

Geologisches Jahrbuch Hessen

(Bis 1975 Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden)

Band 106

Mit 91 Abbildungen, 57 Tabellen und 30 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1978

Geol. Jb. Hessen	106	460 S.	91 Abb.	57 Tab.	30 Taf.	Wiesbaden 1978
------------------	-----	--------	---------	---------	---------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

(Bis 1975 Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden)

Band 106

Mit 91 Abbildungen, 57 Tabellen und 30 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1978

Geol. Jb. Hessen	106	460 S.	91 Abb.	57 Tab.	30 Taf.	Wiesbaden 1978
------------------	-----	--------	---------	---------	---------	----------------

ISSN 0341-4027

Schriftleitung

Dr. ARNOLD RABIEN, ALBERT KARSCHNY

Hessisches Landesamt für Bodenforschung

Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den neu bearbeiteten „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. — Ausgearbeitet von H. D. LANG, A. RABIEN, W. STRUVE und E. WIEGEL, 36 S.; Hannover 1976.

[Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstraße 3A, D- 7000 Stuttgart 1.]

Sonderdrucke der in diesem Jahrbuch (früher Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.) veröffentlichten Arbeiten können vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung bezogen werden.

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1978

Printed in Germany

Die in diesem Jahrbuch veröffentlichten Beiträge sind urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen — auch auszugsweise — nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without written permission from the publisher.

Herstellung: Wiesbadener Graphische Betriebe GmbH, Wiesbaden

Inhaltsverzeichnis

BARGON, ERNST: Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1977 (1. 1.—31. 12. 1977)	443
BECKMANN, HEINZ, & FICKEL, WALTER, & PLASS, WOLFGANG, & SCHRADER, LUDOLF, & STEPHAN, SIEGFRIED, & WIECHMANN, HORST, & ZAKOSEK, HEINRICH: Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus. Mit 2 Abbildungen, 10 Tabellen und den Tafeln 26—28.	383
BETZ, VOLKER, & HENTSCHEL, GERHARD: Offretit und Erionit von Gedern (Vogelsberg). Mit 2 Abbildungen und den Tafeln 29—30	419
BRASSEL, GÜNTHER, & BERGSTRÖM, JAN: Der Trilobit <i>Parahomalonotus planus</i> (KOCH 1883), ein Homalonotide aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. Mit 2 Abbildungen und den Tafeln 1—2	5
BRUNNACKER, KARL, & TILLMANN, WOLFGANG: Die vulkanischen Tuffe im Löß-Profil von Wallertheim/Rheinhessen. Mit 2 Abbildungen	255
BUGGISH, WERNER, & RABIEN, ARNOLD, & HÜHNER, GERNOT: Biostratigraphische Parallelierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg (Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I—V, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 9 Abbildungen, 12 Tabellen und Tafel 6.	53
BUSSE, ERWIN, & HORN, MANFRED: Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie. Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 7	131
FAHLBUSCH, KLAUS: Ein Eiskeil-Netz im Stadtgebiet von Darmstadt. Mit 7 Abbildungen	367
GÖBEL, PETER: Vorschläge zur Aufnahme und Gestaltung geomorphologischer Karten — erläutert am Beispiel der Geomorphologischen Karte 1:25 000, Blatt 5125 Friedewald	303
HAUPENTHAL, CHRISTOF: Über Schwarzerden in der Niederhessischen Senke. Mit 20 Abbildungen, 17 Tabellen und Tafel 25	319
HERZBERG, ANNELIES: Hessisches Geologisches Schrifttum	459
HÖLTING, BERNWARD: Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Ense-Scholle südwestlich der Stadt Korbach/Kreis Waldeck-Frankenberg (Hessen). Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle	423
JUNGBLUTH, JÜRGEN HANS: Mollusken aus dem Berstadter Interglazial (Horloff-Graben/Hessen). Mit den Tafeln 22—24	209
KÄDING, KARL-CHRISTIAN: Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. Mit 1 Tabelle	123

KÜMMERLE, EBERHARD:	
Unterer Meeressand und Kaolin am Rotenberg bei Geisenheim am Rhein. Mit 1 Abbildung und Tafel 9	147
KUTSCHER, FRITZ:	
Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers, 50: Über Trilobiten des Hunsrückschiefers (Unterdevon). Mit Tafel 5	23
LANGER, MANFRED:	
Foraminiferenfunde im Unteren Muschelkalk bei Dietershausen/Rhön. Mit 1 Abbildung und Tafel 8	143
PICKEL, HANS-JÜRGEN, & SCHUBUTH, HORST:	
Zur Hydrochemie neuer Tiefenwasservorkommen in Nordhessen. Mit 1 Abbil- dung und 3 Tabellen	433
REICHMANN, HELMUT:	
Kriechen, Solifluktion, Gelifluktion, Kongelifluktion. Ein terminologischer Irr- garten	409
ROTH, HARRY:	
Staßfurt-Salinar im Werra-Gebiet. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle	117
SCHEER, HANS-DIETER:	
Gliederung und Aufbau der Niederterrassen von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben. Mit 4 Abbildungen	273
SEMMEL, ARNO:	
Untersuchungen zur quartären Tektonik am Taunus-Südrand. Mit 8 Abbildungen	291
SIEVERTS-DORECK, HERTHA:	
Über einen seltenen Schlangensterne (<i>Erinaceaster</i> LEHMANN) aus dem Huns- rückschiefer. Mit 4 Abbildungen und den Tafeln 3—4	13
TOBIEN, HEINZ:	
On the Evolution of Mastodonts (Proboscidea, Mammalia). Part 2: The bunodont tetralophodont Groups. Mit 13 Abbildungen, 2 Tabellen und den Tafeln 10—21	159
WERNER, ROLF:	
Die tertiären Sedimente auf Blatt 5816 Königstein im Taunus und ihre Beziehun- gen zur Reliefentwicklung. Mit 5 Abbildungen und 9 Tabellen	217
WINDHEUSER, HANS, & BRUNNACKER, KARL:	
Zeitstellung und Tephrostratigraphie des quartären Osteifel-Vulkanismus. Mit 5 Abbildungen	261
Bohrprobenlager Villmar-Aumenau	460

Der Trilobit *Parahomalonotus planus* (KOCH 1883), ein Homalonotide aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer

Von

GÜNTHER BRASSEL und JAN BERGSTRÖM*

Kurzfassung: *Parahomalonotus planus* aus dem Hunsrückschiefer (vielleicht höchstes Siegen bis tiefes Unterems) wird beschrieben und diskutiert.

Das Fossil verkörpert einen konservativen Stamm von Homalonotiden, der sich vielleicht von der ordovizischen *Brongniartella* herleiten läßt. Extremitäten oder Weichteile sind noch nicht gefunden worden, ein Umstand, der möglicherweise auf die grabende Lebensweise dieses Trilobiten zurückzuführen ist.

Abstract: *Parahomalonotus planus* from the Hunsrück Shale (perhaps highest part of Upper Siegenian to deepest part of Lower Emsian) is described and discussed. The fossil represents a conservative stock of homalonotids probably derived from the Ordovician *Brongniartella*. Limbs or soft parts have not been found, a circumstance that may be ascribed to the burrowing habits of this trilobite.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	5
2. Fundorte, Fundhäufigkeit	6
3. <i>Parahomalonotus planus</i> (KOCH 1883)	7
3.1. Diagnose	7
3.2. Beschreibung	7
3.3. Erhaltung und Lebensgewohnheiten	8
3.4. Verwandtschaft und Klassifikation	9
4. Zusammenfassung.	10
5. Schriftenverzeichnis	11

1. Einleitung

Der Homalonotide ist bisher nur im Hunsrückschiefer gefunden worden. SANDBERGER (1856) erkannte in ihm eine neue Art, nannte ihn *Homalonotus planus*, beschrieb ihn aber nicht. Eine ausführliche Beschreibung erfolgte erst durch C. KOCH (1883: 61, Nr. 12: *Homalonotus planus* SANDBERGER). SOLLE (1950: 334) löschte den

* Kapitän zur See a.D. G. BRASSEL, Osterallee 75, 1390 Flensburg-Mürwik. Doz. Dr. J. BERGSTRÖM, Paleontologiska Institutionen, Lunds Universitet, Sölvegatan 13, S-22362 Lund, Schweden.

Namen SANDBERGER: „*Homalonotus planus* KOCH (non SANDBERGER; nomen nudum)“.

KOCH (1883: 63) nimmt eine nahe Verwandtschaft des Homalonotiden mit *Dipleura dekayi* GREEN an. In den Jahren nach 1950 bürgert sich allgemein der Name *Dipleura plana* ein. Auf Veröffentlichungen jüngerer Datums wird im folgenden näher eingegangen werden.

Zur Bearbeitung standen den Autoren 30 Exemplare aus dem Sammlungen G. BLASIUS, Morbach, F. SCHWEITZER, Westerbürg, und G. BRASSEL, Flensburg, zur Verfügung. Den Herren BLASIUS und SCHWEITZER danken wir für die Zusendung des wertvollen Materials, ihnen, sowie Herrn C. BARTELS, Dortmund, darüber hinaus für wichtige Hinweise über Fundorte und Fundhäufigkeit.

Unser Dank gilt ferner Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. W. STÜRMER, Erlangen, der das gesamte Untersuchungsmaterial röntgte und Herrn Ob.-Stabsarzt G. BRASSEL, Harrislee, der die Oberflächenaufnahmen herstellte.

2. Fundorte, Fundhäufigkeit

KOCH (1883: 63) gibt an, daß die meisten der ihm bekannten Exemplare aus der Grube Ludwig bei Kaub stammten. Inzwischen sind die Gruben um Kaub lange stillgelegt bzw. fördern keinen Dachschiefer mehr. Im Zuge langjähriger Untersuchungen von Schieferhalden, durchgeführt von F. KUTSCHER und G. BRASSEL, wurden auch die Halden der Kauber Gruben des öfteren abgesucht, aber es wurde kein Rest des Homalonotiden gefunden.

Im Hunsrück, z. B. in den Gruben um Bundenbach und Gemünden, ist *Parahomalonotus planus* recht selten. Von den uns zur Bearbeitung vorliegenden Stücken stammen 2 aus der Grube Mühlenberg, 1 aus der Grube Frühberg, 1 aus der Grube Eschenbach I und 1 aus der Grube Franzendell. Es sind 2 Pleurenreste, 1 Stück eines Thorax und 2 fast vollständige Exemplare. Ein aus der Grube Eschenbach I stammendes Exemplar wurde von BRASSEL (1973: 196) irrtümlich als fraglicher, unbekannter Eurypteride bezeichnet. Die erneute Untersuchung ergab aber, daß es sich hier um die Innenseite der Schalen von Cephalon, Thorax und Pygidium des Homalonotiden *Parahomalonotus planus* handelt.

Im Hunsrückschiefer des Taunus, besonders in den Gruben um Weisel (Kreuzberg, Wilhelmsberg), ist *Parahomalonotus planus* sehr häufig. In der Fundhäufigkeit steht er hinter rugosen Korallen und dem Trilobiten *Phacops ferdinandi* an 3. Stelle. Herr SCHWEITZER teilte mit, daß er in 3 Jahren über 200 Exemplare hat bergen können. G. BRASSEL fand bei 2 Besuchen der Grube Kreuzberg 3 Exemplare, davon 2 in Salterscher Einbettung und 1 Thoraxrest. Auffallend ist, daß ein großer Teil der vollständigen Exemplare eingerollt und seitlich leicht verdrückt ist.

Im Hunsrückschiefer der Eifel ist die Fundhäufigkeit ähnlich. Hier ist *Parahomalonotus planus* hinter Orthoceren und rugosen Korallen das dritthäufigste Fossil (ca. 15% aller Funde). Die Fundhäufigkeit nimmt von E nach W deutlich zu. Im engeren Raum Mayen (Gruben Katzenberg, Glückauf, Mosellaschacht bei Hausen) stellt der Homalonotide ca. 6–8% aller Funde, weiter westlich bei Kehrig (Grube Bausberg) und Müllenbach (Grube Maria Schacht) sind es ca. 15–18%. Ganze Exemplare sind relativ selten. Überwiegend werden Reste von Exuvien gefunden.

Herr BARTELS gibt an, er habe bisher 36 Stücke gefunden, Herr BLASIUS hat 80 Stücke bergen können. BRASSEL fand bei 1 Besuch der Grube Katzenberg 2 fast vollständige Exuvien.

Vergleicht man die Häufigkeit des Vorkommens in den Gruben der genannten 3 Mittelgebirge, so kann festgestellt werden, daß *Parahomalonotus planus* anscheinend die sandigeren Meeresböden (heute Taunus und Eifel — Ulmengruppe) den tonig-schlickigen Meeresböden (heute Hunsrück — obere Siegenstufe) als Lebensraum vorgezogen hat.

3. *Parahomalonotus planus* (KOCH 1883)

3.1. Diagnose

Parahomalonotus planus ist eine *Parahomalonotus*-Art mit einem Pygidium ohne Spindel (Rhachis) und nur schwach angedeuteter Segmentierung.

3.2. Beschreibung

Das Cephalon ist ziemlich kurz und abgerundet, die Glabella meist nur schwach markiert. Der Palpebrallobus ist sehr klein, stark gewölbt und nicht gestielt. Der Außensaum des Kopfes ragt leistenförmig hervor.

Der Thorax hat 13 Segmente. Die Spindel ist sehr breit, Dorsalfurchen sind nicht vorhanden. Die Grenzen zwischen der etwas stärker gewölbten Spindel und den schwächer gewölbten Innenteilen der Pleuren wird durch eine Reihe von hervorstehenden Gelenknötchen markiert. Da diese auf der Dorsalseite liegen, können sie die Kugelgelenke der Dorsalfurche sein (dorsal furrow process and socket articulations; BERGSTRÖM 1973: 14). Die einzelnen Gelenkpfannen und -kugeln sind jedoch nicht sichtbar. Im Gegensatz hierzu sind die Gelenke bei *Trimerus delphinocephalus* anscheinend Kugelgelenke der Spindelringe (BERGSTRÖM 1973: 29). Die Spindelfurche und die Pleurenfurche sind zu einer zusammenhängenden Struktur zusammengeschmolzen (THOMAS 1977: 173). In der Spindel liegt diese Struktur parallel zu ihrem Vorder- und Hinterrand und besteht aus einer ausgeprägten „V“-förmigen Furche, die von 2 schmalen Leisten begrenzt wird. Diese Struktur setzt sich unverändert über die Linie der Gelenknötchen hinaus fort, bis zu einem Punkt, der dem Fulerum bei anderen Trilobiten entspricht, von wo aus auch bei *Parahomalonotus planus* eine stärkere, abwärts gerichtete Biegung der Pleuren beobachtet werden kann. An diesem Punkt verschwindet die „V“-förmige Furche und die begleitenden Leisten verschmelzen zu einer einzigen. Diese distale Pleurenleiste biegt etwas nach hinten und zieht sich schräg in Richtung auf den Hinterrand des Pleurenendes hin, von wo aus sie in leichter Biegung dem distalen Pleurenrand eine kurze Strecke folgt. Beim Einrollen bildet diese Leiste eine Begrenzungsvorrichtung, von der der Hinterrand der nächsten Pleuren gestoppt wird. Die vereinigten Furchen und Leisten der Spindel und der Pleuren bilden ein einheitliches morphologisches Element, das bedeutend augenfälliger ist, als die Ränder von beiden.

Die Pleurenenden sind abgerundet. Auf dem Umschlag sitzt ein klar begrenztes Knötchen (Panderscher Vorsprung) nahe dem Vorderrand und in etwa $\frac{1}{3}$ der Ent-

fernung zwischen dem Pleurenende und dem „Fulerum“. Wie die Leiste an der dorsalen Seite, hat dieses Knötchen beim Einrollen die Funktion einer Begrenzungsvorrichtung und regelt die größtmögliche Bewegung zwischen jeweils zwei sich vereinigenden Pleuren. Pandersche Löcher fehlen wahrscheinlich. Der innere Rand des Umschlags ist nicht zu sehen, er liegt aber weit hinter dem Begrenzungsknötchen.

Das Pygidium ist für einen homalonotiden Trilobiten ungewöhnlich kurz und abgerundet. Eine Rhachis ist auf dem abgeplatteten Material nicht erkennbar, ebenso sind nur sehr schwache Spuren einer Segmentierung zu sehen. Furchen sind nur in den Pleuralbereichen erkennbar. Die Anzahl der Segmente ist unbekannt. Die

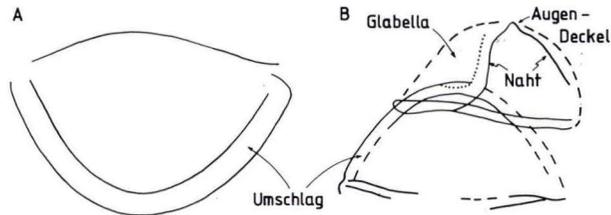


Abb. 1. A und B zeigen die abgerundete Form des Pygidiums und die Form des Umschlags bei *Parahomalonotus planus*. Bei B wird das Pygidium überlappt von einem Cephalon, von der linken äußeren Seite aus gesehen.— Den Zeichnungen liegen Röntgenaufnahmen und die Oberflächenuntersuchung zugrunde. (RöNr. 10413 und 10396, Röntgenarchiv W. STÜRMER.)

abgerundete Form des Pygidiums und die Struktur des Kopfrandes zeigen klar, daß die Einrollung typisch spiroidal war. Der Umschlag ist gut sichtbar auf einer Röntgenaufnahme (WS 3892). Er ist schmal und von gleichbleibender Breite über seine ganze Ausdehnung hinweg (Abb. 1).

3.3. Erhaltung und Lebensgewohnheiten

Bei den weit über 200 Exemplaren von *Parahomalonotus planus*, die den Autoren bekannt sind, sind bisher noch keine Reste von Extremitäten oder Weichteilen gefunden worden. Dieser Gegensatz zu z. B. *Phacops* und *Asteropyge* im Hunsrückschiefer, wo ca. 10% der Individuen Extremitäten bzw. Weichteile aufweisen, mag überraschen, da die letzteren bedeutend zarter gebaut sind als die ersteren (STÜRMER & BERGSTRÖM 1973, BRASSEL & BERGSTRÖM 1974).

Eine mögliche Erklärung erbringt eine Untersuchung der Lebensgewohnheiten. Zu wiederholten Malen und aus sehr guten Gründen wurden die Homalonotiden als gute Gräber und Wühler bezeichnet (SDZUY 1957: 283—284, BERGSTRÖM 1973: 45). Dies mag bedeuten, daß viele Homalonotiden verhältnismäßig sicher unter der Sedimentoberfläche lagen, wenn Schlammfluten anderes benthische Leben töteten und einbetteten. Sie wurden mit der anderen Hunsrückschieferfauna nicht getötet und begraben (STÜRMER & BERGSTRÖM 1973). Wenn z. B. bei aufgewühlter See große

Sedimentmengen über seinen Grabgang geschüttet wurden, war der starke Homalonotide immer noch in der Lage, sich freizuwühlen und die Oberfläche zu erreichen, insbesondere da anzunehmen ist, daß die tonigen Sedimente eine beträchtliche Zeit brauchten, um sich abzusetzen.

Die Individuen, die normal in ihren Grabgängen verendeten, waren ebenso anfällig für Verwesung wie Leichen von Tieren an der Oberfläche des Meeresbodens, weil die Grabgänge einen freien Wasseraustausch zuließen. Aber in ihren Grabgängen vor eindringenden Sedimenten besser geschützt, erfolgte die Einbettung langsam, und die Verwesung konnte an Extremitäten und Weichteilen weiter fortschreiten. Deshalb ist die Möglichkeit, Homalonotiden mit erhaltenen Weichteilen zu finden, bedeutend geringer, als es bei nektisch und benthisch lebenden Individuen des Hunsrückschiefermeeres der Fall ist.

3.4. Verwandtschaft und Klassifikation

Die Evolution und die Klassifikation der nachordovizischen Homalonotiden sind in jüngster Zeit von SDZUY (1957), TOMCZYKOWA (1975) und THOMAS (1977) diskutiert worden.

Das Bild, das sich aus diesen Studien ergeben hat, ist nicht in jeder Beziehung klar geworden. Jedoch machte SDZUY (1957: 286) die wichtige Entdeckung, daß der devonische *Parahomalonotus* der ordovizischen *Brongniartella* bezüglich ihres abgerundeten Pygidiums und ihres Cephalons ähnlich ist, während andere silurische und devonische Arten Pygidien mit mehr oder weniger spitz ausgezogenen Enden und dreieckige Cephalata haben.

Die Formen mit abgerundeten Pygidien hatten offensichtlich eine normale spirodale Einrollung, bei der der Pygidienrand sich in seiner ganzen Ausdehnung unter dem Rand des Cephalons verbarg. Bei den silurischen und den devonischen Arten mit spitz ausgezogenen Pygidien muß das Hinterende des Pygidiums in eingerolltem Zustande über den Rand des Cephalons hinausgeragt haben. Dieser Umstand stellt eine klare Weiterentwicklung (Apomorphie) im Vergleich zu der typischen spirodalen Einrollung bei den ordovizischen Vertretern und bei *Parahomalonotus* dar. Die letztere Art kann deshalb nicht von den fortschrittlicheren Formen wie *Trimerus* hergeleitet werden, sondern muß ihren Ursprung bei *Brongniartella* oder ähnlichen Homalonotiden haben, auch wenn bekannte Zwischenformen aus dem Silur fehlen (Abb. 2).

Die in dieser Arbeit beschriebene Art ist früher von *Dipleura* wegen der glatten Oberfläche hergeleitet worden; jedoch bezüglich der Funktion ihrer Einrollung gehört sie zu der mehr primitiven (plesiomorphischen) Gruppe, von der *Parahomalonotus* die einzige, typische Gattung des Devons darstellt.

Das fast völlige Fehlen einer Ornamentierung wird im Vergleich zu funktionellen Gesichtspunkten (z. B. die Cephalon — Pygidium — Einpassung beim Einrollen) als unwesentlich angesehen, und die Art wird als echter Vertreter von *Parahomalonotus* betrachtet.

Die Umbenennung von *Dipleura plana* in *Parahomalonotus planus* wird daher für erforderlich gehalten.

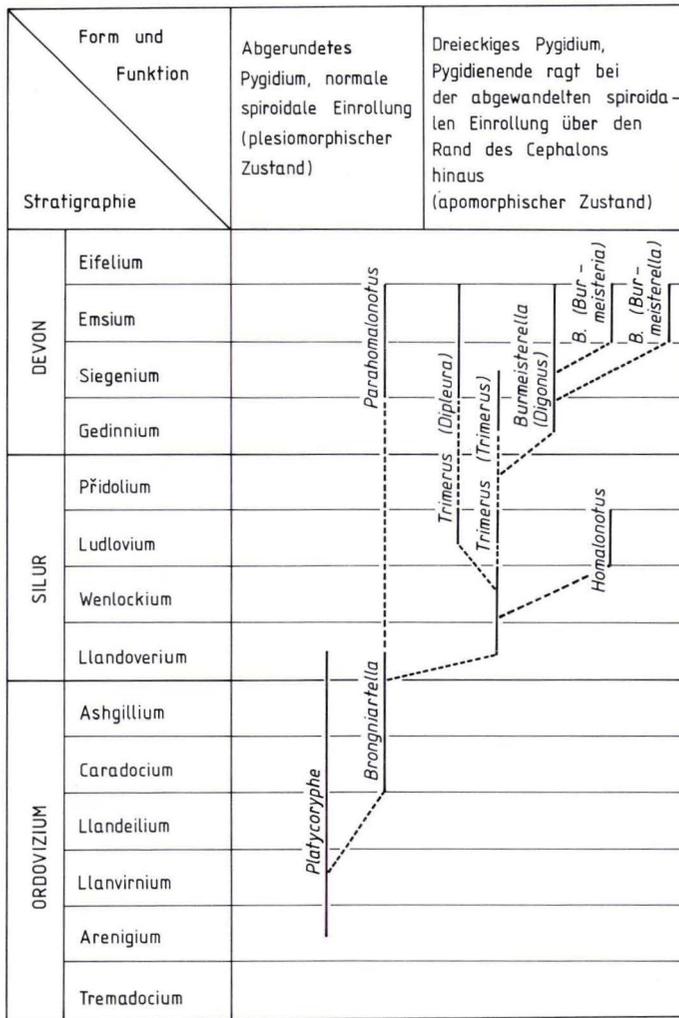


Abb. 2. Mögliche entwicklungsgeschichtliche Verwandtschaft der homalonotiden Trilobiten (Unterfamilie Homalonotinae). *Parahomalonotus* hat als einziger unter den devonischen Homalonotiden eine plesiomorphe, normale spiroidale Einrollung beibehalten, während die anderen silurischen und devonischen Homalonotiden einen apomorphischen (fortgeschrittenen) Typus der spiralen Einrollung zeigen. *Parahomalonotus* muß deshalb seinen Ursprung bei den früh-silurischen oder ordovizischen Homalonotiden des *Brongniartella*-Typus haben.

4. Zusammenfassung

Parahomalonotus planus (Synonym *Dipleura plana*), ein Homalonotide aus dem Hunsrückschiefer, wird beschrieben und diskutiert. Extremitäten und Weichteile

sind bisher noch nicht gefunden worden, ein Umstand, der vielleicht auf seine grabende Lebensweise zurückgeführt werden kann.

Der Homalonotide wird in den sandigen Schichten von Taunus und Eifel weitaus häufiger gefunden, als in den tonig-schluffigen Lagen des Hunsrücks.

Seine Abstammung ist bisher wegen seiner glatten Oberfläche von *Dipleura* hergeleitet worden, er gehört aber sowohl bezüglich der Form von Cephalon und Pygidium, als auch wegen der Funktion seiner Einrollung zu einer primitiveren Gruppe, von der *Parahomalonotus* die einzige, bekannte und typische Gattung des Devons darstellt.

Eine Umbenennung von *Dipleura plana* in *Parahomalonotus planus* wird daher für erforderlich gehalten.

5. Schriftenverzeichnis

- BERGSTRÖM, J. (1973): Organisation, life and systematics of trilobites. — Fossils a. Strata, No. 2: 1—69, 5 Taf.; Oslo.
- BRASSEL, G. (1973): Unbekannte Fossilien im Hunsrück. — Kosmos, **73** (5): 196—199, 10 Abb.; Stuttgart.
- & BERGSTRÖM, J. (1974): Die Anatomie der Phacopiden des Hunsrückeschiefers im Präparat. — Natur u. Museum, **104** (11): 344—349; Frankfurt a. M.
- KOCH, C. (1883): *Homalonotus*-Arten des Rheinischen Unterdevon. — Abh. geol. Spec.-Kt. Preussen, **4** (2): 61—63, 1 Taf.; Berlin.
- SDZUY, K. (1957): Bemerkungen zur Familie Homalonotidae (mit Beschreibung einer neuen Art *Calymenella*). — Senck. leth., **38** (5/6): 275—290, 4 Abb., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrückeschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., **65**: 299—380, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover/Celle.
- STÜRMER, W., & BERGSTRÖM, J. (1973): New discoveries on trilobites by X-rays. — Paläont. Z., **47** (1/2): 104—141, 6 Abb., 9 Taf.; Stuttgart.
- THOMAS, A. T. (1977): Classification and Phylogeny of Homalonotid Trilobites. — Paleontology, **20**, I: 159—178, 2 Taf.; Cambridge.
- TOMCZYKOWA, E. (1975): The Trilobite Subfamily Homalonotinae from the Upper Silurian and Lower Devonian of Poland. — Acta Palaeont. Polonica, **20**, No. 1: 1—46, 9 Abb.; 5 Tab., 7 Taf.; Warschau.

Manuskript eingegangen am 29. 12. 1977

Über einen seltenen Schlangensterne (*Erinaceaster* LEHMANN) aus dem Hunsrückschiefer

Von

HERTHA SIEVERTS-DORECK*

Kurzfassung: Die Selbständigkeit von *Erinaceaster* LEHMANN aus dem Hunsrückschiefer (Familie Pradesuridae) gegenüber *Stuertaster* ETHERIDGE aus dem Obersilur von England wird diskutiert und ein *Erinaceaster* cf. *spinosissimus* (F. ROEMER) beschrieben. Der von der Dorsalseite freiliegende Schlangensterne wurde nachträglich im Sediment stark verformt.

Abstract: Discussion of the validity of the genus *Erinaceaster* LEHMANN (Pradesuridae, Hunsrueck Shale) in comparison to *Stuertaster* ETHERIDGE from the Upper Silurian of England.—Description of *Erinaceaster* cf. *spinosissimus* (F. ROEMER) known by the aboral face of a strongly crushed specimen from the Devonian Hunsrueck Shale.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	13
2. Über <i>Erinaceaster</i> LEHMANN	14
2.1. Stellung im System der Stenurida	14
2.2. Bewertung der Gattung in taxonomischer Hinsicht	16
3. <i>Erinaceaster</i> cf. <i>spinosissimus</i> (F. ROEMER)	18
3.1. Vergleichsliteratur und Material	18
3.2. Beschreibung eines Fundstücks aus der Sammlung FATH	19
3.3. Zur artlichen Bestimmung	20
4. Zusammenfassung	20
5. Schriftenverzeichnis	21

1. Einleitung

Die Asterozoen-Fauna des Hunsrückschiefers enthält mehrere altertümliche Ophiuren-Gattungen, die als „Nachläufer“ ordovizischer und silurischer Formen gelten. Zu ihnen gehört *Erinaceaster* LEHMANN, eine sehr seltene Gattung der Pradesuridae, die auf den Hunsrückschiefer beschränkt ist. Neben ihrer Typusart, die durch zwei Exemplare bekannt ist, existieren zwei weitere, auf je einen Einzelfund

* Dr. H. SIEVERTS-DORECK, Reichenberger Straße 12, 7000 Stuttgart 80 (Möhringen).

begründete Arten. Eine davon, *E. giganteus* LEHMANN, gehört zu den größten Stern-tieren des Hunsrückschiefers.

Mit den Merkmalen der Gattung *Erinaceaster* befaßte ich mich erstmals im Jahre 1969. Damals erhielt ich von Herrn JOHANN FATH (aus Weinheim an der Bergstraße) die Photographie eines Bundenbacher „Seesterns“ seiner Sammlung mit der Bitte um Bestimmung. An Hand von LEHMANN'S Monographie der „Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons“ bestimmte ich das Fossil als Schlangenstein, als einen *Erinaceaster* aus der Verwandtschaft des *spinosissimus* (F. ROEMER). Da die Vergleichsart nur durch einen fragmentären Einzelfund bekannt ist, verdient das Sammlungsstück FATH eine Beschreibung — umso mehr, als die Ophiure durch nachträgliche Deformation im Sediment eigentümlich verformt worden ist.

Die mir zur Bestimmung übersandte, auf Taf. 3 Fig. 2 wiedergegebene Photographie hat mir Herr FATH freundlicherweise überlassen.

Erinaceaster LEHMANN 1957 wird von SPENCER & WRIGHT im „Treatise on Invertebrate Paleontology“ (1966) als Synonym von *Stuertaster* ETHERIDGE 1899 geführt. Hierzu einige Bemerkungen im ersten Abschnitt dieser Arbeit.

2. Über *Erinaceaster* LEHMANN

2.1. Stellung im System der Stenurida

Unterklasse Ophiuroidea GRAY

Ordnung Stenurida SPENCER

Diagnosen:

1964 FEDOTOW: Asterozoa, S. 118.

1966 SPENCER & WRIGHT: Asterozoans, S. U 78.

„Becken für die ruhenden Ambulakralfüßchen gewöhnlich ungleich auf zwei Ambulakralplatten verteilt; Armgelenke und Muskulatur nur für einfache Bewegungen geeignet; Mundschlitze bei vielen Gattungen vorhanden“ (SPENCER & WRIGHT 1966: U 78). Verbreitung: Unt. Ordovizium — Oberdevon. Die Stenurida sind bisher im Altpaläozoikum dreier Kontinente nachgewiesen: Nordamerika (USA, Kanada), West- und Mitteleuropa (Schottland, England, Südfrankreich, Westdeutschland, Tschechoslowakei) und Zentralasien (Kasachische SSR).

Unterordnung Proturina SPENCER & WRIGHT

Diagnose (SPENCER & WRIGHT 1966: 78): „Röhre, die das radiale Wassergefäß umschließt, entlang der adradialen Kanten unverstärkt; Ambulakralbecken seicht.“

Verbreitung: Unt. Ordovizium — Oberdevon; Nordamerika (USA), West- und Mitteleuropa (Schottland, England, Südfrankreich, Westdeutschland).

Familien: Pradesuridae SPENCER, Phragmactinidae SPENCER & WRIGHT, Rhopalocomidae SPENCER & WRIGHT und Bdellocomididae SPENCER & WRIGHT.

