age. Thus, the increase in size between the two growth stages is considerable (nearly 50%). Similar statements are likewise valid for *Gomphotherium* lower incisors.

As can be observed, however, on isolated incisors of *Platybelodon* (and of *Gomphotherium* too) the increase in width and height from the tip to the posterior end is slight and hardly visible in dorsal and lateral view (pl. 25 fig. 20, 22), also in well preserved specimens of optimal length (except embryonic tusks, as pl. 26 fig. 24a from Sansan, or more evidently, the specimens figured by BELYAEVA & GABUNIA from Belomecheskaya; see p. 253).

To assume for instance a 50% increase of width and height in the incisors of the two Sansan mandibles compared, leads thus to the assumption, that a considerable longitudinal growth of the lower incisors must have taken place during the lifetime of the animals. Obviously the considerable longitudinal growth was correlated with and compensated by corresponding wear and attrition of the hypsodont lower tusks in search for food etc. Therefore, the overall length of the lower tusks produced during the lifetime of a *Platybelodon* animal (e.g. of the Sansan or La Grive populations) or a *Gomphotherium* animal must have been a multiple of the incisor length present at a given growth stage. It is out of the scope of this study to estimate numerically this overall length by calculation of a "growth index".

The North American shovel tuskers offer a comparable example: As "*Serbelodon barbourensis*" FRICK (1933:fig. 14) figured six shovel tusks from the medial Pliocene Christmas Quarry, Cherry Cr., Nebraska (SCHULTZ, SCHULTZ & MARTINI 1970:26). These specimens (FAM: 25 739, 25 739 A, 25 728, 25 730, 25 739 B, 25 739 C; see fig. 17 and table 1) belong probably to a „population“ and demonstrate a considerable size variation (transverse width: 43–107), which is obviously not caused by individual and/or sexual variation but indicates age differences. The width of the incisors, however, does not increase caudally on the smaller i. e. younger tusks in a conspicuous manner.

As none of the Sansan and La Grive lower tusks reaches the size of those of *Platybelodon danovi* (even not the incisors in the "*Serr. filholi*" mandible, which belonged to an adult animal similar to *Pl. danovi*) and as the embryonic incisors are different in their posterior enlargement (compare pl. 26 fig. 24 with BELYAEVA & GABUNIA 1960: fig. 8 b, 12), the Sansan and La Grive specimens, which both are identical taxonomically, may be different from *Platybelodon danovi*. At the present state of knowledge a subspecies would be sufficient to discriminate the smaller and, as it seems, somewhat more archaic Sansan and La Grive sample from the larger and structurally advanced *Pl. danovi* from Ciscaucasia. As the adult mandible with broken, but typical incisors from Sansan in the Paris Museum (pl. 25 fig. 17; fig 8; 15:5) was already named *Serridentinus filholi* by FRICK in 1933 (OSBORN 1936: 473) this specimen would be suitable as type of the subspecies: *Platybelodon danovi filholi* (FRICK 1933). The type of *Pl. danovi* from Belomecheskaya then would become the type of the sub-species *Pl. danovi danovi*, to which *Pl. jamandzhalgensis* should be allocated.

In Eurasia, up to now, platybelodonts are known only from Upper Miocene sites (La Grive, Belomecheskaya, Kirghizia, Mongolia and China) and from the slightly older Sansan.

In Africa, however, mastodonts with shovel tusks seem to be known from earlier Miocene levels (see above p. 215). From probably early Miocene beds of Kiboko (now Maboko) Island in the Kavirondo Gulf (BISHOP 1967: 47), north-east corner of the Lake Victoria, Kenya, McINNES (1942: 51) described *Mastodon angustidens kisumuensis* subsp. nov. with the diagnosis: "A trilophodont mastodon with flattened lower incisors. Third molars angusticoronate, with 3-5 ridges"³² (angusticoronate = narrow-crowned).

The transverse sections of two lower incisors and their measurements (McINNES 1942: text-fig. 4, p. 62; see tab. 1 and fig. 8; 15:10,11) indicate near relationship to shovel-tuskers as *Platybelodon danovi* or the Sansan and La Grive specimens. McINNES himself (1942: 62, 71) compared the lower incisors from Maboko Island with those of *Serbelodon*, an American platybelodont (see fig. 17; p. 260, 264), and he clearly discriminates his material from *Trilophodon angustidens*, "in which all the known lower incisors are slender and nearly cylindrical".

A lower incisor similar to those from Maboko Island was described by HOOIJER (1963: 33, pl. 1 fig. 3, 4; see tab. 1 and fig. 8; 15:12) from the Congo Miocene near Lake Albert (Semliki no. 531 A) as *Trilophodon angustidens* cf. *kisumuensis*.

As *Gomphotherium* ("*Trilophodon*") *angustidens* is characterized by peg-like lower incisors and as the shovel tuskers represent a different evolutionary group, the Maboko assemblage and the Congo specimen should be located in the *Platybelodon* group, and classified as: *Platybelodon kisumuensis* (McINNES, 1942).

Another isolated lower shovel incisor was published by MAGLIO (1969). The specimen was found on the top of the Turkana grit in the Loperot area, northwestern Kenya. The age is probably early Vindobonian: A basaltic flow overlying the uppermost Turkana grit has been dated by K/A method at $17,5 \pm 0,9$ million years (MAGLIO 1969: 3; see also HOOIJER 1971: 340).

The incisor fragment tapers anteriorly indicating a juvenile specimen. It is much flatter than the *kisumuensis* incisors from Maboko Island and the Congo, resembling more the extremely flattened *grangeri* incisors from the Tung-Gur beds, Mongolia (fig. 15: 1,9). Rod cones in the interior part of the tusk are well developed and are surrounded by a primary layer of lamellar dentine (MAGLIO 1969: fig. 2).

From the data mentioned above it seems to be obvious, that platybelodonts are known in Africa from biostratigraphically earlier deposits than in Eurasia. MAGLIO (1969: 7) and HOOIJER (1971: 341) therefore suggest a possible African origin of the shovel tuskers. This is corroborated by the fact, that the Lower Oligocene mastodonts from the Fayum (TOBIEN 1971) were provided with shovel tusks. From ANDREW'S description [1904: 142: "Ventrally they (i.e. the lower incisors) are convex from side to side, dorsally concave"] and figures (text-fig. 53, pl. 4 fig. 3), from MATSUMOTO'S and OSBORN'S figures as well (1936: pl. V and fig. 180, 181, 182, 185), from the transverse sections (OSBORN 1936: pl. V; see fig. 8; 15:13-16), and from personal examina-

³²) ARAMBOURG 1946: 493 changed the name into *Protanancus macinnesi*.

tion of the Fayum material in the AMNH the characteristics of the platybelodont lower tusks are present: The longitudinal dorsal depression, the convex ventral side, and the maximal height being near the medial wall of the tusks. So far, incisors with fully developed peg character, i.e. with dorsal elevation and pyriform transverse section are not known from the Fayum. None the less, lower tusks with peg tendencies seem to be represented in the Fayum sample (BORISSIAK 1928:25, LEHMANN 1950:158).

Thus, *Platybelodon kisumuensis* from Maboko Island and Congo, which is the earliest Neogene platybelodont so far known from Africa, is a near relative and probably direct descendant of the trilophodont bunodont *Phiomia* from the Fayum. The structure of the molars and premolars of *Pl. kisumuensis* is advanced compared with the *Phiomia*-P and M but does not contradict this assumption. One has to keep in mind that there is still a considerable gap of time between the probably early Miocene if not somewhat later sites in East Africa and the Lower Oligocene Fayum deposits.

OSBORN already in 1936 (p. 49, 333, 715) claimed *Amebelodon fricki*, a North American Pliocene shovel tusker (see below p. 263), to be "the indubitable successor of *Phiomia osborni* of the Oligocene River Nile of Egypt" (p. 715). The subsequent discoveries of shovel tuskers in the Old World, particularly in the Neogene of Africa, support OSBORN's keen hypothesis, bridging at least partially the space and time gap, which existed between these two taxa at the days of OSBORN's concept.

Among the Neogene bunodont trilophodont mastodonts the platybelodont obviously represent a relatively conservative group, at least so far the more primitive members are concerned. The preservation of the archaistic shovel tusks, the small upper incisors and the low cranium are main arguments for this phylogenetic position. In contrast, the *Gomphotherium* group by its transformation of the lower incisors into the peg form, by the size increase of the upper incisors, and by the development of a rather high domed skull seems to deviate much more from the basic characters of the Oligocene *Phiomia* (see also BORISSIAK 1929: 25, who likewise pointed out the relationship between *Platybelodon danovi* from Belomecheskaya and *Phiomia*).

So far the peg incisors of *Gomphotherium* are concerned they foreshadow the final reduction of the lower tusks and the transition to brevirostrine mandibles, as it is realized in the North American *Haplomastodon*/*Stegomastodon* group, and in the Eurasiatic *Tetralophodon*/*Anancus* group.

Somewhat different from the *kisumuensis* lower tusks seems to be the Loperot incisor (MAGLIO 1969). As already mentioned (p. 261) the tooth is much more flattened, the medial height in relation to the width is lower than in the Maboko and Congo specimens (fig. 8; 15:9), by this resembling more the Tung-Gur incisors than the specimens from France and the Northern Caucasus. Presumably the Loperot incisor belonged to the more advanced shovel tusker forms, for which *Platybelodon grangeri* is representative.

In Eurasia a similar situation can be registered (see p. 254). The Tung-Gur platybelodont with extremely flattened, plate like incisors and very broad symphysis is different from the *Platybelodon danovi* from Belomecheskaya and France, with elongated, rather narrow symphyses and with lower tusks, which retain the *Phiomia* habitus. In the same manner, both types of shovel tuskers occur in the Pliocene of North America (see below p. 264).

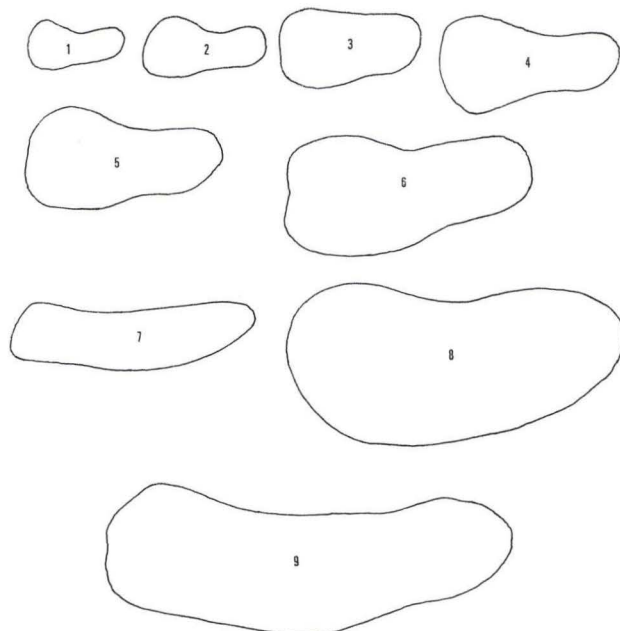


Fig. 17. Transverse sections of juvenile and adult right lower incisors (shovel-type) of amebelodonts in North America.

1—6) Early Pliocene, Xmas Quarry, vicinity of Ainsworth, Nebraska (FRICK's "*Serbelodon barbourensis*"); 7) Pliocene, Texas; 8) *Amebelodon fricki* (type BARBOUR, 1927); 9) *Amebelodon fricki*, late Clarendonian or Hemphillian, Panhandle of Texas (1—8: after FRICK 1933, fig. 14, 13 p.p. reverted and own observ.; 9: after GREGORY 1945: fig. 1 and own observ.). Above: dorsal side; left: medial side of the incisors. ca. $\times 0.33$.

In Eurasia the two shovel tuskers ("*danovi*-type" and "*grangeri*-type") are evidently immigrants from Africa and make their appearance in the Palaeoarctis (France, Northern Caucasus, Kirghizia, Mongolia and China) during the late Miocene.

As mentioned above (p. 250) shovel tuskers are represented also in the Pliocene of North America. Since BARBOUR in 1927 described a mandible with elongated symphysis and long, flattened, shovel-like incisors from the Pliocene of Nebraska as *Amebelodon fricki* (OSBORN 1936: 333) similar or identical specimens or isolated incisors have been reported from other sites in USA: *Amebelodon sinclairi* BARBOUR, 1930 from Nebraska too (OSBORN 1936: 337), *A. fricki* from Kansas (MOHLER 1938, BARBOUR & HIBBARD 1941, HIBBARD 1952) and from Texas (GREGORY 1945)³³, *Amebelodon hicksi* COOK, 1921 and *A. paladentatus* COOK, 1922, both from Colorado OSBORN 1936: 307, 309), *Amebelodon* from Oregon (WILSON 1944). Moreover, there are some unpublished specimens from Texas (in the Lab. of Vert. Paleo. Austin,

³³) As some other authors GREGORY in this paper (p. 480) comes to the conclusion, "that there may not be such a fundamental structural difference between the serridentine and trilophodont molar types, and that the earlier classification of the 'bunomastodont' proboscideans into a single family is nearer the truth" (see TOBIEN 1972: 177).

Texas and in the Museum of Paleontology, Berkeley, Cal.). Furthermore, the genus *Serbelodon* FRICK, 1933 belongs to the platybelodonts and can be incorporated into the genus *Amebelodon* (TOBIEN 1972: 179; see pl. 24 fig. 15; figs. 8, 17).

It is not in the scope of this study to discuss the species systematics of these forms, all of which are of Pliocene, so far known of Middle Pliocene age. This is in contrast to the Old World platybelodonts. Up to now, all of them are only known from pre-Pliocene sites.

Mention should be made, however, of the mandible described by BARBOUR in 1931 as *Torynobelodon barnumbrowni* from Pliocene gravels in Nebraska (OSBORN 1936: 470). The broad but relatively short symphysis with broad, plate-like incisors resembles more the Tung-Gur mandibles of *Platybelodon grangeri* (see OSBORN 1936: fig. 444, 445) than the slender, elongated symphysis of *Amebelodon fricki* and similar specimens. Moreover, the transverse section of the *fricki* incisors is not plate-like, but nearer to *Phiomia* and the European platybelodonts from Sansan and La Grive (fig. 8, 15, 17). The same holds true for *Torynobelodon* cf. *barnumbrowni* from the Pliocene of the Juntura basin, Oregon (SHOTWELL 1963: 53; see also TOBIEN 1972: 181).

Obviously, *Amebelodon fricki* and *Torynobelodon barnumbrowni* stand for two somewhat different forms of platybelodonts: The former less specialized in the incisor structure than the latter. In Eurasia the corresponding forms are represented by *Platybelodon danovi* and *Platybelodon grangeri* respectively, and possibly also in Africa, here indicated by *Platybelodon kisumuensis* and the *Platybelodon* tusk from Loperot (p. 261, 262).

Both forms in the Old and New World are near relatives and stem very probably from the same basal stock represented by the Oligocene *Phiomia*.

The North American shovel tuskers certainly are immigrants from the Old World most probably via the Bering Straits landbridge, as *Gomphotherium* and the zygodont mastodonts. But there are indications, that the platybelodonts reached North America at a later date, probably somewhat later than the *Hipparion* datum (TOBIEN 1972: 184). This subject, however, needs more biostratigraphic data about the occurrences of shovel tuskers in North America than available at the present time (fig. 2).

3. The tetralophodont Groups

Derivates of the *Gomphotherium* stock are the members of the bunodont tetralophodont groups. In Europe the transition from trilophodont to tetralophodont intermediate molars took place during the late Miocene/early Pliocene. At the same time a reduction of the lower incisors occurred. SCHLESINGER (1917, 1922) described the details, LEHMANN (1950) and ZAPPE (1957) corroborated and enlarged SCHLESINGER's statements. Probably the same transition happened in Asia (fig. 1).

In this evolutionary lineage the final stage is represented by the brevirostrine genus *Anancus* in Europe and Asia, and *Pentalophodon* in Asia, both without or but rudimentary lower incisors, and large upper tusks without enamel band.

During the Pliocene besides this lineage existed in Eurasia and Africa another group of bunodont, tetralophodont mastodonts, which is characterized by the preservation of the lower incisors and the tendency to large dimensions. SCHLESINGER's "*Mastodon*

(*Bunolophodon*)” *grandincisivum* (1917: 119, 1922: 154; OSBORN 1936: 360) from the Lower Pliocene of Austria, Hungary, Kertch (Crimea) and Maragheh (Iran) is typical for this lineage. PETROCCHI’s tetralophodont genus *Stegotetralodon* from the late Pliocene site Sahabi (Libya) (1954: 11) obviously belongs to the same evolutionary group. It may be named “*Stegotetralodon* group” (fig. 1).

In part II of this study some more details about the tetralophodont groups, also about the occurrence of tetralophodonts in North America, should be discussed.

4. Acknowledgements

As a visiting professor at the Dept. of Paleontology, Univ. of California, Berkeley, during the academic year 1963–64 the author had to give a graduate seminar in the fall semester. A proposal from D. E. SAVAGE from the department was followed to take as subject the morphology, evolution, stratigraphic and geographic distribution of fossil Proboscidea. Thus the author became involved in the vast and manifold problems of this mammalian group, that has received the great and invaluable representation in H. F. OSBORN’s two volumes “Proboscidea”. I am very indebted to the participants of the seminar for their contributions and stimulating discussions that were helpful in many respects during the preparation of this paper and some other ones planned for publication in the next future. So I would like to transfer my best thanks to Miss JANE COLWELL — now Edmonton, Alberta, Can., J. T. GREGORY-Berkeley, Miss HELEN J. MCGINNIS — now Washington, D. C., J. E. MAWBY — now Long Beach, Cal., D. S. WEBB — now Gainesville, Fl., M. O. WOODBURN — now Riverside, Cal.

Thanks to the supports of the late R. A. STIRTON, Director, Museum of Paleontology, Berkeley, Cal., the Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, BRD, and the Verein Freunde der Universität Mainz, I have had furthermore the possibility to study mastodont materials in several US museums during 1963–64 and in the spring of 1965. My sincerest thanks are due to the directors, curators and colleagues in charge with the collections for their many courtesies, hospitality, supports and helpful suggestions: R. M. ALF — Claremont, Cal., H. E. ANTHONY — New York, N.Y., A. M. BALLEEY, Denver, Col., D. BAIRD, Princeton, N. J., C. C. BLACK — then Pittsburgh, Penn., E. H. COLBERT — then New York, N.Y., MARY DAWSON — Pittsburgh, Penn., TH. DOWNS — Los Angeles, Cal., TH. H. EATON Jr. — Lawrence, Kan., the late TILLY EDINGER — Cambridge, Mass., R. EISELE — Lincoln, Neb., W. L. FISHER — Austin, Tex., C. L. GAZIN — Washington, D. C., J. T. GREGORY — Berkeley, Cal., C. W. HIBBARD — Ann Arbor, Mich., G. L. JEPSEN — Princeton, N.J., E. LUNDELIUS — Austin, Tex., W. LANGSTON Jr. — Austin, Tex., M. C. MCKENNA — New York, N.Y., R. E. MOHLER — Mc Pherson, Kan., B. PATTERSON — Cambridge, Mass., D. E. SAVAGE — Berkeley, Cal., BOBB SCHAEFFER — New York, N.Y., B. C. SCHULTZ — Lincoln, Neb., J. A. SHOTWELL — Eugene, Or., E. S. SIMONS — New Haven, Conn., MORRIS S. SKINNER — New York, N.Y., the late R. A. STIRTON — Berkeley, Cal., M. T. STOUT — Lincoln, Neb., F. S. SZALAY — New York, N.Y., R. H. TEDFORD — then Riverside, Cal., M. V. WALKER — Fort Hays, Kan., J. A. WILSON — Austin, Tex., Dr. BALDAUF — Bryan, Tex.

Moreover, comparative studies on mastodont materials in European museums and collections were kindly supported by J. P. LEHMAN, Y. COPPENS, L. GINSBURG and E. HEINTZ in Paris; by the late J. VIRET, by L. DAVID, M. BATTETAT and P. MEIN in Lyon; by F. CROUZEL et Mlle SUDRE in Toulouse; by G. DE BEAUMONT in Genève; by J. HÜRZELER in Basel; by M. TELLES ANTUNES and G. ZBYSZEWSKI in Lisboa; by W. GRÄF in Graz; by K. K. FLEROV, Mrs. E. I. BELYAEVA and Mrs. I. A. DUBROVO in Moskva; by L. K. GABUNIA in Tbilissi; by R. HEIL in Darmstadt.

Mrs. HARTENSTEIN-DAY — Seeheim and S. A. OPPERMAN — Mainz, Paleontol. Inst., red parts of the manuscript to improve the English text.

They also may receive my sincerest thanks.

5. Summary, Zusammenfassung, Résumé

The phylogeny of the mastodonts (Proboscidea) is characterized by two larger evolutionary complexes: The bunodont and the zygodont mastodonts. Within the bunodont complex several groups (or lineages) can be discriminated:

1. *Gomphotherium* group
2. *Stegomastodon*/*Haplomastodon* group
3. *Choerolophodon*/*Synconolophus* group
4. *Platybelodon*/*Amebelodon* group
5. the tetralophodont groups

The first four groups are trilophodonts [i.e. D4, M1, M2 with three loph(id)s], the two tetralophodont groups have intermediate molars with four loph(id)s.

Like the earliest mastodonts from the Lower Oligocene of North Africa: *Phiomia* and *Palaeomastodon*, the Miocene bunodont mastodonts of the Old World are trilophodont taxa, and basically all the bunodonts from the Plio-Pleistocene of North and South America. In the Old World tetralophodont bunodonts did not make their appearance before the late Miocene or early Pliocene.

The trilophodont zygodont mastodonts never reached the tetralophodont level.

ad 1. The *Gomphotherium* ("Trilophodon") group is characterized by strong upper incisors and a long mandibular symphysis provided with incisors of pyriform or rounded transverse section ("peg incisors"). It is a bunodont, trilophodont, tetralophodont, longirostrine group (= b-3-4-1-mastodonts). The genus *Serridentinus* and its relatives being invalid most of its species can be allocated to *Gomphotherium*.

The genus is known from Eurasia, Africa and North America and is diversified into some species and subspecies.

Members of the *Gomphotherium* group are also specimens with trilophodont mandibles with extremely elongated symphyses, but without lower incisors, known from Eurasia and North America. These specimens are either tuskless variants in a normally incisor provided population or the loss of the lower incisors is genetically fixed in the population concerned and thus a hereditary character.

The taxa ascribed to the mainly North American Pliocene genus *Rhynchotherium* are either larger members of the genus *Gomphotherium*, or transitional to the North American *Stegomastodon*/*Haplomastodon* group or incertae sedis, because of insufficient documentation (isolated molars). Enigmatic are enamel banded lower incisors in some specimens.

ad 2. The late Pliocene-early Pleistocene *Stegomastodon*/*Haplomastodon* group is exclusively of New World repartition. As invaders from North America all South American mastodonts belong to this group. They are trilophodont, but without lower incisors and with a shortened symphysis, i.e. a brevirostrine mandible: b-3-2-b-mastodonts.

Morrillia from the early Pleistocene (or late Pliocene) of Nebraska is a stegomastodont with tetralophodont tendencies in the second molars. The group, particularly *Stegomastodon*, is typified by the deposition of thick cement covers on the molars.

ad 3. The Miocene/early Pliocene *Choerolophodon/Synconolophus* group has Old World repartition and parallels the *Stegomastodon/Hapломastodon* group in the loss of the lower incisors, the tendency to shorten the symphysis and deposition of a thick cement coating on the grinders, at least in the advanced forms. The group thus consists of b-3-2-b-mastodonts.

As *Stegomastodon/Hapломastodon* are derivatives of a North American *Gomphotherium* stock, so are *Choerolophodon/Synconolophus* of an Old World one.

ad 4. The *Platybelodon/Amebelodon* group has b-3-4-1-character, but in contrast to *Gomphotherium* the lower incisors are relatively large, broad, dorsally concave, flattened or plate-like ("shovel tuskers"). The upper incisors are relatively small, and the cranium is low.

Phiomia of the North African Oligocene obviously is the ancestral form, which gave rise to the early Miocene platybelodonts of East Africa. These migrated during the later Miocene to Eurasia and from Asia during the Pliocene to North America via Bering landbridge probably.

ad 5. In the Old World the tetralophodont mastodonts are descendants of the *Gomphotherium* stock by increasing the loph numbers in all intermediate molars from three to four (= b-4-mastodonts). Two lineages can be discriminated:

One lineage reduced the lower incisors and shortened the symphysis, the mandible thus becoming brevirostrine on the tetralophodont level, paralleling the trilophodont brevirostrines of the *Stegomastodon/Hapломastodon* and *Choerolophodon/Synconolophus* groups respectively (b-4-2-mastodonts). Terminal taxa in this group are *Anancus* and *Pentalophodon* of the late Pliocene and early Pleistocene of Eurasia and Africa.

The other lineage is characterized by the retention and strengthening of the longirostrine symphysis and the lower incisors, the latter having a pyriform or rounded transverse section (b-4-4-1-mastodonts). "*Tetralophodon*" *grandincisivus* from the early Pliocene of Austria, Hungary Kertch (Crimea) and Maragheh (Iran), and *Stegotetabelodon* from the late Pliocene of Libya are representative taxa.

Zusammenfassung

Die Phylogenese der Mastodonten (Proboscidea) ist durch zwei evolutive Komplexe charakterisiert: Die bunodonten und die zygodonten Mastodonten. Innerhalb des bunodonten Komplexes können mehrere evolutive Gruppen (oder Linien) unterschieden werden:

1. *Gomphotherium*-Gruppe
2. *Stegomastodon/Hapломastodon*-Gruppe
3. *Choerolophodon/Synconolophus*-Gruppe
4. *Platybelodon/Amebelodon*-Gruppe
5. die tetralophodonten Gruppen

Die ersten vier Gruppen sind trilophodont (d. h. D4, M1, M2 mit drei Querjochen/Loph(id)en, die beiden tetralophodonten Gruppen haben intermediäre Molaren mit vier Querjochen [Loph(id)en]. Wie die ersten Mastodonten aus dem unteren Oligozän Nordafrikas: *Phiomia* und *Palaeomastodon*, so sind auch die miozänen bunodonten

Mastodonten der Alten Welt trilophodonte Taxa sowie im Prinzip alle Bunodonten aus dem Plio-Pleistozän Nord- und Südamerikas.

Tetralophodonte Mastodonten erscheinen in der Alten Welt nicht vor dem Spätmiozän oder Frühpliozän.

Die zygodonten Mastodonten bleiben trilophodont und erreichen nicht den tetralophodonten Zustand.

Zu 1. Die *Gomphotherium* ("Trilophodon")-Gruppe ist durch relativ kräftige obere Stoßzähne und eine lange Unterkiefer-Symphyse mit Stoßzähnen von birnenförmigem oder rundlichem Querschnitt („Pflöck-Incisiven“) gekennzeichnet. Die Gruppe ist bunodont, trilophodont, tetrabelodont (d. h. mit 4 Stoßzähnen versehen), und longirostrin (= b-3-4-1-Mastodonten).

Die Gattung *Serridentinus* und ihre Verwandten sind taxonomisch invalide. Die meisten hierher gestellten Arten können *Gomphotherium* zugewiesen werden.

Die Gattung *Gomphotherium* ist mit einigen wenigen Arten und Unter-Arten aus Eurasien, Afrika und Nordamerika bekannt.

Angehörige der *Gomphotherium*-Gruppe sind auch jene Exemplare mit trilophodonten Mandibeln, die extrem verlängerte Symphysen aber keine unteren Stoßzähne aufweisen. Sie sind aus Eurasien und Nordamerika bekannt. Diese Stücke sind entweder stoßzahnlose Varianten in einer normal mit unteren Incisiven versehenen Population, oder der Verlust der unteren Stoßzähne ist genetisch in der Population fixiert und hat damit erblichen Charakter.

Die Arten der hauptsächlich aus dem Pliozän Nordamerikas bekannten Gattung *Rhynchotherium* sind entweder große Formen der Gattung *Gomphotherium* oder Übergangsformen zur nordamerikanischen *Stegomastodon/Haplomastodon*-Gruppe oder sind incertae sedis wegen unzureichender Dokumentation (isolierte Molaren). Rätselhaft ist das Schmelzband an den unteren Stoßzähnen einiger Exemplare von *Rhynchotherium*.

Zu 2. Die spätpliozäne/frühpleistozäne *Stegomastodon/Haplomastodon*-Gruppe hat ausschließlich neuweltliche Verbreitung. Alle südamerikanischen Mastodonten sind – als Einwanderer aus dem Norden – Angehörige dieser Gruppe. Die Gruppe ist trilophodont, aber ohne untere Incisiven und mit verkürzter Symphyse, d. h. mit brevirostrinem Unterkiefer und nur mit den 2 Stoßzähnen im Oberkiefer versehen (Dibelodontie): Es sind b-3-2-b-Mastodonten.

Morrillia aus dem frühen Pleistozän (oder späten Pliozän) Nebraskas ist ein Stegomastodonte mit tetralophodonte Tendenz an den zweiten Molaren. Für die Gruppe, besonders für *Stegomastodon*, ist Zement-Ablagerung auf den Backenzähnen typisch.

Zu 3. Die miozäne/frühpliozäne *Choerolophodon/Synconolophus*-Gruppe ist in der Alten Welt verbreitet und zeigt – in einer parallelen Evolution zur *Stegomastodon/Haplomastodon*-Gruppe – Verlust der unteren Stoßzähne, Tendenz zur Verkürzung der Symphyse und starke Zementablagerung auf den Backenzähnen, zumindest bei den evoluierten Formen. Die Gruppe enthält somit b-3-2-b-Mastodonten.

So wie *Stegomastodon/Haplomastodon*-Abkömmlinge aus nordamerikanischen *Gomphotherium*-Populationen sind, so sind *Choerolophodon/Synconolophus* Abkömmlinge altweltlicher Gomphotherien.

Zu 4. Die *Platybelodon/Amebelodon*-Gruppe hat b-3-4-1-Charakter, aber im Gegensatz zu *Gomphotherium* sind die unteren Stoßzähne relativ groß und lang, transversal verbreitert, dorsal konkav, abgeflacht oder plattenartig („Schaufel-Incisiven“). Die oberen Stoßzähne sind relativ klein, der Schädel ist niedrig. *Phiomia* aus dem nordafrikanischen Unteroligozän ist offensichtlich die Ahnenform, von der aus sich die ostafrikanischen *Platybelodonten* des Untermiozäns entwickelten. Im späten Miozän erfolgte von Afrika aus die Einwanderung nach Eurasien und im Laufe des Pliozäns von Asien aus der Übergang nach Nordamerika, wahrscheinlich über die Bering-Landbrücke.

Zu 5. Die tetralophodonten Mastodonten der Alten Welt sind Abkömmlinge von *Gomphotherium*-Populationen. Sie zeichnen sich durch Vermehrung der Jochzahlen von drei auf vier an den intermediären Molaren aus (= b-4-Mastodonten). Zwei evolutive Linien sind erkennbar:

Eine Linie reduziert die unteren Stoßzähne und verkürzt die Symphyse: Der Unterkiefer wird – auf dem tetralophodonten Entwicklungsniveau – brevisrostrin und bildet so eine Parallele zu den brevisrostrinen aber trilophodonten *Stegomastodon/Haplomastodon*- und *Choerolophodon/Synconolophus*-Gruppen (= b-4-2-b-Mastodonten). Endglieder dieser Reihe sind *Anancus* und *Pentalophodon* aus dem späten Pliozän und frühen Pleistozän Eurasiens und Afrikas.

Die andere Linie behält die unteren Stoßzähne und die lange Symphyse bei, unter gleichzeitiger Verstärkung beider. Die unteren Stoßzähne haben birnenförmigen oder rundlichen Umriß (b-4-4-1-Mastodonten). „*Tetralophodon*“ *grandincisivus* aus dem frühen Pliozän von Österreich, Ungarn, Kertsch (Krim), Maragheh und *Stegotetabelodon* aus dem späten Pliozän von Sahabi (Libyen) sind repräsentative Taxa.

Résumé

La phylogénèse des mastodontes (Proboscidea) est caractérisée par deux complexes évolutifs assez larges: Les mastodontes bunodonts et les mastodontes zygodonts. Dans le cadre du complexe bunodont plusieurs groupes (ou lignées) évolutifs peuvent être discernés:

1. Groupe *Gomphotherium*
2. Groupe *Stegomastodon/Haplomastodon*
3. Groupe *Choerolophodon/Synconolophus*
4. Groupe *Platybelodon/Amebelodon*
5. Les groupes tétralophodonts.

Les premiers quatre groupes sont trilophodonts [c'est-à-dire D4, M1, M2 avec trois loph(ide)s], les deux groupes tétralophodonts ont des molaires intermédiaires avec quatre loph(ide)s.

Comme les premiers mastodontes de l'Oligocène d'Afrique du Nord: *Phiomia* et *Palaemastodon* les mastodontes du Miocène de l'Ancien Monde sont des taxa trilophodonts, et principalement tous les bunodonts d'Amérique du Nord et du Sud. Dans l'Ancien Monde les mastodontes tétralophodonts n'apparaissent qu'au Miocène terminal ou au début du Pliocène.

Les mastodontes zygodonts sont trilophodonts et n'atteignent jamais le niveau tétralophodont.

ad 1. Le groupe *Gomphotherium* („*Trilophodon*“) est caractérisé par des incisives supérieurs assez forts et une symphyse mandibulaire allongée, munie des incisives avec section transversale pyriforme au arrondie („incisives en cheville“). C'est un groupe bunodont, trilophodont, tétrabélodont, longirostrine (= b-3-4-1-mastodonts).

Le genre *Serridentinus* et ses parents n'est pas valide en sens taxonomique, la plupart des espèces peut être assignée au genre *Gomphotherium*.

Gomphotherium est connu d'Eurasie, et d'Amérique du Nord par quelques espèces ou sous-espèces.

Membres du groupe *Gomphotherium* sont aussi des trilophodonts avec des mandibules munies des symphyses extrêmement allongées et sans défenses inférieures, connus d'Eurasie et d'Amérique du Nord. Ces échantillons sont ou des variantes individuelles sans incisives inférieurs dans une population normalement pourvue de ceux-ci, ou la perthe des incisives inférieurs est fixée génétiquement dans la population et par là héréditaire.

Les taxa, qu'on a attribué au genre nordaméricain *Rhynchotherium* sont soit des grands membres du genre *Gomphotherium*, soit des formes transitoires au groupe nordaméricain *Stegomastodon/Hapломastodon*, soit incertae sedis à cause d'une documentation insuffisante (molaires isolés). Les bandes d'émail, trouvées sur les incisives inférieurs de quelques échantillons de *Rhynchotherium* restent énigmatiques.

ad 2. Le groupe *Stegomastodon/Hapломastodon* du Pliocène terminal/Pleistocène inférieur a une répartition exclusivement américaine. Tous les mastodontes sud-américains appartiennent à ce groupe, ils sont des immigrants de l'Amérique septentrionale. Ils sont trilophodonts, mais les incisives inférieurs manquent, et la symphyse est raccourcie; c'est-à-dire la mandibule est brévirostrine, et il y a seulement les deux incisives supérieurs (dibélodontie). Ce sont des mastodonts du type b-3-2-b.

Morrillia du Pleistocène inférieur (ou Pliocène supérieur) de Nebraska est un stegomastodonte avec une tendance tétralophodonte aux deuxièmes molaires. Le groupe est typifié, particulièrement *Stegomastodon* par un dépôt considérable de ciment sur les molaires.

ad 3. Le groupe *Choerolophodon/Synconolophus* du Miocène et du Pliocène inférieur a une répartition limitée à l'Ancien Monde. Il ressemble beaucoup au groupe *Stegomastodon/Hapломastodon* par la perte des incisives inférieurs, la tendance à raccourcir la symphyse et le dépôt épais du ciment sur les molaires, au moins chez les formes plus évoluées.

Tel que les *Stegomastodon/Hapломastodon* et leur cortège sont des descendants du stock *Gomphotherium* nordaméricain, tel les *Choerolophodon/Synconolophus* sont des descendants du stock *Gomphotherium* de l'Ancien Monde.

ad 4. Le groupe *Platybelodon/Amebelodon* a le caractère b-3-4-1, mais au contraire de *Gomphotherium* les incisives inférieurs sont relativement longs et grands, élargis transversalement, dorsalement concave, ou aplatis „(incisives en pelle“). Les incisives supérieurs sont relativement petits, et le cranium est bas.

Phiomia de l'Oligocène inférieur nord-africain est évidemment la forme ancestrale, qui donna naissance aux platybelodonts du Miocène inférieur de l'Afrique orientale.

Pendant le Miocène ultérieur les platybelodonts émigrent à l'Eurasie et pendant le Pliocène de l'Asie à l'Amérique, probablement par l'isthme de Bering.

ad 5. Dans l'Ancien Monde les mastodontes tétralophodonts sont des descendants du stock *Gomphotherium* en augmentant le nombre des loph(ide)s de trois à quatre chez les molaires intermédiaires (= b-4-mastodontes). On peut distinguer deux lignées évolutives:

Une lignée réduit les incisives inférieurs et raccourcit la symphyse. Par là, la mandibule devient brévirostrine. Il résulte une parallèle — mais au niveau tétralophodont — aux brévirostrines trilophodonts comme *Stegomastodon/Haplomastodon* et *Choerolophodon/Synconolophus* (= b-4-2-b-mastodontes). Les taxa terminaux dans ce groupe sont *Anancus* et *Pentalophodon* du Pliocène supérieur et Pleistocène inférieur d'Eurasie et d'Afrique.

L'autre lignée est caractérisée par la conservation et l'agrandissement de la symphyse et des incisives inférieurs, les derniers ayant une coupe transversale pyriforme ou arrondie (= b-4-4-l-mastodontes). „*Tetralophodon*“ *grandincisivus* d'Autriche, d'Hongrie, de Kertch (Crimée), de Maragheh (Iran) et *Stegotetabelodon* du Pliocène supérieur de Sahabi (Libye) sont des formes représentatives.

6. References

Remark: Citations not listed below are to find in the bibliographies of OSBORN 1936: 763—802 and 1942: 1623—1630.

- ALEXEEVA, L. I. (1957): Sur la Trouvaille de *Platybelodon grangeri* en Kirghizie. — *Vertebrata Palasiatica*, **1**: 215—222, 1 pl.; Peking. [Russ., French summary.]
 — (1959): *Mastodon (Serridentinus) gobiensis* from Beger-Nur (Mongolia). — *Pal. Zhurnal*, **3**: 117—124, 2 figs., 2 tables; Moscou. [Russ.]
- ANTUNES, M. TELLES (1971): Vertebrados Fósseis da Regiao de Lisboa, seu Enquadramento Paleocológico. — *Centro Estudos Geol. da Faculd. de Ciênc. de Lisboa: III Curso Extens. Univ. Ciênc. geolog.* 49—72; Lisboa.
- ARAMBOURG, C. (1945): *Anancus Osiris*, un Mastodonte nouveau du Pliocène inférieur d'Égypte. — *Bull. Soc. géol. France* (5), **15**: 479—495, pl. 9; Paris.
- ARAMBOURG, C. (1961): Note préliminaire sur quelques Vertébrés nouveaux du Burdigalien de Libye. — *C. R. sommaire séances Soc. Géol. France*, **4**: 107; Paris.
- BAKALOV, P. & NIKOLOV, I. (1963): Neuer Fund von *Trilophodon (Choerolophodon) pentelicus* in Bulgarien. — *Travaux Géologie Bulgarie, Sér. Paléontologie, KH*, **5**: 229—239; Sofia.
- BARBOUR, E. H. & HIBBARD, C. W. (1941): A shovel-tusked mastodon, *Amebelodon fricki*, from Kansas. — *Bull. Neb. State Mus.*, **2**: 37—46; Lincoln.
- BELJAEVA, E. I. (1952): Concerning the remains of a mastodont from Ulan-Tologoia. — *Trav. Inst. Pal. Acad. Sci. URSS*, **41**: 78—85, 1 pl.; Moscow. [Russ.]
- BELYAEVA, E. I. (1962): Catalogue of Tertiary Fossil Sites of Land Mammals in the U.S.S.R. — Translation from the Russian by American Geol. Inst.: I—V, 1—113; Washington.
- BELYAEVA, E. I. & GABUNIA, L. K. (1960): New finds concerning *Platybelodontinae* from the Caucasus. — *Trudy Inst. Paleobiol. Akad. Nauk Gruz. SSR*, **5**: 63—105, 2 pls.; Tbilissi. [Russian; Georgian summary.]
- BERGOUNIOUX, F. M., ZBYSZEWSKI, G. & CROUZEL, F. (1953): Les Mastodontes Miocènes du Portugal. — *Mém. Services géol. du Portugal, Mém.*, **1** (Nouv. Sér.): 1—139, 60 pls.; Lisbonne.

- BERGOUNIOUX & CROUZEL, F. (1957): Révision de quelques espèces de Mastodontes du Miocène. — Bull. Soc. géol. de France, **7** (6): 45—59, 4 figs., pl. 6; Paris.
- — (1958): Les mastodontes d'Espagne. — Estudios Geológicos, **14**, No. 40: 223—365, 45 figs., pl. 59—62; Madrid.
- — (1959): Nouvelles observations sur un petit mastodonte du Cartennien de Kabylie. — C. r. somm. Soc. géol. France 1959: 101—102; Paris.
- — (1960): Mastodontes du Miocène du Bassin d'Aquitaine. — Bull. Soc. Hist. Naturelle de Toulouse, **95**, Fasc. 3—4; 232—286, 3 figs.; Toulouse.
- — (1966): Données complémentaires sur les Mastodontes de Sansan (Fouilles de 1961 à 1964). — Bull. Soc. d'Hist. natur. de Toulouse **102**: 371—375; Toulouse.
- BISHOP, W. W. (1967): The later Tertiary in East Africa—Volcanics, Sediments, and Faunal Inventory. — In: Background to Evolution in Africa, Ed. by W. W. Bishop & J. D. Clark: 31—56; Chicago & London.
- BLACK, C. C. (1972): Introduction aux travaux sur la Formation Beglia. — République Tunisienne, Minist. Econ. Nat., Direction des Mines et de l'Énergie, Notes de Serv. Géol., **35**: 5—6; Tunis.
- BUSTOS, R. P. (1962): Los Mastodontes sudamericanos y su clasificación. — Universidad nacional de Tucuman, Facultad de Ciencias naturales, cuaderno, **2**: 41 pp.; Salta.
- CHAKRAVARTI, D. K. (1957): A Geological, Palaeontological and Phylogenetic Study of the Elephantoidea of India, Pakistan and Burma: Part I. Gomphotheriidae. — Journ. palaeontolog. Soc. India, **2**: 83—94; Lucknow.
- CHOUBERT, G. & ENNOUCHI, E. (1946): Premières preuves paléontologiques de la présence du Pontien au Maroc. — Soc. géol. France, C. rend. somm., 1946, **11**: 207—208; Paris.
- CHOW, M. M. (1958): New Material of Tertiary Mammals from Sinkiang. — Vertebrata Palasiatica, **2**, No. 4: 292—294, pl. 1; Peking.
- (1959): New Species of Fossil Proboscidea from South China. — Acta Palaeontologica Sinica, **7**: 251—258, 4 pls; Peking.
- & CHANG, Y. (1961): New Mastodonts from North China. — Vertebrata Palasiatica, **5**: 245—255, 3 pls; Peking.
- CIRIC, A. (1950): *Mastodon pentelici*, GAUD. et LART. — Bull. Mus. Hist. Naturelle du Pays Serbe, Sér. A, Livre **3**: 109—117, pl. 7—8; Beograd.
- COOKE, H. B. S. (1947): Variation in the Molars of the living African Elephant and a critical Revision of the Fossil Proboscidea of Southern Africa. — American Journ. Science, **245**: 434—457, 492—517; New Haven.
- CROUZEL, F. (1956): Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. — Bull. Serv. Carte Géologique France, **248**: 1—264, 1 pl.; Paris.
- (1972): Histoire du gisement paléontologique de Sansan (Helvétien moyen du Gers). — pp. 1—20; Auch.
- DERANIYAGALA, P. E. P. (1955): Some extinct Elephants, their relatives, and the two living species. — Ceylon National Museum publications: 1—160, 48 pls; Colombo.
- DIETRICH, W. O. (1937): Abstract of: "OSBORN, H. F. Proboscidea, vol. I, 1936". — N. Jahrb. f. Mineral. etc., Referate, III, Jg. 1937: 582—589; Stuttgart.
- DOWNS, T. (1952): A new Mastodont from the Miocene of Oregon. With remarks on *Gomphotherium*. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., **29**, 1: 1—20, 2 figs; Berkeley & Los Angeles.
- DUBROVO, I. A. (1970): New Data to Miocene Mastodonts of Inner Mongolia. — Materials for the Evolution of continental Vertebrates, 1970: 135—140, 3 figs.; Moscow. [Russ.]
- EVERNDEN, J. F., SAVAGE, D. E., CURTIS, G. H. & JAMES, G. T. (1964): Potassium-Argon Dates and the Cenozoic Mammalian Chronology of North America — American Journ. Science, **262**: 145—198; New Haven.
- FOURTAU, R. (1920): Contribution a l'étude des Vertébrés miocènes de l'Égypte. — Ministry of Finance, Egypt, Survey Department, Geol. Surv. Report **15**: I—XI, 1—121, 3 pls.; Cairo.

- GALBREATH, E. C. (1953): A Contribution to the Tertiary Geology and Paleontology of Northeastern Colorado. — Univ. of Kansas paleontol. Contr., **13**: 1–120, pl. 1–2; Lawrence.
- GALUSHA, T. & BLICK, J. C. (1971): Stratigraphy of the Santa Fé Group, New Mexico. — Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., **144**: 1–128, 38 figs., 3 tables; New York.
- GAZIN, C. L. & COLLINS, R. L. (1950): Remains of Land Mammals from the Miocene of the Chesapeake Bay Region. — Smithsonian Miscellaneous Collections, **116**: 1–21; Washington.
- GINSBURG, L. (1961): La Faune des Carnivores Miocènes de Sansan (Gers.). — Mém. Mus. National Hist. Naturelle, Sér. C, Sciences de la Terre, **9**: 1–190, 20 pls.; Paris.
- & TELLES ANTUNES, M. (1966): Considérations sur les Mastodontes du Burdigalien de Lisbonne et des Sables de l'Orléanais (France). — Rev. Fac. Ciênc. Lisboa, (2) C, **14**: 135–150, pl. 1–4; Lisboa.
- GREGORY, J. T. (1945): An *Amebelodon* jaw from the Texas Panhandle. — Univ. Texas Publ., **4401**: 477–484; Austin.
- HIBBARD, C. W. (1951): A new mastodon, *Serridentinus meadensis*, from the middle Pliocene of Kansas. — Contr. Mus. Pal. Univ. Michigan, **9**: 217–225, 3 pls.; Ann Arbor.
- (1952): Vertebrate fossils from late Cenozoic deposits of central Kansas. — Vertebrata, Art. 2, Univ. Kansas Pal. Contrib., **11**: 1–14, 14 figs; Lawrence.
- HOFFSTETTER, R. (1952): Les mammifères pléistocènes de la République de l'Équateur. — Mem. Soc. Geol. France, new ser. **31**: 1–391, 8 pls.; Paris.
- (1955): Remarques sur la classification et la phylogénie des mastodontes Sud Américains. — Bull. Mus. Natl. Hist. Nat., Paris **27** (2): 484–491; Paris.
- HOOIJER, D. A. (1963): Miocene Mammalia of Congo. — Mus. Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Ann. Ser. 8, Sci. Geol., No. **46**: I–IX, 1–77, 10 pls; Tervuren.
- (1971): A New Rhinoceros from the Late Miocene of Loperot, Turkana District, Kenya. — Bull. Mus. Comp. Zool., **142**: 339–392, 11 pls.; Cambridge, Mass.
- & COLBERT, E. H. (1951): A Mastodont Tooth from Szechwan, China. — Fieldiana, Geology, **10**: 129–134; Chicago.
- HORMANN, K. (1963): Note on a Mastodontoid from Libya. — Z. f. Säugetierkde, **28**: 88–93; Hamburg & Berlin.
- KRUMBIEGEL, I. (1943): Der afrikanische Elefant. — Monographien der Wildsäugetiere, **9**: 152 pp.; Leipzig.
- KUBIAK, H. (1968): Mastodont Remains from the Miocene of Begger Noor, Western Mongolia. — Palaeontologia Polonica, **19**: 143–149, pls. 17–18; Warszawa.
- LEHMANN, U. (1950): Über Mastodontenreste in der Bayerischen Staatssammlung in München. — Palaeontographica, Abt. A, **99**: 121–228, 1 fig., pl. 10–22; Stuttgart.
- MACINNIS, D. G. (1942): Miocene and Post-Miocene Proboscidea from East Africa. — Trans. Zool. Soc. London, **25**: 33–106, 8 pls.; London.
- MAGLIO, V. J. (1969): A Shovel-Tusked Gomphothere from the Miocene of Kenya. — Breviora, **310**: 1–10; Cambridge, Mass.
- MAWBY, J. E. (1968): *Megabelodon minor* (Mammalia, Proboscidea), a New Species of Mastodont from the Esmeralda Formation of Nevada. — PaleoBios, **4**: 1–10; Berkeley.
- MECQUENEM, R. DE (1924–25): Contribution à l'étude des fossiles de Maragha. — Ann. Pal. (Paris), **13**: 133–160, **14**: 1–36; Paris.
- MELENTIS, J. K. & TOBIEN, H. (1968): Paläontologische Ausgrabungen auf der Insel Chios (Eine vorläufige Mitteilung). — Ann. géol. pays Helléniques, **19**: 647–652, 1 map; Athen.
- MOHLER, R. E. (1938): A new *Amebelodon* for Kansas. — Trans. Kansas Acad. Sci., **41**: 219–221, 2 figs; Manhattan, Kansas.
- MOTTL, M. (1970): Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreichs. — Mitt. Mus. Bergbau, Geologie u. Techn. am Landesmuseum „Joanneum“ Graz, **31**: 79–168; Graz.

- OLSEN, ST. J. (1957): A new beak-jawed mastodont from Florida. — Jour. Pal. Soc. India, **2**: 131—135; Lucknow.
- OLSON, E. C. & MCGREW, P. O. (1941): Mammalian Fauna from the Pliocene of Honduras. — Bull. Geol. Soc. America, **52**: 1219—1244, 4 pls; New York.
- OZANSOY, F. (1965): Étude des gisements continentaux et des Mammifères du Cénozoïque de Turquie. — Mém. Soc. Géol. France (Nouvelle Sér.) 102, **44**: 92 pp., 10 pls.; Paris.
- PETROCCHI, C. (1954): Paleontologia di Sahabi (Cirenaica); I Proboscidi di Sahabi. — Rend. Accad. Naz. dei XL, ser. 4, **4—5**: 9—72, 23 pls; Roma.
- PILBEAM, D. R. (1969): Tertiary Pongidae of East Africa: Evolutionary Relationships and Taxonomy. — Bull. Peabody Mus. Nat. Hist. Yale Univ., **31**: 1—185; New Haven, Conn.
- RINNERT, P. (1956): Die Huftiere aus dem Braunkohlenmiozän der Oberpfalz. — Palaeontographica, Abt. A., **107**: 1—65, pl. 1—6; Stuttgart.
- SAVAGE, D. E. (1955): A Survey of various late cenozoic vertebrate faunas of the Panhandle of Texas. Part II. Proboscidea. — Univ. Calif. Publ. Geol. Ser. **31**, **3**: 51—74; Berkeley & Los Angeles.
- (1955a): Nonmarine Lower Pliocene sediments in California. A geochronologic-stratigraphic classification. — Univ. Calif. Publ., Geol. Sci., **31**: 1—26; Berkeley & Los Angeles.
- SAVAGE R. J. G. (1971): Review of the Fossil Mammals of Libya. — In: "Symposium on the Geology of Libya". Fac. Sci. Univ. Libya, p. 215—225; Tripoli.
- & TCHERNOV, E. (1968): Miocene mammals of Israel. — Proc. geol. Soc. London, **1648**: 98—101; London.
- SCHULTZ, C. B. & STOUT, TH. M. (1948): Pleistocene Mammals and Terraces in the Great Plains. — Bull. Geol. Soc. America, **59**: 553—588, 1 pl.; New York.
- & SCHULTZ, M. R. & MARTIN, L. D. (1970): A New Tribe of Saber-Toothed Cats (Barbourfelini) from the Pliocene of North America. — Bull. Univ. Nebraska State Mus., **9**: 1—31; Lincoln, Neb.
- SELLARDS, E. H. (1940): New Pliocene Mastodon. — Bull. Geol. Soc. America, **51**: 1659—1664; New York.
- ŞENYÜREK, M. S. (1952): A study of the Pontian fauna of Gökdere (Elmadagi), southeast of Ankara. — Bell. Türk. Tarih Kurumu, **16**: 449—492, 16 pls.; Ankara.
- SHOTWELL, J. A. (1963): The Juntura Basin: Studies in Earth History and Paleocology. — Trans. Amer. Philos. Soc., n. S. **53**, **1**: 1—77; Philadelphia.
- (1970): Pliocene Mammals of Southeast Oregon and adjacent Idaho. — Museum of Natural History, University of Oregon, **17**: 103 pp.; Eugene.
- SICKENBERG, O. & TOBIEN, H. (1971): New Neogene and Lower Quaternary vertebrate faunas in Turkey. — Newsl. Stratigr. **1**: 51—61; Leiden.
- SIMPSON, G. G. (1945): The Principles of Classification and a Classification of Mammals. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **85**: I—XVI, 1—350; New York.
- (1951): Zeitmaße und Ablaufformen der Evolution. — X + 331; Göttingen.
- & PAULA COUTO, C. de (1957): The Mastodonts of Brazil. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **112**: 125—190, fig. 1—11, pl. 1—23; New York.
- SKINNER, M. F. & SKINNER, S. M. & GOORIS, R. J. (1968): Cenozoic Rocks and Faunas of Turtle Butte, South-Central South Dakota. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **138**: 379—436, pl. 20—25; New York.
- & HIBBARD, C. W. (1972): Early Pleistocene Preglacial and Glacial Rocks and Faunas of North-Central Nebraska. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **148**: 1—148; New York.
- STEHLIN, H. G. (1926): Über Milchzissen von miozänen Proboscidiern. — Eelogeae geol. Helv., **19**: 693—700; Basel.
- STEININGER, F. (1965): Ein bemerkenswerter Fund von *Mastodon* (*Bunolophodon*) *longirostris* KAUP 1832 (*Proboscidea*, Mammalia) aus dem Unterpliozän (Pannon) des Hausruck-Kobernaußerwald-Gebietes in Oberösterreich. — Jb. Geol. B.A., **108**: 195—212, 6 Taf.; Wien.

- STIRTON, R. A. (1939): Cenozoic mammal remains from San Francisco Bay Region. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., **24**: 339—410, 95 figs.; Berkeley & Los Angeles.
- (1951): Prehistoric Land Animals of the San Francisco Bay Region. — Geologic Guidebook of the San Francisco Bay Counties: Calif. Dept. Nat. Resources; Div. Mines, Bulletin **154**: 177—186; San Francisco.
- TAKAI, F. (1952): The Historical Development of Mammalian Faunae in Eastern Asia and the Interrelationships of Continents since the Mesozoic. — Japanese Journ. Geology & Geography, **22**: 169—205; Tokio.
- THENIUS, E. (1959): Tertiär. 2. Teil: Wirbeltierfaunen. — In: Handb. d. stratigraph. Geologie, **3**: I + XI, 1—328, 10 Taf.; Stuttgart.
- TOBIEN, H. (1952): Die oberpliozäne Säugerfauna von Wölfersheim-Wetterau. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**: 191; Hannover.
- (1955): Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**: 588; Hannover.
- (1968): Paläontologische Ausgrabungen nach jungtertiären Wirbeltieren auf der Insel Chios (Griechenland) und bei Maragheh (NW-Iran). — Jb. Vereinig. „Freunde der Univ. Mainz“, 1968: 51—58, 7 figs.; Mainz.
- (1971): *Moeritherium*, *Palaeomastodon*, *Phiomia* aus dem Paläogen Nordafrikas und die Abstammung der Mastodonten (Proboscidea, Mammalia). — Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, **10**: Sonderheft O. Sickenberg, 141—163, 10 figs.; Hannover.
- (1972): Status of the Genus *Serridentinus* OSBORN 1923 (Proboscidea, Mammalia) and related Forms. — Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 143—191; Mainz.
- VIRET, J. (1953): Observations sur quelques dents de mastodontes de Turquie et de Chine. — Ann. Univ. Lyon, Section C, Fasc. 7: 51—62, 2 pls.; Lyon.
- & YALÇINLAR, I. (1952): *Synconolophus serridentinoides*, nouvelle espèce de Mastodonte du Miocène supérieur de Turquie. — C. R. Acad. Sci. Paris, **234**: 870—872; Paris.
- WALSH, T. F. (1959): The Proboscideans of the Black Hawk Ranch Fauna, Mount Diablo, California. — Master of Arts Thesis, unpublished, ms, 1—76, 19 figs.; Berkeley.
- WATSON, D. M. S. (1946): The evolution of the Proboscidea. — Biol. Rev., **21**: 15—29; London.
- WEBB, S. D. (1969): The Burge and Minnechaduzza Clarendonian Mammalian Faunas of North-Central Nebraska. — Univ. California Publ. Geol. Sciences, **78**: 1—191; Berkeley & Los Angeles.
- & TESSMAN, N. (1968): A Pliocene Vertebrate Fauna from Low Elevation in Manatee County, Florida. — Amer. Journ. Sci., **266**: 777—811; New Haven.
- & WOODBURN, M. O. (1964): The Beginning of Continental Deposition in the Mount Diablo Area. — Guidebook, Annual Field Trip of the Geological Soc. of Sacramento: 70—78.
- WILSON, J. A. (1944): An *Amebelodon* from Malheur County, Oregon. — Jour. Pal., **18**: 271—274; Tulsa.
- WOODBURN, M. O. (1961): Upper Pliocene Geology and Vertebrate Paleontology of Part of the Meade Basin, Kansas. — Papers Michigan Acad. Science, Arts, and Letters, **46**: 61—101, 4 pls.; Ann Arbor.
- YALÇINLAR, I. (1952): Les gisements et les *Synconolophus serridentinoides* d'Istanbul. — C. R. Soc. Géol. France, 1952: 227—229; Paris.
- YOUNG, C. C. & LIU, P. T. (1948): Notes on a Mammalian Collection probably from the Yüshê Series (Pliocene), Yüshê, Shansi, China. — Contr. Inst. Geology, **8**: 273—291, 4 pls.; Peking.
- ZAPPE, H. (1954): Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR.). — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, **163**: 78—87, 2 Taf.; Wien.
- (1957): Ein bedeutender Mastodon-Fund aus dem Unterpliozän von Niederösterreich. — Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. **104**: 382—406, Taf. 24—27; Stuttgart.

- ZHAI, REN-JIE (1959): Discovery of Some Miocene Mammals in Chin-an, Kansu. —
Vertebrata Palasiatica, **3**: 140—141; Peking.
- (1961): On a Collection of Neogene Mammals from Ching-an, Eastern Kansu. —
Vertebrata Palasiatica, 1961, **3**: 262—268, 1 fig., 1 pl.; Peking.

Manuskript eingegangen am 13. 11. 1972

Profile durch den Mittleren Buntsandstein am West- und Ostrand der Niederhessischen Senke

Von

DIETRICH RAMBOW, Wiesbaden*

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung: Untersuchungsbohrungen im Buntsandstein im Gebiet östlich Melsungen und westlich des Naumburger Grabens haben neue Profile durch den Mittleren Buntsandstein ergeben. Anhand der Gamma-Logs werden die Profile erläutert.

Abstract: New well logs of the Middle Bunter, which resulted from the boreholes drilled in order to examine the Bunter east of the town of Melsungen and west of the Naumburg graben (northern part of Hesse), are explained by means of gamma logs.

Inhalt

1. Einleitung	277
2. Volpriehausen-Folge	278
3. Detfurth-Folge	279
4. Hardeggen-Folge	283
5. Schriftenverzeichnis	283

1. Einleitung

In den Jahren 1968 – 1972 wurde von den Städten Melsungen, Bad Wildungen und Naumburg eine größere Zahl von Untersuchungsbohrungen für die Trinkwassererschließung ausgeführt. Diese als Rotarybohrungen ausgeführten Untersuchungsbohrungen wurden von der Fa. R. Tegtmeyer, Hannover-Isernhagen, geophysikalisch vermessen.

Da die Profile der Untersuchungsbohrungen eine Ergänzung der bisher bekannten Tatsachen über Gliederung und Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins in diesem Gebiet darstellen, sollen sie hier mitgeteilt werden. Die Lage der behandelten Bohrungen geht aus Abb. 1 und Tab. 1 hervor. Die ausführlichen Schichtenverzeichnisse befinden sich im Archiv des Hess. Landesamtes für Bodenforschung.

*) Dr. D. RAMBOW, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

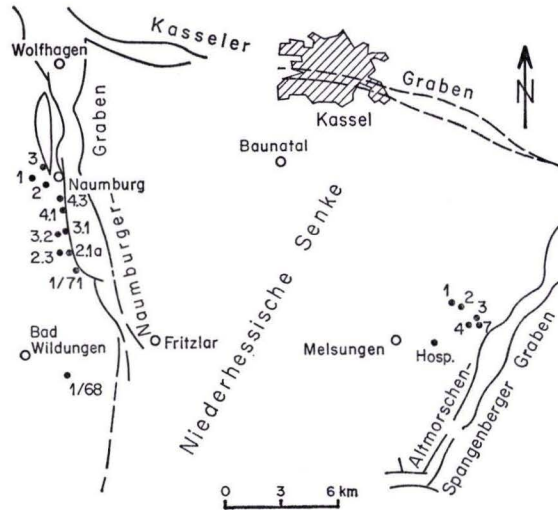


Abb. 1. Lage der angeführten Untersuchungsbohrungen.

Tab. 1. Koordinaten der angeführten Untersuchungsbohrungen

Bl. 4823 Melsungen

VB Hospitalland	R 354054, H 566596, etwa 245 m über NN
Melsungen VB 1	R 354280, H 566916, etwa 295 m über NN
Melsungen VB 2	R 354320, H 566878, etwa 300 m über NN
Melsungen VB 3	R 354424, H 566790, etwa 281 m über NN
Melsungen VB 4	R 354382, H 566731, etwa 306 m über NN
Melsungen VB 7	R 354462, H 566746, etwa 388 m über NN

Bl. 4720 Waldeck

Naumburg VB 1	R 350972, H 567902, etwa 320 m über NN
Naumburg VB 2	R 351084, H 567844, etwa 320 m über NN
Naumburg VB 3	R 351046, H 568005, etwa 326 m über NN

Bl. 4721 Naumburg

Bad Wildungen VB 4.3	R 351190, H 567717, etwa 330 m über NN
Bad Wildungen VB 4.1	R 351185, H 567606, etwa 335 m über NN
Bad Wildungen VB 3.1	R 351242, H 567484, etwa 327 m über NN
Bad Wildungen VB 3.2	R 351175, H 567480, etwa 362 m über NN

Bl. 4821 Fritzlar

Bad Wildungen VB 2.3	R 351226, H 567346, etwa 376 m über NN
Bad Wildungen VB 2.1a	R 351278, H 567322, etwa 333 m über NN
Bad Wildungen VB 1 (71)	R 351285, H 567223, etwa 312 m über NN
Bad Wildungen VB 1 (68)	R 351186, H 566332, etwa 330 m über NN

2. Volpriehausen-Folge

In Anlehnung an KUPFAHL & THEWS (1961) konnte die Volpriehausen-Folge in den östlich Melsungen ausgeführten Untersuchungsbohrungen wie folgt gegliedert werden:

Detfurth-Folge

<i>Avicula</i> -Hauptlager	38–40 m	}	160–170 m
<i>Avicula</i> -Wechselfolge	22 m		
Volpriehausener Wechselfolge	64–67 m		
Volpriehausener Sandstein	36–40 m		

Unterer Buntsandstein

Der Volpriehausener Sandstein läßt sich in einen 22–24 m mächtigen oberen Teil und in einen weniger mächtigen, stärker sandigen unteren Teil gliedern. Die Volpriehausener Wechselfolge wird durch eine etwa 30–40 m unter dem Top liegende sandige Zone zweigeteilt. Auffallend sind in der Volpriehausener Wechselfolge 3 „Tonspitzen“ (auf Abb. 2 mit A, B und C bezeichnet), die höchstwahrscheinlich an hellgrüngraue Tonsteine (und weiße Sandsteine) gebunden sind (ähnlich der weißen Zonen in der Hardegsen-Folge im nördlichsten Hessen und in Niedersachsen).

Die *Avicula*-Wechselfolge und das *Avicula*-Hauptlager sind insgesamt sandiger als die Volpriehausener Wechselfolge. An der Basis des *Avicula*-Hauptlagers ist ein etwa 6 m mächtiger Sandstein erkennbar.

KULICK (1961: 300f.) folgend kann die Volpriehausen-Folge am Westrand der Niederhessischen Senke (westlich des Naumberger Grabens) in 4 Horizonte untergliedert werden:

Detfurth-Folge

<i>Avicula</i> -Hauptlager	22 m	}	108–114 m
Volpriehausener Wechselfolge	44 m		
Volpriehausener Tonsteinschicht	16–18 m		
Volpriehausener Sandstein	26–30 m		

Unterer Buntsandstein

Eine klare Gliederung des Volpriehausener Sandsteins, wie sie KULICK (1961) gibt, ist hier nicht möglich, doch deutet sich auch hier an, daß der untere Teil meist ein reinerer Sandstein ist als der obere Teil (wie ja auch im Gebiet östlich Melsungen). Die Volpriehausener Tonsteinschicht ist besonders im Naumberger Gebiet deutlich ausgebildet, nach Süden zu scheint sie an Prägnanz zu verlieren (HORN & KULICK 1969: 100). In der Bohrung VB 1/71 konnte unter der Detfurth-Folge das *Avicula*-Hauptlager erkannt werden. An der Basis liegt ein 3 m mächtiger Sandstein. Im übrigen fällt auf, daß sowohl im Melsunger Gebiet als auch hier das *Avicula*-Hauptlager aus drei Sandschüttungen besteht.

3. Detfurth-Folge

Es ergeben sich folgende Mächtigkeiten:

	Melsungen	Naumburg
Hardegsen-Folge		
Detfurther Ton	18 m	29 m
Detfurther Wechselfolge	16 m	30–32 m
Detfurther Sandstein	28 m	29 m
Volpriehausen-Folge		

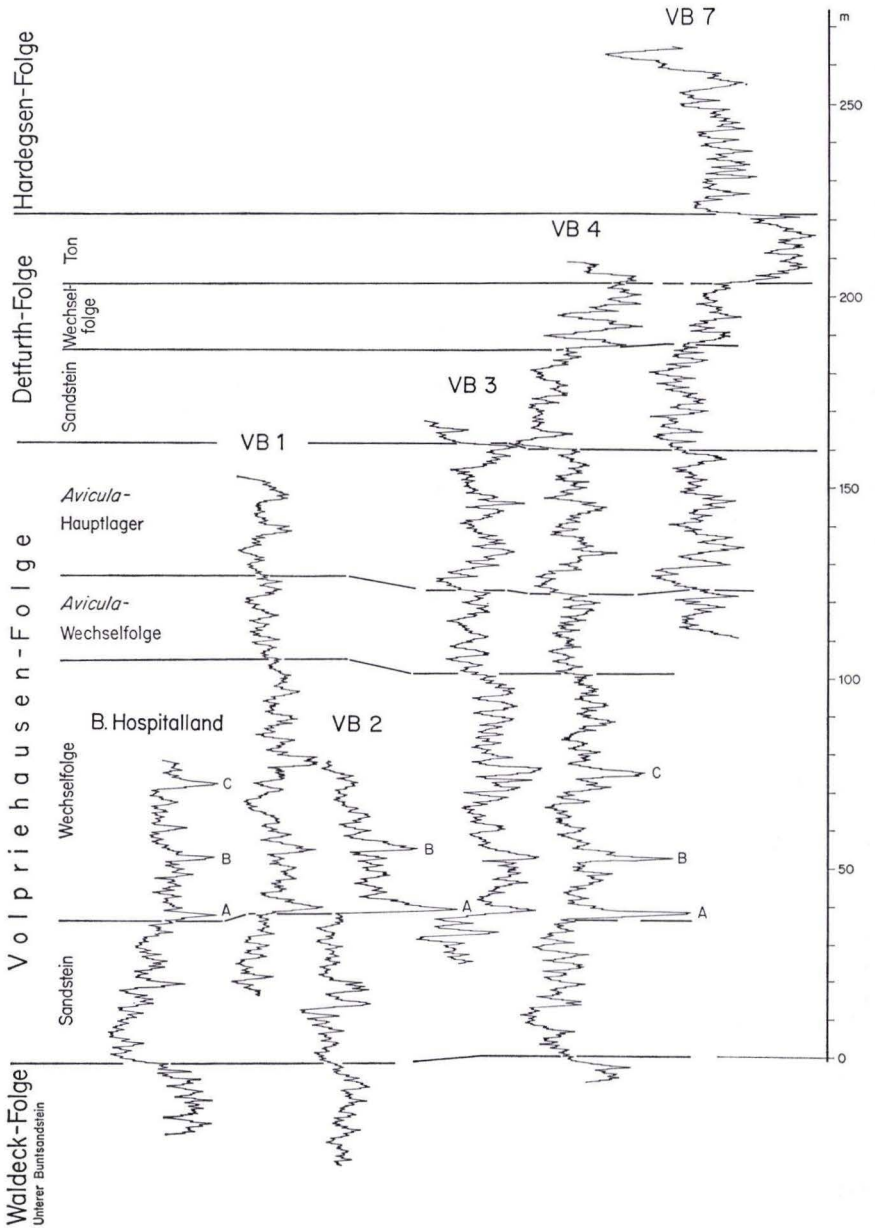


Abb. 2. Gamma-Logs der Untersuchungsbohrungen im Gebiet östlich Melsungen (zunehmende Strahlung = rechts).

Die Mächtigkeiten der Detfurth-Folge, insbesondere der Wechselfolge und des Tones, sind im Osten (wo die Volpriehausen-Folge besonders mächtig ist!) kleiner als im Westen, es hat also eine Verlagerung des Sedimentationsschwerpunktes stattgefunden. Auch HORN (1967 : 65) hat auf die große Mächtigkeit der Detfurth-Folge auf den Blättern Waldeck und Naumburg hingewiesen.

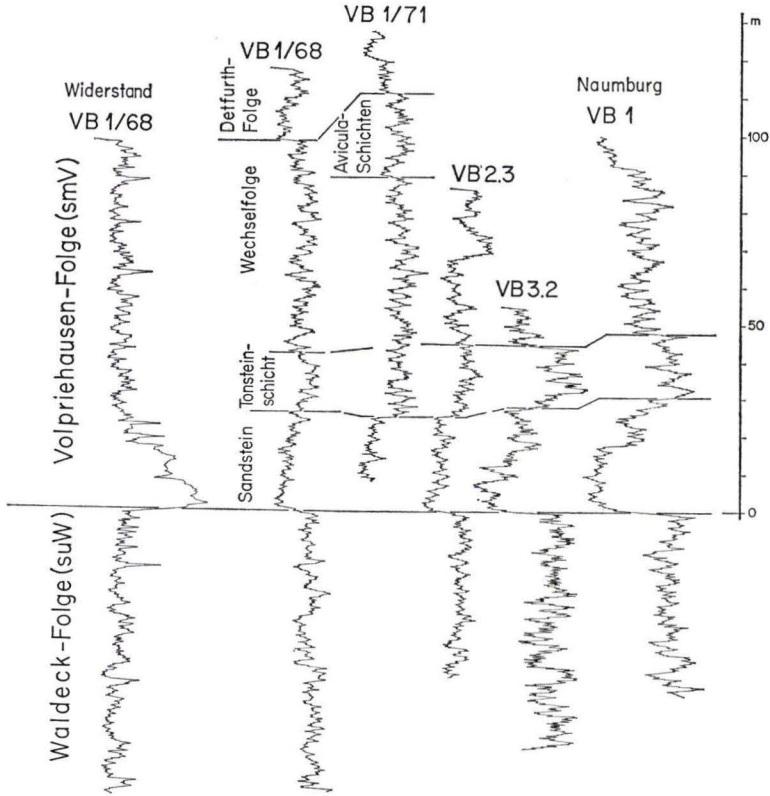


Abb. 3. Gamma-Logs der Untersuchungsbohrungen im Gebiet Naumburg-Fritzlar; Volpriehausen-Folge (zunehmende Strahlung = rechts).

Der Detfurter Sandstein ist im Westen deutlich durch ein Zwischenmittel in zwei Schüttungskörper gegliedert; im Osten ist diese Gliederung nur angedeutet. Der Detfurter Ton ist in allen Gamma-Messungen im nordhessisch-südniedersächsischen Raum das markanteste Schichtglied; auch im thüringischen Werra-Kali-Gebiet (KÄSTNER, KÜHN & LANGBEIN 1966, Abb. 4) ist dieser Horizont noch deutlich, in den von BACKHAUS & REUL (1971, Taf. 14) mitgeteilten Gamma-Messungen aus dem Bereich der Rhönschwelle fehlt der Detfurter Ton.

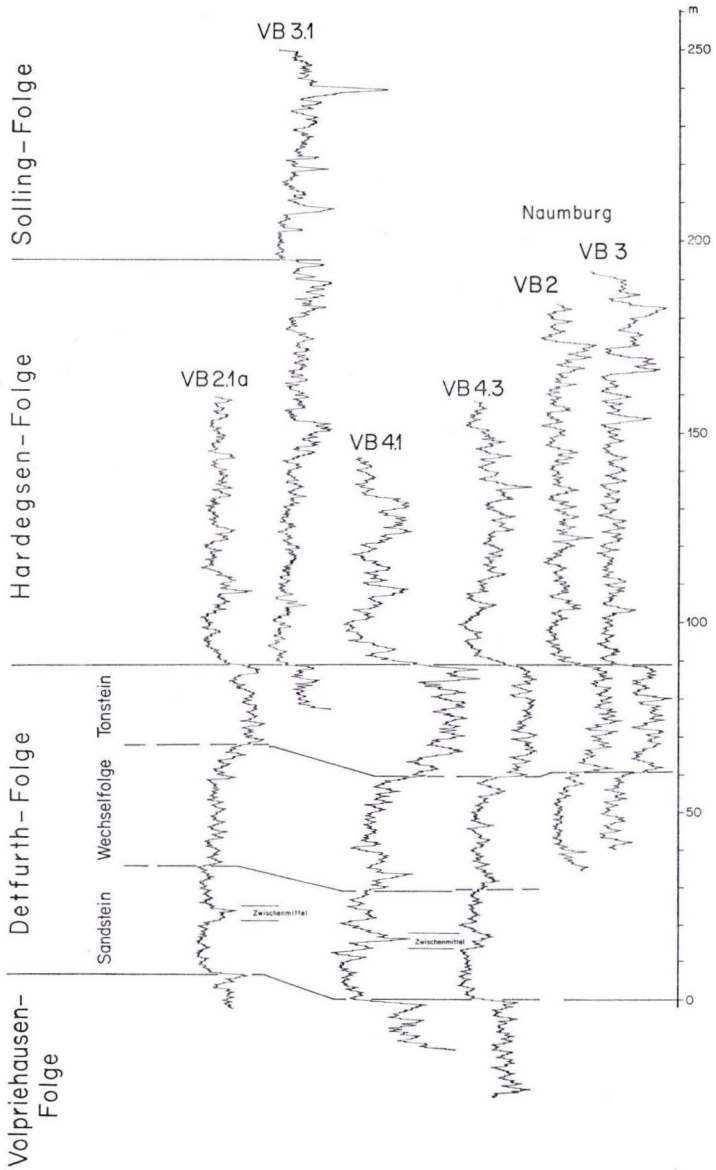


Abb. 4. Gamma-Logs der Untersuchungsbohrungen im Gebiet Naumburg; Detfurth- und Hardeggen-Folge (zunehmende Strahlung = rechts).

4. Hardeggen-Folge

Für das Gebiet östlich Melsungen kann aus den Bohrprofilen keine Gesamtmächtigkeit der Hardeggen-Folge abgeleitet werden. Im Gebiet Naumburg ergibt sich in der VB 3.1 eine Mächtigkeit von 107 m. Das von Horn (1967: 70) beschriebene Sandsteinpaket an der Basis der Hardeggen-Folge ist auch in den Bohrungen westlich des Naumburger Grabens erkennbar; auch ist in der VB 3.1 am Top der Hardeggen-Folge deutlich ein etwa 15 m mächtiges, stärker toniges Schichtpaket ausgebildet. Darüber setzt die Solling-Folge mit einer sehr reinen Sandschüttung ein. Ein Übergangsschichtglied (H/S) konnte weder anhand der Bohrproben, noch des Gamma-Logs ausgehalten werden.

5. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. & REUL, K. (1971): Der Mittlere und Obere Buntsandstein im Bereich der Rhön-Schwelle. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 142–192, 4 Abb., 2 Tab., Taf. 14; Wiesbaden.
- GRAUL, H. (1970): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mittleren Buntsandstein am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 93–111, 8 Abb.; Wiesbaden.
- HORN, M. (1967): Detfurth- und Hardeggen-Folge am Naumburger Graben (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 64–75, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4721 Naumburg. — 285 S., 29 Abb., 10 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & KULICK, J. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4720 Waldeck. — 227 S., 35 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KÄSTNER, H., KÜHN, W. & LANGBEIN, R. (1966): Stratigraphische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des thüringischen Werra-Kali-Gebietes. — *Geologie*, **15**: 461–483, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- KULICK, J. (1961): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 276–309, 8 Abb., Taf. 17; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. & THEWS, J.-D. (1961): Die Gliederung der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 235–241, 1 Abb.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1967): Die Hardeggen-Folge (Buntsandstein) in den Bohrungen Beberbeck und Haarhausen (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 76–82, Taf. 4; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 14. 11. 1972

Die Klüftung im Buntsandstein des Blattes 5721 Gelnhausen

Mit einem Ausblick auf Hessen

Von

GISBERT DIEDERICH, Wiesbaden*

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung: Auf Bl. 5721 Gelnhausen wurde die Klüftung in 16 Aufschlüssen untersucht. Den Hauptteil der Klüftung stellt ein regional in Hessen und darüber hinaus verbreitetes rheinisch/herzynisches Kluftsystem (SSW-NNE/NW-SE), dessen Entstehung nach der Normalspannungshypothese G. H. WAGNERS (1964, 1967) erklärt wird. In Aufschlüssen nahe größeren Verwerfungen tritt ein anderes Kluftsystem auf, das auf Scherspannungseinflüsse im Gefolge der Verwerfungsbildung zurückgeführt wird. In vielen Aufschlüssen tritt untergeordnet, in einzelnen aber auch in starkem Maße die hangparallele Zuschubklüftung auf. Entstehungsmöglichkeiten des Normalspannungsplanes und Alter der verschiedenen Kluftarten werden erörtert.

Abstract: The jointing of 16 outcrops situated in the region of map Gelnhausen, Hesse (map nr. 5721, scale 1:25 000) was investigated. The majority of the jointings is represented by a joint pattern of rhenish/hercynian character (SSW-NNE/NW-SE) which is frequent in Hesse and adjacent regions. Its origin is explained according to G. H. WAGNER's (1964, 1967) hypothesis of normal stress. Another joint pattern is said to be influenced by shearing stress subsequent to faulting. It appears on exposures near large faults. Tension joints produced by gravity action are recognised less frequently in most exposures, in a few exposures however abundantly. Possible ways of orogin are discussed concerning the normal stress pattern and the ages of various types of joints.

Inhalt

1. Einleitung	285
2. Methodisches	286
3. Die Kluftbilder auf Blatt Gelnhausen	287
4. Genese des Hauptkluftsystems und Ausblick auf Hessen	292
5. Zusammenfassung	296
6. Schriftenverzeichnis	297

*) Dr. G. DIEDERICH, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

I. Einleitung

In gefalteten und metamorphen Gesteinen lassen sich aus dem Gesteinsgefüge die ehemals wirkenden Kräfte rekonstruieren. Da auch die Klüfte dieser Gesteine Gesetzmäßigkeiten zum Beanspruchungsplan aufweisen, bereitet eine Erklärung der Klüftgenese in gefalteten und metamorphen Gesteinen zumeist nicht zu große Schwierigkeiten. Ganz anders liegen die Verhältnisse dagegen in den flachlagernden Festgesteinen des jungpaläozoischen und mesozoischen Deckgebirges. Kräftepläne lassen sich hierin meist gar nicht festlegen oder aber sind, wenn dies ausnahmsweise doch möglich ist, mehrdeutig. Eine Erklärung der Gesteinstrennflächen als Druck-, Zug- oder Scherklüfte ist aber ohne Kenntnis der Pressungs- oder Zerrungsrichtung nicht möglich. Dementsprechend ist auch die Anzahl wissenschaftlicher Arbeiten über die Klüfte des sedimentären Deckgebirges keineswegs reichhaltig und der Stand ihrer Erforschung bislang wenig befriedigend. In der neueren Literatur, so auch in den Erläuterungen zu den geologischen Kartenwerken im Maßstab 1:25000, finden sich meist nur Angaben zu den häufigsten Kluftrichtungen, jedoch kaum Deutungsversuche ihrer Altersstellung oder ihrer Genese. Arbeiten, die sich hiermit befassen, sind erst in jüngster Zeit häufiger erschienen (SEIBOLD 1950; HOFMANN 1955a u. b, 1958; SCHRÖDER 1958, 1965; WAGNER 1964, 1967; SIEBENHÜNER 1968; VON FREYBERG 1969, mit vielen Liraturangaben!).

Die wissenschaftliche Erforschung der Klüftanordnung und -verbreitung sowie eine vorsichtige Ausdeutung der Klüftgenese begann relativ spät ab der Jahrhundertwende und verstärkte sich erst in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts durch die Arbeiten SALOMONS (1912, 1927) und seiner Schüler (LIND 1910; DINU 1912; RÖHRER 1916, 1922; PFANNENSTIEL 1927; VOELCKER 1928). Die Ergebnisse dieser Arbeiten waren bereits recht beachtlich (vor allem RÖHRER 1922, s. dies. Arb. Fußnote S. 294), doch blieben noch sehr viele Fragen offen; denn die Entstehungsmöglichkeiten der Deckgebirgsklüfte sind einmal außerordentlich komplex und werden zudem noch durch eine beachtliche statistische Streuung verschleiert.