Eine 2. Unterordnung, die Parophiurina JAEKEL (Unt. Ordovizium — Unterdevon), ist insofern fortgeschrittener, als kräftige adradiale Leisten der Ambulakralia den

Radialkanal vollkommen einschließen. Ein weiteres Kennzeichen ist, daß die distalen Ambulakralia infolge ihrer Kürze für die dort befestigten Ambulakralfüßchen keine vollständigen Becken bilden können. — Die Parophiurina umfassen die Familien Eophiuridae SCHÖNDORF, Palaeuridae SPENCER und Stenasteridae SCHUCHERT.

Familie Pradesuridae SPENCER

1966 SPENCER & WRIGHT: Asterozoans, S. U 20, U 26, U 78, U 80.

Diagnose (im wesentlichen nach SPENCER & WRIGHT 1966: U 80):

Früheste Formen mit typischer Ophiuren-Scheibe, langen, schlanken Armen, nicht differenzierten proximalen Ambulakralplatten und Lateralplatten mit schmalen Oralkanten; eingegraben in Bauen lebend. Geologisch jüngere Formen mit geschwollener Scheibe mit reduzierten oralen Interradien, differenzierten proximalen Ambulakralien und Lateralien mit breiten Oralkanten; Arme kurz und geschwollen. Lebensweise vermutlich sessil, aber nicht mehr (in Bauen) eingegraben.

Verbreitung: Unt. Ordovizium, Südfrankreich; ob. Gotlandium, England; Unterdevon, Deutschland (Rheinland).

Die Familie Pradesuridae enthält die ältesten bisher bekannten Ophiuren. Der Körper der geologisch jüngeren Formen dieser Familie wirkt durch die aufgeblähte Scheibe und die schwach ausgebildeten oralen Interradien der Scheibe seesternähnlich (SPENCER & WRIGHT 1966: U 20).

Gattung *Erinaceaster* W. M. LEHMANN

Diagnose (LEHMANN 1957: 20):

„Fünfarmige Ophiuren mit verhältnismäßig kleiner Körperscheibe, deren Skelett aus einem feinmaschigen Netzwerk von Kalkstäbchen besteht. Mund groß, Mundeckstücke dreieckig. Madreporplatte oral, klein, rundlich, aufgewölbt, mit gewundenen, flachen Furchen und Wülsten. Arme apikal hochgewölbt, mit gekörnelter Haut, die mit vielen langen, dünnen Stacheln besetzt ist. Oralseite der Arme flach, mit leicht wechselständigen Ambulakralia, die eine mehr oder weniger flache —förmige Rippe besitzen. Adambulakralia mit einer Reihe flacher, runder Knöpfchen, welche runde Grübchen aufweisen, in denen lange, haarfeine Stacheln gelenken.“

Generotypus: *Erinaceaster tenuispinosus* LEHMANN.

Andere Arten: *spinosissimus* F. ROEMER, *giganteus* LEHMANN; sämtlich Unterdevon (Hunsrückschiefer), Deutschland (Rheinland).

SPENCER & WRIGHT (1966: U 80) führen *Erinaceaster* als Synonym von *Stuertzaster* ETHERIDGE 1899. Dieser Gattung geben sie folgende Diagnose:

„Arme ziemlich kurz, mit gerundeten Enden; aborale Oberfläche der Scheibe hoch angeschwollen, mit weitmaschigem Netzwerk radiärstrahliger Spikeln; orale Interradien unbedeutend; Mundeckstücke subtriangulär bis länglich; proximale Ambulakralia differenziert; Lateralien mit breiter Oralkante.“

Typus-Art: *S. marstoni* (SALTER 1857). Verbreitung: Obersilur, England; Unterdevon, Deutschland.

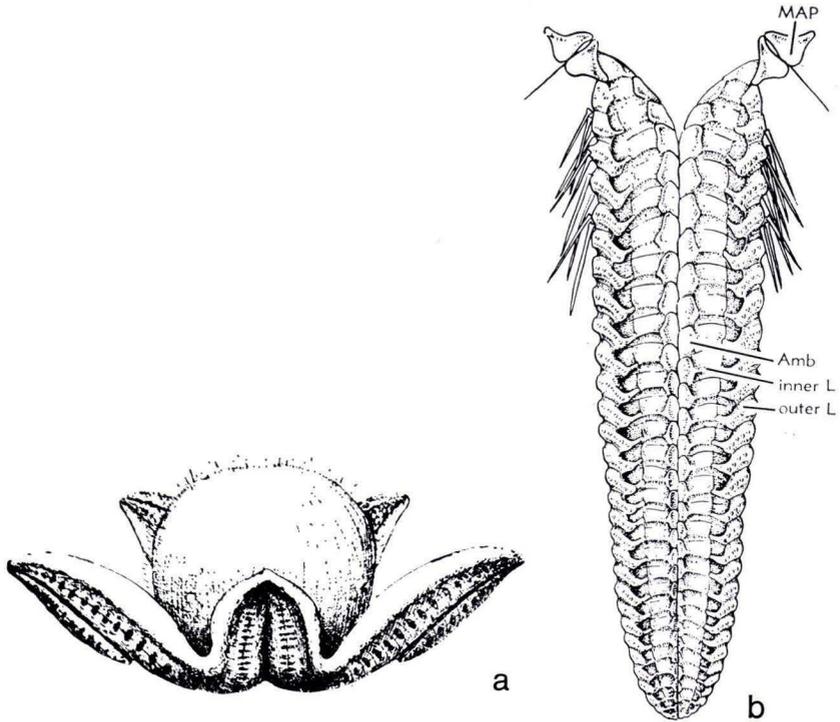


Abb. 1. *Stuertzaster marstoni* (SALTER), Obersilur, England.
 a. Von der Seite, knapp $2\times$. — b. Ein Arm von der Oralseite.
 Abkürzungen s. Abb. 2. Aus SPENCER & WRIGHT 1966, *Asterozoans*, Fig. 68, 1a und 1c

2.2. Bewertung der Gattung in taxonomischer Hinsicht

SPENCER & WRIGHTS Diagnose von *Stuertzaster* paßt mit gewissen Einschränkungen auch auf *Erinaceaster* — Einschränkungen insofern, als die Armspitzen der Devon-Arten nicht gerundet, sondern spitz und nur die Arme von *spinosissimus* und *giganteus* kurz sind. Auch ist das Stachelkleid der Devon-Arten dichter und länger als das der Silur-Formen, und die Seitenansicht ihrer Arme ist insofern anders, als der Rücken ihrer Arme vollständig von einer aufgeblähten, stachelbewehrten Haut bedeckt ist (Taf. 3 Fig. 2). Auch im oralen Armskelett der beiden Formenkreise bestehen Unterschiede.

SPENCER & WRIGHT unterscheiden 1966 auf der Oralseite der Arme von *Stuertzaster* „innere“ und „äußere“ Lateralialia (Bezeichnungen, die nicht im „Treatise“ Glossarium S. U 28 definiert sind). Bei der Typusart *marstoni* SALTER (Abb. 1b dieser Arbeit) stellen die inneren Lateralialia horizontale Stäbchen dar, welche die geknickten Vertikalleisten der Ambulakralia (am Rande der offenen Ambulakralfurche) mit dem mittradialen Fortsatz der äußeren Lateralialia verbinden. — Bei der Form des oberen Silurs sind demnach zwei Vertikalreihen von Lateralialien vorhanden.

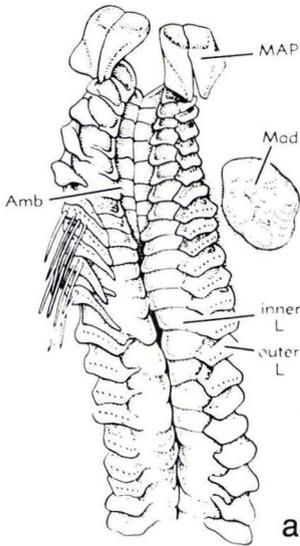


Abb. 2



b



Abb. 3

Abb. 2. *Stuertzaster colvini* (SALTER), Obersilur, England.

a. Ein Arm von der Oralseite, knapp nat. Gr. — b. Stachelbündel der Aboralseite. Abkürzungen: Amb, Ambulakrale; inner L, outer L, innere und äußere Lateralien; MAP Munddeckstück; Mad Madreporit. Aus SPENCER & WRIGHT 1966, *Asterozoans*, Fig. 68, 1f und 1h.

Abb. 3. *Erinaceaster spinosissimus* (F. ROEMER), Unterdevon (Hunsrückschiefer), Rheinland. Stacheltragendes Plättchen der Aboralseite, knapp 5 ×.

Aus SPENCER & WRIGHT 1966, *Asterozoans*, Fig. 68, 1e.

LEHMANN unterscheidet auf der Oralseite der Arme von *Erinaceaster tenuispinosus* nur Ambulakralia mit flachen, —förmigen Rippen und Adambulakralia mit einem inneren Ansatz, der an die Ambulakralrippe anschließt. Danach besitzt die Form des Unterdevons nur eine einzige Vertikalreihe von Lateralien.

Die entsprechenden Abbildungen (Abb. 1b von *Stuertzaster marstoni*, Fig. 1 auf Taf. 3 ein etwas unscharfes Röntgenbild von *Erinaceaster tenuispinosus*) sind sich aber ziemlich ähnlich: die horizontalen Schenkel der —förmigen Rippen auf den Ambulakralien von *Erinaceaster* könnten den inneren Lateralien von *Stuertzaster* entsprechen. Daß LEHMANN keine Nähte zwischen etwaigen „inneren Lateralien“ und den Ambulakralia erkannte, kann mehrere Gründe haben. Entweder sind diese Nähte (infolge mangelnder Präparation?) am Bundenbacher Material nicht wahrnehmbar (LEHMANN erwähnt und zeichnet ja auch nur Leistensysteme, aber keine Plattengrenzen!), oder die inneren Lateralien der geologisch älteren Form sind bei der geologisch jüngeren Form bereits mit den Vertikalleisten der Ambulakralia verwachsen¹.

¹ Vergleichbar mit der Verwachsung der Sublateralien mit den Lateralien bei den Oeogoniaten (SPENCER & WRIGHT 1966: U 83, U 84, Fig. 3).

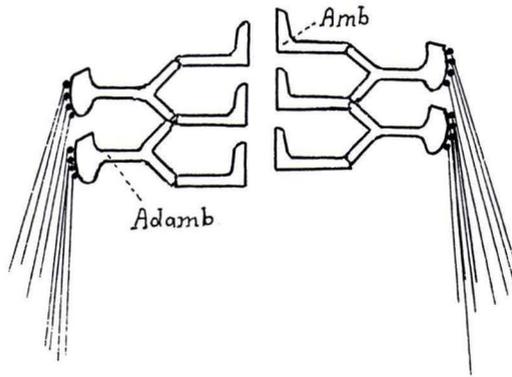


Abb. 4. *Erinaceaster giganteus* LEHMANN, Unterdevon (Hunsrückschiefer), Bundenbach. Vergrößerter Ausschnitt aus dem Oralskelett eines Arms, schematisch. Amb, Ambulakrale; Adamb, Adambulakrale. Aus LEHMANN 1957: 23, Abb. 2.

Sollte die letztgenannte Deutung zutreffen, so könnte man *Erinaceaster*, der ohnedies gegenüber *Stuertzaster* einige Sonderheiten aufweist, als selbständige Gattung beibehalten, zum mindesten als Untergattung von *Stuertzaster*. Eine endgültige Entscheidung hängt jedoch von einer Nachuntersuchung des Bundenbacher Materials ab.

Eine solche Nachprüfung sollte auch *Erinaceaster giganteus* LEHMANN aus dem Hunsrückschiefer einschließen. LEHMANN'S Artbeschreibung (1957: 22–23) ist recht kurz, und seine Textabbildung der oralen Armstruktur (Abb. 4 dieser Arbeit) ist zu stark schematisiert. Wahrscheinlich läßt sich auch die Oralansicht der Arme (Taf. 4) noch besser auswerten. Kennzeichnend für die Art sind ja zwei Vertikalreihen „wabenförmiger Maschen“ auf jeder Armhälfte. An einigen Stellen der proximalen Arme (Taf. 4) alternieren die mehr oder weniger querovalen Becken offenbar miteinander; die der „inneren“ Reihe sind durch eine kurze, die der „äußeren“ Reihe durch eine längere, schmale Rinne mit der mitradialen Ambulakralfurche verbunden.

3. *Erinaceaster cf. spinosissimus* (F. ROEMER)

Taf. 3 Fig. 2

3.1. Vergleichsliteratur und Material

- 1957 *Erinaceaster spinosissimus*, W. M. LEHMANN: Asterozoen Dachschr. rhein. Unterdevons: 21, Taf. 4 Fig. 2, 3. [Dort weitere Literatur.]
- 1966 *Stuertzaster spinosissimus*, SPENCER & WRIGHT: Asterozoans: U 81, Fig. 68, 1e. [Stacheltragende Platte der Aboralseite; vgl. Abb. 3.]
- 1976 *Stuertzaster spinosissimus*, KUTSCHER: Asterozoen Hunsrückschr.: 32. [Liste.]

Material: Photographie der fast vollständig erhaltenen Aboralseite eines Einzeltiers (wahrscheinlich um $\frac{1}{10}$ verkleinert). In der Beschreibung sind die Arme der oberen Reihe von links nach rechts mit 1–4 und der untere, „unpaare“ Arm mit 5 bezeichnet.

3.2. Beschreibung eines Fundstücks aus der Sammlung FATH

Das „Sterntier“ sieht auf den ersten Blick sehr eigenartig aus: durch die fast vollkommene Bilateral-Symmetrie und durch den breiten „Randsaum“, der die Arme, vor allem den „unpaaren“ unteren Arm, umgibt.

Aus der mir übermittelten Photographie (Taf. 3 Fig. 2) las ich folgenden Befund heraus:

Das Tier liegt in Rückenansicht vor. Es hat 5 kurze, annähernd lanzettförmige Arme und ein sehr großes, sternförmiges Mundfeld.

Der Rücken ist mit einer gekörnelten Haut bedeckt; auf den kleinen, stellenweise dicht gedrängten Körnchen sitzen lange, dünne, stecknadelförmige Stacheln — so zahlreich und dicht, daß man auf großen Teilen der Oberfläche außer den Stachelwarzen fast nur Stacheln erkennt. In der Mittellinie des unpaaren Arms 5, also über dem Bereich der Ambulakralplatten, sind radiärstrahlige Spikeln aus dem groben, etwas unregelmäßigen Netzwerk der aboralen Oberfläche erkennbar. — Durch die Rückenhaut drücken sich die Reihen der Adambulakralia und das Mundskelett \pm deutlich durch, schwächer auch jene Teile der Ambulakralplatten, welche die Ränder der Ambulakralfurche begrenzen. Einzelheiten sind nur an der linken Reihe der Adambulakralia des unpaaren Arms 5 erkennbar: hier erscheinen die apikalen Enden dieser Plättchen als runde oder etwas quergestreckte Wärzchen.

Über den feineren Bau des Mundrahmens läßt sich nichts aussagen.

Der Erhaltungszustand des Tieres ist zweifellos ungewöhnlich. Er wird verständlich, wenn man LEHMANN'S Beschreibung der Arme von *Erinaceaster tenuispinosus* heranzieht und ihre Veränderung durch diagenetische Prozesse berücksichtigt. Die Arme dieser Art sind auf dem Rücken hochgewölbt und mit einer gekörnelten Haut überzogen, die mit vielen feinen Stacheln bedeckt ist. „Durch die Flachdrückung bei der Einbettung wurde die Seiten- und Rückenhaut der Arme ungleichmäßig in die Interbrachialräume gedrückt, wodurch die Arme sehr breit erscheinen“ (LEHMANN 1957: 20—21; ähnliches gilt auch für die Art *spinosissimus*, S. 22). Das Ausmaß der durch Setzungsdruck entstandenen Arm-Verbreiterung geht aus den Röntgenaufnahmen der Typusart hervor (Taf. 3 Fig. 1 dieser Arbeit).

An dem Sammlungsstück FATH bildete sich durch nachträgliche Flachdrückung um jeden der 5 Arme ein mehr oder weniger breiter Randsaum. Den Charakter der Randsäume erkennt man an der größeren oder geringeren Zahl der stacheltragenden Knötchen („Paxillen“ bei LEHMANN 1957: 22): so an Arm 1 und 2 links, an der Spitze der Arme 2 und 3, an Arm 3 rechts, an Arm 4 vor allem rechts und an Arm 5 ringsherum. — An der linken Seite von Arm 5 ist auch der Außenrand der flachgedrückten Körpershaut gut erkennbar.

Teile eines Randsaums sind an Arm 1 links außen und rechts oben sichtbar. An den Armen 2 und 3 umgreift der (distal verschmälerte) Randsaum beide Arme ziemlich gleichmäßig; an Arm 4 läuft er zur Armspitze hin aus. Seine größte Ausdehnung und eine deutlich asymmetrische Ausbildung erreicht er an dem unpaaren Arm 5. Die nachträgliche Verbreiterung dieses Arms ist so stark, daß vermutlich auch die hochgewölbte apikale Körperscheibe daran beteiligt war und zwar auf Grund einer Bewegung, die annähernd auf die Spitze des Arms gerichtet war. Die Ver-

formung ergriff auch den Mundrahmen, der ursprünglich ein regelmäßiges Fünfeck bildete. Dieses wurde in Richtung auf die Armspitze gelängt; etwa drei Fünftel des Mundgerüsts wurden auseinandergezogen und dessen einspringende Winkel in den beiden „unteren“ Interradien mehr oder weniger vollständig beseitigt. Das Mundfeld erscheint nunmehr bilateral-symmetrisch wie das Tier als Ganzes. (Das kleine Loch fast in der Mitte des Mundfeldes ist wohl sekundär entstanden!)

An den vier „oberen“ Armen (1—4) wurde der randliche Stachelbesatz durch das Flachdrücken der dicht bestachelten apikalen Seiten- und Rückenhaut beträchtlich verdichtet. Die langen Stacheln sind in den Randsäumen der Arme 2—4 vorwiegend schräg nach oben-außen gerichtet, innerhalb der „Petalien“ stellenweise jedoch parallel zur Mittellinie. Die Arme 2 und 3 überlagern mit ihrem proximalen Randsaum Teile der Arme 1 und 4. — Die zahlreichen Stacheln des Arms 5 sind links schräg nach unten-außen gerichtet; rechts unten liegen sie wirr durcheinander. Auf der rechten Seite des Arms sind sie anscheinend spärlicher.

3.3. Zur artlichen Bestimmung

Das Sammlungsstück FATH ist artlich nicht sicher bestimmbar, weil das Tier von der Rücken-, nicht von der Mundseite freiliegt; Einzelheiten des Mundskeletts und der oralen Armplatten sind daher nicht erkennbar. Durch die kurzen, lanzettförmigen Arme und den reichen Stachelbesatz kommt es *Erinaceaster spinosissimus* (F. ROEMER) am nächsten (LEHMANN 1957: 21, Taf. 4 Fig. 2, 3). Doch wäre zu prüfen, ob die Stacheln des FATHschen Originals tatsächlich glatt sind (wie bei *spinosissimus*, vgl. Abb. 3) oder aber gekörnelt, wie es an einigen Stellen scheint (und wie es für *E. giganteus* typisch ist). — Da die Vergleichsart nur durch die Oralseite eines fragmentären, unpräparierten Exemplars bekannt ist, wurde für das FATHsche Stück die Bestimmung *Erinaceaster cf. spinosissimus* gewählt.

Der so benannte Fund unterscheidet sich von *E. tenuispinosus* LEHMANN durch die kürzeren Arme, von *E. giganteus* durch geringere Größe und vielleicht auch durch schwächere oder fehlende Körnelung der Stacheln.

4. Zusammenfassung

Die sehr seltene, altertümliche Ophiuren-Gattung *Erinaceaster* LEHMANN ist auf den Hunsrückschiefer beschränkt. Von ihren drei Arten sind zwei nur durch einen Einzelfund bekannt; eine davon, *E. giganteus* LEHMANN, ist durch ihre Größe und die wahrscheinlich alternierende Anordnung ihrer Ambulakral-Becken bemerkenswert. — Ein von der Aboralseite freiliegender *Erinaceaster cf. spinosissimus* (F. ROEMER) wird erstmals beschrieben. Dies Stück fällt durch starke nachträgliche Verformung im Sediment auf.

Die Gattung *Erinaceaster* LEHMANN 1957, 1966 von SPENCER & WRIGHT als Synonym von *Stuertzaster* ETHERIDGE 1899 bezeichnet, kann nach einer Revision des Bundenbacher Materials wahrscheinlich als selbständige Gattung aufrechterhalten werden.

Erinaceaster ist das jüngste Glied der Pradesuridae. Diese Familie enthält die ältesten bisher bekannten Ophiuren: grabende Formen aus dem Unter-Ordovizium

des südlichen Frankreich. Ihre Nachkommen aus dem oberen Gotlandium und aus dem Unterdevon lebten vermutlich gleichfalls benthisch, aber nicht mehr eingegraben wie ihre Vorfahren.

5. Schriftenverzeichnis

- FEDOTOW, D. M. (1964): [Klasse Ophiuroidea. S. 118—121.] In: HECKER, R. F. [Verantwortlicher Redakteur des Bandes]: [Echinodermata etc.]. In: ORLOW, JU. A.: [Grundlagen der Paläontologie. Handbuch für Paläontologen und Geologen der SSSR, **10**; Moskau 1964. Verlag „Nedra“.]
- KUTSCHER, F. (1976): Die Asterozoen des Hunsrückschiefers. Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers, **43**. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 25—37; Wiesbaden.
- LEHMANN, W. M. (1957): Die Asterozoen in den Dachschiefen des rheinischen Unterdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **21**, 160 S., 31 Abb., 55 Taf.; Wiesbaden.
- SPENCER, W. K., & WRIGHT, C. W. (1966): Asterozoans. In MOORE, R. C. [Ed.]: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part U, Echinodermata **3**, 1: U 4—U 107, 89 Abb.; Lawrence/Kansas (Univ. Kansas Press a. Geol. Soc. America).

Manuskript eingegangen am 24. 1. 1978

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers, 50:

Über Trilobiten des Hunsrückschiefers (Unterdevon)

Von

FRITZ KUTSCHER*

Kurzfassung: Im Laufe der letzten 100 Jahre sind Trilobiten aus dem Hunsrückschiefer des Rheinischen Schiefergebirges beschrieben worden. Sie gehören den Gattungen *Scutellum*, *Cornuproetus* (*Sculptoproetus*), *Homalonotus* und *Parahomalonotus*, *Rhenops?*, *Treveropyge?*, *Cryphaeus*, *Asteropyge*, *Phacops* (*Phacops?*), *Odontochile* und *Ceratocephala* an. Die Literaturnachweise von 1860—1974 werden zusammengestellt.

[About Trilobites from the Hunsrückschiefer (Lower Devonian)]

Abstract: During the last 100 years trilobites have been described from the Hunsrückschiefer of the Rhenish Slate Mountains. They belong to the genera *Scutellum*, *Cornuproetus* (*Sculptoproetus*), *Homalonotus*, *Parahomalonotus*, *Rhenops?*, *Treveropyge?*, *Cryphaeus*, *Asteropyge*, *Phacops* (*Phacops?*), *Odontochile*, and *Ceratocephala*. References are compiled from 1860 to 1974.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	23
2. Nachweise von Hunsrückschiefer-Trilobiten im Schrifttum	24
3. Die Gliederfüßer des Hunsrückschiefers	33
4. Die Trilobiten des Hunsrückschiefers	34
4.1. <i>Scutellum wysogorskii</i> LEHMANN 1941	35
4.2. <i>Cornuproetus</i> (<i>Sculptoproetus</i>) ? <i>sculptus hunsrückianus</i> (E. RICHTER 1936)	36
4.3. Trilobiten der Familie Homalonotidae E. A. CHAPMAN 1860	37
4.4. <i>Phacops</i> (<i>Phacops?</i>) <i>ferdinandi</i> KAYSER 1880	40
4.5. <i>Odontochile rhenanus</i> KAYSER 1880	41
4.6. Unterfamilie Asteropyginae DELO 1935	42
4.7. <i>Ceratocephala</i> sp.	44
5. Trilobiten im Hunsrückschiefer-Meer	44
6. Schriftenverzeichnis	45

1. Einleitung

Über Trilobiten des Hunsrückschiefers ist nie zusammenhängend berichtet worden. Da in jüngerer Zeit über alle anderen im Hunsrückschiefer vorkommenden Arthro-

* Prof. Dr. F. KUTSCHER, Dipl.-Geologe, Regerstr. 25, 6200 Wiesbaden.

podenklassen referiert und berichtet worden ist, sollen im folgenden auch die Trilobiten literaturmäßig erfaßt werden.

Nachdem schon frühzeitig auf Trilobitenvorkommen hingewiesen wurde, war es E. KAYSER, der 1880 die ersten Trilobiten-Arten aus dem Hunsrückschiefer und zwar der Kaisergrube in Gemünden näher beschrieb. Schon 3 Jahre später folgten von C. KOCH (1883) Mitteilungen über Homalonoten des Unterdevons, wobei auch eingehend auf solche im Hunsrückschiefer eingegangen wurde. Zu den inzwischen bekannt gewordenen Arten der Gattungen *Phacops*, *Odontochile* und *Cryphaeus* wurden erst in diesem Jahrhundert Mitteilungen über Arten der Gattungen *Scutellum*, *Cornuproetus* (*Sculptoproetus*) und *Ceratocephala* bekannt gemacht. Alte und neue bearbeitete Arten stehen so nebeneinander.

Aufsehen erregte es, als Trilobiten des Hunsrückschiefers mit Gliedmaßen nachgewiesen wurden, die ersten, die an in Europa gefundenen Trilobiten beobachtet wurden (BROILI 1928, 1929, 1930). In neuester Zeit sind bei *Phacops*-Individuen aus dem Hunsrückschiefer sogar Einzelheiten über die Augen, den Darmtractus und weitere innere Organe durch Röntgenuntersuchungen hinzugekommen.

In nahezu 100 verschiedenen Arbeiten sind Nachrichten über Trilobiten-Arten aus dem Hunsrückschiefer enthalten. Es wurde der Versuch unternommen, diese verstreuten Literaturangaben zusammenzustellen. Eine Neubearbeitung wurde nicht vorgenommen; Umbenennungen und Zuordnungen werden diskutiert. Die Bearbeitung von Hunsrückschiefer-Trilobiten ist zum derzeitigen Zeitpunkt wieder Bewegung gekommen, so daß auf diese Bezug genommen wurde.

Dankbar bin ich für wertvolle Hilfe bei den Gattungs- und Artzuordnungen, die ich von den Kollegen W. STRUVE (Frankfurt am Main), G. ALBERTI (Hamburg), G. BRASSEL (Flensburg) und CHLUPÁČ (Prag) empfangen durfte.

2. Nachweise von Hunsrückschiefer-Trilobiten im Schrifttum

- 1860 O. VOLGER, *Teleosteus primaevus*, VOLGER.
S. 53: Bei der Aufzählung von Fossilien aus den Dachschiefern von Kaub werden Trilobiten, besonders *Phacops latifrons* BURM. genannt.
- 1872 R. LUDWIG, Die Dachschiefer von Laurenburg-Balduinstein an der Lahn.
S. 38: In den tieferen Lagern der Dachschiefer von Kaub kommt *Homalonotus obtusus* SANDBERGER vor.
In mittleren Lagern wurde *Phacops latifrons* BRONN gefunden.
- 1875 E. BEYRICH, Bemerkungen über die Fauna des Hunsrückschiefers.
S. 732: Die Fauna aus den bekannten Dachschiefern von Bundenbach hat Trilobiten aus dem silurischen Genus *Dalmanites*.
- 1880 E. KAYSER, Über *Dalmanites rhenanus*.
S. 19—23: E. KAYSER beschreibt ein Pygidium von *Dalmanites* (*Odontochile*) *rhenanus* n. sp. und *Phacops Ferdinandi* n. sp. Daneben erwähnt er die Gruppe des *Cryphaeus*.
- 1880 C. KOCH, Über das Vorkommen von *Homalonotus*-Arten.
S. 138—139: *Homalonotus planus* SANDBERGER findet sich in dem Hunsrückschiefer von Caub, dem Wisperthal und von Aurost bei Idstein.
- 1881 C. KOCH, Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten.
S. 207: Aus dem Hunsrückschiefer werden *Homalonotus planus* SANDB., *Phacops Ferdinandi* KAYSER und *Cryphaeus laciniatus* F. ROEMER angeführt.

- 1881 C. SCHLÜTER, Über *Cryphaeus limbatus* von Bundenbach.
Sber. 77—78: SCHLÜTER beschreibt die neue Art *Cryphaeus limbatus* von Bundenbach.
Cryphaeus Roemeri scheint in den Dauchschiefern des Wisperthals bei Kaup vorzukommen.
- 1882 F. MAURER, Beiträge zur Gliederung der rhein. Unterdevon-Schichten.
S. 3: Im Hunsrückschiefer treten *Homalonotus planus* SANDB., *Phacops Ferdinandi* KAYSER und *Cryphaeus laciniatus* F. RÖM. auf.
- 1883 C. KOCH, Monographie der *Homalonotus*-Arten.
S. 1—85: *Homalonotus aculeatus* KOCH; vielleicht unterer Hunsrückschiefer, *Homalonotus laevicauda* QUENSTEDT; unterer Hunsrückschiefer. *Homalonotus planus* SANDBERGER; beschränkt sich auf Schichten des Hunsrückschiefers. Grube Ludwig bei Kaub; häufig.
- 1883 R. LEPSIUS, Das Mainzer Becken.
S. 22: Aus einer Liste von C. KOCH führt LEPSIUS *Homalonotus planus* SANDB., *Phacops ferdinandi* KAYS. und *Cryphaeus laciniatus* F. ROEM. an.
- 1884 H. VON DECHEN, Erläuterungen zur Geologischen Karte.
S. 108—109: Aus dem Hunsrückschiefer werden genannt: *Homalonotus planus* SDB. (Subgenus *Dipleura*), *Homalonotus laevicauda* QUENST., *Homalonotus aculeatus* KOCH, *Homalonotus ornatus* KOCH, *Phacops ferdinandi* KAYS., *Cryphaeus limbatus* SCHLÜTER, *Dalmanites rhenanus* KAYS.
- 1884 H. GREBE in DUNKER, Geologische Verhältnisse.
S. 11: Als Leitpetrefakten gibt C. KOCH für die Hunsrückschiefer an: *Homalonotus planus* SDB. und *Cryphaeus laciniatus* F. ROEMER.
Häufig ist *Phacops Ferdinandi*.
- 1885 M. J. GOSSELET, Note sur le taunusien dans le bassin du Luxembourg.
S. 358: In den Schiefen zwischen Molainfaing und Juseret wurde *Homalonotus planus* gefunden.
- 1886 F. MAURER, Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon.
S. 50: In Caub wurden gefunden *Homalonotus planus* SANDB., *Phacops Ferdinandi* KAYS.
S. 54: Auf den Hunsrückschiefer beschränkt *Homalonotus planus* SANDB. und *Phacops Ferdinandi* KAYS.
- 1887—1892 R. LEPSIUS, Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten.
S. 46: Aus dem Hunsrückschiefer werden *Cryphaeus limbatus* SCHLÜT., *Phacops Ferdinandi* KAYS., *Homalonotus planus* SDB., *Homalonotus laevicauda* QUENST., *Homalonotus aculeatus* C. KOCH und *Dalmanites rhenanus* KAYS. genannt.
Von diesen Versteinerungen sind als leitend zu betrachten: *Phacops Ferdinandi* und *Homalonotus planus*.
- 1889 F. VON SANDBERGER, Über die Entwicklung des devonischen Systems.
S. 21: In dem Rhipidophyllen-Schiefer Nassaus kommen vor:
Homalonotus planus SANDB., *Homalonotus ornatus* KOCH, *Cryphaeus laciniatus* F. ROEMER sp., *Phacops Ferdinandi* KAYSER.
Vom linksrheinischen Hunsrückschiefer wird noch *Dalmanites (Odontochile) rhenanus* KAYSER genannt.
- 1889 F. FRECH, Über das rheinische Unterdevon.
S. 185—186: Im Hunsrückschiefer kommen *Phacops Ferdinandi* KAYS. und *Dalmanites (Odontochile) rhenanus* KAYS. vor.
- 1891 G. DEWALQUE, Sur quelques fossiles des ardoises de Warmifontaine.
S. LXI: Aus den Dauchschiefern von Warmifontaine nahe Neufchateau wurden bestimmt: *Homalonotus*, cf. *multicostatus*, KOCH und *Phacops* cf. *Ferdinandi*, KAYS.

- 1893 E. HOLZAPFEL, Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein.
S. 35—36: Im Hunsrückschiefer wurden *Homalonotus planus* SANDB., *Homalonotus ornatus* KOCH, *Cryphaeus laciniatus* ROEM., *Phacops Ferdinandi* KAYS., *Dalmanites rhenanus* KAYS. gefunden.
- 1897—1902 F. FRECH, Lethaea geognostica oder Beschreibung und Abbildung.
S. 145: Im Hunsrückschiefer kommen vor *Phacops Ferdinandi* KAYS., *Dalmania (Odontochile) rhenanus* KAYS., *Homalonotus planus* SANDB., *Homalonotus aculeatus* C. KOCH, *Cryphaeus limbatus* SCHLÜT.
- 1899 A. FUCHS, Das Unterdevon der Loreleigegend.
S. 4: Vorkommen von *Phacops Ferdinandi* KAYSER, Zonenfossil (Zone des *Phacops Ferdinandi* und des *Rhipidophyllum vulgare*).
S. 9: Fossiliste mit Fundpunkten. Zumeist eingerollte Individuen.
S. 10: Auch im belgischen Gebiet gefunden.
- 1904 A. LEPLA, Erl. Bl. Caub.
S. 16: In einer Liste werden *Homalonotus planus* SANDB., *Homalonotus ornatus* KOCH, *Cryphaeus* sp., *Phacops Ferdinandi* KAYS., *Dalmanites rhenanus* KAYS., genannt.
- 1904 A. LEPLA, Erl. Bl. Algenroth.
S. 9: In einer Liste wird unter Trilobiten *Phacops Ferdinandi* KAYS. genannt.
- 1904 E. HOLZAPFEL, Erl. Bl. St. Goarshausen.
S. 9: In einer Liste wird *Phacops Ferdinandi* KAYS. genannt.
- 1905 R. H. TRAQUAIR, The lower Devonian fishes of Gemünden.
S. 723: Der Hunsrückschiefer führt *Phacops Ferdinandi*, *Homalonotus ornatus*, *Cryphaeus*, *Dalmanites (Odontochile)*.
- 1907 A. FUCHS, Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers.
S. 99: In dem Horizont mit *Agoniatites falcistria* oder Cauber Horizont meldete A. FUCHS eine reiche Cephalopoden- und Trilobitenfauna.
- 1910 E. FRAAS, Der Petrefaktensammler.
S. 33: Dachschiefer, die an einigen Fundstellen Trilobiten führen. Taf. 16. *Homalonotus planus*, *Phacops latifrons*.
- 1913 C. LEIDHOLD, Über ein Vorkommen von Fossilien.
S. 653: In einer Liste wird *Homalonotus* cf. *planus* SANDB. aufgezählt.
- 1914 B. LINDEMANN, Die Erde, 2. Bd.
S. 269: Im Hunsrückschiefer kommen an Dreilappkrebsen *Phacops Ferdinandi* und *Homalonotus ornatus* vor.
- 1915 A. FUCHS, Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten.
S. 76: *Phacops Ferdinandi* KAYSER besonders weit verbreitet und stellenweise sehr häufig im Cauber Horizont des Hunsrückschiefers.
- 1922 E. HENNIG, Arthropoden-Funde aus den Bundenbacher Schiefen.
S. 145: In den Bundenbacher Schiefen sind nicht allzu selten an Trilobiten die Gattungen *Phacops*, *Dalmanites*, *Homalonotus* und *Cryphaeus* bekannt geworden.
- 1927 E. ASSELBERGHS, Siegenien, Siegenerschichten, Hunsrückschiefer et Taunus-quarzit.
S. 208—209: In blauen Dachschiefern des Hunsruecken supérieur kommt in den Ardennen *Homalonotus aculeatus*, *Homalonotus planus* und *Homalonotus Mailleuxi* vor.
- 1928 F. BROILI, Ein Trilobit mit Gliedmaßen aus dem Unterdevon.
S. 71—82: *Phacops* sp. mit Gliedmaßen aus den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks. Fundort ist Bundenbach.
- 1930 A. FUCHS, Erl. Bl. Bad Schwalbach.
S. 27: Am häufigsten ist auf dem rechtsrheinischen Gebiete der meist eingerollte Trilobit *Phacops ferdinandi* KAYSER.

- S. 28: Von verschiedenen Fundpunkten wird *Phacops ferdinandi* KAYSER und *Homalonotus laevicauda* QUENSTEDT mut. n. *hunsrückiana* genannt.
- 1930 F. BROILL, Weitere Funde von Trilobiten mit Gliedmaßen.
S. 293—305: Gliedmaßen von *Asteropyge* sp. und *Phacops* sp. werden eingehend untersucht, beschrieben und abgebildet.
- 1930 F. BROILL, Von verschiedenen Trilobitengeschlechtern.
S. 15: Von *Phacops* und *Asteropyge* liegen Exemplare mit erhaltenen Extremitäten vor.
- 1931 G. GÜRICH, *Mimaster hexagonalis*, ein neuer Kruster.
S. 221: Bei Fragen der Fossilifizierung erwähnt GÜRICH *Phacops* als Abdrücke im Schiefer.
- 1931 R. RICHTER, Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer.
S. 313: *Phacops* und *Asteropyge*.
S. 326: Verschiedene Erhaltung von *Phacops*.
S. 328: Erhaltung von *Phacops* (*Phacops*) *ferdinandi* KAYSER.
S. 337: Schattenbilder von Trilobiten.
S. 313: Fußnote 9: *Ceratocephala* sp.
- 1931 F. KUTSCHER, Zur Entstehung des Hunsrückschiefers.
S. 215—216: Größte Verbreitung hat *Phacops ferdinandi* KAYSER. Leitfossil. Daneben sind zu nennen: *Phacops roemeri* KAYSER, *Asteropyge* (*Cryphaeus*) *laciniatus* ROEMER, *Asteropyge* (*Cryphaeus*) *limbatus* SCHLÜTER, *Dalmanites rhenanus* KAYSER, *Homalonotus planus* SANDBERGER, *Homalonotus rhenanus* KOCH, *Homalonotus aculeatus* KOCH, *Homalonotus ornatus* KOCH, *Homalonotus laevicauda* mut. *hunsrückiana* FUCHS.
Bei *Phacops* sp. und *Asteropyge* sp. wurden Gliedmaßen freipräpariert.
- 1931 R. OPITZ, Aus der Urgeschichte des Hunsrückbodens.
S. 56: Zum Aasschmause kriechen Trilobiten heran: seltsame Krebse.
S. 61, Abb. 3: Eingerollter Trilobit (wahrscheinlich *Phacops ferdinandi*).
- 1932 R. OPITZ, Bilder Erdgeschichte Nahe-Hunsrück-Land Birkenfeld.
S. 27—31: *Phacops* sp.
Asteropyge sp.
Homalonotus sp.
- 1932 W. M. LEHMANN, Stereo-Röntgenuntersuchungen.
S. 323—327: Stereoröntgenuntersuchungen und Abbildungen von Trilobiten (*Phacops*).
- 1933 F. KUTSCHER, Fossilien aus dem Hunsrückschiefer I.
S. 639: *Dalmanites rhenanus* KAYSER von der Dachschiefergrube Mühlenberg bei Bundenbach.
- 1933 O. KUHN, Die unterdevonischen Schiefer von Bundenbach.
S. 129, Abb. 5: Trilobitenkrebs (*Asteropyge*).
- 1934 F. KUTSCHER, Über eine Fauna im Hunsrückschiefer des Hahnenbachtals.
S. 142—143: *Phacops ferdinandi* KAYSER von der Grube Hipplau. *Homalonotus* cf. *planus* SANDB. bei Mörscheid.
- 1934 R. RICHTER, Das Werden der Heimat in Bildern.
In einem Lebensbild werden *Phacops* und *Asteropyge* dargestellt (Abb. 1).
- 1934 W. M. LEHMANN, Röntgenuntersuchung von *Asteropyge* sp. BROILL.
S. 1—14: Genannt wird *Asteropyge* sp. L. glaubt *Asteropyge* sp. zu *Asteropyge lethaeae* stellen zu müssen.
- 1934 R. OPITZ, Tektonische Untersuchungen im Bereich der unterdevonischen Dachschiefer.
S. 235: *Phacops ferdinandi* auf der Grube Schiellenberg.

- 1935 R. OPITZ, Lebensbilder aus dem Hunsrückschiefer-See.
S. 509: In einem Lebensbild wird *Phacops ferdinandi* dargestellt.
- 1936 J. BEHR & P. DIENST, ALEXANDER FUCHS.
S. 4: Zone des *Phacops ferdinandi* und des *Rhipidophyllum vulgare*.
- 1936 E. DACQUÉ, Versteinertes Leben.
Taf. 24, Abb. 71: Trilobitenkrebs (*Phacops*) in schwarzem Dachschiefer der Unterdevonzeit mit den Extremitäten erhalten.
- 1936 E. RICHTER, Ein *Proetus* im Hunsrückschiefer.
S. 79—82: E. RICHTER beschreibt als neue Art *Proetus (Cornuproetus) hunsrückianus* n. sp. aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach.
- 1936 W. AHRENS, Erläuterungen zu Bl. Mayen.
S. 11: In der Cauber Zone kommen *Homalonotus hunsrückianus* A. FUCHS (häufig), *Phacops ferdinandi* E. KAYSER (vereinzelt), *Cryphaeus (Asteropyge)* sp. vor.
- 1937 F. KUTSCHER, Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer.
S. 220—221: Formen der Gattungen *Homalonotus* und *Asteropyge* harren noch der Bearbeitung. Recht häufige Verbreitung von *Phacops ferdinandi*.
- 1938 W. M. LEHMANN, Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie.
Auf den Taf. 3—4 wird *Phacops ferdinandi* KAYSER in Oberflächen- und Röntgenaufnahmen mit und ohne Thorotrastfüllungen abgebildet.
- 1939 W. M. LEHMANN, Neue Beobachtungen an Versteinerungen.
S. 14: Er weist auf eine Sammlung von 200 Exemplaren von *Phacops ferdinandi* hin, die mit 15 mm beginnend ungefähr 15 cm Länge erreichen.
- 1939 F. K. NÖRING, Das Unterdevon im westlichen Hunsrück.
S. 54: In den Dachschiefeln westlich Kempfeld wurde *Homalonotus ornatus* KOCH gefunden.
Im südlichsten Teil der Leiseler Mulde wurde *Phacops ferdinandi* KAYS. erwähnt. Vom Homberg bei Buhlenberg wies KOCH *Homalonotus aculeatus* KOCH und *Homalonotus laevicauda* QUENST. nach.
- 1940 W. M. LEHMANN, Ein Bronteide aus dem Hunsrückschiefer.
S. 310—314: Massenhaftes Vorkommen von *Phacops ferdinandi* KAYSER, verhältnismäßig häufig einige *Asteropygen*arten, zuweilen *Dalmanites rhenanus* KAYSER, sehr selten *Homalonotus planus* SANDB., *H. rhenanus* KOCH, *H. laevicauda* mut. *hunsrückiana* FUCHS. RICHTER hat einen Proetiden gemeldet. Neu wird bekannt gemacht *Bronteus* n. sp.
- 1940 S. SIMPSON, Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf.
S. 21: In den Dachschiefeln des Hunsrückschiefers ist *Phacops ferdinandi* das häufigste Fossil.
- 1940 L. STÖRMER, Studies on trilobite morphology.
S. 213 u. f.: *Phacops* und *Asteropyge* von Bundenbach werden bearbeitet und abgebildet.
- 1941 F. KUTSCHER, Die Fauna von Berresheim bei Mayen.
S. 57: In der Umgebung von Mayen kommen im Cauber Dachschiefer *Phacops ferdinandi* KAYSER (vereinzelt) vor sowie *Asteropyge* sp.
- 1941 W. M. LEHMANN, Die Fauna des Hunsrückschiefers.
S. 21: Im Kapitel Arthropoda führt LEHMANN folgende Trilobiten aus dem Hunsrückschiefer an: *Phacops ferdinandi* KAYSER, *Phacops roemeri* KAYSER, *Dalmanites rhenanus* KAYSER, Arten von *Asteropyge* und *Homalonotus*, einen *Proetus* und *Scutellum wysogorski* n. sp.
- 1941 R. RICHTER, Fährten als Zeugnisse des Lebens.
An verschiedenen Stellen wird auf Trilobiten-Fährten im Hunsrückschiefer hingewiesen. *Phacops ferdinandi* wird auf S. 242—243 erwähnt.

- 1943 P. GUTHÖRL, Das Leben im Dachschiefermeer des Hunsrücks.
S. 112—113: Unter den Krestieren herrschen Trilobiten oder Dreilapper vor. Abgebildet (Abb. 20) wird *Phacops ferdinandi* KAYSER in gestreckter und eingerollter Form.
- 1944 L. STÖRMER, On the relationships and phylogeny.
S. 31: Besides the American occurrences appendage-bearing trilobites have been found in the well-known Devonian Hunsrück Shale of Germany. Pyritized specimens of *Phacops* have been described by BROILI (1929, 1930) and STÖRMER.
- 1946 E. ASSELBERGHS, L'Éodévonien de l'Ardenne et des Régions voisines.
S. 178: Nach MAILLIEUX werden aus den Dachschiefen de Lingle, de Warmifontaine et de Haut-Martelange *Homalonotus (Digonus)* aff. *multicostatus* KOCH, *Homalonotus (Digonus) planus* SANDBERGER, *Homalonotus (Burmeisteria) armatus armatus* BURMEISTER und *Phacops ferdinandi* KAYSER genannt.
- 1951 G. SOLLE, Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer.
S. 334: *Homalonotus armatus aculeatus* (KOCH); der Typus stammt aus den Hunsrückschiefern.
Homalonotus planus KOCH (non SANDBERGER; nomen nudum); *Homalonotus laevicauda hunsrückianus* ist nach R. RICHTER mit *H. planus* zu vereinigen.
Asteropyge drevermanni (R. RICHTER); hierzu sind die als *Cryphaeus laciniatus* bezeichneten Stücke aus dem Hunsrückschiefer zu rechnen.
Tab. auf S. 329: *Phacops ferdinandi* KAYSER.
- 1951 L. STÖRMER, Studies on Trilobite morphology.
S. 129: *Phacops* und *Asteropyge* werden genannt.
- 1952 H. K. ERBEN, Beitrag zur Gliederung der Gattung Proetus.
S. 13: ERBEN führt die Hunsrückschiefer-Art *Proetus (Sculptoproetus)* n. subg. *hunsrückianus* (E. RICHTER, 1936) an.
- 1952 R. MOSEBACH, Mineralbildungsvorgänge als Ursache des Erhaltungszustandes der Fossilien.
S. 127—138: Bei der Fossilisierung von Hunsrückschiefer-Fossilien werden *Phacops (Phacops) ferdinandi* KAYSER und *Asteropyge* sp. untersucht.
- 1953 J. FATH, Bundenbach im Hunsrück und seine „Figuren“.
Abb. 4: *Phacops* sp.
Abb. 5: *Phacops* sp. Bauchseite.
- 1955 O. KLAGES, Die versteckten Fossilien von Bundenbach.
Abb. 1. Trilobit: *Phacops* sp. Bundenbach im Hunsrück. Unter-Devon.
- 1955 B. ENGELS, Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons.
S. 67—69: *Phacops ferdinandi* KAYSER, *Homalonotus planus* KOCH, *Dalmanites rhenanus* KAYSER, *Cryphaeus* sp.
- 1955 A. SEILACHER, Spuren und Lebensweise der Trilobiten.
S. 343: SEILACHER weist auf die von R. RICHTER 1941, Abb. 13 als Schwimmspur eines Trilobiten gedeutete Fährte aus dem Hunsrückschiefer hin; sie besteht aus schräg gestellten Tritt-Sätzen.
- 1956 W. M. LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefen.
S. 63: Neben *Phacops ferdinandi*, gelegentlich mit Gliedmaßen, kommen *Asteropyge*, *Scutellum*, *Proetus*, *Dalmanites*, *Homalonotus* im Hunsrückschiefer vor.
- 1957 H. BREDDIN, Tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation.
S. 333: Eingerollter *Phacops ferdinandi* KAYSER, der unverzerrt aussieht, aber völlig plattgedrückt ist.
- 1958 W. STRUVE, *Treveropyge* n. gen. und *Comura (Delocare)*.
S. 228: *Asteropyge drevermanni* R. RICHTER wird unter *Treveropyge* aufgeführt.
- 1959 H. J. HARRINGTON, General description of Trilobita.
S. 076—077: Ventrale Gliedmaßen bei *Phacops* sp. (Phacopidae), Unter-Dev.,

- Hunsrückschiefer, Bundenbach und *Asteropyge* sp. (Dalmanitidae), Unter-Dev., Hunsrückschiefer, Bundenbach.
S. 081, Abb. 57: Ventral appendages of trilobites by *Asteropyge* sp. und *Phacops* sp.
- 1959 A. SEILACHER, Vom Leben der Trilobiten.
S. 390: Eine Fährte aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach verrät einen Trilobiten im Schräg-Gang (wahrscheinlich *Phacops*).
- 1960 A. SEILACHER, Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer.
S. 104—105: Trilobiten-Fährten mit Strömungseinfluß. Bei Trilobitenfährten kommen als maßmäßliche Erzeuger sowohl *Phacops* als auch *Homalonotus* in Frage.
- 1961 O. KUHN, Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer.
S. 14: Aus dem Bundenbacher Schiefer nennt KUHN folgende Trilobiten: *Bronteus*, *Phacops*, *Asteropyge*, *Dalmanites*, *Homalonotus*, darunter solche mit Gliedmaßen.
- 1962 A. SEILACHER, Form und Funktion des Trilobiten-Dactylus.
S. 221—226: Extremitäten und zugehörige Fährten aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer zeigen, daß der Dactylus von *Phacops* von einem Kranz elastischer Borsten umgeben war.
- 1963 R. ZINSER, Das Unterdevon im Bereich des Lützelsoons.
Taf. 14: In den Übergangsschichten vom Oberen Taunusquarzit zum Hunsrückschiefer werden genannt: *Homalonotus (Digonus) gigas* A. ROEMER, *Homalonotus (Digonus)? „ruderdorfiensis“* R. & E. RICHTER, *Homalonotus* sp., *Asteropyge* cf. *boopis* (R. RICHTER), *Asteropyge* sp., unbestimmbare Trilobitenreste.
- 1963 F. KUTSCHER, Die Anwendung der Röntgentechnik.
S. 81: Röntgenaufnahmen liegen vor von *Asteropyge* sp. (W. M. LEHMANN 1934), *Phacops ferdinandi* KAYSER (W. M. LEHMANN 1938) und *Phacops* sp. (W. M. LEHMANN 1932).
- 1964 F. KUTSCHER, Spülsäume in Schichten der Kaisergrube von Gemünden.
Taf. 15: Häutungsreste von *Phacops ferdinandi* und Stielgliedern von Crinoideen.
- 1965 F. KUTSCHER, 8. *Phacops ferdinandi* KAYSER und sein Verbreitungsgebiet.
S. 19—37: Monographisch wird *Phacops ferdinandi* KAYSER behandelt. Es ist das bekannteste und am weitesten verbreitete Hunsrückschieferfossil. Die Artbeschreibung wird vervollständigt, und alle wesentlichen Beobachtungen und Daten werden zusammengetragen und beurteilt.
Trotz der Beschränkung dieses häufig gefundenen Trilobiten auf den Hunsrückschiefer fällt er als reines Faziesfossil vorerst für stratigraphische Schlußfolgerungen aus.
- 1966 H. G. MITTMEYER, Zur Frage der faziellen Hunsrückschiefer-Untergliederung im südwestlichen Taunus.
S. 805: Die Mittleren Kauber Schichten führen einzelne Dachschiefer-Fossilien wie Trilobiten und Korallen.
- 1966 A. SEILACHER & C. HEMLEBEN, Spurenfauna und Bildungstiefe der Hunsrückschiefer.
S. 45: Bei Arthropodenfährten werden solche eines kleinen Trilobiten und wahrscheinlich von *Phacops* dargestellt. Fundort Kaisergrube bei Gemünden.
- 1967 F. KUTSCHER, Die museale Darstellung von Hunsrückschiefer-Fossilien.
Abb. 3: Das Meer des Dachschiefers mit *Phacops ferdinandi* und *Asteropyge* sp.
Abb. 4: Lebensbild des Hunsrückschiefer-Meeres mit Trilobiten.
- 1968 G. BRASSEL, Wer kauft eine Schiefergrube?
Abb. auf S. 364: Trilobit (*Phacops ferdinandi* EM. KAYSER) aus Bundenbach, aufgerollt, Dorsalseite.
- 1968 H.-G. KUPHAHL, Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. Nr. 5913 Presberg.
S. 53: Nach unseren Aufsammlungen in den Dachschiefern fehlt *Phacops ferdinandi* KAYSER.

- S. 59: *Homalonotus* sp.
 S. 61: Grube Wilhelm führt *Homalonotus planus* SANDB., *Cryphaeus laciniatus* ROEM., *Phacops ferdinandi* KAYSER.
- 1969 F. KUTSCHER, EMANUEL KAYSER und der Hunsrückschiefer.
 S. 392: Aus einer Trilobiten-Fauna von Gemünden, Bundenbach und Kaub beschrieb KAYSER *Phacops ferdinandi*, *Dalmanites rhenanus* und *Cryphaeus*-Arten.
- 1969 J. BERGSTRÖM, Remarks on the appendages of trilobites.
 S. 399: *Phacops* sp. und *Asteropyge* sp. werden genannt.
 S. 409—413, Abb. 6: *Phacops* sp. und *Asteropyge* sp. werden verschiedentlich behandelt.
- 1969 W. STÜRMER, Röntgenuntersuchung an paläontologischen Präparaten.
 S. 48—50: Bild 2. *Phacops* sp., einer der ersten Dreilapperkrebse mit erhaltenen Extremitäten. Interessant ist vor allem der feine Borstenbesatz an den Beinen.
- 1969 W. STÜRMER, X-ray Examination of Palaeontological Objects.
 S. 49: *Phacops* sp., one of the first trilobite crustaceans with preversed extremities, Bundenbach. Of considerable interest is the fine hairy fringe on the legs.
- 1969 G. K. B. ALBERTI, Trilobiten des jüngeren Siluriums. I.
 S. 155: Als Art wird *Cornuproetus (Sculptoproetus) hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936) erwähnt.
- 1970 F. KUTSCHER, Der Hunsrückschiefer-Kalender. Das Leben im Hunsrückschiefer-
 Meer.
 Unter dem Blatt Trilobiten werden *Asteropyge*, *Homalonotus*, *Odontochile*, *Proetus*, *Scutellum* und *Phacops ferdinandi* KAYSER genannt. Letzterer wird beschrieben und abgebildet.
- 1970 F. KUTSCHER, 100 Jahre Hunsrückschieferforschung.
 S. 121: Ca. 10 verschiedene Arten von Trilobiten treten im Hunsrückschiefer auf. Besonders auffallend ist *Phacops ferdinandi* KAYSER, der eine große Verbreitung besaß und von dem schon weit über 1000 Individuen gesammelt wurden. Gliedmaßen, Gehäpparat, Trittsigel, ja sogar die Anatomie der Facettenaugen sind nach und nach bei ihm erforscht worden.
- 1970 F. KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers.
 S. 91—93: Besonders hervorzuheben ist *Phacops ferdinandi* KAYSER, ein Leitfossil der schieferigen Fazies. Daneben sind Gattungen und Arten von *Scutellum*, *Proetus*, *Asteropyge*, *Dalmanites* und *Homalonotus* zu nennen.
- 1970 W. STÜRMER, Versteinerungen mit Röntgenaugen gesehen.
 Abb. 5a: Durch Gebirgsdruck stark deformierter Dreilapperkrebs, *Phacops* sp., mit Darmtrakt und einem gut erhaltenen Facett-Auge.
 Abb. 5b: Das gleiche Objekt auf der Schieferplatte, im Auflicht.
 Abb. 6: Facettauge eines Dreilapperkrebses mit erhaltener Innenstruktur.
- 1970 W. STÜRMER, Einige Ergebnisse moderner Arbeitsmethoden.
 Abb. 1: *Phacops* sp., ein devonischer Dreilapperkrebs (Trilobit) aus Bundenbach, Hunsrück, bei dem trotz starker Druckeinwirkung der Darmtrakt und ein Facettenaue ausgezeichnet erhalten sind.
- 1970 W. STÜRMER, Die Röntgenaufnahmen in der Paläontologie.
 Bild 3: *Phacops* sp., ein Trilobit (Bundenbach) mit gut erhaltenen Extremitäten, Röntgen-Stereoaufnahme.
 Bild 4: Facettenaue des *Phacops* (voriges Bild) mit in Pyrit erhaltenen Ommatidien und Nerven zum Gehirn.
- 1970 W. STÜRMER, Soft parts of Cephalopods and Trilobites.
 Fig. 4(a and b): Eyes of *Phacops* sp. with facet and fiber structures.
 Fig. 5: Cephalon of an *Asteropyge* sp. (LEHMANN 1934)
 Fig. 3: Facet eye of the *Phacops* sp. (BROILI 1930).

- 1970 F. KUTSCHER, Vor 350 Millionen Jahren. Leben im Hunsrückschiefer-Meer. Bunttes Blatt mit *Phacops ferdinandi* KAYSER. In der rückstehenden Erläuterung dazu werden weiterhin *Asteropyge*, *Homalonotus*, *Odontochile*, *Phacops*, *Proetus* und *Scutellum* genannt.
- 1970 F. KUTSCHER, Beispiel einer Fossilfalle im Hunsrückschiefer.
S. 262: Exuvienreste (Kopfschilder und Schwänze) von *Phacops ferdinandi*.
- 1970 G. K. B. ALBERTI, Trilobiten des jüngeren Siluriums. II.
S. 42: In der Abb. 8 ist *Cornuproetus (Sculptoproetus) hunsrueckianus?* eingetragen.
S. 43: *C. (Sculptoproetus) hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936) wird mit Vorbehalt als Unterart von *C. (Sculptoproetus) sculptus* aufgefaßt. Bei den Unterarten wird *C. (Sc.) sculptus hunsrueckianus* aufgezählt.
- 1971 BRASSEL, KUTSCHER & STÜRMER, Erste Funde von Weichteilen und Fangarmen.
S. 45: Auf der Halde der Kaisergrube in Gemünden wurden häufig Trilobiten-Häutungsreste gefunden.
- 1971 siemens presseinformation: Röntgen-Expedition in die Urzeit.
Bild Nr. 5: Versteinerter Dreilapperkrebs aus dem Hunsrückschiefer (Alter etwa 300 Millionen Jahre).
[Es handelt sich um *Phacops ferdinandi* KAYSER.]
- 1971 M. M. L. HAVER, Bundenbach een zwarte wereld.
S. 7: Der Trilobit *Phacops* cf. *ferdinandi* wird abgebildet.
- 1971 F. KUTSCHER, FERDINAND BROILL, der bisher erfolgreichste Bearbeiter.
S. 285: BROILL bearbeitete *Asteropyge* sp. mit Gliedmaßen, *Phacops* sp. mit Gliedmaßen aus dem Hunsrückschiefer.
- 1971 F. KUTSCHER, Der Hunsrückschiefer — ein Forschungs- und Volksobjekt.
Abb. 7: Normale Fährte ohne Strömungseinfluß und Fährte in Stromrichtung von *Phacops* in Gemünden.
Abb. 8: Kriechende Trilobiten in einem Lebensbild das Meer des Dachschiefers darstellend.
- 1971 F. KUTSCHER, Die Verbreitung der Crustaceengattung *Nahecaris* JAEKEL.
S. 31: Eine Ausnahme in Verbreitung und Häufigkeit zeigen der Trilobit *Phacops ferdinandi* KAYSER und der Kruster *Nahecaris stuertzi* JAEKEL.
- 1971 Röntgenfotografie, het binnenste buiten.
S. 19, foto 2a, 2b: *Phacops* sp.
- 1971 An eye that looked upon the world.
S. 592: Es werden Photos von Röntgenaufnahmen, ausgeführt von W. STÜRMER, des Trilobiten *Phacops* gezeigt.
- 1972 H. HOPSTÄTTER, Neue Forschungen im Bereiche des Hunsrückschiefers.
S. 604—605: Referat über die Untersuchungen von STÜRMER über *Phacops ferdinandi* KAYSER.
- 1973 W. STÜRMER, Neue Ergebnisse der Paläontologie durch Röntgenuntersuchungen.
S. 407, Abb. 4a: Unterdevonischer Dreilapperkrebs *Phacops* sp. Der Darmtrakt und das rechte Facett-Auge sind ausgezeichnet erhalten.
- 1973 J. BERGSTRÖM, Organization, life, and systematics of trilobites.
S. 50—51: Im Zusammenhang mit den Gliedmaßen der Trilobiten werden *Phacops* sp. und *Asteropyge* sp. genannt.
- 1973 W. STÜRMER & J. BERGSTRÖM, New discoveries on trilobites by X-rays.
S. 104—141: *Phacops* und *Asteropyge* des Hunsrückschiefers wurden an Hand von Röntgenaufnahmen einer Neuuntersuchung unterzogen.
- 1974 W. STÜRMER, Röntgenstrahlung und Paläontologie.
Bild 3: Facettenauge eines Dreilapperkrebses. Die einzelnen Linsen sowie die Lichtleiter (Faseroptiken), die das Licht zum Ganglion leiten, sind teilweise noch erhalten.

- 1974 F. KUTSCHER, *Phacops ferdinandi* KAYSER 1880.
S. 9—15: *Phacops ferdinandi* ist das häufigste Fossil des Hunsrückschiefers. Es werden gestreckte und eingerollte Exemplare, Extremitäten und Fährten abgebildet.
- 1974 G. BRASSEL & J. BERGSTRÖM, Die Anatomie der Phacopiden.
S. 344—349: Auf den Halden gefundene Exemplare von *Phacops ferdinandi* wurden präpariert und auf ihre Anatomie untersucht und abgebildet.
- o. J. K. GEIB, Allgemeine Erdgeschichte des Kreises.
S. 29: In dem Schaukasten 15: Trilobiten befinden sich *Asteropyge* sp. und *Phacops*.
- o. J. K. W. GEIB, Versteinerungen des Hunsrückschiefers.
Bild 13: Trilobit (*Phacops ferdinandi*) ist im Hunsrückschiefer recht häufig vertreten.
- o. J. Siemens, Röntgenaufnahmen von Fossilien aus dem Rheinischen Schiefergebirge.
Röntgenaufnahme: *Phacops ferdinandi* KAYSER ist der am häufigsten im Hunsrückschiefer vorkommende Dreilappkrebs. — Unter etwa 400 untersuchten Exemplaren von *Phacops* ist eine Anzahl mit erhaltenen Füßen, einige wenige zeigen in der Röntgenaufnahme sogar noch den Magen-Darm-Trakt und Feinstrukturen der Facettenaugen.
- 1977 Schiefergrau und schwarz wie Kohle.
S. 9: *Phacops ferdinandi* wird abgebildet.

3. Die Gliederfüßer des Hunsrückschiefers

Zahlreich und mannigfaltig sind die Arten der übrigen nicht zu den Trilobiten gehörenden Gliederfüßer, die im unterdevonischen Hunsrückschiefer bisher gefunden wurden. Es gibt kein Schichtglied im Mittelpaläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges, das auch nur annähernd den Artenreichtum des Hunsrückschiefers erreicht.