Fortschritte in der Deutung der Klüftentstehung erzielte dann LOTZE (1933), der gegenüber der bis dahin vorherrschenden Ansicht der gemeinsamen Entstehung von Klüften und Verwerfungen die Genese der Klüfte bei Vertikalbewegungen (Beulung) betonte. Er unterschied die gemeinen Klüfte, auch T(rennungs)-Klüfte genannt, die keine Beziehungen zu Verwerfungen aufweisen, von den synrogenen Klüften, die gleichzeitig mit den Verwerfungen gebildet werden. Letztere entstehen als Scher-(= Mohrsche)Flächen in einem Beanspruchungsplan und durchsetzen i. allg. als glatte Brüche von großer Erstreckung das Gestein. Sie werden, da auf ihnen häufiger Streifungen oder Harnische entwickelt sind, als V-Klüfte (= Verschiebungsklüfte, SEIBOLD 1950: 300) bezeichnet¹.

Neues in der Untersuchungsmethodik wie in der Ausdeutung brachten schließlich die Arbeiten von HOFMANN (1955a u. b, 1958). Er unterteilte nach der Ausbildung der Klüftfläche die Trennungsklüfte noch in scharfe, glattflächige T(S)- und in rauhe T(R)-Klüfte. Die T(S)-Klüfte führte er auf beulenartige Vertikalbewegungen und die T(R)-Klüfte auf geringe Zerrungen im Gefolge des Verbiegungsaktes zurück. Ausgebaut wurden diese Vorstellungen von SCHRÖDER (1958: 47–50; 1965: 18, 19, 23, 60–65). Er sieht die gesamte Klüftung fast ausschließlich durch Biegespannung und unabhängig von Verwerfungen und der übrigen Großtektonik entstanden. Nahezu im gleichen Sinne, wobei er

¹) Die Bezeichnungen Trennungs- und Verschiebungsklüfte benutzte auch schon STELLER (1922).

allerdings auch Zusammenhänge zwischen Verwerfungen und Kluftrichtungen bemerkte, äußerte sich SIEBENHÜNER (1968).

Bei einer kleintektonischen Untersuchung im Gebiet des Nördlinger Rieses kam dagegen WAGNER (1964) zu anderen Ergebnissen. In seiner ausgezeichneten Arbeit, in der er auf die Systematik und Eigenschaften der Klüfte, ihre Darstellung in Rosen und Diagrammen und auf die bisher entwickelten Ansichten zur Entstehung tektonischer Klüfte nach der Biege-, Normal- und Scherspannungshypothese eingeht, konnte er das großregionale Vorherrschen eines Kluftsystems allein mit Hilfe der Normalspannungshypothese zweifelsfrei erklären. Nach seinen Untersuchungen zeigen nämlich die Klüfte und andere Gefügeelemente in großen Gebieten Süddeutschlands eine gesetzmäßige Anordnung nach einem Kräfteplan, bei dem der größte Druck in SSW- bzw. NNE-Richtung und der geringste Druck (Zug) in WNW- bzw. ESE-Richtung wirkte (WAGNER 1967). Die Hauptkluftchar² (Kluftmaximum in \pm rheinischer Richtung) und die weniger ausgeprägte Gegenkluftchar² (Nebenmaximum in \pm herzynischer Richtung) bilden dabei ein Kluftsystem² parallel zu den Hauptspannungsrichtungen.

In einer Zusammenfassung aller tektonischen Ergebnisse über die Fränkische Alb und ihrer Umgebung diskutierte VON FREYBERG (1969: 23–25) alle neueren Vorstellungen zur Kluftentstehung. Bestehende Beziehungen zwischen Klüften und Verwerfungen bejaht er durchaus und hält deshalb die Entstehung des Hauptkluftsystems sowohl nach der Scherspannungshypothese (Verwerfungsklüfte) – besonders an den Kanten von Großschollen – wie auch in anderen Gebieten entsprechend deren speziellem tektonischem Werdegang nach der Biege- oder Normalspannungshypothese für möglich.

Für das Gebiet des Spessarts liegen vergleichbare tektonische Untersuchungen, in denen auch moderne Fragen der Kluftgenese erörtert werden, bislang kaum vor. So hat lediglich MURAWSKI (1959) die Möglichkeit der Durchpausung des Kluftnetzes im Deckgebirge aus einem tieferen Stockwerk untersucht. Nach ihm zeigt jedoch die Klüftung im Deckgebirge (Zechstein, Buntsandstein) keine direkte Abhängigkeit von dem anders gerichteten Kluftnetz im kristallinen Grundgebirge.

Anhand von Kluftaufnahmen auf Bl. 5721 Gelnhausen, die bei der geologischen Kartierung des Blattes vorgenommen wurden, soll im folgenden auf einige aktuelle Fragen der Klufttektonik eingegangen werden.

2. Methodisches

Kluftaufnahmen erfolgten in 16 Aufschlüssen des Bl. Gelnhausen. Es stehen vorwiegend Sandsteine des Unteren Buntsandsteins an, in den Aufschlüssen 1, 2 und 6 Sandsteine der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) und im Aufschluß 3 Kalksteine des Unteren Muschelkalks. Verwertet wurden insgesamt 1900 Kluftmessungen, im Mittel also 119 Messungen pro Aufschluß (Minimum 40, Maximum 172 Werte). Da die meisten Klüfte steil bis nahezu senkrecht die \pm horizontale Schichtung durchsetzen, konnte unter Verzicht auf die Fallwerte für die Darstellung die übersichtlichere Kluftrose gewählt werden. Das Einfallen der Klüfte wie auch ihre Klaffweite wurden jedoch vermerkt; T(R)- und T(S)-Klüfte wurden nicht unterschieden. Die Streichrichtungen der Klüfte wurden in Klassen von 10° Breite zusammengefaßt und entsprechend den Häufigkeiten ohne Berücksichtigung besonderer Wertigkeiten für klaffende oder den

²) Verwendung der Bezeichnungen im Sinne WAGNERS (1964: 527).

ganzen Aufschluß durchsetzende Klüfte in der Rose eingetragen³. Als Hauptkluffschar wurde das jeweilige Maximum einer Kluffrose, als Gegen(kluft)schar die ihm zugehörige \pm senkrecht dazu stehende, allerdings meist geringer belegte Gegenrichtung bezeichnet. Beide Kluffscharen bilden ein unter einem Beanspruchungsplan entstandenes Kluftsystem (WAGNER 1964: 526–530).

In der nur partienweise von einzelnen bis zu wenige Dezimeter mächtigen Tonsteinlagen durchsetzten Sandsteinschichtenfolge des Unteren und Mittleren Buntsandsteins sind stockwerks-, gesteins-, und bankungsbedingte besondere Kluftmuster oder wechselnde Kluftdichten (SCHRÖDER 1965: 62/63) nur von sehr geringem Einfluß auf die Kluftverteilungen, so daß die Kluffrosen untereinander direkt vergleichbar sind.

Im folgenden Abschnitt wird auf das in den einzelnen Aufschlüssen gemessene Kluftnetz eingegangen und seine Entstehung aufgrund einer der drei herrschenden Kluftentstehungshypothesen (Biege-, Normal- und Scherspannungshypothese) zu deuten versucht. Allerdings ist das tektonische Kluftnetz häufig durch die atektonische Klüftung verwischt, die bei der Hangzerreißen entsteht und in jedem Aufschluß in Abhängigkeit von seiner Exposition und Höhenlage über der Talsohle mehr oder minder deutlich entwickelt ist. Die hangparallele Anordnung dieser Talzuschubklüftung, ihre meist größere Klaffweite und ihr hangparalleles Einfallen – häufig flacher als die \pm senkrecht stehenden gemeinen Klüfte – gestatten jedoch, wie dies KRAUSE (1966) gezeigt hat, im allgemeinen eine klare Trennung vom tektonischen Kluftnetz. Es wird daher nachstehend das Auftreten folgender Kluftarten erörtert:

T(rennungs)-Klüfte: entstanden durch Biege- oder Normalspannung im Gesteinsverband,

V(erschiebungs)-Klüfte: entstanden durch Scherspannung im Gesteinsverband,

Z(uschub)-Klüfte: entstanden durch Hangzerreißen des Gesteinsverbandes.

Auf andere Arten der Klüftung, wie Kompaktionsklüftung (STIELER 1922: 666), Biegungsklüftung (THIELE 1935: 54–55) usw. braucht hier wegen der nur geringen Wahrscheinlichkeit ihres Vorkommens im bearbeiteten Gebiet nicht eingegangen zu werden.

Die nachfolgenden Aussagen gelten selbstverständlich nur für die statistische Mehrheit der Klüfte eines Systems, denn einzelne oder mehrere Klüfte einer Kluftart oder -richtung können aufgrund sehr lokaler Ursachen durchaus eine gänzlich andere Entstehung haben!

3. Die Kluftbilder auf Blatt Gelnhausen

Die wichtigsten Angaben zu den Aufschlüssen und den ermittelten Kluftbildern sind in Tab. 1 zusammengestellt. Die Verteilung der Aufschlüsse über das Bl. Gelnhausen und ihre Lage zu Verwerfungen zeigt Abb. 1. Die nach den Meßwerten gezeichneten Kluffrosen lassen sich nach den vorherrschenden Kluftmaxima in drei Gruppen einteilen. Die Einzelrosen der 16 Aufschlüsse sind nach den Kluftgruppen geordnet auf Abb. 2–4 wiedergegeben.

³) Dabei wurde die häufigste Kluftichtung immer gleich groß dargestellt, wodurch alle Rosen ebenfalls gleich groß und untereinander gut vergleichbar wurden. Die Belegungsstärke der einzelnen Richtungen läßt sich mit Hilfe der Anzahl der vermessenen Klüfte ermitteln (Tab. 1).

Tab. 1. Angaben zu den klufftektonisch vermessenen Aufschlüssen auf Bl. Gelnhausen

Aufschluß-Nr.	Lage: Rechts Hoch	Anstehende Schichten	Gemessene Klüfte	Streichrichtung der Haupt- und Gegenkluff-schar	Streichrichtung des Talhanges in Grad	Höhe des Aufschlusses über der Talsohle in Meter
1	35 15 035	Solling-Sandstein				
	55 71 690	(Ob. Btsdst., Solling-Folge)	123	70/90/120/180	90	45
2	35 16 120	Solling-Sandstein		170/80		
	55 71 780	(Ob. Btsdst., Solling-Folge)	108	30/110	10	30
3	35 18 880	Wellenkalk				
	55 70 680	(Unterer Muschelkalk)	103	40/130	10	90
4	35 22 050	Tonlagen-Sandstein				
	55 70 390	(Unt. Btsdst., Salmünster-Folge)	102	160/80	150	25
5	35 12 700	Tonlagen-Sandstein				
	55 69 980	(Unt. Btsdst., Salmünster-Folge)	172	60/150	170	35
6	35 16 780	Solling-Sandstein				
	55 68 075	(Ob. Btsdst., Solling-Folge)	40	35/120	—	—
7	35 21 720	Basis-Sandstein				
	55 68 610	(Unt. Btsdst., Salmünster-Folge)	112	150/65	40	20
8	35 21 640	Tonlagen-Sandstein				
	55 68 440	(Unt. Btsdst., Salmünster-Folge)	92	150/60	20	30
9	35 12 360	Dickbank-Sandstein				
	55 67 120	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	127	170/80	90	20
10	35 17 350	ECKscher Geröllsandstein				
	55 65 350	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	140	170/80	60	15
11	35 17 800	ECKscher Geröllsandstein				
	55 65 150	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	148	170/80	80	27
12	35 16 400	Dickbank-Sandstein				
	55 64 110	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	119	20/120	100	70
13	35 17 620	Dickbank-Sandstein		20/110		
	55 64 260	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	137	170/90	30	120
14	35 19 515	ECKscher Geröllsandstein				
	55 64 090	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	130	30/130	10	20
15	35 14 090	ECKscher Geröllsandstein				
	55 63 340	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	117	20/120	160	115
16	35 14 550	ECKscher Geröllsandstein				
	55 63 120	(Unt. Btsdst., Gelnhausen-Folge)	140	30/120	90	100

Zur Gruppe I zählen die Aufschlüsse 4, 9, 10 und 11. Als Haupttrichtungen treten bei den Klüftbildern die eggische und die erzgebirgisch bis schwäbische Richtung auf.

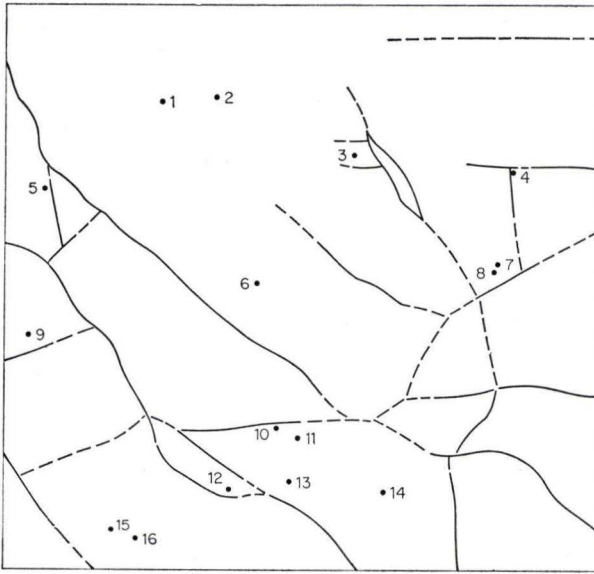


Abb. 1. Die Verteilung der klüfttektonisch vermessenen Aufschlüsse und ihre Lage zu wichtigen Verwerfungen auf Bl. Gelnhausen.

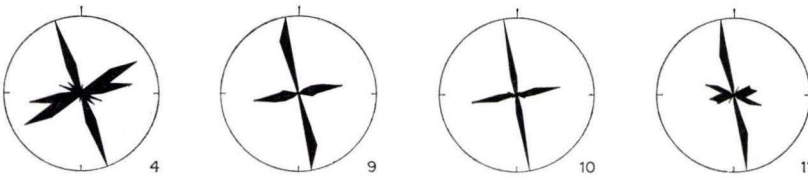


Abb. 2. Klüftrosen mit überwiegend V-Klüften (Gruppe I).

Aufschluß 4 ist gekennzeichnet durch ein doppelgipfliges Maximum in flach erzgebirgischer und ein scharfes und annähernd gleich starkes in eggischer Richtung. Ganz untergeordnet sind auch einige rheinische und herzynische Klüfte vorhanden.

Die Aufschlüsse 9 und 10 zeigen, obwohl 5 km voneinander entfernt, praktisch identische Klüftbilder; das scharfe Maximum liegt in der 170° -Richtung, das schwächere Nebenmaximum bei 80° .

Im Aufschluß 11 tritt ebenfalls die Hauptklüftschar von 170° stark hervor, die entsprechende Gegenschär verläuft wieder in 80° . Untergeordnet lassen sich in schwächeren Nebenmaxima die rheinische und die herzynische Richtung erkennen.

Die Entstehung des eggisch und flach erzgebirgisch ausgerichteten Klüftsystems ist relativ einfach zu deuten. Alle Aufschlüsse liegen an Hängen von Tälern, in denen N-S oder W-E gerichtete Verwerfungen verlaufen (vgl. auch die Angaben zu Aufschluß 2 und 13 auf S. 290 und Aufschluß 5, S. 291).

Interessant ist, daß die Hauptklufthchar stets senkrecht zur Verwerfungsrichtung, die schwächere Gegenschar aber in der Verwerfungsrichtung orientiert ist. Die Entstehung eines solchen Kluftnetzes während der Ausbildung von Verwerfungen hat bereits THIELE (1935: 53 – 54) beschrieben. Das Kluftsystem in eggischer und erzgebirgischer Richtung dürfte daher als V-Klüftung aufzufassen sein.

Vorherrschend auf Bl. Gelnhausen ist der Klüftungstyp der Gruppe II, zu der die Aufschlüsse 2, 3, 6, 12, 13, 15 und 16 zusammengefaßt werden. Das Kluftbild der Gruppe II ist gekennzeichnet durch ein in rheinischer und herzynischer Richtung ausgebildetes Kluftsystem.

Der Aufschluß 2 enthält ein in 170° ausgerichtetes Kluftmaximum, dem als Gegenrichtung – die nach WAGNER (1964: 530) zumeist nur um $\pm 10^\circ$ von der 90° -Richtung zur Hauptschar abweicht – das kleinere Nebenmaximum in 80° entsprechen müßte. Daneben tritt in 30° ein zweites Maximum und in 110° ein etwas stärkeres Nebenmaximum auf. Da im ganzen Aufschluß bei 108 Kluftmessungen nur 4 klaffende Klüfte gemessen wurden, auch keine Klufttrichtung streng hangparallel ausgerichtet ist, dürfte es sich hier um eine durch die N–S und W–E gerichteten Verwerfungen bedingte V-Klüftung handeln. Das schwächer ausgebildete Kluftsystem (30 und 110°) dürfte aber dem allgemein entwickelten regionalen Kluftbild zuzuordnen sein.

Im Aufschluß 3 liegen gleich stark entwickelte Maxima der Klüftung in 40 und 130° vor. Ebenfalls gleich starke Nebenmaxima treten bei 15 und 105° auf.

Aufschluß 6 erschließt ebenfalls Schichten der Solling-Folge, doch in weniger mächtigen Bänken als im Aufschluß 2. Das Kluftsystem mit der Hauptschar in 35° und der \pm gleich häufigen Gegenschar in 120° entspricht dem allgemeinen Bild.

Aufschluß 12 zeigt ein schön ausgebildetes Kluftsystem mit rheinisch orientiertem Kluftmaximum (25°) und dem Nebenmaximum in herzynischer Richtung (120°).

In der Rose aus Aufschluß 13 sind wieder, vergleichbar dem Aufschluß 2, zwei um rund 30° gegeneinander verdrehte Kluftsysteme zu erkennen. Die in 20° und 110° streichenden, gleich häufigen Kluftscharen gehen auf das regional entwickelte rheinisch/herzynische Kluftsystem zurück. Die schwach eggisch in 170° gerichtete Hauptschar des 2. Systems und die in 90° streichende Gegenschar dürften die verwerfungsbedingte V-Klüftung darstellen.

Aufschluß 15 zeigt eine Hauptklufthchar in rheinischer (20°) und die etwas schwächere Gegenschar in herzynischer (120°) Richtung.

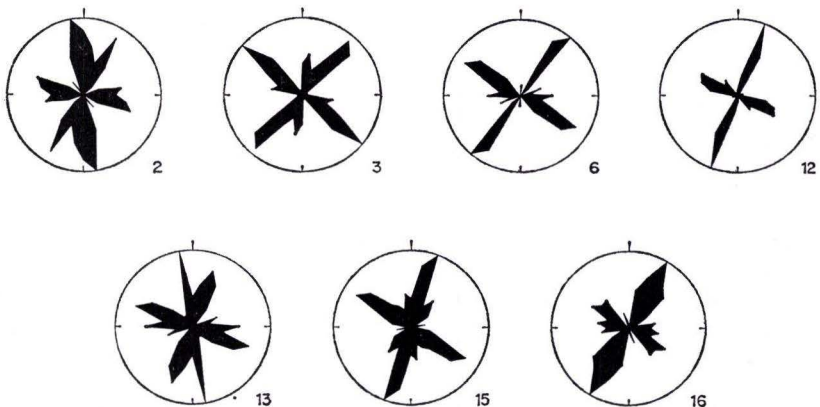


Abb. 3. Kluftrosen mit überwiegend T-Klüften (Gruppe II).

Im Aufschluß 16 bildet die rheinische Hauptklufschar (30°) ein ausgeprägtes Maximum aus, die herzynische Gegenschar (120°) tritt dagegen deutlich zurück. Das \pm W-E-gerichtete Nebenmaximum verläuft hangparallel und ist auf die Talzuschub-Klüftung zurückzuführen.

Die Hauptklufschar (Kluftmaximum) liegt in den Aufschlüssen 2, 12, 15 und 16, d. h. in der Mehrzahl der Fälle der Gruppe II, in rheinischer Richtung, während die Gegenschar herzynisch ausgerichtet ist. Bei den Aufschlüssen 3, 6 und 13 dagegen sind die rheinischen und herzynischen Maxima praktisch gleich ausgebildet, so daß eine sichere Einteilung in Haupt- und Gegenschar nicht möglich ist. Auf jeden Fall aber tritt eine eindeutige Hauptklufschar in herzynischer Richtung nicht auf. Eine Deutung der Entstehung jenes offenbar im ganzen Blattgebiet vorherrschenden Kluftsystems läßt sich für den relativ kleinen Bereich des Bl. Gelnhausen allein kaum durchführen; Überlegungen hierzu werden am Ende dieses und im nachfolgenden Abschnitt gebracht.

Die Gruppe III umfaßt die Aufschlüsse 1, 5, 7, 8 und 14. Die Kluftbilder dieser Gruppe sind äußerst komplex und passen sich den klaren Gesetzmäßigkeiten der Gruppen I und II nicht ein. Wie das wechselnde Bild des Kluftmusters bereits andeutet, sind für die Entstehung der Klüftung verschiedene Ursachen anzunehmen.

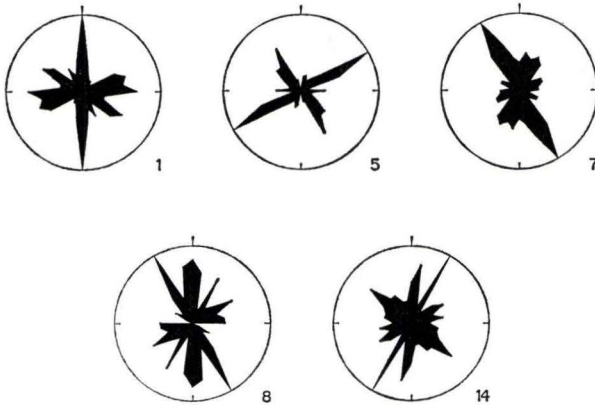


Abb. 4. Kluftrosen mit starkem Anteil von Z-Klüften (Gruppe III).

So handelt es sich bei dem Aufschluß 1 mit Sicherheit um z. T. bereits aus dem Schichtverband gelöste Schollen der Solling-Folge. Die sowohl rheinisch, schwäbisch, schwach erzgebirgisch und auch herzynisch, also über die ganze Rose verteilten Maxima entsprechen auch dem etwas wirren Kluftbild, wie es von abgekippten bis abgerutschten Schollen, in denen ein Großteil der Trennflächen Z-Klüfte darstellen dürfte, zu erwarten ist.

Die Aufschlüsse 7 und 8 liegen nur knapp 200 m auseinander, unmittelbar an der mit gut 100 m Sprunghöhe beachtlichen Kinzigtalstörung. Das Kluftmuster wird daher stark durch die Verwerfung geprägt (vgl. Maximum senkrecht zur Verwerfung!), dürfte aber durch die Lage der Aufschlüsse am Steilhang auch sehr stark durch die Hangzerreißung beeinflusst sein.

Gleiches gilt für den Aufschluß 5, der nahe der rheinischen Waschbachtal-Störung, aber gut 35 m oberhalb der Talsohle am Hang liegt. Jedoch ist sein Kluftbild noch relativ einheitlich und zeigt mit der erzgebirgisch gerichteten Hauptklufschar (Kluftmaximum

wieder senkrecht zur Störungsrichtung!) und der eggischen Gegenschär sehr deutlich Anklänge zur Gruppe I.

Der Aufschluß 14 dagegen mit rheinischem und herzynischem Maximum gehört sowohl nach dem Klufftil wie auch nach der Kartierung, die keine Verwerfung in unmittelbarer Nähe nachwies, mehr zur Gruppe II. Allerdings bestimmen auch hier in sehr starkem Maße Z-Klüfte das Bild der Klufftrose.

Für die uneinheitlich gebauten Rosen der Gruppe III ist neben dem unterschiedlich entstandenen Grundmuster zusätzlich eine sehr starke Beteiligung der Z-Klüfte kennzeichnend, die entsprechend der lokalen morphologischen Besonderheiten das stark wechselnde Bild des Klufftnetzes dieser Gruppe bedingen.

Das Gebiet des Bl. Gelnhausen als Ganzes betrachtet zeigt also beim Klufftmuster sowohl in der Häufigkeit wie auch in der statistischen Verteilung über den gesamten Blattbereich ein deutliches Vorwiegen der rheinisch und herzynisch orientierten Klüfte. Sie dürften das Klufftgrundmuster auf Bl. Gelnhausen darstellen. Lediglich in verwerfungsnah gelegenen Aufschlüssen wird dieses Klufftbild durch eine eggisch und erzgebirgisch bis schwäbisch gerichtete Klüftung ergänzt oder ersetzt. Von diesen beiden Hauptmustern abweichende Klufftnetze lassen sich auf lokale Besonderheiten, insbesondere auf stärkere Beteiligung der Hangzerreißung bei der Klufftbildung, zurückführen. Auch die Entstehung des eggisch/erzgebirgischen Klufftsystems ist durch die stete Gebundenheit der Aufschlüsse mit diesem Muster an Verwerfungen einleuchtend als V-Klüftung nach der Scherspannungshypothese zu erklären. Schwieriger ist allerdings die Frage der Entstehung des regional vorherrschenden rheinisch/herzynischen Klufftsystems zu entscheiden. Da auch für Bl. Gelnhausen die flach erzgebirgisch verlaufende Spessartschwelle die bestimmende Untergrundstruktur darstellt (NÖRING 1951a, DIEDERICH & HICKETHIER 1970), nach der Biegespannungshypothese so entstandene Klufftmuster aber eine Ausrichtung der Maxima im Streichen der Untergrundstruktur zeigen sollen (SCHRÖDER 1958: 48/49), ist also von der Spessartschwelle keine Auswirkung auf das rheinisch/herzynische Hauptklufftsystem des Bl. Gelnhausen festzustellen! Dieses muß vielmehr unabhängig von dieser Struktur und anders als durch Biegespannung entstanden sein! Eine Erklärungsmöglichkeit ergibt sich bei Berücksichtigung der übrigen in Hessen vorliegenden Verhältnisse.

4. Genese des Hauptklufftsystems und Ausblick auf Hessen

Die geologische Landesaufnahme der letzten zehn Jahre führte – insbesondere durch die verfeinerte Buntsandsteinstratigraphie – inzwischen in nahezu allen Gebieten Hessens zu wesentlichen Neuerkenntnissen über die Deckgebirgstektonik. Auf vielen neuerschienenen Blättern mit mesozoischen Deckgebirgsanteilen wurden Klufftaufnahmen durchgeführt und die Klufftverteilung in Rosen dargestellt. Da die Klufftmessungen ganz überwiegend in Buntsandsteinaufschlssen erfolgten, liegt vor allem von der im hessischen Buntsandstein entwickelten Klüftung ein guter Überblick vor. Angaben zur Deckgebirgsklftung bzw. zu Klufftrosen, die zumeist auf Bei-blättern dargestellt sind, enthalten z. B. die Erläuterungen der folgenden Blätter der Geologischen Karte von Hessen:

Bl.-Nr. u. -Name	Bearbeiter u. Erscheinungsjahr	
4621	Wolfhagen	RÖSING 1966
4719	Korbach	KULICK 1968
4720	Waldeck	HORN & KULICK 1969
4721	Naumburg	HORN 1971
5124	Bad Hersfeld	LAEMMLEN 1967
5222	Grebenau	LAEMMLEN 1968
5223	Queck	LAEMMLEN 1963
5224	Eiterfeld	MOTZKA & LAEMMLEN 1967
5323	Schlitz	KUPFAHL 1965
5324	Hünfeld	MOTZKA 1968
5523	Neuhof	LAEMMLEN 1970
5623	Schlüchtern	EHRENBERG & HICKETHIER 1971

Nach den Ergebnissen ist auf den Blättern überwiegend ein rheinisch und (flach-)herzynisch orientiertes Hauptklufsystem entwickelt. Daneben tritt auch noch ein eggisch/erzgebirgisches und ein erzgebirgisch/(steil)herzynisches System auf. Insgesamt aber ist in der hessischen Tiefenrinne und damit im Bereich des Buntsandsteinbeckens fast ausschließlich das rheinisch/(flach)herzynische Klufsystem vorherrschend. Abweichend hiervon bildet nur im NW Hessens am Kellerwald auf dem Bl. 4719 Korbach (KULICK 1968) die herzynisch/erzgebirgische und im Südteil des Bl. 4721 Naumburg (HORN 1971) die eggisch/erzgebirgische Richtung die Klufmaxima. Ein Gegenstück dazu bildet im SE Hessens das Gebiet des Schlüchterner Beckens, wo die meisten Klüfte rheinisch und schwäbisch bis flachherzyn angeordnet sind (Bl. 5523 Neuhof, LAEMMLEN 1970, u. Bl. 5623 Schlüchtern, EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Allerdings fehlt die rheinisch/herzynische Grundrichtung nicht völlig, so daß dieses Hauptsystem wohl nur durch eine jüngere Klüftung, die bei der Salzauslaugung und den beachtlichen jungen tektonischen Vorgängen (DIEDERICH & HICKETHIER 1970) entstand, überprägt wurde. Auf jeden Fall ist in Hessen im Bereich größerer mesozoischer Sedimentmächtigkeiten eindeutig das rheinisch/herzynische System das Hauptklufsystem. Lediglich an den Rändern des Sedimentationsbeckens scheinen z. T. merklich abgewandelte Richtungen aufzutreten.

Unterstützt wird diese Ansicht noch durch die Angaben anderer Bearbeiter. So dominieren im Deckgebirge des Zentralspessarts nach MURAWSKI (1959) ebenfalls die rheinisch und herzynisch streichenden Klüfte. Die gleichen Hauptrichtungen für nicht durch Hangzerreißung entstandene Klüfte gibt auch KRAUSE (1966) aus Buntsandsteinaufschlüssen an Main und Neckar an. Weiterhin passen sich die Ergebnisse von SIEBENHÜNER (1968) aus Franken und von WAGNER (1964, 1967) aus Süddeutschland diesem Gesamtbild gut ein.

Danach ist das rheinisch/herzynische Klufsystem nicht allein für Hessen, sondern wie WAGNER (1967) schon vermutete, im großregionalen Bereich das bestimmende Klufmuster. Da in Hessen die älteren Untergrundstrukturen hauptsächlich erzgebirgisch (wie Hunsrück-Oberharz- und Spessartschwelle) und die jüngeren Deckgebirgsstrukturen herzynisch streichen (HUMMEL 1929), ist — da ihre Wirksamkeit räumlich und zeitlich unterschiedlich war, dennoch aber für ganz Hessen ein \pm einheitliches Grundmuster der Klüftung entwickelt ist — eine Abhängigkeit des Klufmusters von den Untergrundstrukturen nicht zwingend gegeben (vgl. auch WAGNER

1964: 546). Eine Genese des Hauptklufthsystems nach der Biegespannungshypothese bei Vertikalbewegungen des Deckgebirges über Untergrundstrukturen ist also recht unwahrscheinlich. Dagegen fordert die Normalspannungshypothese einen im groß-regionalen Rahmen einheitlichen Klüftungsstil. Mit dem rheinisch/herzynischen Klufthsystem, das für ein Gebiet von beachtlicher Größe die Hauptklüftung darstellt, scheint diese Forderung erfüllt zu sein, so daß die Normalspannungshypothese für die Entstehung des regionalen Klufthgrundmusters die beste Erklärung bietet. Jedoch läßt sich über die Kräfte und ihre Ursachen, die dem Spannungsplan zugrunde liegen, bislang, außer ersten Vermutungen, wenig sagen.

Bei Betrachtung der hessischen Verhältnisse läßt sich an eine Entstehung der Klüfte sowohl nach den Vorstellungen von LOTZE (1933) wie auch im Gefolge großtektonischer Vorgänge im Sinne von KNETSCH (1969) oder RICHTER-BERNBURG (1968) denken.

Für die Klüftung im Buntsandstein wäre z. B. eine Anlage des regionalen Klufthmusters nach der Kontur des Ablagerungsraumes, also eine paläogeographisch bedingte Klufthentstehung nach LOTZE (1933: 198), vorstellbar. Es liegt nämlich die Hauptklufth-schar (rheinisch!) genau im und die Gegenschlar quer zum Streichen des Buntsandsteinbeckens. Eine Entstehung nach der Biegespannungshypothese — wobei man bei der Größe des Ablagerungsraumes schon wieder von einer „Normalspannung“ sprechen könnte! — wäre also möglich⁴. Dagegen sprächen aber die genau wie im Deckgebirge relativ häufig im paläozoischen Gebirge auftretenden rheinischen und herzynischen Klüfte, von denen ein beachtlicher Teil saxonischen Alters sein soll (HOFMANN 1958: 344, KULICK 1968: 146, MURAWSKI 1959).

Andere Möglichkeiten der Entstehung des regionalen Klufthmusters deuten sich nach den großtektonischen Vorstellungen von KNETSCH (1969) und RICHTER-BERNBURG (1968) an. Nach KNETSCH könnte man an ein mindestens kontinental einheitliches, wenn nicht sogar globales Klufthsystem denken, das bei der Rotation durch die auf die Erdgroßschollen wirkenden Abplattungskräfte als Mohrsches Flächensystem entstand. Von dem älteren Hauptsystem abweichende Klufthsysteme gingen dann auf durch Polverlagerung neu entstandene Spannungspläne zurück.

Eine weitere großregional wirkende Normalspannung entstünde auch bei der Zerscherung des europäischen Kontinents entsprechend den Vorstellungen RICHTER-BERNBURGS. Die dabei entlang alter Lineamente, wie dem Oberrheingraben, sich in nord-südlicher Richtung gegeneinander verschiebenden Großschollen müßten in etwa den Spannungsplänen unterliegen, wie sie für das regional in und außerhalb Hessens entwickelte Klufthmuster zu fordern sind (Abb. 5). Die Klüfte entstünden aufgrund mechanischer Deformationen, denen die Großschollen durch Beanspruchung aus der Erdtiefe unterliegen. Die unterschiedlich großen Einzelschollen zeigen zwar geringe Änderungen im Spannungsplan, im großen aber doch eine Übereinstimmung in den Hauptrichtungen. Auch aus Abweichungen an Schollenrändern erklärten sich Wechsel in den Klufthrichtungen. Insgesamt besteht jedoch zwischen dem von WAGNER (1964: 547, und 1967: 907, 908, 912) geforderten Kräfteplan und den Bewegungen und Kräften, die nach RICHTER-BERNBURG (1968: 1003—1005, 1024—1027) Ursache der saxonischen Tektonik sind, große Übereinstimmung⁵.

⁴) Da hierbei im Gegensatz zur Beulung die Beckenachse das bestimmende Element ist, müßte man zur Unterscheidung besser von einer negativen Biegespannung sprechen!

⁵) Auch RÖHRER (1922: 41 u. 58) äußerte schon Ähnliches; er dachte bereits an Unterströmungen, die den Spannungsplan in den Schollen erzeugen. Auch äußert er über die Entstehung des Oberrheingrabens eine an die Vorstellungen RICHTER-BERNBURGS gemahnende Ansicht, indem er dafür spitzwinklig zu dessen Verlauf \pm nördlich gerichtete Horizontalbewegungen der Schollen annimmt.



Abb. 5. Das rheinische Lineament als Großfuge und die Bewegungstendenz der Randschollen (umgezeichnet nach RICHTER-BERNBURG 1968, Abb. 5).

Durch die Inhomogenität der Gesteinshülle ist sicher eine völlig einheitliche Klüftung gar nicht zu erwarten. Einen Hauptfaktor für Änderungen der Klüftungsrichtung und der Klüftgenese könnte auch die Sedimentmächtigkeit zur Zeit der Klüftanlage bilden. Ab einer bestimmten Deckgebirgsmächtigkeit dürfte nämlich die durch Normalspannung entstandene Klüftung vorherrschen, während deutliche Einflüsse von Untergrundstrukturen (= Biegespannung) nur unterhalb dieser Mächtigkeit möglich zu sein scheinen. Auch ist an eine Entstehung des Deckgebirgskluffnetzes nach der Scherspannungshypothese erst ab einer bestimmten Intensität der Bruchtektonik zu denken. Für den Hauptteil der Klüftung im mesozoischen Deckgebirge dürfte aber der an der Wende Paläo-Mesozoikum neu entstandene tektonische Beanspruchungsplan über lange Zeit im großregionalen Bereich zu einer Normalspannung im Gestein und diese zu dem regional verbreiteten rheinisch/herzynisch streichenden Klüftsystem geführt haben, wobei der Biegespannung jedoch in vertikal stärker mobilen Teilbereichen durchaus prägende bis z. T. auch bestimmende Einflüsse zukommen können.

Über das Alter der Klüfte läßt sich folgendes sagen⁶: Das höchste Alter dürfte das rheinisch/herzynische System, also das regionale Klüftnetz, besitzen. Es ist vermutlich

⁶) Das gilt selbstverständlich nur für die Mehrheit der Klüfte einer Richtung und nicht für jede einzelne Klüft (vgl. S. 287)!

bereits recht früh aufgerissen, denn die Aktivität der Spessartschwelle (ab oberem Dogger und im Malm!) hat sich ja auf die Kluftrichtung bereits nicht mehr ausgewirkt. Die Entstehung des regionalen Kluftmusters ist daher wohl im frühen Jura erfolgt. Die Modifikationen der großregionalen Klüftung am Rande des Ablagerungsraumes (s. weiter vorn) dürften größtenteils zur gleichen Zeit, eventuell durch stärkeren Einfluß der Untergrundstrukturen bei der allmählichen weiteren Heraushebung nur wenig später, anzusetzen sein. Dagegen haben die Verwerfungen und somit die Verwerfungsklüfte (V-Klüfte) insgesamt ein jüngerer Alter als die Trennungsklüfte. Dies belegen die Untersuchungen von SCHRÖDER (1965, 1968), HOFMANN (1955a, b, 1958) und SIEBENHÜNER (1968) ebenso wie die von LAEMMLEN (1967: 140), der auf Bl. Hersfeld feststellte: „Die Kluftrichtungen folgen also weitgehend dem Streichen der tektonischen Großstrukturen⁷. Dies gilt vor allem für die ruhig gelagerten und tektonisch nur wenig verstellten Schollen. Schichten, die einer stärkeren tektonischen Beanspruchung unterworfen waren, zeigen demgegenüber auch eine stärker differenzierte Klüftung, wobei es an Stellen mit größerer tektonischer Komplikation zu einer Überlagerung verschiedener Klufsysteme kommt.“ — Diese zusätzlich ausgebildeten Klufsysteme stellen eine solche jüngere V-Klüftung dar. Ein noch ungeklüftetes Gestein hätte nämlich bei den relativ engständigen Verwerfungen und den z. T. beachtlichen Sprunghöhen eine weitere Verbreitung dieser Verwerfungsklüftung zeigen müssen, da dann die Ausgleichsbewegungen nicht vom bestehenden regionalen Klufnetz aufgenommen und nicht ohne Aufreißen neuer Trennflächen abgeleitet worden wären.

Wahrscheinlich sind unter den V-Klüften noch zwei verschiedenalte Systeme zu unterscheiden. Ein System mit rheinisch bis erzgebirgisch und herzynisch gerichteten Klufscharen wäre altersmäßig den großtektonischen Deckgebirgsstrukturen (hessische Gräben!) zuzuordnen und etwa an die Wende Jura/Kreide oder in die Unterkreide zu stellen. Das V-Klufsystem mit eggischer und erzgebirgischer Richtung ist dagegen jünger und wohl erst im Tertiär (Oligozän/Miozän?) entstanden.

Als jüngste Klüfte sind schließlich die \pm hangparallel verlaufenden Z-Klüfte entstanden. Ihre Bildung begann mit der Eintiefung der Täler im jüngsten Tertiär, verstärkte sich bei der starken Talausträumung während des Pleistozäns und dauert schließlich, wenn auch abgeschwächt, bis heute an.

5. Zusammenfassung

Auf dem Bl. 5721 Gelnhausen wurde die Klüftung in 16 Aufschlüssen untersucht. Nach den in Klufrosen dargestellten Klufbildern wird für das Blattgebiet das Vorkommen eines regional verbreiteten rheinisch/herzynischen Klufsystems und untergeordnet eines nur an Verwerfungen sich deutlich abzeichnenden zusätzlichen Klufmusters nachgewiesen. Die junge Zuschubklüftung und ihre Bedeutung in den einzelnen Aufschlüssen wird beschrieben. Die großregionale Verbreitung des rheinisch/herzynischen Hauptklufsystems wird für ganz Hessen aufgezeigt. Die Entstehung des regionalen Klufnetzes wird nach der Normalspannungshypothese er-

⁷) Gemeint sind die Hauptverwerfungen des Blattgebietes!

klärt. Lokale Richtungsabweichungen des Hauptklüftsystems werden auf abwandelnde Einflüsse tieferer Untergrundstrukturen entsprechend der Biegespannungshypothese und das Auftreten zusätzlicher Klüftsysteme auf die Wirkung von Biege- und Scherspannungskräften zurückgeführt. Scherspannungseinflüsse scheinen jedoch auf eng begrenzte Bereiche an Schollenrändern oder Verwerfungen größeren Ausmaßes oder mit mehrfachen zeitlich unterschiedlichen Bewegungen beschränkt zu sein. Für die Ausbildung der für die Klüftentstehung verantwortlichen Beanspruchungspläne werden Vermutungen geäußert. Das Alter des regionalen Klüftnetzes wird als jurassisch, das der Verwerfungsklüftung als z. T. jurassisch bis frühkretazisch, z. T. tertiär angenommen.

6. Schriftenverzeichnis

- DIEDERICH, G. & HICKETHIER, H. (1970): Zur Tektonik des Schlüchterner Beckens und seiner Umrahmung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 187–197, 5 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- DINU, J. (1912): Geologische Untersuchung der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzer Wald (Haardt). — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N.F., **11**: 238–299, 4 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Heidelberg.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1971): Lagerungsverhältnisse. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5623 Schlüchtern, 2. Aufl.: 136–148, Abb. 33–34, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- FREYBERG, B. v. (1969): Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. — Erlanger geol. Abh., **77**: 1–81, 10 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Erlangen.
- HOFMANN, R. (1955a): Beobachtungen an Klüften im unter- und oberfränkischen Deckgebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1955: 449–454, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1955b): Geologische Untersuchungen auf Blatt Werneck in Unterfranken. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **37**: 1–11, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1958): Kleintektonische Untersuchungen im Frankenwald, im Fichtelgebirge und in ihrem mesozoischen Vorland. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**: 340–356, 5 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- HORN, M. & RÖSING, F. (1971): Lagerungsverhältnisse. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 4721 Naumburg; 124–149, Abb. 15–18, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & KULICK, J. (1969): Lagerungsverhältnisse. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 4720 Waldeck; 133–150, Abb. 25–27, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- HUMMEL, K. (1929): Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. — Fortschr. Geol. Paläont., **8**, 24: 1–234, 12 Abb., 3 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- KNETSCH, G. (1969): Über Funktions-Wechsel des Rheinischen Lineaments und die Entstehung des Oberrhein-Grabens. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1966, **118**: 222–235, 5 Abb.; Hannover.
- KRAUSE, H. (1966): Oberflächennahe Auflockerungserscheinungen in Sedimentgesteinen Baden-Württembergs. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **8**: 269–323, 14 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Freiburg i. Br.
- KULICK, J. (1968): Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 4719 Korbach; 142–153, Abb. 24–25, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1965): Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5323 Schlitz; 128–156, Abb. 15–21, Tab. 11., Taf. 14; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1963): Lagerungsverhältnisse. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5223 Queck; 169–219, Abb. 8, Taf. 16; Wiesbaden.
- (1967): Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5124 Bad Hersfeld, 2. Aufl.: 135–153, Abb. 7–10, Taf. 2, 1 Beibl.; Wiesbaden.

- LAEMMLEN, M. (1968): Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5222 Grebenau: 113—136, Abb. 7, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1970): Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5523 Neuhof, 2 Aufl.: 121 bis 142, Abb. 16—19, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LIND, J. G. (1910): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz des Gebirges bei Heidelberg. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N.F., **11**: 7—45, 1 Tab., 1 Taf.; Heidelberg.
- LOTZE, F. (1933): Zur Erklärung der tektonischen Klüfte. — Cbl. Mineral., Geol., Paläont., B, 1933: 193—199, 3 Abb.; Stuttgart.
- MOTZKA, R. (1968): Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5324 Hünfeld: 57 bis 67, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & LAEMMLEN, M. (1967): Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5224 Eiterfeld: 96—109, Abb. 9—10, 1 Beibl.; Wiesbaden.
- MURAWSKI, H. (1959): Zur Frage durchgepauster Tektonik. — Geol. Rdsch., **48**: 260—271, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- NÖRING, F. (1951 a): Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 22—40, 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1951 b): Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 67—73, 2 Taf.; Wiesbaden.
- PFANNENSTIEL, M. (1927): Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. I. Teil: Das Gebiet zwischen Schriesheim, Waldmichelbach, Fürth und Heppenheim. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., **27**: 181—278, 3 Tab., 5 Taf.; Freiburg i. Br.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1949): Anlage und regionale Stellung des saxonischen Bekkens. — In: Erdöl und Tektonik in NW-Deutschland: 37—43, 7 Abb.; Hannover-Celle.
- (1968): Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. — Geol. Jb., **85**: 997—1030, 20 Abb.; Hannover.
- RÖHRER, F. (1916): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau. I. Teil: Die gemeinen Klüfte und die Harnische. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **6**: 8—86, 8 Abb., 26 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- (1922): Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau. II. Teil: Bemerkungen zur Tektonik Südwestdeutschlands. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **11**: 36—66, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RÖSING, F. (1966): Lagerungsverhältnisse. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4621 Wolfhagen: 136—160; Wiesbaden.
- SALOMON, W. (1912): Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen mit besonderer Berücksichtigung des Rheintalgrabens. — Z. deutsch. geol. Ges., 1911, **63**: 496—521, 7 Abb.; Berlin.
- (1927): Neue Kluft- und Harnischmessungen im südlichen Odenwald. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg, **27**: 173—180; Freiburg i. Br.
- SCHRÖDER, B. (1958): Stratigraphie und Tektonik vor der Fränkischen Linie bei Kemnath-Pressath (Opf.) und die tektonische Lage der Basalt-Durchbrüche. — Erlanger geol. Abh., **27**: 1—72, 17 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Erlangen.
- (1965): Tektonik und Vulkanismus im oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. — Erlanger geol. Abh., **60**: 1—90, 49 Abb., 3 Tab.; Erlangen.
- SEIBOLD, E. (1950): Der Bau des Deckgebirges im oberen Rems-Kocher-Jagst-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **92**: 243—366, 17 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- SIEBENHÜNER, M. (1968): Zur jüngeren Tektonik Frankens (Strukturuntersuchungen zwischen Main und Ries). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **131**: 98—118, 6 Abb.; Stuttgart.
- STIELER, C. (1922): Ein Beitrag zum Kapitel „Klüfte“. — Cbl. Mineral., Geol., Paläont., 1922: 664—672, 703—711, 3 Abb.; Stuttgart.

- THIELE, S. (1935): Die tektonische Stellung der Klüftung in Sedimenten. Klüftmessungen in Trias und Jura zwischen Hechingen und Metzingen (Württemberg). — *Schr. geol. paläont. Inst. Kiel*, **5**: 1—87, 31 Abb., 14 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- VOELCKER, I. (1928): Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. II. Teil: Das Gebiet zwischen Neckar und Schriesheimer Tal. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **17**: 54—96, 11 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- WAGNER, G. H. (1964): Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — *Geol. Jb.*, **81**: 519—600, 45 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- (1967): Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. — *Geol. Rdsch.*, **56**: 906—913, 2 Abb.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 4. 10. 1972

Zusammensetzung und Herkunft der Unterkarbon-Grauacke in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

DIERK HENNINGSSEN, Hannover*

Mit 1 Abbildung und 3 Tabellen

Kurzfassung: Die Kulm-Grauacke der Dillmulde stammen von einem Liefergebiet vom Typus der Mitteldeutschen Schwelle. Sie lassen sich in drei petrographisch verschiedene Typen unterteilen, die jeweils auf die nordwestliche, mittlere und südöstliche Dillmulde beschränkt sind. Vermutlich handelt es sich um (möglicherweise verschieden-altrige) Schüttungen von mehreren Lieferzentren. Im mittleren Dillgebiet sind seit dem höchsten Oberdevon Sandsteine und Grauacke mit reichlich Schwermineralen der metamorphen Abfolge verbreitet. Daraus läßt sich auf einen ehemals sehr nahe gelegenen Ausläufer der Mitteldeutschen Schwelle schließen.

Abstract: The Kulm-Greywackes of the Dill Syncline must be derived from a source area belonging to the Mitteldeutsche Schwelle. They may be divided into three types with different petrographic composition, which are restricted to specific areas. Presumably these provinces reflect sedimentary fans of variable age and/or from distinct source areas. Upper Devonian and Lower Carboniferous sandstones and greywackes in the central part of the Dill syncline are rich in heavy minerals of the metamorphic suite. This indicates the proximity of a spur of the Mitteldeutsche Schwelle.

Inhalt

1. Einleitung	300
2. Arbeitsmethode	301
3. Vorläufer-Grauacke	301
4. Kulm-Grauacke	303
4.1. Übersicht	303
4.2. Ergebnisse der petrographischen Bearbeitung	303
5. Devonische und unterkarbonische Grauacke im Hörre-Zug und Kellerwald	307
6. Schriftenverzeichnis	308

1. Einleitung

Nachdem der Verfasser Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der unterkarbonischen Grauacke des Lahngbietes (1961, 1966, 1970) durchgeführt hat, wird hier in ähnlicher Weise über die Unterkarbon-Grauacke der Dillmulde

*) Prof. Dr. D. HENNINGSSEN, Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität, 3 Hannover 1, Welfengarten 1.

berichtet. Diese Bearbeitung erfolgte im Rahmen des DFG-Sonderforschungsbereichs 48. Sie hat das Ziel, die Kenntnis über den Aufbau und das Bewegungsbild der Mitteldeutschen Schwelle zu erweitern, indem die von ihr geschütteten Grauwacken-Serien im rechtsrheinischen Schiefergebirge systematisch untersucht werden.

Der Verfasser dankt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Gewährung von Sachmitteln für die Probenentnahme und -bearbeitung. Herr Dr. A. RABIEN (Wiesbaden) stellte dankenswerterweise mehrere Proben von den Autobahn-Aufschlüssen bei Herborn und Sinn zur Verfügung. Herr Dr. H. JAHNKE (Göttingen) war bei der Beschaffung von Vergleichsproben im Kellerwald behilflich.

2. Arbeitsmethode

Untersucht wurden 75 Proben unterkarbonischer Grauwacken von verschiedenen Aufschlüssen des Dillgebiets, dazu 10 Vergleichsproben von devonischen und unterkarbonischen Grauwacken aus dem Hörre-Zug und weitere 20 aus dem Kellerwald. Von allen Proben wurde nach einer gesonderten Aufbereitung und Abtrennung der Schwermineral-Gehalt ermittelt; von den angefertigten Dünnschliffen wurden mehr als 40 ausgezählt (je Probe 1000 Punkte nach dem Punktzählverfahren; Matrix-Anteil gesondert). Die in den Schliffen beobachteten Minerale und Gesteinsbruchstücke entsprechen denen, die ausführlich zuerst von HELMBOLD (1952) aus der Tanner Grauwacke des Harzes beschrieben worden sind.

3. Vorläufer-Grauwacken

Neben den eigentlichen Kulm-Grauwacken kommen im Dillgebiet untergeordnet ältere Grauwacken vor. Im SW sind es in der Umgebung von Dillenburg und Sinn Einschaltungen von z. T. feinkonglomeratischen Grauwacken innerhalb der Sandsteine des höchsten Oberdevons (RABIEN und SCHRICKE in LIPPERT u. Mitarb. 1970). Diese Grauwacken enthalten teilweise Gerölle von sauren Tiefengesteinen und Quarziten sowie vielfach sehr viel Granat und Epidot. Beides weist darauf hin, daß an ihrer Zusammensetzung Material von der Mitteldeutschen Schwelle beteiligt ist (HENNINGSEN 1972).

Grauwacken, die an mehreren Stellen im Dillgebiet etwa im Niveau der Kulm-Kieselschiefer (cd II) als Linsen oder Bänke auftreten, werden üblicherweise als Basisgrauwacke bezeichnet. Die bisher bekannten wichtigsten Vorkommen sind:

- Bl. Dillenburg: Umgebung von Erdbach (KREBS 1966) und Langenaubach (RABIEN und SCHRICKE in LIPPERT u. Mitarb. 1970);
- Bl. Herborn: N Herborn (NICOLAUS 1963); westliche Autobahnböschung am Schwimmbad W Herborn und an der Fleisbachtal-Brücke SW Sinn (Profilaufnahme und Probennahme Dr. A. RABIEN);
- Bl. Eibelshausen: zwischen Frechenhausen und Bottenhorn (STIBANE 1959);
- Bl. Buchenau: N Holzhausen (STIBANE 1959) und NW Buchenau (HENNINGSEN 1966).

Basisgrauwacken aus der Umgebung von Langenaubach/Herborn/Sinn unterscheiden sich grundsätzlich nicht von den jüngeren Kulmgrauwacken; allerdings fällt bei einigen untersuchten Proben ein so hoher Gehalt von Vulkanit-Geröllen auf (z. B.

Probe D 7 in Tab. 2), daß sie zu Tuffiten überleiten. Die Schwermineralführung der Basisgrauwacken entspricht mit einer regionalen Anreicherung von Granat und Epidot sowie Zoisit/Klinozoisit in Proben aus der Umgebung von Herborn/Sinn dem Bild bei den Kulm-Gräuwacken (s. u. und Abb. 1).

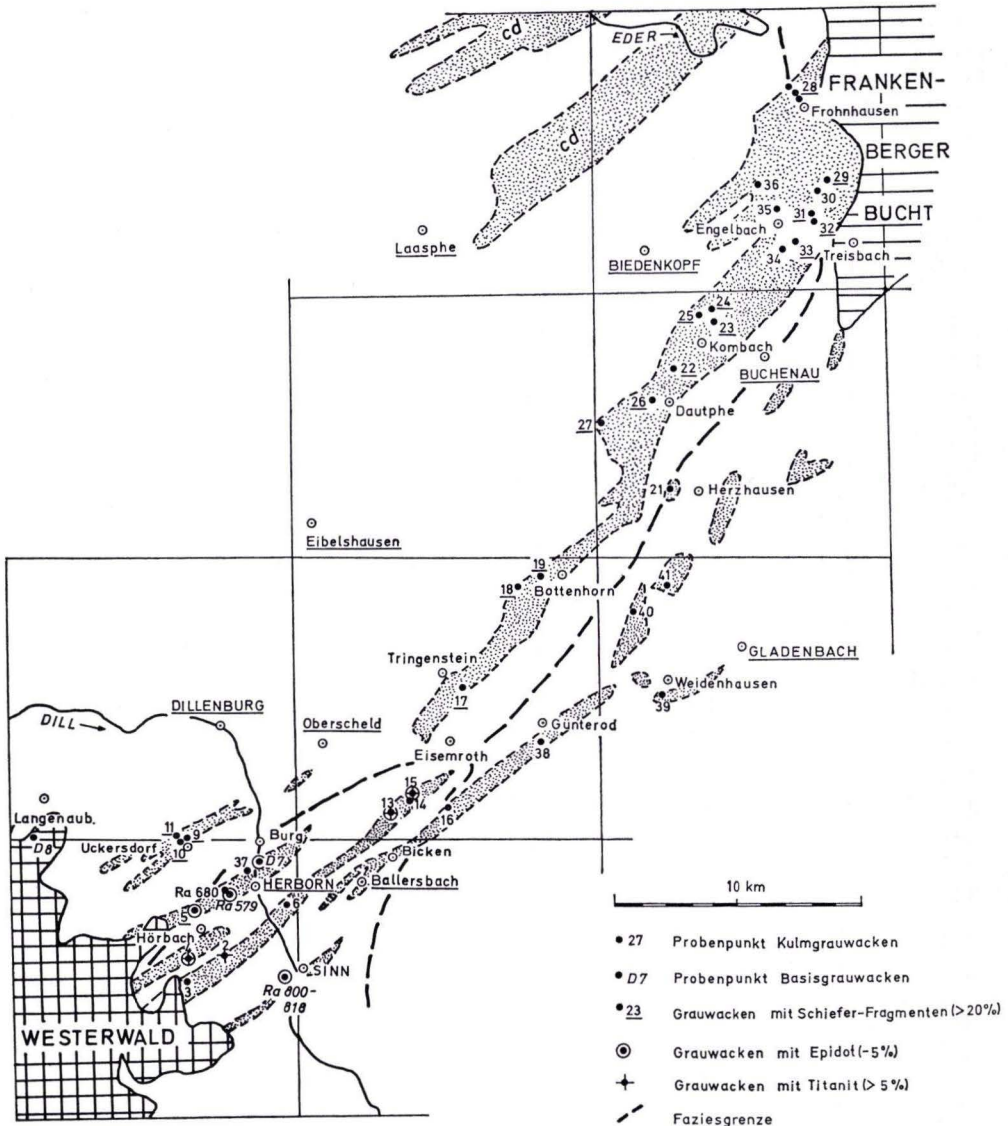


Abb. 1. Verbreitung der unterkarbonischen Schiefer- und Gräuwacken-Folge in der Dillmulde. Eingezeichnet die Entnahmestellen der Gräuwacken-Proben. Dick gestrichelt: Grenzen des nordwestlichen, Herborn-Sinner und südöstlichen Faziesbereichs (Schüttungskörper).

4. Kulm-Grauwaren

4.1. Übersicht

Typisch für die kulmischen Schichten des Dillgebietes ist ihr Auftreten in mehreren südwest/nordost-gerichteten Streifen (Abb. 1). Während im südwestlichen Dillgebiet bereits in den Kulm-Tonschiefern immer wieder Sandstein- und Grauwaren-Bänke eingeschaltet sind, läßt sich — wie auch LEUTERITZ (1968) ausführte — in der nördlichen Dillmulde der Tonschiefer-Horizont relativ besser von den darüber folgenden geschlossenen Grauwaren-Lagen abtrennen¹. Dabei nehmen nach LEUTERITZ (1968) auf Bl. Buchenau die Grauwaren-Einschaltungen von Süden nach Norden ab, während gleichzeitig die tonig-schieferigen Anteile und der Karbonat-Gehalt zunehmen.

Angesichts der im einzelnen unsicheren Einstufung der jeweiligen Grauwaren-Bänke wurde für die Probennahme die gesamte Folge als Einheit betrachtet.

Genauere Datierungen aufgrund von Fossilvorkommen liegen nur von folgenden Punkten vor:

Herborn; Beginn der Grauwaren im $cd\ III\ \alpha\ 4$ (KULICK 1960, NICOLAUS 1963);
 Wolfgruben (Bl. Buchenau); Untergrenze der Grauwaren im tiefen $cd\ III\ \beta$ (KULICK 1958, LEUTERITZ 1968);
 Umgebung von Engelbach/Treisbach; Alter der konglomeratischen Grauwaren etwa $cd\ III\ \beta\ 2-3$ (KULICK 1960, SCHADE 1970).

Über die petrographische Zusammensetzung der Kulm-Grauwaren in Teilen der Dillmulde wurden kurze und in Einzelheiten nicht immer zutreffende Angaben gemacht von SCHRICKE (in LIPPERT u. Mitarb. 1970) für die Umgebung von Dillenburg und SCHADE (1970) für das nordöstliche Dillgebiet.

Uneinheitlich sind die Aussagen über die Strömungsmarken bzw. Schüttungsrichtungen in der Grauwaren-Serie. In den Aufschlüssen am Stützelberg bei Herborn stellten GROOS (1964) und HENNINGSEN (1968) anhand von Sohlmarken und der Kornorientierung in mehreren Fällen Schüttungsrichtungen von E nach W, aber z. T. auch südwest-nordöstliche und andere Richtungen fest. Auf Bl. Buchenau ermittelte LEUTERITZ (1968) eine Einschüttung von SW nach NE, während im teils gleichen und nordöstlich anschließenden Gebiet SCHADE (1970) Materialtransport von E nach W bzw. NE nach SW beobachtet haben wollte. In einigen der von SCHADE untersuchten, heute noch zugänglichen Aufschlüssen konnten seine Meßergebnisse nicht immer bestätigt werden (z. B. früherer Steinbruch am Kneipp-Tretbecken an der Straße Kombach-Katzenbach mit Vorherrschen von nach NE gerichteten Marken, wie auch LEUTERITZ (1968) angibt).

4.2. Ergebnisse der petrographischen Bearbeitung

Die in Abb. 1 und den Tab. 1–3 dargestellten Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen zeigen insgesamt, daß die Kulm-Grauwaren des Dillgebietes

¹) Im äußersten Norden der Dillmulde war im Sommer 1971 an der Böschung der Nebenstraße von Frohnhausen NE Biedenkopf zur B 253 ein Querprofil durch steil eingefaltete Kulm-Kieselschiefer, -Tonschiefer und -Grauwaren aufgeschlossen, das allerdings zeigte, daß auch hier Tonschiefer- und Sandstein/Grauwaren-Horizont kaum voneinander abzugrenzen sind.

Tab. 1. Zusammensetzung von Kulm-Grauwacken aus dem Dillgebiet in Vol.-%

	NW-Zug					Umgebung Burg/Herborn/Sinn					SE-Zug																			
	D 9 Uckersdorf	D 11 Uckersdorf	D 17 E Tringenstein	D 18 SW Bottenhorn	D 22.2 Wolfguben	D 23.1 NE Kombach	D 24.1 ENE Eckelshausen	D 26.2 Dautphe	D 28.2 N Frohnhausen	D 28.3 N Frohnhausen	D 29.1 Engelbacher Hardt	D 32 Treisbacher Hardt	D 33.1 SW Treisbach	D 35.2 N Engelbach	Ra 680 W Herborn	D 2 Merkenbach	D 2a Merkenbach	D 3 Hirschberg	D 4 N Hirschberg	D 5 N Hörbach	D 6 Stützelberg, Herborn	H 6 Stützelberg, Herborn	D 13.1 NE Bicken	D 13.2 NE Bicken	D 14 SW Eisenroth	D 16 S Übernthal	D 21.2 Gerstenberg Herzhs.	GB Gerstenberg Herzhs.	D 38.1 S Günterod	D 40.1 W Römershausen
Quarz, normal	7	5	5	7	6	6	7	6	3	3	13	12	10	15	13	10	17	13	19	5	19	21	17	15	15	11	20	17	18	15
Quarz, undulös	11	11	14	10	10	11	11	10	10	8	15	13	15	11	5	4	8	12	9	9	12	7	12	16	18	20	8	17	23	
Quarz, kataklatisch	9	4	7	4	7	6	5	6	4	8	6	7	6	8	2	2	2	6	2	8	5	5	4	3	2	3	4	9	5	3
Quarz, gesamt	27	20	26	21	23	23	23	22	17	19	34	32	31	34	20	16	27	31	30	22	36	33	33	34	35	34	44	34	40	41
Plagioklas	+	1	1	2	1	1	1	1	+	+	3	2	1	2	6	3	5	4	6	2	5	5	7	6	5	7	5	4	4	4
Feldsp. o. polysynth. Verzw.	2	2	2	2	2	4	3	3	1	1	7	4	3	8	14	14	12	9	13	2	9	16	11	15	15	14	10	17	11	9
Feldspat, gesamt	2	2	3	4	3	5	4	4	1	1	10	6	4	10	20	17	17	13	19	4	14	21	19	21	20	21	15	21	15	13
Glimmer	10	11	14	20	10	8	15	10	10	8	9	10	10	10	11	3	9	5	10	4	14	8	7	6	8	7	8	6	8	8
Chlorit	1	2	2	2	3	2	3	2	2	2	3	2	2	1	1	1	5	2	3	2	3	3	3	3	1	1	2	7	1	1
Saure Tiefengesteine	+	+	1	1	2	2	3	2	2	2	3	3	1	3	2	5	6	8	6	2	2	5	5	5	5	4	4	2	6	4
Saure u. intermed. EG	+	+	2	1	+	3	1	1	1	1	4	1	1	3	6	2	6	8	8	3	4	5	6	5	6	6	3	5	6	4
Basische Erguß- gesteine	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	1	1	+	1	1	1	-	-	1	-	+	-	+	1	-	+	1
Quarz-Sandsteine	-	+	-	-	+	-	+	+	+	-	-	-	+	1	-	-	-	-	-	+	-	-	1	+	-	+	-	+	+	+
Sandsteine/Grauwack.	1	+	+	1	+	1	1	2	1	2	1	+	1	2	-	-	+	-	-	1	+	1	+	+	+	1	+	+	+	+
Pelite	4	7	4	2	6	4	6	8	8	8	3	4	5	4	1	1	2	1	1	2	2	3	2	1	2	2	3	1	2	3
Kieselgesteine	1	1	1	1	1	3	1	-	2	2	1	2	2	1	1	+	1	1	1	1	1	2	1	1	2	2	2	2	2	1
Kalksteine	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gneise	1	+	1	+	1	1	1	+	-	1	-	+	-	1	-	+	+	1	-	+	2	+	-	+	+	-	+	+	+	+
Phyllite/ Glimmerschiefer	8	11	7	8	11	4	11	6	6	6	3	4	6	2	1	4	2	2	1	5	5	1	1	2	1	1	2	1	2	1
Quarzite	6	7	4	7	5	11	7	13	14	10	7	7	9	3	1	3	3	5	2	10	3	7	4	3	3	4	3	4	3	4
Glimmer- u. Chlorit- quarzite	9	18	19	20	18	21	14	17	19	23	15	12	11	9	2	11	9	10	4	35	4	6	5	4	6	3	4	7	5	3
Gesteinsfragmente, gesamt	30	45	39	41	42	50	45	49	53	56	37	33	37	30	15	26	30	37	24	59	23	31	25	21	25	23	22	23	26	21
Matrix (z. T. Zement)	30	20	16	12	17	12	10	13	17	14	7	17	16	15	33	36	12	12	13	9	11	5	14	14	11	14	9	9	10	16

prinzipiell ähnlich zusammengesetzt sind wie die typischen unterkarbonischen und z. T. auch devonischen Grauwacken aus dem Harz und anderen Stellen des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Neben Quarz und Alkali-Feldspäten enthalten sie verschiedenartige Gerölle bzw. Fragmente von Gesteinen, unter denen solche von sauren Plutoniten, Glimmer- und Chlorit-Quarziten sowie Phylliten bis Glimmerschiefern bemerkenswert sind, weil sie als Indiz für eine Herkunft von der sog. Mitteldeutschen Schwelle angesehen werden. In die gleiche Richtung weist bei den Schwermineralen ein deutlicher Gehalt von Granat. Im einzelnen ergeben sich aber überraschende Unterschiede in der Verteilung einzelner Komponenten, ohne daß diese im Handstück zu erkennen wären. Die meisten Proben aus dem nordwestlichen Grauwacken-Zug, der mit Unterbrechungen von Uckersdorf im SW bis Frohnhausen im NE reicht, enthalten mit meist mehr als 20% ungewöhnlich viele Gerölle von schieferigen Gesteinen (Tonschiefer, Glimmerschiefer, Glimmer- und Chloritquarzite); das Quarz/Feldspat-Verhältnis beträgt mehr als 4:1 (Abb. 1).

In der Umgebung von Burg/Herborn/Sinn, bis fast nach Eisemroth, fällt bei vielen Proben neben oft reichlich Granat etwas Zoisit/Klinozoisit, z. T. auch Titanit auf. Bemerkenswert ist, daß Sandsteine des höchsten Oberdevons und die Basisgrauwacken aus etwa dem gleichen Gebiet ebenfalls einen relativ hohen Gehalt an Epidot nebst Zoisit/Klinozoisit aufweisen (vgl. HENNINGSEN 1972). Das Quarz/Feldspat-Verhältnis beträgt 3:1 oder weniger. Proben von Hörbach (Bl. Herborn) bilden mit reichlich Schiefer-Geröllen und Epidot einen Übergang zwischen der Ausbildung im NW-Zug und dem mittleren Dillgebiet; einige Proben aus der Umgebung von Engelnbach (Bl. Biedenkopf) vermitteln zwischen schiefergeröllreichen und „normalen“ Grauwacken.

Im südöstlichen Bereich, der von Bicken bis Herzhausen reicht, ist in den Proben kein oder fast kein Granat enthalten. Die Grauwacken vom Gerstenberg bei Herzhausen enthalten zwar keinen Epidot, zeigen aber gewisse Anklänge an die Herborn-Eisemroth-Fazies, stellen also eine Übergangsform dar.

Es ergibt sich, daß insgesamt für die Kulm-Grauwacken des Dillgebietes zwar ein Liefergebiet vom Typus der Mitteldeutschen Schwelle anzunehmen ist, im einzelnen aber offenbar drei zeitlich und/oder räumlich verschiedene Schüttungen vorhanden waren. Der von SW nach NE gerichtete Materialtransport der schiefergeröllreichen Grauwacken im Zug Uckersdorf/Frohnhausen (vgl. LEUTERITZ 1968) deutet auf eine Einschüttung, die vom südlichen Ende der Dillmulde her erfolgte.

Die zusammen mit Rippelmarken auftretenden feinkonglomeratischen Lagen bei Treisbach, die wohl keine einheitliche und weitverbreitete Bank sind, wie SCHADE (1970) annimmt, müßten demnach als liefergebietsferne Bildung angesehen werden. Für den südöstlichen Zug wäre eine Einschüttung der granatarmen Grauwacken etwa im Bereich von Gladenbach denkbar.

Am interessantesten ist die starke Anreicherung von Granat und Epidot/Zoisit im Bereich der mittleren Dillmulde. Besonders die Grauwacken-Sandsteine des höchsten Oberdevons enthalten diese Minerale z. T. in so großen Mengen, wie sie bisher nirgends in sandigen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges beobachtet wurden. Offenbar weist diese Schwermineral-Anreicherung auf ein ehemals recht nahe gelegenes Liefergebiet hin. Eine solche Vorstellung steht im Einklang mit den Auffassungen von

Tab. 2. Zusammensetzung von Basisgrauwacken (Dillgebiet) sowie Grau-
wacken aus dem Hörre-Zug und Kellerwald in Vol.-%

	Basis- grauw. Dill	Hörre-Zug					Kellerwald					
		do II/III		cd I			cd II					
	Ra 800 SW Sinn D 7 Herborn, Bahneinschnitt	D 20.1 E Herzhausen	D 1 Nenderoth	D 15.1 Störmer SW Caldern	D 16 Bornhardt SW Caldern	D 16.2 Bornhardt SW Caldern	D 18.3 Mornshausen	K 21 Stbr. Vöhl b. Schönau	K 23 E Sebbeterode	K 25 Hundshausen	K 26 Jesberg	K 20 Schönst. b. Jesberg
Quarz, normal	20 8	20	43 25 11 14 29	15 18 14 11 4								
Quarz, undulös	10 8	17	3 16 17 16 14	12 11 9 14 10								
Quarz, kataklastisch	3 3	2	2 3 6 6 2	5 5 3 6 12								
Quarz, gesamt	32 19	39	48 44 34 36 45	32 34 26 31 25								
Plagioklas	4 3	1	1 1 1 1 1	4 5 5 3 1								
Feldsp. o. polysynth. Verzw.	14 12	3	3 3 3 4 3	7 6 8 7 5								
Feldspat, gesamt	18 15	4	4 4 4 5 4	11 11 13 10 6								
Glimmer	9 4	7	5 7 6 11 12	5 12 8 8 5								
Chlorit	1 2	2	5 2 3 3 4	2 2 1 3 4								
Saure Tiefengesteine	8 5	1	+ 2 1 1 1	4 4 5 3 3								
Saure u. intermed.												
Ergußgest.	7 25	1	- 1 1 + +	3 2 3 3 4								
Basische Ergußgest.	1 +	2	+ 1 + + +	1 + + 1 3								
Quarz-Sandsteine	+ +	1	1 2 - - +	+ + + 1 2								
Sandsteine/Grauwacken	+ +	3	1 3 2 + 1	1 + 1 1 9								
Pelite	2 1	11	14 10 3 2 5	4 3 2 5 7								
Kieselgesteine	2 1	1	1 1 1 + 1	1 2 1 2 2								
Kalksteine	- -	-	- - 1 - -	+ - - - -								
Gneise	+ -	-	- - - - -	+ + + + 1								
Phyllite/Glimmerschiefer	1 1	+	1 2 5 6 1	4 1 1 4 4								
Quarzite	3 4	3	5 3 2 2 3	5 4 3 5 7								
Glimmer- u. Chloritquarzite	2 4	1	5 2 11 8 +	7 2 3 6 8								
Gesteinsfragmente, gesamt	26 41	24	28 27 27 19 12	30 18 19 31 50								
Matrix (z. T. Zement)	13 20	24	11 16 26 26 27	20 23 30 17 10								

NICOLAUS (1963) und HAHN (1968), die aufgrund der Fauna in den Kulm-Schiefen von Herborn einen küstennahen Ablagerungsraum vor der Mündung eines Flußdeltas annehmen. Demnach hätte in diesem Gebiet ein bisher unbekannter Vorsprung oder Ausläufer der Mitteldeutschen Schwelle gelegen; eine Vorstellung, die auch das Vorhandensein der mächtigen konglomeratischen Lagen im jüngeren Kulm von Herborn leichter erklären würde.

Wegen der unterschiedlichen Ausbildung der Kulm-Grauwacken im Dillgebiet besteht die Möglichkeit, daß die Gesteine in den drei Faziesbereichen verschieden alt sind. Die bisherigen Fossilfunde beweisen nicht, daß die Grauwacken-Folgen insgesamt von SW nach NE jünger werden, wie u. a. LEUTERITZ (1968) annahm. Die schiefergeröllreichen Grauwacken im NW-Zug von Uckersdorf bis Frohnhausen könnten einheitlich in das tiefere cd III β gehören, während im Bereich Herborn/Sinn alle Grauwacken insgesamt etwas älter sind. Für den südöstlichen Zug liegen keine Alters-einstufungen vor. Vermutlich dürften hier die Grauwacken wiederum etwas älter als die bei Herborn sein.

Gegenüber der weiter im SE gelegenen Gießener Grauwacke, die flächenhaft weit verbreitet ist und petrographisch wie wohl auch altersmäßig eine Einheit darstellt, handelt es sich im Dillgebiet — ebenso wie bei den Kulm-Grauwacken des Elbbachtales und bei Dillhausen (vgl. HENNINGSSEN 1970) — um kleinere Schüttungskörper. Der Mechanismus der Materialschüttung von der Mitteldeutschen Schwelle ist offenbar regional unterschiedlich verlaufen. Die Lage ihrer Teilstücke und deren Bewegungsbild muß deshalb durch viele Einzeluntersuchungen rekonstruiert werden.

5. Devonische und unterkarbonische Grauwacken im Hörre-Zug und Kellerwald

Proben von Grauwacken aus dem Hörre-Zug und dem Kellerwald, die zu Vergleichszwecken untersucht wurden, zeigen ebenfalls, daß dort begrenzte Schüttungskörper mit jeweils etwas abweichender Zusammensetzung anzunehmen sind.

Die auf Bl. Buchenau zwischen Herzhausen und Diedenshausen vorkommenden Einschaltungen von Hörre-Grauwacken, deren Nehden/Hemberg-Alter LEUTERITZ

Tab. 3. Schwermineral-Gehalt von Grauwacken-Proben aus dem Dillgebiet, Hörre-Zug und Kellerwald in Korn-%

	Kulm-Grauwacken Dillgebiet			Basis-Grauwacken Dillgebiet	Hörre-Zug		Kellerwald cd II Grauwacken
	NW-Zug	Gebiet-Burg/Herborn/Sinn	SE-Zug		cd II/III E Herzhausen	cd I Jg. Urfer Grauwacke	
Probenzahl	34	20	12	9	3	6	5
Zirkon	70—97 (84)	40—89 (66)	72—100 (88)	22—94 (63)	80—86 (83)	47—77 (67)	28—49 (35)
Granat	1—22 (6)	3—33 (14)	0— 7 (1)	2—30 (10)	—	1—11 (5)	31—54 (38)
Apatit	0—15 (5)	3—23 (12)	0— 20 (7)	0—32 (9)	6— 9 (7)	11—34 (18)	9—24 (16)
Turmalin	0— 3 (1)	0— 2 (+)	—	0— 1 (+)	4— 8 (6)	1— 5 (3)	1— 3 (2)
Rutil	0— 9 (4)	0— 9 (1)	0— 4 (1)	0— 1 (+)	3— 5 (4)	3— 7 (5)	4—10 (8)
(Klino) Zoisit	—	0— 2 (+)	—	0—13 (2)	—	—	—
Epidot	—	0— 6 (+)	—	0—34 (9)	—	—	—
Titanit	0— 2 (+)	0—42 (4)	0— 4 (1)	0— 3 (1)	—	—	—
			z. T. auch Anatas				

In Klammern Mittelwerte, + = vorhanden, aber weniger als 0,5%. Gezählt wurden je 300 nicht-opake Körner der Fraktion 0,3—0,063 mm.

(1968) erkannte, enthalten z. B. keinen Granat, aber viele Gerölle, die von in der Nachbarschaft vorkommenden Gesteinen abgeleitet werden können (Pelite, Sandsteine, Diabase; vgl. Tab. 2 und 3). Die frühunterkarbonischen Jüngerer Urfer Grauwacken des Hörre-Zuges ähneln mit ihrem geringen Feldspat-Gehalt den schiefergeröllreichen Grauwacken des NW-Bereiches im Dillgebiet, enthalten aber weniger Granat und nicht ganz so viele Schiefergerölle wie diese (Tab. 2 und 3).

Stichproben von Grauwacken des mittleren Unterkarbons aus dem Kellerwald (Hundshäuser und Jesberger Grauwacke) sind mit einem Granat-Gehalt von meist mehr als 30% und in ihrer sonstigen Zusammensetzung der Gießener Grauwacke ähnlich. Hinzuweisen ist darauf, daß sie ca. 10–13% Feldspat enthalten. Aus dem gesamten rechtsrheinischen Schiefergebirge sind dem Verfasser keine Grauwacken bekannt, deren Feldspat-Gehalt größer als etwa 25% ist². Die ohne Belege von MEISCHNER (1971) gemachte Angabe, wonach die Hundshäuser Grauwacke und ihre Altersäquivalente mehr als 50% Feldspat enthalten sollen, ist deshalb falsch.

6. Schriftenverzeichnis

- GROOS, H. (1964): Die Geologie des Gebietes zwischen Herborn, Ballersbach und Edingen. — Unveröff. Dipl.-Arb., 107 S.; Marburg.
- HAHN, R. (1968): Proetidae aus der oberen *crenistria*-Zone von Herborn (Trilobita, Unterkarbon). Teil 2: *Archegonus (Phillibole)* RUD. & E. RICHTER 1937. — *Sendenbergiana lethaea*, **49**: 395–437; Frankfurt/M.
- HELMBOLD, R. (1952): Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. — *Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr.*, **3**: 253–288; Heidelberg.
- HENNINGSSEN, D. (1961): Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — *Geol. Rdsch.*, **51**: 600–626; Stuttgart.
- (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen Hessischen Senke. — *Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., N.F., naturwiss. Abt.*, **34**: 19–31; Gießen.
- (1968): Untersuchungen über Korngefüge und Schüttungsrichtungen in Sandsteinen des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1968**: 153–163; Stuttgart.
- (1970): Die Kulm-Grauwacken am Südrand des Westerwaldes. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1970**: 193–200; Stuttgart.
- (1972): Die Sandsteine in den Devon/Karbon-Grenzschichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1972**: 1–15; Stuttgart.
- KREBS, W. (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). — *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, **511**: 1–105; Frankfurt/M.
- KULICK, J. (1958): Zur Stratigraphie der Kulmgrauwacken im Edergebiet. — *Diss. Göttingen*, 71 S.; Göttingen.
- (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**, 1: 243–288; Krefeld.
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nördöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Gedr. Diss.*, 181 S.; Marburg.

²) Den höchsten Feldspat-Gehalt aller sandigen Gesteine im rechtsrheinischen Schiefergebirge, die nicht tuffitisch ausgebildet sind, hat wahrscheinlich die grobkörnige Fazies des Aschkoppen-Sandsteins im Kellerwald mit etwa 40% Feldspat.

- LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H., KUTSCHER, F., RABIEN, A., SCHRICKE, W., STENGEL-RUTKOWSKI, W., WENDLER, R. & ZAKOSEK, H. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg. — 2. Aufl., 550 S.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, D. (1971): Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the river Rhine. In: Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook to Excursions, VIII Intern. Sed. Congress: 9—43; Heidelberg.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistris*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — Beih. geol. Jb., **53**: 1—246; Hannover.
- SCHADE, H. (1970): Der Kulm in dem nordöstlich der Lahn gelegenen Teil der Dillmulde. — Clausth. geol. Abh., **4**: 1—178, Clausthal-Zellerfeld.
- STIBANE, F. (1959): Zur Geologie des Ober-Devons in der nordöstlichen Dillmulde. Das Bottenhorner Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**: 323—365; Hannover.

Manuskript eingegangen am 26. 9. 1972

Begleitmineralien des Basaltes vom Arensberg bei Zilsdorf/Eifel

Von

GERHARD HENTSCHEL, Wiesbaden*

Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

Kurzfassung: Der tertiäre Basalt des Arensberges bei Zilsdorf/Eifel enthält zahlreiche Einschlüsse mitteldevonischer Kalksteine, in denen mit Hilfe der Röntgen-Beugung Calcit, Serpentin, Periklas, Brucit, Artinit und Hydromagnesit nachgewiesen wurden. Dieser Mineralbestand deutet an, daß die Einschlüsse durch den Basalt nur bis zu mittleren Temperaturen aufgeheizt worden sind.

Hohlräume im Basalt enthalten folgende Mineralien hydrothermalen Entstehung: Thomsonit, Natrolith, Apophyllit, Phillipsit, Gismondin, Calcit und Tobermorit.

Abstract: The Tertiary basalt of the Arensberg near Zilsdorf/Eifel (Western Germany) contains numerous inclusions of limestones of the Middle Devonian, in which calcite, serpentine, periclase, brucite, artinite, and hydromagnesite were identified by X-ray diffraction. This mineral assemblage indicates medium temperatures to which the inclusions were heated by the basalt.

Cavities in the basalt contain the following minerals of hydrothermal origine: thomsonite, natrolite, apophyllite, phillipsite, gismondine, calcite, and tobermorite.

Inhalt

1. Einleitung	310
2. Kalksteineinschlüsse	311
3. Zeolithe und ähnliche Mineralien	311
4. Schriftenverzeichnis	316

I. Einleitung

Der Arensberg zählt zu den tertiären Hocheifel-Vulkanen und liegt an der Westgrenze deren Verbreitungsgebietes, ca. 1 km NNW Zilsdorf (TK 25 Bl. 5706 Hillesheim). Seine Umgebung besteht aus mitteldevonischen Mergeln und Kalksteinen der Eifel-Stufe. Der Basalt mit seinem umgebenden Tuffmantel ist in einem stillgelegten Steinbruch gut aufgeschlossen.

Zahlreiche frühere Untersuchungen befaßten sich mit der Petrographie und den geologischen Verhältnissen, darauf soll hier nicht eingegangen werden. Sie werden in der jüngsten Arbeit über den Arensberg zitiert, in der sich FUCHS (1969 a, b) sehr ein-

*) Dr. G. HENTSCHEL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

gehend mit dem Eruptionsmechanismus befaßt hat. Über die Zusammensetzung der Kalksteineinschlüsse und über die postmagmatischen Auskleidungen und Füllungen der Hohlräume dagegen war bisher nur wenig bekannt. Vorliegende Arbeit soll dazu beitragen, diese Lücke zu schließen.

2. Kalksteineinschlüsse

Die Tuffe und der Basalt enthalten zahlreiche exogene Einschlüsse. Darunter befinden sich bis metergroße Kalksteinbrocken, die FUCHS aufgrund der noch erhaltenen Fossilien ins Mitteldevon einstuft.

Die Kalksteineinschlüsse sind weiß bis hellgrau mit verschiedenfarbigen hellen und dunklen Flecken. Am Kontakt herrschen grüne Farbtöne vor. Unter dem Mikroskop ist im wesentlichen nur ein sehr feinkörniges, verzahntes Pflaster von Calcit zu erkennen.

Proben aus verschiedenen Kalksteineinschlüssen wurden mit dem Röntgen-Diffraktometer untersucht, sie enthalten stets Calcit. Mit einer Ausnahme bildet dieses Mineral immer den Hauptbestandteil. Die zweitwichtigste Komponente ist Serpentin (in einer Probe sogar Hauptbestandteil), der besonders in den randlichen (kontaktnahen) Partien reichlich vorkommt. Daneben enthalten einige Einschlüsse Periklas, MgO, und Brucit, $Mg(OH)_2$, in nachweisbaren Mengen. In einigen Diagrammen treten mehrere zusätzliche Reflexe in Winkelbereichen auf, wo die Hauptinterferenzen von Hydrotalkit, $Mg_6Al_2[(OH)_{16}/CO_3] \cdot 4 H_2O$, zu erwarten sind. Es war jedoch nicht möglich, die zugehörige Phase soweit anzureichern, daß die Bestimmung gesichert werden konnte.

Die Kalksteineinschlüsse werden von feinsten bis mehrere Millimeter starken Adern durchsetzt, die teils aus Calcit, teils aus Brucit bestehen. Gelegentlich sind die Klüfte aufgeweitet und mit frei gewachsenen Calcit-Kristallen besetzt. Eine bis 5 mm starke Kluft besteht aus mehreren Lagen grobblättriger, verwachsener Brucit-Kristalle. Dazwischen sind stellenweise feine Lagen miteinander verfilzter Kristalle von Artinit, $Mg_2[(OH)_2/CO_3] / 3 H_2O$, eingeschaltet. Mit Brucit und Artinit vergesellschaftet kommt auch Hydromagnesit, $Mg_5[OH/(CO_3)_2]_2 \cdot 4 H_2O$, vor.

Aus vorliegendem Befund kann auf die Temperaturbeanspruchung der mitgerissenen Sedimentbrocken geschlossen werden. Da alle Einschlüsse Calcit enthalten und auch die Fossilien noch gut erkennbar sind, können die Temperaturen nicht sehr hoch gewesen sein, worauf schon FUCHS hingewiesen hatte. Die Anwesenheit von Periklas sowie von Brucit, Artinit und Hydromagnesit, die wahrscheinlich durch Aufnahme von H_2O und CO_2 aus Periklas entstanden sind, deutet darauf hin, daß ehemals vorhandener Dolomit (weniger wahrscheinlich Magnesit) bereits zersetzt worden ist. Es ist daher anzunehmen, daß die Einschlüsse Temperaturen erreicht hatten, die im Bereich zwischen den Zersetzungspunkten von Dolomit und Calcit, also zwischen etwa 600 und 900 °C zu suchen sind.

3. Zeolithe und ähnliche Mineralien

Basalt und Tuff sind stellenweise reich an kleineren bis mittelgroßen Blasen, besonders in der Nähe von Kalksteineinschlüssen erreichen sie Dezimetergröße. Sie werden

von einer Reihe verschiedener Mineralarten ausgekleidet oder ausgefüllt, die im folgenden beschrieben werden.

Thomsonit ist der häufigste und auffälligste Zeolith dieses Vorkommens. Er tritt nie in isolierten Einzelkristallen auf, sondern ist stets radialstrahlig verwachsen. Die Dicke der einzelnen Kristallindividuen variiert von fasrig bis stengelig (max. 1 mm), ihr Aussehen entsprechend von weiß bis farblos klar. Thomsonit sitzt entweder direkt auf Basalt oder auf vorher gebildeten Überzügen von Phillipsit- oder Gismondin-Kristallen. Einzeln gewachsene, halbkugelförmige Aggregate erreichen Durchmesser bis zu 1 cm. Die hervorstehenden Enden der einzelnen Kristallindividuen sind entweder meißelförmig ausgebildet, oder es sind 4- bzw. 8-seitige Säulen mit vorherrschendem (110) und Basis (Abb. 1). Der feinfasrige Thomsonit bildet dicht verwachsene Überzüge auf Hohlraumflächen sowie den äußeren Saum von Mandeln, die mit Tobermorit gefüllt sind.

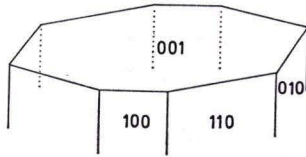


Abb. 1. Hervorstehendes Ende eines Thomsonit-Kristalls, Teil eines halbkugelförmigen, radialstrahligen Aggregates vom Arensberg, Durchmesser ca. 1 mm.

Natrolith kommt in feinen farblosen, klaren Nadelchen von einigen Millimetern Länge vor. Sie sind auf Thomsonit aufgewachsen, wobei die Längsachse der Natrolith-Kristalle mit der Längsachse der Thomsonit-Kristalle übereinstimmt. Die Natrolith-Nadeln stellen sozusagen die Verlängerung der Thomsonit-Fasern dar.

Apophyllit tritt in dicktafeligen Kristallen auf, die nur aus den einfachen Flächen (001), (110) und (101) bestehen, wobei (001) und (110) vorherrschen (Abb. 2). Die Kristalle sind bis 4 mm groß, farblos, aber nicht ganz klar; angewitterte Exemplare sind weiß. Apophyllit wird von Natrolith begleitet und ist wie dieser auf einer Thomsonit-Unterlage aufgewachsen.

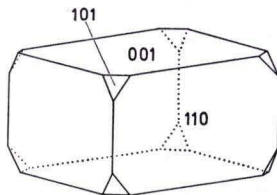


Abb. 2. Apophyllit-Kristall vom Arensberg.

Phillipsit ist an der typischen Kristallform leicht zu erkennen; es sind Pseudo-Rhombendodekaeder, die durch gesetzmäßige Verwachsung von 12 Kristallindividuen entstanden sind. Die Verwachsung ist so vollkommen, daß einspringende Winkel kaum vorhanden sind. Die Kristalle sind bis 1 mm groß und im frischen Zustand

farblos und klar. Sie bedecken dicht aneinandergewachsen die Wände vieler Blasen im Basalt. Bis auf eine Ausnahme stellt Phillipsit jeweils die erste Hydrothermalphase dar.

Gismondin, $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$, bildet scheinbar einfache Kristalle, die tetragonalen Dipyramiden ähneln (Abb. 3). Wie beim Phillipsit wird aber die höhere Symmetrie durch mehrfache Verzwilligung nur vorgetäuscht, tatsächlich ist das Mineral monoklin. Auch beim Gismondin ist die Verwachsung äußerlich nicht zu erkennen. Erst in orientierten Dünnschliffen wird der Aufbau aus mehreren Individuen sichtbar, ähnlich wie es schon RINNE (1889) beschrieben hat.

Die Kristalle sind farblos, klar und erreichen Kantenlängen bis 4 mm. Sie sind stets mit Phillipsit vergesellschaftet und sitzen meistens auf diesem Mineral, selten ist umgekehrt Phillipsit auf Gismondin aufgewachsen.

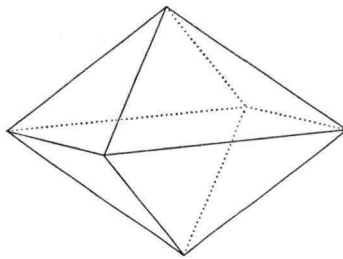


Abb. 3. Scheinbare tetragonale Dipyramide eines Gismondin-Kristalls vom Arensberg.

Calcit tritt in farblosen klaren oder getrübbten Kristallen verschiedener Größenordnungen (0,1 – 10 mm) auf. Ihre Tracht ist sehr einfach, meistens ist nur ein einziges steiles Rhomboeder vorhanden. Auf Klüften in Kalksteineinschlüssen wurde außer dieser Form auch die Kombination von einem steilen Skalenoeder mit einem flachen Rhomboeder beobachtet.

Der Tuff besteht an einigen Stellen zum überwiegenden Teil aus Bläschen, die mit Calcit ausgekleidet oder gefüllt sind. Die Größe der Bläschen variiert zwischen Bruchteilen eines Millimeters und fast einem Zentimeter.

Tobermorite sind in der Natur selten vorkommende Calciumsilikathydrate. Demgegenüber enthalten einige industrielle Massenprodukte (Beton, Kalksandstein) Calciumsilikathydrate, die den Tobermoriten entsprechen, als wesentliche Bestandteile.

Die idealisierte Formel für diese Phasen ist $\text{Ca}_5\text{H}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$, wobei für Tobermorit im engeren Sinne $n = 4$ ist. Aus Untersuchungen an natürlichen und synthetischen Tobermoriten ist bekannt, daß der H_2O -Gehalt und dadurch bedingt auch der Gitterabstand c_0 variieren kann. Die wichtigsten Hydratstufen, für die sogar besondere Namen existieren, sind:

n	c_0
2	19,2 Å
4	22,6 Å
6	29,2 Å

Auch die Gehalte an Ca und Si entsprechen wahrscheinlich nicht konstanten Werten, denn es ist sowohl über Tobermorit-ähnliche Phasen mit unterschiedlichen Ca/Si-Verhältnissen berichtet worden als auch über einen teilweisen Ersatz durch andere Elemente (TAYLOR, 1964). Der von SWEET (1961) beschriebene Tacharanit, $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, wäre ein Glied mit erheblicher Substitution und bereits deutlich unterschiedlichen Eigenschaften, falls er tatsächlich nur eine Varietät von Tobermorit darstellen sollte.

Am Arensberg kommen die Tobermorite im Zentrum von Hohlräumen zusammen mit Thomsonit vor, der den äußeren Teil der Hohlraumfüllungen bildet. Tobermorit bildet äußerst feinkörnige, weiße Massen, die sich auch mikroskopisch kaum auflösen lassen. Die Untersuchung mit dem Röntgen-Diffraktometer (Cu-K α -Strahlung) ergab 2 verschiedene Diagramme. Das eine („Tobermorit-I“; Tab. 1) stimmt mit dem

Tab. 1. Röntgendiagramme von Tobermoriten

Tobermorit-I Arensberg		Synthetischer Tobermorit ASTM-Karte Nr. 19 — 1364		
d [Å]	I/I ₁	d [Å]	I/I ₁	hkl
11,4	100	11,3	80	002
5,68	10	5,67	4	200
5,44	40	5,48	25	201
3,78	10	3,78	6	006
3,64	5	3,64	8	021
3,53	50	3,53	20	205
3,32	10	3,31	18	023
3,08	60	3,08	100	220
2,97	40	2,98	65	222
2,84	20			
2,81	90	2,82	40	400, 207
2,72	10	2,738	10	402
2,51	20	2,526	12	404
2,44	10	2,434	10	027
2,30	20	2,297	8	209
2,27	30	2,264	14	406
2,14	10	2,146	16	423
2,08	10	2,080	10	228, 029
2,00	20	2,001	20	425, 408
1,84	20	1,842	40	040, 427

Diagramm von Tobermorit i. e. S. (z. B. ASTM-Karte Nr. 19-1364) gut überein. Das andere („Tobermorit-II“; Tab. 2) unterscheidet sich deutlich davon und entspricht im wesentlichen dem Diagramm von Tacharanit (ASTM-Karte Nr. 13-555). Es enthält einige zusätzliche Reflexe, die nicht gedeutet werden konnten. Weiterhin ist es möglich, daß die untersuchten Präparate röntgenamorphes Material als Beimengung enthalten haben, denn einige, äußerlich dem Tobermorit ähnelnde Teile von Hohlraumfüllungen erwiesen sich als röntgenamorph.

Tab. 2. Röntgendiagramme von Tobermorit-ähnlichen Mineralien

Tobermorit-II Arensberg		Tacharanit Portree, Isle of Skye ASTM-Karte Nr. 13-555	
d [Å]	I/I ₁	d [Å]	I/I ₁
12,8	80	12,7	100
8,39	20	8,40	50
7,10	5	7,10	20
		6,31	10
5,68	20	5,66	40
5,20	40	5,16	60
		4,16	10
3,75	10	3,75	30
3,50	10	3,49	20
3,40	20		
3,36	10	3,37	50
3,17	20	3,16	10
3,04	100	3,05	80
2,97	10	2,98	10
2,89	40	2,89	70
2,85	30		
2,78	40	2,79	70
2,69	5	2,69	10
2,57	5	2,59	10
2,50	5	2,495	20
2,42	30	2,440	50
2,37	10	2,375	10
2,31	5	2,295	10
2,23	5		
2,18	5	2,185	20
2,12	20	2,130	40
2,08	5	2,080	20 B
2,00	20	2,005	50
1,94	10	1,952	40
1,91	5	1,915	20
1,85	10	1,850	40
1,82	30	1,820	60

Aus den Einzelbesprechungen geht bereits hervor, daß die Mineralien der nachmagmatischen Phase in verschiedenen Kombinationen auftreten. Nachstehend werden die beobachteten Paragenesen noch einmal getrennt aufgezählt:

Phillipsit, Gismondin
 Phillipsit, Gismondin, Calcit
 Gismondin, Phillipsit, Thomsonit
 Phillipsit, Thomsonit
 Thomsonit
 Thomsonit, Tobermorit
 Thomsonit, Natrolith
 Thomsonit, Natrolith, Apophyllit
 Thomsonit, Natrolith, Calcit
 Calcit

Innerhalb einer Zeile sind die Mineralien in der Reihenfolge ihrer Bildung angeführt. Die Altersverhältnisse zwischen den in verschiedenen Hohlräumen gebildeten Phasen lassen sich jedoch nicht eindeutig erkennen.

4. Schriftenverzeichnis

- FUCHS, G. (1969a): Zum Eruptionsmechanismus der tertiären Hocheifel-Basalte: Der Arensberg bei Zilsdorf. — *Decheniana*, **122**: 129–145, 5 Abb., 6 Taf.; Bonn.
— (1969b): Wenig bekannte Vulkane der westlichen Eifel. — *Aufschluß*, **20**: 1–21, 19 Abb.; Heidelberg.
- RINNE, F. (1889): Über Gismondin vom Hohenberg bei Bühne in Westfalen. — *Sber. kgl. preuss. Akad. Wiss.*: 1027–1036, 3 Abb.; Berlin.
- SWEET, J. M. (1961): Tacharanite and other hydrated calcium silicates from Portree, Isle of Skye. — *Miner. Mag.* **32**: 745–753, 9 Abb., 3 Tab.; London.
- TAYLOR, H. F. W. (1964): *The Chemistry of Cements*. — London u. New York.

Manuskript eingegangen am 12. 10. 1972

Ein FORTRAN IV-Programm zur Berechnung der Nigglichen Äquivalentnorm

Von

GERHARD STRECKER, Wiesbaden*

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung: Das beschriebene Computerprogramm ermöglicht eine rasche und einfache Berechnung der Äquivalentnormen nach NIGGLI (1936) aus chemischen Gesteins- und Mineralanalysen nach den Vorschriften von BURRI (1959).

Das Prinzip des Programms beruht auf der Anwendung einzelner Reaktionsgleichungen, wodurch die Normberechnung außerordentlich variabel wird. Es lassen sich sowohl standardisierte Normen (für größere Analysenserien) als auch spezielle Varianten für einzelne Analysen berechnen. Die Anwendbarkeit des Programms wird anhand einiger Beispiele erläutert.

Der Zeitaufwand für die Programmdurchführung ist gering. Er beträgt pro Analyse 2–3 min. Das Programm wurde für die Rechenanlagen TR 440 und IBM 7094 geschrieben. Es benötigt (auf dem TR 440) ca. 25 K Kernspeicher und etwa 40 sec Rechenzeit.

Das Kartendeck des Quellenprogramms sowie eine ausführliche Programmbeschreibung können vom Verf. bezogen werden.

Abstract: This computer program converts analyses of rocks and minerals to „equivalent-norms“ after NIGGLI (1936), described by BURRI (1959).

The principle of the program is based on the application of single equations for the equivalent reactions, by which the calculation becomes very variable, so that standardized norms (for larger series of analyses) as well as special norms for single analyses can be calculated. Some examples for the application of the program are added.

The time needed for its carrying-out is little, 2–3 min only for every analysis. The program is drawn up for the use on the IBM 7094 and the TR (Telefunken-Rechner) 440. Perhaps 25 K storage locations and about 40 sec for a run might be necessary only with this machine.

The card deck of the source program and a detailed description can be obtained from the author.

Inhalt

1. Einleitung	318
2. Aufgabe und Wirkungsweise des Programms NORM	318
3. Programmdurchführung	319
4. Funktioneller Aufbau des Programms	321
5. Anwendung des Programms	322
6. Anhang: Beispiele zur Programmmanwendung	323
7. Schriftenverzeichnis	325

*) Diplom-Mineraloge G. STRECKER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

I. Einleitung

Die Äquivalentnorm wurde von NIGGLI (1936) geschaffen, um im Gegensatz zu der schon lange vorher in Gebrauch befindlichen CIPW-Norm (CROSS, IDDIGS, PIRSSON & WASHINGTON 1902) einmal die Resultate der Normberechnung direkt mit dem Modus vergleichen zu können und um zum andern den einmal berechneten Mineralbestand schnell und einfach in einen anderen, dazu heteromorphen, umwandeln zu können.

Dies erreichte er durch die Einführung sogenannter „rechnerischer Formel-einheiten“, durch die sich für die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale Äquivalentgewichte von sehr ähnlichem Betrag ergeben, die in der Regel die berechnete Norm direkt mit dem Modus vergleichbar machen (BURRI 1959). Die bei dieser Methode verwendeten Reaktionsgleichungen sind zwar von sehr einfacher Form (Abb. 1), es entsteht aber trotzdem ein erheblicher Rechenaufwand dadurch, daß über die Berechnung der Basisverbindungen bis hin zur fertigen Norm eine ganze Reihe dieser Reaktionsgleichungen berücksichtigt werden muß und die Umrechnung in heteromorphe Paragenesen, vor allem bei größeren Analysenserien, weiteren beträchtlichen Zeitaufwand erfordert.

D 1	10	GRAN =	2	CS	5	FO	3	Q		
D 2	10	FE-AKT =	2	CS	5	FA	3	Q		
D 8	10	HO =	2	CAL	1	CS	4	FO	3	Q
D 9A	10	HO =	2	CAL	1	CS	4	FA	3	Q
D 9	15	HO =	5	AN	6	FO	2	WO	2	Q
D14	15	HO =	6	CAL	6	FO	5	Q	-2	C
D15	15	HO =	6	CAL	6	FA	5	Q	-2	C

Abb. 1. Ausschnitt aus dem vom Programm auf Wunsch herausgegebenen Thesaurus der vorhandenen Reaktionsgleichungen. Positive Vorzeichen werden hierbei nicht mitausgedruckt.

Eine Hilfe bietet sich hier durch die elektronische Datenverarbeitung an. Es existieren Programme zur Berechnung verschiedener petrochemischer Größen (z. B. der Niggli-Werte), die die Grundlage für die Berechnung der Äquivalentnorm bis zu den Basisverbindungen liefern, nicht jedoch die Normberechnung selbst (SCHMID 1965; POTENZA 1970).

2. Aufgabe und Wirkungsweise des Programms NORM

Das hier beschriebene Programm NORM soll eine leichte und rasche Berechnung der Niggli'schen Äquivalentnorm ermöglichen, und zwar sowohl die Berechnung standardisierter Normen (besonders für größere Analysenserien) als auch die Berücksichtigung einzelner Reaktionsgleichungen für spezielle Zwecke (z. B. Angleichung der Norm an den Modus).

Das Programm basiert auf der Anwendung einzelner Reaktionsgleichungen, die in größerer Zahl (z. Z. etwa 120) im Programm eingebaut sind, deren Menge sich aber — in Abhängigkeit von der Speicherkapazität — ohne Schwierigkeiten erweitern läßt. Da sich auch für die Bildung der Basisverbindungen aus den Oxiden bzw. deren Äquivalenten ähnliche Reaktionsbeziehungen wie für die Berechnung von Mineral-

beständen aus den Basisverbindungen aufstellen lassen, erfolgt bereits die Ermittlung der Basisverbindungen durch die Anwendung einer Reihe von Reaktionsgleichungen (ca. 20).

Verschiedene Reihen von Anweisungen zur Berechnung von Standard-Normen [Standard-Katanorm, Standard-Epinorm (BURRI & NIGGLI 1945; BURRI 1959)] sowie zwei Varianten zur Standard-Katanorm (eine Biotit-Muscovit- und eine Biotit-Hornblende-Variante) sind fest im Programm eingebaut, können aber leicht um neue Normen und Varianten erweitert bzw. geändert werden. Anweisungen zur Anwendung einzelner Gleichungen können in beliebiger Weise mit den Anweisungen zur Berechnung vollständiger Normen und Varianten kombiniert werden, ebenso wie mit Befehlen zum Einsetzen der Basisverbindungen (als Grundlage neuer Berechnungen) und zur Ausgabe der erhaltenen Werte.

Näheres über die zahlreichen Kombinations- und Anwendungsmöglichkeiten ist den folgenden Abschnitten zu entnehmen.

Das Programm NORM ist in FORTRAN IV geschrieben und war ursprünglich für die Rechenanlage IBM 7094 des Deutschen Rechenzentrums in Darmstadt konzipiert, wurde aber — nachdem dort die Anlage TR 440 installiert war — in die dort verwendete etwas einfachere, in ihrem Umfang etwa dem IBM/360-FORTRAN vergleichbare Programmiersprache geändert, so daß es in seiner jetzigen Form auf den meisten Elektronenrechnern entsprechender Kapazität anwendbar sein dürfte. Es benötigt ca. 25 K Kernspeicher und eine mittlere Rechenzeit von 35–40 sec.

3. Programmdurchführung

Es soll hier nur kurz ein Überblick über die relativ einfache Bedienung des Programms gegeben werden. Näheres findet sich in der ausführlichen Programmbeschreibung (vgl. S. 317).

Eingegeben wird als erstes eine Steuer- und Kommentarkarte (Abb. 2), die Informationen darüber enthält, ob neue Gleichungen für den betreffenden Programmlauf einzulesen sind und ob ein Gleichungsthesaurus ausgedruckt werden soll (S. 321). Außerdem enthält die erste Karte eine Überschrift für die folgende Probenserie.

Soll die Menge der vorhandenen Gleichungen erweitert werden, so erfolgt anschließend die Eingabe von neuen Gleichungen auf Datenkarten. Diese Gleichungen sind „normiert“, d. h. auf der linken Seite steht die zu erzeugende Komponente, auf der rechten stehen die übrigen, und zwar zuerst die mit positivem Vorzeichen, dann die mit negativem (Abb. 1).

Die Bezeichnung der Gleichungen erfolgt in enger Anlehnung an BURRI (1959: 274–279), wobei sich das Kennzeichen der Gleichung aus dem Buchstaben der Mineralgruppe, der Ziffer innerhalb der Gruppe und eventuell einem weiteren unterscheidenden Buchstaben zusammensetzt (Abb. 1). Die verwendeten Mineralnamen lehnen sich ebenfalls eng an BURRI (1959: 272–274) an. Dieses Verfahren erlaubt eine großzügige Erweiterung des vorhandenen Gleichungsvorrats.

Die Eingabe der Analyse erfolgt auf zwei Lochkarten mit den Oxiden bzw. Elementen in der gleichen Reihenfolge wie bei der Ausgabe (Abb. 3 u. 4). Neben dem Probenkennzeichen und einer kurzgefaßten Gesteinsbezeichnung enthält die erste Analysen-

karte noch eine Angabe darüber, ob das CO_2 als Calcit, als Dolomit oder gar nicht in Rechnung gestellt werden soll. Diese Angabe macht das Programm in dieser Hinsicht in etwa mit dem von SCHMID (1965) kompatibel. Zusätzlich besteht hier jedoch noch die Möglichkeit, eine dem vorhandenen CO_2 äquivalente Menge CaO abzuziehen und die Summe der Basisverbindungen ohne Calcit auf 100% umzurechnen. Dies ist vor allem bei Gesteinen von Nutzen, die reich an sekundärem Calcit sind.

Die folgende Karte („Befehlskarte“) enthält Angaben darüber, was aus der Analyse zu berechnen ist. Es können dies sein: Befehle zur Berechnung vollständiger Normen und Varianten, Anweisungen zum Einsetzen der Basisverbindungen für neue Berechnungen und zur Ausgabe der Werte, vor allem aber Befehle zur Anwendung einzelner Normgleichungen, wozu lediglich die Angabe des betreffenden Gleichungskenn-

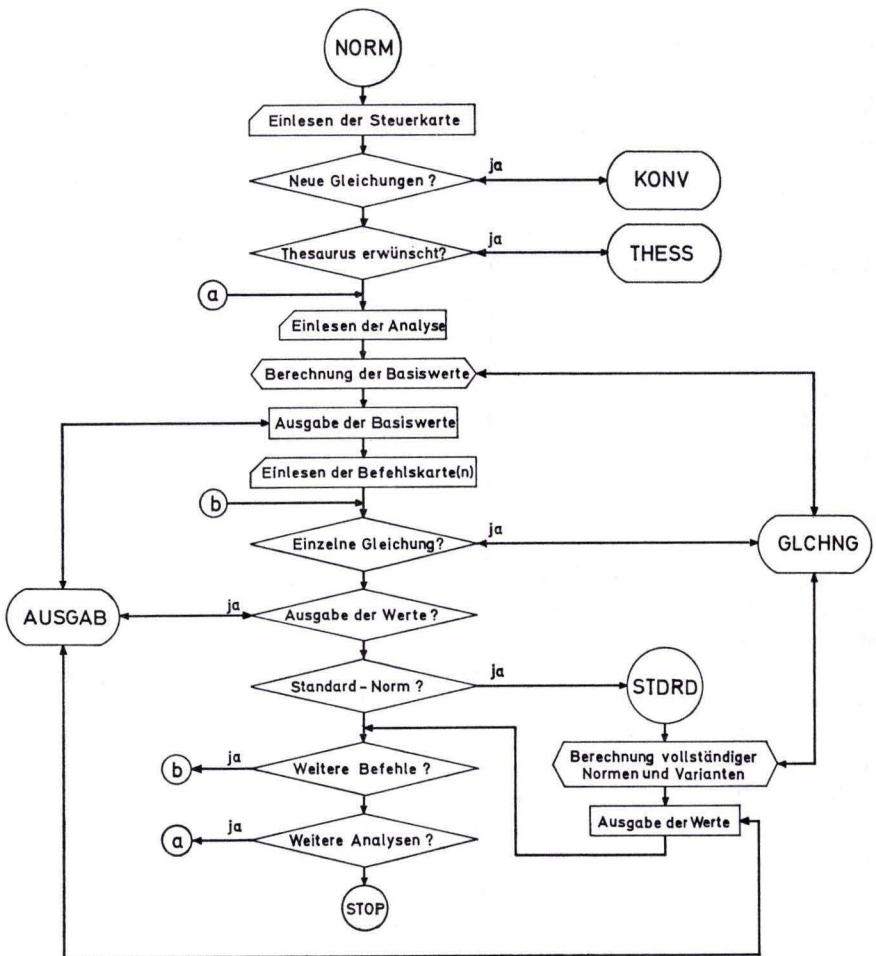


Abb. 2. Stark vereinfachtes Organisations- und Ablaufschema des (Haupt-)Programms NORM und der Unterprogramme. Erläuterungen s. Text.

zeichens nötig ist. Die Karte enthält weiterhin einen Namen, unter dem die errechnete Norm beim Ausdruck erscheint. Sollen mehrere Normen explizit berechnet werden, so können beliebig viele Befehlskarten mit jeweils neuen Namen aneinandergesetzt werden.

Als Vereinfachung für Reihenanalysen ist eine spezielle Anweisung vorgesehen, die die Berechnung aller im Programm eingebauten Normen und Varianten (S. 319) veranlaßt. Sie wird dadurch erteilt, daß hinter der Analyse lediglich eine Leerkarte eingefügt wird.

Bei der Druckausgabe erscheint auf der ersten Seite die Überschrift, dann für jede Analyse das Probenkennzeichen und die Gesteinsbezeichnung, die Gewichtsprozentage der Oxide bzw. Elemente, die Basisverbindungen sowie die verschiedenen berechneten Normen und Varianten nach Maßgabe der oben beschriebenen Befehlskarten. Es werden hierbei jeweils der Name der Norm und in zwei Zeilen untereinander die Namen der Komponenten und ihre Gehalte ausgegeben. Die Reihentolge der aufgeführten Minerale entspricht der in der zugehörigen Matrix im BLOCK DATA-Unterprogramm (S. 322).

Pro Seite werden zwei Analysen ausgedruckt. Beispiele für die Ausgabe einzelner Analysen sind in den Abb. 3 und 4 wiedergegeben.

4. Funktioneller Aufbau des Programms

Das Hauptprogramm NNRM enthält lediglich die DATA-Anweisung mit den implementierten Gleichungen, um die Verwendung des Programms auch auf mittelgroßen Anlagen zu ermöglichen, da eine so umfangreiche DATA-Anweisung in Verbindung mit einem längeren Programm u. U. nicht verarbeitet werden kann. Das Programm ruft lediglich das Unterprogramm NORM auf.

NORM ist das eigentliche „Hauptprogramm“, das die Datenkarten einliest, die Basisverbindungen und ihre Kombinationsgruppe (BURRI 1959: 122) berechnet und über Steuer- und Befehlskarten die Organisation der übrigen Unterprogramme durchführt (Abb. 2).

Die beiden nur gelegentlich anzuwendenden Unterprogramme KONV und THESS dienen allgemein der Erweiterung des Programms für neue Gleichungen. KONV prüft die eingelesenen neuen Gleichungen auf formelle Fehlerfreiheit und wandelt sie in maschinenverwertbare Form um, indem es die Mineralnamen durch zugeordnete Kennziffern ersetzt. Treten hierbei neue Mineralnamen auf, so werden sie den im Programm vorhandenen hinzugefügt. Durch die Ausgabe ausgestanzter Karten für neue Gleichungen und Mineralnamen wird deren Einbau in das Programm wesentlich erleichtert.

Das Unterprogramm THESS druckt einen Gleichungsthesaurus aus, der alle vorhandenen Gleichungen, einschließlich der soeben neu eingelesenen, in alphabetischer Reihenfolge enthält (Abb. 1). Er ermöglicht einen raschen Zugriff zu den einzelnen Gleichungen.

Ebenfalls mehr dem organisatorischen Teil der Programmabwicklung dient das Unterprogramm AUSGAB. Es erfüllt zwei Funktionen: einmal werden dort nach der Berechnung der Basisverbindungen diese gespeichert und stehen als Grundlage für die

Berechnung der verschiedenen Normen zur Verfügung und zum zweiten werden, durch Aufruf mit einer anderen Steuerziffer, alle diejenigen Komponenten ausgedruckt, die bei der Ausgabe mit zwei Stellen hinter dem Dezimalpunkt nicht Null sind.

Die eigentliche Berechnung erfolgt durch das Unterprogramm **GLCHNG**, das für die gewünschte Gleichung unter den zu verwendenden Komponenten die in geringster Menge vorhandene heraussucht, sie verbraucht und die Gehalte der übrigen Komponenten entsprechend vermindert oder vergrößert.

Der Aufruf dieses Unterprogramms erfolgt zur Berechnung vollständiger Normen und Varianten zweckmäßig durch das Unterprogramm **STDRD**, das für die Standard-Kata- und -Epinorm sowie zwei Normvarianten (S. 319) alle nötigen Befehle einschließlich der Anweisung zur Ausgabe der Werte enthält. Die Berechnung der Varianten kann je nach der Kombination der Basisverbindungen (S. 321) vorgenommen werden bzw. unterbleiben. Die einzelnen Normen bewirken 15–30 (Beispiel: Standard-Epinorm 26) Aufrufe des Unterprogramms **GLCHNG** zur Berechnung einzelner Normgleichungen.

Zum Programm gehört ferner ein **BLOCK DATA**-Unterprogramm, das u. a. die Matrix mit den Mineralnamen enthält. Von einer Unterbringung der Gleichungsmatrix im **BLOCK DATA**-Unterprogramm wurde aus Gründen der Speicherplatzersparnis abgesehen.

5. Anwendung des Programms

Das vorliegende Programm ermöglicht die rasche Berechnung der verschiedenen standardisierten Äquivalentnormen, was für größere Analysenserien – vor allem in Verbindung mit Normvarianten – leicht zu einem dem Modus angenäherten Mineralbestand führt.

Ein Vergleich zwischen der aus der Analyse errechneten Norm und dem mikroskopisch ermittelten Modalbestand bietet eine gute Kontrollmöglichkeit für beide Analysenverfahren und führt mitunter zum Auffinden in geringerer Menge vorhandener, vorher übersehener Komponenten. Eine andere wesentliche Anwendung bietet die Möglichkeit, bei metamorphen Gesteinen, u. U. nach Abzug des sekundären Calcits und einem Vergleich der Epinorm mit dem Modus, auf den ursprünglichen Mineralbestand zurückzurechnen. Bei Gesteinen, deren Modalbestand gar nicht oder nur sehr schwer und ungenau zu bestimmen ist, kann das Programm **NORM** die Grundlage zu einer genaueren Gesteinsklassifikation liefern. Die Lösung spezieller Probleme ist durch die Einführung besonderer Gleichungen möglich, die u. a. dem $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis z. B. bei der Diopsidbildung Rechnung tragen.

Der Zeitaufwand für die Programmdurchführung ist recht gering; er beträgt für das Ablochen einer Analyse mit Befehlskarten höchstens 2–3 min, wobei zu berücksichtigen ist, daß gerade für größere Analysenreihen wesentliche Vereinfachungen hinsichtlich der Handhabung vorgesehen sind (S. 321). Die Ausarbeitung spezieller Rechnungsabläufe für einzelne Analysen ist zwar etwas aufwendiger, der Zeitbedarf liegt aber immer noch weit unter dem einer Berechnung von Hand.

Außerdem ist durch die Verwendung der genauen Atomgewichte bzw. der daraus resultierenden Oxidgewichte und die große Ziffernkapazität moderner Rechenanlagen

die Genauigkeit der Ergebnisse wesentlich größer als bei der Ablesung aus Tabellen und der Verwendung eines Tischrechners.

Die weitere Entwicklung des Programms sollte dahin gehen, daß die Ein-Ausgabe über eine direkt an den Elektronenrechner angeschlossene Einheit (Terminal) erfolgt. Dies würde eine unmittelbare Korrespondenz mit dem Rechner ermöglichen, so daß Ergebnisse sofort erhalten und entsprechende Befehle zur weiteren Bearbeitung sofort erteilt werden könnten, was eine wesentliche Erleichterung bei der Berechnung spezieller Mineralbestände wäre.

6. Anhang: Beispiele zur Programmanwendung

Abb. 3 zeigt am Beispiel des Diabas W-1 den einfachsten Fall einer Analysenumrechnung, wie er durch die Einfügung einer Leerkarte hinter der Analyse erzeugt wird (S. 321). Neben den Basisverbindungen sind die Standard-Katanorm, die zugehörige Variante (hier die Biotit-Hornblende-Variante) und die Standard-Epinorm ausgedruckt.

PROBE	W - 1 DIABAS																
GEW.-PROZ.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	H2O+	H2O-	P2O5	CO2	CL	SO3	S
	52.64	1.07	14.85	1.49	8.72	0.17	6.62	10.96	2.15	0.64	0.53	0.16	0.14	0.06	0.	0.	0.
BASISWERTE	Q	KP	NE	CAL	CS	FO	FA	FS	CP	RU							
	33.75	2.31	11.78	17.69	7.50	13.94	10.51	1.49	0.28	0.76							
ST. KATA-N.	Q	CP	RU	MT	DR	AB	AN	WD	HY	EN							
	2.91	0.28	0.76	1.49	3.85	19.64	29.46	10.00	13.02	18.59							
BI-HO-VAR.	Q	CP	TIT	MT	DR	AB	AN	WD	HO								
	2.91	0.28	2.27	1.49	3.85	19.64	9.72	0.58	59.27								
ST. EPINORM	Q	CP	RU	HM	AB	MS	GRAM	FE-AKTFE-ANT	ZO								
	4.91	0.28	0.76	0.99	19.64	5.38	27.69	2.56	10.25	27.34							

Abb. 3. Der Diabas W-1 (FLEISCHER 1969). Beispiel für die Druckausgabe bei einem einfachen standardisierten Rechnungsablauf. Erläuterungen s. Text.

Im Gegensatz zu diesem einfachen standardisierten Rechnungsablauf enthält das zweite Beispiel ausschließlich ganz speziell auf das betreffende Gestein zugeschnittene Normen und Varianten. Es handelt sich um den bei BURRI (1959: 148–157) als Beispiel für Heteromorphiebeziehungen ausführlich beschriebenen Vaugnerit von Vaugneray, der auch zur Darlegung der Programmanwendung als besonders geeignet erscheint.

Wesentlicher Bestandteil der Berechnung bei BURRI ist die Bildung eines Diopsids, in dem das Verhältnis Fe^{2+}/Mg^{2+} dem der Analyse nach Berücksichtigung der Magnetit-Bildung entspricht (BURRI 1959: 150). Die Einführung dieses Diopsids in die programmierte Berechnung ist durch die Anwendung einer speziellen Gleichung der Form

400 Diopsid = 150 Ca-Orthosilikat + 117 Forsterit + 33 Fayalit + 100 Quarz möglich.

Abb. 4 zeigt einige der damit erhaltenen heteromorphen Varianten, die auch bei BURRI aufgeführt sind. Unter den verschiedenen ausgedruckten Normen bedeutet SKN-FR die Fluorit-freie Standard-Katanorm (Fluorit wird vom Programm nicht berechnet), in der das Ca-Orthosilikat und ein Teil des Forsterits und Fayalits bereits

durch o. a. Gleichung zu Diopsid zusammengefaßt sind, und BI-VAR. die zugehörige Titanit-freie Biotit-Variante. Berechnet man die gleiche Standard-Katanorm wie vor, jedoch mit Titanit, so erhält man die Normvariante SKN + TIT und die daraus folgende Biotit-Variante BI + TIT. Erneut von den Basisverbindungen ausgehend, erhält man durch die Berechnung von Leucit anstelle von Orthoklas und durch einige Umstellungen in der Gleichungsreihenfolge die Leucit-Variante (LC-VAR.), in der das „eingesparte“ SiO_2 zur Silifizierung eines Teils des zuvor aus Forsterit und Fayalit zusammengefaßten Olivins zu Augit verwendet wird.

Eine Programmanwendung wie im vorstehenden Beispiel benötigt zwar einige Vorbereitung, sie ist jedoch durch die rasche und exakte Ausführung unbedingt gerechtfertigt, zumal sich hierbei auch die variable Zusammensetzung einzelner Minerale berücksichtigen läßt.

PROBE BURRI VAUGHN.

GEW.-PROZ.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	Cl	SO ₃	S
	49.50	2.10	16.10	1.14	6.04	0.	11.01	6.70	1.55	4.71	0.89	0.05	0.11	0.	0.	0.	0.
BASISWERTE	Q	KP	NE	CAL	CS	FO	FA	FS	CP	RU							
	26.04	16.59	0.30	13.75	2.84	22.65	6.97	1.18	0.21	1.45							
SKN-FR	NE	FO	FA	CP	RU	MT	OR	AB	AN	DI							
	1.53	20.44	5.76	0.21	1.45	1.18	27.65	11.28	22.92	7.58							
BI-VAR.	Q	CP	RU	MT	AB	AN	EN	BI	DI								
	6.84	0.21	1.45	1.18	13.83	22.92	1.75	44.24	7.58								
SKN+TIT	NE	FO	FA	CP	TIT	MT	OR	AB	AN	DI							
	0.44	22.14	6.24	0.21	4.36	1.18	27.65	13.10	22.92	1.76							
BI+TIT	Q	CP	TIT	MT	AB	AN	EN	BI	DI								
	6.84	0.21	4.36	1.18	13.83	22.92	4.66	44.24	1.76								
LC-VAR.	CP	TIT	MT	AB	AN	DI	OL	AUG	LC								
	0.21	4.36	1.18	13.83	22.92	1.76	12.66	20.95	22.12								

Abb. 4. Der Vaugnerit von Vaugneray. Bei BURRI (1959: 148—157) ausführlich behandeltes Beispiel für Heteromorphiebeziehungen. Bezüglich näherer Erläuterung wird auf den Text verwiesen.

In einem weiteren Beispiel (Tab. 1) soll die Annäherung der Norm an den Modus gezeigt werden. Es liegt ein Granodiorit folgender Zusammensetzung vor (flüchtige Bestandteile nicht mitaufgeführt):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃
66,26	0,40	16,60	0,11	2,59	0,06	1,03	2,80	5,00	2,63	0,15	0,13	0,04 [Gew.-%]

(Analytiker: THIELICKE 1969)

Aus Tab. 1 wird die Diskrepanz zwischen der Zusammensetzung der Standard-Katanorm und dem Modus deutlich. Selbst die routinemäßig berechnete Biotit-Muscovit-Variante (Spalte 2) weist insofern noch Mängel auf, als im Modalbestand zusätzlich Chlorit auftritt und das TiO₂ dort nicht als Rutil, sondern als Titanit vorliegt.

Bildet man nun aus der Hälfte des in der Standard-Katanorm vorhandenen Enstatts einen mittleren Chlorit (Klinochlor) und setzt den Rutil zu Titanit um, so erhält man die Ergebnisse der 3. Spalte, die mit dem Modus qualitativ völlig übereinstimmen. Es bestehen jedoch Diskrepanzen in der quantitativen Übereinstimmung, die sich aber teilweise erklären lassen.

Tab. 1. Annäherung der Norm an den Modus, berechnet am Beispiel eines Granodiorits (in %)

	Standard- Katanorm	+ Biotit- Muscovit- Variante	+ Titanit + Chlorit	Modalbestand (mikroskopisch)
Quarz	16,2	20,6	20,4	14,8
Plagioklas	58,1	58,1	56,6	59,4
Kalifeldspat	15,8	7,1	7,5	8,7
Biotit	—	9,3	7,4	12,3
Muscovit	—	4,1	5,1	2,0
Chlorit	—	—	1,4	2,1
Erz	0,2	0,2	0,2	0,3
Apatit ¹⁾	0,3	0,3	0,3	0,5
Rutil	0,3	0,3	—	—
Titanit	—	—	0,9	— ²⁾
Calcit	0,2	0,2	0,2	— ²⁾
Cordierit	3,2	—	—	—
Hypersthen	4,1	—	—	—
Enstatit	1,7	—	—	—

Handstück-Nr. 5128; Alsbach/Odenwald. Genaue Fundpunktangaben und Modalanalyse mitgeteilt bei MEISL (1972: 98). Bezüglich näherer Erläuterung wird auf den Text verwiesen.

So ist der in der Norm sehr viel höhere Muscovit-Anteil wahrscheinlich richtig, denn die Plagioklase sind stark serizitisiert und der Muscovit wurde dort wohl nicht repräsentativ erfaßt. Titanit ist dagegen im Schliff wenig zu finden, sein Gehalt liegt sicher unter dem etwa einen Prozent der Norm. Hier liegt die Vermutung nahe, daß ein erheblicher Teil des TiO_2 im Biotit gebunden ist, was bedeuten würde, daß der Biotit-Anteil in der Norm höher sein müßte und damit dem Modus näher käme.

Die Annäherung der Norm an den Modus, wie sie das vorstehende Beispiel zeigt, benötigt in der Ausführung des Programms nur eine einzige Befehlskarte, die insgesamt vier Anweisungen, nämlich zur Ausführung der Standard-Katanorm, zur Titanit- und Chlorit-Berechnung und zur Ausführung der Biotit-Muscovit-Variante enthält — ein weiterer Hinweis auf die einfache Anwendbarkeit des Programms, auch für die Berechnung spezieller Mineralbestände.

Die vorliegende Veröffentlichung entstand im Rahmen eines Forschungsvorhabens, das die Deutsche Forschungsgemeinschaft mit einer Sachbeihilfe unterstützte, wofür ich ihr zu besonderem Dank verpflichtet bin.

7. Schriftenverzeichnis

- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. — Basel (Birkhäuser).
 BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I. — Publ. herausgeg. v. d. Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender“, 3; Zürich.

¹⁾ In den Normen als Ca-Phosphat berechnet.

²⁾ In geringen Mengen im Dünnschliff vorhanden, aber statistisch nicht erfaßt.

- CROSS, CH. W., IDDINGS, J. P., PIRSSON, L. V. & WASHINGTON, H. S. (1902): A quantitative Chemico-Mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — *J. Geol.*, **10**: 555—690; Chicago.
- Fleischer, M. (1969): U. S. Geological survey standards — I. Additional data on rocks G-1 and W-1, 1965—1967. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**: 65—79; Oxford.
- MEISL, S. (1972): Das kristalline Grundgebirge. — In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E.: *Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000*, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl.: 19—120; Wiesbaden.
- NIGGLI, P. (1936): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. — *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **16**: 295—317; Zürich.
- POTENZA, R. (1970): Metodo per la conservazione, il reperimento e la elaborazione dei dati geologici. — *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrogr.*, **25**: 787—806; Mailand.
- SCHMID, R. (1965): Programm in Fortran II für die Umrechnung chemischer Gesteins- und Mineralanalysen. — *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **45**: 837—846; Zürich.

Manuskript eingegangen am 17. 10. 1972

Fanglomeratische Einschaltungen in marinen Schichten als klimamorphologische Zeugen kontinentaler Zwischenphasen mit semiarider Flächenbildung

Dargestellt an einem Beispiel aus der Neogen-Molasse SE-Spaniens

Von

HELLMUT R. VÖLK, Wiesbaden*

Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und den Tafeln 27–28

Kurzfassung: Rote konglomeratische Einschaltungen in der neogenen Meeresmolasse SE-Spaniens werden auf Grund sedimentologischer Vergleichsuntersuchungen mit quartären Ablagerungen paläogeographisch gedeutet. Ähnlich wie die terrestrischen Quartärablagerungen des Untersuchungsgebietes stellen die roten Konglomerate des Neogens kontinentale Schwemmfächerablagerungen, d. h. Fanglomerate im Piedmontbereich von Gebirgszügen, dar. Episodische Flächenspülung unter semiariden Klimabedingungen bestimmte die damalige Morphologie und den Ablagerungstyp: ein fanglomeratischer Sedimentschleier von relativ geringer Mächtigkeit auf schwach geneigten Fastebenen eines Gebirgsvorlandes.

Aus der vergleichenden Detritusanalyse zwischen Miozän und Quartär ergibt sich im übrigen eine Reliefumkehr seit dem Miozän, d. h. die heutige Senke von Vera war damals ein materiallieferndes Hochgebiet.

Abstract: Intercalations of red conglomeratic deposits in the marine Neogene molasse sediments of SE Spain are paleogeographically interpreted by means of sedimentological comparison with Quaternary deposits. Similar to the continental Quaternary deposits of the investigated region the red Miocene intercalations of the Neogene sequence represent alluvial fan deposits ("fanglomerats") in the piedmont area of mountain ranges. Episodic sheetwash resp. sheetflow under semiarid climatic conditions controlled the ancient landforms as well as the sedimentary environment of that continental Miocene period: weakly inclined peniplains covered by a relatively thin layer of alluvial fan deposits.

Analysis of elastic components revealed a reversal of relief since Miocene times, viz. the present depression of Vera appears to have been a mountaineous upland then, which had been subjected to erosion.

Inhalt

1. Einführung	328
2. Neogene Schichtfolge	329
2.1. Marine und fluviomarine Ablagerungen	329
2.2. Fanglomeratische Einschaltungen	329

*) Dr. H. R. VÖLK, Geographisches Institut der Universität, 69 Heidelberg, Universitätsplatz.

3. Klimamorphologische Deutung der miozänen Fanglomerate	332
4. Geomorphologisch-geologische Folgerungen	334
4.1. Reliefumkehr zwischen Miozän und Quartär	334
4.2. Mögliche späte Platznahme der Diabase in der Betischen Zone	335
5. Zusammenfassung	335
6. Schriftenverzeichnis	336

1. Einführung

Der alpin geformte Gebirgsstrang der Betischen Kordilleren in Südspanien wird an mehreren Stellen von jungtertiären Senkungszone unterbrochen, die als innerbetische Sedimentationsbecken den Molasseschutt des werdenden Gebirges aufnehmen. Obwohl die meisten dieser innerbetischen Molassebecken heute von steilstehenden Brüchen begrenzt sind, läßt sich nachweisen, daß diese Senken nicht von vornherein als Einbruchsbecken angelegt wurden, sondern erst in ihrer jüngeren Geschichte, etwa an der Grenze Miozän/Pliozän, gleichzeitig mit dem subsequenten Vulkanismus, ihre heutige tektonische Ausgestaltung erhalten haben. Die teils marine, teils kontinentale Molasse-Sedimentation war also zunächst nicht auf diese heutigen Einbruchsbecken beschränkt, sondern erstreckte sich sicherlich über größere Flächen

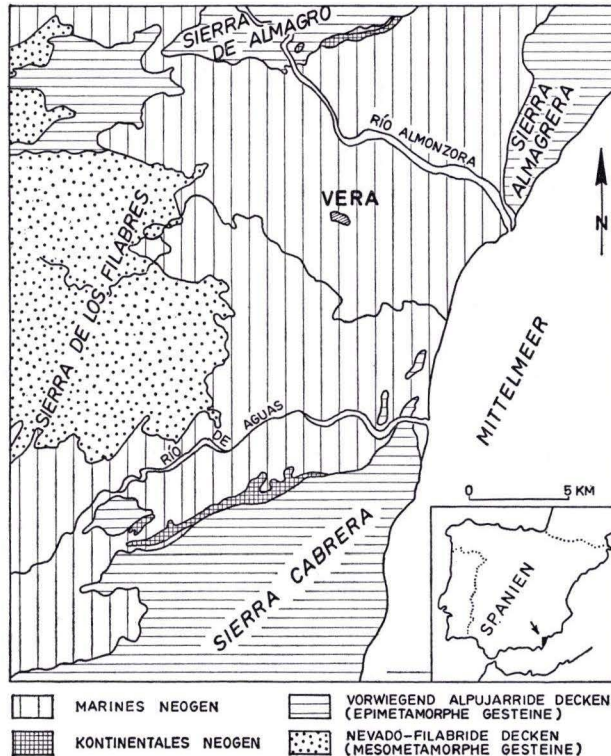


Abb. 1. Geologische Skizze des Neogenbeckens von Vera und seiner Umgebung.

des Orogens¹. Vollständige Schichtprofile sind allerdings nur noch in den Becken erhalten.

Eines dieser jungtertiären Einbruchsbecken, das Neogenbecken von Vera (Abb. 1), wurde vor einigen Jahren vom Verfasser geologisch untersucht (VÖLK 1967a und b), wobei außer Vulkaniten hauptsächlich marine bzw. fluviomarine Ablagerungen, aber auch Sedimente damals ungeklärter Genese festgestellt worden waren. Letztere bilden den Gegenstand der vorliegenden Betrachtung.

2. Neogene Schichtfolge

(Tab. 1)

2.1. Marine und fluviomarine Ablagerungen

Das Neogenbecken von Vera besitzt eine größtenteils marine Molasse-Schichtfolge, die im Untermiozän (Girondien) beginnt und bis ins höhere Pliozän (Plaisancien) reicht. Darüber folgt eine lacustrin-kolluviale Wechsellagerung, die ins Pliopleistozän zu stellen ist. Diese Altersstellung ist durch die Datierung planktonischer Kleinforaminiferen aus verschiedenen pelitisch ausgebildeten Schichtpaketen gesichert (VÖLK 1967a). Außer Peliten findet man eine faziell abwechslungsreiche Folge von biogenen Trümmergesteinen wie Algen-Schuttkalken und -Kalkareniten, fossilführenden grobklastischen Brandungskonglomeraten und Sandsteinen. Auch gradierte Sandstein-Pelit-Wechsellagerungen (mit Spurenfossilien), die als Turbidit-Folgen gedeutet werden, treten auf. Im oberen Pliozän erscheinen grobklastische deltäische Ablagerungen fluvio-mariner Fazies. Bei all diesen marinen oder brackischen Schichten ist ein grauer bis gelblicher Farbton vorherrschend.

Für die meisten Schichtglieder der neogenen Folge ist die marine Entstehung durch Fossilfunde (Foraminiferen, Mollusken, Korallen, Echinodermen, Bryozoen u. a.) oder sedimentologische Hinweise zu belegen. Zwei fossillere rote Schichtglieder allerdings erlauben dies nicht.

2.2. Fanglomeratische Einschaltungen

In die marine Sediment-Serie eingeschaltet, beobachtet man ein ziemlich mächtiges fossilleeres Schichtpaket (25–50 m) aus roten klastischen Ablagerungen, deren terrestrische Fazies bisher vom Verfasser wohl vermutet worden war, deren Genese aber nicht befriedigend erklärt werden konnte.

Aufgrund sedimentfazieller Vergleiche mit kontinentalen Quartär-Ablagerungen des gleichen Gebietes, die inzwischen vom Verfasser (VÖLK, in Vorb.) genau untersucht wurden, können die fossilleren roten Einschaltungen der Neogen-Serie heute mit großer Wahrscheinlichkeit als fanglomeratische Ablagerungen gedeutet werden.

¹) Man findet Molasse-Sedimente nämlich auch auf heute gehobenen Gebirgsteilen und könnte also eher von einer ehemaligen „Molassehülle“ des Betischen Gebirges sprechen, eine Auffassung wie sie von verschiedenen Autoren u. a. für das alpine Orogen vertreten wurde. Erst in der Spätphase der orogenen Morphogenese entstanden also eindeutige Einbruchsbecken, die dann weiter verfüllt wurden.

Tab. 1. Neogene Schichtfolge im Becken von Vera, SE-Spanien
(nach RONDEEL 1965 und VÖLK 1967a)

Lithostratigraphische Gliederung	Sedimente	Alter
Salmerón-Formation	lacustrine Kalkmergel und Kolluvia	Pliopleistozän
Espiritu Santo-Formation	fluviomarine Konglomerate, marine und brackische Mergel	Pliozän
Cuevas-Formation	marine Konglomerate und Mergel	
Turre-Formation	marine Konglomerate, biogene Kalksandsteine, Turbidite, Mergel	Obermiozän
Chozas-Formation: Gatar-Schichten Loma Colorada-Schichten Sarlador-Schichten	pelagische Mergel marine Konglomerate fossilleere rote Konglomerate (Fanglomerate)	— — — ? — — —
Mofar-Formation	fossilleere rote Konglomerate (Fanglomerate)	Mittelmiozän
Umbria-Formation	marine Konglomerate, biogene Kalksandsteine und Mergel	
Gomara-Formation	marine Konglomerate und Algenschuttkalke	
Alamo-Formation	pelagische Kalke und Mergel	Untermiozän
Alpin-metamorphes Grundgebirge	Kalke, Dolomite, Phyllite, Quarzite, Marmore, Karbonatglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Turmalingneise, Metabasite	Prä-Tertiär: zumeist Paläozoikum bis Trias; Metabasite möglicherweise posttriadisch

Es handelt sich um die als „Mofar-Formation“ und darüberliegend die als „Sarlador-Schichten“ (= tieferes Glied der „Chozas-Formation“) beschriebenen Sedimente (RONDEEL 1965, VÖLK 1967). Stratigraphisch gehören sie ins Mittelmiozän.

2.2.1. Mofar-Formation

Durch eine deutliche, teils erosive, teils im Winkel angelegte Diskordanz von grauen marinen Mergeln und Konglomeraten des Liegenden („Umbria-Formation“) getrennt, folgen zunächst weinrote, blockige bis feine Konglomerate von ca. 10–30 m Mächtigkeit, die kaum bis wechselnd stark karbonatisch verfestigt sind. Neben Konglomeraten kommen untergeordnet auch sandig-schluffige bis lehmige Schichten vor.

Charakteristisch für die Ablagerungen ist neben der roten Färbung die zumeist auffallend schlechte Sortierung sowie die geringe Zurundung der klastischen Komponenten, die allenfalls als Kantenrundung angesprochen werden kann. Einzelne Gerölle mit guter Zurundung können als Umlagerungen aus dem liegenden Tertiärpaket identifiziert werden.

Die schlechte Sortierung (Taf. 27 Fig. 1) wirkt sich meist so aus, daß Feinkonglomerate von einzelnen größeren Komponenten sehr unterschiedlichen Durchmessers durchsetzt sind oder umgekehrt grobe Konglomerate kaum feines Zwischenmittel besitzen. Ganz allgemein herrscht eine sehr unregelmäßige Sedimentation vor mit abruptem Korngrößenwechsel von grob zu fein, sowohl in lateraler wie vertikaler Richtung. Einzelne Geröllschnüre lassen bisweilen eine Schichtung erahnen. Lokal allerdings finden sich einige metergroße Sedimentlinsen mit besserer Sortierung, Bankung und sogar Schrägschichtung, die (fluviatilen) Strömungstransport vermuten lassen. In diesen rein fluviatilen Sedimentkörpern, die rasch seitlich auskeilen, kann auch die Zurundung der Komponenten besser sein als gewöhnlich (Taf. 28 Fig. 1).

Grobklastische Komponenten der Mofar-Formation zeigen i. d. R. Durchmesser bis 15 cm, maximal bis 50 cm. Sie entstammen, wie Tab. 2 zeigt, hauptsächlich präneogenen, schwach metamorphen Gesteinen der Alpujarriden Decken des Betikums (= mittleres tektonisches Stockwerk). Nur vereinzelt finden sich Komponenten aus der älteren Molasse und aus präneogenen betischen Gesteinsserien der Malaga-Betischen Decken (= höchstes tektonisches Stockwerk). Außer den grobklastischen Anteilen wurde auch die Tonfraktion einer lehmig-schluffigen Probe untersucht. Die semiquantitative Auswertung der Röntgendiffraktometer-Analyse zeigt starke Illit-Dominanz:

Smectit	Illit	Kaolinit
8%	84%	8%

Die morphoskopische Analyse der Quarzkomponenten (20–63 mm \varnothing) nach der Methode KUMMER (1970) ergab einen Rundungsindex R.I. = 20,5%, was gegenüber einer maximalen Zurundung von R.I. = 100% relativ gering ist. Da 12% der Komponenten eine weit überdurchschnittliche Zurundung aufweisen und sich vermutlich, wie oben erwähnt, auf zweiter Lagerstätte befinden, gibt dieser Index von 20,5% nur das statistische Mittel aller Komponenten wieder, aber nicht das Resultat der Zurundung während des letzten Sedimentationsprozesses. Würde man nur letztere Komponenten berücksichtigen, so ergäbe sich also ein zur Deutung besser brauchbarer bzw. niedrigerer Rundungsindex von R.I. = 15%.

Schließlich wäre noch eine auffällige Eigenschaft vieler Gerölle zu erwähnen, nämlich ihr beginnender bis vollzogener mechanischer Zerfall durch Spalten und Risse in planparallele Stücke mit glatter Spaltfläche, der typisch für Kernsprünge von Wüstengeröllen ist (thermoklastische Gerölle auf Taf. 27 Fig. 1).

2.2.2. Sarlador-Schichten

Über einer weiteren scharfen Winkeldiskordanz, die alle älteren Neogen-Schichten abschneidet, finden sich nochmals rote, sedimentologisch ähnliche Ablagerungen wie

die der vorhergehenden roten „Mofar-Formation“. Diese sog. „Sarlador-Schichten“ (Taf. 28 Fig. 2) unterscheiden sich aber in einigen Punkten von ersteren:

- a) Die petrographische Zusammensetzung der Komponenten (Tab. 2) weist auf eine Herkunft aus höher metamorphen Gesteinsserien wie sie nur im untersten tektonischen Stockwerk, in den Nevado-Filabriden Decken des Betikums, vorkommen.
- b) Die Größe der Komponenten geht bis zu Riesenblöcken von 5–6 m \varnothing .
- c) Die Sedimente überlagern nicht nur ältere Beckensedimente, sondern greifen auch randlich auf prätertiäre, schwach metamorphe Gesteine der „Alpujarriden“ über.

Tab. 2. Petrographische Verteilung der Geröllkomponenten in der „Mofar“-Formation und in den „Sarlador-Schichten“ der Neogen-Serie von Vera

Quarz	Quar- zit	Phyllit	Kalk/ Dolo- mit	Sand- stein	Bio- gener Kalk	Kri- stal- line Schie- fer	Mar- mor	Gesteinskomponenten (%)
32	25	16	14	13	10	—	—	in der „Mofar-Formation“
18	32	—	13	—	—	19	18	in den „Sarlador-Schichten“

3. Klimamorphologische Deutung der miozänen Fanglomerate

Betrachten wir dazu im Vergleich zunächst die kontinentalen Quartärablagerungen des gleichen Gebietes. Die quartären Verebnungen in der Senke von Vera sind mit einer etwa 1–25 m mächtigen Sedimentdecke aus rotem Gesteinsschutt bedeckt, der durch oberflächliche Verkrustung und Bodenbildung teilweise karbonatisch verfestigt ist. Diese Glaciterrassen ziehen sich mit Gefälle von 2–5° von den Hauptentwässerungsrinnen der Senke aus gegen den Gebirgsrahmen hin und enden dort (zumeist) mit einem Knick an den Randverwerfungen der steil aufragenden Gebirgskörper. Zuweilen setzen sich diese Glacis (im Sinne MENSCHING 1968), welche vorwiegend auf den weichen Sedimenten der jungen Beckenfüllung entwickelt sind, als sedimentüberdeckte Felsfußflächen (Pedimente) noch einige hundert Meter außerhalb des geologischen Beckenrandes in die umringenden Gebirgsmassive fort.

Wie sich aus genauen Untersuchungen des Verfassers (VÖLK, in Vorb.) an diesen Quartärsedimenten ergab, handelt es sich um typische Schwemmfächer-Ablagerungen (Taf. 27 Fig. 2) aus semiariden Klima-Epochen des mediterranen Quartärs, die zumeist als sog. „Pluviale“ angedeutet werden. Während der „Pluvialzeiten“ (? = Äquivalente der Glazialzeiten) wurden nämlich bei periodisch auftretenden schweren Sturzregen enorme Schichtfluten und Schichtströme im Piedmontbereich der Gebirge ausgelöst, worin die abgespülte rote Bodendecke der Gebirgshänge sowie dort vorhandener Schutt (mitsamt metergroßen Riesenbrocken) ins Vorland, Richtung Hauptabfluß-Rinne transportiert wurden.

Morphometrische Untersuchungen an Quarzkomponenten (4–7 cm \varnothing) der Glacisablagerungen nach KUMMER (1970) ergaben Zurundungen wie bei den miozänen Fanglomeraten, R.I. = 11–19%.

Die rote Farbe der fanglomeratischen Quartärsedimente wird i. w. auf feinverteiltes, umgelagertes rotes Bodenmaterial zurückgeführt, ist also vererbt oder „lithochrom“; nichtsdestoweniger kann sich aber auf dem rötlichen Schutt- und Lehmmaterial der Glaciterrassen eine weitere, oberflächlich rubefizierende Pedogenese einstellen.

Röntgenographische Analysen der Tonfraktion in den quartären Glacisablagerungen zeigen eine starke Dominanz des Illits gegenüber Smectit und Kaolinit, ähnlich wie im kontinentalen Miozän.

Unter den grobklastischen Komponenten an der Oberfläche der quartären Glacisablagerungen finden sich zahlreiche, scheibenförmig zerklüftete und zersprungene Gerölle, die zweifellos durch rezente bis subrezente Temperaturverwitterung entstanden und somit als thermoklastische Elemente der quartären Wüstensteppe des Gebietes anzusprechen sind. Die aus den miozänen Fanglomeraten beschriebenen zersprungenen Gerölle gleichen diesen thermoklastischen Geröllen außerordentlich stark und dürften ihre Entstehung ähnlichen Klima-Umständen verdanken.

Ganz allgemein läßt sich feststellen: Die terrestrischen Sedimentationsbedingungen im extrem semiariden Klimabereich mit episodischem, flächenhaftem Massentransport (Schichtfluten) auf flach modellierten Gebirgsfußhängen, wobei aquatischer Strömungstransport in linearen Gerinnen nur lokal auftritt, führte im Quartär zu fanglomeratischen Sedimentstrukturen und -texturen, wie wir sie ebenso auch in den roten miozänen Einschaltungen der Mofar-Formation und der Sarlador-Schichten kennengelernt haben. Man kann somit sagen, es handelt sich um klimamorphologisch analoge Akkumulationsformen. Wie im Quartär, hatten wir es wohl mit alternierenden Klimaphasen zu tun, über deren Wirkung der Verfasser an anderer Stelle ausführlich berichten wird (VÖLK, in Vorb.).

Folgende klimamorphologische Phasen sind zu erwarten:

a) Eine morphodynamische Stabilitätsphase (ROHDENBURG 1970):

Warmes Wechselklima mit relativ großen, gleichmäßigen Regenperioden und stark austrocknenden Jahreszeiten, 600–800 mm Jahresniederschlag und $\pm 18^\circ\text{C}$ mittlerer Jahrestemperatur, wobei Pedogenese mit Rotfärbung vorherrscht, allerdings ohne intensive Hydrolyse wie bei der tropischen Laterisierung. Die Tonfraktion besteht weitgehend aus Illit (60–80%). Der eisenhaltige Überzug der Quarzkörner, der die rote Farbe erzeugt, ist äußerlich, im Gegensatz zu den ausgehöhlten Quarzkörnern mit eisenmineralischer Füllung in der feuchten Tropenzone.

b) Eine morphodynamische Aktivitätsphase (ROHDENBURG 1970):

Semiarides warmes Wechselklima mit heftigen, episodischen Regengüssen und langen, trockenen Jahreszeiten; Niederschlagsmenge und Temperaturen ähnlich wie bei (a) oder etwas geringer. Durch intensive Abspülvorgänge wird das rote Bodenmaterial, das in der vorhergehenden Klimaphase gebildet worden war, von den Höhen abgeräumt und auf den Glacis der Piedmontregion angehäuft. Die Glacis werden bei diesem Vorgang zu ihren typischen Formen, nämlich schwach geneigten zusammenhängenden Fastebenen am Fuß der Gebirgsketten, modelliert. Pedogenese tritt hierbei weitgehend in den Hintergrund.

Dieser Vorgang der alternierenden klimamorphologischen Phasen dürfte sich mehrmals wiederholt haben. Nach MILLOT (1964) sind alternierende Klimaphasen ähnlich

der oben beschriebenen typisch für viele bekannte rote klastische Ablagerungen terrigener Natur („grande série détritique rouge“), z. B. Sedimente des Oldred in Schottland, Irland, Skandinavien usw.

4. Geomorphologisch-geologische Folgerungen

4.1. Reliefumkehr zwischen Miozän und Quartär

Von den fanglomeratischen Glacis-Sedimenten des Quartärs im Becken von Vera wissen wir aus petrographischen Komponenten-Untersuchungen und aus den mehr oder weniger unverändert erhaltenen Reliefbedingungen, daß die Materialschüttungen i. w. jeweils aus den nördlich und südlich anschließenden Gebirgszügen (Sierra de Almagro und Sierra Cabrera) mit überwiegend schwach metamorphen Gesteinen der Alpujarriden stammen.

Bei den fanglomeratischen Sedimenten des Miozäns dagegen muß die Materiallieferung wohl umgekehrt gewesen sein, nämlich von einem heute nicht mehr erhaltenen Höhenzug im Zentrum des Beckens von Vera, der aus höhermetamorphen

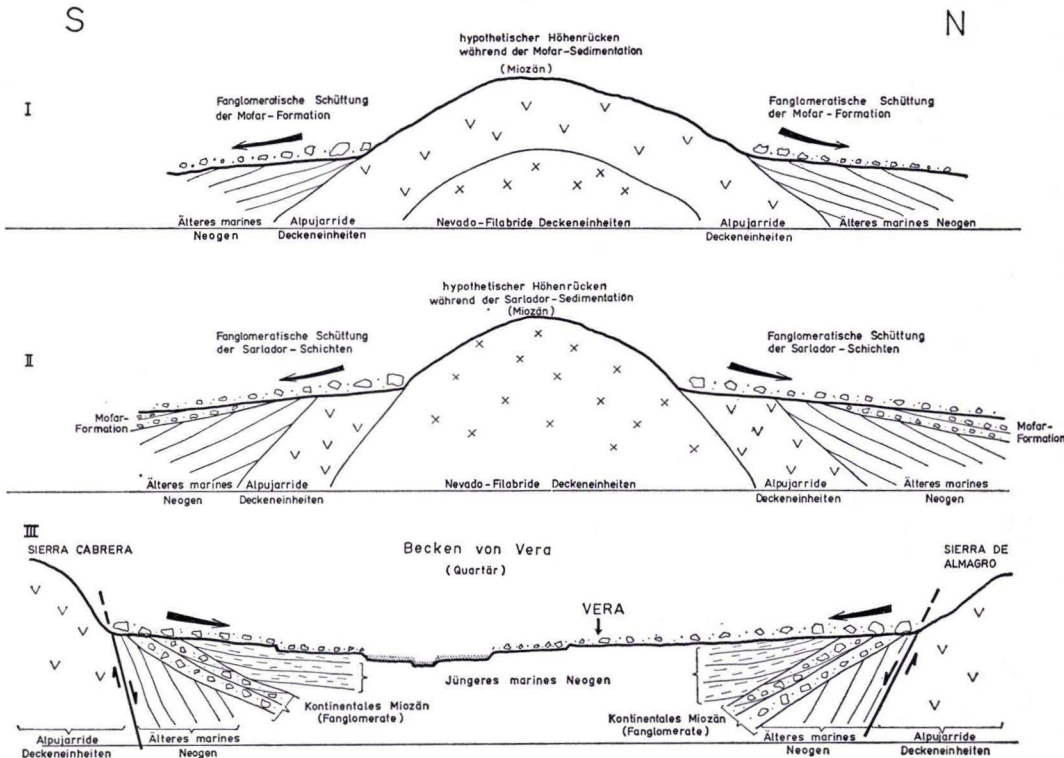


Abb. 2. Schematische Darstellung von Relief und Schüttungsrichtung während der kontinentalen Miozänperiode und des Pleistozäns in der Senke von Vera. Gesamtlänge des N-S-Profiles ca. 25 km.

Gesteinen der Nevada-Filabriden aufgebaut war (Abb. 2). Dadurch erst würde erklärlich, warum die jüngeren Fanglomerate (Sarlador-Schichten) überwiegend aus Schutt (mit Riesenblöcken) höher-metamorphen Gesteinsmaterials der Nevado-Filabriden Deckeneinheiten bestehen, obwohl heute in der Nähe keine Nevado-Filabride Gesteinseinheiten mehr zur Verfügung sind. Zudem würde dann verständlich, weshalb am Fuß der kristallinen Sierra de los Filabres bzw. seines Ostausläufers Sierra de Bédar am W-Rand des Beckens keine miozänen Fanglomerate gefunden werden.

Diese Auffassung würde eine Reliefumkehr seit jener kontinentalen Phase des Miozäns bedeuten; denn statt jenem vermuteten Höhenzug als Liefergebiet des kristallinen Schutttes im Miozän, erstreckt sich heute die Senke von Vera, während umgekehrt die miozänen Sedimentationsebenen bzw. die damalige Piedmontregion heute als relatives Hochgebiet bzw. Schuttliefergebiet am nördlichen und südlichen Beckenrand und in Resten auf der daran anschließenden gebirgigen Beckenumrahmung ausgebildet sind.

4.2. Mögliche späte Platznahme der Diabase in der Betischen Zone

Vergleicht man die Zusammenstellung der klastischen Komponenten im kontinentalen Miozän und Quartär, so fällt besonders ein Umstand auf: Im Miozän ist kein Diabasgeröll zu finden, weder in der Mofar-Formation noch in den Sarlador-Schichten; in quartären Fanglomeraten dagegen kann der Anteil an Diabasgeröllen bis zu 25% betragen. Die ersten Diabaskomponenten der Molasse kommen in marinen bis fluvio-marinen Pliozänablagerungen vor, nämlich in der Cuevas- sowie der Espiritu-Santo-Formation. Möglicherweise fanden also die Diabasergüsse, die man heute allenthalben in den umringenden Gebirgen der Senke von Vera vorwiegend nahe den tektonischen Kontakten in der Betischen Zone beobachtet, nicht, wie bisher angenommen, im Mesozoikum oder Alttertiär, sondern erst nach der kontinentalen Miozänperiode statt. Ob diese schwerwiegende Schlußfolgerung wirklich zulässig ist, muß der Verfasser allerdings noch offen lassen; dazu müßten erst die bisherigen Auffassungen über Alter und Stellung der Diabase² im betischen Orogen sowie über ihren behaupteten Metamorphosegrad („Metabasite“ in BICKER 1966; VOET 1967) näher untersucht werden. Auf jeden Fall bleibt das späte Auftreten der Diabaskomponenten in der Molasse des Verabeckens sehr bemerkenswert.

5. Zusammenfassung

Die roten Fanglomerate der südspanischen Miozänmolasse lassen sich sedimentologisch außerordentlich gut mit Glacisablagerungen des mediterranen Quartärs vergleichen, wodurch auch Rückschlüsse auf die klimamorphologische Entwicklung jener kontinentalen Miozänperiode gezogen werden können. Auffallende Unterschiede im Charakter des miozänen Schuttmaterials gegenüber dem des Quartärs geben darüber

²) In der geologischen Literatur wird zumeist nicht von Diabasen, sondern von „Metabasiten“, also metamorphen Grungesteinen gesprochen, welche als posttriadisch-präneogen angesehen werden. Es scheint aber nicht ausgeschlossen, daß es sowohl „Metabasite“ wie unveränderte Diabase in der Betischen Zone gibt.

hinaus Anlaß zu neuen Hypothesen über die Paläomorphologie des Untersuchungsgebietes. Zusammengefaßt ergaben sich dabei hauptsächlich folgende Gesichtspunkte:

1. Die roten Fanglomerate der Miozänmolasse bilden ähnlich den Glacis- bzw. Schwemmfächerablagerungen des mediterranen Quartärs typische Akkumulationsformen des warm-semiariden Klimabereiches im Piedmontbereich aufsteigender Gebirgszüge.

2. Ein mehrfaches Alternieren von semihumidem zu semiaridem subtropischem Klima verursachte im Mittelmiozän SE-Spaniens analog den Verhältnissen im mediterranen Quartär abwechselnd morphodynamische Stabilität und Aktivität der Landschaft (Glacisbildung).

3. Die Rotfärbung der klastischen Sedimente ist i. w. durch Umlagerung von rotem Bodenmaterial aus einer vorhergehenden Pedogenese im höher gelegenen Hinterland zu erklären.

4. Kristalline Riesenkomponenten in der jüngeren kontinentalen Miozänmolasse (Sarlador-Schichten) lassen ein heute verschwundenes Liefergebiet kristalliner Gesteine der Nevado-Filabriden im heutigen Beckenzentrum von Vera vermuten, was eine Reliefumkehr seit dem Mittelmiozän bedeuten würde.

5. Durch das Fehlen von Diabas-Komponenten in der kontinentalen Miozänmolasse im Gegensatz zum häufigen Auftreten im Quartär bis heute stellt sich die Frage nach einer möglichen postmittelmiozänen Platznahme der Diabase im betischen Orogen SE-Spaniens.

6. Schriftenverzeichnis

- BICKER, R. E. (1966): Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas del Almanzora, south-eastern Spain. — Diss. Univ. Amsterdam, 124 S.; Amsterdam.
- KUMMER, E. A. (1970): A description of morphoscopical investigation method to determine the degree of roundness of samples of quartz-sand grains with diameters between 50 and 2000 micron. — Fys. Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam, From Field to Laboratory, Publ. **16**: 53—66; Amsterdam.
- MENSCHING, H. (1968): Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. — Geol. Rdsch., **58**: 62—82; Stuttgart.
- MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. — 499 S.; Paris (Masson & Cie.).
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 81—96; Öhringen.
- RONDEEL, H. E. (1965): Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain. — Diss. Univ. Amsterdam, 161 S.; Amsterdam.
- VÖLK, H. R. (1967a): Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien. — Diss. Univ. Amsterdam, 160 S.; Wageningen.
- (1967b): Relation between Neogene sedimentation and late orogenic movements in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). — Geologie en Mijnbouw, **46**: 471—474; Den Haag.
- Quartäre Reliefentwicklung einer Beckenregion Südost-Spaniens in klimamorphologischer Parallelität zum westlichen Nordafrika. — In Vorbereitung.
- VOET, H. W. (1967): Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Córdar, south-eastern Spain. — Diss. Univ. Amsterdam, 122 S.; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 10. 11. 1972

Pliozäne Latosole in Rheinhessen

1. Teil. Allgemeiner Überblick

Von

WOLFGANG PLASS, Frankfurt a. M.*

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung: Lage und Profilaufbau zweier fossiler Latosole aus dem Pliozän Rheinhessens werden beschrieben. Der Westhofener Boden ähnelt dem Laterit von Obervorschütz bei Kassel, während es sich bei dem Oppenheimer Boden um einen Gelb- und Rotlatosol handelt.

Abstract: Two occurrences of fossil latosols developed from river deposits of the Pliocene time of Rhine-Hesse, West Germany, are described.

Inhalt

1. Einleitung	337
2. Der Latosol von Westhofen	338
3. Der Latosol von Oppenheim	340
4. Zusammenfassung, Summary	343
5. Schriftenverzeichnis	344

1. Einleitung

Fossile Latosole aus fluviatilen Kiesen, Sanden und Tonen des rheinhessischen Pliozäns sind bisher nur spärlich beschrieben worden. Das Augenmerk früherer Pliozän-Bearbeiter war mehr auf Petrofazies und Fauneninhalt der Sedimente gerichtet, so daß die Latosole fast unbeachtet blieben, teilweise wohl aber auch nicht als Bodenbildungen tropischer bis subtropischer Klimagebiete erkannt wurden.

Neben der „oberpliozänen“ Terra rossa („Roterde“) aus Karstschlotten in untermiozänen Kalksteinen vom südlichen Rheinhessen bis zur Unterhaardt (WEILER 1935, HELLER 1936, MÜLLER 1972) und der „Roterde“ („rote Sande und Lehme“) auf „jungpliozänen“ Sanden Südrheinhessens (BARTZ 1940) sind erst neuerdings „Latosole“ („lateritische Bodenbildungen“) in Kiesen und Sanden des „jüngeren Pliozäns“ aus dem Ober-Olmer Wald bei Mainz erwähnt worden (STÖHR & AGSTEN 1970).

Diesen Vorkommen pliozäner Paläoböden können zwei Latosole aus dem östlichen und südöstlichen Rheinhessen hinzugefügt werden. Sowohl der Latosol von West-

*) Prof. Dr. W. PLASS, Diplom-Geologe, Geographisches Institut (Physische Geographie) der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, 6 Frankfurt a. M., Senckenberganlage 36.

hofen als auch der von Oppenheim sind in überwiegend sandigen, tonig-sandigen bis sandig-tonigen Sedimenten des Pliozäns entwickelt. Beide wurden im Frühjahr 1970 bei Vorbereitungen zu bodenkundlichen Exkursionen aufgefunden und sind z. Z. noch gut aufgeschlossen.

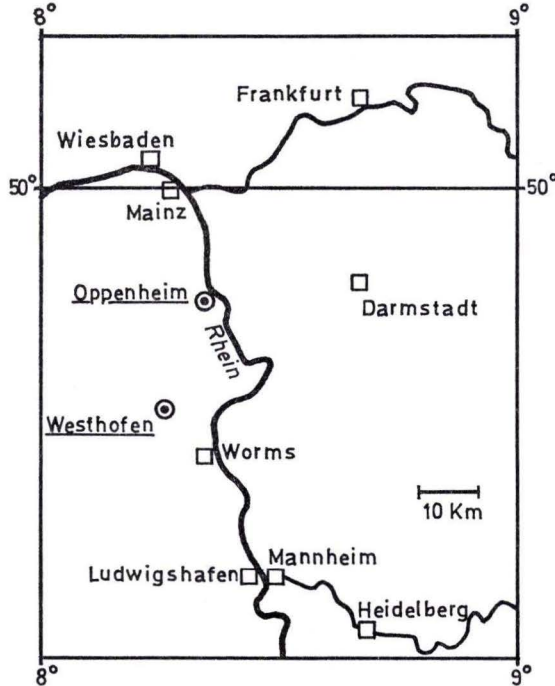


Abb. 1. Lage der Latosol-Aufschlüsse von Westhofen und Oppenheim.

In dem vorliegenden 1. Teil der Profil-Beschreibungen sind Lage und Aufbau beider Fundstellen umrissen. In drei später erscheinenden Arbeiten werden im 2. Teil der Latosol von Westhofen und im 3. Teil der Latosol von Oppenheim ausführlich behandelt. In einem abschließenden 4. Teil werden weitere Vorkommen roter Latosole aus Rheinhessen¹ beschrieben und der „Terra fusca“ („Kalkstein-Braunlehm“) auf den untermiozänen Kalksteinen des Mainzer Beckens gegenübergestellt.