Schon in den zwanziger Jahren wurden die ersten Panzerkrebse beschrieben. Dann war es aber BROILL vorbehalten, in wenigen Jahren — zur Zeit der Hochkonjunktur der Schiefergewinnung nach dem ersten Weltkrieg — eine wahre Flut von Gliederfüßer-Arten vieler Klassen vorzugsweise von den Fundorten Bundenbach und Gemünden zu beschreiben. Es kommen im Hunsrückschiefer vor:

Arthropoda SIEBOLD & STANNIUS 1845

Unterstamm Trilobitomorpha STÖRMER 1944

Familie Mimetasteridae BIRENHEIDE 1971

Gattung *Mimetaster* (GÜRICH 1931)

Mimetaster hexagonalis (GÜRICH 1931)

Familie Cheloniellidae BROILL 1933

Gattung *Cheloniellon* BROILL 1932

Cheloniellon calmani BROILL 1932

Unterstamm Chelicerata HEYMONS 1901

Familie Weinberginidae R. RICHTER & E. RICHTER 1929

Gattung *Weinbergina* R. RICHTER & E. RICHTER 1929

Weinbergina opitzi R. RICHTER & E. RICHTER 1929

Familie Rhenopteridae STÖRMER 1951

Gattung *Rhenopterus* STÖRMER 1936

Rhenopterus diensti STÖRMER 1936

Familie Palaeoscorpiidae LEHMANN 1944
 Gattung *Palaeoscorpius* LEHMANN 1944
Palaeoscorpius devonicus LEHMANN 1944

Unterstamm Pycnogonida LATREILLE 1810
 Familie Palaeopantopodidae HEDGPETH 1955
 Gattung *Palaeopantopus* BROILI 1929
Palaeopantopus maucheri BROILI 1929

Zuordnung nicht bekannt:
 Gattung *Palaeoisopus* BROILI 1928
Palaeoisopus problematicus BROILI 1928

Unterstamm Mandibulata CLAIRVILLE 1798
 Unterklasse Ostracoda LATREILLE 1806
 Nach FUCHS 1930:
Primitia (?*Euprimitia*) n. sp.
Beyrichia devonica JONES
Beyrichia (Gibba) n. sp. cf. *spinosa* A. FUCHS
Eukloedenella n. sp.
 ? *Aparchites* n. sp.
 Nach GROOS & JAHNKE (1970):
Zygobeyrichia ? schmidti EICHENBERG 1931

Unterklasse Phyllocarida PACKARD 1879
 Familie Rhinocarididae HALL & CLARKE 1888
 Gattung *Nahecaris* JAEKEL 1921
Nahecaris stuerzi JAEKEL 1921
Nahecaris balssi BROILI 1930

Familie Ceratiocarididae SALTER 1860
 Gattung *Heroldina* BROILI 1931
Heroldina rhenana (BROILI 1929)

Ordnung Acerostraca LEHMANN 1955
 Familie Vachonisiidae TASCH 1969
 Gattung *Vachonisia* LEHMANN 1956
Vachonisia rogeri (LEHMANN 1955)

non Klasse Arthropleurida WATERLOT 1934
 non Familie Arthropleuridae ZITTEL 1885

(Unter Taxa doubtfulla Classificable as Arthropleurida werden 2 Genera, die gewisse Ähnlichkeiten mit Arthropleurida besitzen, aufgeführt: *Camptophyllia* und *Bundenbachiiellus*, letzte aus dem Hunsrückschiefer, mit den Arten *giganteus* BROILI und ? *minor* BROILI).

STÜRMER weist durch Röntgenbilder nach, daß beide Arten aus dem Hunsrückschiefer mit bereits bekannten, anderen Arten aus dem Hunsrückschiefer identisch sind.

4. Die Trilobiten des Hunsrückschiefers

Die bisherigen Trilobitenfunde sind keineswegs repräsentativ für die gesamte Schichtfolge des Hunsrückschiefers, da bei der Fossilsuche bisher vorwiegend die Dachschieferhorizonte ausgebeutet worden sind. Die Mächtigkeit des gesamten Hunsrückschiefers wird mit 800 m bis mehrere 1000 m angegeben. Über die Mächtigkeiten der vom Dachschieferbergbau erfaßten Schieferhorizonte liegen keine Zahlen vor; sicherlich sind sie aber nur bescheiden gegenüber der Gesamtmächtigkeit. Ich schätze, daß es nicht mehr als 100 m sind.

Die Erfassung der Fossilien ist recht wechselhaft. Insgesamt ist im Hunsrück und seinen Randgebieten in ca. 350 Gruben Dachschiefer gewonnen worden. Von den meisten Betrieben liegen keine Versteinerungen vor. Außerdem sind die Fossilfunde nicht nach den Gruben sondern lediglich nach den Fundzentren Bundenbach, Gemünden und Kaub lokalisiert worden. Dort, wo die Versteinerungen zum Verkauf und Geschäftemachen benutzt wurden, sind reichliche Fossilien gesammelt worden, während andere Regionen fast nie zur Fossilausbeute genutzt wurden. So hatte sich in neuester Zeit durch die angelaufene Fossilsuche in den Dachschiefeln der Gruben um Mayen in der Vordereifel gezeigt, daß dort die Trilobiten viel reichlicher vorhanden sind, als bisher bekannt war.

Insgesamt muß man feststellen, daß die Erfassung von Hunsrückschiefer-Fossilien für wissenschaftliche Forschungen und Sammlungen viel zu wünschen übrig läßt. Die Fossilien wanderten vielfach in Privatsammlungen, in denen sie nur schwer zu erfassen sind. Wegen der Stilllegung des Dachschieferbergbaus ist es heute sehr schwierig, neues Material für die wissenschaftliche Bearbeitung zu gewinnen. Zur Zeit bleibt nur eine gewisse Nachlese übrig: Die Erfassung aller Trilobitenfunde und ihre wissenschaftliche Bearbeitung.

Ziel dieser Arbeit ist es, die vorhandenen Trilobiten-Veröffentlichungen zusammenzustellen und darüber zu referieren. Dies kann nur derjenige einigermaßen ausführen, der sich längere Zeit mit dem Hunsrückschiefer und seiner umfangreichen Literatur befaßt hat. Eine paläontologische Neubearbeitung der Trilobiten kann nur von einem paläontologischen Spezialisten durchgeführt werden. Zur weiteren Erforschung der Hunsrückschiefer-Trilobiten ist vorgesehen, daß sämtliche Sammlungen, auch die Privatsammlungen, soweit man an sie herankommt, durch W. STÜRMEER geröntgt werden.

Es wurde versucht, mit Hilfe von Fossilien Leitniveaus im Hunsrückschiefer zu finden; A. FUCHS (1907) ist dies auch im Taunus gelungen. Im Hunsrück ist das bisher nicht durchgeführt worden, obwohl dort Trilobiten reichlich gefunden wurden. Leider fehlen im Hunsrück stratigraphisch horizontierte Aufsammlungen auf den einzelnen Dachschiefergruben. Meist sind die Fundgruben nicht bekannt, da derartige Fundpunktangaben für die Sammler keine Rolle gespielt haben.

4.1. *Scutellum wysogorskii* W. M. LEHMANN 1941

Familie Thysanopeltidae HAWLE & CORDA 1847

Gattung *Scutellum* PUSCH 1833

1940 *Bronteus* n. sp. — LEHMANN, Ein Brontide aus dem Hunsrückschiefer: 310—314, 2 Abb.

1941 *Scutellum wysogorski* n. sp. — LEHMANN, Die Fauna des Hunsrückschiefers: 21.

Zufällig hatte LEHMANN Kenntnis von diesem Fossilrest bekommen, der in der Privatsammlung von Herrn Druckereibesitzer FRIEDRICH LINDNER in Ratibor lag. Es handelte sich um einen zunächst kaum erkennbaren Fossilrest, den LEHMANN röntgte. Leider war aber das Stück nur wenig verkiest, und die Röntgenaufnahme ließ nur die Erkennung eines Trilobiten zu. Doch es gelang ihm unter Zuhilfenahme

der Röntgenaufnahme den Trilobiten zu präparieren; ein verhältnismäßig gut erhaltenes Tier kam zum Vorschein.

Das Fossil ist fast papierdünn; Kopf und Pygidium sind von einer hauchdünnen Schwefelkiesschicht überzogen, die sich einer weiteren Präparation entziehen mußte.

Bis zum heutigen Tage ist mir von dem Fund eines weiteren Individuums nichts bekannt geworden.

Von dem freigelegten Stück stellte LEHMANN einen Guttapercha-Abdruck her, weiter fertigte er einen Gipsabdruck, der dem Geologisch-Paläontologischen Institut in Bonn überlassen wurde. Über den Verbleib des Originals ist nichts bekannt.

Ohne die Auffindung neuen Materials kann die Beschreibung nicht vervollständigt werden. Es ist festzuhalten, daß es ein kleines Tier von 5 cm Länge und 4 cm Breite ist, dessen Dorsalseite freigelegt wurde. Die Größe und normale Ausbildung der Augen (am linken Auge lassen sich 300 Facetten zählen) weisen nach LEHMANN darauf hin, daß die im Hunsrückschiefer vorkommende Art in einem flachen Wasser lebte. Allerdings hält STRUVE die großäugigen Trilobiten zum Teil für Bewohner des trüben oder wenig durchlichteten Wassers; LEHMANN (1940: 313) weist in einer Fußnote darauf hin, daß die Flachseenatur des Hunsrückschiefer-Meeres in den letzten Jahren wiederholt auch durch verschiedene andere Beobachtungen erwiesen worden ist.

Als Fundort wird Bundenbach angegeben. Die Grube aus der das Stück stammt, konnte LEHMANN nicht mit Sicherheit ermitteln. Er vermutete nach einer örtlichen Befahrung, daß die Grube Eschenbach oder Obereschenbach in Frage käme.

4.2. *Cornuproetus (Sculptoproetus)? sculptus hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936)

Unterfamilie Cornuproetinae RUD. & E. RICHTER 1956

Gattung *Cornuproetus* RUD. & E. RICHTER 1919

Untergattung *Sculptoproetus* ERBEN 1952

1936 *Proetus (Cornuproetus) hunsrückianus* n. sp. — E. RICHTER, Ein *Proetus* im Hunsrückschiefer: 79–82, 1 Abb.

1952 *Proetus (Sculptoproetus)* n. subgen. *hunsrückianus* (E. RICHTER 1936) — H. K. ERBEN, Beitrag zur Gliederung der Gattung *Proetus* STEIN.: 12–13.

1969 *Cornuproetus (Sculptoproetus) hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936) — G. ALBERTI, Trilobiten des jüngeren Siluriums. I: 155.

1970 *Cornuproetus (Sculptoproetus)? sculptus hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936) — G. ALBERTI, Trilobiten des jüngeren Siluriums. II: 43.

Auf Grund eines einzigen Exemplares beschrieb E. RICHTER (1936) einen Proetiden aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach als *Proetus (Cornuproetus) hunsrückianus* n. sp. Sie versah ihn mit der Diagnose: Ein *Proetus* mit 9 Rumpfgliedern, einem deutlichen Glatzenvorraum und mäßig kurzem Schwanz.

Die Erhaltung ist wenig körperlich, jedoch ist der Verband der einzelnen Panzer- teile ungestört. Einzelheiten sind bei der Einbettung jedoch verloren gegangen, berichtete E. RICHTER dann weiterhin.

Das Tier zeigt eine bei der Gattung *Proetus* seltene Eigenschaft: Es besitzt nur 9 Rumpfringe. H. K. ERBEN (1952) schuf dafür eine besondere Untergattung und

nannte den Trilobiten *Proetus (Sculptoproetus) hunsrückianus* (E. RICHTER 1936). Er stellte *Proetus (Sculptoproetus) sculptus* (BARRANDE 1846) ebenfalls zu dieser Untergattung. Er gibt folgende Beschreibung für diese Untergattung: In allen Punkten übereinstimmend mit *Proetus (Cornuproetus)*. Abweichend lediglich der Besitz von 9 Rumpfgliedern, einen Ausnahmefall innerhalb der Gattung *Proetus*, deren Arten durchwegs 10 Rumpfglieder besitzen.

Der Gattungsname *Proetus* wird von G. ALBERTI (1969: 155) zu Gunsten von *Cornuproetus* geändert. Unter den Arten und Unterarten wird *Cornuproetus (Sculptoproetus) hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936) aufgezählt.

Bei der Beschreibung von *Cornuproetus (Sculptoproetus) sculptus* (BARRANDE 1846) werden von G. ALBERTI (1970: 43) die Unterarten *C.(Sc.)sculptus sculptus* (BARRANDE 1846), *sculptus neocorrugatus* (ERBEN 1952), *sculptus antiquus* (G. ALBERTI 1967), *sculptus maghrebis* G. ALBERTI 1967, *sculptus simillimus* G. ALBERTI 1969, *sculptus posterior* G. ALBERTI 1970 aufgezählt. Fraglich wird *C.(Sc.) sculptus hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936) angeschlossen, wobei es allerdings nicht voll erwiesen ist, ob die Unterart zu *sculptus* gehört. In einer Fußnote wird ausgesagt, daß die bisher bekannt gewordenen herzynisch-böhmischen Trilobitenarten aus dem Hunsrückschiefer beim Vergleich mit solchen aus dem Pragium dieser Fazies sehr enge Beziehungen besitzen. Es ergeben sich somit gewisse Hinweise auf „Emsium-Alter“ der Hunsrückschiefer-Trilobiten.

Die Fundschiefergrube von *Cornuproetus (Sculptoproetus)? sculptus hunsrueckianus* (E. RICHTER 1936) ist nicht bekannt. Zur Zeit der Auffindung waren in Bundenbach noch viele Dachschiefergruben in Betrieb, so daß eine nachträgliche Festlegung auf eine Grube schwierig oder unmöglich sein wird. Damit entfallen auch weitere Erörterungen über die Mitfauna, insbesondere der Begleittrilobiten.

4.3. Trilobiten der Familie Homalonotidae E. A. CHAPMAN 1860

Vertreter der Familie Homalonotidae sind auf den Hunsrückschiefer-Gruben der verschiedenen Dachschiefergebiete nicht allzu selten gefunden worden. Ihnen hat C. KOCH (1883) schon sehr früh eine Monographie des Rheinischen Unterdevons gewidmet. Diese Bearbeitung ist bereits fast 100 Jahre zurückliegend und somit zu einer Zeit geschehen, die die Funde auf fast allen Gruben der folgenden Zeit nicht berücksichtigen konnte. Es erscheint daher zweckwäßig, die damaligen Funde zu analysieren.

Die Vertreter der Familie Homalonotidae gehören zu den größten Trilobiten des Devons im Rheinischen Schiefergebiet. Außerdem sind die Reste aus dem Hunsrückschiefer nur sehr mangelhaft erhalten. Fehldeutungen mögen daher unterlaufen sein.

Nach der tabellarischen Übersicht (KOCH 1883: 71) sind aus dem Hunsrückschiefer bearbeitet worden:

- Homalonotus aculeatus* KOCH
- ? *Homalonotus ornatus* KOCH
- Homalonotus planus* SANDBERGER
- ?? *Homalonotus laevicauda* QUENSTEDT.

Sieht man von den Formen mit Fragezeichen ab, so bleiben in dieser Liste, als sichere Vertreter für den Hunsrückschiefer, nur *Homalonotus aculeatus* und *Homalonotus planus* übrig.

Zu *Homalonotus aculeatus* schreibt KOCH (1883: 22): „Das Vorkommen dieser seltenen Art scheint einer ziemlich tiefen Stufe des rheinischen Unterdevons anzugehören. GREBE fand dieses Bruchstück in dem aus blauem Schiefer bestehenden Schotter am Homberg bei Buhlenberg in der Nähe von Birkenfeld. Es ist anzunehmen, daß das Material aus dem unteren Hunsrückschiefer stammt; es könnte aber auch einer noch tieferen Stufe angehören.“

Die Schichten am Homberg bei Buhlenberg liegen nahe beim Rotliegenden, in der unmittelbaren Fortsetzung von einem Taunusquarzitzug. Außerdem sind die Fundschichten mit viel quarzitischem Gesteinsmaterial durchsetzt, so daß vermutet werden kann, darin Quarzitschichten aus dem Taunusquarzit zu sehen. Die Fundschichten wurden von KNEIDL und mir im September 1977 aufgesucht. In zwischenlagerten Gesteinsschichten wurden im Anstehenden Schieferproben entnommen für die Bestimmung von Sporen, die vielleicht ein gesichertes Alter belegen können.

Das Vorkommen von *Homalonotus ornatus* (KOCH 1883: 26—28) beschränkt sich auf Gesteine der heutigen Unterems-Schichten. Aus dem Hunsrückschiefer von Kaub lag nur ein Pygidium vor; linksrheinische Fundpunkte waren nicht bekannt. Mit Recht erwähnt KOCH (1883) den Hunsrückschieferfund mit einem Fragezeichen.

Mit einem doppelten Fragezeichen versehen nennt KOCH (1883) das Vorkommen von *Homalonotus laevicauda* QUENSTEDT im Hunsrückschiefer. In jüngeren Schichten kommt diese Form häufiger vor; auch glaubt KOCH diese Form in dem vorher beschriebenen quarzitischem Schutt vom Homberg bei Buhlenberg im Hunsrück erkannt zu haben. Wörtlich schreibt er: „Ich bin der Ansicht, daß mehrere Schwanzschilder und Theile des Kopfes einer *Dipleura*, die Herr Landesgeologe GREBE in den Schiefeln des Homberges bei Buhlenberg fand, trotz ihrer im Vergleich zum Daleidener *laevicauda* sehr erheblichen Dimensionen doch derselben Art angehören. Ganz ähnliche Stücke, wie sie von Herrn GREBE gefunden worden sind, bezog ich auch im Handel, angeblich aus der Gegend von Simmern.“ KOCH stellt den erwähnten Kopf von Buhlenberg dar (Taf. 7 Fig. 5) und das Pygidium vom gleichen Fundort (Taf. 8 Fig. 7). Hier gilt dasselbe wie auch zu *Homalonotus ornatus* Gesagte bezüglich des Alters.

47 Jahre später stellt FUCHS (1930: 28) eine neue Art auf, die er unter dem Namen *Homalonotus laevicauda* QUENSTEDT mut. n. *hunsrückiana* firmierte; lediglich den Namen machte er bekannt, eine Beschreibung erfolgte nicht. Bei der Betrachtung von *Homalonotus planus* wird darauf eingegangen.

1936 nimmt dann DAHMER (1936: 648—649) zu *Homalonotus aculeatus* Stellung. Er benennt diese Art *Homalonotus (Burmeisterella) aculeatus* (KOCH 1883). Er beschreibt diese Form aus den Siegerner Schichten von Unkel und führt in seiner Synonymenliste die Daten von KOCH (1883: 21, Taf. 1 Fig. 7; ASSELBERGS 1922: 42 und KUTSCHER 1931: 215) an. Bezüglich seines Fundpunktes für den Typus verweist er auf die Daten, die KOCH dieser sehr fraglichen Art gegeben hat.

Nur ein Jahr später führt dann DAHMER (1937: 459) *Homalonotus (Burmeisterella) armatus* BURMEISTER, 1843 var. *aculeata* KOCH, 1883 aus den Seifener Schichten der

Siegen-Stufe an. R. & E. RICHTER bestimmten die von DAHMER vorgelegten *aculeatus*-Stücke jedoch als Varietät und somit als Unterart zu dem jüngeren *H. armatus*.

Homalonotus armatus aculeatus (KOCH) hat sich in den späteren Jahren als wertvolle Siegener Art erwiesen. Weiteres darüber bei SOLLE (1951: 334).

In SOLLE (1951: 329, 334) finden wir eine erneute Zusammenstellung der Homalnoten des Hunsrückschiefers gelegentlich der listenmäßigen Erfassung der Fossilien des Hunsrückschiefers ganz allgemein. Er bezieht sich auf die vorhandene Literatur und führt an:

Homalonotus planus KOCH

Homalonotus armatus aculeatus (KOCH)

Homalonotus ornatus KOCH

Homalonotus crassicauda SANDBERGER.

Von diesen Arten sind aus dem Hunsrückschiefer zweifelhafter Stellung *Homalonotus armatus aculeatus* (KOCH), *ornatus* KOCH und *crassicauda* SANDBERGER genannt. Er macht dazu folgenden Anmerkungen:

Homalonotus armatus aculeatus, die RUD. & E. RICHTER als subsp. zu *H. armatus* stellen (s. auch DAHMER 1937: 459), hat sich in den letzten Jahren als wertvolle Siegener Art erwiesen. Der Typus stammt aus dem Hunsrückschiefer, zu ihm gesellten sich in den letzten Jahren zahlreiche Stücke aus den Seifener Schichten des Ahrgebietes, den oberen Herdorfer Schichten von Unkel und der Grauwacke von Grunpont, somit tritt *aculeatus* in etwa $\frac{3}{4}$ der ganzen Siegen-Stufe auf, aber nicht im Unterems.

SOLLE vertritt die Ansicht (1951: 334), daß *Homalonotus ornatus* auch die Unterarten *ornatus ornatus* zusammen fassen muß, da die Hunsrückschiefer-Form in ihrer Zugehörigkeit unsicher ist. *H. ornatus* ist ein Durchläufer.

Homalonotus crassicauda, als Form der Siegener Schichten, wird nur noch im Hunsrückschiefer zweifelhafter Stellung in der Fossiliste aufgeführt.

Bei der Art *Homalonotus planus* weist SOLLE auf die Form *H. planus hunsrückianus* FUCHS 1930 hin, eine vom typischen *H. crassicauda* abweichende Hunsrückschiefer-Art, die im Hunsrück, Taunus und bei Mayen gelegentlich aufgefunden wurde. Nach SOLLE gab RUD. RICHTER die Auskunft, daß ihre Form zu *H. planus* gehört.

***Parahomalonotus planus* KOCH 1883**

1883 *Homalonotus planus* SANDBERGER — Monographie der *Homalonotus*-Arten: 61–63, Taf. 7 Fig. 1–4;

1951 *Homalonotus planus* KOCH (non SANDBERGER; nomen nudum) — SOLLE, Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer: 329, 334.

BRASSEL & BERGSTRÖM haben gemeldet, daß sie eine neue Arbeit über diese Art druckreif vorliegen haben. Darauf wird verwiesen.

Homalonotus planus, von KOCH 1883 zu *Dipleura* gestellt, war von SANDBERGER 1856 als neue Art aufgestellt worden. Diese neue Art hatte aber nur einen Namen erhalten; eine Beschreibung war nicht erfolgt. SOLLE (1951) hatte nur die Beschreibung von KOCH 1883 gelten lassen; der Autornamen muß demnach geändert werden.

Nach dem Treatise muß die Untergattung *Dipleura* zur Gattung *Trimerus* gestellt werden. SDZUY (1957) war jedoch der Meinung, daß *Trimerus* und *Dipleura* in ihren Eigenschaften sich nur gering unterscheiden und daß *Dipleura* und *Trimerus* gleichberechtigt nebeneinander stehen müssen.

BRASSEL & BERGSTRÖM gehen noch weiter. Nach neueren Arbeiten, besonders nach TOMCZYKOWA (1975) und THOMAS (1977) gehört diese sehr alte Form zur Gattung *Parahomalonotus*. Dieser Gattungsname wurde auch hier gewählt.

Bei der Aufstellung dieser Art bezog sich KOCH nur auf Funde aus dem Hunsrückschiefer. Die meisten Individuen wurden auf der Dachschiefer-Grube Ludwig bei Kaub am Rhein gefunden. In der Folgezeit wurde diese Art auf vielen Gruben des Hunsrücks und des Taunus nachgewiesen; zumeist waren es allerdings nur Bruchstücke. Heute wird diese Art noch auf der Grube Oberer Kreuzberg bei Weisel im Taunus gefunden; es ist die einzige Grube, die im Taunus noch zur Dachschiefergewinnung offen ist.

SOLLE (1951) nennt diese Art aber auch aus den Siegerner Schichten der Ardennen, aus der Ulmen-Gruppe, aus dem Hunsrückschiefer von Mayen in der Eifel, sowie aus dem Hunsrückschiefer ohne *Spirifer assimilis* und dem Hunsrückschiefer zweifelhafter Stellung (Kaub, Idstein, Sauerthal auf Bl. Presberg, Homburg bei Buhlenberg unweit Birkenfeld, Simmern und Kemel im Taunus). Demnach kommt nach heutiger Kenntnis diese Art in den Siegerner Schichten und im Hunsrückschiefer vor. Über angebliche Funde im Unter-Ems und Ober-Ems ist kein Urteil möglich.

A. FUCHS hatte von *Homalonotus laevicauda* QUENSTEDT eine Mutation abgetrennt, die er *hunsrückianus* nannte. Er beruft sich dabei auf KOCH, der eine von dem typischen *H. laevicauda* abzutrennende und im Hunsrückschiefer selbständige Art vermutete. Sie findet sich sowohl im Hunsrück wie auch im Taunus und bei Mayen in der Eifel. RUD. RICHTER äußerte sich gegenüber SOLLE, daß diese Form, die FUCHS nie beschrieben hatte, zu *H. planus* gehört.

4.4. *Phacops (Phacops?) ferdinandi* KAYSER 1880

Unterfamilie Phacopinae HAWLE & CORDA 1847

Gattung *Phacops* EMMRICH 1839

- 1880 *Phacops ferdinandi* n. sp. — E. KAYSER, Über *Dalmanites rhenanus*: 20—21, Taf. 3 Fig. 2.
- 1965 *Phacops ferdinandi* KAYSER — KUTSCHER, *Phacops ferdinandi* KAYSER und sein Verbreitungsgebiet in der Hunsrückschieferfazies: 19—37, 2 Abb., Taf. 3—4.
- 1973 *Phacops ferdinandi* KAYSER — STÜRMER & BERGSTRÖM, New discoveries on trilobites by X-rays: 104—141, Taf. 16—24, 6 Abb.
- 1974 *Phacops ferdinandi* KAYSER — BRASSEL & BERGSTRÖM, Die Anatomie der Phacopiden: 344—394, 10 Abb.
- 1974 *Phacops ferdinandi* KAYSER — KUTSCHER, *Phacops ferdinandi* KAYSER 1880: 9—15, 7 Abb.

RUD. RICHTER hatte in verschiedenen früheren Arbeiten diese häufige Form aus dem Hunsrückschiefer zur Untergattung *Phacops (Phacops) ferdinandi* gestellt. Dies ist keineswegs erwiesen und daher abgelehnt worden. Um jedoch weitere Klarheit darüber zu erhalten, wandte ich mich an Herrn CHLUPÁČ in Prag. Er teilte mir

brieflich mit, daß diese Frage sehr schwierig sei und auch im Augenblick nicht vollends zu lösen ist. Er schlägt vor, diese Hunsrückschieferart als *Phacops (Phacops?) ferdinandi* aufzuführen.

In meiner Serie „Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers“ widmete ich diesem Trilobiten eine Arbeit, die das damals bekannte Material (1965) zusammentrug. In der Kurzfassung faßte ich zusammen, daß *Phacops ferdinandi* das bekannteste und am weitesten verbreitete Hunsrückschiefer-Fossil ist. Synonymenliste, Beschreibung, Extremitäten, erweiterte Artbeschreibung, Fährten, Erscheinungsformen der *Phacops*-Funde (vollständig erhaltene Individuen, Tierleichen, Häutungsreste, eingerollte Individuen, mit Schwefelkies überzogene, deformierte Individuen) werden behandelt. Eine eingehende Verbreitung wurde zusammengestellt. Schließlich wurde der Leitwert dieses Fossils diskutiert.

Die Betrachtung der Erscheinungsformen des fossilen *Phacops ferdinandi* geben Aspekte für die Fossilvollständigkeit, Fossilisation und Lebensäußerungen, sowie für die postmortalen Beanspruchungen vor der Einbettung, während der Diagenese und der tektonischen Verformung.

In letzter Zeit ist *Phacops* von STÜRMER & BERGSTRÖM (1973) an Hand von Röntgenaufnahmen einer Neuuntersuchung unterzogen worden. Durch außergewöhnlich gute Erhaltungsbedingungen sind im Röntgenbild Extremitäten (bereits bekannt), Einzelheiten des Magen-Darm-Systems sowie innere Strukturen der Facett-Augen sichtbar und daher eingehend studiert worden. Es ist ein vollständiges Bild vom Innenbau gezeichnet worden.

Unter den Trilobitenvorkommen des Hunsrückschiefers ist, insbesondere in ihrer Verbreitung, diese Form eine Ausnahme. Sie besitzt eine große Streuung innerhalb der Hunsrückschiefer-Fazies des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen.

4.5. *Odontochile rhenanus* KAYSER 1880

Taf. 5

Familie Dalmanitidae VODGES 1890

Gattung *Odontochile* HAWLE & CORDA 1847

1880 *Dalmanites (Odontochile) rhenanus* n. sp. — KAYSER, Über *Dalmanites rhenanus*, eine Art der *Hausmanni*-Gruppe: 19–23, Taf. 3, Fig. 1.

Bereits zur Zeit der Aufstellung obiger Art waren Kaub, Bundenbach und Gemünden als Fossilfundpunkte für den Hunsrückschiefer bekannt. KAYSER hatte bereits festgestellt, daß die Zusammensetzung der Fauna an diesen 3 Fundpunkten sehr wechselhaft war. Allen 3 Fundpunkten waren jedoch Trilobitenvorkommen gemeinsam, unter denen besonders *Phacops ferdinandi* durch seine Häufigkeit auffiel. Vertreten war auch die Gruppe des *Cryphaeus*, anscheinend mit mehreren Arten, besonders in Kaub. Auch *Dalmanites* wurde erkannt. E. BEYRICH hatte schon 1875 darauf hingewiesen. Pygidien von Kaub und Bundenbach benutzte KAYSER zur Aufstellung seiner neuen Art *Dalmanites (Odontochile) rhenanus*. 1935 beschrieb KUTSCHER ein Pygidium derselben Art von der Grube Mühlenbach bei Bundenbach. Anschließend sammelte ich in den Gruben von Bundenbach weitere Reste, die in die Sammlung der damaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin eingingen.

Inzwischen wurden auch ganze Exemplare gefunden. Unter anderem befindet sich ein ganzes Exemplar, allerdings von schlechter Erhaltung, im Senckenberg-Museum Frankfurt am Main, wie mir Herr STRUVE brieflich mitteilte.

KAYSER (1880: 21) stellte fest, daß seine Exemplare derjenigen Dalmaniten-Gruppe angehören, als deren Typus der böhmische *Dalmanites hausmanni* gilt. Die Eigentümlichkeiten dieser Gruppe waren schon 1847 unter dem Namen *Odontochile* beschrieben worden; weitere Daten sind in seiner Beschreibungsschrift (1880: 21) enthalten. Insbesondere erwähnt er die Beziehungen, die zwischen rheinischem Devon und dem Herzyn Böhmens und des Harzes bestehen.

Abgebildet, allerdings ohne nähere Beschreibung, wird die Röntgenaufnahme eines Fundes, der in einer Privatsammlung aufgehoben wird, aber von W. STÜRMER geröntgt und für diese Veröffentlichung zur Verfügung gestellt wurde.

Das von KAYSER (1880) benutzte Original für die Abbildung Taf. 3 Fig. 1 befindet sich im Besitz der Marburger Universitätsammlung.

G. ALBERTI kündigte an, daß diese Art in Kürze von ihm bearbeitet wird.

4.6. Unterfamilie Asteropyginae DELO 1935

Vertreter der Unterfamilie Asteropyginae sind in den Dachschiefern des Hunsrückschiefers relativ häufig. Sie wurden schon von E. BEYRICH (1875) erwähnt. Erst in letzter Zeit haben die sich unter den Gattungsnamen *Cryphaeus* und *Asteropyge*, seit 100 Jahren untergebrachten Trilobiten des Hunsrückschiefers, neuer systematischer Gattungsnamen bedient. Da nach STRUVE (schriftliche Mitteilung) die Bestimmung nur bei sehr guter Erhaltung möglich ist, kommt es auf die Beobachtung feinsten Details an. Dies ist bei dem Dachschiefermaterial nur selten der Fall. Man müßte auch hier versuchen durch Röntgenuntersuchungen Feinheiten zu erkennen. Solche sind durch STÜRMER & BERGSTRÖM (1973) schon zum Teil und mit Vorteil bei *Asteropyge* sp. herangezogen worden.

BROILI (1930) hatte bei *Asteropyge* sp. schon Gliedmaßen ausfindig gemacht und beschrieben.

Rhenops? limbatus (SCHLÜTER 1881)

Unterfamilie Asteropyginae DELO 1935

1881 *Cryphaeus limbatus* n. sp. — SCHLÜTER, *Cryphaeus limbatus* aus den Dachschiefern von Bundenbach, Sber.: 77—78.

1972? *Rhenops limbatus* (SCHLÜTER) — GANDL, Die Acastavinae und Asteropyginae Keltiberiens: 134.

In der ausgedehnten Literatur über den Hunsrückschiefer ist, außer der Auf-führung in Fossilisten, keine Bearbeitung mehr unternommen worden. Da G. ALBERTI angekündigt hatte, diese Art im kommenden Jahr zu bearbeiten, fragte ich bei ihm an, ob dieser Artname gültig ist. Nach brieflicher Mitteilung soll dies der Fall sein.

GANDL (1972: 134) führt unter der Gattung *Rhenops* die Arten ?*Rhenops limbatus* (SCHLÜTER 1881), *Rh. lethaeae* (KAYSER 1889), *Rh. anserinus* (RUD. RICHTER 1916), *Rh. index* RUD. & E. RICHTER 1943 auf. Dieser Zuordnung wurde vorläufig gefolgt.

SCHLÜTER (1881: Sbr. 77) lag bei der Beschreibung nur ein Pygidium vor. Die Vergleiche mit vielen anderen bisher bekannten Arten führten zu der Aufstellung der neuen Art *C. limbatus*.

SCHLÜTER schließt seinem Text an, daß auch *Cryphaeus Römeri* in den Dachschiefen des Wispertales bei Kaub vorkommt.

W. M. LEHMANN (1934) erwähnt *Asteropyge* sp. Er glaubt diesen Rest zu *Asteropyge lethaeae* stellen zu müssen. GANDL (1972) führt die Art unter *Rhenops lethaeae* (KAYSER 1889) auf.