2. Der Latosol von Westhofen

Die Fundstelle befindet sich etwa 2,2 km NNE des Städtchens, an der Straße nach Hessloch, in einer verlassenen, nach S exponierten Sandgrube, knapp 100 m NW des Km-Steins 36 (Topogr. Karte 1:25 000, Bl. 6215 Gau-Odernheim, R 34 46 24, H 55 1002,

¹) „Löwenberg“ und „Bremtal“ S Hessloch; „Kloppberg“ SW Dittelsheim; „Wißberg“ N Gau-Bickelheim; „Steinberg“ SW Ober-Hilbersheim; „Westerberg“ E Appenheim. Es handelt sich meist um Laterite mit lockerem und/oder verfestigtem (= Kruste) Pisolith-Horizont.

185 m über NN). Der Aufschluß liegt innerhalb des südostrhein Hessischen Riedellands, das sich zwischen dem westlich gelegenen Blödesheimer Plateau (260–290 m) und dem östlich gelegenen Tiefland des Oberrheingrabens (90 m über NN) erstreckt. Den tieferen Untergrund der Sandgrube dürften Kalksteine des Aquitans (Untermiozän) bilden, überlagert von den in der Umgebung Westhofens weit verbreiteten unterpliozänen Dinotherien-Sanden (LEPSIUS 1883, BARTZ 1936, 1940, 1950, WEILER 1952, FALKE 1960).

Der Latosol ist in fossileren, kalkfreien, tonigen Sanden entwickelt, die nur äußerst selten Quarz-Feinkiese enthalten, so daß eine genaue stratigraphische Einordnung in das derzeit gültige Pliozän-Profil des Mainzer Beckens vorerst noch nicht möglich ist. Es könnte sich auch um etwas jüngere, sekundär umgelagerte Dinotherien-Sande handeln, für die vielleicht ein Mittelpliozän- bis unteres Oberpliozän-Alter in Frage käme („umgeschwemmte Dinotheriensande“ im Sinne von BARTZ).

Möglicherweise ist aber auch das Ausgangsgestein des Latosols den Sanden altersgleich, die BARTZ (1940: 32) von dem in NE-Richtung rund 1 km entfernten Löwenberg bei Hessloch beschreibt: „Auf der Nordseite des Löwenbergs werden die grobkörnigen jungpliozänen Sande von tiefroten Sanden und Lehmen überlagert. Auch diese sind mit Bohnerzen vermischt. Sie führen z. T. faustgroße, runde Kalksandkonkretionen, die den Bohnerzkalken sehr ähnlich sehen können, und deren Kalk vermutlich aus den hangenden Lößschichten infiltriert wurde . . . Das spricht dafür, daß die roten Sande und Lehme nur eine Bodenbildung der jungpliozänen Sande sind.“ Diese Verhältnisse ähneln sehr denen des Latosol-Aufschlusses von Westhofen. Eine zeitliche Parallelisierung der Sedimente und Bodenbildungen würde ziemlich gerechtfertigt erscheinen, jedoch ist das „jungpliozäne“ Alter der Sünde vom Löwenberg keineswegs gesichert, weshalb auch damit keine Auskunft aber die genaue pliozäne Altersstellung des Westhofener Latosols gegeben werden kann. Mit Hilfe von Bohrungen und Schürfen soll versucht werden, eine bessere stratigraphische Einstufung zu erreichen.

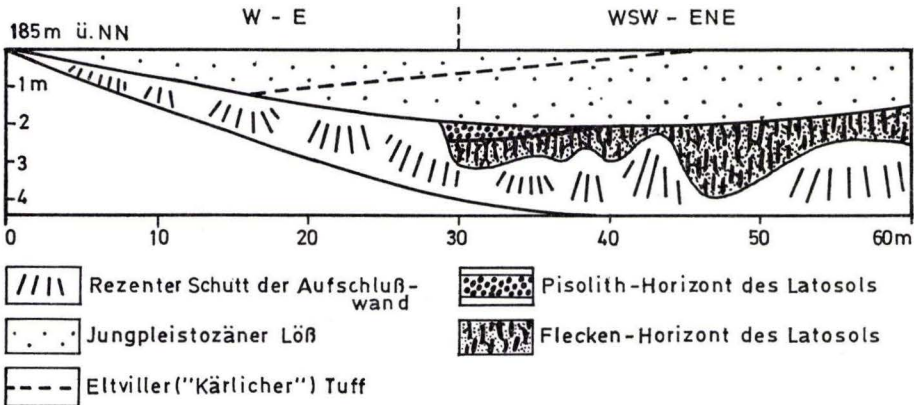


Abb. 2. Schematisches Profil des pliozänen Latosols im Aufschluß Westhofen.

Die Überdeckung des Latosols besteht aus etwa 2 m mächtigem, kalkhaltigem Löß, dessen Boden, eine schwach verbrauchte Mullrendzina, landwirtschaftlich genutzt wird. In der oberen Hälfte der westlichen Lößwand ist das um 1–2 cm dicke, nach E ausstreichende, dunkelgraue Band des Eltviller Tuffs (früher „Kärlicher Tuff“, s. SEMMEL 1967) undeutlich sichtbar, das den Löß als Ablagerung des Jungwürms kennzeichnet.

Der Latosol selbst ist zur Zeit mehr als 30 m breit und bis zu 2 m hoch aufgeschlossen. Der größte Teil davon besteht aus ungeschichtet erscheinenden, tonigen Sanden unterschiedlichen Tongehalts, selten sind sandige Tone eingeschaltet. Sande und Tone sind rötlich-, rost-, ocker- und orangebraun sowie sehr hell gelbgrau bis fast weiß gefleckt, marmoriert oder geflammt. Sie stellen den Flecken-Horizont dar. Im mittleren Abschnitt der Aufschlußwand wird der Flecken-Horizont von überwiegend braunrot gefärbten, tonigen Sanden bis sandigen Tönen überlagert, die häufig bis massenhaft schwarzbraune bis schwarze, gut kantengerundete bis runde, schalige, schrotkorn-, erbsen- und haselnußgroße Sesquioxid-Konkretionen enthalten. Diese Konkretionen (Pisolithe), im rheinhessischen geologischen Schrifttum auch „Bohnerze“ genannt, sind an manchen Stellen zu Krustenstücken verkittet, die etwas über Faustgröße erreichen können. Dieser Pisolith-Horizont ist maximal 40 cm mächtig aufgeschlossen und keilt nach E ansteigend schnell aus. Darüber folgt abschließend ein 10 cm mächtiger, ebenfalls nach E auskeilender Horizont, der dem Flecken-Horizont ähnelt und vereinzelte Konkretionen führt.

Stellenweise enthält der Latosol tauben- bis gänseeigroße Konkretionen aus kalkhaltigem Latosol-Material. Die Konkretionen, die bereits BARTZ (1940: 32) in den Sanden vom Löwenberg bemerkt und als „Kalksandkonkretionen“ beschrieben hat, sind unregelmäßig kugelig bis knollig geformt, an der Oberfläche sandig-rauh und im Inneren teilweise mit Schwundrissen versehen. Der Kalk stammt offenbar aus Kalklösungen alter Löß-Decken, die ehemals den Latosol überlagerten und noch vor der Sedimentation des Jungwürm-Lösses erodiert worden sind. Teile dieser alten Löss treten E der Sandgrube, an einer Verwerfung abgesenkt, in dem Einschnitt der Straße Westhofen-Hessloch zutage.

Ungeachtet der Möglichkeit, daß der Pisolith-Horizont mit seinen Krustenstücken und der darüberfolgende Horizont bei der Zerstörung eines vielleicht einmal vorhandenen und geschlossenen Krustenpanzers kurzstreckig verlagert worden sein könnte, weisen Horizontausbildung und Horizontkombination das Bodenprofil eindeutig als Latosol aus oder – nach dem Sprachgebrauch anderer Bodenkundler – als Laterit. Phänologisch ähnelt er weitgehend dem nordhessischen, aus alttertiärem Rupelton entstandenen Laterit von Obervorschütz, den BARGON & RAMBOW (1966), anschließend GEBHARDT, KING & MEYER (1969) untersucht haben.

3. Der Latosol von Oppenheim

Erst in den letzten Jahren sind in dem NW der Stadt gelegenen Steinbruch der Dyckerhoff Zementwerke durch die nach W und N vorgetriebene Bruch-Erweiterung pliozäne Ablagerungen auf der Höhe des Galgen-Bergs freigelegt worden (Topogr.

Karte 1:25000, Bl. 6116 Oppenheim, Planquadrate 25/52 und 25/53). In dem Steinbruch werden untermiozäne Kalksteine (Landschneckenkalk, Cerithien-, *inflata*- und Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens, s. auch THEWS 1957) abgebaut. Sie bilden den nördlichen Sporn des Ostrheinheissischen Plateaus, das bei Oppenheim bis an den Rhein heranreicht und NE der Linie Ruine Landskrone-Galgen-Berg (140–170 m über NN) recht steil zum Tiefland des Oberrheingrabens (um 85 m über NN) abfällt. In einem neuangelegten Steinbruch am Farren-Berg, S der Straße Oppenheim-Dexheim, liegen die entsprechenden pliozänen Sedimente bereits bei 200 m, so daß zum Galgen-Berg hin eine tektonische Absenkung von 30–60 m anzunehmen ist.

Die Kalksteine des Oppenheimer Steinbruchs schließen nach oben ab mit einer Decke aus einer wechselnd 0,1–1 m mächtigen Terra fusca („Kalkstein-Braunlehm“). Sie ist neben braun auch grün, gelb, grau, ocker oder oliv gefärbt und enthält recht häufig völlig verwitterte Kalksteine, die aus sehr hellgelbem bis weißem, mürbem, kreidigem bis mehligem Kalk bestehen, sowie Anflüge, Brocken und Krusten aus braunen bis schwarzen Sesquioxiden.

Auf Alter, Aufbau und Genese dieser Terra fusca soll ausführlich und gesondert im 4. Teil der Untersuchungen eingegangen werden. Hierbei ist vor allem den Fragen nachzugehen, ob es sich tatsächlich um einen präpliozänen Paläoboden handelt oder vielleicht nur um einen Pseudoboden, also um eine Decke aus Verwitterungs-Lehmen und -Tonen, die seit der Pliozän-Überlagerung im Untergrund unter den pliozänen Sedimenten entstanden ist und sich möglicherweise auch dort heute noch weiterentwickelt. Es fällt nämlich zweierlei auf: Zum ersten zeichnet die „Boden“-Decke die

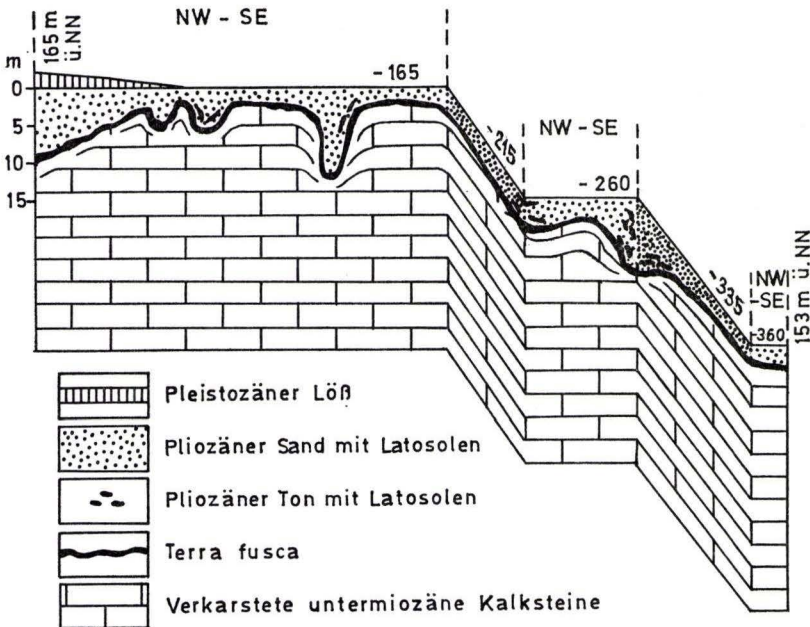


Abb. 3. Schematisches Profil des pliozänen Latosols im Steinbruch Oppenheim.

verkarstete Oberfläche der Untermiozän-Kalksteine meistens gut nach. Bei einem fluviatilen Antransport von Kies- und Sand-Massen müßten doch wohl die Lehme und Tone stellenweise aufgearbeitet und abgetragen worden sein, was bisher nur in wenigen Aufschlüssen (zum Beispiel im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Amöneburg) zu sehen war. Zum zweiten treten nur oben genannte, im wesentlichen braune, grünliche und gelbliche Farben auf, rote waren in diesem Bereich — auch vieler anderer Kalk-Steinbrüche innerhalb des Mainzer Beckens — nicht festzustellen. Letzteres würde darauf hindeuten, daß auf den Kalksteinen in der langen Zeitspanne zwischen Postaquitan bis zu Beginn des Unter- bzw. Oberpliozäns bei zumindest subtropischem Klima keine anderen als solche braunen Böden entstanden wären.

Kalksteine und Terra fusca werden von den pliozänen, wechselnd 2–12 m mächtigen, kalkfreien Fluß-Sedimenten überlagert. Diese Sedimente bauen sich hauptsächlich aus mittel- bis hellgrauen Sanden und tonigen Sanden, z. T. auch schluffigen und stark tonigen Sanden auf. Streckenweise schalten sich seitwärts bald auskeilende Schichten aus Ton bis sandigem Ton ein, die allenfalls 1 m mächtig werden und gelegentlich auf Kluftflächen weiße Beläge von sekundärem Kalk enthalten, sowie wesentlich dünnere Schichten aus kiesigem Sand bis sandigem Kies. Der überwiegend schwach bis gut kantengerundete Feinkies besteht größtenteils aus weißem bis hellgrauem Quarz, den Rest von rund 10% bilden weiß- und hellgrau-gebleichte Sandsteine und graue, bläulichgraue bis schwarze Hornsteine. Nach der Geröllführung zu urteilen, handelt es sich vermutlich um oberpliozäne Ablagerungen, die zeitlich etwa den *arvernensis*-Schottern (s. auch BARTZ 1950) entsprechen könnten. Im Ostabschnitt des Dyckerhoff-Steinbruchs bei Wiesbaden-Amöneburg konnte ich vor kurzem an der Basis solcher Ablagerungen, die in Dolinen zwischen dem Kalkstein (Hydrobien-Schichten des Aquitans) und dem Mosbacher Sand (Alt- bis Mittelpleistozän, s. auch BRÜNING 1970) erhalten sind, einen Molaren des namengebenden „Mastodons“ bergen.

Die auf kurze Strecken schnell wechselnde Mächtigkeit der Pliozän-Schichten ist auch in Oppenheim auf die recht beträchtliche Verkarstung des Untergrunds zurückzuführen. In den tiefsten Dolinen werden die Ablagerungen bis zu 12 m mächtig. Daß die Verkarstung zumindest teilweise nach Absatz des Pliozäns stattfand, beweisen Störungen geringer Sprunghöhen innerhalb der Dolinenfüllungen. Durch diese Verwerfungen sind einige Ton-Schichten teils paketartig isoliert, teils treppenförmig in die Dolinen eingesunken.

An der nördlichen Bruchwand, E der Gitterlinie 53, war das Pliozän noch im vorigen Jahre unter einer fast 5 m mächtigen Linse aus etwas mit Löß bedecktem, schluffig-feinsandigem, gelbgrauem Mosbacher Sand begraben, der jetzt aber durch das nach N und NW gerichtete Vorrücken des Abbaus abgeräumt ist. An der Bruchwand W der o. g. Gitterlinie wird es von nicht näher datierbarem Löß überlagert oder von einer bis zu 1 m mächtigen Schicht, die aus Material rigolter Weinbergs-Böden besteht (Hang- und anthropogener Schutt, Kalksteine, Terra fusca, Löß, Sand und Kies).

In den pliozänen Ablagerungen ist an vielen Stellen ein farbkraftiger Latosol (Gelb- und Rotlatosole) entwickelt, und zwar sowohl in den Sanden wie in den Tonen. Die schönsten Boden-Profile finden sich zur Zeit bei „a“ von „Galgen-Berg“ (R

345288, H 552535) sowie SW und SE davon. Neben dem weitverbreiteten Hellgrau stellen sich leuchtend gelbe, ockerige, braune, orange, weiße, hell- und dunkelrote, in den Tönen auch grüne und ziegel- oder violettrote Farben ein. Die Farben durchziehen in unregelmäßiger Verteilung das Gestein, so daß es grobflechtig, grobmarmoriert, gestreift oder geflammt erscheint. Sesquioxid-Konkretionen (Pisolithe) sind nicht vorhanden. Nur gelegentlich sind die Sande zu dünnen, oxidreichen Krusten verkittet. Bei „a“ von „Galgen-Berg“ und nach NE in Richtung Gitterlinie 53 enthalten die Sande vereinzelt, tauben- bis hühnereigroße Kugeln aus kalkhaltigem Sand. Der Kalkgehalt dürfte aus dem ehemals hier auflagernden Mosbacher Sand stammen, denn auch unter der jetzt entfernten Mosbacher-Sand-Linse fanden sich reichlich solche Kugeln, von denen manchmal mehrere zu einem figurenähnlichen Haufwerk verkittet waren.

Die Ergebnisse der chemischen und physikalischen, ton- und schwermineralogischen Untersuchungen der Latosole von Westhofen und Oppenheim werden in den beiden folgenden Teilen 2 und 3 der Publikation veröffentlicht.

4. Zusammenfassung

Aus dem südöstlichen und östlichen Rheinhessen werden zwei neue Fundstellen pliozäner Latosole mitgeteilt. Der Latosol von Westhofen, etwa 2,2 km NW des Städtchens gelegen, ist in einer verlassenen Sandgrube unter 2 m jungwürmzeitlichem Löß aufgeschlossen. Der fossile Boden hat sich in meist tonigen Sanden entwickelt, die dem oberen Teil des unterpliozänen Dinotherien-Sands, aber auch jüngerem Pliozän angehören könnten. Der untere, etwa 2 m mächtig sichtbare Abschnitt des Latosols besteht aus einem bunten, grob marmorierten Flecken-Horizont. Darüber folgen maximal 40 cm eines braunroten Pisolith-Horizonts, der mit braunen und schwarzen Sesquioxid-Konkretionen angereichert ist und einige Stücke einer Pisolith-Kruste enthält. Das Profil ähnelt in seinen äußeren Merkmalen sehr dem Laterit von Obervorschütz.

Der Latosol von Oppenheim befindet sich an der NW-Seite des NW von Oppenheim gelegenen Steinbruchs der Dyckerhoff Zementwerke, die dort untermiozäne Kalksteine (Landschneckenkalk, Cerithien-, *inflata*- und Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens) abbauen. Die verkarstete Oberfläche der Kalksteine wird von einer geringmächtigen Decke aus meist braunen Lehmen und Tönen überlagert, die vermutlich im wesentlichen eine fossile Terra fusca darstellt. Der Latosol ist in darüberliegenden Fluß-Sanden entwickelt, die stratigraphisch wohl dem *arvernensis*-Schotter des Oberpliozäns entsprechen. Die Sande und tonigen Sande, denen einige Kies- und Ton-Schichten zwischengeschaltet sind, umfassen rund 2–12 m, wobei die größten Mächtigkeiten in Dolinen erreicht werden. Die grob gestreiften, marmorierten und gefleckten Boden-Horizonte, in denen hellgraue, weiße, gelbe, braune und rote Farben vorherrschen, weisen den Paläoboden als Gelb- und Rotlatosol aus. Er wird überdeckt von Löß, rigolten Weinbergs-Böden und stellenweise von dem Mosbacher Sand des Alt- bis Mittelpleistozäns.

In drei folgenden Teilen der Veröffentlichung werden chemische, physikalische und mineralogische Untersuchungs-Ergebnisse mitgeteilt.

Summary

A common review of two occurrences of fossil latosols from the eastern and south-eastern region of Rhine-Hesse, West Germany, is given in this first part of a communication. Results of investigations on chemical properties, texture analysis, and mineral composition will follow in future.

The first soil profile is situated approx. 2.2 km NNE of Westhofen in an abandoned sand pit. The latosol buried under 2 m. of loess of the Würm Ice Age is developed from clayey river sands probably representing either an upper part of the Dinotherien-Sand of the Lower Pliocene epoch or, perhaps, younger Pliocene deposits. At the top of the latosol there is a brownish-red pisolithic horizon, about 0.4 m. thick, with some fragments of a pisolite crust, and rich in brown and black sesquioxide concretions. Below it the mottled horizon follows, about 30 m. in length and 2 m. thick, with mostly vertically arranged mottlings and coarse patches of reddish-brown, brown, grey, and nearly white colours. This profile appears externally quite similar to that of the laterite of Obervorschütz, North-Hesse.

The other latosol is located in a limestone quarry, about 1 km. NW of Oppenheim. The surface of the karstificated limestones of the Lower Miocene epoch is covered by a thin mantle of mostly brownish loams and clays, which may be considered as a fossil terra fusca soil. The overlying river sediments probably as old as the *arvernensis*-Schotter of the Upper Pliocene, are the parent material of the latosol. These deposits, the thickness of which varies from 2–12 m. according to the karst relief, consist of sand and clayey sand with some more or less thin layers of clay, gravelly sand or sandy gravel. The dominating colours of the mottled zone are brown, ochre, orange, yellow, gray, white and red, so that the soil is to be characterized as a Yellow and Red latosol. Sesquioxid pisolites or crust fragments do not exist. Locally, the latosol is covered by loess or by the Mosbacher Sand of the Lower to Middle Pleistocene.

5. Schriftenverzeichnis

- BARGON, E. & RAMBOW, D. (1966): Ein lößbedecktes Lateritprofil in Nordhessen (Blatt 4822 Gudensberg). — Z. deutsch. geol. Ges., 1964, **116**, 3: 1014–1019; Hannover.
- BARTZ, J. (1936): Das Unterpliocän in Rheinhessen. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **25**: 119–226; Stuttgart.
- (1940): Die Bohnerzablagerungen in Rheinhessen und ihre Entstehung. — Arch. Lagerstättenforsch., **72**, 57 S.; Berlin.
- (1950): Das Jungpliocän im nördlichen Rheinhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI) **1**: 201–243; Wiesbaden.
- BIRKENHAUER, J. (1970): Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns. — Erdkunde, **24**, 4: 268–284; Bonn.
- BRÜNING, H. (1970): Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen). — Mainzer naturwiss. Arch., **9**: 204–256; Mainz.
- FALKE, H. (1960): Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. — Samml. geol. Führer, **38**, 156 S.; Berlin-Nikolassee.
- GEBHARDT, H., KING, M. & MEYER, B. (1969): Mineralogisch-chemische Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung in Kalkstein-Rotlehm und fossillem Laterit in Nordhessen. — Göttinger bodenkdl. Ber., **9**: 65–124; Göttingen.

- HELLER, F. (1936): Eine oberpliocäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen. — N. Jb. Mineral. Geol. Palaeont. B, Beil.-Bd. **76**: 99—160; Stuttgart.
- KLÄHN, H. (1931): Rheinhesisches Pliozän, besonders Unterpliozän im Rahmen des mitteleuropäischen Pliozäns. — Geol. u. paläont. Abh., N.F., **18**, 5: 1—64; Jena.
- LEPSIUS, R. (1883): Das Mainzer Becken. — 181 S., mit 1 geol. Kte. 1:100 000; Darmstadt (A. Bergsträsser).
- LESER, H. (1969): Landeskundlicher Führer durch Rheinhessen. — Samml. Geogr. Führer, **5**, 253 S.; Berlin und Stuttgart.
- MÜLLER, W. (1972): Verbreitung und Eigenschaften von tertiären Verwitterungsdecken im rheinhessischen Plateau. — Unveröff. Staatsex.-Arb., 115 S.; Frankfurt (Geogr. Inst., Phys. Geogr.).
- SAVAGE, D. E. & CURTIS, G. H. (1970): The Villafranchian-Stage-Age and Its Radiometric Dating. — Geol. Soc. America, Spec. Pap. **124**: 207—231; Boulder, Colorado.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 104—108; Wiesbaden.
- SINDOWSKI, K.-H. (1937): Zur Sedimentpetrographie des Oberpliozäns und Altdiluviums der mittleren Oberrheinebene. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**: 409—418; Berlin.
- STÖHR, W. TH. & AGSTEN, K. (1970): Quartärgeologisch-bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz. 1. Mitteilung: Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen über Ausmaß und Entstehungsgeschichte von Periglazial-Erscheinungen. — Mainzer naturwiss. Arch., **9**: 66—82; Mainz.
- THEWS, J.-D. (1957): Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **85**: 179—205; Wiesbaden.
- TOBIEN, H. (1970): Biostratigraphy of the Mammalian Faunas at the Pliocene-Pleistocene Boundary in Middle and Western Europe. — Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., **8**: 77—93; Amsterdam.
- WEILER, W. (1935): Neue geologische und paläontologische Untersuchungen im südlichen Rheinhessen. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, 1934, (V) **16**: 56—81; Darmstadt.
- (1952): Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. — 1. Teil: Das Pliozän und seine organischen Einschlüsse. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 147 bis 170; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 29. 11. 1972

Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau

Von

ERHARD BIBUS, Frankfurt a. M.*

Mit 6 Abbildungen

Kurzfassung: Aus dem Lößgebiet der Wetterau werden neue Fundpunkte bisher bekannter sowie bislang unbekannter Tuffe dargestellt und z. T. mit Vorkommen im Neuwieder Becken verglichen.

Abstract: New findings of already known and formerly unknown tuffs are reported from the Wetterau loess area. Finally a correlation between older tuffs and findings in the Neuwied Basin is discussed on the basis of pedological and mineralogical evidence.

Inhalt

1. Einleitung	346
2. Der Laacher Bimstuff	347
3. Tuffe im Würmlöß (Eltviller und Rambacher Tuff)	349
4. Der Krifteler Tuff im Jungriß-Löß	352
5. Die älteren Tuffe der Wetterau und ihre stratigraphische Stellung	352
6. Vergleich der älteren Tuffe mit Vorkommen im Neuwieder Becken	358
7. Zusammenfassung	359
8. Schriftenverzeichnis	360

I. Einleitung

Im Rahmen quartärstratigraphischer Untersuchungen haben neben fossilen Böden und fossilführenden Schichten in zunehmendem Maße auch äolisch-vulkanische Einlagerungen als Leithorizonte an Bedeutung gewonnen. In Profilen mit Diskordanzen läßt sich häufig, wie z. B. im Jungwürmlöß, eine sichere Zuordnung nur bei gleichzeitigem Auftreten von Bodenbildungen und Tuffitlagen durchführen (ROHDENBURG & SEMMEL 1971: 250). Als sicheres Zuordnungsmerkmal wird für die Tuffe zumeist die typische Mineralzusammensetzung angesehen (vgl. z. B. FRECHEN 1959 a, b; SCHÖNHALS 1959: 313). Trotz dieser wertvollen Unterscheidungsmöglichkeit kann es beim Auftreten mineralogisch sehr verwandter aber zeitlich verschieden alter

*) Doz. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut (Physische Geographie) der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, 6 Frankfurt a. M., Senckenberganlage 36.

Tuffe durchaus zu Verwechslungen kommen. Neben die mineralogischen Analysen muß daher in jedem Fall eine detaillierte bodenkundliche Aufnahme der Aufschlüsse treten.

Besonders intensiv wurden die quartären Tuffe im Ausbruchgebiet der Eifel untersucht. Eine zentrale Stellung kommt hierbei der Tongrube Kärlich (Neuwieder Becken) zu, da dort verschiedene Tuffe mit Lössen und fossilen Böden wechsellagern. Während über Anzahl und Ausbildung der Tuffe von Kärlich ein gesichertes Untersuchungsmaterial vorliegt (FRECHEN 1959 a: 301 ff., 1971: 99 ff.; FRECHEN & ROSAUER 1959: 267 ff.; SCHÖNHALS 1959; MÜCKENHAUSEN 1959: 284 ff.; REMY 1959: 323 ff.), wurde die zeitliche Zuordnung des Tuffkomplexes in die Würmkaltzeit durch jüngere bodenkundliche Bearbeitungen stark in Frage gestellt (BRUNNACKER 1968: 207; BRUNNACKER et al. 1969; ROHDENBURG & MEYER 1966: 39; SEMMEL 1967: 106; SCHIRMER 1970).

In den folgenden Untersuchungen sollen aus der Wetterau – einem von der Eifel weiter entfernt liegenden Lößgebiet – Tuffvorkommen beschrieben und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung¹ und Altersstellung dargestellt werden. Unter Berücksichtigung früherer Ergebnisse (SCHOTTLER 1912, 1916; SCHÖNHALS 1959; SEMMEL 1967) werden neue Fundpunkte bekannter Tuffe sowie Vorkommen bislang unbekannter Tuffe mitgeteilt. Abschließend werden mögliche Parallelisierungen älterer Tuffe mit Vorkommen im Liefergebiet diskutiert.

2. Der Laacher Bimstuff

Als jüngste Tuffablagerung ist der allerödzeitliche Laacher Bimstuff in der nordöstlichen Wetterau aus dem ehemaligen Tgb. Trais Horloff, Bohrungen am Wasserkwerk Inheiden (SCHOTTLER 1912: 56; 1916: 56) sowie aus den Tgb. Wohnbach und Heuchelheim (SCHENK 1964: 272; ROHDENBURG & MEYER 1968: 137 ff.) bekannt geworden.

Im Sommer 1972 war er nun auch erstmals in der westlichen Wetterau in Baugruben im Talauebereich der Usa am Südrand von Bad Nauheim aufgeschlossen. Die bis zu 50 cm mächtigen Bimssande sind im untersten Bereich einer anmoorigen Ton-schicht eingeschaltet (Abb. 1, Abschnitt A 3). Während der humose Ton im Liegenden des Tuffs nur als ein maximal 1 cm mächtiges Band ausgebildet ist, erreichen die hangenden, durch eine graue Lage zweigeteilten Kohletone eine Mächtigkeit bis 60 cm. Unterlagert wird der beschriebene Abschnitt von schluffigen, infolge Reduktion grünlichgrau gefärbten pleistozänen Hochflutlehm (A 4) und den groben Schottern des wärmzeitlichen T-5-Schotterkörpers (BIBUS 1971: 207). Der hangende Auelehm über den humosen Tonen läßt sich durch eine schwache, fossile Schwarzerdebildung in einen dunkel gefärbten, säuligen unteren (A 2) und einen bräunlichen, locker gelagerten oberen Abschnitt (A 1) unterteilen. Häufig eingelagerte Ziegelbröckchen zeigen für die beiden obersten Auelehme ein historisches Alter an.

¹) Sämtliche Proben wurden von Herrn Prof. J. FRECHEN, Univ. Bonn, mineralogisch untersucht, wofür ich zu großem Dank verpflichtet bin. Die brieflichen Mitteilungen von Herrn Prof. FRECHEN sind im Text als Zitate angegeben.

Der in den Auesedimenten eingelagerte Tuff zeichnet sich bei größerer Mächtigkeit durch eine Mehrgliedrigkeit und fehlende Feinmaterialbeimengung aus. Nur im untersten Bereich treten in den bläulich grünen, sehr feinen Bimssanden vereinzelt braune Lehmschmitzen auf, die auf schwache Umlagerungsvorgänge hinweisen. In den mittleren grobkörnigen und den oberen staubfeinen Partien ist eine ungestörte Schichtung vorhanden. Die geschilderten Beobachtungen sprechen für eine Ablagerung unter ruhigen Sedimentationsbedingungen. Wahrscheinlich handelte es sich um einen Stillwasserbereich, worauf auch die Einlagerung in humosen Feinsedimenten hinweisen würde. Für die Vorkommen im Lahnggebiet hält MÄCKEL (1970: 142) dagegen eine Einschwemmung des Tuffs durch starke Regenfälle in das Tal und eine Umlagerung durch Hochwasser für wahrscheinlich.

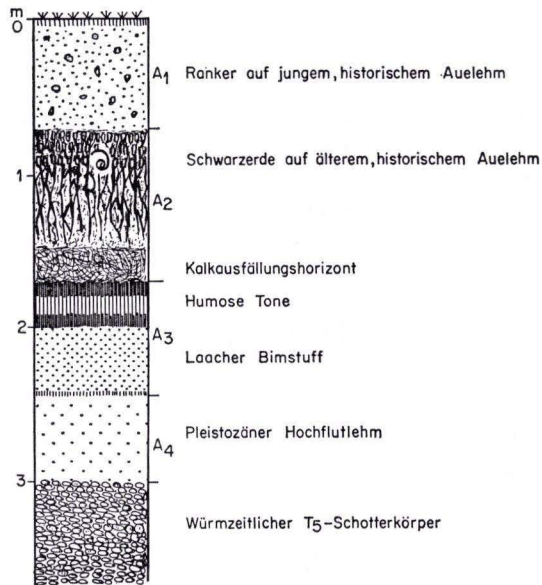


Abb. 1. Lage des Laacher Bimstuffs in den Auesedimenten der Usa südlich von Bad Nauheim.

Aus den Tgb. Berstadt/Bellersheim und Heuchelheim werden z. B. von ROHDENBURG & MEYER (1968: 139) Bimsvorkommen als Muldenfüllungen beschrieben, in welchen unterhalb des Tuffs, ähnlich wie in der Talaue der Usa, geringmächtige A_n -Horizonte (Pararendzinen) vorkommen. Im Hangenden des Tuffs treten intensiv ausgebildete Feuchtschwarzerden auf Schwemmlehmen auf. Die geschilderten Verhältnisse werden von den beiden Autoren als Beweis dafür gewertet, daß es im Alleröd nur zur Entwicklung einer Pararendzina und erst im Holozän zu einer Schwarzerdebildung kam. Nach neueren Aufschlüssen im Tgb. Bellersheim zu schließen, können die von ROHDENBURG & MEYER mitgeteilten Beobachtungen allerdings nicht ohne weiteres verallgemeinert werden. So war z. B. nördlich von Bellersheim zeitweilig eine Mulde aufgeschlossen, in der im Liegenden des Laacher Bimstuffs statt eines gering-

mächtigen A_1 -Horizontes eine z. T. über 50 cm mächtige, intensive Schwarzerde ausgebildet war. Will man die im Liegenden des Tuffs befindlichen Bodenbildungen als allerödzeitlich ansehen, so muß auch mit der Möglichkeit einer Schwarzerdebildung im Allerödinterstadial gerechnet werden. Auch in den von ROHDENBURG & MEYER (1968: 137) beschriebenen Aufschlüssen bei Ochtendung in der Eifel treten neben Pararendzinen auch Böden auf, die in ihrer Intensität Schwarzerden nahe kommen.

Die Vorkommen des Laacher Bimstuffs in der Wetterau beschränken sich bislang nur auf Talauen und Muldenlagen. Eine Einlagerung in jüngerem Löß, wie dies von SCHENK (1964: 272) mitgeteilt wird, läßt sich zur Zeit in keinem Aufschluß nachweisen. Auch konnte eine größere Verbreitung des Tuffs unter dem jungtundrenzeitlichen Deckschutt, wie z. B. am Taunusquarzitkamm (SEMMELE 1968: 87 f.) bislang noch nicht beobachtet werden.

3. Tuffe im Würmlöß (Eltviller und Rambacher Tuff)

Die älteren Tuffvorkommen aus dem Würm treten im Gegensatz zu dem Laacher Bimstuff ausschließlich im Löß oder dessen Umlagerungsprodukten auf. Besonders weite Verbreitung besitzt der zwischen dem Jungwürm-Naßboden E_3 und E_4 liegende Eltviller Tuff (SEMMELE 1967: 106), der, wie jüngere bodenkundliche Untersuchungen gezeigt haben, früher fälschlich mit dem Brockentuff von Kärlich korreliert wurde (SCHÖNHALS 1959; FRECHEN 1959 a). Nach SEMMELE (1967: 106) wird daher der ehem. „Kärlicher Tuff“ in den Jungwürmlößprofilen als „Eltviller Tuff“ (locus typicus Zgl. Klüter in Eltville) bezeichnet.

Der genannte Tuff wurde erstmals von SCHÖNHALS (1959) weiträumig untersucht und in der Wetterau aus der Zgl. Finger Bad Homburg, ehem. Zgl. Hofmann südl. Bad Nauheim, Hofreite Kauß Berstadt, Zgl. Hungen, Lößwand am km 12 nördl. Lich und aus der Zgl. Watzenborn-Steinberg als 1–2 cm mächtiges, dunkles Band beschrieben. Bei einer erneuten Untersuchung der genannten Profile konnte mit Ausnahme der Vorkommen von Watzenborn-Steinberg und Berstadt eine gesicherte Lage über dem E_2 -Naßboden nachgewiesen werden. In Watzenborn-Steinberg liegt der Tuff in einer nicht näher zu untergliedernden Dellenfüllung über Rißlöß, in Berstadt treten nach einer unmittelbar unter dem Tuff befindlichen Erosionsdiskordanz zwei der Mosbacher Humuszonen oder der letztinterglaziale B_t -Horizont auf. In beiden Fällen ist somit eine ältere Ablagerung im Würm nicht vollkommen auszuschließen.

Neben den von SCHÖNHALS (1959: 317 f.) erwähnten Lokalitäten konnte der Eltviller Tuff noch mehrfach in Autobahnbaustellen zwischen Bad Nauheim und Gambach, auf dem neuen Bauhof der Stadt Friedberg, beim Bau des Altenheimes auf der Seewiese in Friedberg, in der ehem. Feldziegelei westlich von Münzenberg sowie in Autobahnaufschlüssen nördlich von Marköbel nachgewiesen werden (Abb. 2). Hinsichtlich der Verbreitung fällt in der nördlichen Wetterau auf, daß sämtliche bekannten Vorkommen nur in reliefbedingter Leelage an nach Norden bis Nordosten exponierten Tal- oder Muldenhängen auftreten.

An einzelnen Stellen im Untersuchungsgebiet (Lößrücken Autobahn nordöstlich Butzbach, R 3478840, H 5590490; Lößwand bei km 12 nördl. Lich) sowie auch in

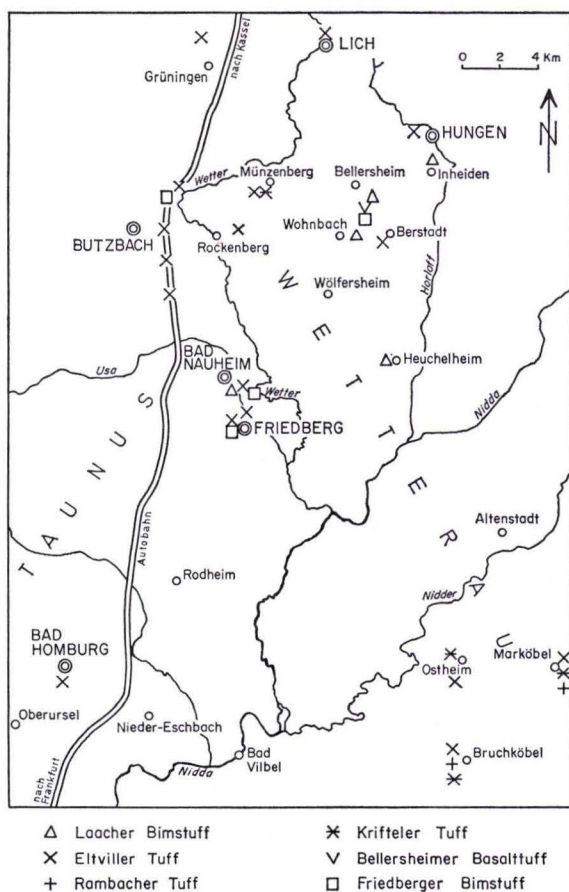


Abb. 2. Bisherige Fundpunkte quartärer Tuffe in der Wetterau.

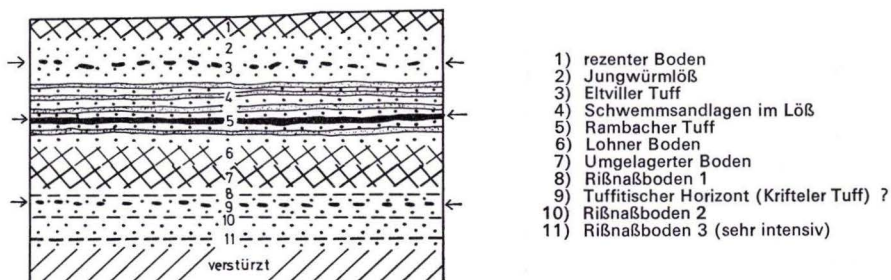


Abb. 3. Westwand der Ziegeleigrube Bruchköbel.

anderen Lößgebieten (Rhein-Main-Gebiet, Limburger Becken, Rheinhessen) läßt sich vereinzelt eine Mehrgliedrigkeit des Eltviller Tuffs beobachten.

In günstigen Fällen liegen drei farblich deutlich zu unterscheidende und durch Löß getrennte Bänder vor, welche lokal noch durch geringmächtige Lößzwischenlagen differenziert sein können.

Die oberste aschige Tuffschicht besitzt zumeist eine grauschwarze, die mittlere Lage eine hell- bis dunkelbraune und die basale Lage eine olivgrüne Färbung. Die daraus zu schließende mehrfache Sedimentation des Eltviller Tuffs läßt sich allerdings bislang nicht eindeutig in einer unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung der verschiedenen Bänder fassen (FRECHEN 1972 c).

In der Ziegeleigrube Bruchköbel, im südwestl. Randbereich der Wetterau, treten an der Westwand über dem Lohner Boden (Bildung des ehem. als „Paudorf“ benannten Interstadials) zwei tuffitische Lagen auf (Abb. 3). Das obere, sehr stark kryoturbat gestauchte und in einzelne Flecken aufgelöste Band liegt ca. 50 cm unter dem stark erodierten B₁-Horizont der rezenten Parabraunerde. Nach einer geringmächtigen gebänderten Lößlage folgt über dem Lohner Boden eine bis zu 70 cm starke Umlagerungszone aus Löß und braunem, sandig-lehmigem Bodensediment. Im unteren Teil dieser Umlagerungszone ist im unteren Hangbereich der Westwand das zweite Tuffband eingeschaltet. In vollkommen entsprechender Lage zwischen Eltviller Tuff und Lohner Boden konnte erstmals von SEMMEL (1967: 107) in Wiesbaden-Rambach und später von ANDRES (1969: 134) in Wallertheim eine vergleichbare Tufflage gefunden werden. Es ist somit sicher, daß es sich bei dem unteren Tuff im Jungwürmlöß von Bruchköbel um ein weiteres Vorkommen des Rambacher Tuffs handelt.

Erneute Probenuntersuchungen durch FRECHEN (1972 c) haben gezeigt, daß im Rambacher Tuff von Wiesbaden-Rambach und Wallertheim der vulkanische Mineralbestand für eine genauere Bestimmung zu gering ist. Die Probe von Bruchköbel führte dagegen sehr viele vulkanische Bestandteile. Reichlich sind hier schwarze basaltische Lapilli mit Einsprenglingen von Olivin und Augit sowie isolierte Kristalle von Olivin, Augit, Hornblende und Biotit, vereinzelt mit eingeschlossenem Magnetit, enthalten.

Mineralauszählungen ergaben in Korn%:

Olivin	5,2	Augit	94,0	Hornblende	0,8
--------	-----	-------	------	------------	-----

Für den Eltviller Tuff wurden dagegen für Proben von Weilbach (1) und Hahnstätten (2) folgende Anteile in Korn% festgestellt:

(1)	Olivin	13,4	Augit	86,1	Hornblende	0,5
(2)	„	11,2	„	87,6	„	1,2

Daneben treten im Eltviller Tuff noch schwarze Lapilli, braune Glaslapilli, Sanidin und Plagioklas auf. Aufgrund der verschiedenen Mineralanteile und des Fehlens von Sanidin, Plagioklas und braunen Glaslapilli im Rambacher Tuff scheint neben der bodenkundlichen Unterscheidung auch erstmals im Gegensatz zu früheren Untersuchungen (SEMMEL 1968: 13, 1967: 107; ANDRES 1969: 138) eine mineralogische Abgrenzung zwischen den beiden Tuffen möglich geworden zu sein.

Ebenfalls in einer sandigen Umlagerungszone über dem Lohner Boden ist an der nordöstlichen Wand der Mülldeponie von Rockenberg ein bis zu 2 cm mächtiges, reines Ascheband vorhanden. Obwohl im Hangenden und Liegenden des Vorkommens keine weiteren sicheren Leithorizonte des Jungwürmlösses auftreten, wäre nach

der Lage im Profil eine Zuordnung zum Rambacher Tuff als wahrscheinlicher anzunehmen. Die Mineraluntersuchungen haben jedoch gezeigt, daß es sich an dieser Stelle eindeutig um den Eltviller Tuff handelt (FRECHEN 1972 c).

Die Frage nach dem Herkunftsgebiet des Rambacher sowie des Eltviller Tuffs muß z. Z. noch offenbleiben. ANDRES (1969: 138) diskutiert allerdings eine Parallelisierung des Rambacher Tuffs mit dem Brockentuff von Kärlich. Aufgrund der Untersuchungsergebnisse von BRUNNACKER (1968), BRUNNACKER et al. (1969), SCHIRMER (1970), ROHDENBURG & SEMMEL (1971) muß jedoch der Brockentuff von Kärlich als wesentlich älter als das Jungwürm angesehen werden.

4. Der Krifteler Tuff im Jungriß-Löß

Ein älteres, stratigraphisch näher zu fassendes Tuffband kommt innerhalb der Lößprofile wenige Dezimeter unter dem letztinterglazialen B_t-Horizont im oberen Abschnitt des Rißlösses vor. Diese von SEMMEL (1967: 107, 1968: 12, Anm. 7) erstmals gefundene und als „Krifteler Tuff“ bezeichnete Lage ist bisher nur an vier Stellen gefunden worden. In der Ziegeleigrube von Ostheim (vgl. auch SEMMEL 1968: 40) liegt der Krifteler Tuff in einem Lößabschnitt, der durch Pseudovergleyungs- und Bleichungserscheinungen deutlich zweigeteilt ist. Im oberen Bereich des Rißlösses sind Rostringe und Bleichungsflecken (\varnothing bis 8 cm) ausgebildet. Darunter folgt die kräftig entwickelte und reichlich Mollusken und CaCO₃-Konkretionen führende Bleichzone eines Rißnaßbodens, in welche das bis 2 cm starke, olivgrüne Tuffband eingelagert ist.

Durch die Entnahme einer verhältnismäßig reinen Probe konnte im Gegensatz zu einer früheren mineralogischen Untersuchung (SEMMEL 1967: 12, Anm. 7) nachgewiesen werden, daß es sich bei dem Krifteler Tuff nicht um einen Basalttuff — wie ursprünglich angenommen —, sondern um einen Bimstuff mit den Mineralen Olivin, Klinopyroxen, Ägirinaugit, Hornblende, Biotit, Magnetit, Sanidin und Nosean handelt (FRECHEN 1972 a, b). Damit läßt sich auch der Krifteler Tuff bei gutem Probematerial mineralogisch sicher von den bisher erwähnten Tuffen abgrenzen.

In gleicher stratigraphischer Lage wie der Krifteler Tuff konnten auch in der Zgl. Bruchköbel, in der ehem. Feldzgl. Münzenberg sowie in Autobahnaufschlüssen bei Marköbel teilweise stark kryoturbat aufgelöste Horizonte gefunden werden, die aufgrund einer deutlichen Anreicherung vulkanischer Minerale gegenüber dem Löß eine Deutung als Tuffreste zuließen. Allerdings waren nur in der Probe von Marköbel durch das vereinzelte Auftreten von Augit, Ägirinaugit, Hornblende und häufiger Sanidin die Minerale des Krifteler Tuffs nachweisbar (FRECHEN 1972 c).

5. Die älteren Tuffe der Wetterau und ihre stratigraphische Stellung

Ältere als die bisher dargestellten Tuffe wurden bislang nur von SCHOTTLER (1912, 1916) von zwei Stellen aus der Gegend von Friedberg beschrieben. Die z. T. als „altbis mitteldiluvial“ angesehenen Tufflagen waren im Jahre 1913 bei Bauarbeiten in Friedberg unter ca. 9 m Löß und Schwemmlöß und im Jahre 1915 in einer Kiesgrube westlich von Schwalheim als Einschaltung in die Schotter der 150-m-Terrasse der Usa und Wetter aufgeschlossen. Nach den von SCHOTTLER (1912: 66 f., 1916) durchgeführ-

ten Analysen müssen die beiden Vorkommen als fast identisch angesehen werden. Neben einer starken sedimentären Beimengung von schwarzen Schieferschüppchen treten als Hauptbestandteile poröse Bimssteinkörnchen, Augit, Olivin, Biotit, Sanidin, Zirkon, Apatit und wenige basaltische Hornblenden auf. Der Tuff von Friedberg war im Jahre 1970 erneut in einem Lößkeller zugänglich².

Die mineralogische Untersuchung (FRECHEN 1971a) erbrachte folgende Ergebnisse:

Als vulkanische Einzelminerale sind vorhanden: Olivin, Augit (Ägirinaugit, basaltischer Augit), braune Hornblende, Biotit, Sanidin, Nephelin, Nosean, Magnetit, Titanit, Apatit.

Hauptbestandteil des Tuffs sind Bimssteinkörnchen aus meist farblosem Glas. Daneben treten als vulkanische Bestandteile Partikel eines hellen vulkanischen Gesteins und winzige Basaltfragmente als nichtvulkanische aber zum Tuff gehörende Beimengungen Glimmerschiefer, Phyllit und devonische Sedimentgesteine auf. In den vulkanischen Bestandteilen des Tuffs lassen sich eine nephelin-phonolithische und eine basaltische Paragenese nachweisen.

Neben den durch SCHOTTLER bekanntgewordenen älteren Tuffen konnten noch weitere Vorkommen in Autobahnaufschlüssen bei Butzbach und in der nördlichen Wetterau im Tagebau Bellersheim nachgewiesen werden. Da in Bellersheim zwei ältere Tuffbänder unter reich gegliederten Deckschichten auftreten, soll dieser Aufschluß ausführlicher behandelt werden.

Im Tagebau Bellersheim sind die an der Grubensohle angefahrenen oberpliozänen Braunkohlen und altpleistozänen Siderittonne (KIRCHHEIMER 1934; H. TOBIEN 1953: 191; G. LESCHIK 1956; A. JANOSCHEK 1970: 51) häufig in einem engräumigen Wechsel sehr stark kryoturbat aufgestaucht worden (SCHENK 1964: 271). Zwischen den diapirartigen Rücken sind dadurch bis zu 25 m tiefe Mulden entstanden, in denen sich z. T. eingefaltete Deckschichten erhalten haben oder bevorzugt Sedimente abgelagert wurden. Die beiden erwähnten Tufflagen waren im Frühjahr 1972 in einer besonders breiten Einmündung am Westrand des Tagebaues aufgeschlossen gewesen. Durch systematische Aufnahmen konnte bei voranschreitendem Abbau nachfolgendes Deckschichtenprofil erkannt werden (vgl. auch Sammelfprofil Abb. 4)³.

Unter der jüngsten Ablagerung, einem bräunlichen sandigen Lehm, tritt in günstigen Standorten, wie z. B. Dellen, eine intensiv ausgebildete Feuchtschwarzerde auf. Teilweise kann in diese Laacher Bimstuff eingelagert sein. Im Liegenden folgt eine Serie von Jungwürmlöß mit zwei Naßböden. Der untere Naßboden kann wegen seiner kräftigen Ausbildung mit dem E₂-Naßboden (SEMMELE 1968: 12) parallelisiert werden. Der Jungwürmlöß wird von einer graubräunlichen, z. T. von Rostflecken und -pünktchen durchsetzten Bodenbildung unterlagert, deren Tongehalt um mehrere Prozent über dem Rohlöß liegt. Obwohl an der durchfeuchteten Wand keine feinplattige Struktur zu erkennen ist, so dürfte es sich nach den erwähnten Eigenschaften mit großer Wahrscheinlichkeit um den Lohner Boden handeln. Nach einer

²) Herr Dipl.-Geol. WILMERS machte mich dankenswerterweise auf die Tufflage aufmerksam.

³) Ein unvollständiges Profil vom randlichen Teil der Mulde wird mit dem oberen Tuffband auch noch in nächster Zukunft zugänglich sein. Die Stelle liegt dort, wo der 2. Feldweg nördlich des ehemaligen Bahnhofes Bellersheim auf die Westwand des Tagebaus stößt.

CaCO₃-Konkretionen führenden Lößzwischenlage mit einer lokal eingeschalteten Humuszone folgt ein rötlichbrauner, pseudovergleyter B_t-Horizont. Mit Sicherheit handelt es sich hierbei um den „Homburger Boden“, die pseudovergleyte Variante des Embodens. Diese Zuordnung wird noch dadurch bestätigt, daß im darunterliegenden Löß ein rötlichgrauer Naßboden von derartiger Ausbildung auftritt, wie sie nach eigenen Beobachtungen besonders typisch für den obersten Rißlöß sind (vgl. auch SEMMEL 1963: 360).

Im mittleren Abschnitt des Quartärprofils von Bellersheim liegt eine Folge von Umlagerungsprodukten vor. Eingeleitet wird diese Serie von einem sandig-kiesigen

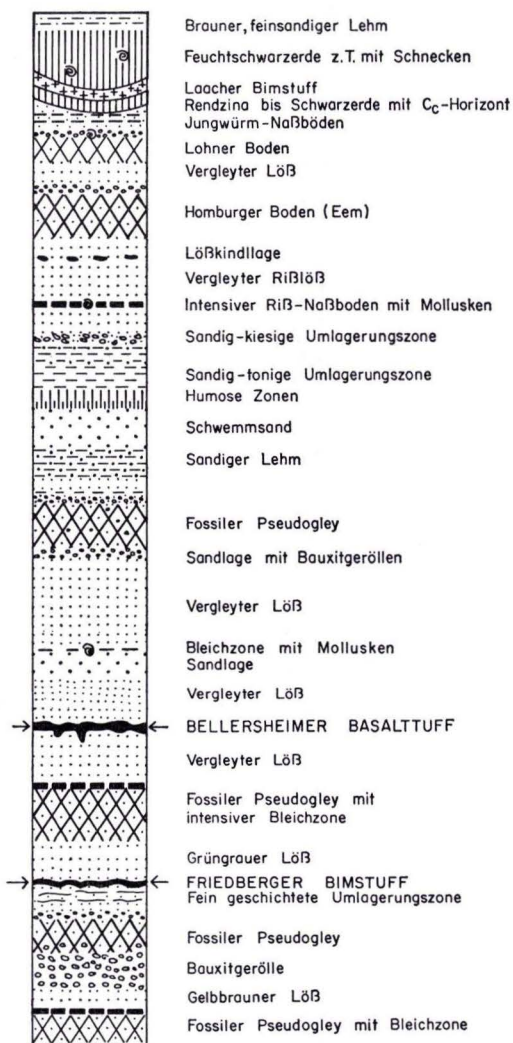


Abb. 4. Sammelprofil Tagebau Bellersheim.

dunkelbraunen Lehm, der bei oberflächlicher Betrachtung mit einem kräftigen Boden verwechselt werden könnte. Diese Schicht wird von einem rötlich-schwarzen, lokal auch intensiv schwarz gefärbten, humosen Lehm unterlagert, welcher von kleinen Rostflecken durchsetzt sein kann.

Nach einer erneuten rötlich-braunen Umlagerungszone von Sand-, Bauxitgeröll- und Lehmبändern tritt als 2. intensive Bodenbildung ein Pseudogley auf stark verbrauntem, z. T. umgelagertem Löß auf. Darunter folgt eine weitere Lößserie mit örtlich eingelagerten Sandبändern, in deren unterem Bereich ein bis 5 cm mächtiges Tuffband eingeschaltet ist. In frischem Zustand zeigt der Tuff eine olivgrünliche Farbe, an abgetrockneten Stellen bekommt er grauweiße Ränder. Als auffallendes makroskopisches Merkmal sind die in den Tuff eingelagerten, häufig angewitterten Biotite zu nennen, die einen Durchmesser bis fast 1 cm erreichen können. An Stellen mit stärkerer Tuffanreicherung läßt sich eine deutlich schluffigere obere und untere und eine grobkörnigere mittlere Lage erkennen. Im Übergangsbereich zum Löß weist das Band gelbbraune Eisenschlieren auf. Das vulkanische Material ist unter Bedingungen mit Dauerfrostboden sedimentiert worden, da es vielfach in Eiskeilen und isolierten Tropfen in den liegenden Löß eingesunken ist.

Nach einer geringmächtigen Lößschicht folgt ein weiterer intensiv ausgebildeter Pseudogley mit einem grauweißen, fast konkretionsfreien Bleichhorizont. Im Liegenden dieses Bodens war im Frühjahr 1972 in einem graugrünen, lößähnlichen Sediment das zweite Tuffband aufgeschlossen. Zwischen der bisher beschriebenen Schichtenfolge und den liegenden Siderittonen und Braunkohlen konnten noch zwei weitere Pseudogleye beobachtet werden.

Der bereits erwähnte Tuff von Butzbach war beim Autobahnbau in einem Lößrücken (A km 452,3; R 3478460, H 5590090) aufgeschlossen (Abb. 5). Das in einzelnen Flecken aufgelöste Band führte ähnlich wie der obere Tuff von Bellersheim makroskopisch gut sichtbare Biotite. Im nördlichen Teil des Aufschlusses waren im hangenden Löß zwei intensive B_t-Horizonte ausgebildet, für deren Entstehung ohne Zweifel warmzeitliche Klimabedingungen verantwortlich gemacht werden müssen. Das

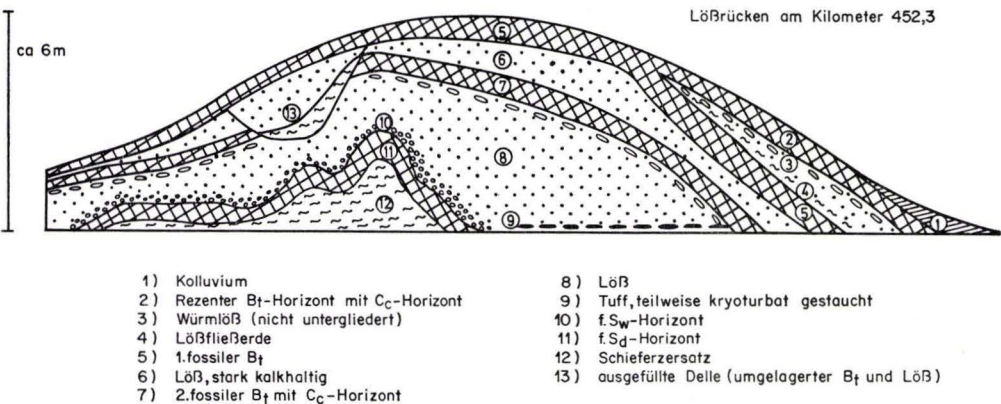


Abb. 5. Aufbau des Lößrückens am Autobahnkilometer 452,3 bei Butzbach.

Liegende des Tuffs, ein kräftiger Pseudogley über violetter Schieferzersatz, war im südlichen Teil des Aufschlusses in einer in den Löß aufgepreßten Kuppe zugänglich⁴.

Die mineralogischen Untersuchungen der Tuffe durch FRECHEN (1972 a, b) erbrachten folgende Ergebnisse:

Im oberen Tuff von Bellersheim sind vulkanische Minerale reichlich vertreten. Im einzelnen handelt es sich um meist deutlich angewitterten Olivin, Klinopyroxen (basaltischer Augit) z. T. mit grünen Kernen von Al_2O_3 - und Fe_2O_3 -haltigem Pyroxen sowie Biotit, braunen Hornblenden und Magnetit. Die Mineralaggregate bestehen aus Olivin-Olivin, Olivin-Klynopyroxen und Klynopyroxen-Klynopyroxen. In dem Tuff enthaltene kleine basaltische Lapilli setzen sich aus Olivin, Klinopyroxen, Biotit und Magnetit zusammen. Eine Mineralauszählung erbrachte folgende Korn%:

Olivin 9,8 Klinopyroxen 87,6 Hornblende 2,6

Der untere Tuff von Bellersheim entspricht in seinem Mineralbestand fast vollkommen dem Tuff von Friedberg und dürfte deshalb mit diesem sehr verwandt bzw. identisch sein.

Der Tuff von der Autobahn Butzbach liegt wegen der Seltenheit und Feinheit vulkanischer Minerale an der Grenze der Bestimmbarkeit. Sicher nachweisen lassen sich Ägirinaugit, Hornblende, Biotit und Sanidin. Das Auftreten von Ägirinaugit und die Häufigkeit von Sanidin könnte ein Hinweis dafür sein, daß es sich hierbei ebenfalls um den Tuff von Friedberg handelt.

Aufgrund der verschieden tiefen Lagen im Profil Bellersheim sowie der mineralogischen Unterschiede kann mit Sicherheit gefolgert werden, daß in der Wetterau mindestens zwei ältere Tuffe auftreten. Als Bezeichnung wird für das jüngere vulkanische Band „Bellersheimer Basalttuff“, für das ältere „Friedberger Bimstuff“ vorgeschlagen (vgl. Abb. 6).

Nach ihrer Lage unter zwei bzw. drei fossilen Böden, für deren Entstehung vom paläopedologischen Standpunkt warmzeitliche Klimabedingungen anzunehmen sind, kann für den „Bellersheimer Basalttuff“ eine Entstehung vor mindestens zwei, für den „Friedberger Bimstuff“ vor mindestens drei Warmzeiten gefolgert werden. Für den „Friedberger Bimstuff“, der ja nördlich von Friedberg synsedimentär in die 150-m-Terrasse (T3-Terrasse nach BIBUS 1971: 202) des Usa-Wettersystems eingelagert ist, wird eine entsprechende Datierung auch deswegen wahrscheinlich, da die Terrasse in der Mörlener Bucht randlich von einer mächtigen Lößschicht mit zwei kräftigen fossilen B_t -Horizonten überdeckt wird. Der obere B_t -Horizont besitzt auffallenderweise zwei deutliche Tonmaxima (BIBUS 1971: 194–200). Es muß deshalb damit gerechnet werden, daß in dem oberen B_t 2 fossile Parabraunerden übereinander ausgebildet wurden und die Terrasse insgesamt von 3 fossilen Parabraunerden überlagert wird.

Eine genauere Einordnung der Tuffe aufgrund bodenkundlicher Kriterien in ein differenzierteres Quartärgliederungsschema, wie dies z. B. von WOLDSTEDT (1966: 153ff., Taf. 1) vorgeschlagen wird, fällt aus den von SEMMEL (1967: 240; 1968: 10; 1969: 60ff.) diskutierten Gründen schwer. Es lassen sich nämlich beim heutigen Wissensstand noch keine sicheren Aussagen darüber machen, in welcher Weise präeozäne Böden mit klassischen paläobotanischen Interglazialen und Interstadialen zu korrelieren sind. Geht man von der Auffassung von PAAS (1968: 34ff.)

⁴) Ebenfalls unter 2 fossilen B_t -Horizonten konnte im Profil Zgl. Bad Soden von Herrn Prof. A. SEMMEL ein grünlicher, glimmerführender Tuff beobachtet werden.

aus, daß es in den Interstadialen der vorletzten Kaltzeit zur Ausbildung von Parabraunerden bzw. Pseudogleyparabraunerden gekommen sei, so könnte der „Bellersheimer Basalttuff“ in das Altriß, der „Friedberger Bimstuff“ in die Mindelkaltzeit gehören. Im Falle einer strengen Korrelation zwischen B_t -Horizonten und klassischen Interglazialen, was m. E. jedoch unwahrscheinlich ist, würde sich ein entsprechend

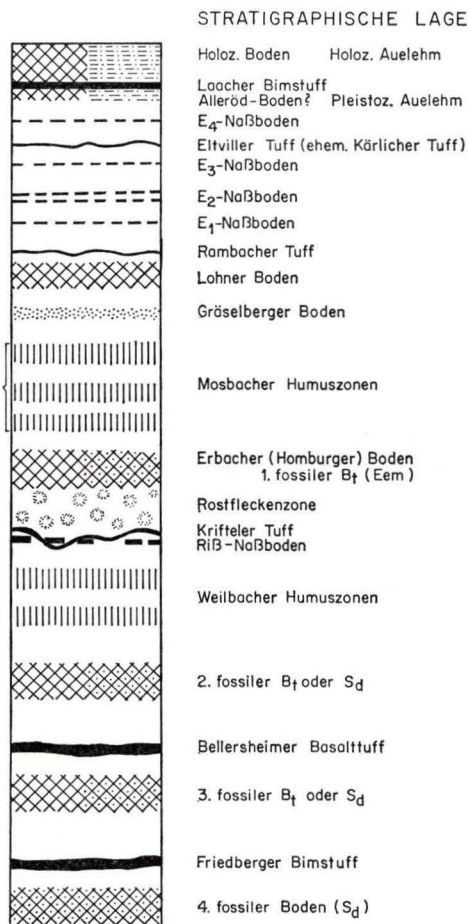


Abb. 6. Stratigraphische Lage der Tuffite in einem von SEMMEL (1967: 106) übernommenen und ergänzten schematischen Lößprofil.

höheres Alter der Tuffe ergeben. Bedenkt man bei der bislang noch geringen Zahl der Aufschlüsse einschränkend die Möglichkeit von Diskordanzen, so kann die vorgenommene Datierung ohnehin nur als Mindestalter angesehen werden.

Vollständigkeitshalber sei darauf hingewiesen, daß SCHENK (1953: 192) aus den von JANOSCHEK (1970: 44) in das Prätegelien eingestufteten Siderittonen des Horloffgrabens weitere Tuffvorkommen beschreibt. Im Tagebau Heuchelheim war in den Siderit-

tonen eine schwarzgrüne Lage (\varnothing 3 cm) aufgeschlossen, die einem Tuffband täuschend ähnlich sah. Die mineralogische Untersuchung erbrachte jedoch keine Hinweise auf vulkanische Bestandteile (FRECHEN 1972a).

6. Vergleich der älteren Tuffe mit Vorkommen im Neuwieder Becken

Als Herkunftsgebiet der älteren Tuffe der Wetterau dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit die Eifel angenommen werden. Direkte Hinweise auf ein Liefergebiet im Rheinischen Schiefergebirge ergeben sich für den „Friedberger Tuff“ durch die reichliche Beimengung devonischer Sedimente. Außerdem fällt bei einem mineralogischen Vergleich auf, daß im Laacher-Seegebiet und dem Neuwieder Becken vulkanische Aschen auftreten, die fast vollständig den älteren Tuffen der Wetterau entsprechen. So stimmt der Brockentuff aus der Tongrube von Kärlich nach Mineralbestand und Kornprozenten von Olivin, Augit und Hornblende mit dem „Bellersheimer Basalttuff“ überein. Neben Plagioklas und Sanidin, die beim Brockentuff aus den durchschlagenen liegenden Schichten stammen, treten im „Bellersheimer Basalttuff“ auch große Biotite auf. Diese werden für den Kärlicher Brockentuff als besonders typisch angesehen (FRECHEN 1959: 301).

Ebenfalls mineralogisch identisch mit dem „Bellersheimer Basalttuff“ ist ein von ROHDENBURG & SEMMEL (1971: 248) erwähnter Tuffrest im oberen Profilabschnitt der Ziegeleigrube Bendorf. Allerdings fehlen in dem auf einem umgelagerten braunen Boden erhaltenen Tuff makroskopisch gut sichtbare Glimmer. Es kann daher die Möglichkeit einer Fehlkorrelation nicht vollkommen ausgeschlossen werden, zumal auch der wesentlich jüngere Eltviller Tuff, wie die früheren Verwechslungen gezeigt haben, dem Brockentuff sehr verwandt ist.

Mineralogische Äquivalente des „Friedberger Tuffs“ treten ebenfalls in der Grube von Bendorf und Kärlich sowie im Gebiet von Wehren auf (FRECHEN 1971a). In Kärlich handelt es sich nach der Bezeichnung von FRECHEN um den Bims II, den sogenannten älteren Wehrer Bims, der sich von den übrigen Bimstoffen des Laacher-Seegebietes eindeutig unterscheiden soll (FRECHEN 1971: 99ff.). Besonders gut ist dieser häufig auch in Eiskeile eingesunkene Tuff in der Westecke der nordwestlichen Abbauwand unter dem lange als Paudorfboden angesprochenen B_t-Horizont im Liegenden des Brockentuffs erhalten geblieben (BRUNNACKER et al. 1969: 120 u. Profilbeilage). Im Profil Bendorf sind nur noch Reste dieses Tuffs in Eiskeilfüllungen unter mindestens zwei fossilen umgelagerten Böden vorhanden.

Gegen die zur Diskussion gestellte Korrelationen könnte die frühere Einordnung des Kärlicher Profils bis zum Brockentuff in das Jungwürm sprechen (FRECHEN & ROSAUER 1959: 278; MÜCKENHAUSEN 1959: 290; REMY 1959: 328). Jüngere Untersuchungen an z. T. neuen Aufschlüssen haben jedoch gezeigt, daß der Brockentuff von ausgefüllten Depressionen mit deutlich zu untergliedernden Deckschichten überlagert wird.

Nach den Bearbeitungen von BRUNNACKER (1968: 207; BRUNNACKER et al. 1969: 121, 131) und SCHIRMER (1970: 269ff.) ist erwiesen, daß der „Kärlicher Brockentuff“ von einem Humuszonenkomplex mit einem eingeschalteten schwachen B_t-Horizont und einem kräftig rötlichbraunen Boden überlagert und einem warmzeitlichen B_t-

Horizont unterlagert wird. In der Annahme, es handele sich bei dem gesamten Deckschichtenprofil um die Würmabfolge, wird der liegende Brockentuff von BRUNNACKER (1968: 208) „ziemlich genau an die Grenze von Riß/Würm-Interglazial zum Würm“ eingestuft⁵. Von SCHIRMER (1970: 277) wird neben dieser Deutung wegen des „kräftigen rötlichbraunen Bodens“ über den Humuszonen auch ein höheres Alter diskutiert. ROHDENBURG & SEMMEL (1971: 247) erkannten schließlich den rötlichbraunen Boden als „Rest eines sehr kräftigen B_t-Horizontes“, der von Straten des Jungwürmlösses überlagert wird. Nach diesen beiden Autoren wäre daher eine Entstehung des Brockentuffs in der vorletzten Kaltzeit (S. 247) nicht überraschend.

Faßt man die dargelegten Ergebnisse zusammen, so wird der „Kärlicher Brockentuff“ neben den Humuszonen und interstadialen Böden von mindestens zwei und der ältere Wehrer Bims von mindestens drei als B_t-Horizonte angesprochenen Böden überlagert. Es ergibt sich damit auch aus bodenkundlicher Sicht eine überraschende Parallele zur stratigraphischen Stellung des „Bellersheimer Basalttuffes“ und „Friedberger Bimstuffs“ in der Wetterau.

Als Konsequenz müßte man jedoch für die Tuffe von Kärlich ein noch höheres Alter als bisher annehmen. Gegen die angedeutete Korrelierung und Altersstellung würde allerdings sprechen, daß der nach der vorgetragenen Ansicht als mittelpleistozän anzusehende ältere Wehrer Bims nach den Untersuchungen von FRECHE & VAN DEN BOOM (1959: 110), FRECHEN & HEIDE (1969: 62 ff.) und FRECHEN (1971: 101) am Mittelrhein erstmalig und nur in den Schottern der würmzeitlichen älteren Niederterrasse vorkommen soll.

7. Zusammenfassung

Aus dem Lößgebiet der Wetterau werden unter Berücksichtigung der Ergebnisse von SCHOTTLER (1912, 1916), SCHÖNHALS (1959) und besonders SEMMEL (1967) neue Fundpunkte bisher bekannter sowie auch bislang unbekannter Tuffe mitgeteilt. Das vulkanische Material wurde hinsichtlich seiner mineralogischen Zusammensetzung, seiner Lagerungsverhältnisse in einzelnen Aufschlüssen und den sich daraus ergebenden Altersstellungen untersucht. Im einzelnen handelt es sich um den allerödzeitlichen Laacher Bimstuff, den jungwürmzeitlichen Eltviller und Rambacher Tuff sowie den im Jungrißlöß eingelagerten Krifteler Tuff. Darüber hinaus konnten noch zwei verschieden alte und mineralogisch unterschiedliche Tufflagen nachgewiesen werden. Für den unter zwei fossilen B_t-Horizonten liegenden basaltischen Tuff wird der Name „Bellersheimer Basalttuff“, für den unter drei warmzeitlichen Böden angetroffenen Bimstuff wird die Bezeichnung „Friedberger Bimstuff“ vorgeschlagen. Abschließend wird aufgrund bodenkundlicher und mineralogischer Befunde eine Korrelierung der älteren Tuffe mit Vorkommen in der Eifel und dem Neuwieder Becken diskutiert und auf sich daraus ergebende Übereinstimmungen und Widersprüche hingewiesen.

⁵) Allerdings ist bislang in unserer Region ein Boden mit B_t-Merkmalen zwischen den Altwürm-Humuszonen noch nicht bekannt geworden, weshalb die angegebene Datierung aus diesem Grund eine gewisse Unsicherheit in sich birgt. Andererseits kann der schwache B_t-Horizont nicht ohne Bedenken als echter Warmzeitboden angesehen werden.

Summary

New findings of already known and formerly unknown tuffs are reported from the Wetterau loess area. Previous studies were published by SCHOTTLER (1912, 1916), SCHÖNHALS (1959) and especially SEMMEL (1967). The volcanic material was analyzed with regard to its mineral content and its stratigraphic position in several localities, thus attempting to determine its age. The tuffs concerned were the 'Laacher Pumice Tuff' (Bimstuff) from Allerød times, the "Eltviller" and the "Rambacher Tuff" from the Young-Wuerm, and the "Krifteler Tuff", embedded in loess accumulated during the Young-Riss period.

In addition to this, two older strata of tuff, differing in age and mineral components could be identified. For the basaltic tuff, situated below two fossil B_t-horizons we propose the name "Bellersheimer Basaltic Tuff", for the pumice tuff (Bimstuff) found below three interglacial soils we suggest the name "Friedberger Pumice Tuff".

Finally a correlation between the older tuffs and findings in the Eifel and in the Neuwied Basin is discussed on the basis of pedological and mineralogical evidence. Conformities and discrepancies in this correlation are pointed out.

8. Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1969): Über vulkanisches Material unterschiedlichen Alters im Löß Rheinhessens. — *Mz. naturw. Arch.*, **8**: 134—139, 1 Abb.; Mainz.
- BIBUS, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes. — *Rhein-Main.Forsch.*, **74**: 1—279, 35 Abb., 3 Tab., 3 Ktn.; Frankfurt a. M.
- BRUNNACKER, K. (1968): Das Quartärprofil von Kärlich/Neuwieder Becken. — *Geol. en Mijnbouw*, **47**: 206—208, 1 Abb.; 's-Gravenhage.
- (1970): Zur Geologie der Fundstelle Gönnersdorf. — *Germania*, **47**: 39—47, 1 Abb.; Berlin.
- STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau des Quartär-Profiles von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). — *Mz. naturw. Arch.*, **8**: 102—133, 8 Abb., 3 Tab., 1 Anl.; Mainz.
- FRECHEN, J. (1959): Die basaltischen Ausbläser von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 301—312, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1959a): Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 363—370, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- (1971): Siebengebirge am Rhein — Laacher Vulkangebiet-Maargebiet der Westeifel — Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. — *Samml. geol. Führ.*, **56**: 1—195, 46 Abb., 5 Tab., 9 Beil.; Berlin-Stuttgart.
- (1971a): *Briefl. Mitt. vom 18. 1. 1971.*
- (1972a, b, c): *Briefl. Mitt. vom 13. 6. 1972; vom 18. 8. 1972 und 30. 10. 1972.*
- & VAN DEN BOOM, G. (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 89—125, 26 Abb., 21 Tab.; Krefeld.
- ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 267—282, 3 Taf., 8 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkan-tätigkeit im Laacher See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. — *Decheniana*, **122**: 35—74, 8 Abb., 9 Tab.; Bonn.
- JANOSCHEK, A. (1970): Jung-Pliozän und Alt-Pleistozän im Horloff-Graben. — *Diss. Univ. Gießen*, 9 Abb., 9 Tab.; Gießen.

- KIRCHHEIMER, F. (1934): Das Hauptbraunkohlenlager der Wetterau. — Wetterauische Ges. ges. Naturk.; Hanau.
- LESCHIK, G. (1956): Die Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora. — *Palaeontographica*, **100**: 26—64, 4 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — *Eiszeitalt. u. Gegenwart*, **20**: 138—174, 18 Abb., 2 Tab., 9 Prof. a. 3 Taf.; Öhringen.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1959): Die stratigraphische Gliederung des Lößkomplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 283—300, 2 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- PAAS, W. (1968): Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. — *Decheniana*, **121**; 1/2: 9—38, 10 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- REMY, H. (1959): Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Bröl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 323—330; Krefeld.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. deutsch. bodenkundl. Ges.*, **5**: 1—135; Göttingen.
- (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — *Göttinger bodenkundl. Ber.*, **6**: 127—212; Göttingen.
- & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 246—252, 2 Abb.; Wiesbaden.
- SCHENK, E. (1953): Die Wetterauer Braunkohle, ihre Stratigraphie und Tektonik und die sich daraus ergebenden Konsequenzen für den Bergbau. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **104**: 191—193; Stuttgart.
- (1964): Das Quartärprofil in den Braunkohlentagebauen bei Berstadt und Weckesheim (Wetterau). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 270—274; Wiesbaden.
- SCHIRMER, W. (1970): Das jüngere Pleistozän in der Tongrube Kärlich am Mittelrhein. — *Mz. naturw. Arch.*, **9**: 257—284, 6 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Mainz.
- & STREIT, R. (1967): Die Deckschichten der niederrheinischen Hauptterrasse bei Erkelenz. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **13**: 81—94, 1 Abb., 1 Tab.; Köln.
- SCHÖNHALS, E. (1959): Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 337—340, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — *Eiszeitalt. u. Gegenw.*, **15**: 199—206, 1 Abb.; Öhringen.
- SCHOTTLER, W. (1912): Zwei pleistozäne Tuffvorkommen in der Wetterau. — *Notizbl. Ver. Erdk.*, (IV) **33**: 55—67, 2 Abb.; Darmstadt.
- (1916): Nochmals die pleistozänen vulkanischen Tuffe in der Wetterau. — *Notizbl. Ver. Erdk.*, (V) **1**: 56—77, 2 Abb.; Darmstadt.
- SEMMEL, A. (1963): Mitteilungen über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 359—365, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104—108, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankf. geogr. H.*, **45**: 1—133, 35 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1969): Quartär. In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: *Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000*, Bl. 5916 Hochheim, 3. Aufl.: 51—99; Wiesbaden.
- TOBIEN, H. (1953): Die oberpliozäne Säugerfauna von Wölfersheim-Wetterau. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **104**: 191; Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1966): Der Ablauf des Eiszeitalters. — *Eiszeitalt. u. Gegenw.*, **17**: 153—158, 1 Abb., 1 Taf.; Öhringen.

Postsedimentäre Strukturen in Flugsanden des Alzenauer Dünenfeldes

Von

GOTTHARD KOWALCZYK und KLAUS-P. WINTER, Frankfurt a. M.*

Mit 5 Abbildungen und den Tafeln 29—30

Kurzfassung: Aus jungpleistozänen Flugsanden werden keil- und tropfenförmige Sedimentstrukturen beschrieben und ihre Genese diskutiert.

Abstract: Involutions and wedge-shaped sedimentary structures are described from late Pleistocene aeolian sands near Alzenau (Germany, NW-Bayern). Their possible genesis is discussed.

Inhalt

1. Aufschlußbeschreibung und stratigraphische Einstufung	362
2. Die Sedimentstrukturen	364
2.1. Wellige Verfaltungen	364
2.2. Keilförmige Strukturen	366
2.3. Tropfenförmige Strukturen	369
3. Zusammenfassung	371
4. Schriftenverzeichnis	372

1. Aufschlußbeschreibung und stratigraphische Einstufung

Die in der Folge beschriebenen und diskutierten Sedimentstrukturen wurden in sog. „Bänderflugsanden“ im Dünenfeld nordwestlich von Alzenau, im Bereich der „Schäferheide“ (Top. Kte. 1:25000, 5920 Alzenau i. Ufr.), beobachtet. Eine Lagebezeichnung der angeführten Profile ist wegen rasch voranschreitenden Abbaus, der das Aufschlußbild ständig verändert, nicht möglich.

Im Sinne der von BECKER (1965) vorgenommenen Gliederung der Flugsanddecken des Rhein-Main-Gebietes in „Flugsand-Faziesräume“ zählt das hier betrachtete Flugsandareal zu den östlichen Ausläufern der Main-Flugsand-Fazies.

Das Alzenauer Dünenfeld zeigt zahlreiche morphologisch gut erhaltene Dünenformen (Querdünen) mit ausgeprägten Luv- und Leehängen. Mehrere große Aufschlüsse geben Einblick in die Dünenstruktur (vgl. WINTER 1965 und STREIT 1967) und in die im Liegenden der Düne vertretenen jungpleistozänen Schichtfolgen. Danach ergibt sich folgendes kompilierte Profil (Abb. 1).

* Dr. G. KOWALCZYK und Dr. K.-P. WINTER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, 6 Frankfurt a. M., Senckenberg-Anlage 32—34.

Der Flugsandkomplex zwischen der Niederterrasse und den Dünenbildungen wird aus gut geschichteten, kalkfreien Fein- bis Mittelsanden aufgebaut. Vorherrschender Schichtungstyp ist horizontale Schichtung. Die einzelnen Lagen werden dabei 1–10 cm mächtig. Kornverteilung und Sortierung sind innerhalb dieser Abfolge recht einheitlich; so schwanken die Md-Werte nur zwischen 0,2 und 0,45 mm (Extremwert: 0,75 mm) und die So-Werte zwischen 1,29 und 1,43 (Extremwert: 1,72)¹.

In die Flugsande sind stellenweise rasch ausdünnende Feinkieslagen eingeschaltet, mit maximalen Korngrößen um 1 cm \varnothing . Im basalen Teil treten häufig dünne, nicht durchhaltende Lagen von grauem, feinschichtigem Schluff auf.

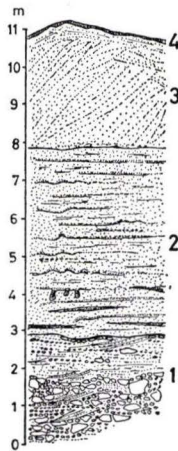


Abb. 1. Schematisches Profil für das Alzenauer Dünenfeld.

- 4 Schwach entwickelte Braunerde.
- 3 Düne; ausgeprägte Feinschichtung zeichnet ehemalige Leehänge nach.
- 2 Gebänderte Flugsande; im basalen Teil Schluffeinschaltungen.
- 1 Schotterkörper der Kahl-Niederterrasse; Liegendbereich: Mittel- und Grobkiese, Hangendbereich: Sande mit Feinkieseinschaltungen.

Ein besonders auffälliges Kennzeichen dieses Flugsandkomplexes ist eine schichtparallele rostfarbene Bänderung. Die einzelnen Bänder sind 1–3 cm mächtig und in der Regel über den ganzen Aufschluß durchzuverfolgen. Auf ihre Entstehung wird im weiteren noch eingegangen.

Insgesamt entspricht der Sedimentcharakter den Flugsanden, die BECKER (1967) aus dem westlichen Teil des Rhein-Main-Gebietes beschreibt.

Eine genauere stratigraphische Einstufung der Flugsandabfolge bis zur Dünenbildung – und damit die Möglichkeit klimatischer Aussagen, die bei der Diskussion von Sedimentstrukturen in pleistozänen Lockersedimenten von Bedeutung sind – ist in diesem Gebiet nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht gegeben.

Das Alter der die Flugsande unterlagernden Kahlterrasse kann durch deren Übergang in die gesichert wärmzeitliche Niederterrasse des Mains (vgl. STREIT 1967) als ebenfalls „wärmzeitlich“ angegeben werden. Stichhaltige Kriterien für eine weitere

¹) Diese Angaben beruhen auf 18 Kornverteilungsanalysen.

Untergliederung der Niederterrasse von Main und Kahl und damit eine zeitliche Einengung des Beginns der Flugsandsedimentation, wie sie BECKER (1967) und SEMMEL (1969, 1972) durchführen, fanden sich hier nicht².

Die Bänderflugsande und die aufgesetzten Dünen zeigen weder ausgeprägte Bodenbildungen noch andere stratigraphisch brauchbare Marken, wie z. B. vulkanogene Sedimente.

Allein die rostgebänderte Flugsandabfolge (Abb. 1) kann mit einiger Sicherheit mit den Bänderflugsanden in den stratigraphisch aussagekräftigeren Dünenprofilen am Mönchhof (BECKER 1965) und bei Raunheim (SEMMEL 1969) korreliert werden. Danach ergibt sich, auch im Vergleich mit der Profilentwicklung in den Lößgebieten (SEMMEL 1969), für die Flugsande ein mittel- bis jungwürmzeitliches Alter. Auch die eigentliche Dünenbildung dürfte zum großen Teil in diesen Zeitraum fallen.

Hinweise auf einen weitgehend gleichen Anwehungszeitraum von Flugsand und Löß geben die Flugsand-Löß-Wechselagerung bei Hörstein, ca. 4 km südlich des Alzenauer Dünenfeldes (STREIT 1967), und der Übergangsbereich Flugsand-Löß auf dem anschließenden Bl. 6020 Aschaffenburg (STREIT 1971).

Daß der Alzenauer Raum noch in jüngster Zeit von bedeutenden Flugsandbewegungen betroffen wurde, zeigen Überlieferungen aus dem Anfang des 19. Jahrhunderts (vgl. WINTER 1965).

2. Die Sedimentstrukturen

2.1. Wellige Verfaltungen

Wellige Verfaltungen, die deutlich durch die rostfarbenen Bänder sichtbar werden, aber nicht nur auf diese beschränkt sind, haben Ausmaße von wenigen cm bis zu einem dm. Die ursprüngliche Schichtung ist erhalten und nicht unterbrochen (Abb. 2; Taf. 30 Fig. 4). Die Verfaltung wird sowohl durch Aufpressung wie durch Einsinken des Sediments bewirkt. Gerichtete Fältlungsstrukturen konnten nicht beobachtet werden. Ebenso waren keine sedimentologischen Gesetzmäßigkeiten im Vorkommen der welligen Verfaltungen innerhalb des Flugsandkomplexes festzustellen; zwar scheinen die Schlufflagen im basalen Teil besonders stark von diesen Verfaltungen betroffen zu sein, aber auch in Sandlagen sind sie häufig zu beobachten.

Auffällig sind neben den welligen Verfaltungen verwerfungsähnliche Strukturen, die ebenfalls durch die Rostbänderung gut sichtbar werden (Abb. 2; Taf. 29 Fig. 1). Die „Versatzbeträge“ liegen im dm-Bereich. Diese Schichtstörungen können auf wenige Lagen beschränkt sein, stets werden sie von ungestörten Schichten unterlagert.

Tektonik scheidet als Ursache dieser Strukturen demnach aus und die söhliche Lagerung schließt Sedimentgleitung an übersteilten Hängen ebenfalls aus.

²) Eine Untergliederung der Niederterrasse des Mains gelang STREIT (1971) auf Bl. Aschaffenburg, der hier eine „12m-Terrasse“ und eine „7m-Terrasse“ unterscheidet. Ob diese Unterstufen der „T₆“ und „T₇“ des Mains im Taunusvorland (SEMMEL 1969, 1972) entsprechen, muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Auch kryogene Prozesse müssen nicht unbedingt als Ursache dieser Strukturen angesehen werden. Dies gilt auch für die welligen Verfaltungen. Solche Verfaltungen in feinkörnigen Lockersedimenten können nahezu überall auftreten, wenn die einzelnen Schichten unterschiedliche Raumgewichte aufweisen und der Wassergehalt ausreichend ist. Sie sind weder auf bestimmte Klimabereiche noch auf bestimmte Formationen beschränkt; so beschreiben z. B. BIGARELLA et al. (1969) und GLENNIE (1970) wellige Verfaltungen (contorted beds) auch aus rezenten Dünenanden von Brasilien und Nordafrika.

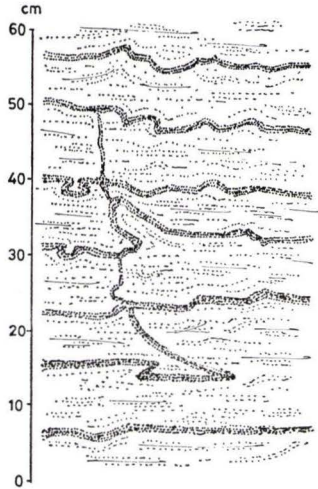


Abb. 2. Wellige Verfaltungen in Bänderflugsanden (Alzenauer Dünenfeld).

Schwieriger ist die Deutung der verwerfungsähnlichen Sedimentstrukturen. Hier muß näher auf Probleme im Zusammenhang mit der Bänderung der Flugsande eingegangen werden.

Bisherige Bearbeiter, z. B. SCHOTTLER (1925), BRUNNACKER (1959), BECKER (1967), SEMMEL (1969) und STREIT (1971), sind sich einig, daß die Bänderung durch zwei Faktoren hervorgerufen wird; einmal durch den erhöhten Tongehalt in den Bändern, zum anderen durch ein Anhaften von Fe-Mineralen an den Tonmineralen und den Sandkörnern. So konnte z. B. BECKER (1965) einen erhöhten Hämatitgehalt feststellen. Demgegenüber zeigten unsere Untersuchungen im ausschlämbaren Anteil der rostfarbenen Bänder Goethit und Hämatit, wenn auch nur in geringen Mengen³.

Während SCHOTTLER (1925) die Bänder als Verwitterungs- (oder Verlehmungs-) Horizonte ansieht, nimmt BECKER (1965) eine mehrmalige vertikale Tonmineralverlagerung aus überlagernden Sanden durch Sickerwässer an (nicht jedoch aus überlagernden Böden). Die Tonminerale wurden danach in Bändern angereichert und der Gesamtkomplex als Sandparabraunerde gedeutet.

³) Wir danken Herrn Dr. H. JOHANNING, Geol.-Paläontol. Inst., Frankfurt a. M., für die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen einiger Sandproben.

Auch STREIT (1971) vermutet für die Bänderbildung eine Fe Mn-Anreicherung oder Toneinschlammungen.

Alle genannten Bearbeiter sehen übereinstimmend die Bänderung als post-sedimentär und den Tongehalt als allochthon an. Dieser Sachverhalt ist für die genetische Deutung der beschriebenen Sedimentstrukturen wichtig. Er bedeutet, daß die Bänderung eine primäre Schichtung allenfalls nachzeichnet, selbst aber keine primäre Ablagerung darstellt.

Unsere Befunde über die Fe-Führung bestätigen die Angaben BECKERS (1965). Ergänzend ist zu bemerken, daß die „Roststreifung“ nicht nur auf die rostbraunen Bänder beschränkt ist, sondern unregelmäßig auch die übrigen Schichten durchsetzt.

Gegenüber den unter- und überlagernden Schichten ist in den Bändern ein erhöhter Tongehalt festzustellen, wie es auch BECKER (1965) angibt. Während BECKER jedoch darauf hinweist, daß dieser erhöhte Tongehalt nicht durch in-situ-Verwitterung bedingt sein könne (u. a. wegen des Vorkommens frischer Biotite in den Flugsanden), ließ sich bei den gebänderten Flugsanden in der Umgebung von Alzenau folgendes beobachten: Der Feldspatgehalt ist in den rostfarbenen Bändern deutlich geringer als in den unter- und überlagernden Sanden. Der (erhöhte) Tongehalt in den Bändern besteht aus Illit, Kaolinit und nicht näher bestimmten 14–15-Å-Tonmineralen. Letztere können als mixed layer vorliegen.

Beide Befunde weisen in die gleiche Richtung, nämlich daß eine in-situ-Verwitterung, z. B. der Feldspäte, in den rostfarbenen Bändern stattgefunden haben könnte. Verlauf und Ursache dieser auf dünne Schichten beschränkten Verwitterung bleiben allerdings in der Diskussion.

Nach unseren Beobachtungen liegen keine zwingenden Anzeichen vor, daß es sich bei den rostfarbenen Bändern um rein postsedimentäre Bildungen handelt. Vielmehr scheint es wahrscheinlicher, daß die Bänder primäre Ablagerungen darstellen, die sekundär, z. B. durch Fe-Zufuhr, nur verändert wurden.

Der erhöhte Tongehalt in den Bändern könnte auch die häufige Wellung und Deformation der Bänder erklären: Jedes dicht gepackte Sediment erfährt eine Volumenvergrößerung wenn das Korngefüge verändert wird („dilatancy“, MEAD 1925). Es ist nun durchaus denkbar, daß Tonminerale bei Wasseraufnahme und folgender Volumenvergrößerung eine Änderung der Lagebeziehungen der Sandkörner untereinander bewirkten. Eine dichte Packung der Flugsande vorausgesetzt, würde daraus eine Volumenvergrößerung der betreffenden Schicht folgen, die eine Deformation dieser Schicht bewirken könnte.

Sowohl die verwerfungsähnlichen Sedimentstrukturen wie die welligen Verfaltungen könnten auf diese Weise erklärt werden.

2.2. Keilförmige Strukturen

Besonders auffällig in den Alzenauer Flugsandprofilen sind bis zu 2 m tiefe, keilförmige Sedimentstrukturen, die in ihrer Form an Eiskeile erinnern. Die Keilwände sind nicht deutlich markiert, meist nur durch einen Bleichungsbereich angedeutet.

Bei geringer Keilbreite lassen diese Strukturen Sackungen hangenden Sediments in das liegende erkennen. Dabei überschreitet die Materialverlagerung nur selten die

Größenordnung von 1 dm, meist liegt sie darunter. Ein Materialunterschied zwischen Keilfüllung und Keilumrandung ist nicht gegeben. So lassen sich rostfarbene Bänder ohne Unterbrechung – häufig aber zur Keilspitze hin abgebogen – durch die Keile hindurchverfolgen. Mitunter ist auch ein vertikaler Wechsel von unterbrochenen und nicht unterbrochenen Bändern zu beobachten (Abb. 3, 4a, 4b, Taf. 29 Fig. 1).

Ähnliche Beobachtungen machte auch SEMMEL (1969) in Flugsanden auf Bl. Hochheim a. M.: In keilförmigen Sedimentstrukturen, die er als Eiskeile ansieht, durchziehen die Bänder die Eiskeilfüllungen in abgeschwächter Form. Da SEMMEL die

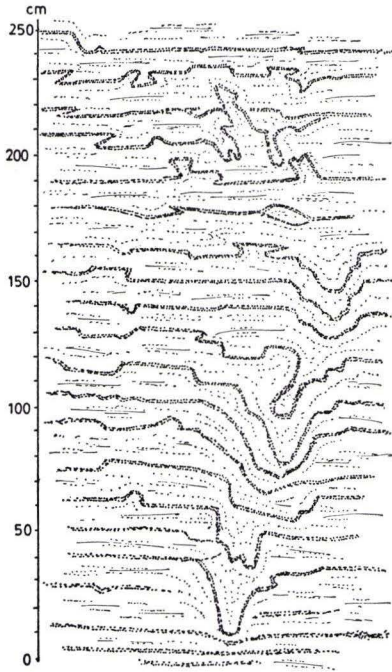


Abb. 3. Keilförmige Sedimentstrukturen in Flugsanden (Alzenauer Dünenfeld).

rostfarbenen Bänder als epigenetische Bildungen ansieht, ist dies auch u. U. denkbar. Wie oben gezeigt, spricht jedoch manches dafür, daß die Bänder, zumindest im behandelten Gebiet, autochthone Ablagerungen darstellen, die allerdings sekundär verändert sind. Sollte es sich bei den beschriebenen Strukturen um echte Eiskeile handeln, müßten die rostfarbenen Bänder zerspalten worden sein.

Unsere Beobachtungen zeigen vielmehr, daß diese keilförmigen Strukturen keine ehemaligen Spalten nachzeichnen, die von oben mit relativ jüngerem Sediment verfüllt wurden, sondern daß die Schichten zwar deformiert, aber in der Mehrzahl nicht unterbrochen wurden.

Eiskeil- oder Frostspaltenbildung scheiden nach diesen Beobachtungen für die Genese der keilförmigen Strukturen aus. Sie müssen durch andere Ursachen geformt worden sein.

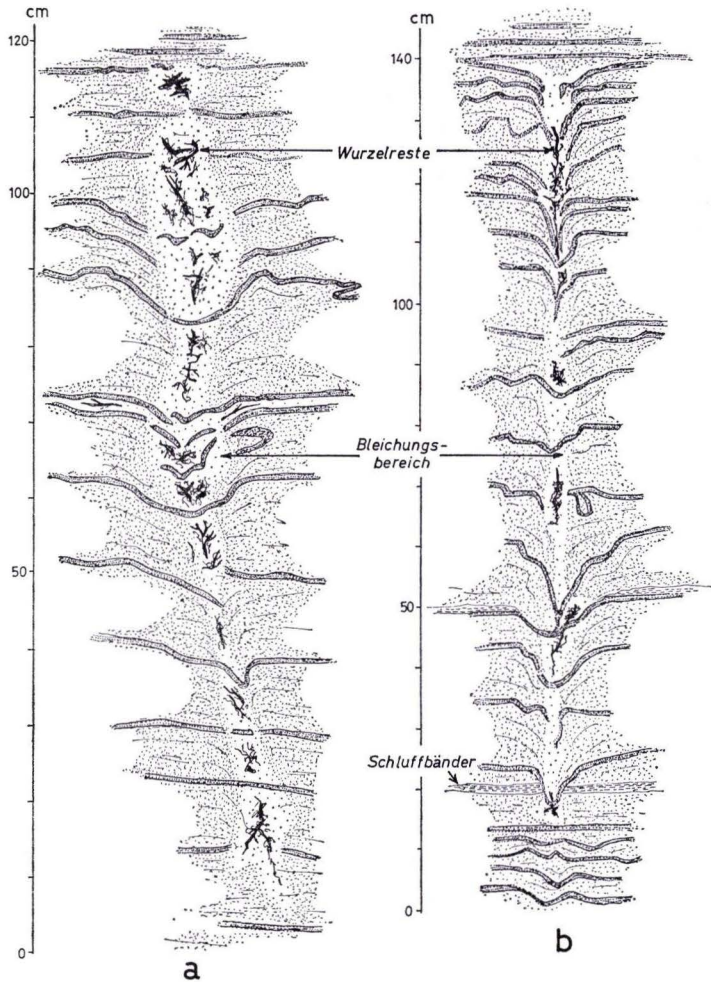


Abb. 4 (a und b). Beispiele für keilförmige Sedimentstrukturen mit Wurzelresten (Alzenauer Dünenfeld).

Hier liefern nun Wurzelreste, die in einigen dieser Strukturen gefunden wurden, brauchbare Hinweise (Abb. 4a, 4b, Taf. 30 Fig. 2).

Bei diesen Wurzelresten handelt es sich nicht um pfahlförmige – lineare – Gebilde, sondern um ein Netzwerk unterschiedlich dicker Wurzeln, die auffällig flächig (brettartig) die Schichtung mehr oder weniger senkrecht durchsetzen.

Eine erste Deformation des Schichtgefüges entstand beim Eindringen der Wurzeln in die Flugsande. Zu einer weiteren Verformung kam es dann nach Absterben und Verwesen der organischen Substanz durch Verfüllung der so entstandenen Hohlräume mit hangendem Sediment. Diese Befunde sprechen sehr stark dafür, daß zumindest die keilförmigen Strukturen, bei denen das ursprüngliche Schichtgefüge nicht

durchweg unterbrochen ist, von Pflanzenwurzeln gebildet wurden. Überall da, wo Bänder unterbrochen sind, ließen sich Wurzelreste oder ein gebleichter Bereich feststellen, der ehemals vorhandene organische Substanz anzeigt.

Das flächenhafte Vorkommen der Keilstrukturen (sie konnten bis über 1,50 m in den Berg verfolgt werden) ist durch die Ausbreitungsart der Pflanzenwurzeln zu erklären.

Daß Pflanzenreste solche Schichtdeformationen hervorrufen können, ist seit längerem bekannt. So beschrieb DENNY (1958) Pseudoeiskeile aus fluvioglazialen Ablagerungen, die durch Wurzeln verursacht wurden. Und auch aus den Flugsandgebieten rezenter Wärmewüsten kennt man ähnliche Schichtstörungen, die durch Pflanzenbewuchs bedingt sind (GLENNIE & EVAMY 1968).

Ganz ähnliche Verhältnisse konnten in den Mosbacher Sanden beobachtet werden (Taf. 30 Fig. 1)⁴. Auch dort war eine flächig-brettartige Ausbreitung von Wurzelgeflecht festzustellen, das die Schichtung senkrecht durchsetzte. Die Wurzeln waren hier allerdings kalkig erhalten⁵.

In diesem Zusammenhang ist es noch wichtig zu erwähnen, daß die keilförmigen Strukturen in der Regel nicht an der heutigen Hangendgrenze der Flugsande beginnen, sondern in verschiedenen Abschnitten innerhalb des Flugsandkomplexes. Wie Taf. 29 Fig. 1 zeigt, werden die Keilstrukturen von ungestörten Flugsandlagen überdeckt. Das bedeutet, daß die Schichtdeformationen durch Wurzeln zu verschiedenen Zeitabschnitten stattfanden, die Flugsandanwehung im behandelten Gebiet demnach mehrmals für längere Zeiten unterbrochen war.

Zusammenfassend läßt sich also sagen: Die oben beschriebenen keilförmigen Sedimentstrukturen sind nicht als Periglazialerscheinungen (Eiskeile) zu werten. Sie können durch nichtkryogene Vorgänge erklärt werden.

Abweichend von den oben geschilderten Verhältnissen fand sich im Alzenauer Flugsandgebiet auch eine keilförmige Struktur, die die ursprüngliche Schichtung unterbricht (Taf. 30 Fig. 3). Der Keil ist mit Sediment aus hangenden Schichten verfüllt. Hier ist nicht auszuschließen, daß es sich um eine ehemalige Frostspalte handelt (für einen Eiskeil sind die Dimensionen des Keils zu gering).

2.3. Tropfenförmige Strukturen

Diese Strukturen sind dadurch charakterisiert, daß Schluff oder Ton längs schmalen Bahnen in die liegenden Sandpartien eingesunken sind, wobei der basale Teil des eingesunkenen Sediments verdickt ist (Abb. 5a, 5b). Die Sedimentverlagerung kann so weit gehen, daß längs der „Einsinkbahnen“ kein Schluff oder Ton mehr vorhanden ist.

Die Tropfenstrukturen können dabei mit der betroffenen Schicht noch im Verband, aber auch von dieser losgelöst sein (Abb. 5a). Die Einsinktiefe liegt im Durchschnitt bei 10 cm, erreicht aber auch 20–30 cm. Die deformierten Schlufflagen sind meist nur

⁴) Steinbruch der Zementwerke DYCKERHOFF am Hambusch, Bl. 5915 Wiesbaden.

⁵) Aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Alzenauer Dünenfeldes (auf Bl. 6020 Aschaffenburg) beschrieb STREIT (1971) ebenfalls kalkig erhaltene Wurzelreste aus Flugsanden.

wenige cm mächtig, gelegentlich aber auch so dünn, daß sie makroskopisch kaum noch erkennbar sind (Taf. 29 Fig. 2). Dann entsteht der Eindruck, daß Sand in Sand eingesunken ist. Aber auch in diesem Fall läßt sich in den Tropfen eine Schluffanreicherung feststellen.

Im dreidimensionalen Schnitt zeigt sich, daß die Tropfenstrukturen punktiert und ohne regelmäßige Muster über die Schichtfläche verteilt sind.

Die Tropfenstrukturen kommen nahezu ausschließlich im basalen Teil der Flug-sandabfolge vor.

Wie Abb. 5a und 5b zeigen, gleichen die beschriebenen Strukturen im Vertikalschnitt völlig den Sedimentstrukturen, die als „Tropfenböden“ bezeichnet werden (vgl. GRIPP 1971). Auch der Horizontalschnitt (ohne Abb.) liefert entsprechende Bilder.

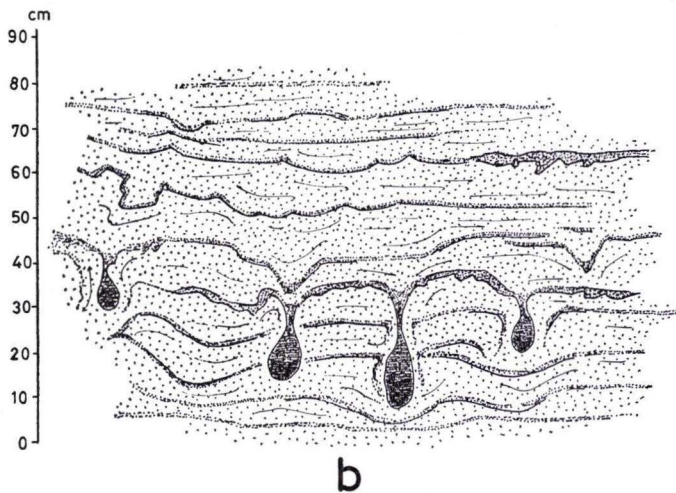
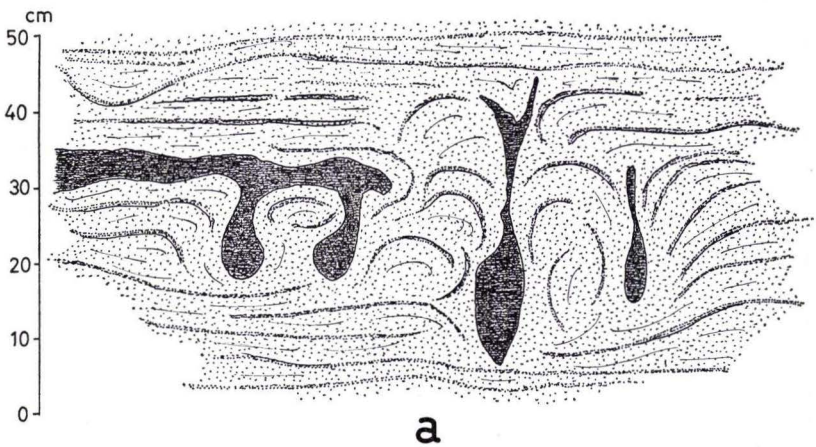


Abb. 5. (a und b). Tropfenböden in den Bänderflugsanden des Alzenauer Dünenfeldes.

In der Tat ist bei diesen Tropfenstrukturen eine Genese, die mit periglazialen Klima in ursächlichem Zusammenhang steht, nicht auszuschließen. Es könnte sich demnach bei den beschriebenen Strukturen um echte Periglazialerscheinungen handeln. Wenn auch einschränkend anzumerken ist, daß Tone und Schluffe in durchfeuchtetem Zustand so mobil sein können, daß auch nichtkryogene Vorgänge die Bildung von Tropfenstrukturen verursachen könnten, so sind sie unseres Wissens doch nur aus Periglazialgebieten und nur aus quartären Schichten bekannt.

Uns scheint daher die Deutung dieser Tropfenstrukturen als periglaziale Tropfenböden gerechtfertigt.

3. Zusammenfassung

Die vorgelegten Untersuchungsergebnisse zum Problem der „Bänderflugsande“ lassen eine von den bisherigen Deutungen (vgl. Kap. 2.1.) abweichende Erklärung der Bänderbildung zu. Sie wird zur Diskussion gestellt.

Wurde bisher die Entstehung der rostfarbenen Bänder rein sekundär durch vertikale Tonmineralverlagerung und Fe-Anreicherung erklärt, so sprechen unsere Befunde eher für eine „primäre“ Anlage der Bänder. Im Vergleich mit den direkt unter- und überlagernden Flugsanden ist in den rostfarbenen Bändern der Feldspatgehalt geringer und der Tonmineralgehalt höher. Dieser Sachverhalt spricht für eine in-situ-Verwitterung der Feldspäte in den Bändern. Ob „vertikale Tonverlagerung“ oder „in-situ-Verwitterung“, ungeklärt bzw. unbefriedigend gelöst bleibt das Problem der an rhythmische Abfolgen erinnernden häufigen Aufeinanderfolge der Bänder.

Die beschriebenen Sedimentstrukturen sollen ein weiterer Hinweis darauf sein, daß besonders in quartären Lockersedimenten auftretende, phänomenologisch ähnliche Strukturen Folge grundlegend verschiedener Bildungsbedingungen sein können.

Neben recht sicher kryogen entstandenen Strukturen wie Frostspalten und Tropfenböden im basalen Teil der Flugsandabfolge, sind hier auch Sedimentstrukturen zu beobachten, die Periglazialerscheinungen zwar ähnlich sind, aber auf andere Ursachen zurückgeführt werden können.

So sind die an Kryoturbationen erinnernden (und in der Literatur auch so gedeuteten) „welligen Verfäلتungen“ der Bänder durch von quellfähigen Tonmineralen ausgelöste Sedimentverlagerungen oder durch Raumgewichtsunterschiede zu erklären.

Für keilartige Strukturen, die von der Form her Eiskeilen ähneln, konnte eine Bildung durch Pflanzenwurzeln nachgewiesen werden. Kennzeichnend für derartige Strukturen ist, daß die Schichtung, hier verdeutlicht durch die rostfarbenen Bänder, die Keile über größere Abschnitte ohne Unterbrechung durchzieht. Häufig sind die Bänder zur Keilspitze hin etwas abgebogen.

Zeigen sich Schichtunterbrechungen, so lassen sich im Regelfall an diesen Stellen Wurzelreste nachweisen oder aber ein von ehemaligen Wurzeln verursachter Bleichungsbereich ist ausgebildet.

In den Alzenauer Flugsanden ließen sich somit echte Periglazialerscheinungen und Pseudoformen nebeneinander nachweisen.

4. Schriftenverzeichnis

- BECKER, E. (1965): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheintalgraben. — Diss. Frankfurt a. M., 156 S.; Frankfurt a. M.
- (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **18**: 5–50; Öhringen/Württ.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D. & DUARTE, G. M. (1969): Coastal dune structures from Paraná (Brazil). — *Marine Geol.*, **7**: 5–55; Amsterdam.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — *Geol. Bavarica*, **43**: 74–150; München.
- DENNY, C. S. (1958): Surficial geology of the Canaan Area, New Hampshire. — *Bull. Geol. Surv.*, **1061-C**: 73–101; Washington.
- GLENNIE, K. W. (1970): Desert sedimentary environments. — *Developments in sedimentology*, **14**, 222 S.; Amsterdam.
- GLENNIE, K. W. & EVAMY, B. D. (1968): Dikaka: plants and plantroot structures associated with aeolian sand. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **4**: 77–87; Amsterdam.
- GRIPP, K. (1971): Tropfenböden, räumlich untersucht. — *Meyniana*, **21**: 9–16; Kiel.
- MEAD, W. J. (1925): The geologic rôle of dilatancy. — *J. Geol.*, **33**: 685–698; Chicago.
- SCHOTTLER, W. (1925): Die quartären Sandablagerungen von Darmstadt und ihre Bodenprofile. — *Notizbl. Ver. Erdkde. Darmstadt*, (V). **8**: 174–196; Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1969): In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: *Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000*, Bl. 5916 Hochheim a. Main. — 209 S.; Wiesbaden.
- (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — *Z. Geomorph., N.F., Suppl.Bd.* **14**: 105–112; Berlin/Stuttgart.
- STREIT, R. (1967): In: OKRUSCH, M.; STREIT, R. & WEINELT, Wl.: *Erl. geol. Kte. Bayern 1:25 000*, Bl. 5920 Alzenau i. Ufr., 336 S.; München.
- (1971): In: STREIT, R. & WEINELT, Wl.: *Erl. geol. Kte. Bayern 1:25 000*, Bl. 6020 Aschaffenburg, 398 S.; München.
- WINTER, K. P. (1965): Die Geologie der Nordabdachung des Spessarts zwischen Niederrodenbach–Albstadt–Alzenau und Wolfgang, unter besonderer Berücksichtigung des Quartärs. — Diplomarbeit, 140 S.; Köln.

Manuskript eingegangen am 6. 12. 1972

OTTO JAEKEL,
der Begründer der Hunsrückschiefer-Geologie und -Paläontologie
(Forscher, Liebhaber und Sammler der Hunsrückschiefer-Fossilien. 7)

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden *

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung: OTTO JAEKEL, einer der berühmtesten deutschen Paläontologen, begann in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts, den Hunsrückschiefer systematisch zu erforschen. Er untermauerte den Faziesbegriff des Hunsrückschiefers, wie er im wesentlichen von E. KAYSER begründet worden war, gegenüber der stratigraphischen Abgrenzung, wie sie bisdahin üblich war. Darüber hinaus erweiterte er den Stand der Kenntnisse über die Crinoiden des Hunsrückschiefers beträchtlich, beschrieb den ersten Blastoiden, entdeckte den ersten Panzerkrebs im Hunsrückschiefer und benannte ihn.

Inhalt

1. Einleitung	373
2. Die Lebensdaten von OTTO JAEKEL	374
3. Die geologische Seite des Wirkens von O. JAEKEL	375
4. Zur Ökologie der Echinodermen im Hunsrückschiefer	376
5. Zur Paläozoologie des Hunsrückschiefers	377
6. Zusammenfassung	378
7. Schriftenverzeichnis	378

1. Einleitung

Besondere Erkenntnisse in bezug auf den Hunsrückschiefer verdanken wir OTTO JAEKEL, und zwar auf dem Gebiete der Geologie als auch der Paläontologie. Aus der Erforschungsgeschichte des Hunsrückschiefers ist sein Name nicht wegzudenken, durch sein Wirken wurde dem Hunsrückschiefer schon frühzeitig eine außerordentliche Bedeutung zuerkannt.

Sein Leben und Wirken soll im folgenden gewürdigt werden.

*) Prof. Dr. F. KUTSCHER, Diplom-Geologe, 62 Wiesbaden, Regerstraße 25.

2. Die Lebensdaten von OTTO JAEKEL

OTTO JAEKEL wurde am 21. Februar 1863 in Neusalz an der Oder geboren. Er besuchte die Ritterakademie in Liegnitz und ging dort 1883 mit der Reifeprüfung ab. Sein Entschluß stand bereits fest, sich dem Studium der Geologie zu widmen. Zuerst war er Schüler von FERDINAND ROEMER in Breslau und in den Jahren 1883–1885 studierte er bei dem führenden Paläontologen Deutschlands, KARL ALFRED VON ZITTEL in München, wo er 1886 promovierte. Anschließend war er Assistent bei Professor BENECKE an der Universität Straßburg. Nach längerem Aufenthalt in England habilitierte er sich 1890 an der Universität in Berlin, wo er 1894 zum außerordentlichen Professor ernannt wurde. Er folgte einer Berufung zum Ordinarius für Geologie und Paläontologie an der Universität Greifswald, von der er im Jahre 1928 schied, um einem wiederholten Ruf an die Sun-Yatsen-Universität in Kanton zu folgen. In Peking ereilte ihn nach kurzer, schwerer Krankheit am 6. März 1929 der Tod.



Jaekel

Bei der Feier des 50jährigen Bestehens der Paläontologischen Gesellschaft sagte deren Vorsitzender, Herr Professor E. KUHN-SCHNYDER, von OTTO JAEKEL, daß er der Vielseitigste unter den deutschen Paläontologen, der kühn Voranstürmende, der stets mit den höchsten Problemen Ringende war. Die Kühnheit seiner Theorien riß die jungen Paläontologen mit. Er schien die Sprache der Fossilien zu verstehen, und wo er hinblickte, entdeckte er Probleme. Ihm war die Paläontologie keine spröde Göttin, denn er hat wie keiner stürmisch um sie geworben. Sein Leben lang focht er für eine selbständige Paläontologie.

Er kämpfte für die Schaffung selbständiger paläontologischer Professuren, ferner für die Gründung selbständiger naturwissenschaftlicher Forschungsinstitute. Als ihm dies nicht gelang, trat er für die Gründung einer naturwissenschaftlichen Forschungsstätte im Sinne eines Kaiser-Wilhelm-Instituts ein.

1912 faßte er den Entschluß zur Gründung der Paläontologischen Gesellschaft, einer internationalen Vereinigung aller Paläontologen. Dem Aufruf JAEKELS zur Gründung der Gesellschaft folgend, schlossen sich 1912 130 Paläontologen aus Deutschland und 80 aus anderen Ländern zusammen.

In diesem ungewöhnlich reich veranlagten Menschen wohnten zwei Naturen, die unausgesetzt miteinander stritten: die des Naturforschers und die des Künstlers. Vieles, das OTTO JAEKEL in wissenschaftlicher Hinsicht mißlang, ist auf Rechnung des in ihm übermächtigen Künstlertriebes zu setzen (ABEL 1929).

Es sei noch an den Nachruf von F. DREVERMANN gedacht, der von JAEKEL sagte: „Ich will und kann sein Leben nicht analysieren, weil ich mir meiner eigenen Fehler zu sehr bewußt bin. Wir hier wollen nur seines Lichtes gedenken. Das wissenschaftliche Urteil aber mag in hundert Jahren die Geschichte sprechen.“

3. Die geologische Seite des Wirkens von OTTO JAEKEL

1881 hatte KOCH den Hunsrückschiefer im Taunus stratigraphisch zwischen den Taunusquarzit im Liegenden und die Unterkoblenzschichten im Hangenden eingestuft. Kurz danach brachte E. KAYSER die kurze Formel heraus, daß die Siegen-Stufe gleich dem Taunusquarzit + Hunsrückschiefer sei. Damit hatte der Hunsrückschiefer eine fazielle Bedeutung bekommen. Es war nun O. JAEKEL, der zu der faziellen Deutung wichtige Beiträge leistete.

JAEKEL schilderte das Hunsrückschiefergestein als einen sehr reinen, dünnblättrigen, schwarzen Dachschiefer, der seiner praktischen Verwertung halber an vielen Stellen seines Verbreitungsgebietes in ausgedehnten Gruben gewonnen wurde. Diese Schiefer sind aus einem tonigen, kalkarmen Schlamm hervorgegangen und ihrem geologischen Vorkommen nach als das Absatzprodukt ruhiger, ziemlich tiefer Meeresbuchten aufzufassen, deren feine Sedimente nicht durch den gröberen Detritus vom Ufer verunreinigt wurden. Die durch ruhige Sedimentation entstandene Schichtung ist durch die vertikale Belastung noch schärfer ausgeprägt worden.

Die Fauna des Hunsrückschiefers weist keinen Reichtum an Individuen auf, ist aber mannigfach zusammengesetzt. JAEKEL wies schon alle die Formen nach, die im großen und ganzen bis heute aus dem Hunsrückschiefer bekannt wurden. Er hatte auch schon erkannt, daß die Echinodermen die überwiegende Mehrzahl aller Tierformen geliefert haben. In erster Linie waren es die Asteriden und dann die Crinoiden. Die Lokalitäten, die eine größere Zahl von Fossilien geliefert haben, sind Kaub, Wisperstein bei Lorch, Gemünden und Bundenbach bei Kirn an der Nahe.

Innerhalb der Formationsglieder des Unterdevons nehmen die Hunsrückschiefer eine mittlere Stellung ein. Sie entsprechen also dem Alter nach dem Taunusquarzit und von entfernter gelegenen Ablagerungen der Grauwacke von Siegen und den Schiefen und Sanden von Montigny und Anor in den Ardennen.

Unter den Fossilien des Hunsrückschiefers waren es besonders die Crinoiden, die sein Interesse erregten. Zu den eigentümlichen ökologischen Faziesverhältnissen der Hunsrückschiefer gesellt sich ein ebenso eigenartiger Fossilisationsprozeß der verkalkten Skeletteile. Besonderes Interesse bieten ferner die Art der Einbettung der Crinoiden und schließlich deren nachträgliche Verzerrungen durch geotektonische Einwirkungen.

Der Fossilisationsprozeß ist insofern ungewöhnlich, da die Skelettelemente fast immer verkiest sind. Das poröse Maschenwerk des Echinodermenskeletts nimmt im allgemeinen Lösungen auf, am meisten solche von kohlenurem Kalk, der ohnehin zum Aufbau des Skelettes bereits vorhanden ist. Hinzu treten Magnesiumkarbonat, Eisenkarbonat oder Salze ihrer isomorphen Reihe.

Während bei einer Infiltration kohlenure Kalke stets das ganze Skelett ausgefüllt wird, tritt die Verkiesung in verschiedenem Maße ein. Die Erhaltung des kalkigen Maschennetzes läßt die eigentümliche und sehr interessante Präparationsmethode von HAUCHECORNE zu, die er bei den Hunsrückschiefern mit Erfolg anwendete. Dieselbe bestand in einer Behandlung mit Flußsäure. Im übrigen wurde die Präparation mit der Nadel mit Vorteil angewendet und nicht die mittels der Messingbürste.

Verschiedentlich beobachtete JAEKEL, daß der Schiefer bei der Diagenese auf etwa $\frac{1}{5}$ seines Volumens zusammengedrückt wurde; dies hat sich natürlich auch auf den Erhaltungszustand der Fossilien ausgewirkt. Die nach der Schichtung der Tone eingetretene transversale Quetschung oder Auswalzung hat die Schiefer noch stärker zusammengedrückt und die Fossilien dabei verzerrt. Bisweilen wird diese Verzerrung so bedeutend, daß sie zu einer vollkommenen Zerreißung des Körpers in der Ausdehnungsrichtung führt. Die einzelnen Skeletteile sind dann nicht nur beträchtlich voneinander entfernt, sondern auch in sich in mehrere Teile getrennt.

Die Crinoiden sind in der Regel in der Seitenlage eingebettet. Der Stiel ist über der Wurzel, die fast immer irgendwelchen Fremdkörpern aufsitzt, meistens abgebrochen. Die Art der Einbettung der Individuen läßt keinen Zweifel darüber, daß dieselben an der Stelle in den Meeresschlamm niedersanken, wo sie wuchsen, daß sie also nicht durch Strömung abgerissen wurden und erst nach längerer Zeit und in einiger Entfernung von ihrem ursprünglichen Standorte zur Einbettung gelangten.

4. Zur Ökologie der Echinodermen im Hunsrückschiefer

JAEKEL erkannte, daß die Ökologie der heute lebenden Crinoiden noch zu wenig erforscht ist, um daraus Rückschlüsse auf die der Hunsrückschiefer-Crinoiden zu ziehen, verglich aber die Hunsrückschiefer-Formen mit denen der mitteldevonischen Kalkmeere. Man findet im Eifeler Kalk in vielen Fällen schwerfällige Crinoidentypen, die den in den Hunsrückschiefern vorkommenden dünnen und zierlich gebauten Typen gegenüberstehen. Die Formen des Eifeler Kalkes sind in der Regel kräftig skelettiert, während die der Hunsrückschiefer fast ausnahmslos dünne Kelchplatten und einen zierlichen Armbau aufweisen.

Bei den Crinoiden des Eifeler Kalkes — und solchen der Riffe des Gotländer Silurs — findet man ausgezeichnete Beispiele für exerescente Skulpturen, während derartige

Skulpturen im Hunsrückschiefer fehlen. Es kommen allerdings Stachelbildungen auf Kelchplatten und Armgliedern vor. Aber diese dienen hier sicherlich dem Schutz, sind auch dünn und zierlich, nicht wie jene Skulpturen, die einen Überschuß von Kalkgehalt zur alleinigen Ursache haben.

Am auffallendsten macht sich der Einfluß des Standortes in der Wurzelbildung bemerkbar. Dazu kommt, daß die Wurzeln in dem weichen, langsam erhärtenden Bodenschlamm sehr wenig Halt fanden. Merkmale, die auf Anheftung an größere Fremdkörper schließen lassen, fehlen. Jüngere Individuen setzten sich an den Stielen älterer Individuen derselben Art fest. Diese sind in den meisten Fällen mit ihren Wurzeln im Schlamm fest verankert. Die Wurzelbildung hat in ihrer äußeren Form zumeist keinen spezifischen Charakter, sondern weist häufig eine reine, feine Vergabelung auf, die fast nur bei den Hunsrückschieferformen bekannt geworden ist. JAEKEL faßte die Erscheinungsformen der Crinoiden des Hunsrückschiefers zusammen und bezeichnete den sich hierin ausprägenden Typus als Tiefentypus, während er die im kalkigen Milieu lebenden Formen als Riffotypus zusammenfaßte. Damit hat er dem Hunsrückschiefer-See den etwas unheilvollen Begriff der Tiefsee gegeben.

5. Zur Paläozoologie des Hunsrückschiefers

Eine der ersten größeren Arbeiten O. JAEKELS ist den Crinoiden des Devons gewidmet. Darin sind die Blastoideen einbezogen, die im Hunsrückschiefer derzeit nur einen Vertreter stellten, nämlich *Pentremitidea medusa*. Rund 60 Jahre später gelang es, durch die Röntgenaufnahme W. M. LEHMANNS eine zweite Blastoideen-Art nachzuweisen.

Pentremitidea medusa JAEKEL ist auf einer Hunsrückschiefer-Platte mit *Acanthocrinus rex* aus der Nähe von Kaub am Rhein durch Präparation freigelegt worden. Es ist ein größeres, wahrscheinlich ausgewachsenes Individuum und drei kleine Jugendformen, die nur etwa $\frac{1}{3}$ der Größe des ausgewachsenen Tieres besitzen. Die hier von der sonstigen Erhaltung der Blastoideen abweichende Erhaltung machte die Bestimmung schwierig. Sie ist jedoch einwandfrei. Die Gattung ist im Unterdevon Frankreichs, Spaniens und Belgiens, weiterhin im Mitteldevon der Rheinlande, Englands und Spaniens häufig gefunden worden.

JAEKEL (1895) bestimmte aus dem Hunsrückschiefer 17 Crinoiden-Arten. Davon hatte bereits F. A. ROEMER (1864) 2 Arten (KUTSCHER 1969) benannt:

Bactrocrinus nanus F. ROEMER sp. = *Poteroicrinus nanus* JAEKEL.

Agriocrinus gracilior F. ROEMER = *Cyathocrinus gracilior* JAEKEL. Einige Arten hatte bereits FOLLMANN (1885) aus anderen unterdevonischen Schichten bestimmt, so daß zu Zeiten JAEKELS folgende Crinoiden aus dem Hunsrückschiefer bekannt waren:

<i>Acanthocrinus rex</i> JAEKEL	Kaub
<i>Ctenocrinus gracilis</i> JAEKEL	Lorch
<i>Macarocrinus Springeri</i> JAEKEL	Bundenbach
<i>Culicocrinus spinatus</i> JAEKEL	Lorch
<i>Triacrinus elongatus</i> FOLLMANN	Gemünden
<i>Calycanthocrinus decadactylus</i> FOLLMANN	Gemünden

<i>Cyathocrinus Grebei</i> FOLLMANN sp.	Gemünden
<i>Cyathocrinus Goldbecki</i> JAEKEL	Bundenbach
<i>Codiocrinus Schultzii</i> FOLLMANN	Bundenbach
<i>Parisocrinus zaeiformis</i> (L. SCHULTZE) FOLLMANN sp.	Bundenbach
<i>Homocrinus Kayseri</i> JAEKEL	Lorch
<i>Bactrocrinus nanus</i> F. ROEMER	Gemünden, Bunden- bach, Lorch
<i>Hapalocrinus elegans</i> JAEKEL	Bundenbach
<i>Agriocrinus Frechi</i> JAEKEL	Bundenbach
<i>Agriocrinus gracilior</i> F. ROEMER	Bundenbach
<i>Agriocrinus inermis</i> JAEKEL	Bundenbach
<i>Thallocrinus Hauchecornei</i> JAEKEL	Bundenbach

10 neue Arten konnte JAEKEL aus dem Hunsrückschiefer bekanntmachen. Von ihnen verblieben einige bei der Gattung, zu der JAEKEL sie gestellt hatte. W. E. SCHMIDT (1934) nahm folgende Änderungen vor:

Anstatt <i>Cyathocrinus Grebei</i>	= <i>Follicrinus grebei</i>
<i>Cyathocrinus Goldbecki</i>	vorläufig eingezogen
<i>Homocrinus Kayseri</i>	= <i>Follicrinus kayseri</i>
<i>Bactrocrinus nanus</i>	= <i>Rhadiocrinus nanus</i>
<i>Agriocrinus Frechi</i>	= <i>Hapalocrinus frechi</i>
<i>Agriocrinus gracilior</i>	= <i>Imitatorcinus gracilior</i>
<i>Agriocrinus inermis</i>	= <i>Hapalocrinus innoxius</i>

Mit einigen Crinoiden-Arten befaßt sich JAEKEL später nochmals in einer Arbeit über Phylogenie und System der Pelmatozoen.

O. JAEKEL fand auch den ersten Crustaceen des Hunsrückschiefer und benannte ihn *Nahecaris Stürtzi*. Die Entdeckung fiel in eine Zeit, zu der noch recht selten über Fossilfunde aus dem Hunsrückschiefer berichtet wurde. Zur selben Zeit bearbeitete HENNIG die gleiche Form aus dem Hunsrückschiefer, und JAEKEL überließ ihm die nähere Beschreibung und morphologische Bewertung der Funde.

6. Zusammenfassung

Besondere Verdienste hatte O. JAEKEL auf paläontologischem Gebiet. Er zeigte kühne Ideen, die ihn über das Niveau seiner zeitgenössischen Kollegen hinauswachsen ließen. Auch mit dem Hunsrückschiefer ist sein Name für immer verbunden. Er beschrieb seine Fazies und die Abhängigkeit der Lebensformen von ihr. Er stellte für die Crinoiden den Tiefentypus heraus, der anschließend für den ganzen Hunsrückschiefer Geltung hatte. Außerdem stellte er die erste Blastoideen-Art des Hunsrückschiefers auf. Die Kenntnisse über die unterdevonischen Crinoiden hat er für die damalige Zeit beträchtlich erweitert. Schließlich machte er den ersten Panzerkrebs im Hunsrückschiefer bekannt.

7. Schriftenverzeichnis

- ABEL, O. (1929): OTTO JAEKEL. — *Palaeobiologie*, **2**: 143—186, 1 Bild; Wien & Leipzig.
 DREVERMANN, F. (1929): OTTO JAEKEL †. * 1863, † 1929. — *Palaeontol. Z.*, **11**: 183—184,
 1 Bild; Berlin.

- HAUCHECORNER (1885): Legt 4. Band des Jahrbuches vor. — Z. deutsch. geol. Ges., **37**: 217 (Vortr.); Berlin.
- JAEKEL, O. (1895): Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands. — Palaeontol. Abh., NF, **3**, 1 (der ganzen Reihe 7. Band), 116 S.; Jena.
- (1921): Phylogenie und System der Pelmatozoen. — Palaeontol. Z., **3**, 128 S., 114 Abb.; Berlin.
- (1921): Einen neuen Phylloocariden aus dem Unterdevon der Bundenbacher Dach-schiefer. — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, 1920, Mber.: 290—292, 1 Abb.; Berlin.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1963): Ansprache des Vorsitzenden zur Eröffnung der Jahres-versammlung der Paläontologischen Gesellschaft zu Tübingen, verbunden mit der Feier des 50-jährigen Bestehens der Gesellschaft am 4. September 1962. — Paläontol. Z., **37**: 25—28; Stuttgart.
- KUTSCHER, F. (1965): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrück-schiefers. 10. Die Vertreter der Klasse Blastoidea (Echinodermata) im Hunsrück-schiefer von Kaub und Bundenbach. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 61—67, 1 Abb., Taf. 7; Wiesbaden.
- (1966): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 12. *Acanthocrinus*-Arten im Hunsrückschiefer und im übrigen rheinischen Devon. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 19—26, Taf. 1; Wiesbaden.
- (1967): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 18. Zur Gattung *Pentremitella* LEHMANN, 1949. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 219—220; Wiesbaden.
- (1969): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 23. Aus der Frühgeschichte der Untersuchung von Hunsrückschiefer-Fossilien. — Decheniana, **122**: 15—20, 1 Taf.; Bonn.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1963): Begrüßungsansprache des Geschäftsführers. — Paläontol. Z., **37**: 28—31; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 4. 12. 1972

B.
Amtlicher Teil

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1972 (1. 1.—31. 12. 1972)

Der Haushalt des Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1972 (Haushaltsgesetz 1971/72 vom 15. 6. 1971, GVBl 1971, S. 149–153) sah gegenüber dem Geschäftsjahr 1971 eine Erhöhung des Personals von 140 auf 145, also um 3,6%, gleichzeitig eine Erhöhung der Gesamtausgaben um 7,1% vor.

Der im Rahmen der hessischen Funktionalreform gemachte Vorschlag, das Landesamt für Bodenforschung und das Landesvermessungsamt zusammenzulegen, führte zu einschlägigen Stellungnahmen des Personals. Gegen Ende des Berichtsjahres wurde eine Arbeitsgruppe aus Vertretern des vorgesetzten Ministers für Wirtschaft und Technik und des Landesamtes für Bodenforschung geschaffen, die sich mit Organisationsverbesserungen des Landesamtes für Bodenforschung befassen wird.

I. Geologische Landesaufnahme

Geologische Karte 1:25000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit	Im Berichtsjahr aufgenommene Fläche in km ²
4520 Warburg	Feldaufnahme Anschlußkartierung an Bl. 4620 Arolsen	2
4620 Arolsen	Feldaufnahme	30
4722 Kassel-Niederzwehren	Arbeit zur Herausgabe	—
4820 Bad Wildungen	Arbeit zur Herausgabe	—
4821 Fritzlar	Feldaufnahme	5
4823 Melsungen	Arbeit zur Herausgabe	—
4925 Sontra	Feldaufnahme	12
5018 Wetter (Hessen-Nassau)	Beginn der Feldaufnahme	20
5024 Rotenburg a. d. Fulda	Arbeit zur Herausgabe	—
5216 Oberscheld	Feldaufnahme	9
	Arbeit zur Herausgabe	
5225 Geisa	Arbeit zur Herausgabe	—
5319 Londorf	Arbeit zur Herausgabe	—
5320 Burg-Gemünden	Beginn der Feldaufnahme	5
5325 Spahl	Feldaufnahme	8
	Anschlußkartierung an Bl. 5225 Geisa	

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit	Im Berichtsjahr aufgenommene Fläche in km ²
5620 Ortenberg	Feldaufnahme	37
5721 Gelnhausen	Arbeit zur Herausgabe	—
6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße	Herausgabe	—
6316 Worms	Feldaufnahme	24

Insgesamt wurden 152 km² neu kartiert.

Herausgegeben wurde das Blatt der Geologischen Karte 1:25000 mit Erläuterungen

6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße (2. neubearbeitete Auflage).

Als unveränderte Nachdrucke herausgegeben wurden die vergriffenen Blätter der Geologischen Karte 1:25000 mit Erläuterungen

5717 Bad Homburg v. d. Höhe
5914 Eltville a. Rhein.

Der Klärung von geologischen Grundlagen für die Kartierung und der Erforschung des Landesgebietes dienten folgende Untersuchungen und Arbeiten:

Verfolg der stratigraphischen und faziellen Entwicklung des Muschelkalkes, besonders des Unteren, in Osthessen, West- und Südwestthüringen (DDR-Anteil nach Literatur).

Untersuchung von Salzauslaugungssenken in der Umgebung von Kassel.

Zusammenstellen der geologischen Kartierungen zu einer geologischen Karte des Kinziggebietes im Maßstab 1:25000 für den Wasserbeschaffungsverband Kinzig.

Fertigung von zwei geologischen Übersichtskarten und Profilen 1:100000 für Geotraverse im Rhenoharzynikum, hessischer Abschnitt.

Im Rahmen von Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme wurden auf folgenden Blättern in besonderem Umfang Geländearbeiten ausgeführt:

Blatt-Nr. und -Name	Arbeit
4520 Warburg	Bearbeitung von Straßenbau-Aufschlüssen und kurzfristig offenen Baugruben (Muschelkalk)
4723 Oberkaufungen	Bearbeitung von Aufschlüssen bei BAB-Verbreiterung (Buntsandstein)
4822 Gudensberg	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen (Tertiär, Quartär)
	Bearbeitung von Aufschlüssen bei BAB-Verbreiterung (Buntsandstein)
5122 Neukirchen (Kr. Ziegenhain)	Bearbeitung von Straßenbau-Aufschlüssen und kurzfristig offenen Baugruben (Buntsandstein, Muschelkalk)
5125 Friedewald	Bearbeitung von Straßenbau-Aufschlüssen (Buntsandstein)

Blatt-Nr. und -Name	Arbeit
5215 Dillenburg	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen (Devon, Karbon)
5315 Herborn	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen (Devon, Karbon)
5316 Ballersbach	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen und Straßenbau-Aufschlüssen BAB Wetzlarer Kreuz (Devon)
5325 Spahl	Bearbeitung von Straßenbau-Aufschlüssen und kurzfristig offenen Baugruben (Muschelkalk, Keuper)
5416 Braunfels	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen und Straßenbau-Aufschlüssen BAB Wetzlarer Kreuz (Devon)
5417 Wetzlar	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen (Devon)
5425 Kleinsassen	Bearbeitung von Straßenbau-Aufschlüssen (Buntsandstein, Tertiär)
5519 Hungen	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen (Tertiär, Quartär)
5619 Staden	Bearbeitung von BAB-Trassen-Bohrungen (Tertiär, Quartär)
5622 Steinau (Kr. Schlüchtern)	Bearbeitung von Basaltproben (Tertiär)
5722 Salmünster	Bearbeitung von Basaltproben (Tertiär)

Biostratigraphie, Paläontologie

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme und bei der Untersuchung von wichtigen Neuaufschlüssen und Bohrprofilen wurden Makro- und Mikrofossilien zur biostratigraphischen Altersbestimmung von Gesteinshorizonten aufgesammelt. Dieses im Berichtsjahr aufgesammelte oder bearbeitete Fossilmaterial stammt

- aus dem Paläozoikum (Devon, Unterkarbon) der Blätter 4820 Bad Wildungen und 5216 Oberscheld,
- aus dem Mesozoikum (Muschelkalk) der Blätter 4520 Warburg, 5225 Geisa und 5325 Spahl,
- aus dem Känozoikum (Tertiär) der Blätter 4823 Melsungen, 5215 Dillenburg und 5721 Gelnhausen.

Geophysik

Geophysikalische Spezialkartierungen zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme wurden fortgesetzt und ergänzt auf den Blättern 4620 Arolsen, 4721 Naumburg, 4821 Fritzlar, 4823 Melsungen, 5225 Geisa, 5319 Londorf.

Regionale magnetische Messungen wurden im nördlichen Oberrheingraben und in der Wetterau ausgeführt.

Naturschutz

Im Dillkreis wurde die Unterschutzstellung von geologisch bedeutsamen Aufschlüssen als flächenhafte Naturdenkmäler bearbeitet.

Forschungsvorhaben

„Geochemische Untersuchungen im Taunus und Soonwald“

Diese im Jahre 1971 begonnenen und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Untersuchungen wurden im Berichtsjahr fortgeführt. Erste Ergebnisse über die Häufigkeitsverteilung der Elementgruppe Rubidium, Strontium, Yttrium und Zirkonium in Serizitgneisen des Taunus liegen vor. Weitere Untersuchungen auf Kupfer und Nickel sind begonnen.

Für diese Arbeiten wurde im Berichtsjahr aus Mitteln der DFG im Hause des Landesamtes Herr

Dipl.-Min. GERHARD STRECKER vom 1. 1. 1972—31. 12. 1972

beschäftigt.

Forschungsbohrung Vogelsberg

Zur Erkundung der präbasaltischen Gebirgsstruktur unter dem Hohen Vogelsberg wird aus Mitteln des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung für die Gemeinschaftsaufgabe der Bundesländer „Forschungsbohrungen“ im Gem.-Bez. Ilbeshausen, Vogelsbergkreis, eine Bohrung niedergebracht, die am Jahresende 1972 258,3 m erreicht hatte.

Petrologie und Geochemie

Zur Petrologie der Sedimentgesteine und Magmatite für die Erläuterungsbeiträge der Blätter 4721 Naumburg, 4823 Melsungen, 5216 Oberscheld, 5225 Geisa, 5319 Londerdorf, 5320 Burg-Gemünden, 5620 Ortenberg, 5721 Gelnhausen wurden Proben bearbeitet. Petrographische Untersuchungen betrafen korundführende Hornfelsproben der Blätter 6217 Zwingenberg und 6218 Neunkirchen und Gesteinsproben aus Wasser- und Baugrundbohrungen aus dem Gebiet des Vogelsberges. Erzmikroskopische Untersuchungen wurden an Erzproben von den Blättern 4820 Bad Wildungen und 6118 Darmstadt-Ost vorgenommen. Ferner wurden Tonsteine (Tone) und Tuffe von verschiedenen Fundstellen mit Röntgen- und DTA-Geräten untersucht.

2. Bodenkunde

Bodenkarte I:25000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit	Im Berichtsjahr aufgenommene Fläche in km ²
5216 Oberscheld	Arbeit zur Herausgabe	—
5716 Oberreifenberg	Feldaufnahme	52
5814 Bad Schwalbach	Feldaufnahme	19
5816 Königstein i. Ts.	Arbeit zur Herausgabe	—
5817 Frankfurt a. M.-West	Abschluß der Feldaufnahme	22
5917 Kelsterbach	Herausgabe	—

Insgesamt wurden 93 km² bodenkundlich aufgenommen.

Herausgegeben wurde das Blatt der Bodenkarte 1:25000 mit Erläuterungen

5917 Kelsterbach,

sowie – als Beispiel für eine Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000 – das Blatt Gottesthal mit Teilen der ehem. Gemeindebezirke Hallgarten, Oestrich und Winkel.

Im Rahmen der bodenkundlichen Kartierung von Sonderkulturen wurden 6 Weinbauversuchsflächen untersucht.

Für das Forschungsprogramm „Forsthydrologische Untersuchungen im Bereich des Forstamtes Krofdorf (Krs. Gießen)“ wurden weitere bodenkundliche Untersuchungen durchgeführt.

3. Lagerstätten

Eisen- und Manganerze

Die geologische Lagerstättenaufnahme als Grundlage für die betreffenden Abschnitte der Blatterläuterungen wurde fortgesetzt und durch Probenahme sowie Farbfotos an wichtigen Aufschlüssen gleichzeitig zur Dokumentation über die Rot-eisenerz-Lagerstätten des „Lahn-Dill-Typs“ ergänzt.

Wie in früheren Jahren war bei Grubenbefahrungen mit Hilfe der Bergbau-Unternehmen mehrfach Gelegenheit, in- und ausländischen Spezialisten (z. T. von Universitätsinstituten) und Studenten die Erzlager dieses Typs und die Problematik ihrer Bildung in Beziehung zu Nebengestein und einstigem Bildungsraum vorzuführen.

Buntmetall-Erze

Die im Vorjahr begonnenen Untersuchungen an einem kleinen Schwespatvorkommen mit geringen Buntmetall-Spuren auf Bl. 5216 Oberscheld im Hinblick auf seine möglicherweise sedimentäre Entstehung sind noch nicht abgeschlossen.

Braunkohle

Das Landesamt erhielt wie in früheren Jahren nach entsprechender Vereinbarung für die Datendokumentation geologisch wichtige Unterlagen (Bohrberichte usw.) von den nordhessischen Bergbau-Unternehmen.

Kali, Erdöl und Erdgas

Auf diesem Lagerstätten-Sektor werden zur Zeit seitens des Landesamtes keine Untersuchungen betrieben. Das Landesamt unterhält in hydrogeologischen Fragen, die für den hessischen Kali-Bergbau entscheidende Bedeutung haben, enge Verbindungen zu dem hier tätigen Unternehmen.

Steine und Erden

Neben kleineren Beratungen wurden 5 Gutachten und 2 ausführliche Stellungnahmen über Sand/Kies-, Ton- und Basaltvorkommen abgegeben.

Ein umfassender Programmwurf über Vorsorge-Untersuchungen zur Vorratslage von Lagerstätten der Steine und Erden wurde ausgearbeitet. Danach sollen vorausplanende Untersuchungsarbeiten in diesem Lagerstättenbereich im Hinblick auf kontinuierliche Sicherstellung des Rohstoffbedarfes betrieben werden. Die damit zusammenhängenden Arbeiten wurden begonnen.

4. Chemisches Laboratorium

250 Bodenanalysen mit z. T. bis zu 14 Bestandteilen, 113 Kornverteilungsanalysen und 361 Schlämm- bzw. Siebanalysen zur Korntrennung lieferten Unterlagen für die bodenkundliche Kartierung. Für Fragen der Hydrogeologie und der Ingenieurgeologie wurden 361 Wasseranalysen mit bis zu 18 Bestandteilen sowie 26 bauchemische Wasseranalysen mit 11 Bestandteilen gefertigt. 18 Wasserproben wurden auf ihren Chlorid- und 11 Bodenproben auf Mineralölgehalt untersucht. Für die petrographische Gesteinsuntersuchung wurden 196 Gesteinsanalysen mit z. T. bis zu 16 Bestandteilen bearbeitet.

Im Hinblick auf die chemische Zusammensetzung des Bodens wurde bei zahlreichen Bodenproben die Aggressivität und deren Ursache bestimmt. Zur Feststellung der Grundwasserbewegung wurden mittels eines Markierungsversuches im Bereich einer Großbaustelle die Uraningehalte bei einer großen Zahl von Wasserproben untersucht.

5. Hydrogeologie

Hydrogeologische Grundlagenforschung

Auf den Blättern 4521 Liebenau, 4620 Arolsen und 5216 Oberscheld wurden hydrogeologische Feldkartierungen ausgeführt und Wasserproben entnommen. Das Blatt 4925 Sontra wurde hydrogeologisch kartiert. Die Arbeit an den Reinblättern und Erläuterungsanteilen der neu aufgenommenen Blätter wurde begonnen und die Bearbeitung der Erläuterungsanteile zu den Blättern 4823 Melsungen, 5024 Rotenburg a. d. Fulda, 5225 Geisa und 5319 Londorf fortgeführt. Auf Blatt 5225 Geisa wurden an 17 ausgewählten repräsentativen Quellen durch mehrfache Messungen jahreszeitliche Änderungen der Schüttung ermittelt.

Hydrochemische Prospektionen wurden in Bad Orb und Bad Salzschlirf durchgeführt. Zur Ortung geeigneter Bohrpunkte für die Erschließung weiterer Mineralwasservorkommen im hessischen Staatsbad Bad Schwalbach wurden CO_2 -Gasmessungen in der Grundluft und im oberflächennahen Grundwasser durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung unter Beteiligung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung ausgeführt. Aus Mineralwasserquellen in Nordhessen wurden CO_2 -Gasproben für Isotopenuntersuchungen entnommen. Die Untersuchung der Versalzungszone im hessischen Ried wurde fortgesetzt. Experimentelle Untersuchungen befaßten sich mit der Bestimmung des nutzbaren Porenvolumens von Sanden.

Für den Wasserverband Kinzig wurden die in den Jahren 1966 – 1969 auf 10 Blättern kartierten Gebietsanteile zu einer geologischen Karte des Buntsandsteinanteils im Niederschlagsgebiet der Kinzig und der Jossa im Maßstab 1:25 000 zusammengefaßt.

Im Rahmen des Forschungsprogramms „Auswirkungen von Müll, insbesondere Industriemüll, auf das Grundwasser“ erfolgten vier neue Brunnenbohrungen am Müllplatz der Stadt Frankfurt/Main im Frankfurter Stadtwald und zahlreiche Messungen und Probenahmen zur physikalischen, chemischen und bakteriologischen Untersuchung der verunreinigten Bodenschichten und des Grundwassers.

Die Arbeiten am Forschungsprogramm „Einfluß von Straßen auf das unterirdische Wasser“ wurden fortgeführt. Der Anstieg der Chloridgehalte im Wasser einer Quelfassung im Kreis Hersfeld-Rotenburg, der wahrscheinlich auf das Streuen von Auftausalzen auf der Bundesautobahn zurückzuführen ist, wurde weiterverfolgt. Es wurden Wasser- und Bodenproben entnommen und die Untersuchungsergebnisse zur Veröffentlichung vorbereitet.

Durch Vertreter war das Landesamt neu in den Ausschüssen „Wasserversorgung und Wasseranreicherung“ (DVGW), „Wasserversorgung und Uferfiltrat“ (BMI), „Gewässergefährdung durch Auftausalze“ (LAWA) und „Musterleistungsverzeichnis Grundwasserabsenkung“ (DVGW) vertreten.

Für den „Sonderplan Wasserversorgung Rhein-Main, Teil II“ wurde die Bearbeitung der hydrogeologischen Gutachten begonnen.

Praktische Aufgaben

Im Jahre 1972 wurden 310 Gutachten und 158 Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert (Gesamtzahl: 468) abgegeben (gegenüber 308 und 134, Gesamtzahl 442, im Jahre 1971).

Gebietliche Verteilung

Regierungsbezirk Darmstadt

Land- bzw. Stadtkreis	Gutachtenzahl	Gebiet, Gemeinde bzw. Gemeindebezirk, Verband und dgl.
Bergstraße	17	Bensheim (2), Fürth, Gras-Ellenbach, Groß-Rohrheim (2), Heppenheim (5), Lorsch, Mörlenbach (3), Wald-Michelbach, Zwingenberg
Biedenkopf	7	Biedenkopf, Breidenbach, Breidenstein, Hommertshausen, Roth, Steinperf, Weidenhausen
Darmstadt-Land	6	Bickenbach, Ernsthofen, Nieder-Beerbach, Nieder-Ramstadt, Seeheim (2)
Dieburg	2	Otzberg, Reinheim
Dillkreis	6	Burg, Dietzhöhlztal, Dillenburg, Frohnhausen, Herbornseelbach, Wasserverband Wasserwerke Dillkreis-Süd

Regierungsbezirk Darmstadt (Fortsetzung)

Land- bzw. Stadtkreis	Gutachtenzahl	Gebiet, Gemeinde bzw. Gemeindebezirk, Verband und dgl.
Frankfurt am Main	6	Frankfurt am Main (6)
Gelnhausen	11	Bad Orb (4), Flörsbachtal, Gelnhausen (3), Linsengericht, Wächtersbach (2)
Gießen-Land	10	Bersrod, Beuern, Hungen (2), Laubach (2), Pohlheim, Reiskirchen (2), Kreisgebiet
Gießen-Stadt	3	Gießen (3)
Groß-Gerau	5	Mörfelden, Nauheim, Rüsselsheim, Stockstadt, Trebur
Hanau-Land	6	Dörnigheim, Großauheim, Langenselbold, Neuberg (2), Schöneck
Hanau-Stadt	2	Hanau (2)
Hochtaunus	11	Bad Homburg v. d. H. (2), Friedrichsdorf (2), Grävenwiesbach, Köppern, Kronberg-Kronthal, Schmitten, Wasserbeschaffungsverband Usingen, Weilrod (2)
Limburg	10	Elz, Erbach, Hadamar (2), Haintchen, Limburg (3), Niederselters, Wasserverband Dorchheim-Elbgrund
Main-Taunus	6	Bad Soden, Bremthal, Ehlhalten, Hochheim, Niedernhausen, Wildsachsen
Oberlahn	6	Mengerskirchen (2), Selters, Weilburg, Weilmünster, Weinbach
Odenwald	10	Bad König (2), Brensbach, Erbach (2), Fränkisch-Crumbach (2), Hesseneck, Reichelsheim, Steinbachtal
Offenbach-Land	7	Heusenstamm, Klein-Krotzenburg, Obertshausen, Rembrücken (2), Sprendlingen, Zweckverband Wasserversorgung Stadt und Kreis Offenbach
Rheingau	4	Aßmannshausen, Erbach, Lorch, Wollmerschied
Schlüchtern	6	Bad Soden bei Salmünster (2), Salmünster, Steinau (2), Sterbfritz
Untertaunus	17	Aarbergen, Bad Schwalbach (3), Heidenrod, Hohenstein (2), Hünstetten (2), Idstein (2), Oberjosbach, Schlangenbad (2), Taunusstein, Waldems, Wallrabenstein
Vogelsberg	20	Alsfeld (3), Fuldatal, Gemünden, Herbstein (2), Homberg (4), Kirtorf (2), Lauterbach, Rimbach, Schlitz, Schotten (2), Schwalmtal, Ulrichstein
Wetterau	30	Bad Nauheim, Bad Vilbel (6), Büdingen, Butzbach (2), Florstadt (3), Friedberg (2), Glauburg, Kefenrod, Nidda (5), Ober-Mörlen (3), Ortenberg, Rosbach v. d. H. (3), Wölfersheim
Wetzlar	10	Aßlar (3), Atzbach, Bielhausen, Kleenheim, Krofdorf-Gleiberg, Leun, Nauborn, Werdorf
Wiesbaden	4	Wiesbaden (4)

Regierungsbezirk Kassel

Land- bzw. Stadtkreis	Gutachtenzahl	Gebiet, Gemeinde bzw. Gemeindebezirk, Verband und dgl.
Eschwege	4	Frankershausen, Herleshausen, Sontra (2)
Frankenberg	7	Allendorf/Eder, Bromskirchen, Burgwald, Frankenau, Frankenberg, Haina/Kloster, Vöhl
Fritzlar-Homberg	5	Borken, Wabern, WBV Arnsbach-Trockenerfurth, Wasserverband Zimmersrode, Kreisgebiet
Fulda-Land	8	Ebersburg, Gersfeld, Hünfeld (3), Petersberg, Rasdorf, Kreisgebiet
Fulda-Stadt	3	Fulda (3)
Hersfeld-Rotenburg	7	Hohenroda, Kirchheim (2), Licherode, Ludwigsau, Wintershall AG Heringen (2)
Kassel-Land	14	WBV Dörnberg, Espenau, Fuldata, Grebenstein, Immental, Karlshafen, Naumburg, Söhrewald (3), Trendelburg, Wahlsburg, Wolfhagen, Kreisgebiet
Kassel-Stadt	3	Kassel (3)
Marburg-Land	8	Stadt Allendorf (4), Kirchhain, Münchhausen, Wohratal, Wasserwerk Wohratal
Melsungen	3	Gensungen, Melsungen (2)
Waldeck	20	Bad Wildungen (10), Diemelsee (3), Korbach (4), Landau, Twistetal (2)
Witzenhausen	1	Velmeden
Ziegenhain	5	Lingelbach, Olberode, Ottrau, Röllshausen, Schönstein
	Regierungsbezirk Darmstadt	222 Gutachten
	Regierungsbezirk Kassel	88 Gutachten
		<u>310 Gutachten</u>

Sachliche Verteilung

	Gutachten
1. Wassererschließungen	
a) Zentrale Wasserversorgungen	75
b) Aus- und Neusiedler	5
c) Dienstgehöfte und Gewerbe	4
d) Luftschutz-, Militäranlagen, Bahn, Post	7
e) Sonstige	2
	<u>93</u>
2. Beurteilung vorhandener Wassergewinnungsanlagen	3
3. Wasserschutzgebiete	75
4. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in qualitativer Hinsicht	
a) durch Lagerflüssigkeiten	14
b) durch Müllablagerungen	13
c) durch Einflüsse anderer Art	37
	<u>64</u>

5. Abwasserversenkung, Gasspeicher	4
6. Erlaubnisse, Bewilligungen und Genehmigungen zum Bau oder Betrieb von Wassergewinnungsanlagen	2
7. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in quantitativer Hinsicht	2
8. Ursachen von Grundwasserstandsänderungen	1
9. Heil- und Mineralquellen	
a) Erschließungen	3
b) Schutzgebiete	—
10. Ausnahmegenehmigungen in Schutzgebieten	
a) Heilquellen	27
b) Trinkwasser	8
11. Talsperren, Rückhaltebecken und Staustufen	2
12. Untersuchung größerer Gebiete, Rahmenpläne, Sonderpläne, Generalpläne	1
13. Landwirtschaftlicher Wasserbau, Dränung, Bewässerung	—
14. Bauwerkswasserfragen (Wasserhaltung, Vernässung)	25
	310

Die Gutachten zur Wassererschließung nahmen im Berichtsjahr mit 96 (davon 3 für Mineralwasser) für dieses Sachgebiet deutlich zu (Vorjahr 74 Gutachten). An größeren Vorhaben seien erwähnt: Planungs- und Untersuchungsarbeiten zum Bau eines Wasserwerks auf dem Kühkopf, Kr. Groß-Gerau, Untersuchung der Möglichkeiten einer überörtlichen Wasserversorgung im hessischen Odenwald, Wasserversorgungsmöglichkeiten für die Städte Bad Wildungen, Kr. Waldeck, und Cappel, Lkr. Marburg, sowie für die Kreiswerke Gelnhausen im Kreis Gelnhausen. Die Erschließungsarbeiten des WV Kinzig wurden laufend beraten und die hydrogeologischen Vorarbeiten zur Errichtung neuer Teilwasserwerke weitgehend abgeschlossen. — Die in den aufgrund der gutachtlichen Beratung ausgeführten 50 Wasserbohrungen nachgewiesene gewinnbare Grundwassermenge von 870 l/s übertraf das Erschließungsergebnis des Vorjahres (785 l/s in 71 Bohrungen).

Die Gutachtengruppe „Schutz und Reinhaltung des Grundwassers und Untergrundes“ (Punkte 3, 4, 7 und 10 der sachlichen Verteilung) hielt mit 176 Erstattungen praktisch den Vorjahresstand (188). Auf dieses Sachgebiet entfiel auch die größte Zahl der Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert. — Leicht rückläufig mit 75 bzw. 13 Erstattungen gegenüber 90 bzw. 18 im Jahre 1971 waren die Gutachten zur Einrichtung von Trinkwasserschutzgebieten und zu Fragen der Müllablagerung. Dies ist vermutlich die Auswirkung einer beginnenden Zusammenfassung der Abfallbeseitigung auf wenige zentrale Deponien.

Die restlichen Gutachten betrafen vor allem Bauwerkswasserfragen, die Beurteilung von Wassergewinnungsanlagen und von grundwassergefährdenden Einrichtungen in quantitativer Hinsicht, die Anlage von Rückhaltebecken, die Abwasserversenkung sowie die unterirdische Gasspeicherung. Hierunter fallen auch aufwendige Beratungen und Gutachten über die hydrogeologischen Verhältnisse beim Bau der S-Bahn in Frankfurt am Main und über die Erweiterung der Speicherkapazität eines Gasspeichers im Oberrheingraben. Ebenso wurden die Verhältnisse im Versenkgebiet des hessischen Werra-Kalireviers eingehend behandelt. Die Kaliabwasserversenkung wurde während des ganzen Jahres verfolgt.

425 Bohrungen wurden bearbeitet.

6. Ingenieurgeologie

Im Geschäftsjahr 1972 sind

- 279 Gutachten,
 - 82 Berichte und Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert und
 - 148 Stellungnahmen zu Bauleitplänen nach dem BBauG

erstattet worden.

Die Zahl der Gutachten verteilt sich wie folgt (in Klammern Zahlen des Vorjahres):

- 29 Behördenbauten (17)
 - 6 Universitäts- und Hochschulbauvorhaben (17)
 - 9 Bauvorhaben für die Bundeswehr (19)
 - 6 Bauvorhaben nach dem RSG, FBG und der WVVO (10)
- 29 Kommunale Bauvorhaben, Schulen, Krankenhäuser (27)
 - 4 Allgemeine Straßenbauvorhaben (22)
- 13 Gutachten für BAB-Teilstrecken (13)
- 98 Gutachten für Brückenbauwerke (50)
- 29 Gutachten für Talsperren und Rückhaltebecken (18)
 - 3 Gutachten für Felsbauvorhaben unter und über Tage (3)
 - 2 Rutschungen und Erdfälle (6)
- 52 Beurteilungen von Gelände zur Industrieansiedlung (29)
- 0 Sonstige Gutachten (7).

Zu Baumaßnahmen der Straßenbauverwaltung Hessen sind im Berichtsjahr 115 Gutachten für BAB-Neubaustrecken und den Ausbau von Bundesstraßen erstattet worden, d. s. rd. 41% (1971 = 88 Gutachten = 36%). Hinzu kommt die ständige ingenieurgeologische Baustellenbetreuung folgender BAB-Neubaustrecken:

- A 74, Koblenz—Gießen mit BAB-Kreuz Wetzlar und Kreuzung B 3a
- A 13, Gießen—Stuttgart
- A 10, 6spuriger Ausbau im Gebiet Kassel
- BAB Kassel—Marburg
- Südtangente Kassel.

Die obigen Zahlen zeigen 1972 einen Rückgang von Universitäts- und Hochschulneubauten sowie von Bauten für die Bundeswehr, der aber durch die verstärkte Planung von Talsperren und Rückhaltebecken und die Beratung für die Erschließung von Industriegelände zahlenmäßig wieder ausgeglichen wird. Die Gesamtzahl der erstatteten Gutachten liegt über dem Durchschnitt der letzten Jahre (1971 = 238, 1970 = 240, 1969 = 258).

Soweit die gutachtliche Tätigkeit es zuließ, wurde die angewandte Forschung über bei der Gutachtentätigkeit anfallende Probleme intensiviert. Die Ergebnisse kommen in den Vorträgen und Veröffentlichungen der Mitarbeiter zum Ausdruck.

7. Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1972 betrug 5058 Einheiten (4209 Bände und 849 Karten). In der relativ hohen Zahl sind sehr viele Neuzugänge aus dem Jahre 1971 enthalten, die wegen des damaligen Umzugs der Bibliothek erst im Jahre 1972 inventarisiert werden konnten.

Die Zahl der Tauschpartner hat sich von 552 auf 558 erhöht. — Ausgeliehen wurden im Berichtszeitraum 4835 Bände und 496 Karten.

8. Vertriebsstelle

Aus der Vertriebsstelle wurden verkauft:

im Geschäftsjahr 1971: 796 Geologische Karten 1:25 000
86 Bodenkarten 1:25 000
75 Übersichtskarten
628 sonstige Veröffentlichungen

im Geschäftsjahr 1972: 1021 Geologische Karten 1:25 000
89 Bodenkarten 1:25 000
204 Übersichtskarten
703 sonstige Veröffentlichungen.

9. Archive, Datendokumentation

Der Zuwachs betrug im Jahre 1972 insgesamt 7055 Stück (1172 Gutachten und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie Analysen, 2076 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen, 3650 Wasseranalysen, 36 Dias und 9 Diplomarbeiten). — Ausgeliehen und wieder vereinnahmt wurden 1520 Stück.

In Zusammenarbeit mit der HZD Wiesbaden und mit verschiedenen einschlägigen Arbeitsgemeinschaften und Ausschüssen wurde die Datenerfassung und Dokumentation von Archivmaterial, vor allem im Bereich Hydrogeologie und Ingenieurgeologie, weiter vorangetrieben.

10. Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1972 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden,
Band **100**, 332 S., 53 Abb., 38 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1972.

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung:

Heft **61**, WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 159 S., 2 Abb., 21 Tab., Wiesbaden 1972.

Heft **62**, BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf., Wiesbaden 1972.

Heft **63**, THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1972.

Heft **64**, STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf., Wiesbaden 1972.

Heft **65**, BOY, J.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1972.

Heft **66**, BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf., Wiesbaden 1972.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Blatt 5717 Bad Homburg v. d. Höhe, 2. Aufl., und Erläuterungen, 55 S., Wiesbaden 1972.

Blatt 5914 Eltville a. Rhein, 3. Aufl., und Erläuterungen, 79 S., Wiesbaden 1972.

Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl., und Erläuterungen, 276 S., 67 Abb., 48 Tab., Wiesbaden 1972.

Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5917 Kelsterbach, und Erläuterungen, 206 S., 40 Tab., 41 Prof., Wiesbaden 1972.

Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000, Blatt Gottesthal, Wiesbaden 1972.

Auslandstätigkeit

Herr Regierungsrat Dipl.-Geol. Dr. EBERHARD KÜMMERLE wurde vom 8. Mai 1972 bis zum 7. Mai 1973 für einen Einsatz als deutscher Sachverständiger bei einer im Rahmen des Entwicklungsprogramms der Vereinten Nationen liegenden Lagerstättenprospektion in Marokko beurlaubt.

Sonstiges

Vom 4. – 8. 4. 1972 fand in Rüdesheim a. Rh. die 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins statt, die vom Landesamt vorbereitet und durchgeführt wurde.

Herr Regierungsdirektor Prof. Dr. ZAKOSEK wirkte an der Begutachtung von Forschungsaufträgen im Rahmen des Forschungsrings des Deutschen Weinbaues bei der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft e. V. mit.

Bei verschiedenen Kommissionen und Arbeitsgemeinschaften auf dem Gebiet des Umweltschutzes arbeiteten Vertreter des Landesamtes mit.

Herrn PARADELA vom Ministerium für öffentliche Arbeiten in Lissabon wurden die Wassergewinnungsanlagen des Wasserwerkes Schierstein erläutert und eine Führung dort ermöglicht.