***Treveropyge? drevermanni* (RUD. RICHTER 1909)**

- 1951 *Asteropyge drevermanni* (RUD. RICHTER) — SOLLE, Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer: 329, 334.
 1958 *Treveropyge drevermanni* (RUD. RICHTER 1909) — STRUVE, *Treveropyge* n. gen. und *Comura*: 228—234.
 1972 *Treveropyge drevermanni* (RUD. RICHTER 1909) — GANDL, Die Acastavinae und Asteropyginae: 115.

Diese Art ist nicht selten in früheren Listen aus dem Hunsrückschiefer aufgezählt worden. In den Fossillisten bei MAURER (1882), LEPSIUS (1883), GREBE (1884), SANDBERGER (1889), HOLZAPFEL (1893) und KUTSCHER (1931) werden die Hunsrückschiefer-Vorkommen von *Cryphaeus laciniatus* F. ROEMER genannt. SOLLE (1950: 334) gibt an, daß die als *Cryphaeus laciniatus* bezeichneten Stücke aus dem Hunsrückschiefer zu *Asteropyge drevermanni* (RUD. RICHTER) gehören. Nach RUD. RICHTER (1909: 66) sind *rotundifrons*-Vorläufer aus der Siegen-Stufe und dem Unterems unter *Asteropyge drevermanni* zu vereinigen.

STRUVE sah sich vor die Notwendigkeit gestellt, die für die Abgrenzung der Gattungen geltenden Maßstäbe neu zu bewerten. Von den Änderungen, die sich dadurch ergaben, wurde in erster Linie *Asteropyge* selbst betroffen. Die durch die neue Definition von *Asteropyge* frei werdenden Arten aus dem Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges — seit der Aufstellung bei *Asteropyge* in Untergattungen bei *Asteropyge* (*Asteropyge*) untergebracht — finden nunmehr in *Treveropyge* STRUVE einen Platz. STRUVE (1958: 228) führt in einer kleinen Liste *Treveropyge drevermanni* (RUD. RICHTER) auf. Bei der Neubehandlung der Unterfamilie Treveropyginae kamen Zweifel über diese Zuordnung auf; darum empfahl STRUVE (mündlich) die Gattung *Treveropyge* mit einem Fragezeichen zu versehen. Dem ist Rechnung getragen worden.

***Cryphaeus* sp., *Asteropyge* sp.**

In zahlreichen Arbeiten mit Fossillisten des Hunsrückschiefers der verschiedenen Dachschiefergebiete wird in den älteren Veröffentlichungen *Cryphaeus* sp. und in neueren *Asteropyge* sp. genannt. Gelegentlich werden auch Abbildungen von Individuen dargestellt. Meist wurde aber der Versuch, Arten zu benennen, unterlassen.

Bei *Asteropyge* sp. fand BROILI (1930) Gliedmaßen. Im Verband mit dem Tier bildete er sie ab. Eine solche Aufnahme wiederholte OPTIZ (1932). STÜRMER & BERGSTRÖM (1973) veröffentlichen mehrere Exemplare von *Asteropyge* sp. mit Gliedmaßen. Aus dem Röntgenarchiv von STÜRMER werden die Röntgenaufnahmen WS-614, 617, 621, 623, 872 und 2234 herangezogen und mit *Asteropyge* sp. bezeichnet.

4.7. *Ceratocephala* sp.

Familie Odontopleuridae BURMEISTER 1843

Unterfamilie Miraspidanae RICHTER & RICHTER 1917

GATTUNG *Ceratocephala* WARDER 1838

1931 *Ceratocephala* — RUD. RICHTER, Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins: 313, Anmerkung 9.

In der Anmerkung weist RUD. RICHTER (1931: 313) auf Funde von *Ceratocephala* sp. hin, die er im Hunsrückschiefer erstmalig entdeckte und zwar gleich in mehreren Exemplaren nebeneinander.

Auf Anfrage teilte mir Herr Dr. STRUVE mit, daß im Forschungsinstitut Senckenberg 2 Exemplare von *Ceratocephala* sp. vorhanden sind:

1. SMF 12847 aus der Sammlung OPITZ, Fundpunkt Bundenbach.
2. Ohne Katalognummer, 1969 gekauft, aus der Grube Eschenbach 1, STÜRMERS Röntgen-Archiv Rö 306.

Das zweite Exemplar zeigt den Schwanz und Rumpf von der Unterseite; der Kopf ist nach unten geklappt und dadurch schräg von vorne oben zu sehen.

5. Trilobiten im Hunsrückschiefer-Meer

Es wurde der Versuch unternommen, nach Literaturangaben die Trilobitenvorkommen des Hunsrückschiefers im Hunsrück und Taunus, der Vordereifel und der Ardennen möglichst vollständig zu erfassen. Da Arbeiten über den Hunsrückschiefer, vor allen Dingen seiner Fauna, sowohl von Wissenschaftlern als auch von interessierten Laien in großer Zahl geschrieben worden sind, ist die Erfassung dieser Literatur recht schwierig. Hinzu kommt, daß die Beschreibungen oder Erwähnungen sich über sehr große Zeiträume, z. T. über 100 Jahre, erstrecken. Moderne geologische Karten für eine stratigraphische Einordnung der Fundpunkte sind nicht vorhanden oder zu alt für solche.

Es wäre zu begrüßen, wenn auch die Hunsrückschiefer-Trilobiten noch mehr in die neueren Arbeiten mit einbezogen würden oder wenn es sogar möglich wäre, eine monographische Bearbeitung vorzunehmen. Nach bisheriger Kenntnis kommen im Hunsrückschiefer folgende Trilobiten vor:

Aus der Familie Thysanopetidae HAWLE & CORDA
Scutellum wysogorskii LEHMANN 1941

Aus der Familie Proetidae SALTER
Cornuproetus (Sculptoproetus) ?sculptus hunsrueckianus (E. RICHTER 1936)

Aus der Familie Homalonotidae E. A. CHAPMANN wurden sämtliche Vorkommen zu erfassen versucht. Ihr Vorkommen und ihre Sicherheit als Hunsrückschiefer-Trilobiten wurden diskutiert. Als sichere Art wurde
Parahomalonotus planus (KOCH 1883) betrachtet.

Aus der Familie Proetidae HAWLE & CORDA
Phacops (Phacops?) ferdinandi KAYSER 1880

Aus der Familie Dalmanitidae VODGES

Odontochile rhenanus KAYSER 1880

Rhenops? limbatus (SCHLÜTER 1881)

Treveropyge? drevermanni (RUD. RICHTER 1909)

Cryphaeus sp., *Asteropyge* sp.

Aus der Familie Odontopleuridae BURMEISTER

Ceratocephala sp.

Die Trilobiten sind vollmarine Tiere und kennzeichnen daher auch das Fundament als vollmarine Ablagerung. Bei den übrigen Arthropodenfunden aus dem Hunsrückschiefer war diese Deutung nicht immer klar, da man bei einigen Individuen Einschwemmungen aus dem Süßwasser in Erwägung zog. Die Hunsrückschiefer-Arthropoden gehörten zum größten Teil zusammen mit den vorherrschenden Echinodermen und Korallen zum Benthos. Die Trilobiten waren Schlammfresser, wobei ein Sediment anzunehmen ist, das reich an Nährstoffen war. Das Hunsrückschiefermeer, das mit Mikroorganismen, Cephalopoden, Echinodermen und stellenweise auch mit Lamellibranchiaten belebt war, lieferte diese Nahrung. Hinzu kommt, daß die abgestorbenen Tiere oft länger offen am Boden lagen und zerfielen, ehe sie mit Sediment eingebettet wurden. Derartige „Zerfallshorizonte“ sind häufig festgestellt und beschrieben worden.

Über das Leben der Trilobiten in bestimmter Wassertiefe kann nichts genaues ausgesagt werden. Die Tiefen des Hunsrückschiefer-Meeres werden von verschiedenen Autoren mit 0—800 m angegeben. Sicherlich war es ein Flachmeer, dessen Tiefe häufig wechselte. Besonders die Faunenfunde bei Bundenbach und Gemünden lassen auf Ablagerungen schließen, die in teilweise sehr flachem Wasser gebildet wurden. Vielleicht finden sich noch mehr Argumente, die genaue Tiefenangaben zulassen.

Trilobiten sind auch im übrigen, sandig entwickelten Unterdevon nicht selten. Sie sind jedoch mit den Hunsrückschiefer-Arten nicht identisch und für stratigraphische Parallelisierungen kaum zu gebrauchen. Bisher müssen die Hunsrückschiefer-Trilobiten als reine Faziestiere betrachtet werden. Sie bilden also mit den anderen Bewohnern des Hunsrückschiefer-Meeres eine besondere Fauna, die sich von der übrigen unterdevonischen Fauna stark unterscheidet.

6. Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W. (1936): Erl. geol.-Kte. Preußen u. ben. deutsch. L., Lfg. **329**, Bl. Mayen: 47 S.; Berlin.
- ALBERTI, G. K. B. (1969): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. I. — Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **520**: 1—692, 52 Taf., 55 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1970): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. II. — Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **525**: 1—233, 20 Taf., 20 Abb., 4 Tab.; Frankfurt a. M.
- ALBERTI, H. (1968): Trilobiten (Proetidae, Otarionidae, Phacopidae) aus dem Devon des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges (Beitrag I). — Beih. Geol. Jb., **73**: 147 S., 31 Abb., 8 Tab., 25 Taf.; Hannover.
- ASSELBERGHS, E. (1927): Siegenien, Siegenerschichten, Hunsruckschiefer et Taunusquarzit. — Bull. soc. belge Géol., **36**: 206—222, Taf. 3; Bruxelles.
- (1946): L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. — Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, **14**: 598 S., 121 Abb., 10 Taf.; Louvain.

- BEHR, J., & DIENST, P. (1936): ALEXANDER FUCHS. — Jb. preuss. geol. L.-A. für 1935, **56**: 22 S., 1 Bild; Berlin.
- BERGSTRÖM, J. (1969): Remarks on the appendages of trilobites. — *Lethaia*, **2**: 395–414, 6 Abb.; Oslo.
- (1973): Organization, life, and systematics of trilobites. — *Fossils and Strata*, **2**: 1–69, Taf. 1–5; Oslo.
- BEYRICH, E. (1875): Bemerkungen über die Fauna des Hunsrückschiefers; Protokoll der Sitzung vom 13. August 1875. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **27**: 732; Berlin.
- BIRENHEIDE, R. (1971): Beobachtungen am „Scheinstern“ *Mimetaster* aus dem Hunsrück-Schiefer. — *Senckenbergiana lethaea*, **52**, 77–91; Frankfurt a. M.
- BRASSEL, G. (1968): Wer kauft eine Schiefergrube? — *Kosmos*, **64**: 363–366, 4 Abb.; Stuttgart.
- & BERGSTRÖM, J. (1974): Die Anatomie der Phacopiden des Hunsrückschiefers im Präparat. — *Natur u. Museum*, **104**: 344–349, 10 Abb.; Frankfurt a. M.
- — (1978): Der Trilobit *Parahomalonotus planus*, ein Homalonotide aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. — *Geol. Jb. Hessen*, **106**; Wiesbaden.
- & KUTSCHER, F. (1969): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 26. Der „Scheinstern“ *Mimetaster hexagonalis* (GÜRICH 1931). — *Mz. naturw. Arch.*, **8**: 181–192, 1 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- — & STÜRMER, W. (1971): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 33. Erste Funde von Weichteilen und Fangarmen bei Tentaculiten. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **60**, HEINZ-TOBIEN-Festschrift: 44–50, 3 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BREDDIN, H. (1957): Tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation im Gebiet von St. Goarshausen (Rheinisches Schiefergebirge). — *Decheniana*, **110**: 289–350, 8 Abb., 5 Taf.; Bonn.
- BROILI, F. (1928): Ein Trilobit mit Gliedmaßen aus dem Unterdevon der Rheinprovinz. — *Sber. math.-nat. Abt. bayer. Akad. Wiss.*, Jg. 1928: 71–82, 1 Taf., 1 Abb.; München.
- (1928): Crustaceenfunde aus dem rheinischen Unterdevon. — *Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.*, Jg. 1928: 197–204, 1 Abb., 2 Taf.; München.
- (1929): Beobachtungen an neuen Arthropodenfunden aus dem Hunsrückschiefer. — *Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.*, Jg. 1929: 253–280, 5 Taf., 6 Abb.; München.
- (1930): Weitere Mitteilungen über die Fauna des rheinischen Unterdevon. — *Sber. math.-nat. Abt. bayer. Akad. Wiss. München*, Jg. 1930: 15*; München.
- (1930): Weitere Funde von Trilobiten mit Gliedmaßen aus dem rheinischen Unterdevon. — *N. Jb. Mineral. usw.*, **64**, Beil. Bd., B: 293–306, Taf. 22, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1930): Ein neuer Nahecaride aus den Hunsrückschiefern. — *Cbl. Mineral. usw.*, Jg. 1930, B: 247–251, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1932): *Palaeoisopus* ist ein Pantopode. — *Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.*, Jg. 1932: 45–60, 3 Taf., München.
- (1933): Ein zweites Exemplar von *Cheloniellon*. — *Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.*, Jg. 1933: 11–32, 3 Taf., 7 Abb.; München.
- DACQUÉ, E. (1936): Versteinertes Leben. 132 S., 48 Taf.; Berlin/Zürich.
- DECHEN, H. VON (1884): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen sowie einiger angrenzenden Gegenden. **2**: I–XXI, 1–933; Bonn.
- DEWALQUE, G. (1891): Sur quelques fossiles des ardoises de Warmifontaine (Neufchâteau). — *Bull. Ann. Soc. Géol.*, **18**: LXI–LXXI; Liège.
- EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H.-G., & KÜMMERLE, E. (1968): Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. Nr. 5913 Presberg, 2. Aufl., 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. geol. L.-Amt. Bodenforsch.*, **14**: 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.

- ERBEN, H. K. (1952): Beitrag zur Gliederung der Gattung *Proetus* STEIN., 1831 (Trilobitae). — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **94**: 5–48, 3 Taf., 12 Abb., 1 Beil.; Stuttgart.
- FATH, J. (1953): Bundenbach im Hunsrück und seine „Figuren“. — Aufschluß, **4**: 34–36, 6 Abb.; Roßdorf bei Darmstadt.
- FRAAS, E. (1910): Der Petrefakten-Sammler. — Schr. deutsch. Lehrerver. Naturk., **25**: 249 S., 72 Taf., 139 Abb.; Stuttgart.
- FRECH, F. (1889): Ueber das rheinische Unterdevon und die Stellung des „Hereyn“. — Z. dt. geol. Ges., **41**: 175–287; Berlin.
- (1897–1902): Lethaea geognostica oder Beschreibung und Abbildung der für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten Versteinerungen. I. Theil. Lethaea palaeozoica, **2**. Band: 788 S., 35 Taf., 6 Kten., 551 Abb.; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1899): Das Unterdevon der Loreleigegend. — Jb. nass. Ver. Naturk., **52**: 1–96, 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1907): Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercoblensschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des Rheinischen Unterdevons. — Z. dt. geol. Ges., **59**: 96–119, 2 Abb.; Berlin.
- (1915): Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). I. Teil. Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleigegend. — Abh. preuss. geol. L.-A., N. F., **79**: 81 S., 18 Taf.; Berlin.
- (1930): Er. geol. Kte. Preußen u. ben. deutsch. Länder, Lfg. **288**: Bl. Bad Schwalbach: 70 S.; Berlin.
- GEIB, K. (o. J.): Allgemeine Erdgeschichte des Kreises, zugleich ein Führer durch die erdgeschichtliche Abteilung des Heimatmuseums. Führer durch das Heimatmuseum, Öffentlicher Anzeiger für den Kreis Kreuznach; 192 S., 2 Pläne; Bad Kreuznach.
- (o. J.): Versteinerungen des Hunsrückschiefers. — Lichtbildreihen der Landesstelle Rheinland-Pfalz, A 24: 23 S.; Koblenz.
- GOSSELET, M. J. (1885): Note sur le taunusien dans le bassin du Luxembourg, et particulièrement dans le golfe de Charleville. — Ann. soc. Géol. du Nord, 1884–1885, **12**: 333–363; Lille.
- GREBE, H., in DUNKER, W. (1884): Beschreibung des Bergreviers Coblenz II. — 87 S.; Bonn.
- GROOS, H., & JAHNKE, H. (1970): Bemerkungen zu unterdevonischen Beyrichien (Ostracoda) aus dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz. — Göttinger Arb. Geol. Paläont., **5**, H. MARTIN-Festschrift: 37–48, 5 Abb., 1 Taf.; Göttingen.
- GROSS, W. (1934): Über *Allolepis longicornis* und *Brachydirus scaber*. — Cbl. Mineral., B, 1934: 232–233; Stuttgart.
- GÜRICH, G. (1931): *Mimaster hexagonalis*, ein neuer Kruster aus dem unterdevonischen Bundenbacher Dachschiefer. — Palaeont. Z., **13**: 204–237, 11 Abb.; Berlin.
- GUTHÖRL, P. (1943): Das Leben im Dachschiefermeer des Hunsrücks. — Saarbrücker Bergmannskal., **71**: 106–117, 33 Abb.; Saarbrücken.
- HAAS, W. (1970): Zur Phylogenie und Systematik der Asteropyginae und Beschreibung einiger neuer Arten (Phacopacea, Trilobita). — Senckenb. lethaea, **51**: 97–131, 4 Taf., 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- HARRINGTON, H. J. (1959): General description of Trilobita. In Treatise on Invertebrate Paleontology, Part O, Arthropoda 1: 038–0117, Abb. 27–85; Lawrence, Kansas.
- HAYER, M. M. L. (1971): Bundenbach een zwarte wereld. — gea, **4**: 6–9, Abb. 1–5; Amsterdam.
- HEDGPETH, J. W. (1955): Pycnogonida. In MOORE: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part P, Arthropoda 2: P 163–P 170, Abb. 117–121, Lawrence, Kansas.
- (1955): *Palaeoisopus*. In MOORE: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part P, Arthropoda 2: P 171–P 173, Abb. 123; Lawrence, Kansas.
- (1954): On the Phylogeny of the Pycnogonida. — Acta zool., **35**, S. 193–213, 9 Abb., 1 Tab.; Stockholm.
- HELFFER, H. (1932): Pantopoda, Nachtrag, Ferdinand Broilis Entdeckungen fossiler Pantopoden: 67–72, Abb. 53–55. In: Handbuch der Zoologie, III, 2, (4); Berlin.

- HENNIG, E. (1922): Arthropoden-Funde aus den Bundenbacher Schiefen (Unter-Devon). — *Palaeontogr.*, **64**: 131—145, 1 Abb., Taf. 32—34; Stuttgart.
- HOLZAPFEL, E. (1893): Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. — *Abh. preuß. geol. L.-A., N. F.*, **15**: 124 S., 16 Taf., 5 Abb., 1 geol. Übersichtskte.; Berlin.
- (1904): *Erl. geol. Kte. Preußen u. ben. Bundesstaaten 1:25000, Lfg. 111*, Bl. St. Gornshausen: 32 S.; Berlin.
- HOPSTÄTTER, H. (1972): Neue Forschungen im Bereiche des Hunsrückeschiefers. — *Hunsrück Heimatbl.*, **12**: 603—606, 1 Abb.; Simmern.
- KAYSER, E. (1880): Über *Dalmanites rhenanus*, eine Art der *Hausmanni*-Gruppe, und einige andere Trilobiten aus den älteren rheinischen Dachschiefern. — *Z. dt. geol. Ges.*, **32**: 19—23, Taf. 3; Berlin.
- KLAGES, O. (1955): Die versteckten Fossilien von Bundenbach. — *Aufschluß*, **6**: 66—69, 6 Abb.; Roßdorf bei Darmstadt.
- KOCH, C. (1880): Über das Vorkommen von *Homalonotus*-Arten in dem rheinischen Unterdevon. — *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf.*, **37** (4. F.: 7. Jg.), *Corr.-Bl.*: 132—141; Bonn.
- (1881): Über die Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten zwischen Taunus und Westerwald. — *Jb. preuß. geol. L.-A. für 1880*: 190—242, Taf. 6; Berlin.
- (1883): Monographie der *Homalonotus*-Arten des Rheinischen Unterdevon. — *Abh. geol. Spec.-Kte. Preußen u. Thür. St., (IV)*, **2**: XXX + 85 S., 1 Atlas; Berlin.
- KUHN, O. (1933): Die unterdevonischen Schiefer von Bundenbach. — *Natur u. Kultur*, **30**: 127—130, 6 Abb.; Innsbruck-Wien-München.
- (1961): Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer. — *Die Neue Brehm-Bücherei*, **274**: 48 S., 45 Abb.; Wittenberg, Lutherstadt.
- KUTSCHER, F. (1931): Zur Entstehung des Hunsrückeschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **81**, 177—232, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1933): Fossilien aus dem Hunsrückeschiefer I. — *Jb. preuß. geol. L.-A. für 1933*, **54**: 628—641, 1 Abb., Taf. 34; Berlin.
- (1934): Über eine Fauna im Hunsrückeschiefer des Hahnenbachtals. — *Z. dt. geol. Ges.*, **86**: 141—145, 1 Abb.; Berlin.
- (1937): Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückeschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung. — *Jb. preuß. geol. L.-A. für 1936*, **57**: 186—237, 9 Abb.; Berlin.
- (1941): Die Fauna von Berresheim bei Mayen. — *Jb. Reichsst. Bodenforsch. für 1940*, **61**: 56—67, Taf. 14; Berlin.
- (1963): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückeschiefers. 3. Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik von Hunsrückeschieferfossilien. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 74—86, Taf. 9—11; Wiesbaden.
- (1964): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückeschiefers. 7. Spülsäume in Schichten der Kaisergrube von Gemünden. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 261—264, Taf. 15; Wiesbaden.
- (1965): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückeschiefers. 8. *Phacops ferdinandi* KAYSER und sein Verbreitungsgebiet in der Hunsrückeschieferfazies. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **93**: 19—37, 2 Abb., Taf. 3—4; Wiesbaden.
- (1965): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückeschiefers. 9. *Weinbergina opitzi* RUD. & E. RICHTER in den Dachschiefergruben von Bundenbach. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **93**: 38—46, 2 Abb., Taf. 5; Wiesbaden.
- (1966): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückeschiefers. 16. Ostracodenvorkommen im Hunsrückeschiefer. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 371—372; Wiesbaden.
- (1967): Die museale Darstellung von Hunsrückeschiefer-Fossilien mit modernen Präparationsmethoden und Röntgendiagnostik. — *Museumskunde*, 1967/2: 66—75, 8 Abb.; Berlin.

- (1969): EMANUEL KAYSER und der Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., **97**: 391—394; Wiesbaden.
 - (1970): Der Hunsrückschiefer-Kalender. Das Leben im Hunsrückschiefer-Meer vor 350 Mill. Jahren. Jung u. Co., Bad Kreuznach.
 - (1970): Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers. Erinnerungen an WALTHER MAXIMILIAN LEHMANN. — Aufschluß, **19**. Sh.: 87—100, 14 Abb.; Heidelberg.
 - (1970): Vor 350 Millionen Jahren. Leben im Hunsrückschiefer-Meer. Mappe mit 17 Blättern Hunsrückschiefer-Fossilien und Erläuterungen; Bad Kreuznach.
 - (1970): 100 Jahre Hunsrückschieferforschung. — Bl. Mosel, Hochwald, Hunsrück, 1970: 118—125, 3 Abb.; Bernkastel-Kues.
 - (1970): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 27. *Palaeopantopus maucheri* BROILLI und *Palaeoisopus problematicus* BROILLI. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 19—29, 3 Abb., Taf. 3; Wiesbaden.
 - (1970): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 29. Beispiel einer Fossilfalle im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf., **98**: 261—263, Taf. 17; Wiesbaden.
 - (1971): FERDINAND BROILLI, der bisher erfolgreichste Bearbeiter von Hunsrückschiefer-Fossilien. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 383—389; Wiesbaden.
 - (1971): Der Hunsrückschiefer — ein Forschungs- und Volksobjekt. — Der Hunsrück, II/1971: 135—147, 8 Abb.; Bernkastel-Kues.
 - (1971): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 31. Die Verbreitung der Crustaceengattung *Nahecaris* JAEKEL im Hunsrückschiefer-Meer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 30—42, 4 Abb., Taf. 4; Wiesbaden.
 - (1971): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 32. *Palaeoscorpilus devonicus*, ein devonischer Skorpion. — Jb. nass. Ver. Naturk., **101**: 82—88, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
 - (1974): *Phacops ferdinandi* KAYSER 1880 häufigstes Fossil des Hunsrückschiefers. — B. Mosel, Hochwald, Hunsrück, Jg. 1974: 9—15, 7 Abb.; Bernkastel-Kues.
 - (1974): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 38. Weitere Arthropodenfunde im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 5—24, 9 Abb.; Wiesbaden.
- LEHMANN, W. M. (1932): Stereo-Röntgenuntersuchungen als Hilfsmittel bei der Untersuchung von Versteinerungen. — Natur u. Museum, **62**, 323—330, 12 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1934): Röntgenuntersuchung von *Asteropyge* sp. BROILLI aus dem rheinischen Unterdevon. — N. Jb. Mineral. usw., Beil. Bd. **72**, B: 1—14, 2 Abb., Taf. 1; Stuttgart.
 - (1938): Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **27**: 16—24, Taf. 3—8; Stuttgart.
 - (1939): Neue Beobachtungen an Versteinerungen aus dem Hunsrückschiefer. — Abh. preuß. Akad. Wiss., Jg. 1939, Nr. 13: 17 S., 7 Taf.; Berlin.
 - (1940): Ein Bronteide aus dem Hunsrückschiefer. — Zbl. Mineral. usw., Jg. 1940, B: 310—314, 2 Abb.; Stuttgart.
 - (1941): Die Fauna des Hunsrückschiefers. — Rhein. Heimatpflege, **13**: 16—26, 11 Abb.; Düsseldorf.
 - (1944): *Palaeoscorpilus devonicus* n. g. n. sp., ein Skorpion aus dem rheinischen Unterdevon. — N. Jb. Mineral etc., Mh., 1944, B: 177—185; Stuttgart.
 - (1955): *Vachonia rogeri* n. g. n. sp. ein Branchiopod aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. — Palaeont. Z., **29**: 126—130, Taf. 11—12, 2 Abb.; Stuttgart.
 - (1956): Notiz über Namensänderung. *Vachonisia* nov. gen. anstatt *Vachonia*. — Paläont. Z., **30**: 225; Stuttgart.
 - (1956): Beobachtungen an *Weinbergina opitzi* (Merost., Devon). — Senck. leth., **37**: 67—77; Frankfurt a. M.
 - (1959): Neue Entdeckungen an *Palaeoisopus*. — Paläontol. Z., **33**: 96—103, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

- (1956): Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefeln. — Aufschluß, **3**. Sonderheft, Vom Hunsrück zum Westrich: 63—74, 20 Abb.; Roßdorf bei Darmstadt.
- LEIDHOLD, C. (1913): Über ein Vorkommen von Fossilien in den Hunsrückschiefeln der Gegend nördlich von Oberstein. — Cbl. Mineral. usw., 1913: 652—655; Stuttgart.
- LEPPLA, A. (1904): Erl. geol. Kte. Preußen u. ben. Bundesstaaten, Lfg. **111**, Bl. Caub: 34 S.; Berlin.
- (1904): Erl. geol. Kte. Preußen u. ben. Bundesstaaten 1:25 000, Lfg. **111**, Bl. Algenroth: 22 S.; Berlin.
- LEPSIUS, R. (1883): Das Mainzer Becken geologisch beschrieben. Festschrift zur Feier des 50jährigen Bestehens der Rheinischen Naturforschenden Gesellschaft in Mainz. 181 S., 1 geol. Kte.; Darmstadt.
- (1887—1902): Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. Erster Teil: Das westliche und südliche Deutschland. — Handb. deutsch. Landes- u. Volksw., **1**: 800 S., 1 geol. Kte., 1 Taf., 136 Prof.; Stuttgart.
- LINDEMANN, B. (1914): Die Erde, **2**, Geologie der deutschen Landschaften: 368 S., 4 Farbdrucktaf., 20 Taf., 317 Abb.; Stuttgart.
- LUDWIG, R. (1872): Die Dachschiefer von Laurenburg-Balduinstein an der Lahn und von Kaub-Lorch am Rhein. — Notizbl. Ver. Erdk. u. mittelrhein. geol. Ver., (III) **11**, Nr. 123: 33—38; Darmstadt.
- MAURER, F. (1882): 5. Beiträge zur Gliederung der rhein. Unterdevon-Schichten. — N. Jb. Mineral. usw., Jg. 1882, **1**: 1—40; Stuttgart.
- (1886): Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon aus meiner Sammlung zum Nachweise der Gliederung zusammengestellt. 55 S., 1 Profiklte.; Darmstadt.
- MITTMEYER, H. G. (1966): Zur Frage der faziellen Hunsrückschiefer-Untergliederung im südwestlichen Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). — Z. dt. geol. Ges., Jg. 1964, **116**: 804—808, 1 Abb.; Hannover.
- MOSEBACH, R. (1952): Mineralbildungsvorgänge als Ursache des Erhaltungszustandes der Fossilien des Hunsrück-Schiefers. — Paläont. Z., **25**: 127—138, Taf. 7, 1 Tab.; Stuttgart.
- NÖRING, F. K. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **192**: 96 S., 9 Taf., 11 Abb.; Berlin.
- OPITZ, R. (1931): Aus der Urgeschichte des Hunsrückbodens. — Kosmos, **28**, 55—62, 5 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1932): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. 224 S., 170 Abb.; Birkenfeld.
- (1934): Tektonische Untersuchungen im Bereich der unterdevonischen Dachschiefer südöstlich vom Idarwald (Hunsrück). — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1934, **55**: 219—257, 14 Abb., Taf. 14—18; Berlin.
- (1935): Lebensbilder aus dem Hunsrückschiefer-See. — Natur u. Museum, **65**: 504—509, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- RICHTER, E. (1936): Ein *Proetus* im Hunsrückschiefer (Tril., Devon). — Senckenbergiana, **18**: 79—82, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- RICHTER, R. (1931): Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana, **13**: 299—342, 16 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1934): Das Werden der Heimat in Bildern. — Natur u. Volk, **64**: 3—9, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1941): Fährten als Zeugnisse des Lebens auf dem Meeres-Grunde. — Senckenbergiana, **23**: 218—260, 17 Abb.; Frankfurt a. M.
- & E. (1929): *Weinbergina opitzi* n. g. n. sp., ein Schwerträger (Merost., Xiphos.) aus dem Devon (Rheinland). — Senckenbergiana, **11**: 193—209, 4 Abb., Frankfurt a. M.
- ROLFE, W. D. J. (1969): Phyllocarida: R 296—331. In R. C. MOORE: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R, Arthropoda 4.
- SANDBERGER, F. VON (1889): Über die Entwicklung der unteren Abtheilung des devonischen Systems in Nassau, verglichen mit jener in anderen Ländern. Nebst einem

- paläontologischen Anhang. — Jb. nass. Ver. Naturk., **42**: 1–107, 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- SCHLÜTER, C. (1881): Über *Cryphaeus limbatus* von Bundenbach. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., **38**: Sber. 77–78; Bonn.
- SDZUY, K. (1957): Bemerkungen zur Familie Homalonotidae. — Senck. leth., **38**: 275–290, 1 Taf., 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- SEILACHER, A. (1955): Spuren und Lebensweise der Trilobiten. In SCHINDEWOLF & SEILACHER, Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt-Range (Pakistan). — Akad. Wiss. u. Literatur, Abh. math.-naturw. Kl., Jg. 1955, Nr. 10: 342–372, 5 Abb., Taf. 16–21; Mainz.
- (1959): Vom Leben der Trilobiten. — Die Naturwissenschaften, **46**: 389–393, 5 Abb.; Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- (1960): Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 88–106, 13 Abb., Taf. 12–13; Wiesbaden.
- (1962): Form und Funktion des Trilobiten-Daktylus. — Pal. Z., H. SCHMIDT-Festband: 218–227; Taf. 24–25, 2 Abb.; Stuttgart.
- & HEMLEBEN, C. (1966): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 14. Spurenfauuna und Bildungstiefe der Hunsrückschiefer (Unterdevon). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 40–53, 5 Abb., Taf. 2–4; Wiesbaden.
- SIMPSON, S. (1940): Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf. Stratigraphie und Tektonik mit einem Beitrag zur Hunsrückschiefer-Frage. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **447**: 81 S., 8 Taf., 10 Tab., 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1951): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jahrb. für 1949, **65**: 299–380, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- STÖRMER, L. (1940): Studies on trilobite morphology. Part I. The thoracic appendages and their phylogenetic significance. — Norsk. geol. tidsskr., **19**: 143–237, 35 Abb., 12 Taf.; Oslo.
- (1944): On the relationships and Phylogeny of fossil and recent Arachnomorpha. — Skr. ut. Norske Videnskaps — Acad. Oslo, I. mat.-Naturv. Kl., No. **5**: 158 S., 30 Abb.; Oslo.
- (1951): Studies on Trilobite morphology. Part III. The ventral cephalic structures with remarks on the zoological position of the trilobites. — Norsk. geol. Tidssk., **29**: 108–157, 14 Abb., 4 Taf.; Oslo.
- STRUVE, W. (1958): Beiträge zur Kenntnis der Phacopacea (Trilobita, 3): *Treveropyge* n. gen. und *Comura* (*Delocare*) n. subgen. (Asteropyginae). — Senck. leth., **39**: 227–234, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- STÜRMER, W. (1969): X-ray Examination of Palaeontological Objects. — Electromedica, 2/1969: 49–50, 5 Abb.; Erlangen.
- (1969): Röntgenuntersuchung an paläozoischen Präparaten. — Electromedica, 2/1969: 48–50, Abb. 1–5; Erlangen.
- (1970): Soft parts of Cephalopods and Trilobites: Some surprising results of x-ray examinations of Devonian slates. — Science, **170**: 1300–1302, 5 Fig.; New York.
- (1970): Die Röntgenaufnahme in der Paläontologie. — Umschau in Wissenschaft und Technik, Heft 18/1970: 577–578, 4 Bilder; Frankfurt a. M.
- (1970): Einige Ergebnisse moderner Arbeitsmethoden in der Paläontologie. — Wiss. Beil. Jber. 1969/70 Kronberg-Gymnasium Aschaffenburg: 6 S., 4 Abb.; Aschaffenburg.
- (1970): Versteinerungen mit Röntgen-Augen gesehen. Das neue Erlangen, Heft **22**: 1640–1647, Abb. 1–8; Erlangen.
- (1973): Neue Ergebnisse der Paläontologie durch Röntgenuntersuchungen. — Die Naturwiss., **60**: 407–411, 6 Abb.; Berlin. Heidelberg. New York.
- (1974): Röntgenstrahlung und Paläontologie. — Electromedica, Heft 2/1974: 43–46: 6 Bilder; Erlangen.