Hochschultätigkeit

Regierungsdirektor Dr. BARGON
als Lehrbeauftragter an der Technischen Hochschule Darmstadt
(Bodenkunde)

Oberregierungsrat Dr. BERNHARD
ab Sommer-Semester 1972 als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel,
Fachbereich Bauingenieurwesen
(Geologie für Bauingenieure)

Regierungsdirektor Prof. Dr. KUTSCHER
als apl. Professor an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz
(Angewandte Geologie, Geschichte der Geologie)

Regierungsdirektor Prof. Dr. LIPPERT
als Honorarprofessor an der Justus-Liebig-Universität Gießen
(Allgemeine und angewandte Geologie)

Regierungsdirektor Dr. MATTHES
als Privatdozent an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
(Hydrogeologie)

Regierungsdirektor Dr. MEISL

als Privatdozent an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
(Gesteinsmetamorphose und spezielle Geochemie)

Direktor des Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. NÖRING

als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt
(Hydrogeologie)

Oberregierungsrat Dr. PLASS

als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
(Pleistozäne Morphologie und Bodenkunde im Fach Geographie)

Regierungsdirektor Dr. PRINZ

als Lehrbeauftragter an der Philipps-Universität Marburg
(Ingenieurgeologie)

Regierungsdirektor Prof. Dr. ZAKOSEK

als apl. Professor an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz
(Geologie und Bodenkunde)

Oberregierungsrat Dr. PAULY

als Lehrbeauftragter an der University of Maryland, European Division,
Heidelberg-Wiesbaden
(Allgemeine und historische Geologie)

Regierungsdirektor Dr. THEWS

als Lehrbeauftragter an der University of Maryland, European Division,
Heidelberg-Wiesbaden
(Physical Geology, Earth History)

Herrn Regierungsdirektor Dr. MEISL wurde von der Technischen Hochschule Darmstadt ein befristeter Lehrauftrag erteilt zur wissenschaftlichen Führung einer Südkandinavien-Exkursion in der Zeit vom 31. 7. 1972 bis 11. 8. 1972.

Herr Regierungsdirektor Dr. RÖSING hielt vom 9. 4. 1972 bis 16. 4. 1972 eine Gastvorlesung und Kartierübung an der Freien Universität Berlin im Gebiet von Eschwege, am Meißner und im Ringgau, mit dem Thema: „Der Mittlere Buntsandstein in der Umgebung von Eschwege“.

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ANDERLE, H.-J., EHRENBERG, K.-H. & MEISL, S.: Unterdevon und Metamorphe Zone im Südaunus. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **54**, S. 123–139, 2 Abb., Stuttgart 1972.
- BARGON, E.: Böden. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 215–220, Wiesbaden 1972.
- BÖKE, E. & KUPFAHL, H.-G.: Terrassen des Rheins und Neckars. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 129–133, Abb. 23 bis 24, Wiesbaden 1972.
- DIEDERICH, G. & MATTHESS, G.: Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 193–214, Abb. 53–59, Tab. 43–47, Wiesbaden 1972.
- EHRENBERG, K.-H.: s. ANDERLE, H.-J., EHRENBERG, K.-H. & MEISL, S., Stuttgart 1972.
- GOLWER, A., KNOLL, K. H., MATTHESS, G., SCHNEIDER, W. & WALLHÄUSSER, K. H.: Mikroorganismen im Unterstrom eines Abfallplatzes. — Gesundh.-Ing., **93**, S. 142 bis 152, 4 Abb., 8 Tab., München 1972.
- GOLWER, A. & MATTHESS, G.: Die Bedeutung des Gasaustausches in der Grundluft für die Selbstreinigungsvorgänge in verunreinigten Grundwässern. — Z. deutsch. geol. Ges., **123**, S. 29–38, 2 Abb., Hannover 1972.

- GOLWER, A., MATTHESS, G. & SCHNEIDER, W.: Contamination de l'eau souterraine par des dépôts de déchets et implications pour les méthodes d'évacuation des résidus. — La Tribune du Cebedeau, No. 347, **25**, S. 428—433, 1 Abb., 1 Tab., Liège 1972.
- HERZBERG, A.: Hessisches Geologisches Schrifttum 1971 mit Nachträgen aus den Jahren 1958—1970. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 310—322, Wiesbaden 1972.
- HÖLTING, B.: Ein in Wetter/Krs. Marburg (Hessen) erschlossenes $\text{Na}_2\text{—SO}_4$ -haltiges Mineralwasser und die Genese solcher Wässer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 260—283, 1 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1972.
- HÖLTING, B. & WIEGAND, K.: Die quantitative Abschätzung von Änderungen der Mineralwasserkomponenten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 254—259, Wiesbaden 1972.
- KARSCHNY, A.: Verzeichnis der Erdbeben. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 241—245, Wiesbaden 1972.
- KÜMMERLE, E.: s. KUPFAHL, H.-G., KÜMMERLE, E. & MEISL, S., Wiesbaden 1972.
- s. KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., mit Beitr. von BARGON, E., et al., Wiesbaden 1972.
- KUPFAHL, H.-G., KÜMMERLE, E. & MEISL, S.: Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr. (2. neu bearb. Aufl.), Wiesbaden 1972.
- KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., mit Beitr. von BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G., WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., 276 S., 67 Abb., 48 Tab., Wiesbaden 1972.
- KUTSCHER, F.: Der Hunsrückschiefer — ein Forschungs- und Volksobjekt. — Der Hunsrück, **2**, S. 135—147, 8 Abb., Bernkastel-Kues (Hunsrückverein e. V.) 1971.
- Die Erdbeben im Gebiet des Blattes Zwingenberg und seiner Umgebung. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 239—245, Abb. 66—67, Wiesbaden 1972.
- KUTSCHER, F., PRINZ, H. & SCHWARZ, E.: Das Nivellement hoher Genauigkeit auf dem Blatt Zwingenberg und den angrenzenden Gebieten. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 221—227, Abb. 60, Tab. 48, Wiesbaden 1972.
- LAEMMLEN, M.: Landschaft, Böden, Wasser. In: Der Landkreis Fulda, S. 11—26, mit geologischer Übersichtskarte des Kreises Fulda 1:200 000 und doppelt überhöhtem geologischem Längsschnitt. Stuttgart und Aalen (Konrad Theiss Verlag) 1971.
- MATTHESS, G. in ANDRES, G. & MATTHESS, G.: Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Bayern 1:25 000, Bl. 5020 Aschaffenburg, S. 217—230, 2 Abb., 1 Tab., 1 Beil., München 1971.
- in AURAND, K., KERPEN, W., MATTHESS, G., WOLTER, R. & ZAKOSEK, H.: Gefährdung von Trinkwasservorkommen durch radioaktive Kontaminatoren. — In: Radioaktive Stoffe und Trinkwasserversorgung bei nuklearen Katastrophen, 75 S., 6 Abb., 16 Tab., Anh., Forschungsber. Bundesmin. Innern, Bonn 1971.
- Hydrogeologic Criteria for the Self-Purification of Polluted Groundwater. — International Geological Congress, 24th session Canada 1972, Section 11, Hydrogeology, S. 296—304, 2 fig., 1 tab., Montreal 1972.
- Bleigehalte in Gestein, Boden und Grundwasser. — In: Blei und Umwelt, S. 21—27, 6 Tab., Berlin-Dahlem (Institut für Wasser-, Boden- und Lufthygiene) 1972.
- Grundwasser-Verunreinigungen und ihre Beseitigung durch natürliche Vorgänge. — In: Umwelt-Report. Unser verschmutzter Planet. S. 139—140, Frankfurt a. M. (Umschau-Verlag) 1972.
- Selbstreinigung des Grundwassers. — Bild der Wissenschaft, Jg. 1972, H. 10, S. 1032 bis 1039, 14 Abb., Stuttgart 1972.
- Neuere Forschungsergebnisse über die Ablagerung von Abfallstoffen. — In: Umweltschutz und öffentlicher Gesundheitsdienst. — Schr.-R. Wasser-, Boden- u. Lufthygiene, **38**, S. 215—217, Stuttgart (Gustav Fischer Verlag) 1972.
- s. DIEDERICH, G. & MATTHESS, G., Wiesbaden 1972.

- MATTHESS, G.: s. GOLWER, A. & MATTHESS, G., Hannover 1972.
 — s. GOLWER, A. & MATTHESS, G., Liège 1972.
 — s. GOLWER, A., KNOLL, K. H., MATTHESS, G., SCHNEIDER, W. & WALLHÄUSSER, K. H., München 1972.
 — s. NÖRING, F., MATTHESS, G. & RAMBOW, D., Hannover 1972.
- MEISL, S.: s. ANDERLE, H.-J., EHRENBERG, K.-H. & MEISL, S., Stuttgart 1972.
 — s. KUPFAHL, H.-G., KÜMMERLE, E. & MEISL, S., Wiesbaden 1972.
 — s. KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., mit Beitr. von BARGON, E., et al., Wiesbaden 1972.
- NÖRING, F.: Auswirkung chemischer und bakterieller Erzlösungs-Maßnahmen auf das Grundwasser. — Gesellsch. Deutscher Metallhütten- und Bergleute e. V., Hauptversammlung 1972 in Stuttgart, Vortragsauszüge, S. 21—22, o. O. u. o. J. (Clausthal-Zellerfeld 1972).
 — Hydrogeologische Gesichtspunkte bei der Festsetzung von Wasser- und Heilquellenschutzgebieten. — Z. deutsch. geol. Ges., **123**, S. 105—109, Hannover 1972.
 — Geologischer Überblick über das Tagungs- und Exkursionsgebiet Taunus und Taunusvorland. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **54**, S. 73—77, Stuttgart 1972.
 — Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1971 (1. 1.—31. 12. 1971). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 287 bis 309, Wiesbaden 1972.
- NÖRING, F., MATTHESS, G. & RAMBOW, D.: Probleme der Bestimmung des gewinnbaren Grundwasserdargebotes in Festgesteinen für wasserwirtschaftliche Rahmen- und Sonderpläne. — Z. deutsch. geol. Ges., **123**, S. 65—80, 2 Abb., Hannover 1972.
- PRINZ, H.: Gebäudeschäden durch witterungsbedingte Austrocknung von Tonböden. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **54**, S. 57—59, Stuttgart 1972.
 — s. KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & PRINZ, H.: Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 181—188, Abb. 51—52, Wiesbaden 1972.
 — s. KUTSCHER, F., PRINZ, H. & SCHWARZ, E., Wiesbaden 1972.
- RAMBOW, D.: Hydrogeologie und Trinkwassererschließung im Kreis Melsungen. In: Jahrbuch des Kreises Melsungen 1973. S. 107—110, Melsungen (A. Bernecker) 1972.
 — s. NÖRING, F., MATTHESS, G. & RAMBOW, D., Hannover 1972.
- REUL, K.: Anwendung der Luftbildgeologie bei der Grundwassererschließung. — Wasserfachl. Aussprachetagung des DVGW, VGW, VWN und VEWIN vom 23.—25. 2. 1972 in Dortmund. — DVGW-Broschüre „Wassergewinnung — Wassergüte“, S. 50—55, Frankfurt/M. (ZfGW-Verlag GmbH) 1972.
 — in BACKHAUS, E. & REUL, K.: Faziesentwicklungen in Schüttungskörpern des Mittleren Buntsandsteins anhand von Gamma-Logs und Folgerungen für die Korrelierung von Leitbänken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 131—134, Taf. 9, Wiesbaden 1972.
- REUL, K., SCHOTT, H. & WIRTH, H.: Periodische gezeitenbedingte Grundwasserspiegelschwankungen im Vogelsberg. — Deutsch. gewässerkd. Mitt., **16**, 4, S. 94—98, 1 Abb., Koblenz 1972.
- THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **63**, 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1972.
- THIELICKE, G. in BOR, J., EMMERMANN, K.-H. & THIELICKE, G.: Schnellmethoden der naßchemischen Gesteinsanalyse. Ein Beitrag zur Bestimmung von Calcium und Magnesium, zweiwertigem Eisen und Kieselsäure. — Mainzer geowiss. Mitt., **1**, S. 34—47, 1 Abb., 7 Tab., Mainz 1972.
- WENDLER, R.: Geophysik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 228—238, Abb. 61—65, Wiesbaden 1972.
- WIEGAND, K.: s. HÖLTING, B. & WIEGAND, K., Wiesbaden 1972.
- ZAKOSEK, H.: s. MATTHESS, G. in AURAND, K., KERPEN, W., MATTHESS, G., WOLTER, R. & ZAKOSEK, H., Bonn 1971.

ZAKOSEK, H., HORNEY, G. & BECKER, H.: Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000, Bl. 5542 R. 3428 H. Gottesthal. Wiesbaden 1972.

Wissenschaftliche Vorträge von Angehörigen des Landesamtes

- ANDERLE, H.-J.: Das variscische Flächen- und Achsengefüge im südlichen Taunus. — 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.
— Die Schollengliederung im südlichen Taunus und ihr Zusammenhang mit dem nördlichen Oberrhein-Graben. — 5. Kolloquium der Internationalen Rheingraben-Forschungsgruppe in Karlsruhe, 14. 4. 1972.
- BARGON, E.: Gedanken zu einer neuen bodenkundlichen Kartierorganisation beim Einsatz mechanischer Kartierbohrgeräte. — Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde der Geologischen Landesämter der BRD in Speyer, 18. 5. 1972.
- BERNHARD, H., RAMBOW, D., RITZKOWSKI, S. & RÖSING, F.: Die Subrosionssenke von Kassel-Waldau. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Braunschweig, 14. 10. 1972.
- EHRENBERG, K.-H.: Zur Geologie und Petrologie vulkanischer Gesteine am Landrücken und Südostrand des Vogelsberges. — Geowissenschaftl. Kolloquium des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden, 23. 3. 1972.
— Gedinne im Westlichen Taunus. — 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.
- FINKENWIRTH, A.: Hydrogeologische Probleme in Osthessen. — Jahrestagung des Bundes der Wasser- und Kulturbauingenieure, Landesverband Hessen e. V., in Fulda, 25. 5. 1972.
— Deep Well Disposal — One Method of Protecting Human Environment. — Internationaler Kongreß „Chemical Engineering at the Service of Mankind“ in Paris, 8. 9. 1972.
- GOLWER, A.: Die Sanierung von Ölnfällen durch Brunnen — Erfahrungen aus dem Raume Frankfurt. — Seminar zur Fortbildung von Sachverständigen für Mineralölnfälle, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 7. 6. 1972.
- GOLWER, A., MATTHESS, G. & SCHNEIDER, W.: Groundwater contamination by waste deposits and implications for methods of refuse disposal. — Vorgetragen von H. DENGELER auf dem 25. Internationalen Kongreß des Centre Belge d'Etude et de Documentation des Eaux in Gent, 18. 5. 1972.
- HOLTZ, S.: Der Herkules in Kassel — Bauwerk und Untergrund. — Geowissenschaftl. Kolloquium des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden, 27. 4. 1972.
- HORN, M.: Das Becken von Elben (Bl. 4721 Naumburg). Stratigraphie und Tektonik eines jungtertiären Senkungsgebietes am Rand eines saxonischen Grabens. — Geowissenschaftl. Kolloquium des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden, 23. 3. 1972.
- KÜMMERLE, E.: Das Tertiär im Rheingau. — 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.
- LIPPERT, H.-J.: Heimatgeologie. — Nassauischer Verein für Naturkunde, Wiesbaden, 4. 1. 1972.
- MATTHESS, G.: Neuere Forschungsergebnisse über die Ablagerung von Abfallstoffen. — Verein für Wasser-, Boden- und Lufthygiene e. V., „Umweltschutz und öffentlicher Gesundheitsdienst“, Berlin-Dahlem, 15. 3. 1972.
— Die Beeinträchtigung der Grundwasserbeschaffenheit durch Müllablagerungen. — Tagung „Gefährdung von Grund- und Oberflächenwässern durch Gifte und Reststoffe aus Abwasser und Ablagerungen“, Essen, 28. 4. 1972.
— s. GOLWER, A., MATTHESS, G. & SCHNEIDER, W., Gent, 18. 5. 1972.
— Grundwasserverunreinigungen durch feste und flüssige Stoffe und ihre Beseitigung durch natürliche Stoffe. — Kolloquium „Probleme des Umweltschutzes“ der Universität Heidelberg, 25. 5. 1972.

- MATTHES, G.: Hydrogeologic Criteria for the Self-Purification of Polluted Groundwater. — Internationaler Geologen-Kongreß, Montreal/Canada, 24. 8. 1972.
- Durchlässigkeit und Brunnenergiebigkeit im hessischen Buntsandstein im Vergleich mit anderen Gesteinen. — Tagung „Percolation through fissured rocks“ der International Association of Rock Mechanics und der International Association Engineering Geologists, Stuttgart, 19. 9. 1972.
- MEISL, S.: Metamorphosebedingungen im Taunus und im Soonwald. — 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.
- Turmalinführende Gerölle in paläozoischen Konglomeraten des Taunus und der Ardennen: Petrologie und paläogeographische Folgerungen. — Kolloquium bei der Fakultät für Bio- und Geowissenschaften der Universität Karlsruhe, 9. 6. 1972.
- NÖRING, F.: Geologischer Überblick über das Tagungs- und Exkursionsgebiet Taunus und Taunusvorland. — 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.
- Auswirkung chemischer und bakterieller Erzlösungs-Maßnahmen auf das Grundwasser. — Hauptversammlung der Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute e. V., Stuttgart, 28. 4. 1972.
- Wirtschaftsbezogene Tätigkeiten des Landesamtes für Bodenforschung. — Kontaktgespräch zwischen der Hessischen Landesregierung und der Arbeitsgemeinschaft hessischer Industrie- und Handelskammern, Frankfurt a. M., 18. 5. 1972.
- Übersicht zur Geologie und Hydrogeologie in den Erschließungsgebieten bei Neuen- schmidten, Kirchbracht und Salz im südlichen Vogelsberg. — Wasserverband Kinzig, Frankfurt a. M., Besichtigungsfahrt Wächtersbach, 24. 7. 1972.
- PAULY, E.: Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. — Nass. Verein für Naturkunde, Wiesbaden, 25. 1. 1972.
- Reisebilder aus Portugal. — Nass. Verein für Naturkunde, Wiesbaden, 8. 2. 1972.
- Die geologische Schausammlung des Museums. — Nass. Verein für Naturkunde, Wiesbaden, 20. 2. 1972.
- Jordanien — Geologie, Landschaft, Bewohner. — Nass. Verein für Naturkunde, Wiesbaden, 22. 2. 1972.
- Felsbau im Hunsrückschiefer des Taunus. — 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.
- Zur Fazies und Tektonik der Hunsrückschiefer im westlichen Taunus. — Geowissenschaftl. Kolloquium des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden, 27. 4. 1972.
- Die Grenzen der Ingenieur-Biologie aus der Sicht des Geologen. — Seminar des VSVI über ing.-biologische Böschungs-Sicherung in Fellinghausen, Kreis Gießen, 17. 11. 1972.
- Kupfer-Lagerstätten in Angola. — Monatsversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden, 21. 12. 1972.
- Geologie des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. — 8 Vorträge in der Volkshochschule Wiesbaden, Januar bis März 1972.
- PRINZ, H.: Gebäudeschäden durch meteorologisch bedingte Austrocknung von Tonböden. — 93. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.
- RAMBOW, D.: s. BERNHARD, H., RAMBOW, D., RITZKOWSKI, S. & RÖSING, F., Braunschweig, 14. 10. 1972.
- REUL, K.: Planung und Ausführung von Mineralwassererschließungen. — Kolloquium des Geologischen Instituts der Universität Mainz, 16. 1. 1972.
- Anwendung der luftbildgeologischen Strukturanalyse bei der Grundwassererschließung. — Wasserfachliche Aussprachetagung des DVGW in Dortmund, 24. 2. 1972.
- Anwendung der luftbildgeologischen Strukturanalyse auf die Prospektion von Tonlagerstätten. — 93. Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Rüdesheim a. Rh., 5. 4. 1972.

- REUL, K.: Erschließung von Mineralwasser. — Geologisches Institut der Universität Mainz, 29. 6. 1972.
- Zur fotogeologischen Strukturanalyse mit Linearen. — Kolloquium des Geologischen Instituts der Universität Würzburg, 21. 11. 1972.
- RÖSING, F.: s. BERNHARD, H., RAMBOW, D., RITZKOWSKI, S. & RÖSING, F., Braunschweig, 14. 10. 1972.
- SCHARPFF, H.-J.: Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen an Mineralwässern der Wetterau. — Geowissenschaftl. Kolloquium des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden, 23. 3. 1972.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Geologische und hydrogeologische Grundlagen der Gewinnung und des Schutzes von Trinkwasser. — Gesundheitsaufseher-Lehrgang im Hygiene-Institut der Universität Gießen, 3. 3. 1972.
- WENDLER, R.: Die Möglichkeiten der Verwendung von Meßdaten für automatisch herzustellende „geologische Karten“. — Geowissenschaftl. Kolloquium des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden, 27. 1. 1972.
- ZAKOSEK, H.: Großmaßstäbliche Standortanalysen. — Tagung der Kommission V der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Löwenstein, 14. 9. 1972.
- Bodenkundliche Probleme des Weinbaus. — Tagung der Landwirtschaftlichen Untersuchungs- und Forschungsanstalten in Mainz, 20. 9. 1972.

Personalbestand 31. Dezember 1972

Leiter: Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. FRIEDRICH NÖRING, Direktor des Landesamtes für Bodenforschung

Vertreter: Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. GEORG MATTHESS, Regierungsdirektor

Regierungsdirektoren (außer Vertreter):

Dipl.-Landw. Dr. agr. ERNST BARGON	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT PRINZ
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ALFRED FINKENWIRTH	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARNOLD RABEN
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS KULICK	Dr. rer. nat. FRANZ RÖSING
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED LÄMMLER	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. OTTO SCHMITT
Dipl.-Geol. Prof. Dr. phil. nat. HANS-JOACHIM LIPPERT	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH THEWS
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. STEFAN MEISL	Dipl.-Landw. Prof. Dr. agr. HEINRICH ZAKOSEK

Oberregierungsräte:

Dr. rer. nat. HORST BERNHARD	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. RENATE MOTZKA
Dr. rer. nat. ECKHARD BÖKE	Dipl.-Ing. KARL-HANS MÜLLER
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WALTER FICKEL	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. ERNST PAULY
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARTHUR GOLWER	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH RAMBOW
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT HICKETHIER	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. KONRAD REUL
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. BERNWARD HÖLTING	Dipl.-Geol. Dr. phil. WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. SIEGFRIED HOLTZ	Dipl.-Chem. GÜNTER THIELICKE
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED HORN	Dipl.-Geol. RALPH WENDLER
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS-GÜNTHER KUPFAHL	

Regierungsräte:

* Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MARTIN BEURER	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. EBERHARD KÜMMERLE
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. GIBBERT DIEDERICH	* Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT REICHMANN
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KARL-HEINZ EHRENBERG	* Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN SCHARPFF
* Dr. rer. nat. KUNIBERT FRIEDRICH	* Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WILLI SCHRICKE
* Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. PETER HELBIG	* Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS WESTRUP
Dipl.-Geogr. Dr. phil. nat. ANNELIES HERZBERG	* Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KLAUS WIEGAND

* Regierungsrat z. A.

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN ANDERLE	Dipl.-Geol. Dr. math.-phys. HELLMUT VÖLK
Dr. rer. nat. GERHARD HENTSCHEL	

Bibliothek und Vertriebsstelle:

Bibliothekarin: JOHANNA SCHADWINKEL

LIESEL FALTER
ILSE FRÖLICHGERTRUD GROSSMANN
RUTH HEISER-SALZBURGCHRISTINE KINDSVOGEL
LIESELOTTE SCHULTE

Technische Bedienstete:

PAUL ANDOR
NORBERT BLECK
LUDWIG BÖTTIGER
EDMUND BREMSER
RICHARD BUSCHNER
Ing. EWALD CLOEREN
PETER DIEZ
GEORG DOMES
ROLF ETZ
HANS EWALD
KARL FINK
ANTON GLASER
LUDWIG GRÜBER
WERNFRIED HÜBLERGERNOT HÜHNER
ILSE JACKWERTH
GERHARD KNAB
HEINZ LEICK
HELMA MÜNCH
NORBERT PREISNER
WILHELM RICHTER
KARL ROMPEL
ALBERT ROMSCHINSKI
SUSANNE SALCHER
HANS-HEINRICH SCHMIDT
RUDI SCHNEIDER
NORBERT SCHOLZECKHARD SCHULZ
MONIKA SCHULZ
ALOIS SEDLATSCHKE
OTTO SOHN
WILHELM STICH
OTTO STIEGLER
ERICH STRAUCH
WILHELM TERME
ERWIN THIEL
PETER WENZKE
ROLAND WIEDERER
GERHARD WÖLKE
URSULA ZÖLLER

Landkartentechnisches Büro:

Leitung: Techn. Amtsrat JOHANNES MATHEIS

JOSEF BÄUERLEIN
JÜRGEN BARTHOLOMAY
INGEBORG BRANDT
HERMANN BRENNER
JUTTA VON DZIEGIELEWSKIJOSEF FISCHER
ADELHEID FUSS
IRENE HEUSER
RUDOLF HEUSER
KARL HIELSCHERANTONIE HOCH
ERIKA LIESKE
ANNELESE PREISNER
WILLI SCHIMANSKI
PAUL UHL

Verwaltung:

Leitung: Oberamtsrat HUBERTUS CHRISTIAN

HUBERT GROSSMANN
URSULA MICHNACHRISTA MÜLLER
GILDE RÖSSLER

GERTRUD SCHUMACHER

Schreibbüro:

ANGELA BÜSSER-WESTERHOFF
KÄTE FLOR
HEIDRUN GEBAUER
BRIGITTE HOYERURSULA KOPP
CHRISTEL KRUTZ
URSULA ROTH
DORIS SCHIMLILSE SCHMITZ
URSULA STOBER
EDELTRAUD ZIERZ

Archiv, Registratur, Schriftleitung, Pförtner und Telefon:

EMIL COURTIAL
ROSEL FISCHERHARALD GEIST
ALBERT KARSCHNYROSEMARIE REUBOLD
SIEGFRIED STEIN

Lohnempfänger:

Fahrer LIENHARD BARNETT
Fahrer FERDINAND FLISS
Fahrer NORBERT HÖPNER
Fahrer FRIEDRICH LUDWIGFahrer FRITZ MEILINGER
Fahrer SIEGFRIED WENZKE
Bohrgehilfe GÜNTHER DZUBABohrkernlagerverwalter WILLI
EBEL
Bohrgehilfe KLAUS-DIETER GEIS
Hausmeister HORST HÖHLER

Freiwillige Mitarbeiter:

Prof. Dr. OTTO BURRE, Oberregierungsgeologe a. D., Darmstadt, Niebergallweg 26
 Dr. h. c. ERWIN BUSSE, Verwaltungsoberinspektor i. R., Kassel-Kl., Mittelbinde 6
 Prof. Dr. phil. habil. HANS HENTSCHEL, Regierungsdirektor a. D., Wiesbaden, Fontanestraße 2
 Dipl.-Geol. Dr. ERWIN SCHENK, Gießen, Professorenweg 6
 Prof. Dr. ARNO SEMMEL, Geographisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M.,
 Senckenberg-Anlage 36
 Dr. MAX TEIKE, Oberregierungsgeologe a. D., Wiesbaden, Drususstraße 29
 Prof. Dr. HEINZ TOBIEN, Paläontologisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Mainz, Saarstraße 21

Ausgeschieden bis 31. 12. 1972:

DR. HANS DENGLER
JENS DENGLER
Prof. Dr. FRITZ KUTSCHERPAUL-WALTER LÖHR
DR. WOLFGANG PLASS
ELISABETH RUTHEANTON SCHWARZ
CHRISTA SIEMS
DAVID WHARTON

Hessisches Geologisches Schrifttum 1972

mit Nachträgen aus den Jahren 1963—1971

Bearbeitet von

ANNELIES HERZBERG, Wiesbaden *

Nachtrag aus dem Jahre 1963

BRINCKMANN, J.: Der Nordost-Teil der Hörre-Ackerzone bei Marburg/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). Diss., Marburg 1963.

Nachtrag aus dem Jahre 1965

DOMBROWSKI, H.: Paläontologische Studien an Mineralwässern. — Z. angew. Bäder- u. Klimaheilk., **12**, S. 169—177, Abb., Stuttgart 1965. [Bad Nauheimer Quellen]
Landespflege und Hoher Meißner. Stellungnahme des Deutschen Rates für Landespflege zum Tagebau am Hohen Meißner und Berichte zur Abbau- und Aufbauplanung anlässlich der Ratssitzung im Oktober 1964 in Kassel. — Schr.-R. deutsch. Rates Landespf., **4**, 28 S., Abb., Ktn., Bilder, Bonn 1965.

Nachtrag aus dem Jahre 1966

MILIUS, E.: Kreis und Kreisstadt Friedberg/Hessen. 47 S., Bilder, Aalen/Württ. (Heimat u. Wirtsch.) 1966.
Die Verunreinigung des Rheins und seiner wichtigsten Nebenflüsse in der Bundesrepublik Deutschland. Denkschrift der Arbeitsgemeinschaft der Länder zur Reinhaltung des Rheins (Stand 1965). 22 S., Abb., Tab., Ktn., o.O., o.J. (1966 ?).
Oberrheinischer Fossilkatalog. 657 S., Hrsg. W. SALOMON-CALVI, Berlin (Borntraeger) 1931—1936. Unveränd. Nachdruck, Königstein (Koeltz) 1966.

Nachtrag aus dem Jahre 1967

EICKHOFF, H.-G.: Foraminiferen aus dem Unterkarbon von Frankenberg/Eder. Diss., Clausthal 1967.
FREIWALD, E.: Siedlungs- und Wirtschaftsgeographie der rechtsrheinischen Vororte gegenüber von Mainz. Diss., Mainz 1967.

* Dr. A. HERZBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

- HECKLAU, H.: Die Gliederung und Veränderung der Kulturlandschaft in Odenwald, Bergstraße und Oberrheinebene im Gebiet von Schriesheim. — Forsch.- u. Sber. Akad. Raumforsch. u. Landespl., **33**, 1, S. 29—37, 1 Kte., Hannover 1967.
- KLOOS, H.: Im Quellgebiet der Aar. Unsere engere Heimat einst und jetzt. **1**, 154 S., Abb., Tab., Ktn., Niederweidbach (Selbstverl.) 1967.
- NEGENDANK, J. F. W.: Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Olm 1 und Vergleich der in dieser Bohrung auftretenden Magmatite und Proben tertiärer und permischer (rotliegender) Magmatite aus dem Oberrheingraben und dem Sprendlinger Horst. Diss., Mainz 1967.
- STEHN, O. E. L.: Zur Fossildeformation im Rheinischen Schiefergebirge. Diss., Bonn 1967.
- WÜSTENHAGEN, K.: Der Einfluß der sedimentpetrographischen Ausbildung von Buntsandsteinkernen auf den statischen Elastizitäts-Modul und andere geomechanische Kennziffern. Diss., Hamburg 1967.
- Der Landkreis Dieburg, eine landschaftskundliche Studie. 41 S., Tab., 1 Kte., Bilder, Reinheim (Lokay) 1967.
- Eine Handvoll Welt. Der Oberlahnkreis. 144 S., Taf., Ktn., Bilder, Weilburg/Lahn (Weilburger Tagebl.) 1967.
- 1200 Jahre Altenstadt. 767—1967. 357 S., Tab., Ktn., Bilder, Bad Selters (Hofmann) 1967.
- Niederscheld, Geschichte und Schicksal eines hessischen Dorfes. 316 S., Tab., 1 Kte., Dillenburg (Weidenbach) 1967.

Nachtrag aus dem Jahre 1968

- ANS, J. D': Einige theoretische Unterlagen zur Behandlung der Fragen über die Bildungsbedingungen der oberrheinischen Kalisalzlagerstätten. — Kali u. Steinsalz, **5**, 1, S. 1—5, Essen 1968.
- BARTH, H.: Geochemische Fronten im Innern von Granitmassiven (Über Magmendifferenzierung und Protoklase im nördlichen Bergsträßer Odenwald). — Aufschluß, **19**, S. 316—322, 2 Abb., 1 Kte., Göttingen 1968.
- BUCHWALD, K.: Die Auswirkungen wasserbaulicher Eingriffe auf Naturhaushalt und Landschaftsstruktur der südlichen und mittleren Oberrheinebene. — Landespflege am Oberrhein, **10**, S. 35—41, Abb., Tab., Ktn., Bilder, Bonn 1968.
- DITTRICH, E.: Untersuchung über die Sozial- und Wirtschaftsstruktur des Sieg-Lahn-Dill-Gebiets. 163 S., 14 Ktn., Luxemburg 1968.
- HOPF, W.: Der Landkreis Hofgeismar. Geographische Lage und Bodenaufbau des Kreises. — Heimat-Adreßb. Landkr. Hofgeismar, S. 3—11, Bilder, Köln 1968.
- KLOOS, H.: Im Quellgebiet der Aar. Unsere engere Heimat einst und jetzt. **2**, 123 S., Abb., Niederweidbach (Selbstverl.) 1968.
- KROLL, J. M.: Zur Geologie und Petrographie westdeutscher Kaolin-Vorkommen. Diss., München 1968.
- KÜHN, R.: Geochemistry of the German potash deposits. — Geol. Soc. Amer., Inc. Spec. Pap., **88**, S. 427—504, 1968.
- OLSCHOWY, G.: Rettet den Oberrhein! Stellungnahme des Deutschen Rates für Landespflege zum Ausbau des Oberrheins. — Naturschutz u. Naturparke, **51**, 4, S. 27—32, Bilder, Stuttgart 1968.
- PUNDEER, G. S.: Mineralogisch-petrographische Untersuchung einer Schiefer-tonbreccie über dem Werraanhydrit. Diss., Göttingen 1968.
- STREITZ, H.: Bestockungswandel in Laubwaldgesellschaften des Rhein-Main-Tieflandes und der hessischen Rheinebene. Diss., Göttingen 1968.
- UHLIG, H. & KRENZLIN, A.: Vogelsberg und Rhön. In: Beiträge zur Genese der Siedlungs- und Agrarlandschaft in Europa. — Erkundl. Wissen, **18**, S. 201—204, 1 Kte., Wiesbaden 1968.
- WÄGER, H.: Sedimentchemische und hydrochemische Untersuchungen im östlichen Niederschlagsgebiet der Kinzig. Diss., Darmstadt 1968.

Gewässerkunde in Hessen. Geschichte, Organisation und Aufgaben des gewässerkundlichen Dienstes in Hessen. Hrsg. Hess. Min. Landwirtschaft u. Forsten, 46 S., Abb., Ktn., Bilder, Darmstadt-Arheilgen (Anthes) 1968.

Wasserwirtschaftliche Planung in Hessen. Hrsg. Hess. Min. Landwirtschaft u. Forsten, 47 S., Abb., Ktn., Bilder, Darmstadt-Arheilgen (Anthes) 1968.

Nachtrag aus dem Jahre 1969

ANT, H.: Biologische Probleme der Verschmutzung und akuten Vergiftung von Fließgewässern, unter besonderer Berücksichtigung der Rheinvergiftung im Sommer 1969. — Schr.-R. Landschaftspf. u. Naturschutz, **4**, S. 97—126, 2 Abb., 5 Tab., Bonn-Bad Godesberg 1969.

BOTTKE, H.: Die Eisen-Manganerze der Grube Dr. Geier bei Bingen/Rhein als Verwitterungsbildungen des Mangans vom Typ Lindener Mark. — Miner. Deposita, **4**, S. 355—367, 1969.

BUROSE, H.: Die Itter schenket uns den allerbesten Segen. Die bergbaulichen Hinweise in den Gesangbüchern von Thalitter. — Anschnitt, **21**, 1, S. 20—29, 7 Abb., Essen 1969.

ERNST, T. & SCHORER, G.: Die Pyroxene des „Maintrapps“, einer Gruppe tholeiitischer Basalte des Vogelsberges. — N. Jb. Mineral., Mh., **3**, S. 108—130, 7 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1969.

GEISSERT, F.: Interglaziale Ablagerungen aus Kiesgruben der Rheinniederung und ihre Beziehungen zu den Diluvialsanden. — Mitt. bad. L.-Ver. Naturk. u. Naturschutz, NF **10**, 1, S. 19—38, Tab., Bilder, Freiburg i. Br. 1969.

GLATTHAAR, D.: Viertelbildung in Wiesbaden. — Arb. Geogr. Inst. Ruhr-Univ. Bochum, 290 S., Tab., Ktn., Bochum 1969.

GRIMM, A.: Die Grundwasserverhältnisse im Raum Kassel (Nordhessen) unter besonderer Berücksichtigung der Hydrochemie. — Göttinger Arb. Geol. Paläontol., **2**, 143 S., 23 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 21 Beil., Göttingen 1969.

GROOS, H.: Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg (Rechtsrheinisches Schiefergebirge). — Göttinger Arb.-Geol. Paläontol., **1**, 110 S., 48 Abb., 3 Tab., 20 Taf., 8 Beil., Göttingen 1969.

GRUMBT, E.: Beziehungen zwischen Korngröße, Schichtung, Materialbestand und anderen sedimentologischen Merkmalen in feinklastischen Sedimenten. — Geologie, **18**, S. 151 bis 167, 7 Abb., 4 Tab., Berlin 1969. [Buntsandstein in Südwest-Thüringen]

HANSTEIN, U.: Naturpark Hochtaunus. Zustandserfassung und Entwicklungsvorschläge unter besonderer Berücksichtigung der Landespflege und des Erholungswesens. — Schr.-R. Inst. Naturschutz Darmstadt, **9**, 2, 38 S., Tab., Ktn., Darmstadt 1969.

HELING, D.: Relationships between initial porosity of Tertiary argillaceous sediments and paleosalinity in the Rheintalgraben (SW-Germany). — J. Sed. Petrol., **39**, S. 246 bis 254, 1969.

HELMER, O., KRAHULEC, P. & BECKER, G.: Hünfeld, das Tor zur Rhön. Porträt einer Kreisstadt und ihrer Landschaft. 42 S., Abb., Kassel (Schneider u. Weber) 1969.

JOHANNES, M. O.: Bad Sooden-Allendorf. Führer durch die Stadt und ihre Umgebung. 3. Aufl., 80 S., Bilder, Marburg a. d. L. (Trautvetter u. Fischer) 1969.

KÜTHER, W.: Der Bad Nauheimer Raum in Frühzeit und Mittelalter. — Wetterauer Geschichtsbl., **18**, S. 9—56, 1 Abb., Friedberg 1969.

OKRUSCH, M. & RICHTER, P.: Zur Geochemie der Diorit-Gruppe. Vergleichende Untersuchungen an Gesteinen des Bayerischen Waldes, des Spessarts und des Odenwaldes (Süd-Deutschland). — Beitr. Mineral. Petrol., **21**, 1, S. 75—110, 14 Abb., 5 Tab., Berlin - Heidelberg - New York 1969.

PULS, W. W.: Rheingau - Untertaunus. Ein neuer Naturpark. — Naturschutz u. Naturparke, **54**, 3, S. 32—38, 1 Kte., Bilder, Stuttgart 1969.

WÖLFEL, H.: Dünnschliffaufnahme von „Borsteinquarz“ aus dem Odenwald. — Aufschluß, **20**, S. 135, 1 Abb., Göttingen 1969.

- Betriebsgrößenstruktur in der Landwirtschaft, Bodennutzung und Viehhaltung in den hessischen Gemeinden 1967/68. — Beitr. Statist. Hessens, NF **32**, 187 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1969.
- Großauheim. 806—1956. Heimatbuch zum 1150-jährigen Bestehen. 2. erw. Aufl., 312 S., Tab., Ktn., Bilder, Frankfurt a. M. (Kramer) 1969.

Nachtrag aus dem Jahre 1970

- ALBERTI, G. K. B.: Zum Alter des „Dalmaniten-Knollenkalkes“ (Unterdevon, Unterharz) und des Steinberger Kalkes (Unterdevon, Lindener Mark) auf Grund ihrer Tentaculiten-Fauna. — Senck. leth., **51**, 5/6, S. 387—399, 2 Abb., 1 Taf., Frankfurt a. M. 1970.
- BACKHAUS, E.: Die Rhön-Schwelle während der Trias. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **2**, S. 33—34, Hannover 1970.
- BARTH, H.: Quarzdiorit und Granodiorit des Felsberg-Zuges im Bergsträßer Odenwald. Ihre geologischen und petrologischen Beziehungen zu Marmor und Amphibolit, Gabbro und Diorit. Diss., Heidelberg 1970.
- BARTH, S.: Feinstratigraphische und lithofazielle Untersuchungen der Pechelbronner Schichten von Rot-Malsch (Obereozän/Unteroligozän des Rheingrabens). — Oberrhein. geol. Abh., **19**, S. 43—60, 7 Abb., Karlsruhe 1970.
- BRECHTEL, H. M.: Schneeansammlung und Schneeschmelze im Wald und ihre wasserwirtschaftliche Bedeutung. — Gas- u. Wasserf., **111**, 7, S. 377—379, 5 Abb., 2 Tab., München 1970. [Quellgebiet der Nidda]
- BRÜNING, H.: Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen). Erster zusammenfassender Bericht. — Mainzer naturwiss. Arch., **9**, S. 204—256, 14 Abb., 10 Tab., 2 Ktn., Mainz 1970.
- GEISSERT, F.: Mollusken aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). — Mainzer naturwiss. Arch., **9**, S. 147—203, 18 Abb., 5 Tab., Mainz 1970.
- GIEBLER, G.: Versuche zur Verbesserung des Rheinuferfiltrats durch Belüftung. — Schr.-R. Wasser-, Boden-, Lufthygiene, **33**, S. 41—56, Berlin 1970.
- GIESE, P. & STROHBACH, K.: Der Aufbau der Erdkruste und des oberen Erdmantels in Süd-Deutschland. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **2**, S. 67—72, 1 Abb., Hannover 1970.
- GOLWER, A., MATTHES, G. & SCHNEIDER, W.: Selbstreinigungsvorgänge im aeroben und anaeroben Grundwasserbereich. — Vom Wasser, **36**, S. 64—92, Weinheim a. d. B. 1970. [Beispiele aus Hessen]
- GRAMSE, M.: Quantitative Untersuchungen mit der Elektronen-Mikrosonde an Pyroxenen aus Basalten und Peridotit-Einschlüssen. — Beitr. Mineral. Petrol., **29**, 1, S. 43 bis 73, 25 Abb., 14 Tab., Berlin—Heidelberg—New York 1970. [Proben aus Nordhessen]
- HAUBRICH, H.: Morphologische Studien im Niederwesterwald. Beiträge zur tertiären und quartären Entwicklungsgeschichte. — Beitr. Landespf. Rheinland-Pfalz, Beih. **1**, 144 S., 38 Abb., 16 Tab., 10 Ktn., 21 Diagr., Kaiserslautern 1970.
- HEIM, D.: Zur Petrographie und Genese der Mosbacher Sande. — Mainzer naturwiss. Arch., **9**, S. 83—117, 5 Abb., 4 Tab., Mainz 1970.
- HEMMER, H. & SCHÜTT, G.: Körpergröße und Extremitätenmasse ältest- und altpleistozäner europäischer Pantherkatzen (Genus *Panthera*). — Mainzer naturwiss. Arch., **9**, S. 132—146, 4 Abb., Mainz 1970. [Mosbacher Sande]
- HENNINGSEN, D.: Unter-Karbon Westdeutschlands (Fortschritte 1961—1969). — Zbl. Geol. Paläontol., T. 1, S. 699—714, Stuttgart 1970. [Rheinisches Schiefergebirge]
- KÖLLE, W.: Untersuchungen zur organischen Belastung des Rheins und deren Herkunft. — Vom Wasser, **36**, S. 34—53, Weinheim a. d. B. 1970.
- KULLMANN, J. & ZIEGLER, W.: Conodonten und Goniaditen von der Grenze Mittel-/Oberdevon aus dem Profil am Martenberg (Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). — Geologica et Palaeontologica, **4**, S. 73—85, 5 Abb., 1 Taf., 1 Taf., Marburg 1970.

- PAPROTH, E. & STREEL, M.: Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien/Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans. — Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, **55**, S. 365—398, Liège 1970.
- SCHÜTT, G.: Ein Gepardenfund aus den Mosbacher Sanden (Altpleistozän, Wiesbaden). — Mainzer naturwiss. Arch., **9**, S. 118—131, 3 Abb., Mainz 1970.
- SCHULZE, G.: Der Mittlere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. — Geologie, **19**, 2, S. 157—177, 10 Abb., 1 Tab., Berlin 1970.
- SONNE, V.: Das nördliche Mainzer Becken im Alttertiär. Betrachtungen zur Paläogeographie, Paläogeographie und Tektonik. — Oberrhein. geol. Abh., **19**, S. 1—28, 12 Abb., 1 Tab., Karlsruhe 1970.
- SONTHEIMER, H.: Der Verschmutzungsfaktor zur Bewertung von Abwasserleitungen. — Gas- u. Wasserf., **111**, 2, S. 93—95, 1 Tab., München 1970. [Rhein]
- Untersuchungen zur Belastung des Rheins mit organischen Stoffen. — Gas- u. Wasserf., **111**, 8, S. 420—426, 5 Abb., 3 Tab., München 1970.
- SPERBER, R.: Das Flußgebiet des Mains. — Hydronymia Germaniae, R. A, 225 S., 1 Kte., Wiesbaden (Steiner) 1970.
- STELLRECHT, R. & EMMERMANN, R.: Das Olivinnephelinit-Vorkommen von Forst/Pfalz. — Oberrhein. geol. Abh., **19**, S. 29—41, 9 Abb., Karlsruhe 1970. [Oberrheingraben]
- STRUVE, W.: Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 16): „Curvate Spiriferen“ der Gattung *Rhenothyris* und einige andere Reticulariidae aus dem Rheinischen Devon. — Senck. leth., **51**, 5/6, S. 449—577, 12 Abb., 15 Taf., Frankfurt a. M. 1970.
- TROBISCH, K.: Über Schwierigkeiten der Aufstellung von Einleitungsbedingungen für Abwässer der chemischen Großindustrie. — Münch. Beitr. Abwasser-, Fischerei- u. Flußbiol., **17**, S. 337—347, München 1970. [Farbwerke Höchst AG, Frankfurt a. M.]
- TRUNKO, L.: Rheingraben, Karpatenbecken und die Interferenz von Orogenese und Taphrogenese. — Oberrhein. geol. Abh., **19**, S. 61—71, 2 Abb., Karlsruhe 1970.
- VOGEL, J. & SCHÄBITZER, R.: Zur geologischen Situation der Kohlensäureausbrüche im Werra-Gebiet unter besonderer Berücksichtigung des Grubenbetriebes „E. Thälmann“. — Z. angew. Geol., **16**, 6, S. 298—301, Berlin 1970.
- WOLFSKEHL, O.: Wasser und Kraftwirtschaft. — Gas- u. Wasserf., **111**, 10, S. 548—554, München 1970. [Wasserführung Rhein, Main]
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsh. Land Hessen, Rhein- und Weseranteil. Abflußjahr 1969. 108 S., 2 Ktn., Wiesbaden (Hess. L.-Amt Gewässerk. u. wasserwirtsch. Pl.) 1970.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet. Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1968. 105 S., 2 Ktn., München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk.) 1970.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Reg.-Bez. Nordwürttemberg und Süd-Württemberg-Hohenzollern (Neckar mit württembergischem Bodensee-, Oberrhein-, Main- und Donaugebiet). Abflußjahr 1965. 48 S., 1 Kte., Stuttgart (L.-Stelle Gewässerk. u. wasserwirtsch. Pl. Baden-Württemberg, Nebenst. Stuttgart) 1970.
- Reinhaltung des Rheins (I—XIII)-Bibliographie 1959/69. Die Übersicht der gwf-Beiträge zum Gewässerschutz und ihre Autoren. — Gas- u. Wasserf., **111**, 9, S. 526—528, München 1970.

Nachtrag aus dem Jahre 1971

- ALBERTI, G. K. B.: Tentaculiten (Nowakiidae) aus dem Grenzbereich Zlichovium/Eifelium und Bemerkungen zur Unter-/Mittel-Devon-Grenze nach Nowakiidae. — Senck. leth., **52**, 1, S. 93—113, 6 Abb., 2 Taf., Frankfurt a. M. 1971. [Schönauer Kalk vom Steinhorn (Kellerwald)]

- ANDRES, W.: Sedimentologische und morphoskopische Untersuchungen eines Fundprofils aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden-Biebrich. — Mainzer naturwiss. Arch., **10**, S. 101—112, 8 Abb., Mainz 1971.
- BANKEN, U.: Die Moosflora von Erdbach (Krs. Herborn) und Umgebung. Bryofloristische und bryogeographische Untersuchungen über die Moosflora des östlichen Hohen Westerwaldes. — Decheniana, **123**, 1/2, S. 67—105, 2 Abb., Bonn 1971.
- BEINERT, R. J., KLAPPER, G., SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W.: Revision of *Scaphignathus* and description of *Clydagnathus ? ormistoni* n. sp. (Conodonta, Upper Devonian). — Geologica et Palaeontologica, **5**, S. 81—91, 1 Abb., 2 Taf., Marburg 1971. [Vorkommen auch im Rheinischen Schiefergebirge]
- BIRENHEIDE, R.: Beobachtungen am „Scheinstern“ *Mimetaster* aus dem Hunsrück-Schiefer. — Senck. leth., **52**, 1, S. 77—91, 7 Abb., 2 Taf., Frankfurt a. M. 1971.
- BRÜNING, H.: Mosbacher Miscellen. Erste Ergänzung zum ersten zusammenfassenden Bericht 1970. — Mainzer naturwiss. Arch., **10**, S. 223—237, 5 Abb., 4 Tab., Mainz 1971.
- BURCHARDT, I. & PFEIFFER, H.: Das Altpaläozoikum in den Bohrungen Salbke und Sudenburg bei Magdeburg und dessen regionale Bedeutung für den Hörre-Gommern-Zug. — Geologie, **20**, 9, S. 1006—1012, 2 Abb., Berlin 1971.
- CLAUSEN, C.-D.: Geschichte, Umfang und Evolution der Gephuroceratidae (Ceph.; Oberdevon) in heutiger Sicht. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **137**, 2, S. 175—208, 8 Abb., Stuttgart 1971. [Vorkommen auch in Hessen]
- ECKHARDT, F. J.: Die Spilitisierung basischer Vulkanite. — N. Jb. Mineral., Mh., **2**, S. 45—57, 5 Tab., Stuttgart 1971. [Hinweise auf Hessen]
- FRICKE, W.: Sozialgeographische Untersuchungen zur Bevölkerungs- und Siedlungsentwicklung im Frankfurter Raum. In: Untersuchungen zur Bevölkerungs- und Siedlungsentwicklung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., **71**, S. 5—73, 9 Tab., 9 Ktn., Frankfurt a. M. 1971.
- HANTSCHHEL, R. & JACOBS, G.: Untersuchungen zur Bevölkerungs- und Siedlungsentwicklung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., **71**, 270 S., 36 Abb., 71 Tab., 14 Ktn., Frankfurt a. M. 1971.
- HANTSCHHEL, R.: Entwicklung, Struktur und Funktion kleiner Städte in einem Ballungsgebiet, dargestellt an Beispielen aus dem südlichen Umland von Frankfurt/Main. In: Untersuchungen zur Bevölkerungs- und Siedlungsentwicklung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., **71**, S. 75—222, 30 Abb., 55 Tab., Frankfurt a. M. 1971.
- HARRACH, T., POETSCH, T. & WERNER, G.: Eine saure Braunerde im Odenwald (Beedenkirchen). — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **13**, S. 467—474, 1 Kte., Göttingen 1971.
- WERNER, G. & WOURTSAKIS, A.: Gley-Pseudogleye aus Hochfultlehm/Melioration durch Tiefpflügen (Heppenheim). — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **13**, S. 449—466, 1 Abb., 4 Tab., 1 Kte. mit Farbenerklärung von E. BARGON, Göttingen 1971.
- HASS, G.: Die Eutrophierung der Edertalsperre und ihre Folgen. — Fischwirt, **21**, 1, S. 1—9, 1971.
- HESEMANN, J.: Die Diskrepanz in der Fortsetzung der paläogeographischen und lagerstättenkundlichen Einheiten im links- und rechtsrheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **2**, S. 92—94, Stuttgart 1971.
- Über den Sedimentations-Mechanismus im Buntsandstein und im Mesozoikum überhaupt. — Decheniana, **123**, 1/2, S. 107—114, 4 Abb., 2 Tab., Bonn 1971.
- HILTERMANN, H.: Fortschritte der Mikropaläontologie in Deutschland mit einer Bibliographie für das Jahr 1970. — Paläontol. Z., **45**, 3/4, S. 187—202, Stuttgart 1971.
- HUCKRIEDE, R.: Die Typ-Lokalität des Hessischen Melanientons (Kirchhain), ein intensiv gestörtes Tertiär-Profil. — Geologica et Palaeontologica, **5**, S. 165—169, 1 Abb., Marburg 1971.
- Die neogenen *Gyraulus*-Kalke von Garbenteich (Oberhessen), Baustoff beim karolingischen (iroschottischen) und hochmittelalterlichen Kirchenbau. — Geologica et Palaeontologica, **5**, S. 171—173, Marburg 1971.

- JACOBS, G.: Die Gemeindegrößenentwicklung in der Region Untermain 1834—1968. Die Bevölkerungsbewegung und die Ausbreitung der Siedlungsflächen. In: Untersuchungen zur Bevölkerungs- und Siedlungsentwicklung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main.Forsch., **71**, S. 223—270, 7 Abb., 6 Tab., 3 Ktn., Frankfurt a. M. 1971.
- KANDLER, O.: Die pleistozänen Flußterrassen im Rheingau und im nördlichen Rheinhessen. — Mainzer naturwiss. Arch., **10**, S. 5—28, 1 Tab., 1 Kte., Mainz 1971.
- KUTSCHER, F.: FRANZ MICHEL'S 1891—1970. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **3**, S. 6—10, 1 Bild, Hannover 1971.
- 100 Jahre Hunsrückschiefer-Forschung und heutiger Stand. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **4**, S. 23—26, Hannover 1971.
- Die Goniatiten des Hunsrückschiefers und ihr Aussagewert in Bezug auf das Alter desselben. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **4**, S. 26—29, Hannover 1971.
- LEIBER, J.: Zur Gliederung des „Tigersandsteins“ (Unterer Buntsandstein, Trias) im Schwarzwald. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **8**, S. 461—467, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.
- LÜSSEM, H. & SCHLIMME, E.: Lokalisierung des Pflanzenschutzmittels Endosulfan im Rhein und dessen Wirkung auf Fische. — Gas- u. Wasserf., **112**, 1, S. 18—21, 4 Abb., München 1971.
- MALZ, H.: A Paleocological Review of the Chattian/Aquitania Boundary in the Mainz Basin by means of Ostracoda. — Bull. Centre Rech. Pau SNPA, **5**, S. 515—522, 1 Taf., Pau 1971.
- MARTINI, E.: Die Typen und Typoide des Natur-Museums Senckenberg, 46): Fossiles Nannoplankton. — Senck. leth., **52**, 1, S. 115—127, Frankfurt a. M. 1971. [Vorkommen auch in Hessen]
- MÖRTEL, H.: Foide und Zeolithe (Restkristallisate) basaltischer Gesteine des Vogelsberges (Hessen). — N. Jb. Mineral., Abh., **115**, 1, S. 54—97, 12 Abb., 11 Tab., Stuttgart 1971.
- PAULY, E.: Felsbau im Rheinischen Devon. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **4**, S. 31, Hannover 1971.
- PFEIFFER, H.: Die variszische Hauptbewegung (sogenannte sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallinzone des variszischen Bogens. — Geologie, **20**, 9, S. 945 bis 958, 1 Abb., 1 Tab., Berlin 1971.
- SCHÖNHALS, E.: Übersicht über die Landesnatur des südlichen Rhein-Main-Gebietes. — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **13**, S. 421—444, 6 Abb., 1 Kte., Göttingen 1971.
- SCHRAMM, M.: Das Industriegebiet Frankfurt am Main-Ost. Entwicklung und Strukturanalyse. — Rhein-Main. Forsch., **73**, 253 S., 33 Abb., 62 Tab., 12 Bilder, Frankfurt a. M. 1971.
- SCHÜTT, G.: Die Hyänen der Mosbacher Sande (Altpleistozän, Wiesbaden/Hessen) mit einem Beitrag zur Stammesgeschichte der Gattung *Crocota*. — Mainzer naturwiss. Arch., **10**, S. 29—76, 11 Abb., 11 Tab., Mainz 1971.
- SEMMEL, A.: Lößprofil Ziegelei GRÜN in Reinheim im Odenwald. — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **13**, S. 475—478, Göttingen 1971.
- SMITH, D. G.: Diskussion über W. A. PRYOR "Petrology of the Weissliegende Sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany". — Geol. Rdsch., **60**, 4, S. 1600—1602, Stuttgart 1971.
- SOBOTH, E.: Grundwasser und Grundwasserchemismus in den Jahren 1948 bis 1970 im Buntsandstein der Frankfurter Bucht nach monatlichen und täglichen Messungen. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **4**, S. 65, Hannover 1971.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Die hydrogeologischen Verhältnisse im Taunus — ein Beitrag zur Hydrogeologie der Festgesteine, insbesondere geschieferter Gesteine. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **4**, S. 75—76, Hannover 1971.
- SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M.: Symposium on Conodont Biostratigraphy. — Geol. Soc. Amer. Mem., **127**, S. 1—499, Abb., Tab., Taf., Boulder/Col. 1970 (ersch. 1971).
- THEWS, J.-D.: Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und südlichen Taunusvorland. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **4**, S. 29—30, Hannover 1971.

- TOBIEN, H.: Ein umgelagerter oligozäner Anthracotheriiden-Rest (Mammalia) aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). — Mainzer naturwiss. Arch., **10**, S. 203—211, 2 Abb., Mainz 1971.
- UHLENBECKER, F.-W.: Gebirgsmechanische Untersuchungen auf dem Kaliwerk Hattorf (Werra-Revier). — Kali u. Steinsalz, **5**, 10, S. 345—359, 38 Abb., 2 Taf., Essen 1971.
- ZAKOSEK, H.: Standort-Untersuchungen im Weinbau. — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **13**, S. 411—417, Göttingen 1971.
- Dunkelbrauner Rheintal-Tschernosem (Wallertheim). — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **13**, S. 445—448, Göttingen 1971.
- ZIEGLER, W.: Conodont Stratigraphy of the European Devonian. In SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M.: Symposium on Conodont Biostratigraphy. — Geol. Soc. Amer. Mem., **127**, S. 227—284, 3 Abb., 6 Tab., Boulder/Col. 1970 (ersch. 1971).
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsh. Land Hessen. Rhein- und Weseranteil. Abflußjahr 1970. 128 S., 2 Ktn., Wiesbaden (Hess. L.-Anstalt Umwelt) 1971.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Hoch- und Oberrhein mit Neckar, Anteile des Maingebietes und Donau bis Ulm. Abflußjahr 1967. 159 S., 1 Kte., Karlsruhe (L.-Stelle Gewässerk. u. wasserwirtsch. Pl. Baden-Württemberg) 1971.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1970. 184 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1971.
- Größenstruktur der landwirtschaftlichen Betriebe in den hessischen Gemeinden 1970. — Beitr. Statist. Hessens, NF **38**, 48 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1971.

1972

- ASEMANN, K. & WIRTH, H.: Der Wasserverbrauch Frankfurter Privathaushalte in Gegenwart und Zukunft. — Gas- u. Wasserf., **113**, 1, S. 41—44, 4 Tab., München 1972.
- BACKHAUS, E. & REUL, K.: Faziesentwicklungen in Schüttungskörpern des Mittleren Buntsandsteins anhand von Gamma-Logs und Folgerungen für die Korrelierung von Leitbänken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 131—134, 1 Taf., Wiesbaden 1972.
- BANAT, K., FÖRSTNER, U. & MÜLLER, G.: Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins. — Umschau, **72**, 6, S. 192—193, 1 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M. 1972.
- BARGON, E.: Böden. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 215—220, Wiesbaden 1972.
- BARTH, H.: Geologische Kartierung im Felsberg-Zug, Bergsträßer Odenwald. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **140**, 3, S. 255—305, 9 Abb., Stuttgart 1972.
- Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **66**, 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf., Wiesbaden 1972.
- BÖKE, E.: In BÖKE, E. & KUPFAHL, H.-G.: Terrassen des Rheins und Neckars. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 129 bis 133, 1 Abb., Wiesbaden 1972.
- BOSUM, W.: Magnetische Regionalvermessungen. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 179—182, 3 Abb., Wiesbaden (Steiner) 1972. [Dillmulde, Westerwald]
- BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **65**, 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1972.
- Palökologischer Vergleich zweier berühmter Fossilagerstätten des deutschen Rotliegenden (Unterperm, Saar-Nahe-Gebiet). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 46—59, 2 Abb., Wiesbaden 1972.
- BRIECHLE, D.: Ermittlung von Bemessungsabflüssen in Meliorationsanlagen. — Z. Kulturtechnik u. Flurbereinigung, **13**, 3, S. 177—186, 8 Abb., Berlin—Hamburg (Parey) 1972. [Abb. 5: Bemessungsabfluß für Hessen]

- BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **62**, 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf., Wiesbaden 1972.
- BUSSE, E.: Zur Stratigraphie des Oberen Muschelkalks im Diemeltal bei Warburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 135—152, 2 Abb., Wiesbaden 1972.
- CARLS, P., GANDL, J., GROOS-UFFENORDE, H., JAHNKE, H. & WALLISER, O. H.: Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon. — Newsletters on Stratigraphy, **2**, 3, S. 115 bis 147, 7 Abb., 2 Tab., Leiden 1972. [Rheinisches Schiefergebirge]
- DIEDERICH, G. & MATTHES, G.: Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 193—214, 7 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1972.
- ERNST, T.: Basalte des Vogelsberges. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 251—253, Wiesbaden (Steiner) 1972.
- FLEHMIG, W. & MENSCHEL, G.: Über die Lithiumgehalte und das Auftreten von Cookeit (Lithiumchlorit) in permischen Sandsteinen von Nordhessen. — Beitr. Mineral. Petrol., **34**, 3, S. 211—223, 7 Abb., 5 Tab., Berlin — Heidelberg — New York 1972.
- GROOS-UFFENORDE, H.: Devon und Unterkarbon der Dill-Mulde südöstlich Herborn (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 92 bis 130, 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1972.
- HAACK, U.-K. & GRAMSE, M.: Survey of Garnets for Fossil Fission Tracks. — Beitr. Mineral. Petrol., **34**, 3, S. 258—260, 2 Tab., Berlin — Heidelberg — New York 1972. [Vorkommen auch im Odenwald]
- HARRACH, T., WERNER, G. & WOURTSAKIS, A.: Wirkung des Kalkes auf Gefügeeigenschaften einer Parabraunerde in einem polyfaktoriellen Tiefenbearbeitungs- und Kalkungsversuch. — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **15**, S. 107—110, Göttingen 1972. [Beberbeck bei Hofgeismar]
- HEINRICHS, H.: Mineralbestand und Chemismus der Alkali-Olivinbasalte aus der Umgebung von Homberg a. d. Efze (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 164—176, 3 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1972.
- HEITZ, S.: Erdzeiten-Registrierung in Frankfurt/M. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 239—240, 1 Abb., Wiesbaden (Steiner) 1972.
- HENNINGSSEN, D.: Die Sandsteine in den Devon/Karbon-Grenzsichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **1**, S. 1—15, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1972.
- HENTSCHEL, H.: Geosynklinaler Magmatismus des Lahn-Dill-Gebietes im Rheinischen Schiefergebirge. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 270 bis 272, Wiesbaden (Steiner) 1972.
- HERRMANN, R.: Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs. (Die „Wolkenbrüche“ bei Trendelburg und die „Meere“ bei Bad Pyrmont). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 177—193, 5 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1972.
- HERZBERG, A.: Hessisches Geologisches Schrifttum 1971 mit Nachträgen aus den Jahren 1958—1970. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 310—322, Wiesbaden 1972.
- HÖLTING, B.: Ein in Wetter/Krs. Marburg (Hessen) erschlossenes $\text{Na}_2\text{—SO}_4$ -haltiges Mineralwasser und die Genese solcher Wässer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 260—283, 1 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1972.
- & WIEGAND, K.: Die quantitative Abschätzung von Änderungen der Mineralwasserkomponenten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 254—259, Wiesbaden 1972.
- HUCKRIEDE, R., mit Beitr. von BERDAU, D., MÜLLER, H. & REHAGEN, H.-W.: Altholozäner Beginn der Auelehm-Sedimentation im Lahn-Tal? — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 153—163, Wiesbaden 1972.
- ILLIES, H.: Der Oberrheingraben. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 35—56, 13 Abb., Wiesbaden (Steiner) 1972.
- JASMUND, K. u. Mitarb.: Petrochemie und Petrologie des basischen Tertiärvulkanismus in Hocheifel und Westerwald sowie vergleichende experimentelle Untersuchungen. In:

- Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 256–260, 2 Abb., Wiesbaden (Steiner) 1972.
- JUNGBLUTH, J. H.: Der Naturpark „Hoher Vogelsberg“. — Natur u. Mus., **102**, 4, S. 125–134, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1972.
- KARSCHNY, A.: Verzeichnis der Erdbeben. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 241–245, Wiesbaden 1972.
- KLAUSEWITZ, W.: Senckenbergische Gewässeruntersuchungen in Rhein und Kinzig. — Natur u. Mus., **102**, 10, S. 400, Frankfurt a. M. 1972.
- Zustandsbilder des Untermain. I. Der natürliche und der kanalisierte Fluß. — Natur u. Mus., **102**, 3, S. 81–92, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1972.
- Zustandsbilder des Untermain. II. Die frühe Abwasserbelastung des Flusses. — Natur u. Mus., **102**, 6, S. 214–220, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1972.
- Zustandsbilder des Untermain. III. Neuere Maßnahmen gegen die Mainverschmutzung. — Natur u. Mus., **102**, 9, S. 343–352, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1972.
- KNEISSL, M., EBERHARD, O. & HEITZ, S.: Das Deutsche Schwere-Archiv. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 234–236, 1 Abb., Wiesbaden (Steiner) 1972. [Schwerewerte aus Hessen]
- KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., mit Beitr. von BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHES, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. u. WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl. 276 S., 67 Abb., 48 Tab., Wiesbaden 1972.
- KUTSCHER, F.: Die Erdbeben im Gebiet des Blattes Zwingenberg und seiner Umgebung. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 239 bis 241, 2 Abb., Wiesbaden 1972.
- PRINZ, H. & SCHWARZ, E.: Das Nivellement hoher Genauigkeit auf dem Blatt Zwingenberg und den angrenzenden Gebieten. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 221–227, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1972.
- — — Durch Nivellements festgestellte Bodenbewegungen in Hessen. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 223–225, 1 Abb., Wiesbaden (Steiner) 1972.
- MATTHES, S., OKRUSCH, M. & RICHTER, P.: Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. — N. Jb. Mineral., Abh., **116**, 3, S. 225–267, 18 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1972.
- MESZMER, F.: Die Sichelberme, ein Gestaltungselement landschaftsgerechten Wasserbaus. — Wasser u. Boden, **24**, 1, S. 16–19, 4 Abb., Hamburg-Blankenese 1972. [Odenwälder Elz]
- MICHEL, F., mit Beitr. von LEPPLA, A. †, SCHLOSSMACHER, K. u. WAGNER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5914 Eltville a. Rhein, 3. Aufl. 4 + 79 S., 2 Abb., Wiesbaden 1972.
- mit Beitr. von SCHLOSSMACHER, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe, 2. Aufl. 4 + 55 S., Wiesbaden 1972.
- MÜLLER, K. J. & NOGAMI, Y.: Entöken und Bohrspuren bei den Conodontophorida. — Paläontol. Z., **46**, 1/2, S. 68–86, 11 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1972. [Untersuchungsmaterial auch aus Hessen]
- NEUFFER, F.-O.: Im UV-Licht nachweisbare Färbungsmuster bei Pectiniden aus dem Unteren Meeressand des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 41–45, 3 Taf., Wiesbaden 1972.
- NÖRING, F.: Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1971 (1. 1. – 31. 12. 1971). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 287–309, Wiesbaden 1972.
- PICKEL, H.-J.: Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen am Ostrand der Frankfurter Bucht im Niederschlagsgebiet der Schweinf. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 207–253, 17 Abb., 21 Tab., 4 Taf., Wiesbaden 1972.

- PLASS, W., mit Beitr. von ASTHALTER, K., THIELICKE, G. u. ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5917 Kelsterbach. 206 S., 40 Tab., 41 Prof., Wiesbaden 1972.
- PRINZ, H.: In KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & PRINZ, H.: Tektonik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 181—188, 2 Abb., Wiesbaden 1972.
- REUL, K.: Anwendung der Luftbildgeologie bei der Grundwassererschließung. — DVGW-Broschüre „Wassergewinnung – Wassergüte“, S. 3—8, 11 Abb., Frankfurt a. M. 1972. [Beispiele aus Hessen]
- SCHICKHARDT, K. E.: Interview „Wasserversorgung im Sommer 1972“. — Umschau, **72**, 9, S. 275, Frankfurt a. M. 1972. [Rhein-Main-Gebiet]
- SCHIDLowski, M. & RITZKOWSKI, S.: Magnetitkügelchen aus dem hessischen Tertiär. Ein Beitrag zur Frage der „kosmischen Kügelchen“. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 3, S. 170—182, 7 Abb., Stuttgart 1972.
- SCHLOSSMACHER, K.: Vordevon. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe, 2. Aufl., S. 13—16, Wiesbaden 1972.
- In MICHELS, F. & SCHLOSSMACHER, K.: Diluvium. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe, 2. Aufl., S. 32—35, Wiesbaden 1972.
- Vordevon. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5914 Eltville a. Rhein, 3. Aufl., S. 16—26, Wiesbaden 1972.
- Paläovulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5914 Eltville a. Rhein, 3. Aufl., S. 36—38, Wiesbaden 1972.
- Basalt. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5914 Eltville a. Rhein, 3. Aufl., S. 46 bis 47, Wiesbaden 1972.
- SCHNEIDER, G.: Seismizität und Herdmechanik. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 143—148, 3 Abb., Wiesbaden (Steiner) 1972. [Oberrheingraben]
- SOLLE, G.: Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon-/Mitteldevon-Grenze. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 60—bis 91, 2 Abb., Wiesbaden 1972.
- STEIN, A.: Sprengseismik. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 149—159, 8 Abb., 1 Tab., Wiesbaden (Steiner) 1972. [Ergebnisse aus Hessen]
- STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **64**, 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf., Wiesbaden 1972.
- THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **63**, 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1972.
- TOBIAS, W.: Ist der Schlammröhrenwurm *Branchiura sowerbyi* BEDDARD 1892 (Oligochaeta: Tubificidae) ein tropischer Einwanderer im Untermain? — Natur u. Mus., **102**, 3, S. 93—107, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1972. [Wasseranalysen]
- TOBIEN, H.: Mikromammalier aus dem alttertiären Melanionton von Nordhessen. Teil 2: Rodentia, Biostratigraphie, Biostratonomie. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 7—40, 7 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1972.
- VETTER, U.: Forschungsbericht „Unternehmen Erdmantel“. — Umschau, **72**, 12, S. 400, Frankfurt a. M. 1972.
- VINX, R.: Vulkanische Senkungsstrukturen westlich Hofgeismar (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**, S. 194—206, 4 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1972.
- WAGNER, W.: Flugsandbildungen ds und ds1. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5914 Eltville a. Rhein, 3. Aufl., S. 54—55, Wiesbaden 1972.
- WEDEPOHL, K. H.: Basaltische Magmen in Nordhessen, Westfalen und Niedersachsen. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 253—255, Wiesbaden (Steiner) 1972.
- WENDLER, R.: Geophysik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., S. 228—238, 5 Abb., Wiesbaden 1972.

- WIMMENAUER, W., BARANYI, I., GEHNES, P. & HSIAO, C.: Herkunft und Entwicklung der Magmen des Oberrheingrabens. In: Das Unternehmen Erdmantel. DFG Forschungsbericht, S. 265—267, 1 Tab., Wiesbaden (Steiner) 1972.
- WIRTH, H.: Schwankungen des Trinkwasserverbrauchs in Frankfurt a. M. — Gas- u. Wasserf., **113**, 8, S. 371—377, 5 Abb., 6 Tab., München 1972.
- WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **61**, 159 S., 2 Abb., 21 Tab., Wiesbaden 1972.
- Arbeitsgemeinschaft Umwelt Mainz: Bestandsrückgang der Schneckenfauna des Rheins zwischen Straßburg und Koblenz. — Natur u. Mus., **102**, 6, S. 197—206, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1972.
- Das Unternehmen Erdmantel. Zwischenbilanz einer interdisziplinären Zusammenarbeit. DFG Forschungsbericht, 376 S., Abb., Tab., Wiesbaden (Steiner) 1972.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1971. 191 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1972.