- & BERGSTRÖM, J. (1973): New discoveries on trilobites by X-rays. — *Paläont. Z.*, **47**: 104—141, 6 Abb., Taf. 16—24; Stuttgart.
- TASCH, P. (1969): Branchiopoda: R 128—R 191. In R. C. MOORE: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R, Arthropoda 4*.
- THOMAS, A. T. (1977): Classification and Phylogeny of Homalonotid trilobites. — *Palaeontology*, **20**: 159—178, Taf. 23—24; London.
- TOMCZYKOWA, E. (1975): The trilobite subfamily *Homalonotinae* from the upper Silurian and lower Devonian of Poland. — *Acta Palaeontologica Polonica*, **20**: 3—46, 6 Taf., 9 Fig., 6 Tab.; Warszawa.
- TRAQUAIR, R. H. (1905): The lower devonian fishes of Gemünden. — *Transact. roy. soc. Edinburgh*, **40**: 723—739, 7 Taf.; Edinburgh.
- VOLGER, O. (1860): *Teleosteus primaevus*, VOLGER. Erste Spur eines Gräthen-Fisches im Übergangsgebirge aus den Rheinischen Dachschiefern von Caub. — 1. Ber. Offenbacher Ver. Naturk. über seine Tätigkeit von seiner Gründung am 10. März 1859 bis zum 13. Mai 1860: 37—57, 1 Taf.; Offenbach 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, 5 Abb., Taf. 13—19; Wiesbaden.
- (1971): An eye that looked upon the world 400 million years ago. — *New scientist*, **49**, no. 735: 597, 2 Abb.; London.
- (1971): Röntgenfotografie, het binnenste buiten. — *gea*, **4**: 18—20, 6 fotos; Amsterdam.
- (1977): Schöne Welt Kabinett, Erdgeschichte hierzulande (2); Schiefergrau und schwarz wie Kohle. — *Schöne Welt*, **20** Oktoberheft: 8—9, 4 Abb.; München.
- Siemens (o. J.): Röntgenaufnahmen von Fossilien aus dem Rheinischen Schiefergebirge Bildmappe mit 8 Röntgenaufnahmen. Röntgenaufnahmen von Prof. Dr. Dr. WILHELM STÜRMER, Siemens AG.
- siemens presseinformation (1971): Röntgen-Expedition in die Urzeit. Nr. **10**: 7 S., 5 Abb.; München.

Manuskript eingegangen am 20. 12. 1977

Geol. Jb. Hessen	106	S. 53-115	9 Abb.	12 Tab.	Taf. 6	Wiesbaden 1978
------------------	-----	-----------	--------	---------	--------	----------------

Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg

(Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I-V,
Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WERNER BUGGISCH, ARNOLD RABIEN und GERNOT HÜHNER*

Kurzfassung: In der Eibacher und der Nanzenbacher Spezialmulde der W-Dillmulde werden 9 Profile von oberdevonischen Schichtfolgen im Hangenden der Dillenburg Schichten (ab Grenzbereich Untere/Mittlere Adorf-Stufe) beschrieben und in Profilsäulen dargestellt. Biostratigraphische Einstufungen mit Hilfe der Conodonten- und Ostracoden-Chronologie gestatten eine stratigraphische Parallelisierung und einen Vergleich der Fazies und der Mächtigkeiten zwischen den Profilen und innerhalb der Oberdevon-Stufen.

Fazies und Mächtigkeit sind deutlich korreliert: 5 geringmächtige karbonatische Profile auf dem Eibacher Lagerzug repräsentieren die Schwellen-Fazies der Tiefschwellen mit einer geringsten Mächtigkeit von rd. 3 m und einer größten Mächtigkeit von rd. 15 m durch Einlagerung von roten und grünrauen Tonschiefern der Cypridinschiefer-Fazies (= Schwellen/Becken-Übergangsfazies). Die Profile am NW- und SE-Flügel der Nanzenbacher Mulde und vom NW-Flügel der Eibacher Mulde W Eibach bestehen aus Tonschiefer- und Sandsteineinfolgen der typischen Becken- oder Cypridinschiefer-Fazies; mit der Abnahme der Feinsand- und Siltsteineinlagerungen und der Zunahme des Karbonatgehaltes gehen die Sedimentmächtigkeiten von rd. 300 m (NW-Flügel Nanzenbacher Mulde), über rd. 200 m (Kanzelstein) auf rd. 100 m (W Eibach) zurück. Das Mächtigkeitsverhältnis zwischen Schwellen- und Becken-Fazies ist max. ca. 1:100!

Die Verteilung der Fossilien in den einzelnen Profilen und Fundschichten wird in 10 Bestimmungstabellen dargestellt; neben den Profilsäulen sind die ermittelten biostratigraphischen Zonen und stratigraphischen Stufen angegeben. In 4 Profilen konnten Conodonten- und Ostracoden-Zonen verglichen werden. Das führte teils zu einer Bestätigung, teils zu einer Verbesserung der bisherigen Kenntnisse: Einsetzen der Ob. *E. serratostrata-nehdensis*-Zone (früher *serratostrata/intercostata*-Zone) bereits in der Unt. *Pal. marginifera*-Zone. Im Hemberg/Dasberg-Grenzbereich ergaben sich Schwierigkeiten bei der Parallelisierung der verschiedenen biostratigraphischen Zonen und Stufengrenzen; die Ursachen werden diskutiert; in einer Vergleichstabelle sind die stratigra-

* Dr. W. BUGGISCH, Geol.-Paläont. Institut der Technischen Hochschule Darmstadt, Schnittspahnstraße 9, 6100 Darmstadt.

Dr. A. RABIEN und Berg.-Ing. G. HÜHNER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

phischen Stufen und die biostratigraphischen Zonen des Oberdevons aufgrund der bisherigen Kenntnisse gegenübergestellt.

[Biostratigraphic Correlation and Comparison of Facies of Upper Devonian Basin and Rises Profiles (Conodont and Ostracod Chronology, Upper Devonian I—V, Dill Syncline, Rheinisches Schiefergebirge)]

Abstract: 9 profiles of Upper Devonian strata, stratigraphically above the Dillenburg Formation near the boundary Lower/Middle Adorfian Stage, in the western Dill Syncline are described and illustrated as columnar sections. Biostratigraphic age determination, fixed by means of conodonts and ostracods, permits stratigraphic correlation and a comparison of the facies and thicknesses of the Upper Devonian stages and zones in the respective 9 geological sections.

Facies and thicknesses exhibit significant correlation; 5 sections, consisting of reduced, mainly calcareous sequences, were sedimentated on the submarine volcanic ridges of the „Eibach-Lagerzug“ („Roteisenstein-Grenzlager“, a submarine exhalative sedimentary red ironstone deposited near the Middle/Upper Devonian boundary). They are interpreted as deposits formed on submarine rises („Schwellen“) in deeper water („Tiefschwellen“) of the Dill trough. The thicknesses range from about 3 m up to 15 m, latter ones resulting from intercalations of red and greenish-grey shales of ostracod slate facies („Cypridinen-schiefer“ Facies), i. e. transition from rise to basin („Becken“) facies.

The profiles on the northwestern and southeastern limb of the Nanzenbach Special Syncline and on the northwestern limb of the Eibach Special Syncline consist of red and greenish-grey shales, with intercalations of fine-grained sandstones, siltstones, and thin beds of calcareous mudstones or lines of calcareous nodules. These sequences, which are considered to have been deposited in deeper marine basins, represent the typical ostracod slate facies.

With the decrease of the sand- and siltstones and the increase in the carbonate contents, thicknesses of the Upper Devonian sequences are reduced from about 300 m (northwestern limb of the Nanzenbach Special Syncline) to 200 m (Kanzelstein) or even to about 100 m (west of Eibach). The ratio of the thicknesses of rise facies to the nearby located basin facies is, at its maximum, about 1:100.

The distribution of fossils in each section and layer is shown in 10 tables. The biostratigraphic zones and stratigraphic stages are marked next to the columnar sections. In 4 profiles conodonts and ostracods occur together and can be correlated biostratigraphically. The results partly confirm and partly improve existing knowledge.

The Upper *Entomozoe serratostrata-nehdensis* Zone (formerly named *serratostrata/intercostata* Zone) already begins in the Lower *Palmatolepsis marginifera* Zone. Correlation between the different biostratigraphic zones (ammonoid, conodont, ostracod zones) near the boundary Hemberg/Dasberg Stage proved to be difficult. The reasons for this are discussed. The stratigraphic stages and the biostratigraphic zones of the Upper Devonian are presented in a correlation chart according to the present state of knowledge.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorwort	55
2. Lage des Untersuchungsgebietes	55
3. Erforschungsgeschichte	57
4. Benutzte Abkürzungen	58
5. Beschreibung der geologischen Profile	58
5.1. Profil am Kanzelstein (Prof. 1)	58
5.2. Profil W Eibach (Prof. 2)	59
5.2.1. Profil am SE-Hang vom Neulsberg (Prof. 2a)	62
5.2.2. Profil der Mineralwasserbohrung Eibach (Prof. 2b)	68

5.3. Profil E Neue Mühle (Prof. 3)	73
5.4. Profil im Stbr. am Schafstall E Eibach (Prof. 4)	76
5.5. Profil im Gemeindesteinbruch E Eibach (Prof. 5)	81
5.6. Profil Diana (Prof. 6)	91
5.7. Profil Elise (Prof. 7)	99
6. Stratigraphischer und fazieller Vergleich der Becken- und Schwellen-Profile. . .	102
7. Anmerkungen zur Parellelisierung der Conodonten-, Ostracoden- und Cephalopoden-Chronologie	108
8. Liste der bestimmten Conodonten	110
9. Schriftenverzeichnis	112

1. Vorwort

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme auf den Blättern Dillenburg und Oberscheld sind zur Klärung stratigraphischer und tektonischer Fragen auch die Schichtfolgen in der Umgebung von Eibach biostratigraphisch untersucht worden. Als Folge großer, vulkanisch bedingter Reliefunterschiede am Meeresboden sind hier auf engem Raum im Oberdevon Sedimente abgelagert worden, die sich in ihren faziellen Merkmalen und Mächtigkeiten stark unterscheiden. Ziel der Arbeit war es, durch feinstratigraphische Profilaufnahmen und biostratigraphische Einstufung der Schichtfolgen festzustellen, was für Sedimente und wieviel Sedimentmaterial in den einzelnen Oberdevon-Stufen an den verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes abgelagert wurden, um aufgrund der Unterschiede von Fazies und Mächtigkeit Rückschlüsse auf die Paläogeographie ziehen zu können. Außerdem wurde versucht, die Parellelisierungsmöglichkeiten zwischen der Conodonten- und Ostracoden-Chronologie zu verbessern.

Arbeitsteilung: Die Aufnahmen der Prof. 1, 2, 2a, 2b, 3, 5 und 8 erfolgten durch RABIEN und HÜHNER, der Prof. 4 und 7 durch BUGGISCH und des Prof. 6 durch die Autoren gemeinsam. Die Profildarstellungen sind von HÜHNER konstruiert und entworfen worden. Die Conodonten bearbeitete BUGGISCH, die Ostracoden und einige andere Fossilien bestimmte RABIEN.

Belegmaterial: Das paläontologische und petrographische Belegmaterial sowie die Dünn- und Anschliffe von den beschriebenen Profilen werden in der paläontologisch-stratigraphischen und mineralogisch-petrographischen Sammlung des HLFB in Wiesbaden hinterlegt.

Danksagung: Die Autoren danken Herrn Prof. Dr. HANS HENTSCHEL (Wiesbaden) für Dünnschliffbestimmungen von Diabas- und Tuffitproben, Herrn Dr. CLAUDIUS DIETER CLAUSEN (Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld) für die Bestimmung einiger Cephalopoden aus dem Prof. 6 (Diana) und Herrn Prof. Dr. HANS-JOACHIM LIPPERT (Wiesbaden) für Hinweise und Durchsicht des Manuskriptes.

2. Lage des Untersuchungsgebietes

Geographische Lage: Die in dieser Arbeit beschriebenen Profile liegen E der ehemaligen Kreisstadt Dillenburg im Grenzbereich der Blätter 5215 Dillenburg und 5216 Oberscheld der TK 25 in der Umgebung von Eibach und Oberscheld (Abb.1). Diese beiden früher selbständigen Gemeinden sind im Zuge der Gebiets-

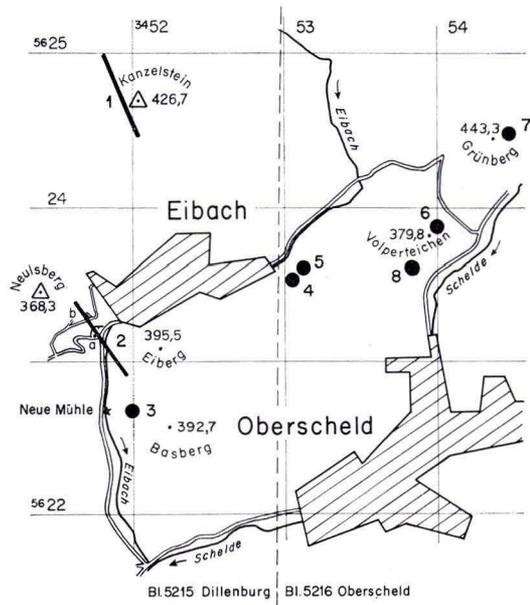


Abb. 1. Lage der beschriebenen Profile im Grenzbereich der Blätter 5215 Dillenburg und 5216 Oberscheld. Maßstab 1:50 000. 1. Profil am Kanzelstein, 2. Profil W Eibach mit den Teilprofilen: 2a Profil am SE-Hang vom Neulsberg und 2b Mineralwasserbohrung Eibach, 3. Profil E Neue Mühle, 4. Profil im Stbr. am Schafstall E Eibach, 5. Profil im Gemeindesteinbruch E Eibach, 6. Profil Diana, 7. Profil Elise, 8. Steinbruch Beuerbach. (Bei Profil 2 sind a und b in der Abbildung vertauscht!)

reform zu Stadtteilen von Dillenburg geworden. Zur Vereinfachung der Lokalisierungen wird in dieser Arbeit bei Ortsangaben weiterhin nur von Eibach und Oberscheld gesprochen, zumal diese beiden Ortsnamen seit über 100 Jahren in der geowissenschaftlichen Literatur als Fundpunkte von Fossilien oder zur Bezeichnung von geologischen und lagerstättenkundlichen Einheiten genannt worden sind: Eibacher Lagerzug, Eibacher Mulde, Oberschelder Lagerzug, Oberschelder Schwellenkomplex. Der Bohransatzpunkt des Profiles 2b (= Pkt. 2b der Abb.1) befindet sich nur 1,7 km NE vom Hauptbahnhof Dillenburg entfernt.

Geologische Lage: Das Untersuchungsgebiet liegt in der westlichen Dillmulde und gehört zum Bereich der Nanzenbacher und Eibacher Spezialmulden, die KEGEL (1934a: 531—532, Abb.1) am NW-Rand der Dillmulde ausgeschieden und benannt hatte. Die meisten der in dieser Arbeit beschriebenen Profile (Prof. 2—7) befinden sich auf dem NW-Flügel der südwestlichen bis mittleren Eibacher Mulde. Die Schichtfolgen des Prof. 2 bilden die SE-Flanke des Sattels von Gloria-Victoria, einem Spezialsattel des Dillener Sattelkomplexes (s. LIPPERT 1970; LIPPERT in LIPPERT et al. 1970: 384—387, Abb. 9, Beibl. 1 und 3). Die Prof. 3—7 gehören dem Eibacher Lagerzug an. Das Prof. 3 liegt in einem Pingenzug auf der Rinzenberg-Schuppe, einem spezialgefalteten und zerscherten Schuppensattel am NW-Flügel der Eibacher

Mulde. Die Prof. 4 und 5 wurden in 2 benachbarten Steinbrüchen aufgenommen, die zur Kalksteingewinnung im Hangenden des Roteisensteinlagers „Aschengarten“ angelegt worden waren und seit langer Zeit aufgelassen sind (s. KAYSER & LOTZ 1907 b). Das Prof. 6 liegt im alten Tagebau der Grube Diana, der zum Roteisensteinzug Beuerbach-Volpertseichen-Diana-Beilstein gehört. Das Prof. 7 steht in einer Pingel des Lagers „Elise“ an. Auf die oberdevonischen bis tief unterkarbonischen Profile im Steinbruch Beuerbach (Abb. 1 Pkt. 8) wird nur im Zusammenhang mit den Devon/Karbon-Grenzschiefern verwiesen.

Die Schichtfolgen des Profils am Kanzelstein (Prof. 1) liegen am NW-Flügel des Kanzelstein-Sattels, der das NE-Ende des abtauchenden Dillenburg Sattelkomplexes bildet; damit gehört das Prof. 1 bereits zum SE-Flügel der Nanzenbacher Mulde.

Bei den Prof. 3—8 handelt es sich um geringmächtige karbonatische Schwellenprofile, die auf den Schalsteinschwellen des Eibacher Lagerzuges im Oberdevon sedimentierten. Die relativ mächtigen tonig-sandigen Sedimente der Prof. 1 und 2 sind hingegen typisch für die oberdevonische Beckenfazies der westlichen Dillmulde.

Paläogeographisch gehören die Prof. 3—7 zum NW-Rand des Oberschelder Schwellenkomplexes, die Prof. 1—2 zu dem unmittelbar vorgelagerten Becken des Dilltroges, der infolge des submarinen Vulkanismus der Givet- und älteren Adorf-Zeit morphologisch reich gegliedert war. Die Ablagerungsräume der hier beschriebenen Becken- und Schwellenprofile lagen ursprünglich weiter auseinander; die Entfernungen zwischen den Gesteinsfolgen beider Faziesräume sind im Zuge der Schuppen tektonik, Faltung und Schieferung um einen unbekanntem Betrag in NW—SE-Richtung verringert worden.

3. Erforschungsgeschichte

Seit der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts wird die westliche Dillmulde in geowissenschaftlichen Schriften behandelt und das Gebiet von Eibach und Oberscheld hauptsächlich wegen seiner Roteisensteinlagerstätten und der Fossilien aus den Cephalopoden-Kalken angeführt. Eine vollständige Geschichte und Bibliographie der geologischen und paläontologischen Literatur, die sich mit diesem Gebiet befaßt, würde über den Rahmen der Arbeit hinausgehen. Soweit sich ältere Literaturangaben auf eines der in dieser Arbeit beschriebenen Profile oder auf dessen nähere Umgebung lokalisieren lassen, werden diese Angaben bei den Profilbeschreibungen im Absatz „Erforschungsgeschichte“ zitiert; sie brauchen daher hier nicht wiederholt zu werden.

Als wichtigste Stadien der jüngeren geologischen Erforschungsgeschichte des Untersuchungsgebietes seien nur kurz folgende geologische und paläontologische Arbeiten sowie geologische Karten aufgeführt: KAYSER (1907), KAYSER & LOTZ (1907 a und b), MATERN (1931), KEGEL (1934 a, b), LIPPERT (1951 b, 1953, 1970), KREBS (1959 a; 1960 a, b) und LIPPERT et al. (1970). Ferner sei darauf verwiesen, daß von LIPPERT und RABEN in LIPPERT et al. (1970) über alle oberdevonischen und tieferunterkarbonischen stratigraphischen Einheiten, die im Untersuchungsgebiet vorkommen, Angaben zur Erforschungsgeschichte bei den einzelnen Schichtgliedern gemacht werden und daß die geowissenschaftliche Literatur in einem 24seitigen Schriftenverzeichnis zusammengestellt ist.

4. Benutzte Abkürzungen

Brg.	Bohrung	Prof.	Profil
Bl.	Blatt	R H	Rechtswert Hochwert
Fp.	Fundpunkt	Seht.	Schicht im Sinne von Schicht-
Fs.	Fundschieht		packen oder Bank
GK 25	Geol. Kt. 1:25 000	ss	Schichtungs-s, Schichtung
HLfB	Hessisches Landesamt für Bodenforschung	Slg.	Sammlung
OK	Oberkante	Stbr.	Steinbruch
P.	Höhenspunkt der TK 25	TK 25	Topograph. Kt. 1:25 000
Pkt.	Lagepunkt auf Abb. 1	UK	Unterkante

5. Beschreibung der geologischen Profile

5.1. Profil am Kanzelstein (Prof. 1)

Lage: Die Gesteinsfolgen des Profils am Kanzelstein (Prof. 1 in Abb. 1 und 2) sind an den Wegböschungen und auf den Wegsohlen am W-Hang und N vom Kanzelstein mehr oder weniger gut aufgeschlossen. Zur Profilaufnahme diente vor allem die Böschung des obersten Hangweges SW, W und NW vom Gipfel. Die Basis des aufgenommenen Profils liegt an der Wegkreuzung rd. 200 m SSW P. 426,7. Auf der GK 25 Bl. 5215 Dillenburg (LIPPERT 1970) und auch auf der neuesten Ausgabe der TK 25 von 1975 ist der oberste Hangweg nur bis zur Wegkurve 280 m SW P. 426,7 eingezeichnet. Der weitere Verlauf nach NE ist dem Lageplan 1:20 000 in RABIEN & SCHRICKE (1966, Abb. 1: Fp. 543—545) zu entnehmen. Die Oberkante des Profils ist an den Wegböschungen rd. 300 m NNE und NNW P. 426,7 aufgeschlossen.

Erforschungsgeschichte: Die geologische Erforschungsgeschichte des Kanzelstein-Gebietes ist bereits von RABIEN (in RABIEN & SCHRICKE 1966: 282—283, 293) dargestellt worden. Nach der geologischen Aufnahme von LIPPERT (1970) handelt es sich bei der geologischen Struktur des Kanzelstein-Sattels (sensu RABIEN in RABIEN & SCHRICKE 1966: 293) um das spezialgefaltete und zerschuppte NE-Ende des Dillenburg Sattels (LIPPERT in LIPPERT et al. 1970: 384—387, Abb. 9, Beibl. 1 und geol. Kt.). Das hier beschriebene Profil liegt am N-Flügel des abtauchenden Dillenburg Sattels bzw. auf dem S-Flügel der Nanzenbacher Mulde.

Schichtenfolge: Soweit die Aufschlußverhältnisse erkennen lassen, liegt offenbar eine durchgehende, tektonisch ungestörte Schichtfolge von den Tonschiefern der höheren Mittleren Adorf-Stufe bis zu den Liegenden Alaunschiefern des Unterkarbons II vor. Schuppung und Spezialfaltung setzen am Kanzelstein erst S des Profils ein (RABIEN & SCHRICKE 1966: 282—293; LIPPERT 1970). Die Profilmächtigkeit von rd. 275 m konnte allerdings nur aufgrund der Ausstrichbreiten der einzelnen Gesteins horizonte und ihrem Einfallen berechnet werden. Bei den unten angeführten Mächtigkeitsangaben handelt es sich daher nur um ungefähre Werte. Ein Vergleich mit der Schichtfolge vom N-Flügel der Nanzenbacher Mulde zeigt, daß die oberdevonischen Gesteinsfolgen des N- und S-Flügels nach der Fazies gut übereinstimmen und lediglich am S-Flügel etwas geringere Mächtigkeit aufweisen (RABIEN 1970: 158, Abb. 4 Prof. 5; 165, Abb. 5 Prof. 8; RABIEN & SCHRICKE 1966: 293—300).

Im folgenden wird die im Prof. 1 der Abb. 2 dargestellte Schichtenfolge nur kurz gekennzeichnet. Nähere Angaben zur Gesteinsausbildung sind den entsprechenden Abschnitten in LIPPERT et al. (1970) zu entnehmen: S. 127—134, 156—179, 196—214 und 241—247 (RABIEN), 255—258 (LIPPERT) und 360—365 (HENTSCHEL).

Hangendes: Diabas, körnig, intrusiv

6 m	Tonschiefer, schwarz, mit Phosphoritknollen. Liegende Alaunschiefer, Unterkarbon II α
14 m	Tonschiefer, grüngrau, unten mit Einlagerungen von feinkörnigem Sandstein, Hangenberg-Schiefer, Grenzbereich Devon/Karbon
26 m	Diabas, körnig, intrusiv
51 m	Tonschiefer, grüngrau, mit Sandsteinbänken wechsellagernd. Dasberg- bis Wocklum-Stufe
6 m	Diabas, körnig, intrusiv
18 m	Tonschiefer, grüngrau, wechsellagernd mit Sandsteinbänken. Dasberg- bis Wocklum-Stufe
50 m	Tonschiefer, rotbraun, mit dünnen grünen Lagen. Ob.-Nehden- bis Hemberg-Stufe
48 m	Wechsellagerung von grüngrauem, gelblich verwittertem Sandstein und graugrünen, untergeordnet rotbraunen Tonschiefern. Nehden-Stufe.
38 m	Diabas, körnig, intrusiv
10 m	Tonschiefer, grüngrau, mit Sandsteineinlagerungen. Mittl. bis Ob. Adorf-Stufe
8 m	Diabas, körnig, intrusiv

Liegendes: Überschiebungsbahn
Tonschiefer und Sandstein der Adorf-Stufe

Biostratigraphie: Nähere Angaben über die biostratigraphische Einstufung der im Profil vorkommenden Gesteinsproben sind folgenden Abschnitten in LIPPERT et al. (1970) zu entnehmen: S. 129—141, 145—147, 152—156, 163—169, 179—185, 214—217 und 247—249 (RABIEN) und 258—259 (LIPPERT).

5.2. Profil W Eibach (Prof. 2)

Lage: Das „Profil W Eibach“ (Abb. 2 Prof. 2; Ausschnitte: Abb. 3 und 4) liegt am W-Ortsrand von Eibach, (Abb. 1 Prof. 2). Zur Profilaufnahme dienten die Weg- und Straßenböschungen sowie der aufgelassene Rotschiefersteinbruch am SE-Fuß des Neulsberges und die Böschung des mittleren Hangweges am W-Hang des Eibergeres. Für den tieferen Teil der Schichtenfolge (Ob. Mitteldevon bis tiefe Nehden-Stufe) konnte außerdem eine Kernbohrung (Mineralwasserbohrung) herangezogen werden, die im Rotschiefersteinbruch rd. 450 m SE P. 368,3 niedergebracht worden ist (s. LIPPERT et al. 1970: 497, Brg. 100).

Erforschungsgeschichte: KEGEL (1934a: Taf. 32 Prof. 11; 1934b: 19, 20) veröffentlichte aufgrund seiner Neukartierung des Blattes Dillenburg die erste profilmäßige Darstellung der oberdevonischen Schichtenfolge in der Eibacher Mulde W Eibach. KREBS (1960a: 226—227, Abb. 2—3, Fossillisten Nr. 1, 4—5) stufte 4 Fundpunkte aus dem näheren Bereich des Profils mit Hilfe von Conodonten in die Adorf- und Nehden-Stufe sowie in das Unterkarbon II ein. RABIEN (1970: 127, Fp. 9, 141; Fp. 33—34; 169, Fp. 51—52; 185, Fp. 53—56; 227, Fp. 30; Abb. 3 Prof. 6) führte von dort mehrere bio-

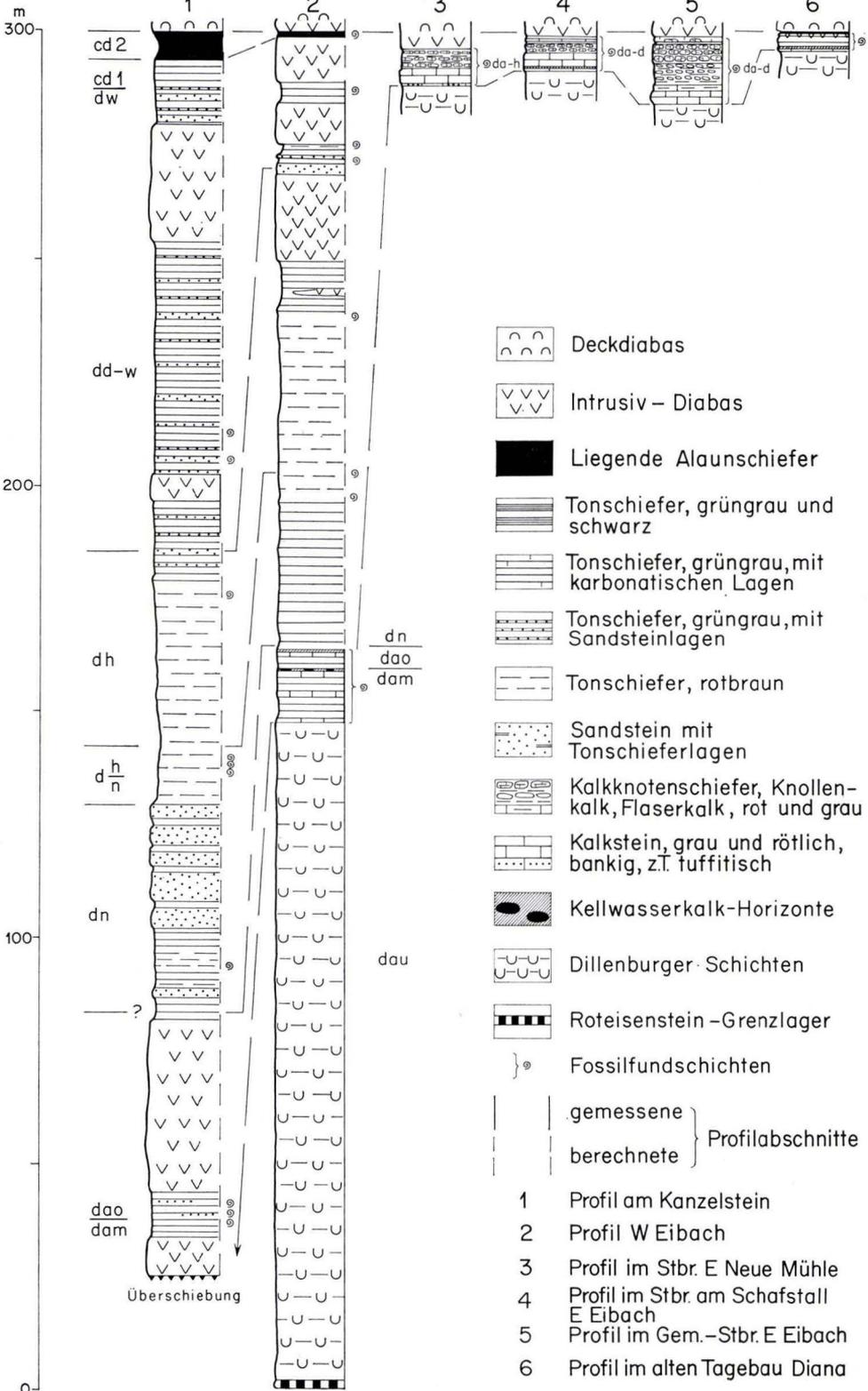
stratigraphisch eingestufte Fundpunkte der Adorf-, Nehden-, Hemberg- und Dasberg- bis Wocklum-Stufe an; außerdem erfolgte eine profilmäßige Darstellung der Adorf-Schichtenfolge aufgrund von Wegaufschlüssen NW vom Rotschiefersteinbruch. BUGGISCH (1972: 58, Fp. Eb; Tab. 6, Taf. 13 Prof. Eb) untersuchte den Kellwasserkalk aus diesem Profil im Rahmen seiner Dissertation über die Kellwasserkalke.

Schichtenfolge: Aufgrund der oben angeführten Aufschlüsse zwischen dem Neulsberg und dem Eiberg sowie der Kernbohrung im Rotschiefersteinbruch wird nachfolgend die gesamte Schichtenfolge vom Roteisenstein-Grenzlager an der Wende Mittel-/Oberdevon bis zu den Liegenden Alaunschiefern des Unterkarbons II α dargestellt und beschrieben (Abb. 2 Prof. 2). Soweit die Aufschlüsse auf beiden Seiten des Eibachtales im Profilbereich einen Schluß zulassen, scheint eine durchgehende, von größeren streichenden Störungen oder Spezialfaltung freie Schichtfolge vorzuliegen.

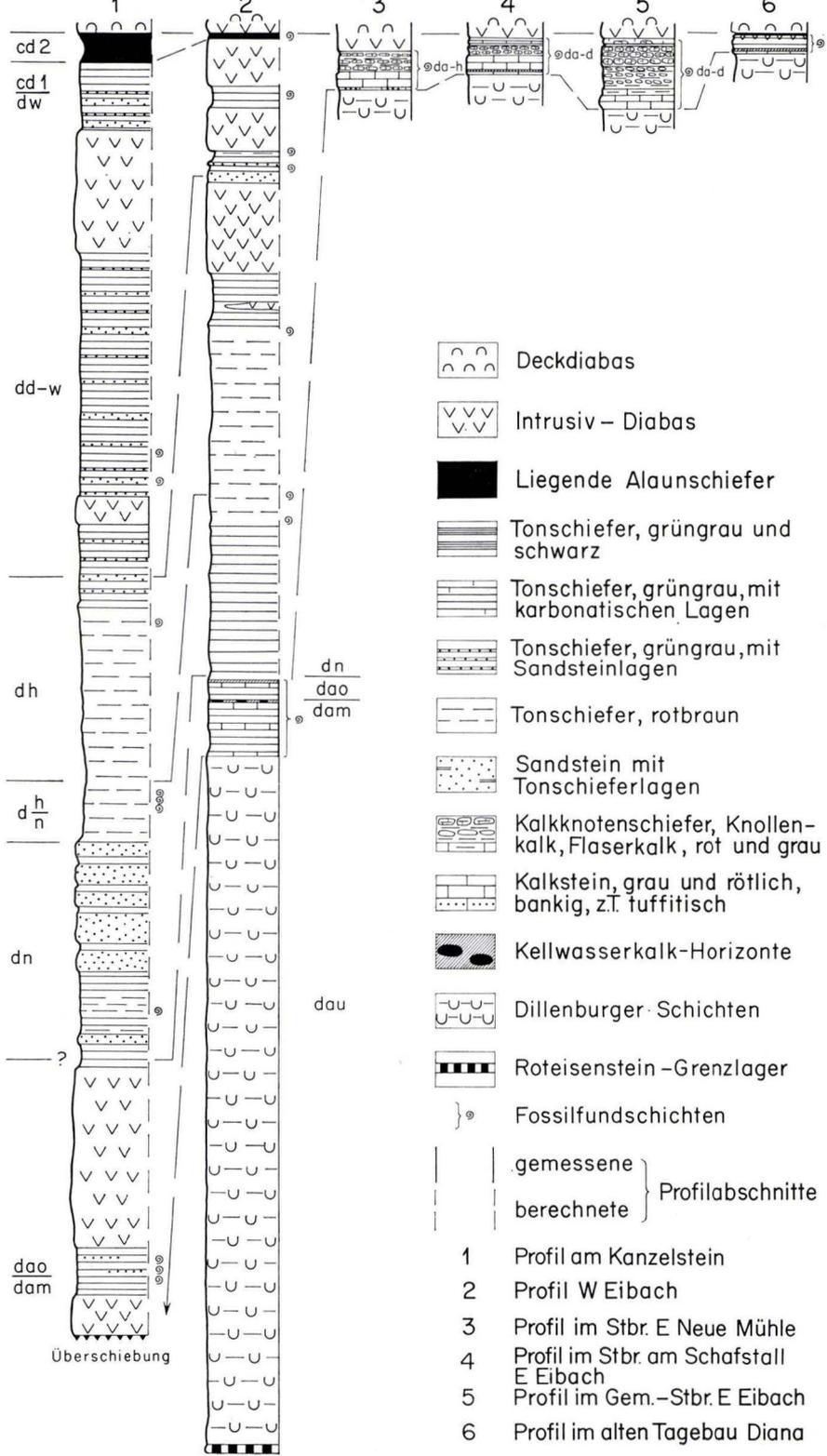
Bei den Mächtigkeitsangaben ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Nehden- und Hemberg-Schichten nicht durchgehend aufgeschlossen sind, so daß ihre Mächtigkeiten nur nach den Ausstrichbreiten und dem Einfallen der Schichten berechnet werden konnten. Eine genauere Darstellung der Schichtenfolgen vom Grenzbereich Untere/Mittlere Adorf-Stufe bis zur Grenze Adorf-/Nehden-Stufe wird weiter unten gegeben: Prof. 2 a) Wegprofil SE-Hang Neulsberg (Abb. 3) und Prof. 2 b) Ausschnitt aus der Mineralwasserbohrung Eibach (Abb. 4).

Hangendes: Diabas, dicht bis feinkörnig, Pillow-Lagen, Erguß-Diabas, „Deckdiabas“, Unterkarbon II	
ca. 18 m	Diabas, körnig, intrusiv
ca. 1 m	Tonschiefer, schwarz, mit Phosphoritknollen und Conodonten. Liegende Alaunschiefer, Unterkarbon II (KREBS, 1960a: 223, Fp. 11)
ca. 10 m	Diabas, körnig, intrusiv, Einlagerungen von Tonschiefer, grüngrau, ähnlich Hangenberg-Schiefer
ca. 5 m	Tonschiefer, grüngrau und dunkelgrau, gelblich verfärbte Lagen mit verwittertem FeS ₂ . Schiefer ähnlich den Hangenberg-Schiefern der Devon/Karbon-Grenzschieften. Conodonten-Funde bei 50 cm über UK: Fs. 1
9 m	Diabas, körnig, intrusiv
1,2 m	Tonschiefer, rotbraun, Conodonten: Fs. 2
3 m	Tonschiefer, grüngrau, mit wenigen dünnen Sandsteineinlagerungen (RABIEN 1970: 217, 227, Fp. 30). Zusätzliches, schlecht erhaltenes, tektonisch deformiertes Fossilmaterial aus dem Bereich 0,5–1,5 m über UK: Fs. 3
2,5 m	Sandstein, feinkörnig, mit Wulstung, dünne grüngraue Tonschiefer-einlagerungen
19 m	Diabas, körnig, intrusiv
ca. 11 m	Tonschiefer, grüngrau, mit rotbraunen Tonschiefer-einlagerungen
ca. 40 m	Tonschiefer, rotbraun. Nehden- bis Hemberg-Stufe

Abb. 2. Gegenüberstellung der oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profile bei Eibach. Lage der Profile s. Abb. 1. Spezialprofile s. Abb. 3–9. Stratigraphische Symbole: da = Adorf-Stufe (dau, dam, dao = Untere, Mittlere, Obere Adorf-Stufe), dn = Nehden-Stufe, dh = Hemberg-Stufe, dd = Dasberg-Stufe, dw = Wocklum-Stufe, cd1 = Unterkarbon I, cd2 = Unterkarbon II.



m
300
200
100
0



- ca. 5—30 m Tonschiefer, grüngrau. Adorf/Nehden-Grenzbereich bis Unt. Nehden-Stufe. (Nach Bohrprofil, s. Abb. 4, nur ca. 5 m, nach Ausstrichbreite am SE-Hang des Neulsberges ca. 30 m Mächtigkeit)
- ca. 16 m Ton- und Mergelschiefer, vorwiegend grüngrau, untergeordnet schwarz; Einlagerung von Kalkstein, dicht, blaugrau, selten schwarz (Kellwasserkalk), dünnplattig und linsig. Adorf-Stufe, s. Abb. 3
- Liegendes: ca. 145 m Tuff, Tuffit, Tonschiefer, grüngrau und schwarz. Dillenburger Schichten, Unt. Adorf-Stufe, Roteisenstein-Grenzlager-Zone

Biostratigraphie: Zur biostratigraphischen Einstufung der Schichtenfolge diente eine Reihe von Fundpunkten, die in der näheren Umgebung der Profillinien liegen und bereits oben im Absatz „Erforschungsgeschichte“ unter KREBS (1960a) und RABIEN (1970) aufgeführt worden sind. Eine genauere zonenmäßige Einstufung erfolgte in den stratigraphischen Abschnitten, die vom Wegprofil am Neulsberg (Prof. 2a) und der Mineralwasserbohrung (Prof. 2b) erfaßt sind: Abb. 3, Tab. 1—2 und Abb. 4, Tab. 3.

Bei der Profilaufnahme konnten außerdem unterhalb der Liegenden Alaunschiefer (die bereits durch die KREBSSchen Conodonten-Funde eingestuft worden waren) in den Tonschiefern zwischen den höchsten Intrusivdiabasen aus 3 Fundschichten einige schlecht erhaltene Conodonten, Ostracoden und Makrofossilreste gefunden werden. Lage der Fundschichten siehe oben bei der Schichtenfolge; h = häufig, sh = sehr häufig.

- Fs. 1: *Palmatolepis gracilis* ssp. indet.
Spathognathodus ? sp.
- Fs. 2: *Bispathodus* sp. (3)
Palmatolepis perlobata schindewolfi (h)
Palmatolepis gracilis gracilis (5)
Polygnathus styriacus ?
Spathognathodus sp.
Wahrscheinlich *Pol.-styriacus*- bis Unt. *Bisp.-costatus*-Zone
- Fs. 3: *Richterina* (*R.*) *striatula* (Reinh. RICHTER) (30; sh)
Maternella dichotoma (PAECKELMANN) ? (2)
Posidonia (*Guerichia*) sp. [*venusta* vel *venustiformis* ?] (10; sh)
Lingula subparallela G. & F. SANDBERGER ? (1)
Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL (1)
Dasberg- bis Wocklum-Stufe

5.2.1. Profil am SE-Hang vom Neulsberg (Prof. 2a)

Lage: Die Schichtenfolge dieses Profils (Abb. 3) wurde an der Böschung des Weges aufgenommen, der oberhalb (NW) vom Rotschiefersteinbruch am SE-Hang des Neulsberges entlang führt. Von der Weggabel bei 280 m SE P. 368,3 bis zur Weggabel bei 380 m SE P. 368,3 sind hier an der Wegböschung die Dillenburger Schichten und die Tonschiefer und Kalksteine der Adorf- bis Unt. Nehden-Stufe mehr oder weniger gut aufgeschlossen (ss 50—55/30—35 SE).

Erforschungsgeschichte: Dieses Profil wurde in stark vereinfachter Form von RABIEN (1970: 141, Fp. 33; Abb. 3 Prof. 6) und BUGGISCH (1972: Taf. 13 Prof. Eb) dargestellt. Die hier in Abb. 3 wiedergegebene Schichtenfolge und die in Tab. 1—2 aufgeführten Bestimmungen beruhen auf Profilaufnahmen und Fossilauflösungen die bereits 1964 von RABIEN und HÜHNER durchgeführt worden waren.

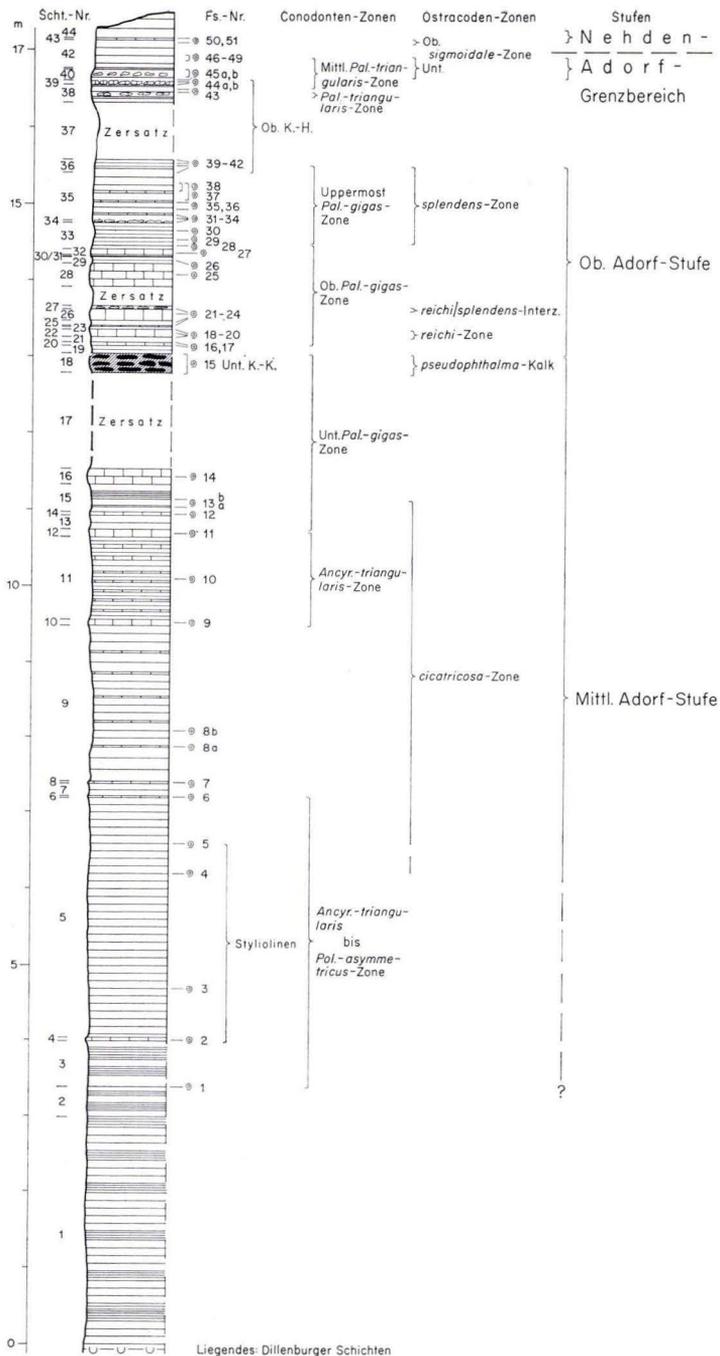


Abb. 3. Schichtenfolge und Biostratigraphie des Prof. 2a am SE-Hang vom Neulsberg W Eibach. Ausschnitt des Prof. 2 von Abb. 2 im Hangenden der Dillenburg Schichten und im Liegenden der Nehden-Tonschiefer. Unt. K.-K. = Unterer Kellwasserkalk, Ob. K.-H. = Oberer Kellwasserkalk-Horizont.

Schichtenfolge: Die Schichtenfolge im Hangenden der Dillenburger Schichten ist der Abb. 3 zu entnehmen. Die Schichten 2—16, 19—27, 28—36 und 38—44 waren an der Wegböschung so gut aufgeschlossen, daß ihre Mächtigkeiten unmittelbar durchgemessen werden konnten. Bei den Schichten 1, 17 zwischen 27 und 28 und Schicht 37 konnte wegen größerer Schuttbedeckung oder starkem Zersatz die Mächtigkeit nur berechnet werden. Kleinere tektonische Störungen sind in diesen Profilabschnitten nicht auszuschließen. Die biostratigraphische Abfolge der Conodonten- und Ostracoden-Zonen zeigt aber, daß größere Schichtlücken im Profil nicht vorhanden sind.

Hangendes: Tonschiefer, graugrün. Untere Nehden-Stufe

- ca. 1 m Tonschiefer, grüngrau und graugrün, gelblich verwitternd, z. T. karbonatisch, mit dünnen Lagen von dunkelgrauem und schwarzem, feinschichtigem Tonschiefer besonders in der unteren Hälfte (z. B. Scht. 41 = 2 cm mächtige Schwarzschieferlage). Im unteren Teil (Scht. 38—40) Einlagerung von Kalkstein, blaugrau, linsig, 1—2 cm mächtig, in Scht. 39 max. 5—7 cm mächtige Kalksteinlinsen mit dunkelbraunen Verwitterungsrinden. Grenzschichten Ob. Adorf-/Unt. Nehden-Stufe.
- ca. 0,5—1,4 m Horizont zersetzter Schiefer (Scht. 37). Etwa 5 m Aufschlußlücke an der Wegböschung. Aufgrund der anstehenden Schwarzschiefer im Liegenden (Scht. 36 oben), von Böschungsesteinen und der stratigraphischen Lage im Profil kann geschlossen werden, daß hier der Ob. Kellwasserkalk-Horizont liegt, der in der W-Dillmulde durch eine 40—180 cm mächtige Einlagerung von meist stark verwitterten, dunkelgrauen bis schwarzen, bituminösen Tonschiefern gekennzeichnet ist (KREBS & RABIEN 1964: 82, 87, 98, Taf. 7 Abschn. 5 Scht. 43; RABIEN 1970: 126, Abb. 3 Prof. 2, 3, 5 und 6)
- 1,2 m Ton- und Mergelschiefer, dunkelgrüngrau, gelbgrün und gelbbraun verwitternd, feinschichtig, mit fossilreichen, karbonatischen, dünnen Lagen, stark verwittert, an der Obergrenze in Scht. 36 in feinschichtige Schwarzschiefer übergehend. Einlagerung weniger Kalksteinbänke und Kalksteinlinsen von 1—3 cm Mächtigkeit. Ob. Adorf-Stufe, Scht. 33—36
- 1,4 m Kalkstein (überwiegend)/Tonschiefer-Wechsellagerung: Kalkstein, blaugrau, braun verwitternd, dünnplattig bis mittelbankig, Bankmächtigkeiten 1—30 cm; Tonschiefer, graugrün, grüngrau und dunkelgrau, z. T. mit karbonatischen Feinschichten. Unterhalb von Bank 28 eine Zersatzzone von ca. 25 cm Profilmächtigkeit, kleine tektonische Störung oder Querkluft: 135/65 NE. Ob. Adorf-Stufe, Scht. 19—32
- ca. 0,25 m Kalkstein, schwarz, dicht, bituminös, linsig, eingelagert in zu braunem Mulm zersetzten Schwarzschiefern. (Kalksteinlinsen im Zersatz freigeschürft, genaue Lagerungsverhältnisse nicht feststellbar.) Unt. Kellwasserkalk, höherer Teil, *pseudophthalma*-Kalk, oberste Mittl. Adorf-Stufe, Scht. 18
- ca. 1—1,5 m Stark verwitterter Tonschieferschutt. Etwa 6 m Aufschlußlücke an der Wegböschung ergeben nach dem Streichen und Einfallen der Schichten im Liegenden und Hangenden etwa 1—1,5 m Profilmächtigkeit (Scht. 17). Der tiefgründige Zersatz der Schichtenfolge wird wahrscheinlich durch die in diesem Profilabschnitt vorkommenden, FeS₂-reichen Schiefer des Unt. Kellwasserkalk-Horizontes bewirkt (s. hangende Scht. 18)
- 2 m Tonschiefer (überwiegend)/Kalkstein-Wechsellagerung: Tonschiefer, grüngrau und schwarz, feinschichtig, z. T. karbonatisch; Kalkstein, blaugrau, dicht, dünnplattig bis dünnbankig, Bankmächtigkeiten 1—20 cm (Scht. 10 = 7 cm, 12 = 10 cm und 16 = 20 cm). Adorfer Schiefer, Mittl. Adorf-Stufe, Scht. 10—16

- 5,5 m Ton- und Mergelschiefer, grüngrau, gelblich verwitternd; Einlagerung von dünnplattigem Kalkstein, blaugrau, dicht, calcilititisch, gelbbraun verwitternd, Bankmächtigkeiten 1–3 em, max. 4 em (Scht. 4). Adorfer Schiefer, Mittl. Adorf-Stufe, Scht. 4–9
- ca. 4 m Tonschiefer, graugrün, Einlagerung von schwarzen, feinschichtigen Tonschieferlagen. Bänderschiefer im Grenzbereich Unt./Mittl. Adorf-Stufe, Scht. 1–3

Liegendes: Dillenburg Schichten

Fossilien und Biostratigraphie: Die Fossilbestimmungen und biostratigraphischen Einstufungen vom Prof. 2a sind in den Tab. 1–2 zusammengestellt; eine Gegenüberstellung der Conodonten- und Ostracoden-Zonen enthält die rechte Seite der Abb. 3.

Die tiefsten Conodonten-Fundschichten (Tab. 1 Fs. 1, 2 und 6) lassen sich nicht genau einer bestimmten Conodonten-Zone zuweisen, da die 4 sicher oder fraglich vorkommenden Conodonten-Arten von der Mittl. *Polygnathus-asymmetricus*-Zone bis zur *Palmatolepis-gigas*-Zone verbreitet sind. Das Fehlen der erst mit Fs. 9 einsetzenden und für die *Ancyrognathus-triangularis*-Zone leitenden Conodonten spricht dafür,

Tab. 1. Conodonten und nachgewiesene Conodonten-Zonen im Profil am SE-Hang von Neulsberg (Prof. 2a); det. BUGGISCHE. Grenzbereich Unt./Mittl. Adorf-Stufe bis Ob. Adorf-Stufe (Abb. 3). ? Bestimmung unsicher; ● Kalksteinprobe; ■ Schieferprobe; ○ Kalksteinprobe, cf.-Bestimmung; □ Schieferprobe, cf.-Bestimmung.

Conodonten-Zonen nach ZIEGLER 1971	Mittl. <i>Poly-asymmetricus</i> - bis <i>Ancyrognathus</i> - <i>triangularis</i> -Zone		<i>Ancyrognathus</i> - <i>triangularis</i> -Zone		Untere (lower) <i>Palmatolepis</i> - <i>gigas</i> -Zone		Obere <i>Palmatolepis</i> - <i>gigas</i> - Zone										Pal.- <i>triangularis</i> -Zone		Mittlere <i>Palmatolepis</i> - <i>triangularis</i> -Zone		Pal.- <i>triangularis</i> -Zone										
	1	2	6	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	21	22	23	24	25	27	(uppermost)	31	37	38	40	41	43	44a	44b	45a	48b	
<i>Palmatolepis punctata</i>	?																														
<i>Pal. proversa</i>	□																														
<i>Ancyrodella gigas</i>	●																														
<i>Palmatolepis subrecta</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Ancyrognathus triangularis</i>				●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Ancyrodella nodosa</i>				●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Ancyrodella ioioides</i>				●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Ancyrodella curvata</i>				○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Palmatolepis unicornis</i>				●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Pal. gigas</i>				○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Ancyrognathus asymmetricus</i>										●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>																															
<i>Palmatolepis triangularis</i>																										■	●	●	●	●	■
<i>Pal. subperlobata</i>																										●	●	●	●	●	●
<i>Pal. delicatula delicatula</i>																										●	●	●	●	●	●
<i>Pal. delicatula clarki</i>																										○	○	○	○	○	○
<i>Icriodus cornutus</i>																										○	○	○	○	○	○

daß die Fs. 1, 2 und 6 noch der Mittleren bis Oberen *Pol.-asymmetricus*-Zone angehören.

Die Conodonten der Fs. 9—41 belegen durchgehend die von ZIEGLER (1962, 1971) aufgestellten Conodonten-Zonen von der *Ancyrognathus-triangularis*-Zone bis zur höchsten („uppermost“) Oberen *Palmatolepis-gigas*-Zone.

Innerhalb der *Palmatolepis-triangularis*-Zone läßt sich wegen zu geringer Conodonten-Funde in den Fs. 43, 45b und 48 nicht mit Sicherheit angeben, in welche Subzonen der *Pal.-triangularis*-Zone die Fundschichten gehören.

Zu den übrigen Fossilbestimmungen und den in Prof. 2a nachgewiesenen Ostracoden-Zonen (Tab. 2) ist folgendes anzumerken: Die Proben aus den tiefsten in Tab. 2 aufgeführten Fundschichten enthalten massenhaft schlecht erhaltene Styliolinen in unregelmäßiger Einbettung. In den jüngeren Fundschichten kommen nur noch Tentaculiten der Gattung *Homotenus* häufig bis massenhaft vor; auf zahlreichen Proben, besonders auf denen der Oberen Adorf-Stufe (Fs. 17—40), übertrifft ihre Häufigkeit die der Ostracoden. In der Fs. 42 wurden nur 2 und in Fs. 48 noch 3 Exemplare festgestellt.

Infolge der ungünstigen Fundumstände im tiefen Teil des Profils (s. oben Schichtenfolge) kann nicht entschieden werden, ob das erste Vorkommen der Leitart *Bertillonella (Rabienella) cicatricosa* in Fs. 5 (fraglich bereits in Fs. 4) tatsächlich das chronologische Einsetzen dieser Art wiedergibt; Styliolinen und *B. (R.) cicatricosa* haben wahrscheinlich einen größeren biostratigraphischen Überschneidungsbereich, als es in Tab. 2 Fs. 5 zum Ausdruck kommt (s. dazu auch RABIEN 1970: 136).

Die Obergrenze der *cicatricosa*-Zone liegt, in Übereinstimmung mit anderen Profilen im Rheinischen Schiefergebirge, unterhalb der Grenze Mittlere/Obere Adorf-Stufe bzw. Untere/Obere *Pal.-gigas*-Zone. *B. (R.) cicatricosa* kommt bis Fs. 12 noch massenhaft vor, auf den Proben von Fs. 13 wurde nur noch 1 Exemplar und in Fs. 15 (= Unterer Kellwasserkalk) keines mehr gefunden.

Der Kellwasserkalk der Fs. 15 ist durch das massenhafte Auftreten von *Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalma* gekennzeichnet. Es dürfte sich daher in Übereinstimmung mit dem unten beschriebenen Profil Nr. 6 (Diana, Fs. 7) und den biostratigraphischen Verhältnissen am locus typicus des Kellwasserkalkes (RABIEN 1970: 124) um den höheren Teil des Unteren Kellwasserkalk-Horizontes handeln („*pseudophthalma*-Kalk“). Ob im Prof. 2a auch noch der tiefere, durch *Entomoprimitia nitida* charakterisierte Teil des Unteren Kellwasserkalkes ausgebildet ist, konnte wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse in diesem Profilschnitt nicht geklärt werden (s. oben Schichtenfolge, Scht. 17—18).

Aus dem gleichen Grunde kann nicht beurteilt werden, ob an der Obergrenze von Scht. 18 (= Fs. 15) eine kleine, tektonisch bedingte Schichtlücke vorliegt, oder ob die Mächtigkeit der hangenden Schichtfolge stark reduziert ist, da die tiefste Fundschicht der *reichi*-Zone (Fs. 18) nur 20 cm über dem Kellwasser-Horizont liegt und die tieferen Ostracoden-Zonen der Oberen Adorf-Stufe hier nicht gefunden wurden. Im Donsbacher Profil ist z. B. die Schichtfolge zwischen dem Unteren Kellwasserkalk-Horizont und der *reichi*-Zone 4—5mal mächtiger (*barrandei*- bis *schmidti*-Zone des „Donsbacher Horizontes“, KREBS & RABIEN 1964: Taf. 6—7; RABIEN 1970: 137).

In Übereinstimmung mit dem chronologischen Verhalten der Ostracoden-Arten in anderen Profilen der Adorf-Stufe fanden sich im Prof. 2a in der Fs. 28 6 als *Entomoprimitia* cf. *splendens* bestimmte Exemplare, „die als Vorläufer der Leitart *E.(E.) splendens* aufgefaßt werden können“ (KREBS & RABIEN 1964: 97). Ebenfalls zeugen die verhältnismäßig wenigen Funde von *Richterina (Volkina) zimmermanni* und *R. (V.) latecostata*, daß in der *splendens*-Zone nur noch die feinrippige Varietät von *R. (V.) zimmermanni* auftritt und daß *R. (V.) latecostata* nicht mehr im höchsten Teil der *splendens*-Zone vorkommt.

In den Adorf/Nehden-Grenzschichten (Fs. 45—49) sind die für die *sigmoidale*-Zone charakteristischen *Ungerella*-Arten die weitaus häufigsten Fossilien; alle anderen aufgeführten Arten kommen nur sehr selten vor. Erst im höheren, zur Unteren Nehden-Stufe gerechneten Abschnitt der *sigmoidale*-Zone (Fs. 50—51) tritt *Entomozoe (Richterina) serratostrata* häufig auf. (Näheres über die Fauna und Stratigraphie der *sigmoidale*-Zone in der W-Dillmulde s. RABIEN 1970: 153—154.)

Ein Vergleich mit den Conodonten-Funden (Tab. 1 Fs. 43—48; Abb. 3) zeigt, daß im Prof. 2a die *sigmoidale*-Zone entweder noch innerhalb oder oberhalb der Mittleren *Palmatolepis-triangularis*-Zone einsetzt.

5.2.2. Profil der Mineralwasserbohrung Eibach (Prof. 2b)

Lage: Der Bohransatzpunkt liegt an der SW-Seite des aufgelassenen Rotschiefersteinbruches SW Eibach an der Straße nach Dillenburg, 450 m SE P. 368,3; TK 25 Bl. 5215 Dillenburg: R 34 51 75, H 56 23 17 (Abb. 1 Pkt. 2b).

Erforschungsgeschichte: Dicht neben der Mineralwasserbohrung Eibach war bereits 1935 die Lagerstättenbohrung „Viktoria 2“ bis zu einer Teufe von 247,7 m niedergebracht worden (Bearbeiter KEGEL und AHRENS, s. LIPPERT et al. 1970: 518—520, Brg. 15). Im Jahre 1964 wurde zur Mineralwassererschließung für die Gemeinde Eibach die neue Kernbohrung bis zu einer Teufe von 265,55 m niedergebracht (Bearbeiter F. MICHELS, s. LIPPERT et al. 1970: 497, Brg. 100).

Zum Vergleich mit dem oben beschriebenen Prof. 2a, das an der Wegböschung rd. 110 m NW vom Bohrloch ansteht, wurde 1966 von RABIEN und HÜHNER der oberste Teil des Bohrprofils im Hangenden der Dillenburger Schichten aufgenommen. Seinerzeit sind auch einige Testproben zur Einstufung der Schichtfolge entnommen worden; sie konnten leider nicht mehr ergänzt werden, da das Kernmaterial nicht länger aufgehoben wurde. Der tiefere Teil der Bohrung (Dillenburger Schichten, Roteisenstein-Grenzlager-Zone, Givet-Schalstein) ist von LIPPERT näher aufgenommen worden.

Schichtenfolge: Das in Abb. 4 dargestellte und nachfolgend näher beschriebene Prof. 2b umfaßt nur den obersten Teil (25,5 Bohrmetern) der 265,55 m tiefen Mineralwasserbohrung Eibach. Es reicht von der Obergrenze der Dillenburger Schichten (Untere Adorf-Stufe) bis zu den tiefsten Rotschiefern der Nehden-Stufe.

Im Unterschied zu dem nur ca. 110 m NW gelegenen Prof. 2a (Abb. 3) ist im Bohrprofil die Schiefer/Kalkstein-Folge der Unteren bis Mittleren Adorf-Stufe wesentlich karbonatischer ausgebildet: die eingelagerten Kalksteinbänke sind zahlreicher, die Bankmächtigkeiten größer (s. besonders Scht. 15!).

Etwa 17 m über den Dillenburger Schichten treten im Bohrprofil Schwarzschiefer und starker Kernverlust auf (Scht. 19—22). Dieser Bereich dürfte dem Unteren

Kellwasserkalk-Horizont entsprechen. Ein Vergleich mit dem Wegprofil zeigt, daß dort im gleichen stratigraphischen Niveau der Untere Kellwasserkalk und eine Zersatzzone liegen (Prof. 2a: Scht. 17–18).