Manuskript eingegangen am 15. 2. 1973

Register

Autorenregister

- AGSTEN, K. 337
 ALBERTI, G. 83, 86, 87
 ALEXEEVA, L. I. 255
 ANDRES, W. 351
 ANTUNES, M. T. 204
- BACKHAUS, E. 281
 BARBOUR, E. H. 232, 250, 264
 BARGON, E. 340
 BARTZ, J. 337-342
 BAUMGARTE, D. 166-175
 BECKER, E. 362-366
 BELYAEVA, E. I. 213, 249, 252
 BERGOUNIOUX, F. M. 207, 258
 BIBUS, E. 346-361
 BIGARELLA, J. J. 365
 BLANCKENHORN, M. 153
 BLICK, J. C. 222
 BLUMENSTENGEL, H. 87, 88
 BORISSIAK, B. A. 213, 250
 BOUČEK, B. 83, 86
 BREDDIN, H. 39
 BROILL, F. 55, 58, 69, 72-74
 BRÜNING, H. 342
 BRUNNACKER, K. 347, 352, 358, 359, 365
 BÜCKING, H. 152, 153
 BUGGISCHE, W. 99-149
 BURRI, C. 318-324
 BUSSE, E. 166, 167, 173, 176-187
- CAROZZI, A. 118, 147
 CHOW, M. M. 213
 CLAUSEN, C.-D. 103, 147
 COPE, E. D. 219
 CROUZEL, F. 207, 258
 CUVIER, G. 207
- DENCKMANN, A. 100, 105, 147
 DENNY, C. S. 369
 DIEDERICH, G. 284-299
 DIETRICH, W. O. 203
- DOWNS, T. 216
 DREHER, O. 152
 DREVERMANN, F. 375
- EHRENBERG, K. H. 17, 109, 137, 138, 147
 EINSELE, G. 100, 131, 138, 141, 147
 ERBEN, H. K. 141, 147
 EVAMY, B. D. 365, 369
 EVITT, W. R. 94
- FALCONER, H. 204, 237
 FALKE, H. 339
 FISCHER, H. 103, 147
 FOLK, R. L. 132, 147
 FOURTAU, G. 214
 FRECHEN, J. 346-359
 FRICK, CH. 209, 222
 FUCHS, A. 18, 25
 FUCHS, G. 310, 311
 FÜCHTBAUER, H. 118, 147
- GABUNIA, L. K. 252
 GALUSHA, T. 222
 GEBHARDT, H. 340
 GEIB, K. W. 26
 GINSBURG, L. 204
 GLENNIE, K. W. 365, 369
 GRIPP, K. 370
 GRONEMEIER, K. 150-165
 GROOS, H. 303
 GROOS-UFFENORDE, H. 80-98
 GROSS, W. 59, 61, 63, 64, 75, 76
 GWOSDZ, W. 100, 103, 118, 129, 134, 141, 146, 147
- HAAK, W. 153
 HAARMANN, E. 8, 10
 HAHN, G. 135, 147
 HAHN, R. 307
 HASKINS, C. W. 191, 192

- HASSENCAMP, E. 150, 151, 153
 HEINTZ, A. 64, 75, 76
 HELLER, F. 337
 HELMBOLD, R. 301
 HELMKAMPF, K. 135, 147
 HENKE, W. 100—127, 142, 144, 147
 HENNINGSEN, D. 141, 147, 300—309
 HENTSCHEL, G. 310—316
 HENTSCHEL, H. 102, 140, 148
 HERZBERG, A. 403—414
 HIBBARD, C. W. 246
 HICKETHIER, H. 153, 155
 HOFSTETTER, R. 248
 HOFMANN, R. 285, 296
 HOLZAPFEL, E. 17
 HOOLJER, D. A. 261
 HOPWOOD, A. T. 213
 HORN, M. 128, 147, 279—283
- JAEKEL, O. 9—11, 373—379
 JAHNKE, H. 80—98
 JANOSCHEK, A. 353, 357
 JORDAN, H.-P. 87, 88
- KÄSTNER, H. 281
 KEEN, M. C. 192, 200
 KEGEL, W. 87
 KING, M. 340
 KIRCHHEIMER, F. 353
 KLEINSORGE, H. 177, 185, 186
 KOENEN, A. v. 151
 KOWALCZYK, G. 362—372
 KRAPP, L. 103, 147
 KRAUSE, H. 287, 293
 KREBS, W. 103, 125, 129, 135, 139, 141,
 147, 148, 301
 KRONBERG, P. 121, 134, 148
 KRÜGER, H. 103, 141, 147
 KUBIAK, H. 250, 255
 KÜHN, W. 281
 KÜHN-VELTEN, H. 131, 148
 KÜMMERLE, E. 17
 KUHN-SCHNYDER, E. 374
 KULICK, J. 279, 303
 KUMMER, E. A. 332
 KUPFAHL, H. G. 17, 30, 32, 278
 KUTSCHER, F. 7—15, 25, 46—79, 373 bis
 379
- LAEMMLER, M. 151, 153, 293, 296
 LANGBEIN, R. 281
 LARDEUX, H. 83, 86
 LEHMANN, U. 204, 210, 247
 LEHMANN, W. M. 74, 75, 377
- LEPPLA, A. 17
 LEPSIUS, R. 339
 LESCHIK, G. 353
 LEUTERITZ, K. 303, 305, 307
 LIENENKLAUS, E. 190, 191, 196, 199
 LIPPERT, H. J. 102, 140, 148
 LYDEKKER, R. 211
- MACINNES, D. G. 215, 261
 MÄCKEL, R. 348
 MAGLIO, V. J. 261
 MALZ, H. 188—201
 MARTINI, E. 150—165
 MAWBY, J. 233
 MEAD, W. D. 366
 MEISCHNER, D. 101, 148, 308
 MEMPEL, G. 105—121, 148
 MENSCHING, H. 332
 MEYER, B. 340, 347, 348
 MILES, R. S. 57
 MILLOT, G. 333
 MITTMEYER, H.-G. 16—45
 MOTZKA, R. 151
 MOY-THOMAS, J. A. 70
 MÜCKENHAUSEN, E. 347, 358
 MÜLLER, W. 337
 MURAWSKI, H. 286, 293, 294
- NICOLAUS, H.-J. 135, 148, 301, 303, 307
 NIGGLI, P. 318, 319
 NÖRING, F. 383—402
- OLSEN, ST. J. 242
 OPITZ, R. 8, 12
 OSBORN, H. F. 203, 236, 242, 254, 262
- PAAS, W. 356
 PAECKELMANN, W. 100, 105—127, 148
 PETROCCHI, C. 267
 PILGER, A. 100, 109, 121, 134, 137, 138,
 147, 148
 PILGRIM, G. E. 211, 212
 PLASS, W. 337—345
 PLESSMANN, W. 100, 131, 141, 148
 POLENOVA, E. N. 88
- RABIEN, A. 101, 102, 129, 130, 134, 140,
 148, 301
 RAMBOW, D. 277—283, 340
 REMY, H. 347, 358
 REUL, K. 281
 RICHTER, E. 121, 148
 RICHTER, RUD. 121, 130, 148
 RICHTER-BERNBURG, G. 294

- RINNE, F. 313
 RÖDER, D. H. 25
 ROEMER, F. 167ff., 171ff.
 RÖSLER, A. 24, 44
 ROHDENBURG, H. 333, 346—348, 352, 358, 359
 RONDEEL, H. E. 330

 SANDBERGER, F. 130, 148
 SAVAGE, D. E. 216, 243
 SAVAGE, R. J. G. 215
 SCHADE, H. 303, 305
 SCHENK, E. 349, 353, 357
 SCHERP, A. 121, 134, 148
 SCHIRMER, W. 347, 352, 358, 359
 SCHLESINGER, A. 204, 247, 248, 264
 SCHLÜTER, C. 47
 SCHMID, R. 318, 320
 SCHMIDT, H. 129, 130, 148
 SCHMIDT, W. E. 8—14, 100—127, 142, 144, 147, 378
 SCHNEIDERHÖHN, P. 112, 118, 148
 SCHÖNHALS, E. 346—349, 352—360
 SCHOTTLER, W. 347, 365
 SCHRICKE, W. 301, 303
 SCHRÖDER, B. 285—287, 292, 296
 SCHRÖDER, F. 109, 137, 138, 147
 SCHULTZ, B. C. 227, 229
 SELLACHER, A. 130, 134, 148
 SEMMEL, A. 340, 346—349, 352—360, 364 bis 367
 SICKENBERG, O. 249
 SIEBENHÜNER, M. 285, 286, 293, 296
 SIEVERTS-DORECK, H. 7—15
 SIMPSON, G. G. 204, 246
 SKINNER, M. F. 246
 SOBOTH, E. 153
 SOHN, I. G. 92
 SOLLE, G. 18, 20, 25, 26, 37, 39

 SPEYER, O. 150, 151
 STENSIÖ, E. 65
 STIBANE, F. 301
 STILLE, H. 186
 STÖHR, W. TH. 337
 STOLLEY, E. 185
 STRECKER, G. 317—326
 STREIT, R. 362—366
 SWEET, J. M. 314

 TAKAI, F. 215
 TAYLOR, H. F. W. 314
 THEWS, J. D. 278
 TOBIEN, H. 202—276, 353
 TRAQUAIR, R. H. 55, 57, 61, 62, 65

 VACEK, K. 204
 VÖLK, H. R. 327—336

 WAGNER, G. H. 284—287, 293, 294
 WALSH, T. F. 216
 WANNER, J. 10
 WATSON, D. M. S. 203
 WEBB, D. 229, 242
 WEBER, H. 100, 105—127, 135, 148
 WEILLER, W. 337, 339
 WELLMER, F. W. 103, 105—115, 148, 149
 WESTOLL, S. T. 74, 75
 WHITTINGTON, H. B. 94
 WILSON, J. A. 218
 WINTER, K.-P. 362—372
 WOLDSTEDT, P. 356

 YOUNG, C. C. 213

 ZAGORA, I. 83, 86, 87
 ZAGORA, K. 87
 ZBYSEWSKI, G. 207
 ZIEGLER, W. 101, 121, 134, 149

Fossil-, Orts- und Sachregister

- Acanthocrinus rex* 377
Acanthoscapha acris 83, 88, 93
 — sp. 88, 93
Acrospirifer 38
 — *arduennensis latestriatus-alpha* 38—43, Taf. 6
 Adorf-Stufe 102, 105, 107, 108, 119, 122, 129, 141
 Altenheerse 167, 168, 171ff.
 Altpleistozän 342, 343
 Alzenauer Dünenfeld 362—371
 Alzenau i. Ufr. 362, 364

 Alzey 191, 192, 200
Amebelodon 250
 — *fricki* 262, 263
 — *paladentatus* 263
 — *sinclairi* 263
Amphicostella n. sp. 88, 89, 93
Ampuloides sp., aff. *A. avus* 89, 93
 Anancinae 247, 248
Anancus 247, 248
 — [*= Mastodon*] *arvernensis* 342—344
anchoralis-Zone 123—126
 — *-bilineatus*-Interregnum 124

- Ancyrodella curvata* 119
Ancyrognathus sinelamina 122
 — *triangularis* 108
Anoplothea venusta Taf. 6
Antalis laeve 183
 Apophyllit 312, 315
 Appenheim 338
 Aquitan 339, 342
 Ardenay 204
 Arensberg 310
 Arthrodira 56, 64, 75, 77
 Artinit 311
arvernensis-Schotter 342—344
 Aschkoppen-Sandstein 308
 Astartebank 167, 171 ff.
Astarte subaequilatera 167, 170
 — *triasina* 167, 168, 170
 — — *elongata* 171, 172, 174
 — — *guttiformis* 173, 174
 — — *subaequilatera* 173
 — — *triasina* 171, 172, 174
 — — *willebadessensis* 172
 — *willebadessensis* 167, 170
asymmetricus-Zone 107
Athyris undata Taf. 6
Atrypa lorana Taf. 6
 Attendorn 100, 123, 124, 129, 131, 140
 Auelehm 347—349
Aybelodon 238
 — *hondurensis* 238
- Badenheim 252
 Bad Nauheim 347—349
 Bad Wildungen 277—283
 Bänderflugsande 362—371
Bairdiocypris sp. 93
 Basalt, Begleitminerale 310
 —, Kalksteineinschlüsse 311
Baschkirina sp. 93
Beecherella carinata 89, 93
 — ?sp. 93
 Begger-Nur-Schichten 255
 Bellersheimer Basalttuff 356—360
 Bellings 153, 155
Belodella sp. 82
 Belometscheskaya 252
 Bendorf 358
Berounella spinosa 83, 89, 93
Bertilionella (*R.*) *cicatricosa* 108
 Bicken 305
 Biofazies 99, 129—135
 Biotit 366
 Bleichungsbereiche 369, 371
Blickotherium 238
Blickotherium blicki 241
 — *euhyphodon* 238
 Blödesheim 339
 Bönstadt 192
Bohemina sp. 93
 Bohnerz 339, 340
 Borgentreicher Keupermulde 177
 Bornich-Schichten, Wisper-Gebiet 22, 23
 Botryocerinidae 10
 Bottenhorn 301
Brachyspirifer 37
 — *explanatus* 37, Taf. 6
 Brand 151, 155
 Bremtal 338
 Bruchköbel 350, 352
 Brucit 311
 Buchenau 301
Buchiola 130
 Budenheim 192
 Bugti-Serie 211
 Bulgarien 249
 Bundenbach 11—14, 47
 Bunodontie 204
 Buntsandstein 284—297
 —, Mittlerer 277—283
 Burdigalium 207, 214, 215
 Burg 305
Burmeisteria laevicauda Taf. 5
 Butzbach 349, 352
- Calcit 311, 313, 315
 Calenberg 174
 California 241
Catactocrinus 10
 Ceratitenschichten 167
 —, Ältere 177, 185
 —, Jüngere 178, 181, 185
 —, Mittlere 185
 —, Untere 185, 186
Ceratites atavus sequens 180
 — *compressus* 167, 180, 183, 185
 — — *apertus* 180
 — *evolutus* 167, 180
 — *philippii* 180
 — (cf.) *pulcher* 179—183, 186
 — *robustus* 180, 183, 185, 187
 — *subspinatus* 167
 Cerithien 341, 343
 — -Schichten 198, 341, 343
Charientocrinus 10, 11
 Chevron-Joche 228
 China 213, 249, 254
 Chios 211, 232
 Choerodontie 245, 248

- Choerolophodon* 248
 — *pentelici* 248
Chonetes longespinus 127
 — *sarcinulatus* Taf. 6
cicatricosa-Zone 108
Cidaris sp. 181
Cladarocythere 199
 — *fragilis* 200
 — *spathacea* 199, Taf. 22
Clarendonium 216
Coelospirina sp. 82—86
Coenothyris vulgaris 178—186
 Colorado 217, 263
Condacypris sp. 89, 93
 Congo 261
 Contorted beds 365
Corbicula-Kalk 193
Cordillerion 243
costatus-Zone 116, 119, 122
crepida-Zone 107, 123
 Crinoideen, Hunsrückschiefer 7
 —, eingeregelt 9, 10, 14
Cryptonella rhenana Taf. 6
Ctenocrinus sp. Taf. 5
Ctenolocolina sp. 89, 93
 Cuvieroninae 248
Cuvieronius 243
 Cyathocerinitidae 10
Cydrocrinus 10
 Cyrenenmergel 191, 200
Cytheretta rhenana headonensis 192
 Cytheridae 190
 Cytherideinae 190
- Dalherda 152
 Dasberg-Stufe 102, 114, 116, 119, 122, 123,
 141
 Deiselberg 184
 Dentin-Stab-Struktur 261
 Detfurth-Folge 279—282
 Devon, Mittel- 102—105, 129
 —, Ober- 99, 102—123, 129, 133, 141 bis
 145
 —, Unter- 80ff.
 Dexheim 341
 ?*Diamenocrinus* sp. Taf. 5
Dianops 121
 Diedenshausen 307
 Diemelgebiet 167
 Diemeltal 176, 177, 185
 Dilatancy 366
 Dillenburg 301, 303
 Dillmulde 99, 102, 140—143
 Dinotherien 339, 343, 344
- Dinotherien-Sand 339, 343, 344
Dipleura laevicauda 36
 Dipnoi 74
Dipnorhynchus lehmanni 74—77
 Dittelsheim 338
 Doline 342, 343
Drepanaspis gemündenensis 47, 53—55,
 75, 77
 Dünen 362, 363
 Dyckerhoff, Steinbruch am Hambusch 369
- Eberschütz 176, 182—186
 Echzell 204, 213
 Egge-Abbruch 167
 Eibiswald 209
Eifelocrinus 10, 13, 14
 Eisemroth 305
 Eiskeile 366
 Elm 153, 155
 Elnhausen 81
 Elsper Mulde 99—149
 Eltviller Tuff 339, 340, 349—351
 Ems-Stufe 80
Encrinurus liliiiformis 177—186
 Engelbach 302, 305
 Enkheim 193
 Enteletacea n. gen. ? n. sp. 82, 95
Entogonites grimmeri 126
Entolium sp. 181
 — *discites* 183
Entomoprimitia (E.) concentrica 108
 — (*R.*) *paeckelmanni* 108
Entomozoe (N.) pseudophthalmus 108
 — (*N.*) *pseudorichterina* 108
 — (*N.*) *tenera* 108
 — (*R.*) *serratostrata* 111
 Eppelsheim 207
Eubelodon 233
 — *morrilli* 233
Eumorphoceras pseudobilingue 128
 — -Stufe 127
Euryspirifer 37
 — *assimilis* 37, 38
- Fanglomerate 327—336
 Fayum-Senke (Ägypten) 203, 261
 Fazies, Röt 155
 Fischartige 52, 76
 Fische 52, 76
 Fladige Mergelkalksteine, Fazies der 182,
 186
 Flecken-Horizont 339, 340, 343
 Flörsheim 198
 Florida 242

- Flugsande 362—371
 FORTRAN IV-Programm 317—326
 Fossilhorizonte, Röt 150
 Frechenhausen 301
 Friedberger Binstuff 349—352, 357—360
 Fritzlar 277—283
 Frohnhausen 303, 305, 307
 Frostspalten 369, 371
 Fulda 153
- Gammamessungen 277—283
 Gau-Bickelheim 338
 Gau-Odernheim 338
 Gelbe Basis-Schichten 177, 178, 182, 185
 Gelblatosol 337, 342, 343
 Gemünden 47
Gemuendenaspis angusta 57, 75, 77
Gemuendina stuerzi 65—67, 77
Genomastodon 225
 Geochemie 135—140
 Geologisches Schrifttum, Hessisches 403
 bis 414
 Geophysikalische Bohrlochmessungen 277
 bis 283
 Germete 176
 Gerölle 80, 81
gigas-Zone 107
Girvanella ducii 119, 123
 Gismondin 313, 315
 Givet-Stufe 102, 105, 129, 140, 141
 Glossocrinidae 10
Glossocrinus 10, 11
Gnathabelodon 233
 — *buckneri* 236
 — *thorpei* 236
Gnathodus bilineatus bilineatus 128
 — *delicatus* 126, 128
 — *girtyi girtyi* 128
 — *semiglaber* 126, 128
 — *texanus* 126, 128
 Goethit 365
Gomphotherium 204, 250, 260, 264
 — *angustidens* 205, 209, 210, 232, 247
 — *calvertensis* 232
 — *cimarronis* 218
 — *cingulatum* 216
 — *productum* 223
 — *quinanensis* 204
 — *simproni* 216
 — sp. 226
Goniatites crenistria 127
 — *granosus* 128
 — *striatus* 128
 — -Stufe 126
- Gonioclymenia*-Stufe 121
Grammysia ovata 36, 37, Taf. 5
 Grauwacken
 —, Basis- 301
 —, Dillgebiet 300—308
 —, Geröllinhalt 300—308
 —, Gießener 307
 —, Hörre-Zug 301, 307
 —, Kellerwald 301, 307, 308
 —, oberdevonische 301, 307
 —, Schüttungsrichtung 303
 —, Schwermineralgehalt 300—308
 —, Tanner 301
 —, Urfer 308
 —, Vorläufer- 301, 302
 Großalmerode 174
 Grube Rosengarten NE Bundenbach 7, 8,
 12
 — Schmiedenberg 75
 — Schnakenloch 63
 — Schneppenbach 8
- Hämatit 365
Hallocrinus 10
Haplocytheridea montgomeryensis 194,
 Taf. 22
Haplomastodon 243
 Hardeggen-Folge 282—283
 Haueda 167, 176, 177, 181, 182, 186
 Haupt-Trochitenkalk 176—178, 181—186
Healdia sp. 121
 Helvetium 207
 Hemberg-Stufe 102, 111, 114, 141
 Hemphillium 223
 Herborn 301—307
 Hercynkalk 81
hermanni-cristatus-Zone 105
 Hermershausen 81
 Herzhausen 305, 307
 Hessisches Landesamt für Bodenforschung,
 Tätigkeitsbericht 383—402
 Hessloch 338—340
 Heteromorphiebeziehungen 323, 324
 Heuchelheim 348
Hindeodella 124
Hipparion-Datum 203, 264
 Hochstadt 191
 Hörbach 305
Hoernesia socialis 179, 184
 Hörstein 364
 Hoffbieber 152—154
 Holzhausen 301
Homoctenus tenuicinctus 108
 — *ultimus* 108

- Honduras 238, 241
 Hünfeld 151, 153
Hunsrueckia problematica 62, 75, 77
 Hunsrücksschiefer 46—79
 —, Crinoideen 7
 — -Geologie 375—376
 — -Paläontologie 376—377
 — -Paläozoologie 377—378
 —, Wispergebiet 20—22
Hydrobia inflata 341, 343
 Hydrobien 341, 343
 — -Schichten 341—343
 Hydromagnesit 311
 Hydrotalkit 311
Hyolithes roemeri 127
- Icriodus bilateri crescens bilateri crescens* 84
 — *cornutus* 122
 — *huddlei curvicauda* 83
 — *nodosus* 119
 Illit 366
inflata-Schichten 341, 343
 Isle of Wight 195
 Israel 214
- Jenningsina arcuata* 89, 90, 93
 — *planocostata* 89, 93
 — sp., aff. *J. planocostata* 89, 90, 93
 Jilantschik-Schichten 212
 Joachimskopf b. Zorge 84
 Jungpleistozän 339
 Jungpliozän 337, 339
 Jungwürm 340, 343
- Kärlich 347, 358, 359
 Kärlicher Brockentuff 358, 359
 — Tuff 339, 340
 Kahlterrassen 363
 Kaichen 192
 Kaisergrube 55, 75
 Kalkgerölle 80ff.
 Kalksandkonkretionen 339, 340
 Kalkstein 337—343
 — -Braunlehm 338, 341
 Kansas 233, 247, 263
 Kaolinit 366
 Karbon, Unter- 99, 102, 123—129, 142 bis
 145
 Karl-Geib-Museum 70
 Karstschlotten 337
 Kassel 337
 Katzenbach 303
 Kaub am Rhein 377
 — -Schichten, Wisper-Gebiet 24, 25
- Kellwasserkalk 105—108, 130, 137
 Kenya 215, 261
 Kieselschiefer 102, 124, 142
 Kirchberg 192
 Kirgisien 255
Kirkbyella sp. 93
 Klastizitätsindex 118
 Kleinsassen 154
 Klentengrund 179—187
 Kloppberg 338
 Klüftung 284—297
 Klüftgenese 284—297
 Kluftrichtungen 284—297
 Klufsysteme 284—297
 Körbecke 181, 182
 Korbach 303
 Korngrößenverteilung 99, 111—118, 125,
 131
Kozlowskiella sp. 90, 93
 Krifteler Tuff 352
 Krim 265
 Kruste 338, 340, 343, 344
 Kryoturbationen 370, 371
 Kulm 102, 123—129, 133—137, 142, 144
- Laacher Bimstuff 347, 348
 La Grive 259
 Lamerden 176, 177, 181, 182, 185, 186
 Landschnecken 341, 343
 Landschneckenkalk 341, 343
 Langenaubach 301
 La Romieu 204
 Laterit 337—344
 Latosole 337—345
Leda 178
Leiopteria crenato-lamellosa Taf. 5
 Lenne 101, 107
Leptoprimitia cf. *confluens* 90, 93
 Liebenau 178
 Liegende Alaunschiefer 102, 123, 127,
 133—140, 143
Lima striata 179, 181
 Limnocytherinae 199
Liparocrinus 10
 Lissabon 204
 Lochkov-Stufe 80—83, 88, 92
 Löß 339—344, 349—361
 Löwenberg 338—340
Lonchodina 124
 Loph(id)-Profile 217, 219, 263
 Lophocrinidae 7, 10, 11, 14
Lophocrinus 10, 11
Loquitzella ? sp. 91, 93
Lunaspis broilii 59, 61, 75, 77

- Lunaspis heroldi* 58, 59, 75, 77
Lusitanoceras subcirculare 127, 128
 Lybien 215, 249, 265
 Lydit 102, 124—126, 133, 134

 Maberzell 151, 155
Machaeracanthus sp. 64, 75, 77
 Mainterrassen 363, 364
 Mainz 337—343
 Mainzer Becken 338—343
 Manrode 176—186
 Maragheh 249, 265
Maragnicrinus 10
 Marburg 80 ff.
 Marköbel 349, 352
 Massenkalk 102—106, 122, 134
Mastodon 205, 342
 — *angustidens* 215, 258
 — — mut. *pygmaeus* 214, 249
 — — var. *lybica* 214
 — cf. *angustidens* 215
 — *grandincisivum* 265
 — *ligoniferus* 231
 — *obscurus* 232
 — *pentelici* 248
 — *productus* 219
 — *pygmaeus* 215
 — *spenceri* 214
 Mastodonten 202, 205
 Meeressand 196
Megabelodon 232
 — *minor* 233
Meganteris ovata suessi Taf. 5
 Meggen 100, 102, 107
 Meggener Erzlager 102—108
 Meißner 185
 Meißnervorland 167
 Melsungen 277—283
 Mexiko 237, 239
Microcheilinella sp. 91, 93
 Middle Headon Beds 192
 Miozän, Unter- 337—343
 Mitteldeutsche Schwelle 301, 305,
 307
 Mönchhof 364
 Mofar-Formation 330—331
 Moghara 214
 Molaren-Zement 245, 248, 249
 Mongolei 213, 249, 254
Morrillia 243, 247
 Mosbacher Sande 342—344, 369
Muensteroceras truncatum 126
 Münzenberg 349, 352
 Muschelkalk, Mittlerer 177, 185
 —, Oberer 166, 167, 171 ff.

 Muschelkalk, Unterer 177
Myalina blezingeri 179
Myophoria cf. *simplex* 161
 — *costata* 160
 — *laevigata* 181, 184
 — *ovata* 161
 — *vulgaris* 162, 183, 184
 Myophorien-Schichten, Röt 150, 155
Myophoriopsis gregaria 183
 — *nuculiformis* 162
Mytilus eduliformis 181

 Nackenheim 197, 198
Nahecaris stürzti 378
 Natrolith 312
 Naumburg 277—283
 Naumburger Graben 277—283
 Nebraska 225, 232, 246, 260, 263
 Nehden-Stufe 105, 107, 109, 111, 122, 123,
 133, 141
nehdensis-serratostrata-Zone 107
Neocyprideis (*N.*) 190
 — — *colwellensis* 192
 — — *enkheimensis* n. sp. 193, Taf. 19, 20
 — — *parallela* 190, Taf. 19, 20
 Neogen-Molasse 327—336
Nessariostoma granulosum 70, 71, 75, 77
 Nevada 233
 New Mexico 219, 232
Newsomites notabilis 91, 93
 Niederhessische Senke 277—283
 Niederterrasse 363, 364
 Niggliche Äquivalentnorm 317—326
 Normberechnung 317—326
Notiomastodon 243
 Notiomastodontinae 248
Nowakia acuarria 80—85
Nucula sp. 178

 Ober-Hilbersheim 338
 — -Olmer Wald 337
 Oberpfalz 210
 Oberrheingraben 339, 341
 Oberverschütz 337, 340, 343, 344
Ocalientinus 221
 — *ojocaliensis* 221
 Old-Red Kontinent 133, 138—143
 Oppenheim 337—344
 Oregon 216, 263
 Ostheim 352

 Paläoboden 337, 341, 343
 Paläogeographie, Röt 155
Palaeomastodon 203

- Palmatolepis crepida crepida* 122
 — *delicatula clarki* 119
 — — *delicatula* 119
 — *distorta* 122
 — *glabra* 115, 119
 — — *lepta* 111, 113, 115, 122
 — — *pectinata* 111, 113, 115, 122
 — — *prima* 122
 — *gracilis gracilis* 113, 115, 119, 122
 — — *sigmoidalis* 121
 — *maxima* 115
 — *minuta minuta* 111—115, 122, 126
 — *perlobata schindewolfi* 113, 115, 119, 122
 — *quadrantinodosalobata* 115, 122
 — *quadrantinodosa marginifera* 111, 114, 115, 122
 — *rugosa* 114, 115, 119
 — — *ampla* 114, 122
 — *schleizia* 114
 — *subperlobata* 119, 122
 — *subrecta* 108, 126
 — *tenuipunctata* 111, 119, 122
 — *termini* 122
 — *triangularis* 119, 122
 — *unicornis* 108
Parabolbina ? sp. aff. *P. kroemmelbeini* 91, 93
 Parabolbininae 80, 82, 92
Paraeckmina ? sp. 93
Paranowakia intermedia 80, 83—87
Paraplesiobatis heinrichsi 73—77
Pecten sp. 179, 183
Pentalophodon 247, 248, 264
Pentremitidea medusa 377
Pericyclus 123
 — -Stufe 123—126
 Periklas 311
 Pflock-Incisiven 208, 213
 Phacopiden 108, 121, 130
Philippiella noetlingi 183
Phillipsia westfalica 128
 Phillipsit 312
Phiomia 203, 262, 264
 — *serridens* 259
 Phosphoritknollen 125, 134, 140
 Pikermi 248
 Pisolith-Horizont; Pisolithe 338—344
Placunopsis ostracina 183
 Plateau, Blödesheimer 339
 —, Ostrrheinhessisches 341
Platybelodon 210, 250, 255, 260
 — *danoui* 252, 262
 — *grangeri* 253, 254, 255
 — *jamandzhalgensis* 253
Platybelodon sp. 254, 262
Platyceras lorantum Taf. 5
Platyorthis circularis Taf. 5
 — *nocheri* Taf. 5
 Pleistozän 341, 344
 —, Mittel- 342, 343
Pleuromya musculoides 181, 184
Pleuronectites laevigatus 183
 Pliozän 337—345
 —, Mittel- 339
 —, Ober- 337, 339, 342, 343
 —, Unter- 339, 342, 343
Polygnathus asymmetricus ovalis 108, 119
 — *communis* 122, 126
 — *decorosus* 108
 — *glaber bilobatus* 114, 115, 122
 — — *glaber* 114
 — *inornatus* 124
 — *linguiiformis dehiscens* 84
 — *nodocostatus* 114, 119, 122
 — *nodoundatus* 122
 — *orthoconstricta* 126
 — sp. 119
Polyzygia sp. 92, 93
Posidonia becheri 126, 129
 — *venusta* 109, 115, 121, 130
 Postaquitán 342
 Posttrite Halbjoche 205
 Poteriocrinites 11
Praepilatina praepilata sibirica 91, 93
 Prätrite Halbjoche 205
 Prag-Stufe 80—83, 87, 88
 Princeps-Kalk 84
Prioniodina 124
Pseudocytheridea 198
 — *moenana* n. sp. 198, Taf. 22
 — *rhombus* 198
 — *zalanyi* 199
 Pseudoeiskeile 369
Pseudopetalychthis problematicus 70, 71, 75, 77
Pseudopolygnathus dentilineatus 119
 — *primus* 126
 — *triangulus pinnatus* 128
 — — *triangulus* 126
Pseudospatulina kraemeri 128
Pteraspis (Rhinopteraspis) dunensis 56, 76, 77
 — *smith-woodwardi* 50, 75, 77
 Ptychodontie 245, 248
quadrantinodosa-Zone 109, 111, 114, 123
 Quarz/Feldspat-Verhältnis 99, 113, 132, 134, 137, 140

- Quarzit-Schichten, Röt 150, 155
 „*Quasillites*“ *bohemicus* 87, 92, 93
- Rambacher Tuff 349, 350
 Rauenberg 197, 198
 Raunheim 364
Rectella ? sp. aff. *R.?* *heteroclita* 92, 93
reichi-Zone 109
 Reticulariaceae gen. ? sp. juv. 92
 Rheinhessen 337—345
 Rheinisches Schiefergebirge 99—149
 Rhenanida 64
 Rhenocrinidae 7, 10, 11, 14
 Rhenocrinites 11
Rhenocrinus 7—14
 — *lobatus* n. sp. 7, 11—14
 — *ramosissimus* 8, 11, 13, 14
Rhizocorallium sp. 163
 Rhön 150
Rhynchotherium 237, 247
 — *anguirivale* 242
 — *brevidens* 242
 — *browni* 239
 — *chinjiensis* 212
 — *edense* 241
 — *falconeri* 239
 — *francisi* 242
 — *rectidens* 242
 — *simpsoni* 242
 — *tlascalae* 237
Richterina striatula 121
 — *zimmermanni* 108
 Rockenberg 351
 Röt 150
 Roßbach 151
 Rot 198
 Roterde 337
 Rotfärbung 138, 139, 143
 Rotlatosol 337, 342, 343
 Rundungsgrad 111, 114, 117, 118, 131
- Samarella* ? sp. 92, 93
 Samos 249
 Sandparabraunerde 365
 San Francisco-Region 216
 Sannois 197
 Sansan 255
 Santa Fé-Schichten 219, 222
 Sarlador-Schichten 331—332
 Sarmatium 207
 Sauerland 99—149
Scaliognathus anchoralis 124, 126
Scaphignatus velifer 115
 Schackau 153
 Schaufel-Incisiven 251, 253
- Schichtdeformationen durch Pflanzen-
 wurzeln 368, 369
 Schichtverfaltungen 364, 365
 Schiefekoeffizient 111, 114, 117
 Schnepfenbach bei Bundenbach 8, 12
 Schrifttum, Geologisches 403—414
Schuleridea (*Aequacytheridea*) 193
 — — *cambesiensis* 196
 — — *kochi* 194, Taf. 20
 — — *lienenklausei* n. sp. 197, Taf. 21
 — — *oculata* 197
 — — *perforata* 193, Taf. 20, 21
 — — *rhenana* n. sp. 197, Taf. 21
 — — *spandeli* 196, Taf. 20, 21
 — (*Schuleridea*) 193
 — — *praethoerenensis* 194, Taf. 20
 Schulerideinae 193
 Schwellenfazies 101—121, 129, 133, 135,
 139, 141
 Schwelligen-Grund 183
 Sekundäre Kleeblatt-Struktur 220, 221
 224, 245
Serbelodon 260
 — *barbourensis* 260
Serridanancus 207
Serridentinus 210
 — *browni* 211
 — *filholi* 255, 259
 — *gobiensis* 250
 — *hasnotensis* 212
 — *lusitanicus* 207, 209, 255
 — *metachinjiensis* 212
 — *prochinjiensis* 212
 — *productus* 222
 — *progressus* 226
 — *subtapiroideus* 209, 210
 — *tologojensis* 249
 Sesquioxid-Konkretionen; Sesquioxide
 340—344
Sigambrocrinus 10
 Silur 81
 Simorre 207
 Sinn 301—307
Siphonodella obsoleta 124, 136
 Siwaliks 211, 232, 248
 Sortierung 111, 114, 117, 118, 131
 South Dakota 231, 232
 Spanien 327—336
Spatognathodus aculeatus 119, 121
 — *bohlenanus* 119
 — *costatus costatus* 121
 — — *spinulicostatus* 119, 121
 — e. g. *steinhornensis* 83
 — *inornatus* 119
 — *stabilis* 119

- Spatognathodus strigosus* 111, 121
 Spessart 284—297
 Spessartschwelle 292, 293, 296
Spinocyrtia granulosa Taf. 6
 Spinocyrtiidae 43, 44
Spiriferina biplicata 128
splendens-Zone 109
Stegomastodon 243
 — *mirificus* 244, 246
 — *primitivus* 247
 — *rexroadensis* 247
Stegotrabelodon 265
 Steinberg 338
Stensioeella heintzi 69, 77
 Stockstadt 199
 Stoßzahnverlust 232
Strellenia 128
 Strömungsrichtung (Devon/Karbon) 131,
 133, 135, 141
Stuertaspis germanica 61, 75, 77
styriaca-Zone 114, 116
Subcuspidella incerta 44, Taf. 6
 — *subcuspidata* Taf. 6
 Symphysenstruktur 229
Synconolophus 247, 248

 Tacharanit 314
 Tann 153
 Tätigkeitsbericht des Hessischen Landes-
 amtes für Bodenforschung 383—402
Tatabelodon 222, 225
 Tentaculitenknollenkalk 83, 87—91, 94
 Tentaculitenschiefer 89, 90
Tenuicostella tenuicosta Taf. 6
 Terebratelkalkfazies 184, 186
 Terra fusca 338, 341—344
 — *rossa* 337
Tetralophodon 245, 264
 — *campester* 245
 — *longirostris* 245, 247
 — *praecampester* 244
 — *sinensis* 255
 Tetralophodontie 204, 247
Tetrasacculus ventrosina 92, 93
 Texas 218, 232, 240, 263
 Thomsonit 312, 315
 Timmerthal 177
Tityosteus rieversi 62, 63, 75, 77
 Tobermorit 313, 315
 ?*Tolmaia priestersbachi* Taf. 5
 Tonminerale 365, 366
 Tonmineralverlagerungen 365, 366, 371
 Tonplattenfazies 167, 178, 181—186
 Top. Karte 1:25000,
 — Bl. 4814 Altenhündem 100

 Top. Karte 1:25000, Bl. 5920 Alzenau
 i. Ufr. 362
 — Bl. 6020 Aschaffenburg 364, 369
 — Bl. 5721 Gelnhausen 284—297
 — Bl. 5916 Hochheim a. M. 367
 — Bl. 5915 Wiesbaden 369
torleyi-Zone 108
 Tortonium 207, 215
Torynobelodon 254
 — *barnumbrowni* 264
 — *grangeri* 254
 Tournan 207
 Trais-Horloff 347, 353
 Treisbach 302, 305
 Trendelburg 185
triangularis-Zone 107, 119, 122
Trilophodon 205
 — *abeli* 226
 — *angustidens* var. *kisumensis* 215, 261
 — — — *minor* 255
 — *annectens* 214
 — *chinjiensis* 212
 — *connexus* 213
 — *cooperi* 211
 — *cruziensis* 222
 — *depereti* 207
 — *elegans* 213, 249
 — *fricki* 217
 — *gaillardi* 211
 — *giganteus* 231
 — *gregorii* 225
 — *guangxiensis* 213
 — *hopwoodi* 213, 249
 — *inopinatus* 213
 — *yoraki* 222
 — *lulli* 232
 — *olisiponensis* 207
 — *osborni* 225
 — *phippii* 232
 — *pojoaquensis* 222
 — *riograndensis* 222
 — *simplicidens* 231
 — *willistoni* 225
 — *wimani* 213, 249
 — *yangziensis* 213
 Trilophodontie 204
Trobelodon 222
 — *taoensis* 222
 Trochitenkalk, Oberer 167, 171—186
 Trochitenkalkfazies 182, 185, 186
 Tropfenböden 369—371
 Tschokrak-Schichten 252
 Türkei 249
 Tuffe 346—361
 Tunesien 249

- Tung-Gur-Schichten 254
 Turgai-Region 212

 Uckersdorf 305, 307
 Ulmen-Gruppe 18, 19
Ungerella calcarata 108
 Unterhaardt 337

 Valentinium 229, 231
varcus-Zone 105
 variskische Geosynklinale 129, 131, 139,
 141, 143
Velata albertia 178, 183
 Vera (Spanien) 317—335
 Vergleich Modus-Norm 324, 325
 Verkarstung; verkarstet 341—343
 Verwerfungen 289—292
 Villefranche d'Astarac 211, 232
Viriatellina ? pygmaea 86
 Vogelsberg 284—297
 Volkmarser Graben 176
 Volpriehausen-Folge 278—281
 Waldböckelheim 196
 Waldecker Hauptmulde 99, 102, 130, 140
 bis 143
 Warburg 176, 185, 186

 Wehrda 153
 Wehrer Bimstuff 358—359
Welleriella sp. 93, 94
 Werrabronn 192
 Westerberg 338
 Westhofen 337—344
 Wethen 176, 185, 186
 Wettelingen 174
 Wiesbaden-Amöneburg 342
 Willebadessen 167, 171ff., 176, 186
 Wißberg 338
 Wocklum-Stufe 116, 130
 Wohnbach-Bellersheim 347, 348, 353, 354
 Wolfgruben 302
 Würmlöb 349, 350, 353, 354

 Jugoslawien 249

 Zeolithe 311
Zoophycos-Fazies 130
 Zotzenheim 197, 198
 Zwischenschichten 177, 182—186
Zygobeyrichia tetrapleura Taf. 5
 Zygodontie 204
Zygotophodon 207, 210
 — *turicensis* 210

Tafel 1

Tafel 1

Rhenocrinus lobatus n. sp., Hunsrückschiefer, Grube Rosengarten, Ostseite des Hahnenbachtals NE Bundenbach.

Fig. 1. Platte mit rund 18 Individuen; Auflicht-Bild. $\times 0,42$.

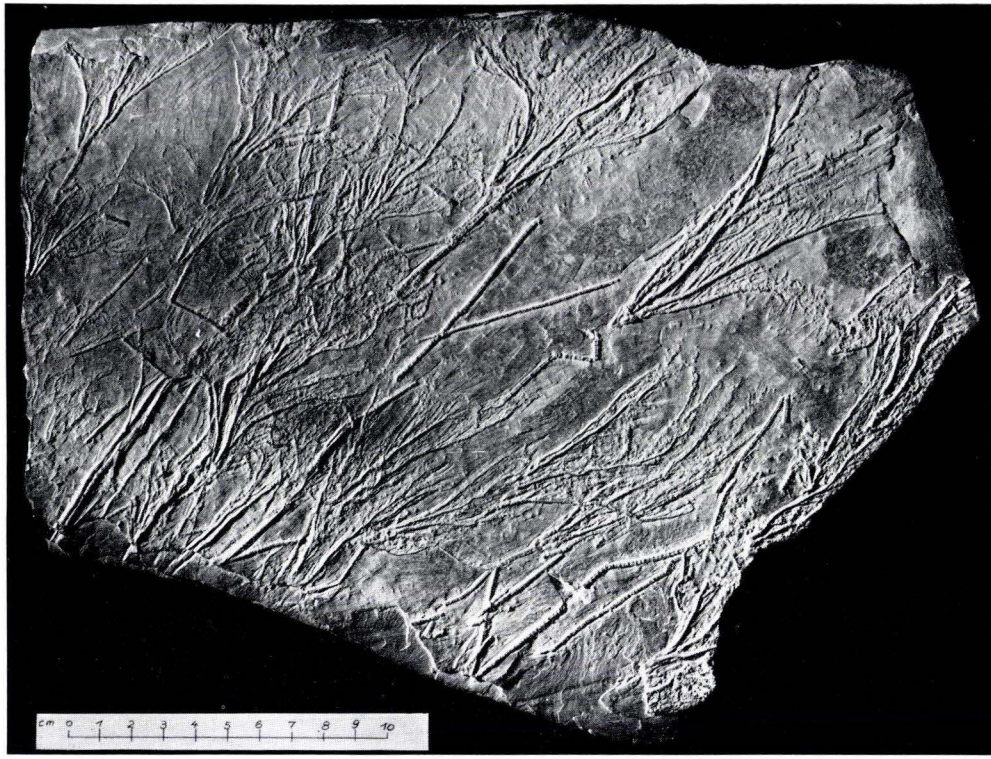
Fig. 2. Röntgen-Aufnahme der Platte. $0,42$.

Fig. 3. Teilausschnitt der Röntgen-Aufnahme (Positiv) mit dem Holotypus (Exemplar 12, links oben) und dem Paratypus 1 (Exemplar 14, rechts unten). Natürl. Gr.

Die Fossilplatte stammt aus der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Marburg a. d. Lahn.

Die Röntgenaufnahme fertigte Herr Prof. Dr. STÜRMER aus Erlangen.

Allen Genannten sei bestens gedankt.



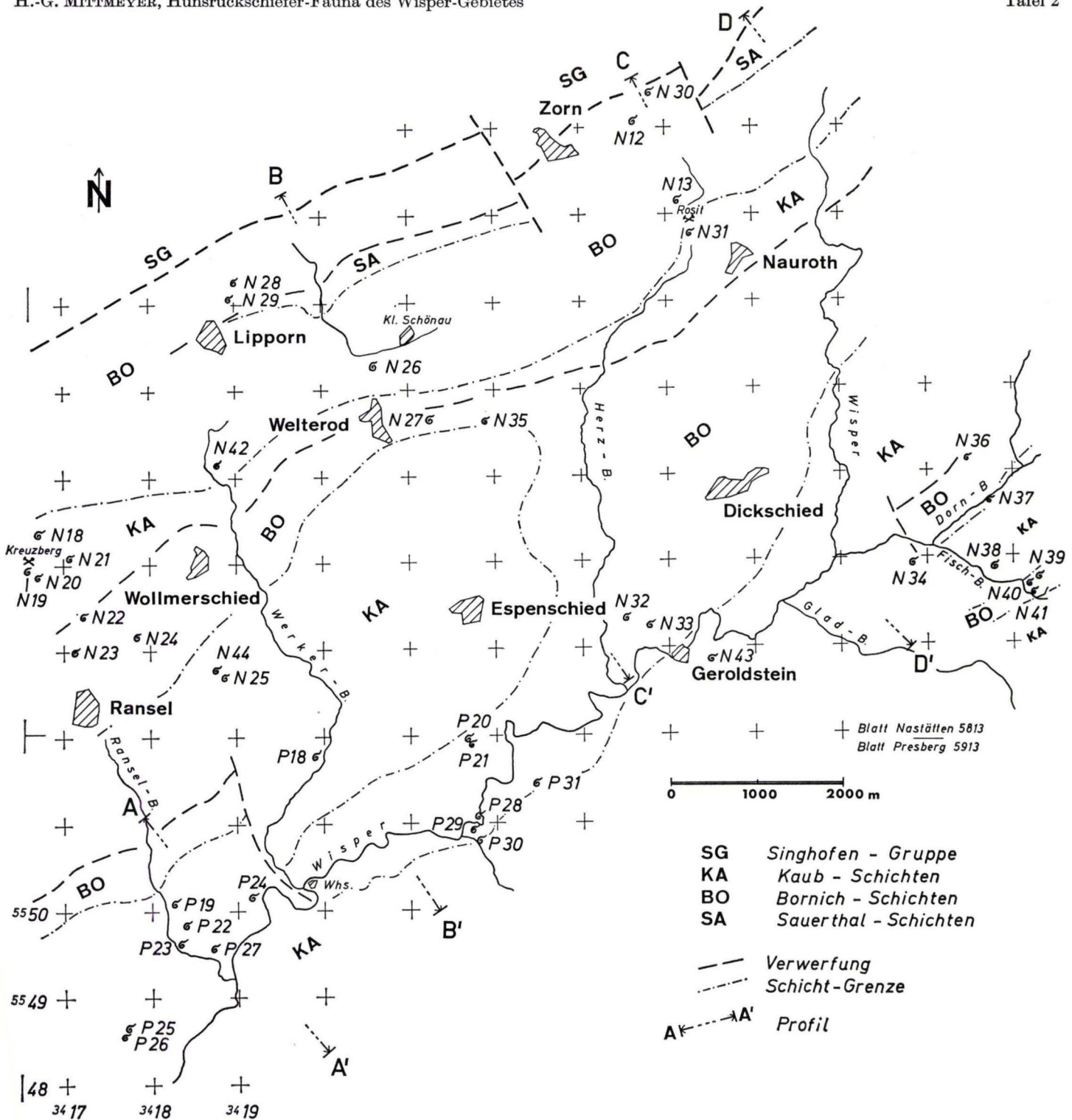
1



2

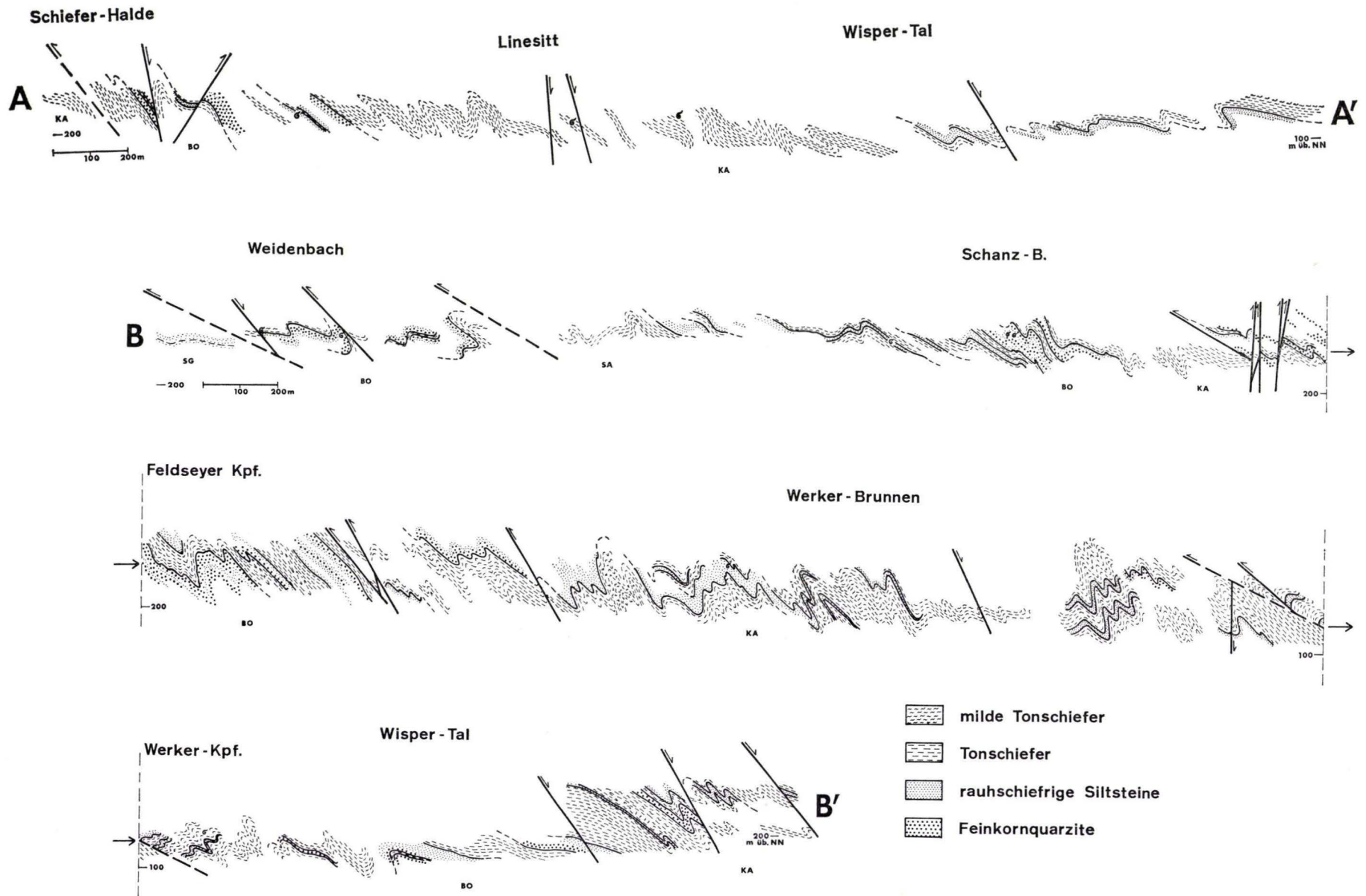


3



Karte der Hunsrücksschiefer-Fundpunkte des Wisper-Gebietes mit vorläufiger Darstellung der Geologie.

N 1 usw.: Fundpunkt-Nummern auf Blatt Nastätten. P 1 usw.: Fundpunkt-Nummern auf Blatt Presberg.

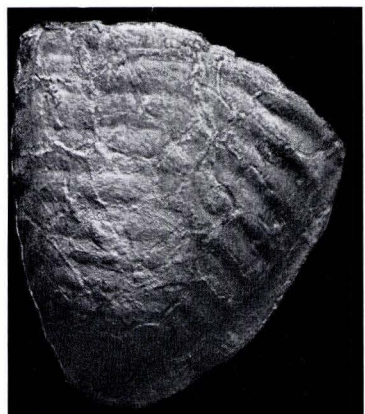


Profile zu Tafel 2. Profil A — A': Ranselbach-Tal. Profil B — B': Werkerbach-Tal.

Tafel 5

Tafel 5

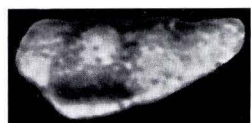
- Fig. 1. *Burmeisteria laevicauda* (QUENSTEDT)
Steinkern des Pygidiums, $\times 0,8$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/4.
- Fig. 2. *Zygobeyrichia tetrapleura* (FUCHS)
Steinkern der linken Klappe, $\times 11$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/1.
- Fig. 3. *Platyceras loranum* FUCHS
Steinkern, $\times 0,7$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/5.
- Fig. 4. *?Tolmaia priestersbachi* (FUCHS)
Bruchstückhafter Steinkern einer ungewöhnlich großen rechten Klappe, $\times 0,8$.
Fdp. P 25 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 25/1.
- Fig. 5. *Grammysia ovata* SANDBERGER
Steinkern eines zweiklappigen Exemplares (Bild: rechte Klappe), $\times 0,7$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/2.
- Fig. 6. *Leiopteria crenato-lamellosa* (SANDBERGER)
Beschädigter Skulptur-Kern der linken Klappe, $\times 0,7$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/6.
- Fig. 7. *Ctenocrinus* sp.
Beschädigter Kelch, $\times 0,7$.
Fdp. N 43 Kaub-Schichten, Slg. No. Nas 43/1.
- Fig. 8. Crinoiden-Stielglieder, $\times 1,5$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/7.
- Fig. 9. *?Diamenocrinus* sp., Stielglied, $\times 1,6$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/7.
- Fig. 10. *Meganteris ovata suessi* DREVERMANN
Flachgedrückter Steinkern der Ventralklappe, $\times 0,8$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/3.
- Fig. 11. *Platyorthis circularis* (SOWERBY)
Flachgedrückter Steinkern der Dorsalklappe, $\times 0,7$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/4.
- Fig. 12. *Platyorthis nocheri* (FUCHS)
Abdruck der Dorsalklappe, $\times 2,3$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/8.



1



5



2



7



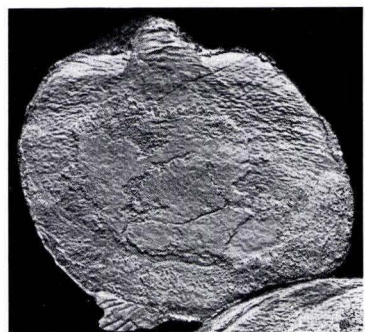
3



9



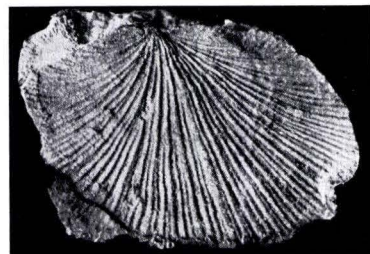
8



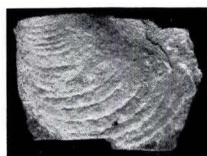
10



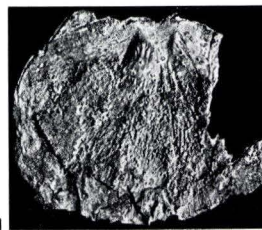
4



12



6



11

Tafel 6

Tafel 6

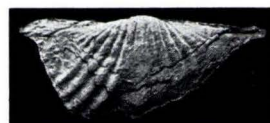
- Fig. 1—5. *Acrospirifer arduennensis latestriatus-alpha* (SOLLE)
1 Steinkern der Ventralklappe, schwach entwickelter Muskelzapfen, $\times 0,8$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/9.
2 Steinkern der Ventralklappe, dünnchalig, $\times 0,9$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/10.
3 Teilweise schalenerhaltene Ventralklappe, $\times 0,9$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/1.
4 Beschädigter Steinkern der Ventralklappe, $\times 0,9$.
Fdp. P 22 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 22/1.
5 Steinkern der Dorsalklappe, besonders dünnchalig, $\times 0,9$.
Fdp. P 19 Kaup-Schichten, Slg. No. Pre 19/1.
- Fig. 6. *Subcuspidella subcuspidata* (SCHNUR)
Steinkern der Ventralklappe mit Septalwulst, $\times 0,8$.
Fdp. Kob 43 Dörrbachtal bei Koblenz, untere Laubach-Schichten, Slg. No. Kob 43/18.
- Fig. 7—9. *Subcuspidella incerta* (FUCHS)
7 Steinkern der Ventralklappe (semiadult), $\times 1$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/1.
8 Steinkern der Dorsalklappe, $\times 0,9$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/1.
9 Abdruck der Dorsalklappe (zu Ex. Fig. 20);
rechts davon: *Athyris undata* (DEFRANCE), $\times 0,8$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/4.
- Fig. 10. *Spinocyrtia granulosa* (CONRAD)
Schalenerhaltenes zweiklappiges Exemplar (Bild: Ausschnitt der Dorsalklappe mit der typischen Mikroskulptur), $\times 4,5$.
Fdp. N.Y. 4 (West—New York, USA), Slg. No. N.Y. 4/1.
- Fig. 11. *Tenuicostella tenuicosta* (SCUPIN)
Beschädigter Steinkern der Ventralklappe, $\times 1$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/11.
- Fig. 12—13. *Brachyspirifer explanatus* (FUCHS)
12 Beschädigter zweiklappiger Steinkern (Bild: Ventralklappe), $\times 0,9$.
Fdp. P 25 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 25/2.
13 Abdruck der Ventralklappe (zu Ex. Fig. 24) mit Resten der Mikroskulptur, $\times 2,9$.
Fdp. P 25 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 25/3.
- Fig. 14. *Atrypa lorana* FUCHS
Abdruck der Dorsalklappe, $\times 1,6$.
Fdp. N 22 Bornich-Schichten, Slg. No. Nas 12/39.
- Fig. 15. *Athyris undata* (DEFRANCE)
Steinkern eines zweiklappigen Exemplares (Bild: Ventralklappe), $\times 0,9$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/12.
- Fig. 16. *Cryptonella rhenana* (DREVERMANN)
Steinkern der Ventralklappe, $\times 1,8$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/8.
- Fig. 17. *Anoplothea venusta* (SCHNUR)
Steinkern der Ventralklappe, $\times 2,5$.
Fdp. P 23 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 23/13.
- Fig. 18. *Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTHEIM)
Steinkern der Ventralklappe, $\times 0,8$.
Fdp. P 26 Kaub-Schichten, Slg. No. Pre 26/3.



1



2



3



4



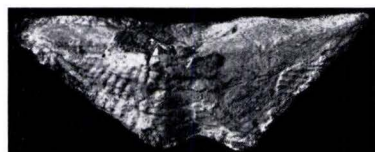
7



8



5



11



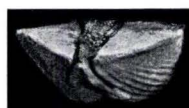
9



12



10



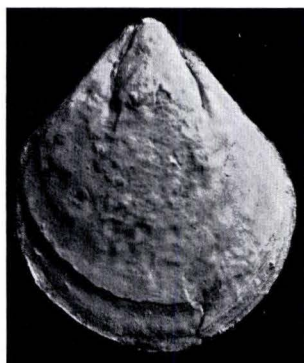
6



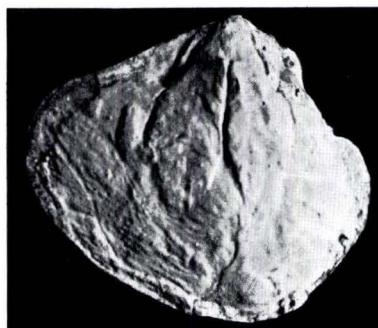
14



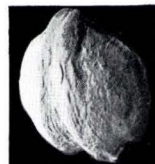
13



16



17



15



18

Tafel 7–11

Die Vorlagen für die Tafeln wurden mit dem WILD-Zeichenbinokular von den Verfassern hergestellt. Für die Reinzeichnungen danken wir Frau A. Subatzus.

Fundpunkt aller abgebildeten Exemplare: Straßenböschung 80 m NW HP 205, 1 der Straße Elnhausen–Hermershausen, WSW Marburg (R 34 78 74, H 56 28 90).

Alter: Unter-Ems-Stufe.

Für die Tafeln 7–10 gilt folgende Abkürzung: L = linke Klappe.
R = rechte Klappe.

Aufbewahrungsort: Geol.-Paläont. Institut der Universität Göttingen.

Tafel 7

Tafel 7

Fig. 1–7. *Welleriella* sp. (Proben-Nr. GR 908/29):

Fig. 1. juvenile L (Orig.-Nr. 707-8-201).

Fig. 2. juvenile R (Orig.-Nr. 707-8-202).

Fig. 3. juvenile R (Orig.-Nr. 707-8-203).

Fig. 4. juvenile L (Orig.-Nr. 707-8-204).

Fig. 5. juvenile R (Orig.-Nr. 707-8-205).

Fig. 6. Tecnomorphe R (Orig.-Nr. 707-8-206):
a) seitlich b) ventral c) dorsal.

Fig. 7. Heteromorphe L (Orig.-Nr. 707-8-207):
a) seitlich und b) dorsal.

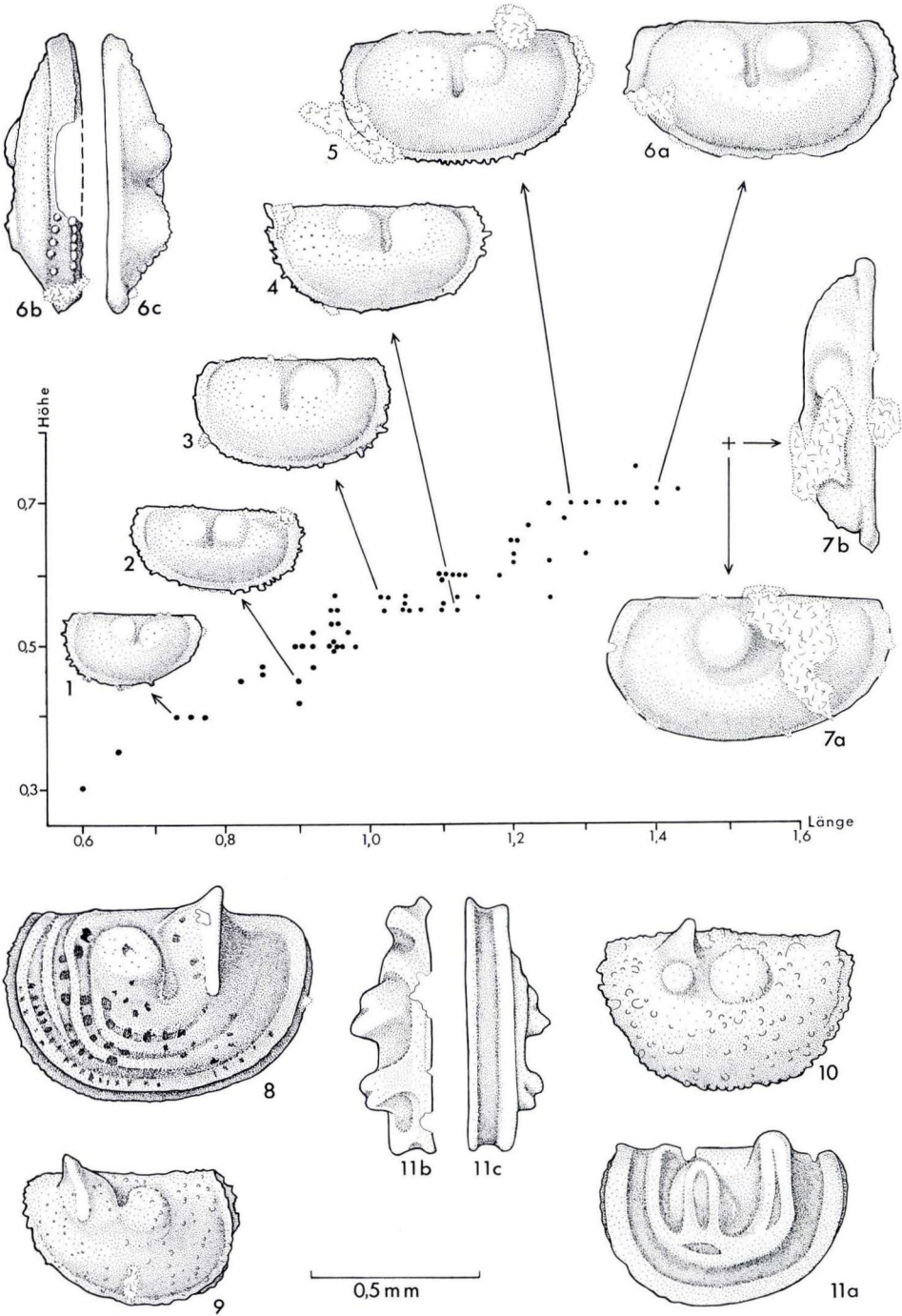
Fig. 8–10. *Kozlowskiella* ? sp.

Fig. 8. L (Proben-Nr. GR 908/14, Orig.-Nr. 707-8-208).

Fig. 9. R (Proben-Nr. GR 900/24, Orig.-Nr. 707-6-209).

Fig. 10. R (Proben-Nr. GR 900/24, Orig.-Nr. 707-6-210).

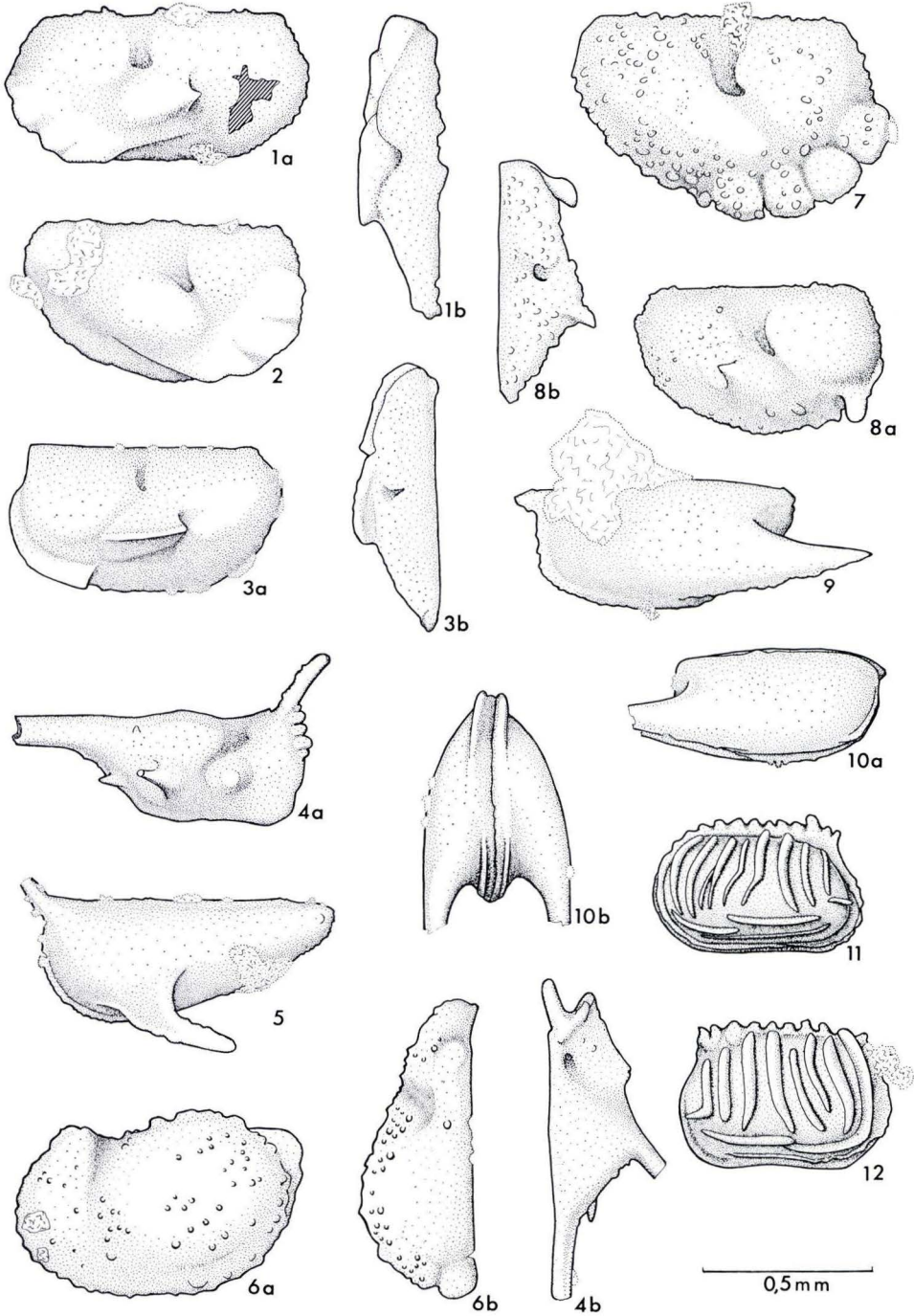
Fig. 11. *Kozlowskiella* sp.
(Proben-Nr. GR 900/5, Orig.-Nr. 707-6-211):
L: a) seitlich, b) dorsal und c) ventral.



Tafel 8

Tafel 8

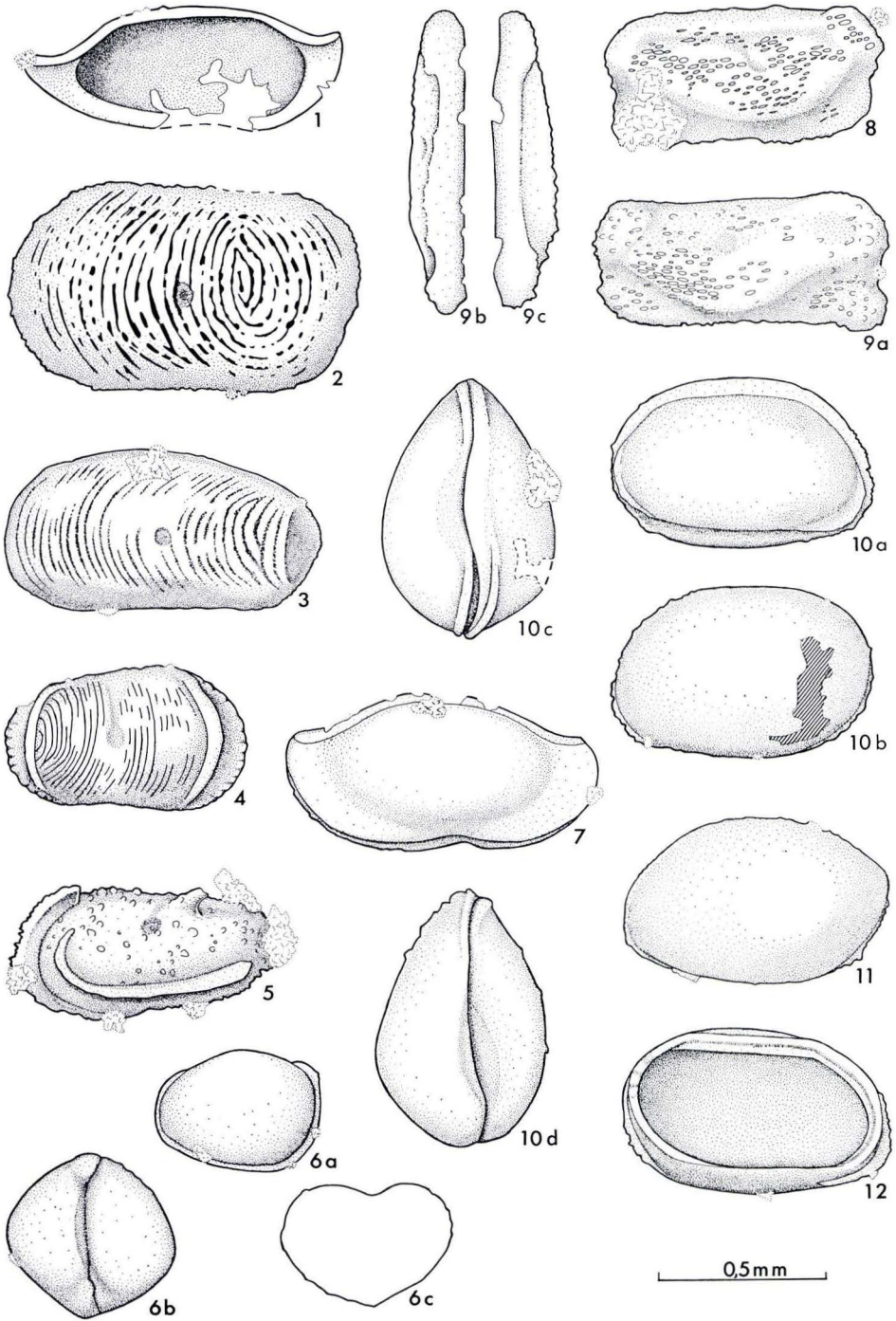
- Fig. 1–3. *Tetrasacculus ventrospina* BLUMENSTENGEL 1969,
(Proben-Nr. GR 901/19):
- Fig. 1. Heteromorphe L: a) seitlich b) dorsal (Orig.-Nr. 707-5-212).
- Fig. 2. Heteromorphe R: seitlich (Orig.-Nr. 707-5-213).
- Fig. 3. Tecnomorphe L: a) seitlich b) dorsal (Orig.-Nr. 707-5-214).
- Fig. 4. *Berounella spinosa* (BLUMENSTENGEL 1962):
L a) seitlich und b) schräg dorsal (Proben-Nr. GR 902/8, Orig.-Nr. 707-4-215)
- Fig. 5. *Bohemina* sp. BLUMENSTENGEL 1969
L (Proben-Nr. GR 901/18, Orig.-Nr. 707-5-216).
- Fig. 6. *Ampuloides* sp., aff. *A. avus* I. ZAGORA 1967 (Proben-Nr. GR 900/23),
L: a) seitlich und b) dorsal (Orig.-Nr. 707 6-217).
- Fig. 7–8. *Parabolbina* ? sp., aff. *P. kroemmelbeini* K. ZAGORA 1968,
(Proben-Nr. GR 901/21):
- Fig. 7. Heteromorphe R seitlich (Orig.-Nr. 707-5-218).
- Fig. 8. Tecnomorphe R: a) seitlich und b) dorsal (Orig.-Nr. 707-5-219).
- Fig. 9–10. *Rectella* ? sp., aff. *R. heteroclita* POLENOVA 1968,
(Proben-Nr. GR 900/26):
- Fig. 9. L seitlich (Orig.-Nr. 707-6-220).
- Fig. 10. Gehäuse: a) von rechts und b) ventral (Orig.-Nr. 707-6-221).
- Fig. 11–12. *Amphicostella* n. sp. (Proben-Nr. GR 902/16):
- Fig. 11. Gehäuse von rechts (Orig.-Nr. 707-4-222).
- Fig. 12. L seitlich (Orig.-Nr. 707-4-223).



Tafel 9

Tafel 9

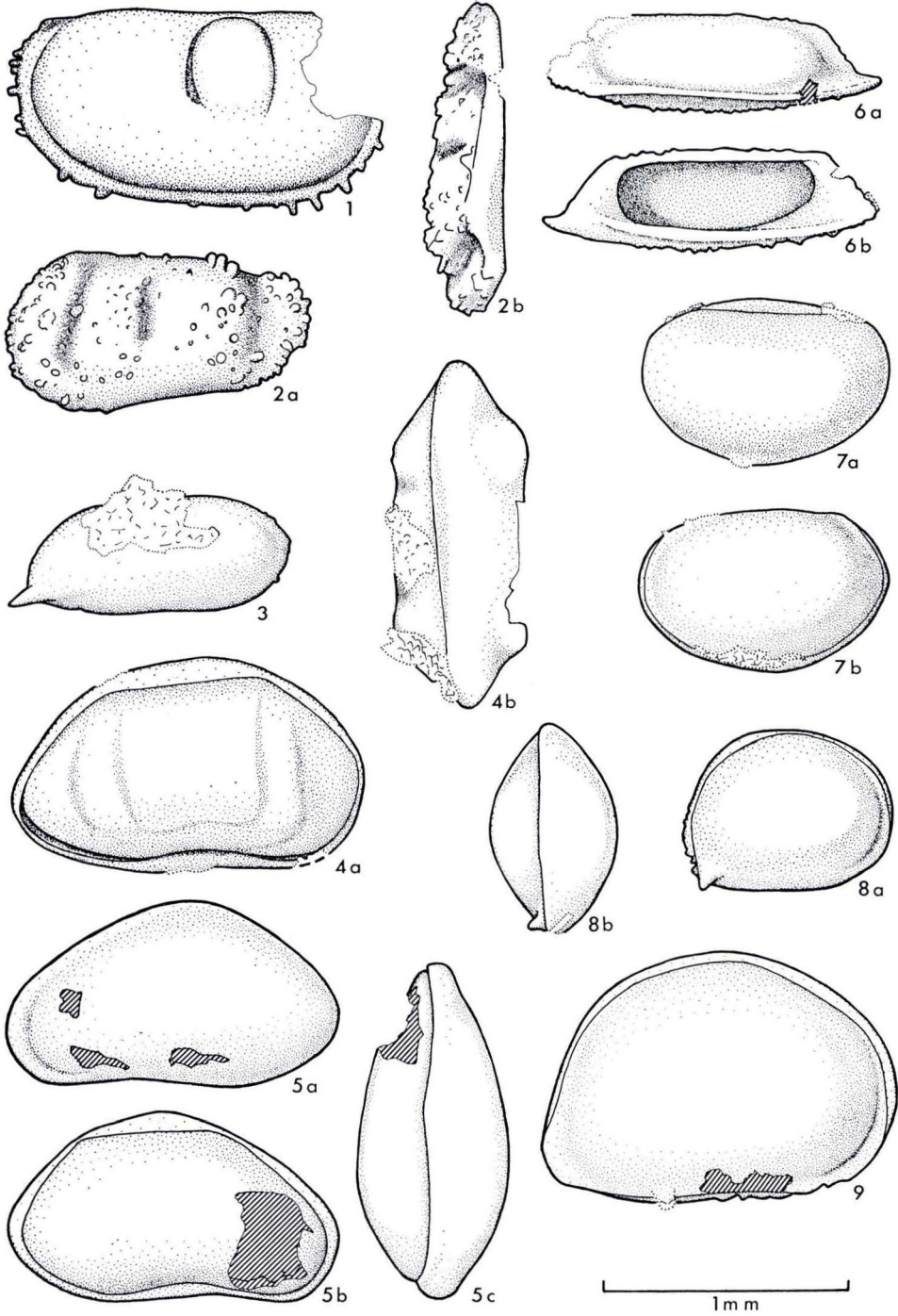
- Fig. 1. *Acanthoscapha acris* BLUMENSTENGEL 1962,
L von innen (Proben-Nr. GR 908/1, Orig.-Nr. 707-8-224).
- Fig. 2. *Jenningsina* sp., aff. *J. planocostata* JORDAN 1964,
L (Proben-Nr. GR 900/22, Orig.-Nr. 707-6-225).
- Fig. 3. *Jenningsina planocostata* JORDAN 1964,
Gehäuse von links (Proben-Nr. GR 908/9, Orig.-Nr. 707-8-226).
- Fig. 4. *Jenningsina arcuata* K. ZAGORA 1968,
R (Proben-Nr. GR 900/35, Orig.-Nr. 707-6-227).
- Fig. 5. *Leptoprimitia* cf. *confluens* K. ZAGORA 1968,
R (Proben-Nr. GR 901/4, Orig.-Nr. 707-5-228).
- Fig. 6. *Newsomites notabilis* (POLENOVA 1955),
Gehäuse: a) von rechts, b) dorsal und c) von hinten
(Proben-Nr. GR 900/50, Orig.-Nr. 707-6-229).
- Fig. 7. *Acanthoscapha* sp.,
Gehäuse von rechts (Proben-Nr. GR 908/1, Orig.-Nr. 707-8-230).
- Fig. 8–9. „*Quasillites*“ *bohemicus* PŘIBYL 1967:
- Fig. 8. R (Proben-Nr. GR 900/40, Orig.-Nr. 707-6-231).
- Fig. 9. L: a) seitlich, b) dorsal und c) ventral (Proben-Nr. GR 900/40, Orig.-Nr. 707-6-232).
- Fig. 10–12. *Microcheilinella* sp.:
- Fig. 10. Gehäuse: a) von rechts, b) von links, c) ventral und d) dorsal
(Proben-Nr. GR 901/30, Orig.-Nr. 707-5-233).
- Fig. 11. L (Proben-Nr. GR 900/13, Orig.-Nr. 707-6-234).
- Fig. 12. L von innen (Proben-Nr. GR 901/30, Orig.-Nr. 707-5-235).



Tafel 10

Tafel 10

- Fig. 1. *Welleriella* sp.,
beschädigte R (Proben-Nr. GR 900/51, Orig.-Nr. 707-6-236).
- Fig. 2. *Loquitzella* ? sp.,
L: a) seitlich und b) dorsal (Proben-Nr. GR 900/38, Orig.-Nr. 707-6-237).
- Fig. 3. *Baschkirina* sp.,
R (Proben-Nr. 900/45, Orig.-Nr. 707-6-238).
- Fig. 4. *Condacypris* sp.,
G: a) von rechts und b) dorsal (Proben-Nr. GR 900/29, Orig.-Nr. 707-6-239).
- Fig. 5. *Bairdiocypris* sp. I. ZAGORA 1967,
Gehäuse: a) von links, b) von rechts und c) ventral
(Proben-Nr. GR 900/28, Orig.-Nr. 707-6-240).
- Fig. 6. *Beecherella carinata* ULRICH 1891,
L: a) von außen und b) von innen (Proben-Nr. GR 900/12, Orig.-Nr. 707-6-241).
- Fig. 7. *Samarella* ? sp.,
Gehäuse: a) von rechts und b) links (Proben-Nr. GR 900/31, Orig.-Nr. 707-6-242).
- Fig. 8–9. *Praepilatina praepilata sibirica* POLENOVA 1970:
- Fig. 8. juveniles Gehäuse: a) von rechts und b) ventral
(Proben-Nr. GR 900/27, Orig.-Nr. 707-6-243).
- Fig. 9. Gehäuse von rechts (Proben-Nr. GR 900/27, Orig.-Nr. 707-6-244).

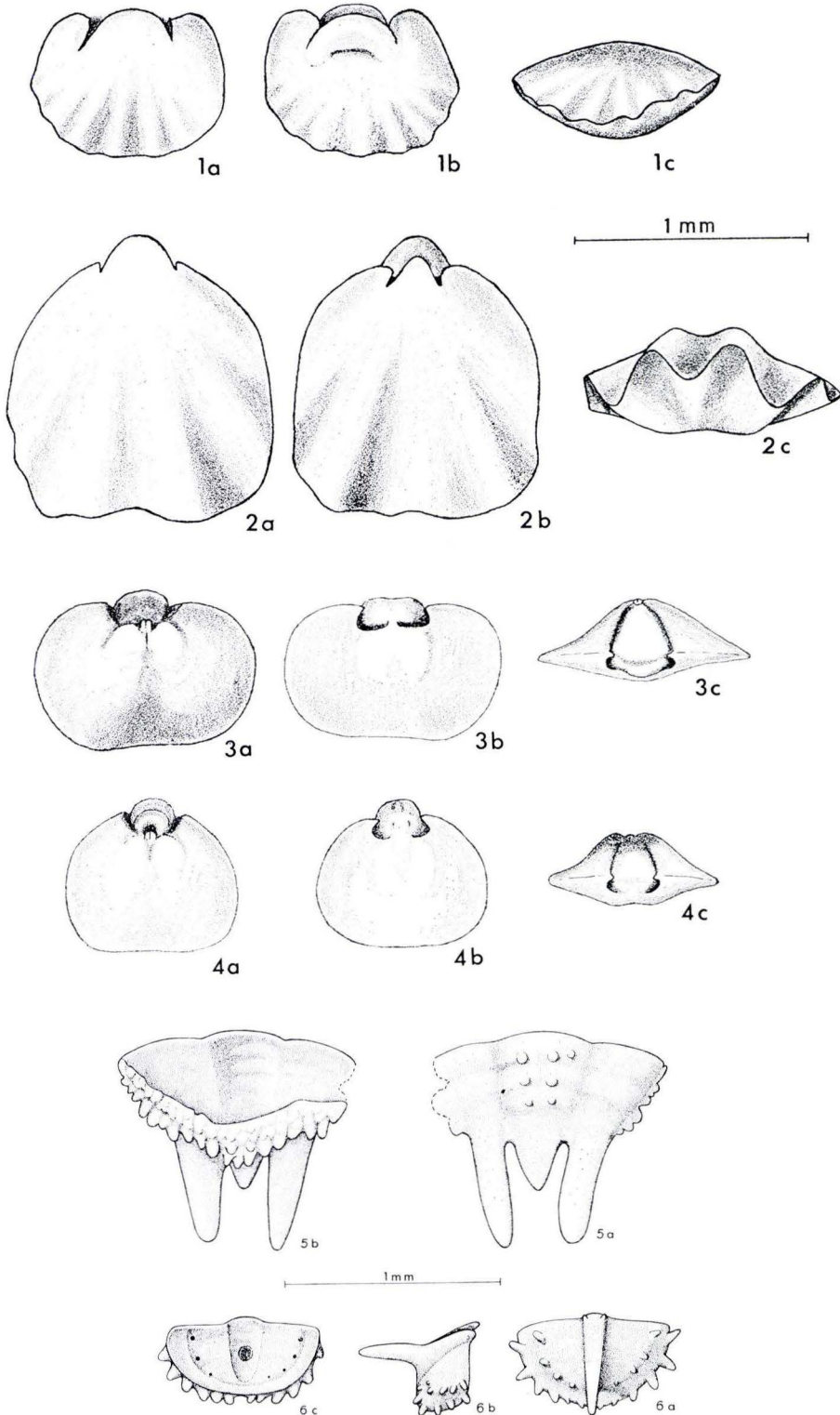


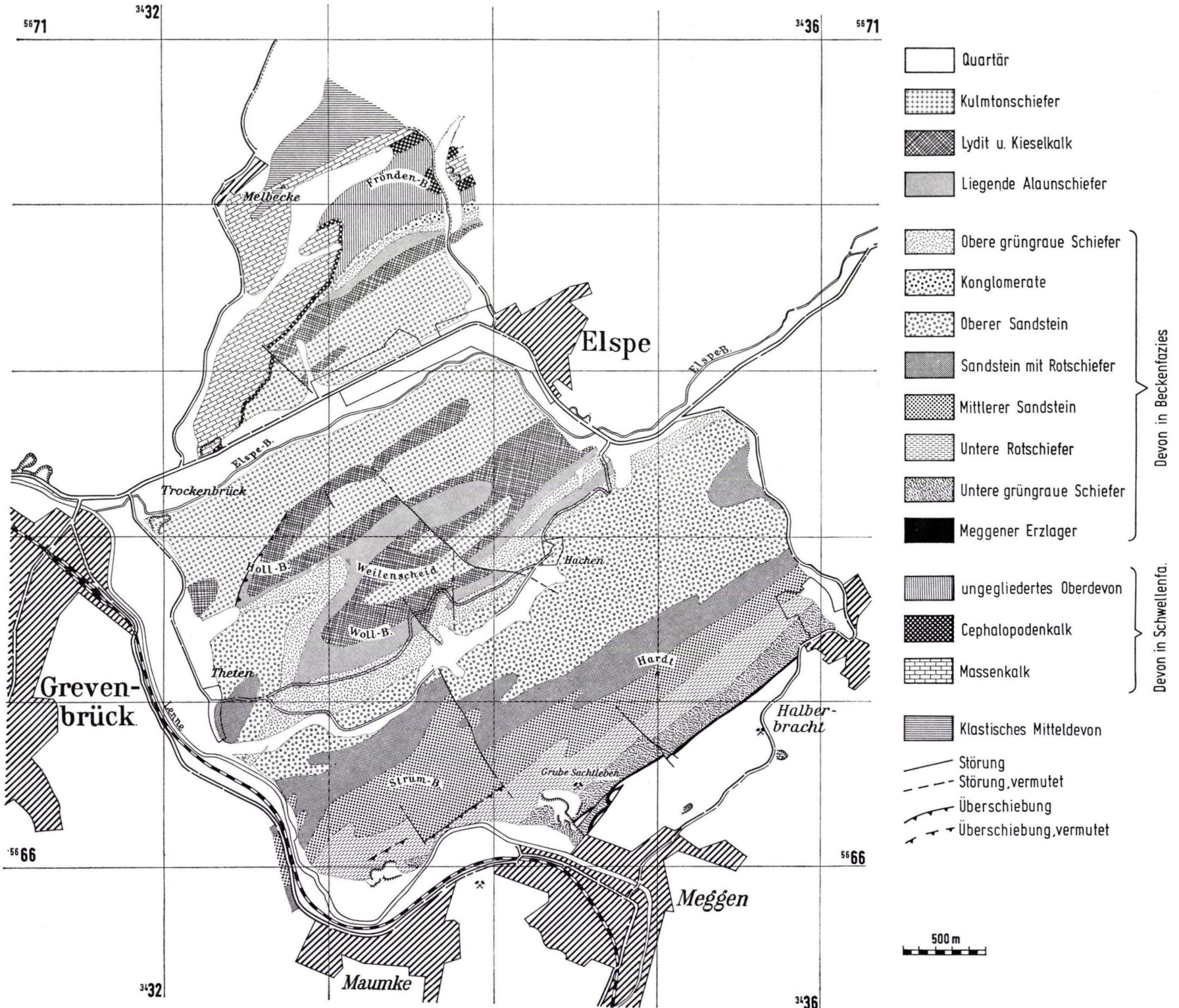
Tafel 11

Tafel 11

- Fig. 1. *Enteletacea* n. gen.? sp. juv. aus dem Kalkgeröll 707-5. Doppelklappiger Steinkern in der Aufsicht auf die Armklappe, 1 a; die Stielklappe 1 b; von vorn auf die Kommissur 1 c (Orig.-Nr. 707-5-5).
- Fig. 2. *Coelospirina* sp. aus dem Kalkgeröll 707-5. Doppelklappiger Steinkern in der Aufsicht auf die Stielklappe 2 a; die Armklappe 2 b und von vorn auf die Kommissur 2 c (Orig.-Nr. 707-5-15).
- Fig. 3, 4. *Reticulariacea* gen. ? sp. juv. ? aus dem Kalkgeröll 707-5. Doppelklappiger Steinkern in der Aufsicht auf die Stielklappe 3 a, 4 a; auf die Armklappe 3 b, 4 b und von hinten 3 c, 4 c (Orig.-Nr. 707-5-6, 707-5-7).
- Fig. 5. Übergangs-Pygidium gen. et sp. unbestimmt. Kalkgeröll 707-6, Fig. 1 a in der Aufsicht von oben, Fig. 1 b von unten (Orig.-Nr. 707-6-31).
- Fig. 6. Übergangs-Pygidium gen. et sp. unbestimmt. Kalkgeröll 707-8. Fig. 1 a in der Aufsicht von oben, Fig. 2 b von der Seite, Fig. 2 c von unten (Original-Nr. 707-8-2).

Maßstab für Fig. 1-4 oben rechts
für Fig. 5-6 unten

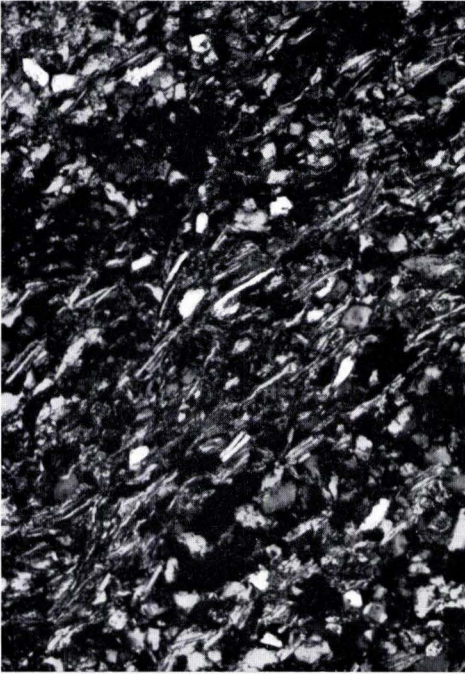




Tafel 13

Tafel 13

- Fig. 1. Schichtparallele Glimmerlagen lassen die Feinschichtung deutlich hervortreten. Dünnschliff aus den obersten Partien des Mittleren Sandsteins (verlassener Steinbruch am Lenneufer: R 3432900, H 5666350). Vergrößerung ca. 135fach (\times Nicols).
- Fig. 2. Feinkörniger Sandstein aus dem Mittleren Sandstein des Straßenprofils Maumke-Grevenbrück, etwa bei Profilmeter 10 (Abb. 4). Dünnschliff, Vergrößerung ca. 135fach (\times Nicols).
- Fig. 3. Gradiertes Feinsandstein aus den sandigen Einschaltungen in den Oberen grüngrauen Schiefen (Probe 305 der Abb. 12). Dünnschliff, Vergrößerung ca. 135fach (\times Nicols).
- Fig. 4. Feldspäte, die in Abhängigkeit von der Korngröße der Gesteine (Abb. 17) häufig auftreten, sind meist stark korrodiert. Dünnschliff aus den sandigen Einschaltungen in den Oberen grüngrauen Schiefen (Probe 300 der Abb. 12). Vergrößerung ca. 135fach (\times Nicols).



1



2



3

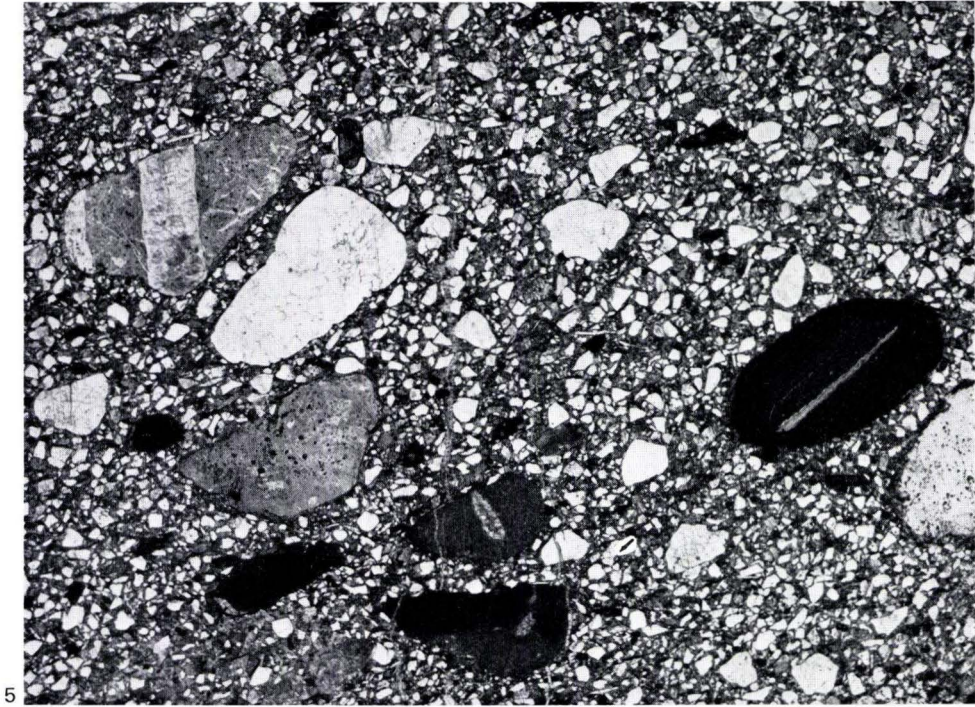


4

Tafel 14

Tafel 14

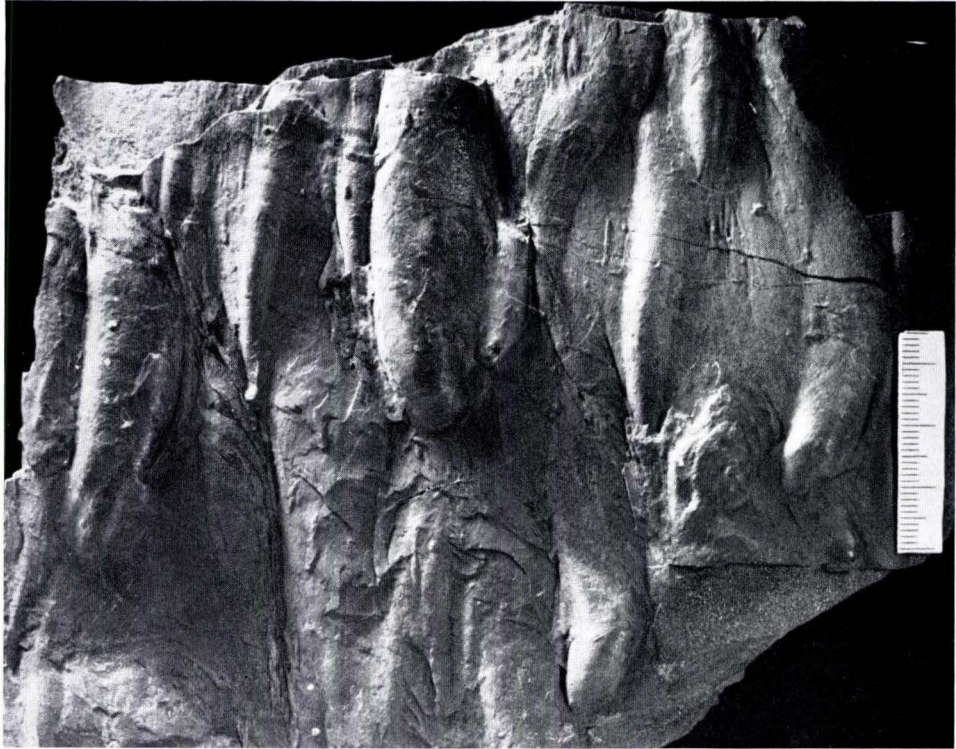
- Fig. 5. Dünnschliff aus den ooidführenden, konglomeratischen Sandsteinen N Elspe (R 3433850, H 5670000). Vergrößerung ca. 7fach.
- Fig. 6. Die ooidführenden Konglomerate haben erhöhte Feldspatgehalte. Die ehemaligen Hohlräume sind meist mit Calcit zementiert (Sparit). Dünnschliff von derselben Lokalität wie Fig. 5. Vergrößerung ca. 35fach (\times Nicols).
- Fig. 7. *Girvanella ducii* WETHERED aus einer Crinoidenschuttkalkbank in den Oberen Sandsteinen (Probe aus dem Wegprofil der Abb. 8; entspricht Conodontenprobe 19). Dünnschliff, Vergrößerung ca. 200fach.



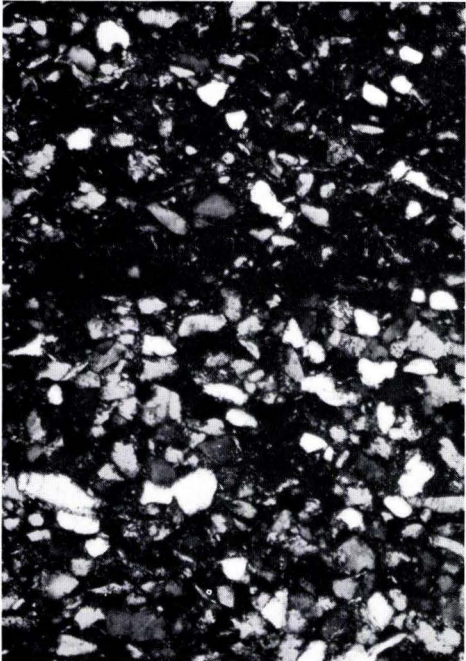
Tafel 15

Tafel 15

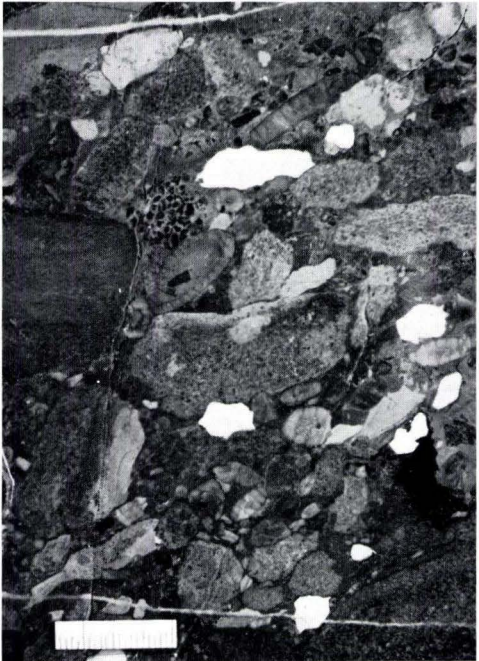
- Fig. 8. Flute casts aus den Oberen Sandsteinen zeigen, daß die Transportrichtung der oberdevonischen Sandschüttungen sehr konstant von NNE nach SSW gerichtet war. Bankunterseite aus dem ehemaligen Steinbruch an der Lenne nahe Theten (R 3432650, H 5666400).
- Fig. 9. Siltig-feinsandige Partien aus den Liegenden Alaunschiefern an der neuen Straße Theten–Hachen. (R 3433550, H 5667400). Dünnschliff, Vergrößerung ca. 135fach (\times Nicols).
- Fig. 10. Anschliff von der Sohle der unteren Konglomeratbank aus dem Kiesel-schieferbruch N Elspe (vgl. Abb. 13).



8



9



10

Tafel 16

Tafel 16

Fig. 1–3. *Myophoria costata* (ZENKER)

1–2. Weganschnitt am Nordausgang von Schackau (1 in Abb. 1), Quarzit-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 1, Stück SMF 26988. Vergrößerung 5fach.

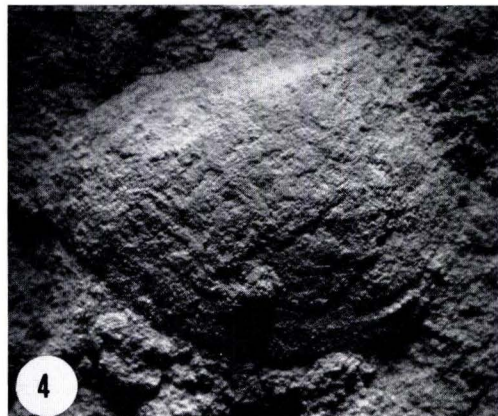
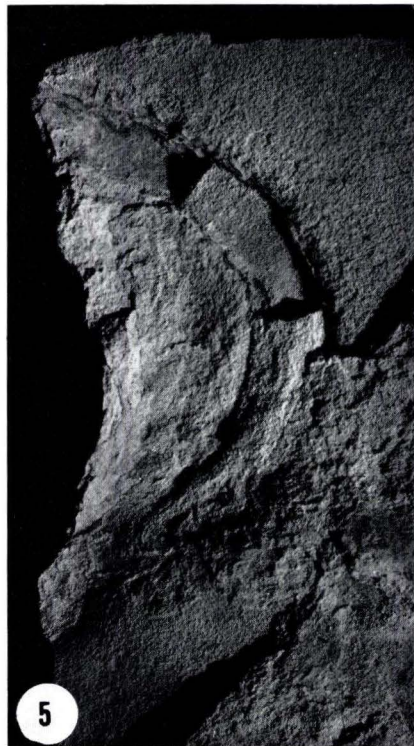
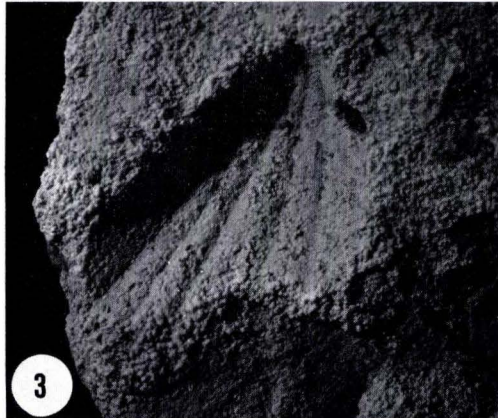
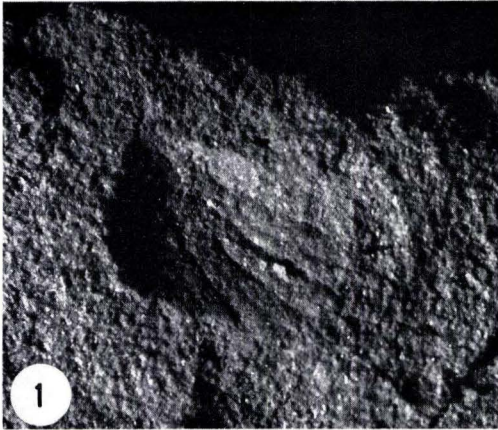
3. SW-Hang des Tannenfels NE Brand (2 in Abb. 1), Quarzit-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 1, Stück SMF 26989. Vergrößerung 5fach.

Fig. 4. *Myophoria ovata* (GOLDFUSS)

W-Hang des Hofberges W Hofbieber (4 in Abb. 1), Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 2, Stück SMF 26990. Vergrößerung 5fach.

Fig. 5. *Rhizocorallium* sp.

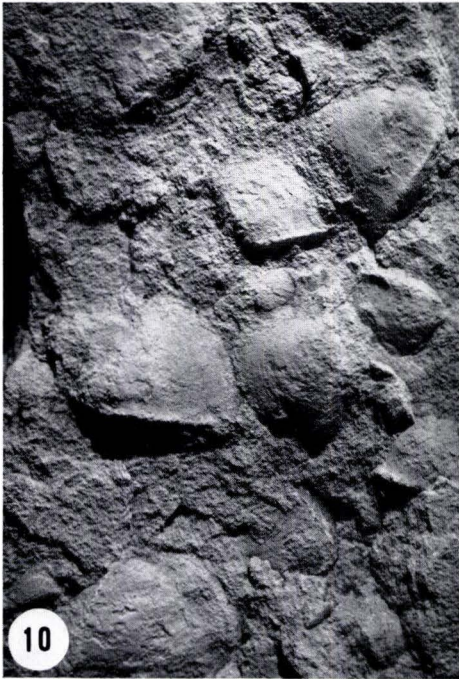
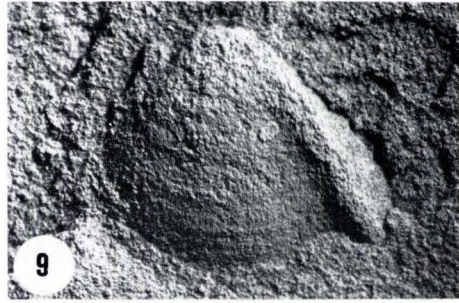
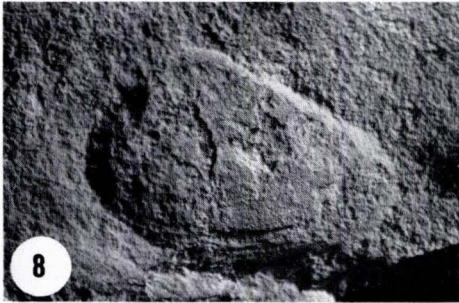
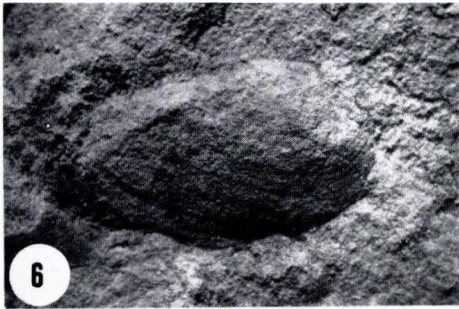
W-Hang des Hofberges W Hofbieber (4 in Abb. 1), Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 2, Stück SMF 26991. Vergrößerung 2fach.



Tafel 17

Tafel 17

- Fig. 6–7. *Myophoriopsis nuculiformis* (ZENKER)
6. W-Hang des Hofberges W Hofbieber (4 in Abb. 1), Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 2, Stück SMF 26992. Vergrößerung 5fach.
7. N-Hang des Heiligenberges S Maberzell (5 in Abb. 1), Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 2, Stück SMF 26993. Vergrößerung 5fach.
- Fig. 8. *Myophoria ovata* (GOLDFUSS)
W-Hang des Hofberges W Hofbieber (4 in Abb. 1), Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 2, Stück SMF 26994. Vergrößerung 5fach.
- Fig. 9. *Myophoria* cf. *simplex* (v. SCHLOTHEIM)
N-Hang des Heiligenberges S Maberzell (5 in Abb. 1), Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 2, Stück SMF 26995. Vergrößerung 3fach.
- Fig. 10–11. Muschelpflaster, vorwiegend aus *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) und untergeordnet aus *Myophoriopsis nuculiformis* (ZENKER) bestehend. W-Hang des Hofberges W Hofbieber (4 in Abb. 1), Myophorien-Schichten der Oberen Röt-Folge, Fossil-Horizont 2, Stücke SMF 26996 und 26997. Vergrößerung 2fach.



Tafel 18

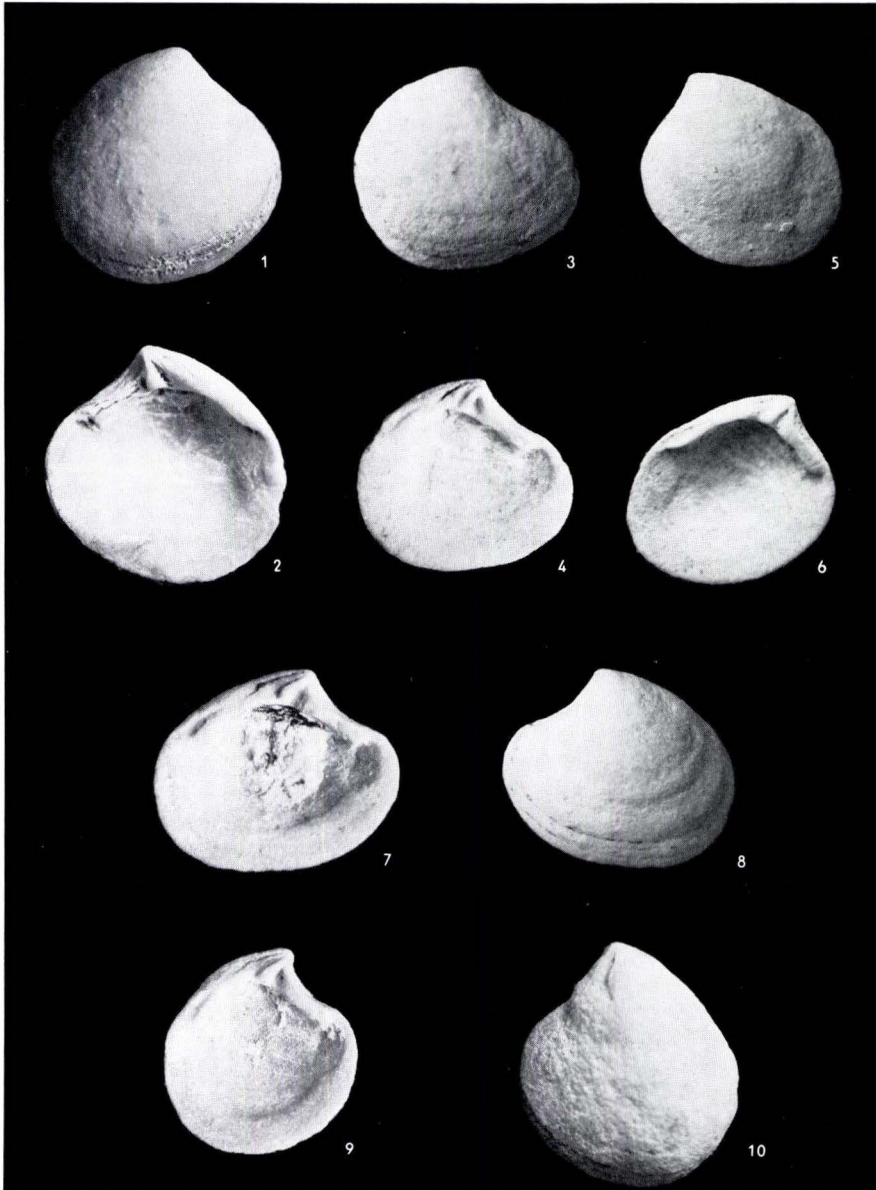
Tafel 18

- Fig. 1 u. 2. *Astarte triasina triasina* ROEMER.
Rechte Klappe eines fast kreisrunden Typusexemplares. Astartebank,
Altenheerse.
- Fig. 3. *Astarte triasina subaequilatera* ROEMER.
Rechte Klappe. Astartebank, Altenheerse.
- Fig. 4. *Astarte triasina subaequilatera* ROEMER.
Linke Klappe. Astartebank, Altenheerse.
- Fig. 5 u. 6. *Astarte triasina willebadessensis* ROEMER.
Linke Klappe eines Exemplares mit schlankem Schloß. Astartebank,
Altenheerse.
- Fig. 7 u. 8. *Astarte triasina elongata* n. ssp.
Linke Klappe, Holotypus. Astartebank, Altenheerse.
- Fig. 9. *Astarte triasina guttiformis* n. ssp.
Linke Klappe mit stark sichelförmiger Ausbildung des Wirbels. Astarte-
bank, Altenheerse.
- Fig. 10. *Astarte triasina guttiformis* n. ssp.
Linke Klappe, Holotypus. Astartebank, Altenheerse.

Alle Figuren etwa $\times 1,5$ natürlicher Größe.

Alter: Trias, Oberer Muschelkalk.

Aufbewahrungsort: Holotypen im Museum für Naturkunde, Kassel; die übrigen
Stücke in der Slg. BAUMGARTE, Kassel.



Tafel 19–22

G = Gehäuse; L = linke, R = rechte Klappe. In Klammern jeweils die Länge der Stücke in mm. Soweit nicht anders angegeben, Vergr. $\times 60$. Alle Stücke SMF, Katalog Xe. Die Tafel-Vorlagen zu Taf. 19, 20 und 22 wurden z. T. als Durchlichtaufnahmen (auf weißem Untergrund) erstellt, von der Klischieranstalt aber auf schwarzen Untergrund umkopiert. Dadurch erscheinen die Umrisse einiger Aufnahmen nachgezeichnet und die eingesetzten Zahlen stehen nicht immer in dem gewünschten klaren Zusammenhang mit den einzelnen Figuren.

Tafel 19

Tafel 19

Fig. 1–10. *Neocyprideis (Neocyprideis) parallela* (LIENENKLAUS 1905). — Oligozän.

Ziegelei Alzey; Cyrenenmergel.

1–4. ♂ R (0,72), ♂ L (0,74), ♀ L (0,77) und ♀ R (0,75) von außen. —
Xe 9106.

5–6. ♀ R und ♀ L, jeweils Querbruch durch den mittleren Teil des
Vorderrandes (5) und des Hinterrandes (6), × 420. — Xe 9107
bis 9108.

Bhrg. Budenheim: 21,8 m; Cyrenenmergel.

7–8. ♀ L (0,74) und ♀ R (0,74), jeweils Schloß von oben, × 170. —
Xe 9143.

Frankfurter Osthafen; Schleichsand.

9. ♀ R (Bruchstück), zentrales Narbenfeld von innen, × 230. —
Xe 9115.

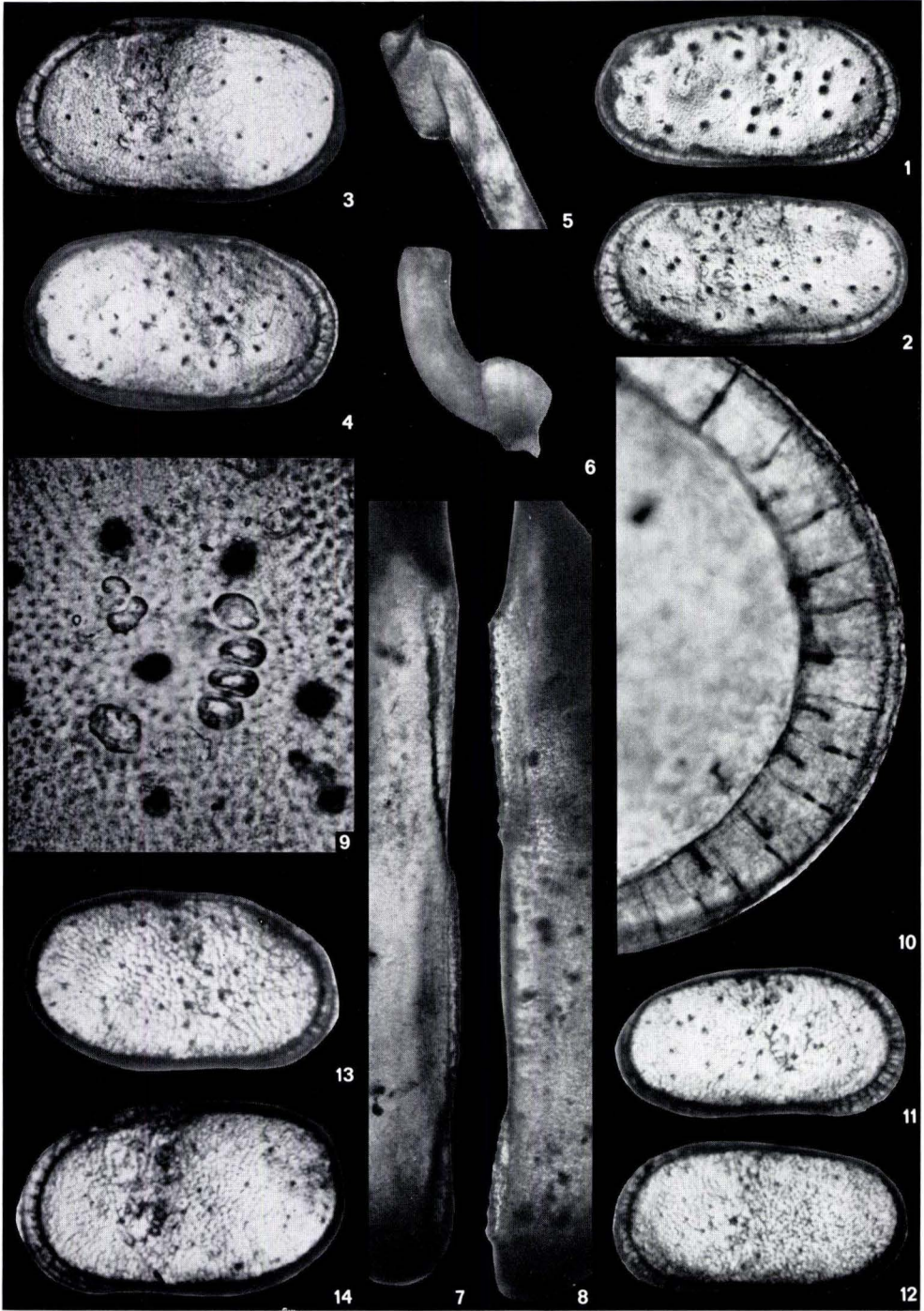
Bhrg. Bönstadt: 71,6–73,9 m; brackisches Oberchatt.

10. ♀ L (0,78), vordere Randzone von innen, × 240. — Xe 9121.

Fig. 11–14. *Neocyprideis (Neocyprideis) enkheimensis* n. sp. — Miozän.

Enkheim bei Frankfurt; *Corbicula*-Kalk.

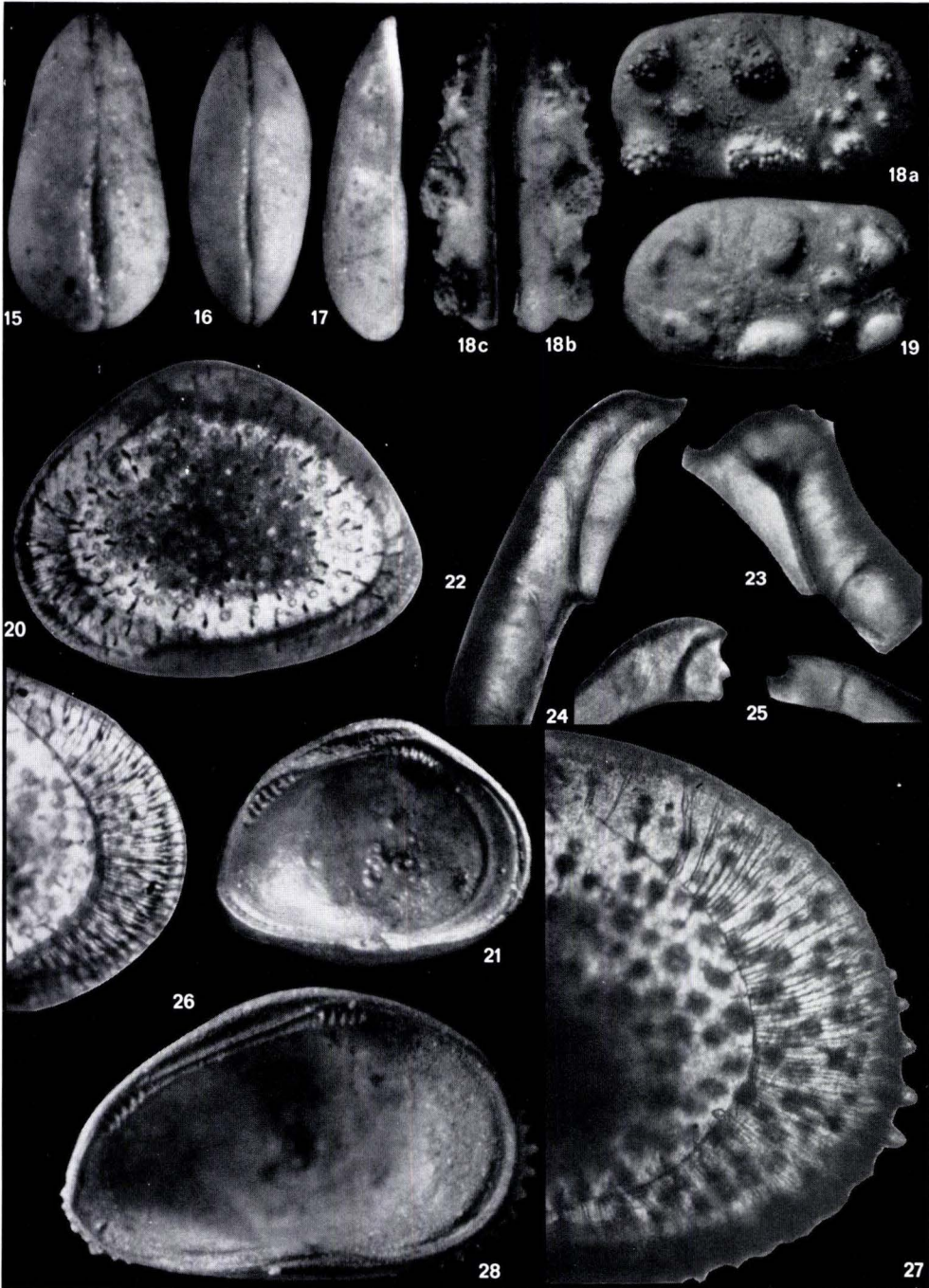
11–14. ♂ R (0,70), ♂ L (0,70), ♀ R (0,75) und ♀ L (0,78), Holotypus, von
außen. — Xe 9147, 9146.



Tafel 20

Tafel 20

- Fig. 15–16. *Neocyprideis (Neocyprideis) enkheimensis* n. sp. – Miozän.
Enkheim bei Frankfurt; *Corbicula*-Kalk.
15–16. ♀ G (0,75) und ♂ G (0,71) von oben. – Xe 9148.
- Fig. 17–19. *Neocyprideis (Neocyprideis) parallela* (LIENENKLAUS 1905). – Oligozän.
Braunkohlenwerk Hochheim; Cyrenenmergel.
17. ♀ L (0,75) von oben. – Stück aus der Frankfurter LIENENKLAUS-Sammlung, aus Xe 1150.
Bhrg. Budenheim: 21,8 m; Cyrenenmergel.
18–19. ♀ R (0,72), a) von außen, b) von oben, c) von unten, und ♀ L (0,70) von außen. – Xe 9144.
- Fig. 20–21. *Schuleridea (Schuleridea) praethoerenensis* BARTENSTEIN & BRAND 1959. – Unterkreide.
Bhrg. Hemmelte 1: 339,6–343,6 m; Obervalendis 1.
20. ♀ L (0,73) von außen. × 80. – Xe 9198.
Bhrg. Hemmelte 1: 343,6–348,1 m; Grenzbereich Obervalendis 1/ Mittelvalendis 2.
21. ♀ L (0,78) von innen. – Xe 9199.
- Fig. 22–25. *Schuleridea (Aequacytheridea) perforata* (ROEMER 1838). – Eozän.
Villiers-St.-Frédéric (Frankreich); Lutet.
22–23. ♀ L und ♀ R, jeweils Querbruch durch den mittleren Teil des Vorderrandes, × 255. – Xe 9161–9162.
24–25. ♀ L und ♀ R, jeweils Querbruch durch den mittleren Abschnitt des Schloßrandes, × 255. – Xe 9165, 9163.
- Fig. 26. *Schuleridea (Aequacytheridea) kochi* (REUSS 1855). – Eozän.
Räuberberg bei Zarenthin; Obereozän.
26. ♀ L (0,83), vordere Randzone von innen, × 100. – Xe 9187.
- Fig. 27–28. *Schuleridea (Aequacytheridea) spandeli* (LIENENKLAUS 1905). – Oligozän.
Brunnenschacht in Waldböckelheim; Unterer Rupelton.
27. ♂ L (0,76), vordere Randzone von innen, × 190. – Xe 9197.
Welschberg bei Waldböckelheim; Unterer Meeressand.
28. ♀ L (0,78) von innen, Neotypus, × 85. – Xe 9188 (dasselbe Stück s. a. Taf. 21 Fig. 29).



Tafel 21

Tafel 21

Fig. 29–31. *Schuleridea (Aequacytheridea) spandeli* (LIENENKLAUS 1905). — Oligozän.

Welschberg bei Waldböckelheim; Unterer Meeressand.

29–31. ♀ L (0,78), Neotypus (dasselbe Stück s. a. Taf. 20 Fig. 28) und ♂ L (0,80) von außen und ♀ G (0,72) von oben. — Xe 9188 bis 9190.

Fig. 32–34. *Schuleridea (Aequacytheridea) lienenklausi* n. sp. — Oligozän.

Ziegelei Bort-Rauenberg; Mittlere Pechelbronner Schichten.

32–34. ♀ L (0,82), Holotypus, und ♀ R (0,81) von außen, ♀ G (0,83) von oben. — Xe 9167–9168, 9170.

Fig. 35–36. *Schuleridea (Aequacytheridea) rhenana* n. sp. — Oligozän.

Bhrg. Zotzenheim; 52,3–56 m; Sannois.

35–36. ♀ L (0,84), Holotypus, a) von außen, b) von oben, und ♀ R (0,77), a) von außen, b) von oben. — Xe 9176–9177.

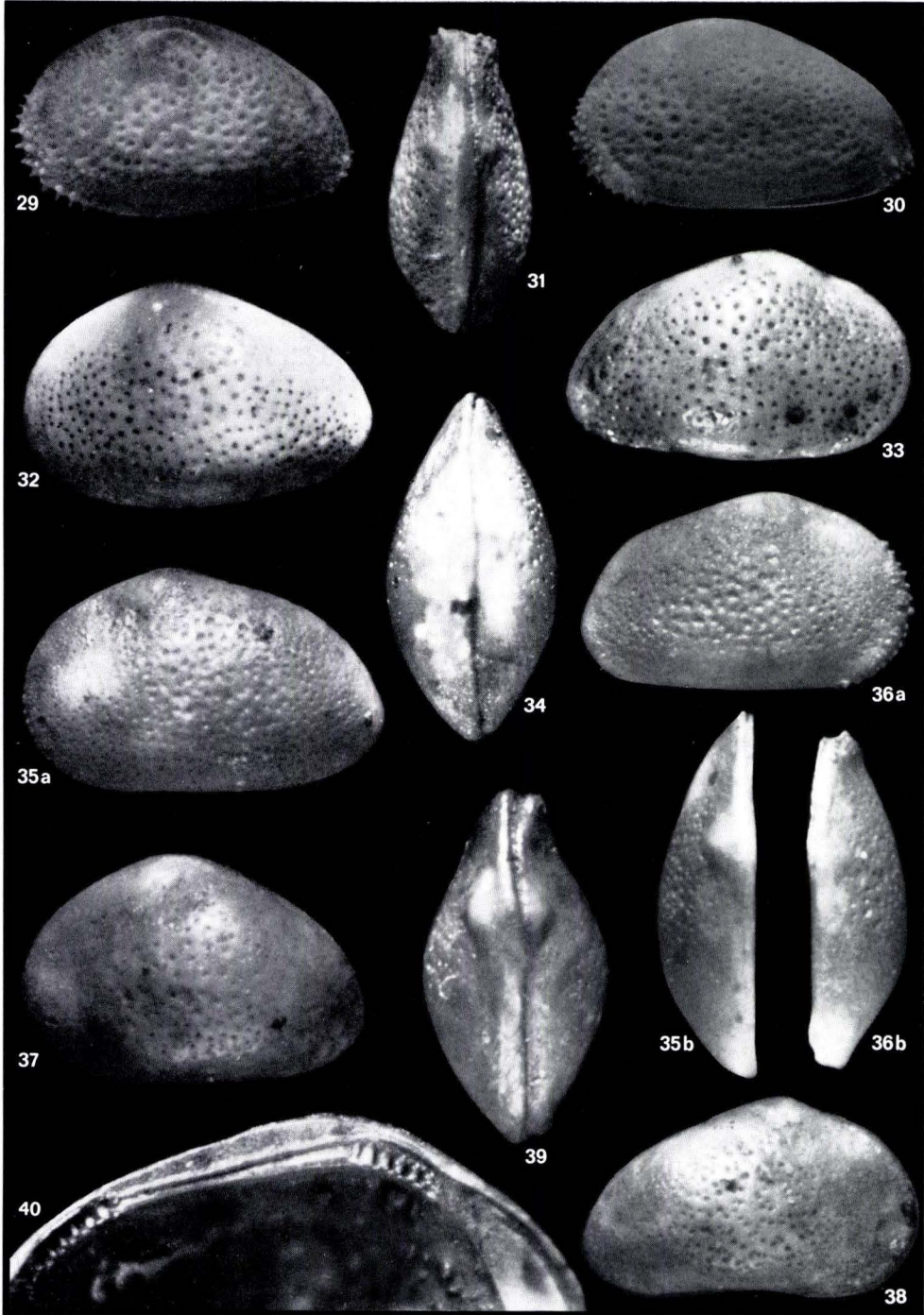
Fig. 37–40. *Schuleridea (Aequacytheridea) perforata* (ROEMER 1838). — Eozän.

Grignon (Frankreich); Lutet.

37–39. ♀ L (0,80) und ♀ R (0,78) von außen, ♀ G (0,83) von oben. — Xe 9166.

Villiers-St.-Frédéric (Frankreich); Lutet.

40. ♀ L (0,88), Schloß von innen, × 100. — Xe 9164.



Tafel 22

Tafel 22

Fig. 41–45. *Cladarocythere spathacea* (LIENENKLAUS 1905). – Oligozän.

Ziegelei Alzey; Cyrenenmergel.

41–42. ♀ L (0,63) und ♀ R (0,60), jeweils Schloß von oben, × 190. –
Xe 9158.

43–45. ♀ R (0,63), ♂ R (0,68) und ♂ L (0,68) von außen, × 70. –
Xe 9159.

Fig. 46–47. *Haplocytheridea montgomeryensis* (HOWE & CHAMBERS 1935). – Eozän.

East Bank of Red River, 1 mile W of Montgomery (La.); Jackson
Eocene.

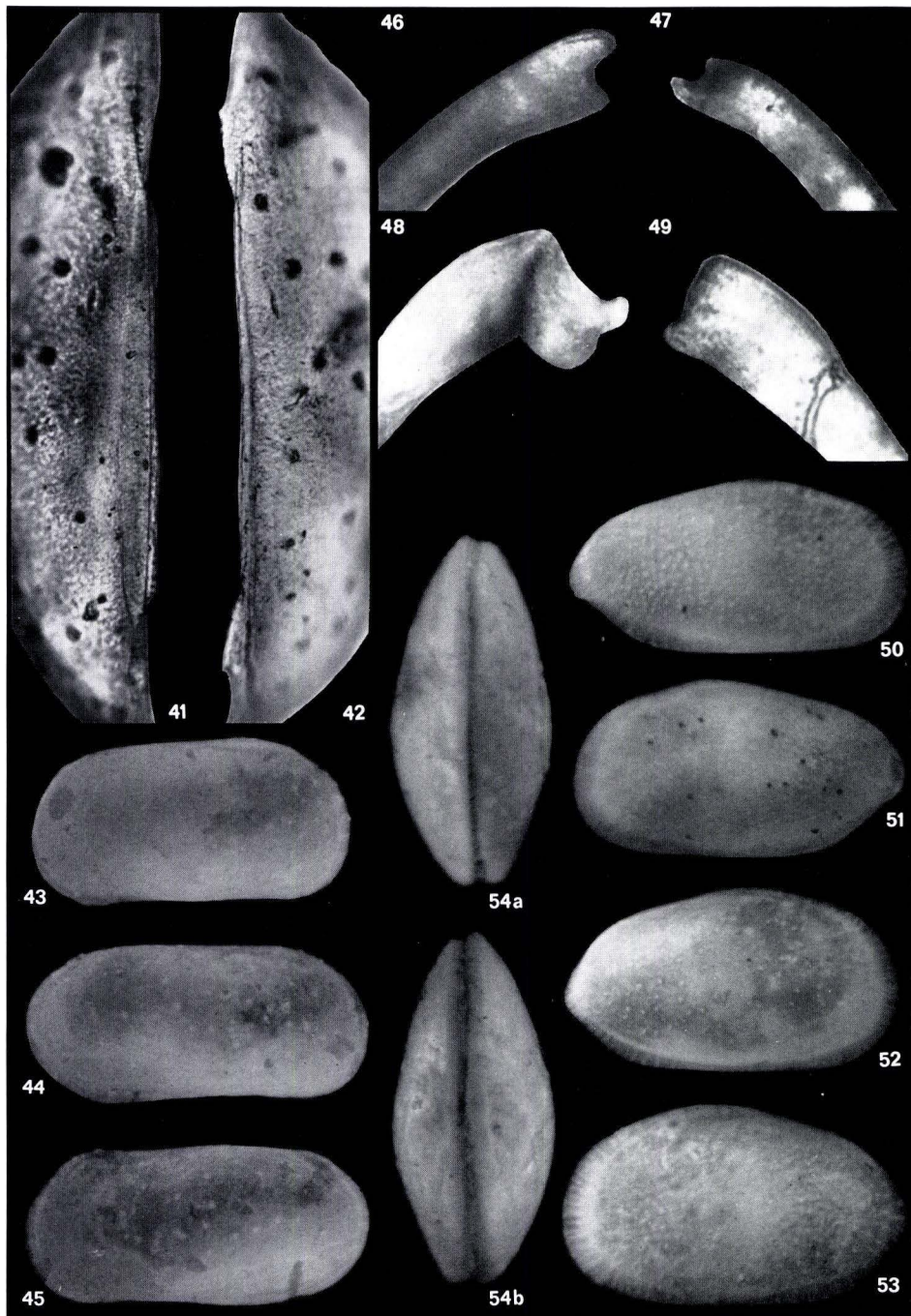
46–47. ♂ L und ♂ R, jeweils Querbruch durch den mittleren Abschnitt
des Schloßrandes, × 430. – Xe 9185–9186.

Fig. 48–54. *Pseudocytheridea moenana* n. sp. – Miozän.

Bhrg. Flörsheim 16: 12,5–13,5 m; Cerithien-Schichten.

48–49. ♀ L und ♀ R, jeweils Querbruch durch den mittleren Abschnitt
des Schloßrandes, × 740. – Xe 9088–9089.

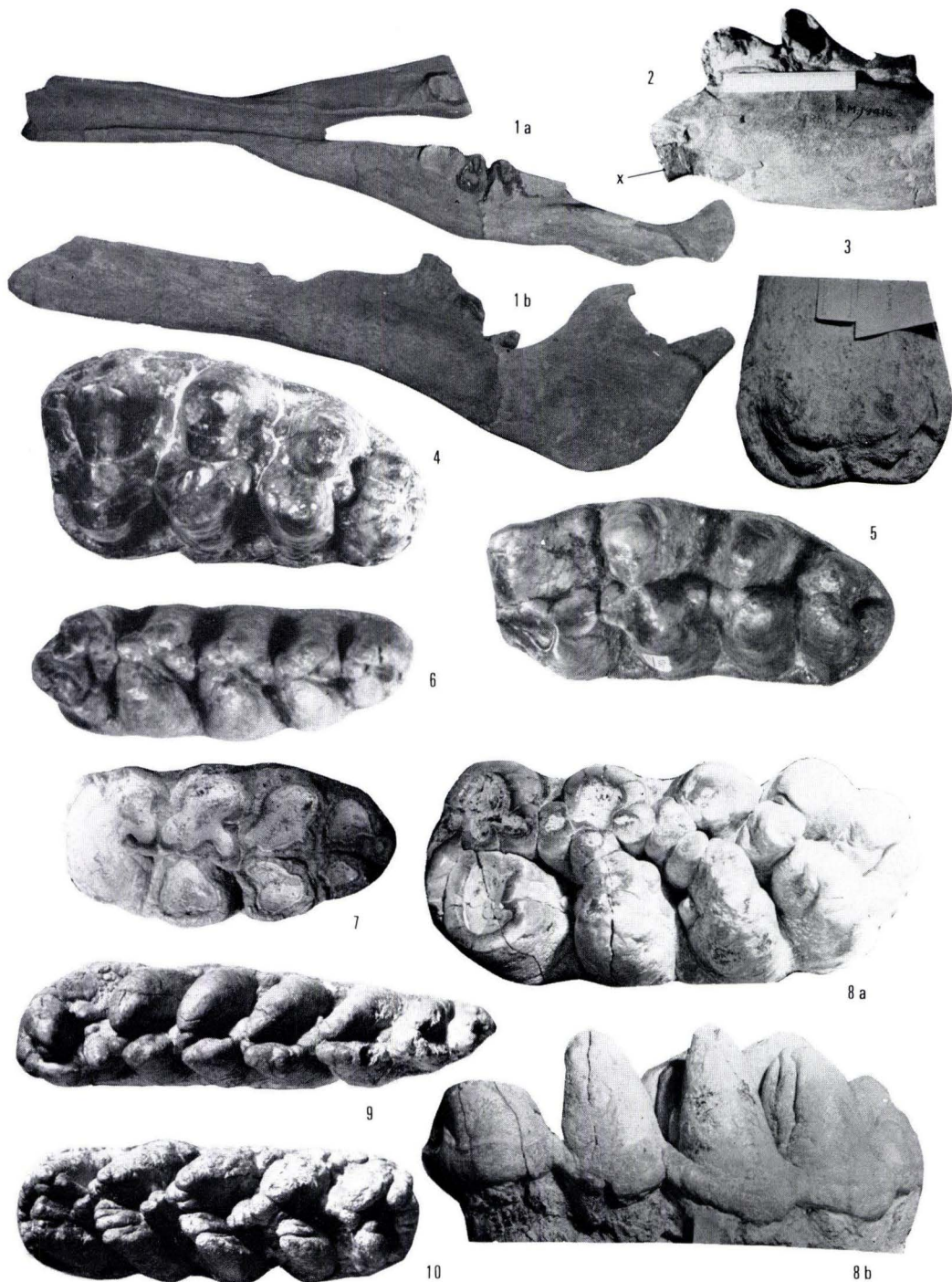
50–54. ♂ R (0,93), ♂ L (0,90), ♀ R (0,93) und ♀ L (0,95), Holotypus, von
außen, sowie ♂ G (0,97), a) von oben, b) von unten, × 50. –
Xe 9086–9087.



Tafel 23

Plate 23

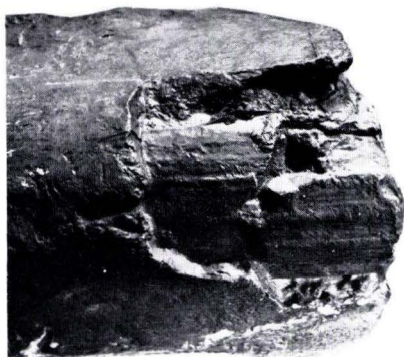
- Fig. 1. *Gomphotherium angustidens* (CUVIER, 1806), tuskless mandible, with M_1 and M_2 deeply worn, and M_2 under wear, Upper Miocene, Chios, Greece (Chios Bl); a: dorsal view, b: lateral view of the left ramus; $\times 0.08$.
- Fig. 2. *Gomphotherium* sp. (= "*Rhynchotherium chinjiense*" OSBORN 1929), Upper Miocene, Chinji beds, Siwaliks (AMNH 19415). x: sedimentary filling of alveolar canal. $\times 0.12$.
- Fig. 3. *Gomphotherium productum* subsp. (COPE, 1875) (= "*Trilophodon joraki*" FRICK, 1933), early Pliocene, Pojoaque member, Tesuque fm., Santa Fé group, New Mexico (FAM 21296); tip of symphysis, dorsal view, empty tusk alveoli filled with secondary bone tissue; $\times 0.18$.
- Fig. 4. *Gomphotherium productum simpsoni* (STIRTON 1939), M^3 sin., early Pliocene, Black Hawk Ranch Quarry, California (UCMP 39344), occlusal view; $\times 0.33$ (after WALSH 1959: fig. 5).
- Fig. 5. *Gomphotherium productum simpsoni* (STIRTON 1939), M_3 sin., early Pliocene, Black Hawk Ranch Quarry, California (UCMP 53531), occlusal view; $\times 0.38$ (after WALSH 1959: fig. 2a).
- Fig. 6. *Gomphotherium productum productum* (COPE 1875), unworn M_3 dext., Pliocene, Cherry Cy., Nebraska (UNSM 2328), occlusal view; $\times 0.28$.
- Fig. 7. *Gnathabelodon buckneri* SELLARDS, 1940, worn M_3 dext., Pliocene, Lapara Creek local fauna, Buckner's Ranch, Bee Cy., Texas (Austin, Lab. Vert. Paleo 30896-288), occlusal view; $\times 0.37$.
- Fig. 8. *Gnathabelodon buckneri* SELLARDS, 1940, M^3 dext., Lapara Creek local fauna, Buckner's Ranch, Bee Cy., Texas (Austin, Lab. Vert. Paleo. 30896-381), a: occlusal view b: labial view; $\times 0.4$.
- Fig. 9. *Platybelodon (Torynobelodon) grangeri* OSBORN, 1929, unworn M_3 sin., Upper Miocene, Tung Gur fm., Mongolia (AMNH 26475), occlusal view; $\times 0.26$.
- Fig. 10. *Platybelodon (Torynobelodon) grangeri* OSBORN, 1929, unworn M^3 dext., Upper Miocene, Tung Gur fm., Mongolia (AMNH 26473), occlusal view; $\times 0.25$.



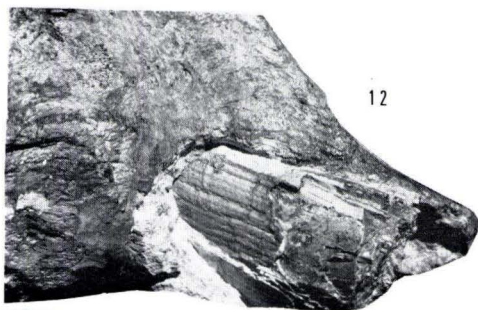
Tafel 24

Plate 24

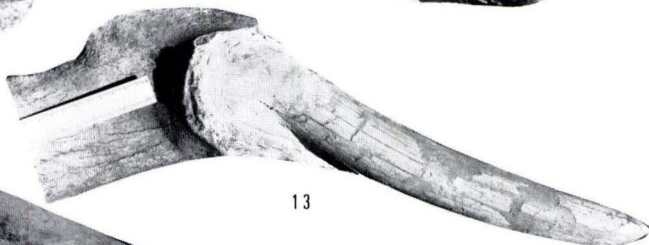
- Fig. 11. *Gomphotherium*, large species (= "*Rhynchotherium tlascalae*" OSBORN, 1918), labial view of right end of the symphysis with tusk fragment, ?Upper Pliocene, near Tlascalala, Mexico (cast, Genève, Muséum d'Histoire Naturelle, cat. no. 850/1; fotogr. courtesy Dr. G. de BEAUMONT-Genève). $\times 0.5$ (see also pl. 26 fig. 26.)
- Fig. 12. *Rhynchotherium falconeri* OSBORN, 1923, latest Pliocene, Blancan, Mt. Blanco, Texas (AMNH 8532), anterior right end of symphysis with incisor fragment, labial view; $\times 0.33$.
- Fig. 13. "*Blickotherium euhyppodon*" (COPE 1884), anterior part of left mandible with incisor, Lower Pliocene, Hitchcock Cy., Nebraska (AMNH 8528), lingual view; $\times 0.17$.
- Fig. 14. *Platybelodon danovi filholi* (FRICK, 1933), referred mandible with both P_4 and M_1 deeply worn, M_2 slightly worn, and both incisors, late Middle Miocene, Helvetian. Sansan, France (Paris, Mus. Hist. Nat., 1878 no cat. no. a: dorsal view, b: labial view of right ramus; $\times 0.25$, c: dorsal view of lower tusks, $\times 0.5$. (photogr. courtesy Dr. HEINTZ, Paris, Muséum).
- Fig. 15. *Amebelodon* sp. (= "*Serbelodon burnhami*" OSBORN 1933), symphysis with both incisors, dorsal view, Upper Pliocene, near Ricardo, San Bernardino Cy., California (AMNH 18228); $\times 0.08$.



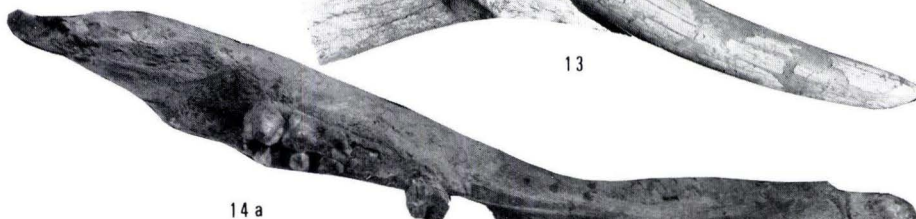
11



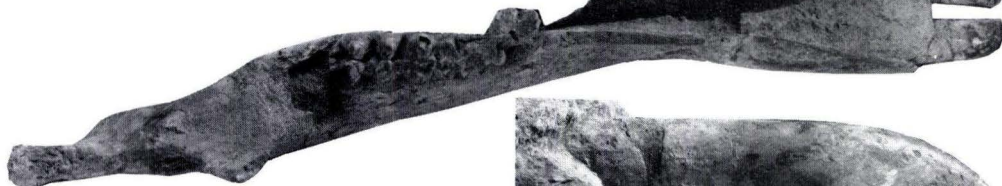
12



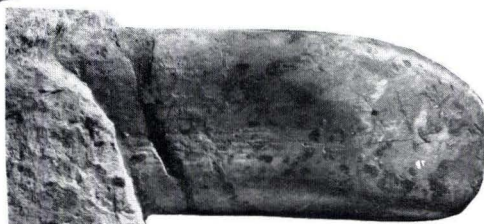
13



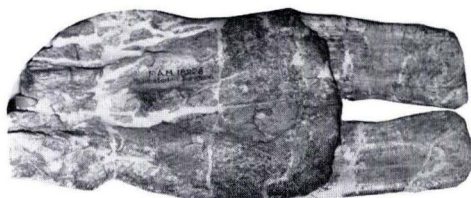
14 a



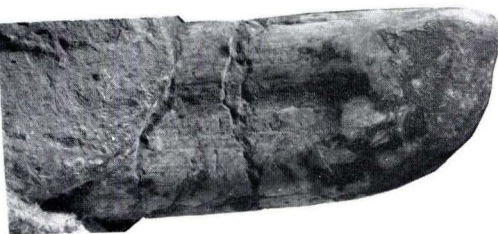
14 b



14 c



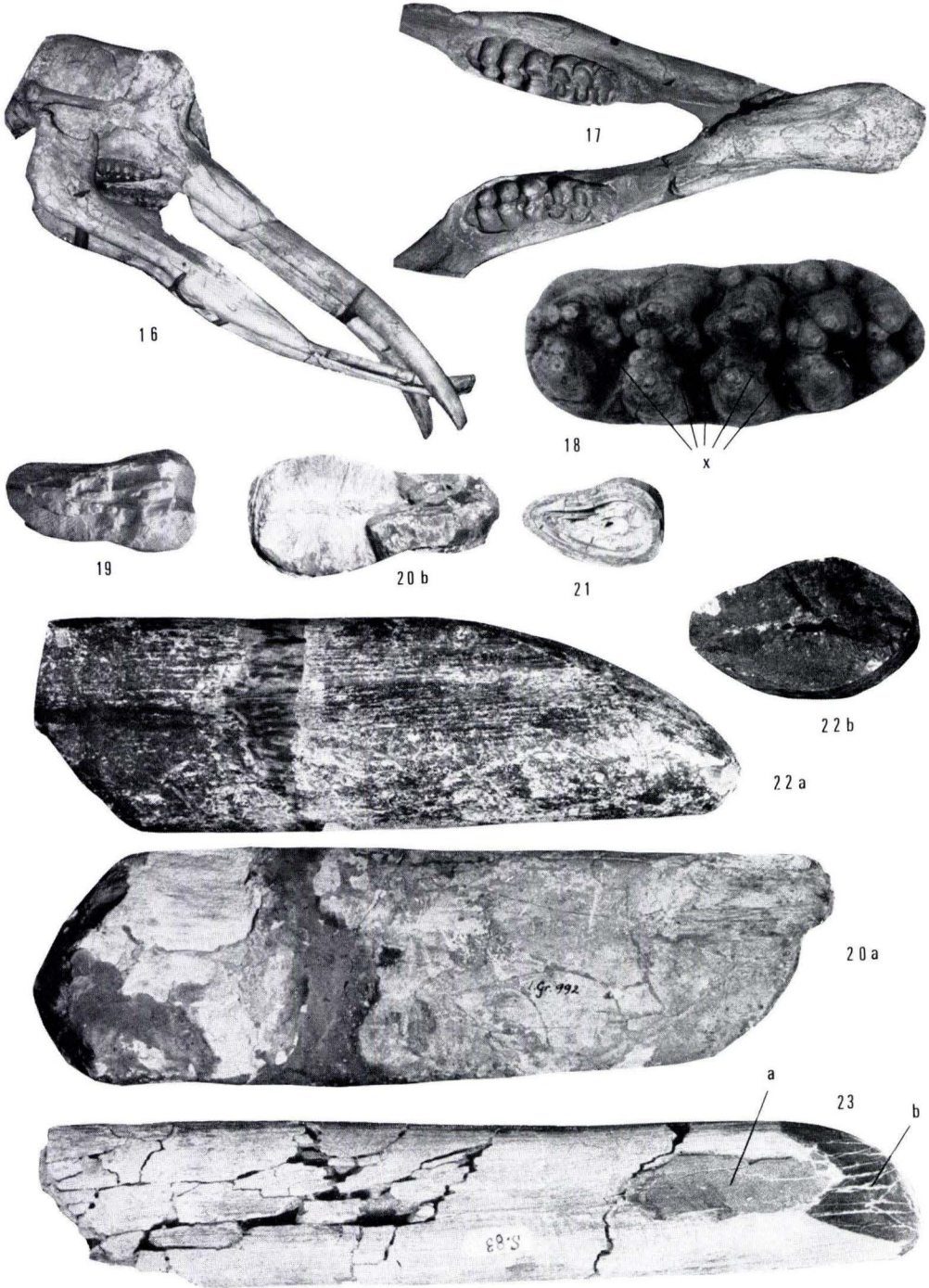
15



Tafel 25

Plate 25

- Fig. 16. *Platybelodon danovi filholi* (FRICK, 1933), (= "*Mastodon angustidens*" CUV.), referred skull and mandible of the skeleton mounted by LAURILLARD 1851-52, late Middle Miocene, Helvetian, Sansan, France (Paris, Museum cat. no. BVI-5); $\times 0.04$.
- Fig. 17. *Platybelodon danovi filholi* (FRICK, 1933), type specimen, (= "*Serridentinus filholi*" FRICK, 1933), mandible with both M_2 and M_3 , symphysis with broken incisors, late Middle Miocene, Helvetian, Sansan, France (Paris, Museum, cat. no. 1887-4 and AC 2058-62); \times ca. 0.11.
- Fig. 18. ?*Stegomastodon*, ?*Amebelodon*, unworn M^3 dext., Pliocene, Cherry Cy., Nebraska (UNSM 2337); $\times 0.25$.
- Fig. 19. *Platybelodon danovi filholi* (FRICK, 1933), left lower incisor, transverse section, late Middle Miocene, Helvetian, Sansan, France (Toulouse, Lab. Géol. Inst. Cathol. S. 349; fotogr. courtesy Prof. CROUZEL); $\times 0.5$.
- Fig. 20. *Platybelodon danovi filholi* (FRICK, 1933), right lower incisor, Upper Miocene, La Grive, France (Lyon, Musée d'Hist. Nat. L.Gr. 992); $\times 0.5$.
- Fig. 21. *Gomphotherium angustidens* (CUV.), left lower incisor, Lower Miocene, Burdigalian, La Romieu, France (Lyon, Depart. des Sciences de la Terre, cat. no. 1710); $\times 0.5$.
- Fig. 22. *Gomphotherium angustidens* (CUV.), left lower incisor, Lower Miocene, Burdigalian, Ehzell, Hessen, West-Germany (Darmstadt, Hess. Landesmuseum Ez 187); a: dorsal view, b: transverse section; $\times 0.5$.
- Fig. 23. *Platybelodon danovi filholi* (FRICK, 1933), right lower incisor, late Middle Miocene, Helvetian, Sansan, France (Toulouse, Lab. Géol. Inst. Cathol. S. 83; fotogr. courtesy Prof. CROUZEL), dorsal view; $\times 0.37$. a: remnant of the cement layer; b: dorsal wear facet;



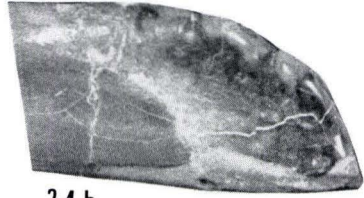
Tafel 26

Plate 26

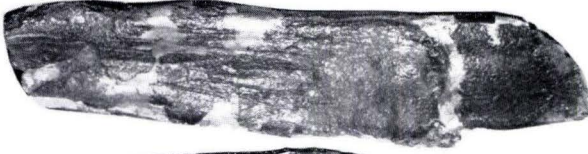
- Fig. 24. *Platybelodon danovi filholi* (FRICK, 1933), juvenile left lower incisor, late Middle Miocene, Helvetian, Sansan, France (Toulouse, Lab. Géol. Inst. Cathol. S. 23; fotogr. courtesy Prof. CROUZEL); a: dorsal view; nat. size, b: tip of incisor, dorsal view; $\times 2$.
- Fig. 25. *Platybelodon danovi danovi* (BORISSIAK, 1928), both lower incisors, Upper Miocene, Belometcheskaya, Northern Caucasus (Moscow, Palaeontological Museum, cat. no. 428-6); 25a: dorsal view, upper figure: left incisor, lower figure: right incisor; $\times 0.12$; 25b: ventral view, upper figure: right incisor, lower figure: left incisor; $\times 0.11$.
- Fig. 26. *Gomphotherium productum cimarronis* (COPE, 1892) (= "*Tetrabelodon serridens cimarronis*" COPE, 1892), type specimen, Pliocene, from near Clarendon, Texas (Austin, Lab. Vert. Paleo., Dept. of Geology 40282-12), occlusal view; $\times 0.5$.
- Fig. 27. *Gomphotherium*, large species (= "*Rhynchotherium tascalae*" OSBORN, 1918), mandible with the roots of M_2 and damaged left M_3 , cast, ? Upper Pliocene, near Tascalala, Mexico (Genève, Mus. d'Hist. Nat., cat. no. 850/1); 27a: dorsal view, left ramus in horizontal position, deflected symphysis therefore shortened; 27b: dorsal view, symphysis in horizontal position, therefore in full length, 27c: lateral view of right ramus and symphysis with x: incisor fragment (see pl. 24 fig. 11), 27d: lateral view of left ramus and symphysis; $\times 0.1$.



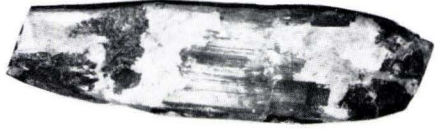
24 a



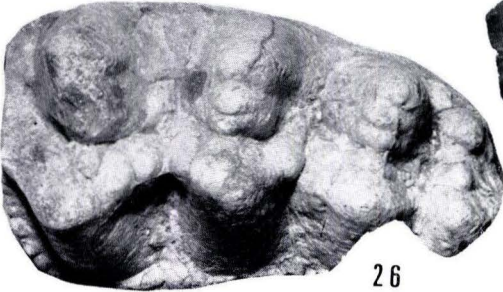
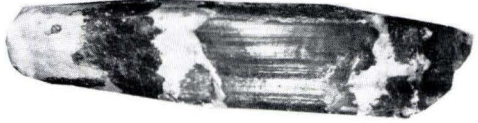
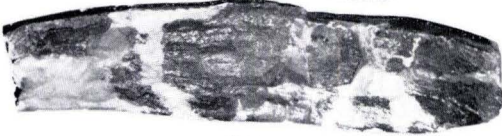
24 b



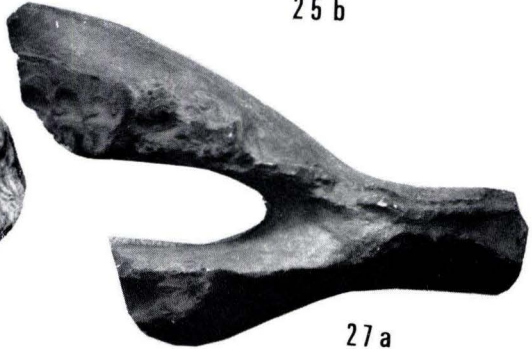
25 a



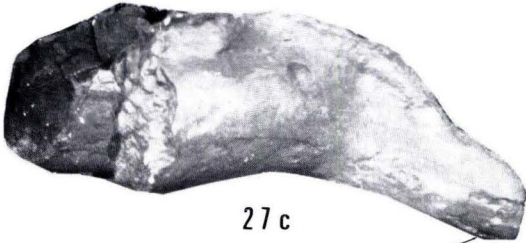
25 b



26

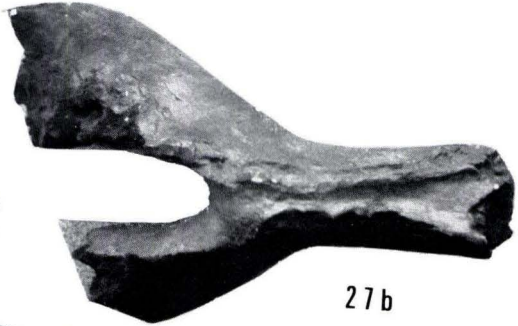


27 a

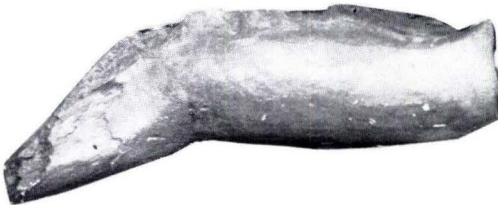


27 c

x



27 b



27 d

Tafel 27

Tafel 27

- Fig. 1. Fanglomerat der miozänen Mofar-Formation mit einigen thermoklastischen Geröllen am Südrand des Beckens von Vera. Die Schichtung verläuft von links oben nach rechts unten.
- Fig. 2. Schwemmfächersediment eines pleistozänen Piedmont-Glacis mit karbonatischer Verkrustung an der Oberfläche, flachlagernd, im NW-Teil des Beckens von Vera.



21



Tafel 28

Tafel 28

- Fig. 1. Rötliches Fanglomerat, karbonatisch verfestigt, in Abwechslung mit tonig-sandigem Feinmaterial (tiefrot). Miozäne Mofar-Formation in flacher Lagerung am Nordrand des Beckens von Vera.
- Fig. 2. Rotes Fanglomerat der miozänen Sarlador-Schichten, überlagert von gelblichem marinem Konglomerat der ebenfalls miozänen Loma Colorada-Schichten am Nordrand des Beckens von Vera.



1



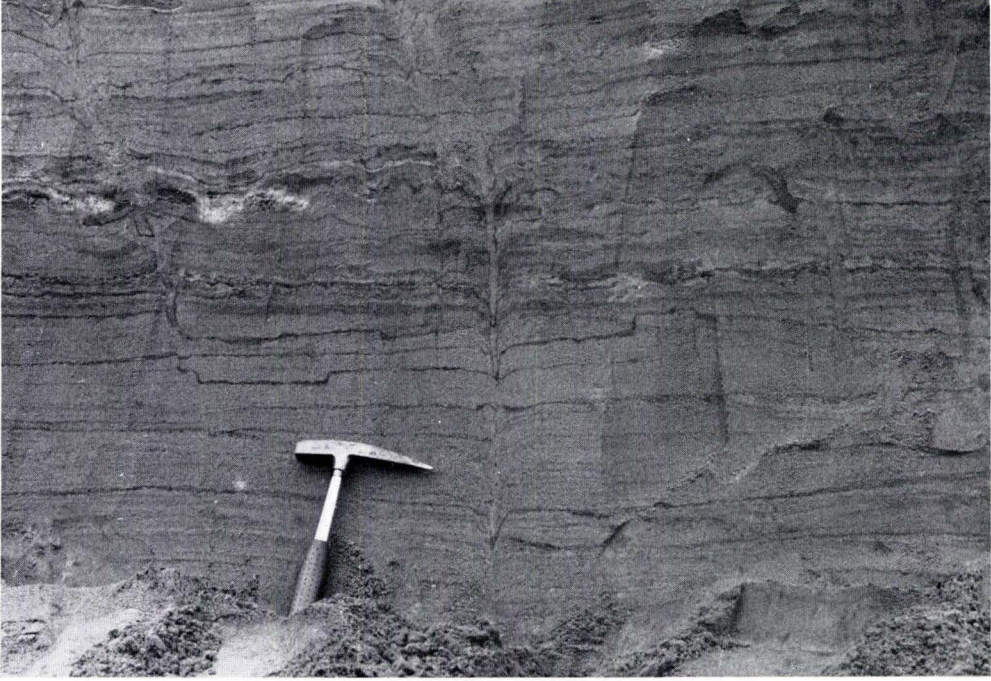
2

Tafel 29

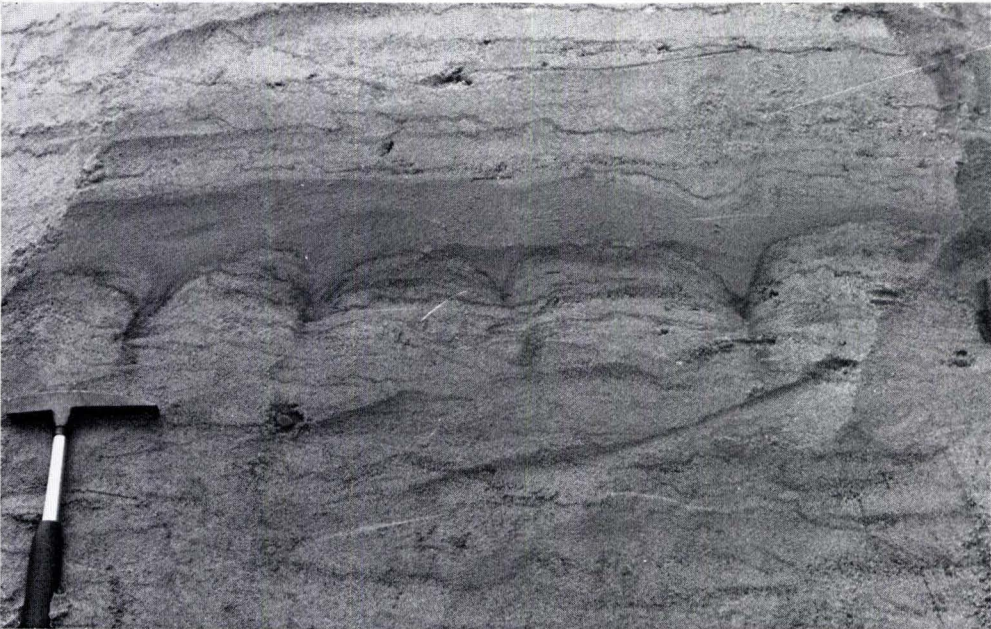
Tafel 29

Fig. 1. Keilförmige und verwerfungsähnliche Sedimentstrukturen in Flugsanden (Alzenauer Dünenfeld). Fot. R. BRUNNENGRÄBER.

Fig. 2. Tropfenförmige Sedimentstrukturen (Tropfenboden) (Alzenauer Dünenfeld). Fot. R. BRUNNENGRÄBER.



1

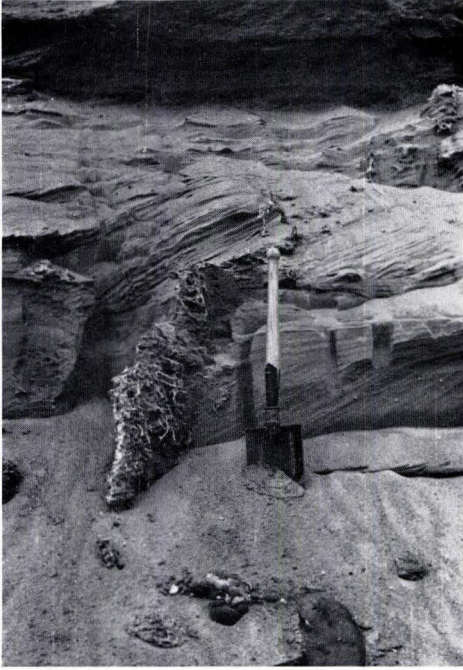


2

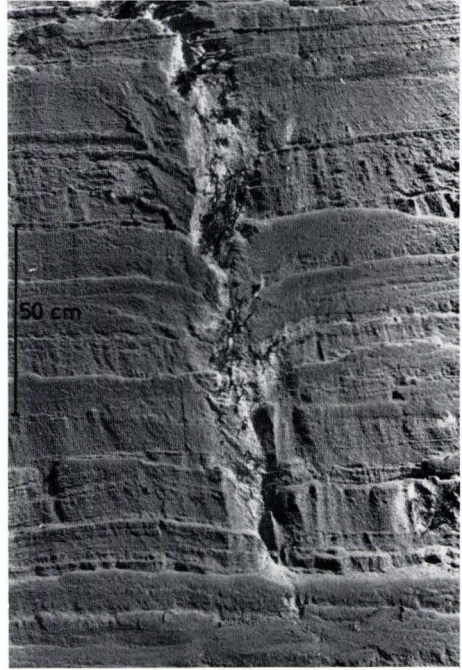
Tafel 30

Tafel 30

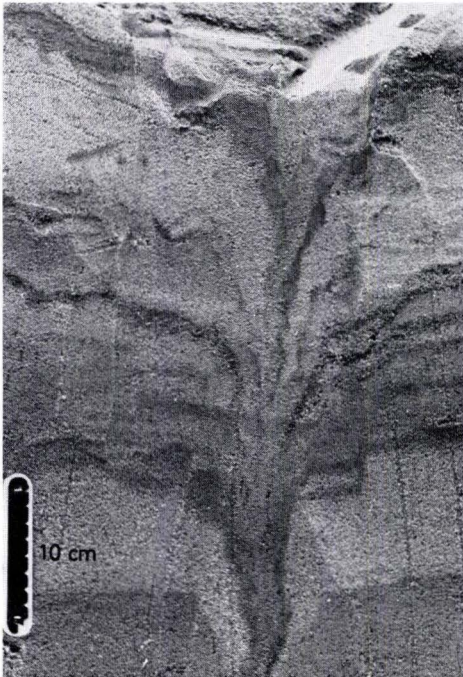
- Fig. 1. Kalkig erhaltenes Wurzelgeflecht (brettartig) in Mosbacher Sanden (Stbr. DYCKERHOFF/Wiesbaden).
- Fig. 2. Keilförmige Sedimentstruktur mit Wurzelresten in Flugsanden (Alzenauer Dünenfeld).
- Fig. 3. Frostspalte in Flugsanden (Alzenauer Dünenfeld). Fot. P. WYCISK.
- Fig. 4. Wellige Schichtverfältelungen in Flugsanden (Alzenauer Dünenfeld).



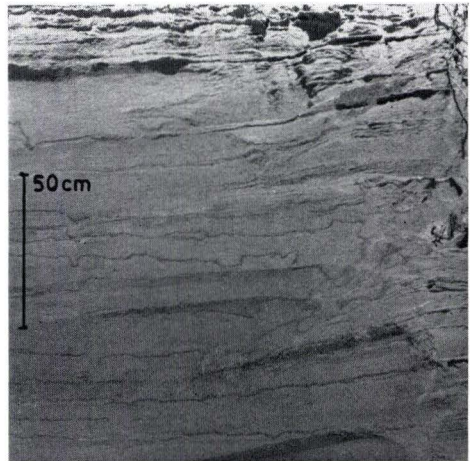
1



2



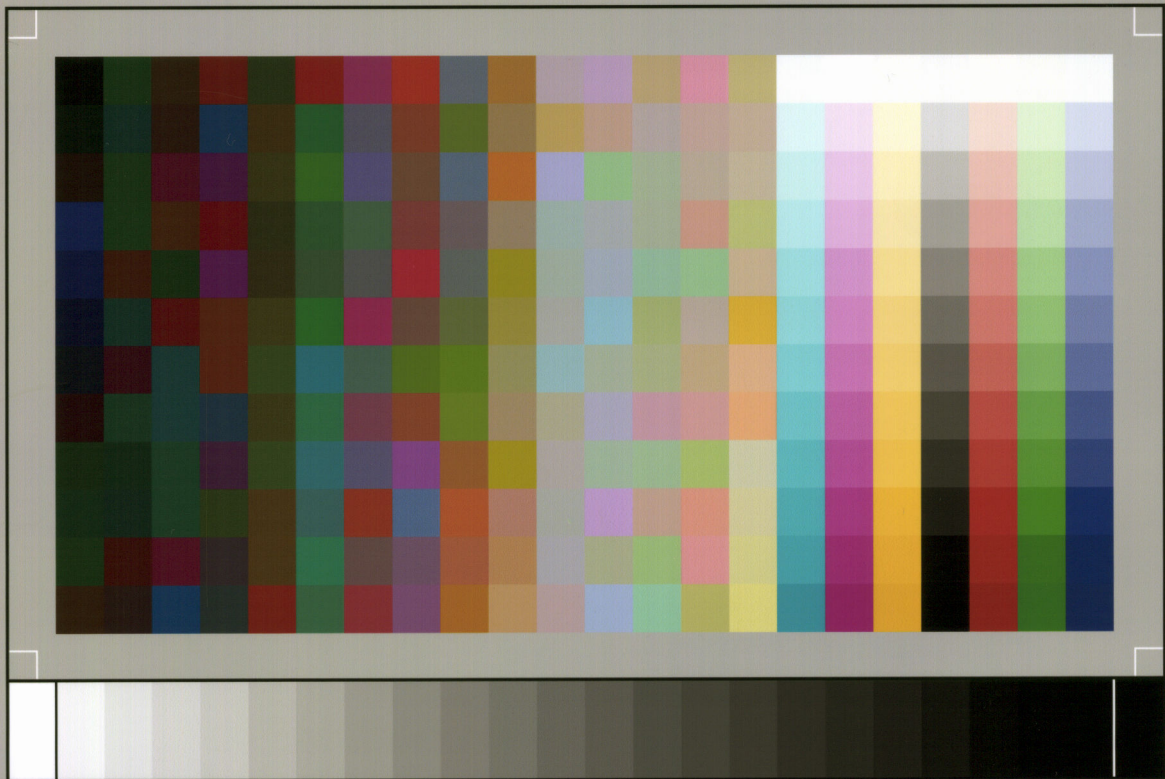
3



4

**NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG ZU WIESBADEN**

VI. Folge, Heft 1, 1950: 344 S., 35 Abb., 11 Taf.	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2, 1951: 255 S., 18 Abb., 21 Taf.	16,— DM
VI. Folge, Heft 3, 1952: 476 S., 30 Abb., 24 Taf.	20,— DM
Band 81 (VI/4), 1953: 464 S., 66 Abb., 18 Taf.	20,— DM
Band 82, 1954: 411 S., 50 Abb., 10 Taf.	20,— DM
Band 83, 1955: 420 S., 58 Abb., 26 Taf.	20,— DM
Band 84, 1956: 492 S., 58 Abb., 24 Tab., 35 Taf.	20,— DM
Band 85, 1957: 555 S., 100 Abb., 55 Tab., 26 Taf., 2 Bilder. . . .	25,— DM
Band 86, 1958: 444 S., 63 Abb., 23 Tab., 20 Taf.	25,— DM
Band 87, 1959: 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 1 Bild.	25,— DM
Band 88, 1960: 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf.	25,— DM
Band 89, 1961: 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf.	25,— DM
Band 90, 1962: 558 S., 75 Abb., 31 Tab., 36 Taf., 1 Bild.	30,— DM
Band 91, 1963: 427 S., 104 Abb., 27 Tab., 27 Taf.	30,— DM
Band 92, 1964: 340 S., 63 Abb., 19 Tab., 15 Taf.	30,— DM
Band 93, 1965: 404 S., 88 Abb., 4 Diagr., 29 Tab., 21 Taf.	40,— DM
Band 94, 1966: 456 S., 86 Abb., 13 Tab., 22 Taf.	40,— DM
Band 95, 1967: 324 S., 44 Abb., 18 Diagr., 8 Tab., 11 Taf., 2 Bilder.	40,— DM
Band 96, 1968: 424 S., 61 Abb., 17 Tab., 15 Taf., 1 Bild.	40,— DM
Band 97, 1969: 468 S., 99 Abb., 20 Diagr., 32 Tab., 15 Taf. . . .	40,— DM
Band 98, 1970: 348 S., 59 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 2 Bilder. . . .	40,— DM
Band 99, 1971: 444 S., 57 Abb., 34 Tab., 29 Taf.	40,— DM
Band 100, 1972: 332 S., 53 Abb., 38 Tab., 14 Taf.	40,— DM



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0