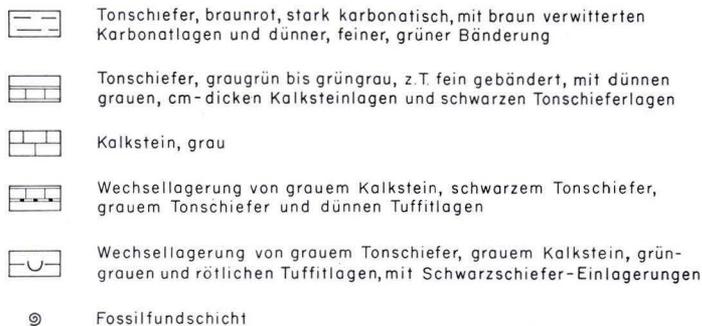
Bei der Scht. 24 (Schwarzschiefer und starker Kernverlust) handelt es sich offenbar um ein Äquivalent des Oberen Kellwasserkalk-Horizontes. Im Prof. 2a ist der Abstand zwischen dem Unteren Kellwasserkalk und dem Oberen Kellwasserkalk-Horizont sowie der Adorf/Nehden-Grenze 3–4 mal größer. Das kann 2 Ursachen haben: Entweder liegt die Obere Adorf-Stufe im Prof. 2b Scht. 23 nur in stark reduzierter Mächtigkeit vor, oder aber es erfolgte ein tektonisch bedingter Schichtausfall in den Kernverlustbereichen „Scht.“ 22 und 24. Eine nähere biostratigraphische Klärung dieser Frage ließ sich aus den oben (Absatz „Erforschungsgeschichte“) angeführten Gründen nicht durchführen.

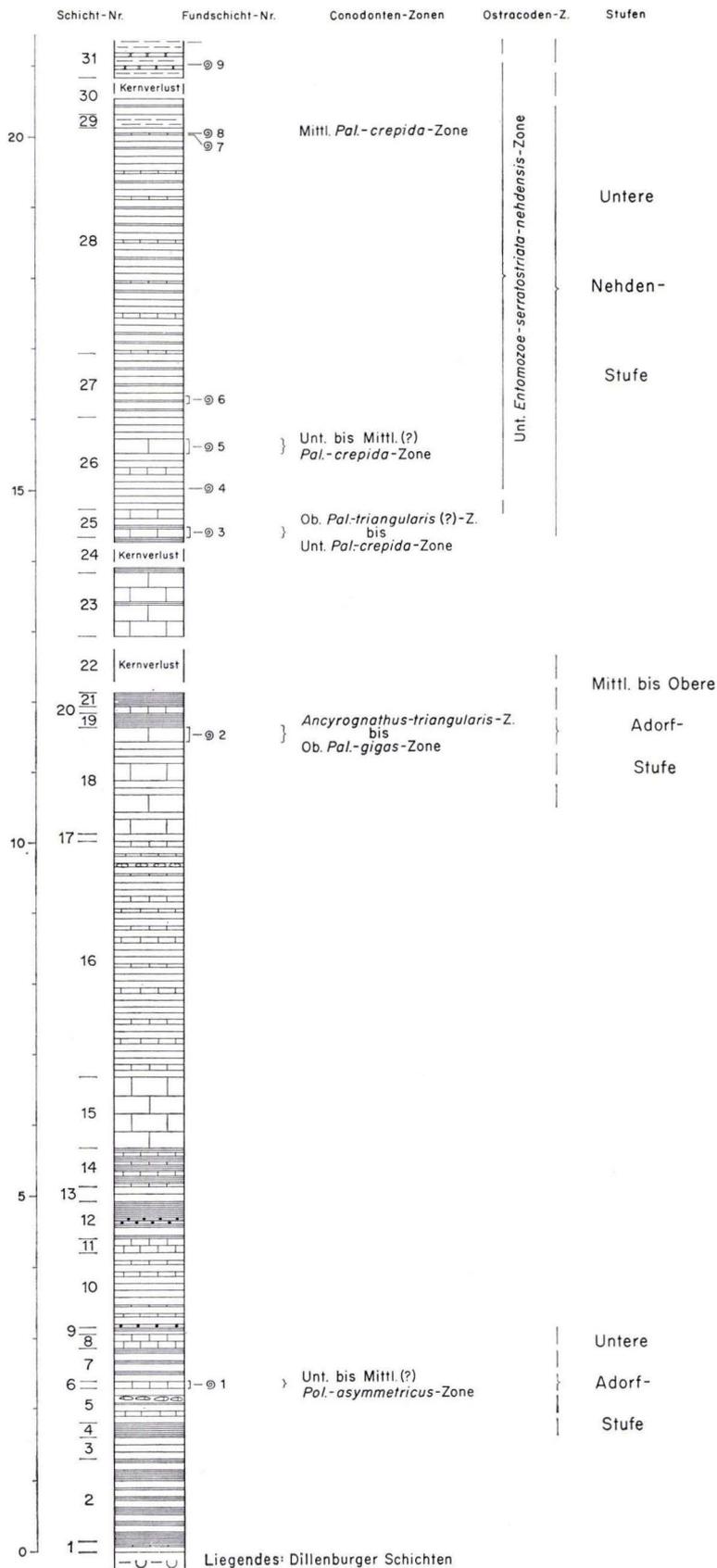
Bei der nachfolgenden Beschreibung wird jeder Schicht die Mächtigkeit in Profilmetern vorangestellt und in Klammern die Teufe innerhalb des Bohrprofils hinzugefügt (hier m = Bohrmeter).

Hangendes:	Tonschieferfolge des aufgelassenen Rotschiefersteinbruches: Tonschiefer, rotbraun, Einlagerung dünner Kalksteinlagen und -linsen. Nehden- bis Hemberg-Stufe 0–2,3 Bohrmeter Kernverlust
ca. 0,50 m	Tonschiefer, rotbraun, karbonatisch mit dünner grüner Bänderung und dünnen Karbonatlagen; Einfallen der Schichtung ca. 10° SE (SE gem. Einfallen übertage). Nehden-Stufe. Scht. 31(–2,8 m)
ca. 0,30 m	Kernverlust (–3,10 m)
0,20–0,25 m	Tonschiefer, graugrün, karbonatisch, Einlagerung einer dünnen Schwarzschieferlage. Scht. 30 (–3,35 m)
0,20 m	Tonschiefer, rotbraun, mit feinen grünen Lagen, karbonatisch. Scht. 29 (–3,55 m)
ca. 3,20 m	Tonschiefer, vorwiegend grüngrau (olivgrau), karbonatisch, untergeordnet schwarz, feinschichtig; Einlagerung von Kalkstein, grau, dicht, dünnplattig, bei 5–10 cm unter OK eine 1–2 cm mächtige, rotbraune Kalksteinlage mit Ostracoden an der Oberseite (Fs. 8) und Conodonten (Fs. 7). Untere Nehden-Stufe. Scht. 28 (–6,80 m)
ca. 0,90 m	Tonschiefer, graugrün, z. T. fein gebändert, mit schwarzen Tonschiefer-einlagerungen, feinschichtig, karbonatisch; Einfallen der Schichtung ca. 10°. Bei etwa 60 cm unter OK Ostracoden-Fundschieht (Fs. 6). Unt. Nehden-Stufe. Scht. 27 (–7,70 m)
ca. 1,30 m	Tonschiefer, dunkelgrau, an der Basis eine 3–4 cm mächtige Schwarzschieferlage, Einlagerung von dünnplattigen bis dünnbankigen Kalksteinbänken, max. Bankmächtigkeit 15 cm. Conodonten-Fundschieht (Fs. 5) ca. 30 cm unter OK; horizontale Lagerung. Bei 1 m unter OK Ostracoden-Fundschieht (Fs. 4). Unt. Nehden-Stufe. Scht. 26 (–9,0 m)
0,40 m	Kalkstein, grau, dicht, Einlagerung dünner Tonschieferlagen, grüngrau und schwarz, bei 20–25 cm unter OK 5 cm mächtige Schwarzschieferlage. Conodonten-Fundschieht (Fs. 3) an der Basis bei 25–40 cm unter OK. Unt. Nehden-Stufe. Scht. 25 (–9,40 m)
0,50 m	Tonschiefer, schwarz, mit Feinschichtung und Pyrit; starker Kernverlust, nur ca. 10 cm Kern vorhanden; horizontale Lagerung. Scht. 24 (–9,90 m)
0,90 m	Kalkstein, grau, dicht, Einlagerung einer Tonschieferlage. Scht. 23 (–10,80 m)
ca. 0,80 m	Kernverlust, „Scht.“ 22 (–11,60 m)

0,20 m	Tonschiefer, schwarz, feinschichtig. Scht. 21 (−11,80 m)
0,10 m	Kalkstein, dunkelgrau. Scht. 20 (−11,90 m)
0,20 m	Tonschiefer, schwarz, stark karbonatisch. Scht. 19 (−12,10 m)
1,50 m	Kalkstein, grau, dicht, mit viel Pyrit; in den oberen 90 cm keine durchgehenden Kerne, Kernverlust, wahrscheinlich durch Tonschieferzwischenlagen verursacht; bei 10 cm unter OK Conodonten-Fundschieht (Fs. 2). Mittlere bis Obere Adorf-Stufe. Scht. 18 (−13,60 m)
ca. 3,40 m	Tonschiefer, grau, stark karbonatisch, zwischen 1,3 und 1,9 m unter OK von grau in grüngrau übergehend, bei 2,5 m unter OK Tonschieferlage, schwarz, ca. 3 cm mächtig; Einlagerung von Kalksteinlinsen und dünn- bis dickplattigen, max. 3 cm mächtigen Kalksteinbänken. Bei 16,8 m Teufe Einfallen der Schichtung ca. 30° (SE?). Scht. 16–17 (−17,10 m)
1,00 m	Kalkstein, grau, dicht, kompakt, durchgehender Kern. Scht. 15 (−18,20 m)
ca. 0,55 m	Tonschiefer, schwarz, feinschichtig, Einlagerung von Kalksteinbänken, grau, dünnplattig. An der OK Einfallen der Schichtung ca. 20° (SE?). Scht. 14 (−18,80 m)
0,20 m	Tonschiefer, grau, feinschichtig, schwach karbonatisch. Scht. 13 (−19,00 m)
ca. 0,50 m	Tonschiefer, schwarz, in den unteren 20 cm dünne graue Tonschiefer-einlagerungen; bei 25 cm unter OK eine 2 cm mächtige Tuffitlage (Schliff-Nr. 8853, 8854), bei 30 cm unter OK eine 3,5 cm mächtige Tuffitlage (Schliff-Nr. 8855–8857) eingelagert. Die obere Tuffitlage enthält sehr viel Styliolinen-Reste. Nach der Dünnschliffuntersuchung durch H. HENTSCHEL handelt es sich um ein feinklastisch-tuffitisches, schiefriges, stark karbonatisches Gestein mit nur wenig magmatogenen Fragmenten. Die untere Tuffitlage ist ein mittelgraues, feinklastisches Gestein, dessen Korngröße im Grobschluff- bis Feinsandbereich liegt. Die Komponenten sind z. T. stark getrübt und nicht näher diagnostizierbar, möglicherweise vulkanogen. Hauptfeinsandkomponenten: gerundete, karbonatische Fossilfragmente, wenig Quarzkörner. Matrix: tonig. Scht. 12 (−19,55 m)
ca. 0,20 m	Kalkstein, hellgrau, mit brecciösen Lagen. Scht. 11 (−19,85 m)
ca. 1,05 m	Wechsellagerung von Tonschiefer, grau, und Kalkstein, grau; an der Basis eine ca. 5 cm mächtige Tuffitlage (Schliff-Nr. 8858–8859):

Abb. 4. Schichtenfolge und Biostratigraphie vom oberen Teil der Mineralwasserbohrung W Eibach im Hangenden der Dillenburger Schichten (Prof. 2b). Lage s. Abb. 1.





Nach H. HENTSCHEL ein Feintuffit, z. T. grauwackenähnlich, kaum vulkanogene Fragmente erkennbar, schluffig, Tonschieferfragmente reichlich vorhanden, außerdem karbonatische Fossilreste.
Einfallen der Schichtung ca. 15° (SE ?). Scht. 10 (-20,90 m)

0,10 m	Tonschiefer, schwarz, 7 cm mächtig, unterlagert von Tonschiefer, grau. Scht. 9 (-21,00 m)
0,20 m	Kalkstein, grau bis grüngrau, dicht. Scht. 8 (-21,20 m)
0,47 m	Tonschiefer, schwarz, feinschichtig, mit grauen Tonschiefer-Einlagerungen. Scht. 7 (-21,70 m)
0,10 m	Kalkstein, grau. Scht. 6, Fs. 1 (-21,80 m)
ca. 0,50 m	Tonschiefer, grau, mit Einlagerung von dünnplattigen Kalksteinlagen und -linsen. Scht. 5 (-22,35 m)
ca. 0,20 m	Tonschiefer, schwarz, feinschichtig; gefaltet! Scht. 4 (-22,70 m)
ca. 0,30 m	Tonschiefer, grau; Einfallen der Schichtung 55-60° (SE ?). Scht. 3 (-23,30 m)

Tab. 3. Conodonten und nachgewiesene Conodonten-Zonen im Profil der Mineralwasserbohrung W Eibach (Prof. 2b; Abb. 4); det. BUGGISCH. Unt. Adorf- bis Unt. Nehden-Stufe.

Conodonten - Zonen nach ZIEGLER 1971	Fundsichten:				
	1	2	3	5	7
<i>Palmatolepis transitans</i> vel <i>Pal. punctata</i>	●				
<i>Polygnathus asym. asymmetricus</i>	●				
<i>Pol. asymmetricus ovalis</i>	●				
<i>Pol. ancyrognathoideus</i>	●				
<i>Pol. dengleri</i>	○				
<i>Ancyrodella lobata</i>		●			
<i>Ancyrodella nodosa</i>		●			
<i>Palmatolepis subrecta</i>		●			
<i>Pal. unicornis</i>		●			
<i>Pal. quadrantinodosalobata</i>			●	●	●
<i>Pal. subperlobata</i>			●	●	
<i>Pal. triangularis</i>			●	●	
<i>Pal. crepida crepida</i>				●	●
<i>Pal. minuta minuta</i>				●	●
<i>Pal. perlobata perlobata</i>				●	●
<i>Pal. tenuipunctata</i>				●	●
<i>Pal. cf. regularis</i>					●
<i>Pal. termini</i>					●
<i>Icriodus cornutus</i>					●

- ca. 1,15 m Tonschiefer, schwarz, mit grauen Tonschiefer-Einlagerungen, bei 10–20 cm über Basis eine 10 cm mächtige, graue Kalksteinbank. Einfallen der Schichtung 55° (SE ?). Scht. 2 (–25,30 m)
- 0,20 m Tonschiefer, grau, in Wechsellagerung mit dünnen, grauen Kalksteinlagen. Scht. 1 (–25,50 m)
- Liegendes: Wechsellagerung von Tuff oder Tuffit, grüngrau und rötlichgrau, fein- bis grobkörnig, Tonschiefer, schwarz und grüngrau, und einzelnen dünnplattigen bis dünnbankigen, grauen Kalksteinbänken. Dillenburg Schichten, Untere Adorf-Stufe.

Fossilien und Biostratigraphie: Die aus den Bohrproben gewonnenen Fossilien und ihre biostratigraphischen Einstufungen sind in der Tab. 3 und Abb. 4 aufgeführt. Mit Hilfe der Conodonten und Ostracoden ließ sich die Schichtfolge vom Grenzbereich Untere/Mittlere Adorf-Stufe bis zur Unteren Nehden-Stufe einstufen. Die Fs. 1 liegt in einem etwas tieferen, die Fs. 3–9 in einem etwas höheren stratigraphischen Niveau als die Fundschichten des Prof. 2a. Eine genauere Erfassung der Zonen in der Adorf-Stufe ließ sich aus den oben (Absatz Erforschungsgeschichte) angeführten Gründen nicht durchführen. Zusätzlich zu den aus Kalksteinproben gewonnenen, in Tab. 3 aufgeführten Conodonten fanden sich noch im Rotschiefer der Scht. 31, 50 cm über UK: *Palmatolepis* cf. *tenuipunctata* und *Palmatolepis subperlobata* vel *quadrantinodosalobata*.

Schieferproben der Fs. 4, 6, 8 und 9 lieferten schlecht erhaltene Reste entomozoider Ostracoden, die folgende Bestimmungen zuließen:

Fs. 4 und 6: *Entomozoe* sp., *serratostrata-nehdensis*-Gruppe

Fs. 8 und 9: *Entomozoe* (*Richteria*) *serratostrata* (G. SANDBERGER)

Da sich auch in der obersten Fundschicht noch keine Richterinen der *intercostata*-Gruppe fanden, können alle 4 Fundschichten in die Untere *Entomozoe-serratostrata-nehdensis*-Zone gestellt werden (s. Biostratigraphie von Prof. 5, Kap. 5.5.). Die durch *Richteria* (*F.?*) cf. *intercostata* gekennzeichnete *Entomozoe-Richteria*-Mischfauna der Oberen *E.-serratostrata-nehdensis*-Zone bzw. der Nehden/Hemberg-Grenzsichten wurde erst in der Rotschiefer-Folge angetroffen, die über Tage im Rotschiefersteinbruch und an den Straßen- und Wegböschungen westlich davon ansteht.

5.3. Profil E Neue Mühle (Prof. 3)

Lage: Kleiner Steinbruch am NW-Hang des Basberges E Neue Mühle SW Eibach, ca. 290 m NW P. 392,7 (Basberg) bzw. ca. 450 m SW P. 395,5 (Eiberg), s. Abb. 1 Pkt. 3. TK 25 Bl. 5215 Dillenburg: R 34 51 98, H 56 22 68.

Erforschungsgeschichte: KREBS (1959b, Anhang S. 4, Fp. 19) führte unter der Bezeichnung „Pingen bei Grube Anna, ENE Neue Mühle SW Eibach. Rotgrauer Cephalopodenkalk“ eine Conodonten-Fundschicht an, die offenbar aus dem mittleren Teil des hier beschriebenen Profils stammt und Conodonten der *Palmatolepis-crepida*-Zone enthält. RABIEN und HÜHNER nahmen bereits 1969 das Profil auf, um die Mächtigkeit und fazielle Ausbildung des dortigen Oberdevons zu ermitteln. RABIEN (1970: 229–230, 235, Fp. 7) veröffentlichte eine Kurzbeschreibung des Profils mit einer petrographischen Diagnose einer Kalksteinbank aus dem obersten, zur Hemberg-Stufe gehörenden Teil der Schichtenfolge durch SCHRICKE.

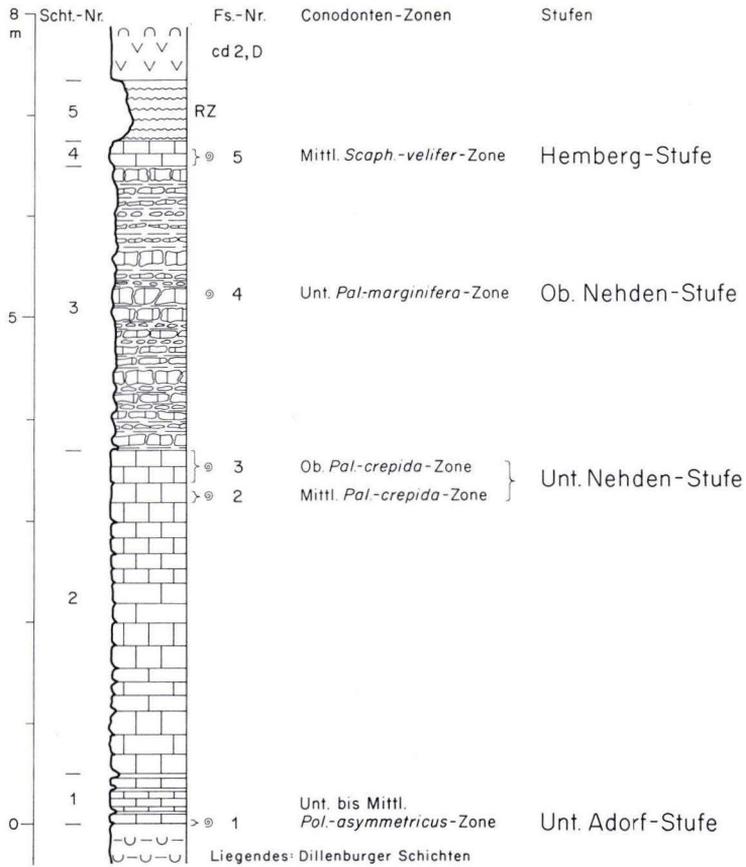


Abb. 5. Schichtenfolge und Biostratigraphie des Profils E Neue Mühle S Eibach. Oberdevon in Schwellenfazies (Prof. 3; s. Abb. 1 Pkt. 3; Abb. 2 Prof. 3). RZ = Ruschelzone im Liegenden des Diabases. Legende s. Abb. 2.

Schichtenfolge: Die in Abb. 5 dargestellte und nachfolgend kurz beschriebene Schichtenfolge steht in einem alten, verfallenen Pingenzug an, der oberhalb des Anna-Stollens am NW-Hang des Basberges entlangzieht. (Rinzenberg-Schuppe der südwestl. Eibacher Mulde, s. LIPPERT 1970 und in LIPPERT et al. 1970: 387, 421 bis 422, Beibl. 1.) An der oben bezeichneten Stelle wurde eine verfallene Pinge zu einem kleinen, inzwischen wieder aufgelassenen Steinbruch erweitert, um Kalksteine abzubauen.

Es handelt sich um eine geringmächtige Kalksteinfohle der oberdevonischen Schwellenfazies, die im Hangenden der Dillenburger Schichten einsetzt und von der Unteren Adorf-Stufe bis zur Hemberg-Stufe nur rd. 7 m Mächtigkeit erreicht.

Der oberste Teil des Profils ist gestört: Im Liegenden des Diabases befindet sich an der NE-Ecke des Aufschlusses eine bis ca. 60 cm mächtige, vorwiegend aus röt-

lichem Schiefer bestehende Ruschelzone, während im SW-Teil des „Steinbruches“ der Diabas unmittelbar der höchsten Bank der Kalkstein/Tonschiefer-Wechselagerung aufliegt. Hieraus kann geschlossen werden, daß primär die jungoberdevonische Schichtenfolge vollständiger vorhanden war und erst sekundär im Zuge des unterkarbonischen Vulkanismus und der Schuppentektonik gekappt worden ist. Innerhalb der Kalkstein/Tonschiefer-Wechselagerung oberhalb von Scht. 3 sind außerdem kleine Stauchfalten zu beobachten.

Das Prof. 3 liegt vom SE-Ende des nach Mächtigkeit und Fazies stark abweichenden Prof. 2 (vgl. Abb. 1 und 2 Prof. 2 und 3) nur rd. 300 m entfernt. Die Ablagerungs-

Tab. 4. Conodonten und nachgewiesene Conodonten-Zonen im Profil des Stbr. E Neue Mühle (Prof. 3; Abb. 5); det. BUGGISCH. Unt. Adorf- bis Hemberg-Stufe.

Conodonten - Zonen		Untere bis Mittlere	Mittlere	Obere	Untere	Mittl.
nach ZIEGLER 1971		Pol.-asymmetrisch-Z.	Palmatolepis- crepida - Zone	Palmatolepis- crepida - Zone	Palmatolepis- marginifera - Zone	Scaphignathus- velifer - Zone
Fundschichten:		1	2	3	4	5
<i>Ancyrodella rotundiloba rotundiloba</i>	●					
<i>Polygnathus asymmetricus ovalis</i>	●					
<i>Ancyrognathus sinelamina</i>			●			
<i>Icriodus cornutus</i>			●			
<i>Palmatolepis crepida crepida</i>			●			
<i>Pal. minuta minuta</i>			●			●
<i>Pal. perlobata schindewolfi</i>			●			●
<i>Pal. quadrantinosalobata</i>			●			
<i>Pal. tenuipunctata</i>			●			
<i>Pal. termini</i>			●			
<i>Pal. glabra glabra</i>				●		
<i>Pal. glabra pectinata</i>				●	●	
<i>Pal. glabra prima</i>				●	●	
<i>Pal. subperlobata</i>				●	●	
<i>Pal. cf. regularis</i>				●	●	
<i>Polygnathus sp.</i>				●	●	
<i>Pol. nodocostatus nodocostatus</i>				●	●	
<i>Pol. glaber glaber</i>					●	
<i>Polylophodonta gyratilineata</i>					●	
<i>Palmatolepis glabra lepta</i>					●	●
<i>Pal. gracilis gracilis</i>					●	
<i>Pal. marginifera marginifera</i>					●	
<i>Pal. marginifera tuber</i>					●	
<i>Pal. rugosa ampla</i>						●
<i>Pal. rugosa grossi</i>						●
<i>Pal. rugosa trachytera</i>						●
<i>Polygnathus glaber bilobatus</i>						●
<i>Pol. granulatus</i>						●
<i>Scaphignathus velifer</i>						●

räume beider Sedimentfolgen lagen allerdings etwas weiter voneinander entfernt; durch die Schuppentektonik sind beide Profile um einen unbekanntem Betrag näher aneinander gerückt worden.

Hangendes:	Diabas, unten körnig (intrusiv ?), höher in den dichten bis feinkörnigen Ergußdiabas („Deckdiabas“) übergehend. Unterkarbon II
0—ca. 0,6 m	Tonschiefer, rot; Ruschelzone zwischen der jungoberdevonischen Kalkstein/Tonschiefer-Wechsellagerung und dem unregelmäßig dieser Folge auflagernden Diabas. Scht. 5
ca. 3 m	Kalkstein/Tonschiefer-Wechsellagerung, rot; Kalkstein, rotbraun, dicht, flaserig, dünnplattig bis dünnbankig, Bankstärken meist 1—5 cm, max. 10 cm, z. T. linsig (s. petrographische Beschreibung einer Kalksteinbank durch SCHRICKE in RABIEN 1970: 229—230); Tonschiefer, rotbraun, dünne Bestege bis 10 cm mächtige Zwischenlagen. Ob. Nehden- bis Hemberg-Stufe. Scht. 3—4; bei ca. 1 m über Basis Fs. 4, bei 0—25 cm unter OK Fs. 5 (= Scht. 4)
3,20 m	Kalkstein, rot und grau, dünn- bis mittelbankig, max. Bankstärke ca. 40 cm, plattige, ebene Horizontalschichtung und Flaserschichtung. Adorf- bis Unt. Nehden-Stufe. Scht. 2; bei 40—50 cm unter OK Fs. 2, bei 0—30 cm unter OK Fs. 3
0,50 m	Kalkstein, rötlich, grau und grüngrau, dicht, dickplattig bis dünnbankig, Bankstärken 5—10 cm; dünne tuffitische Zwischenlagen, violett und gelblichgrau verwitternd. Unt. Adorf-Stufe, gem. Einstufung von Fs. 1 = die unteren 5 cm der 10 cm mächtigen Basisbank, die den Dillenburger Tuffen unmittelbar auflagert. Scht. 1
Legendes:	>0,5 m stark verwitterte Tuffite der Dillenburger Schichten. Unt. Adorf-Stufe

Biostratigraphie: Die in den Fundschichten 1—5 gefundenen Conodonten und ihre biostratigraphischen Einstufungen sind der Tab. 4 und der Abb. 5 zu entnehmen. Oben (im Absatz „Schichtenfolge“) wurde bereits erörtert, daß die Einstufung der Fs. 5 in die Mittlere *Scaphignathus-velifer*-Zone nicht als Beleg für das Ende der oberdevonischen Sedimentation mit der Hemberg-Stufe angesehen werden kann. Kellwasserkalk-Horizonte sind bei der Profilaufnahme nicht festgestellt worden.

5.4. Profil im Stbr. am Schafstall E Eibach (Prof. 4)

Lage: S-Seite des aufgelassenen Kalksteinbruches an der W-Seite des nach SE verlaufenden Nebentälchens, 220 m WSW P. 380,3 (Abb. 1 Pkt. 4). Lagerzug Aschengarten. TK 25 Bl. 5216 Oberscheld: R 34 53 05, H 56 23 52.

Erforschungsgeschichte: Auf der von KAYSER in den Jahren 1890—1899 und Lotz 1903 bearbeiteten und 1907 herausgegebenen geol. Karte von Bl. Oberscheld wurde in dem o. a. Steinbruch bereits von NW nach SW die Schichtenfolge „Roteisensteinlager“, „oberdevonischer Knollen-(Cephalopoden-)Kalk“ und „Deckdiabas“ eingetragen. Im Steinbruch befand sich nach der damaligen Karte ein Kalkofen. KAYSER (in KAYSER & LOTZ 1907: 28—29) führt als Vorkommen „oberdevonischer Cephalopoden- oder Goniatitenkalke“ ausdrücklich die „Kalklager . . . auf der Südseite des Eibacher Tales, etwas östlich von Eibach“ auf. Er erwähnt bereits das örtliche Auftreten der Kellwasserkalk-Fazies von der Basis der oberdevonischen Cephalopoden-Kalke als eine „Folge von dunkelgrauen bis schwarzen Plattenkalken und Mergelschiefern, die zahlreiche Exemplare von *Buchiola retrostriata* und *angulifera*, *Tentaculites tenuicinctus*, *Entomis*, Reste von Fischen und *Ceratiocaris*, sowie kleine, meist zerdrückte und unbestimmbare Gonia-

titen einschließen. So . . . in den Kalkbrüchen am Talabhänge südlich Eibach (am W.-Rande der Karte nw. Oberscheld)“. Siehe dazu auch die Ausführungen und paläontologischen Bestimmungen von RABIEN (1970: 125).

KREBS (1960a: 229–233, Abb. 2–3, Fossilliste Nr. 6 Fp. 15, Tab. 2) veröffentlichte als erster eine tabellarische Übersicht der Schichtenfolge und Conodonten-Bestimmungen aus der Unt. Nehden-Stufe des Profils. BUGGICH (1972: 58, Tab. 6, Taf. 13 Prof. EI) untersuchte das Profil im Rahmen seiner Kellwasserkalk-Dissertation; Conodonten-Fundschichten und eine Profildarstellung bis ca. 2 m über Kellwasserkalk wurden mitgeteilt. Vom gleichen Autor erfolgte 1975 die Profilaufnahme und Probeentnahme von der gesamten Schichtenfolge. Lediglich der oberste Abschnitt (Scht. 21–24) wurde zur Klärung der Lagerungsverhältnisse im Liegenden des Diabases 1976 von RABIEN und HÜHNER freigeschürft und aufgenommen.

Schichtenfolge: Der tiefste Teil des Profils (Abb. 6 Scht. 1–8d) ist in einem aufgelassenen Stollen erschlossen, der mittlere Profilschnitt (Scht. 9–10) steht an der Steinbruchwand an und der oberste Teil (Scht. 21–24 und der hangende Diabas) wurden an der von Hangschutt bedeckten Oberkante des Steinbruches freigelegt. Hierbei stellte es sich heraus, daß der Übergang zwischen dem Sedimentprofil und dem Diabas gestört ist:

1. dürften bereits durch den unterkarbonischen effusiven, subeffusiven und intrusiven „Deckdiabas“-Vulkanismus die obersten sedimentären Ablagerungen (Hangenberg-Schichten bis Liegende Alaunschiefer) verquetscht und örtlich weggedrückt worden sein (Schiefer einschlüsse im hangenden Diabas!),
2. wird die Schichtfolge im Liegenden des Diabases von einer tektonischen Störung flach diagonal durchschnitten. Hierdurch liegt im W-Teil des Schurfes die zweithöchste Kalksteinbank (Scht. 21 = Fs. 20) unmittelbar unter dem Diabas. Nach E steigt jedoch die Schichtenfolge unterhalb der Störung an, so daß im E-Teil des Schurfes (in ca. 4 m Entfernung) bereits die rd. 1 m mächtige, in Abb. 6 dargestellte und unten aufgeführte Schichtfolge oberhalb von Scht. 21 ausgebildet ist.

Von W nach E findet außerdem mit der Entfernung von der Störung eine Zunahme der Mächtigkeit statt: Der grüngraue Tonschiefer oberhalb der Kalksteinbank 21 keilt im W-Teil des Schurfes unterhalb der Störung völlig aus; etwa 1 m E von seinem Verschwinden, unterhalb der Stelle, an der die Kalksteinbank 22 an der Störung einsetzt, beträgt seine Mächtigkeit 35 cm und am E-Ende des Aufschlusses bereits 55 cm.

Die Schichtfolge des Prof. 4 kann von oben nach unten in folgende lithologische und stratigraphische Einheiten gegliedert werden:

- Hangendes: Diabas, körnig, stark verwittert mit bräunlichen Verwitterungsfarben, nach H. HENTSCHEL ein feinkörniger, olivinporphyrischer Diabas, wie er für unterkarbonische Diabase typisch ist; im tiefen Teil des Diabases Einlagerungen von schwarzen Tonschiefern, z. T. linsig, eingewickelt? (Liegende Alaunschiefer?, s. oben unter „Schichtenfolge“)
- 0,15–0,20 m Verruschelter Gesteinshorizont (im E-Teil des Schurfes) bestehend aus: Tonschiefer, weißgrau und gelbbraun, stark zersetzt; Schollen von frischerem Tonschiefer, grüngrau, ähnlich Tonschiefer von Scht. 23 und zwischen Scht. 21 und 22; Brocken und Linsen von Kalkstein (Maße z. B. 40 × 10 cm, 7 × 5 cm; Fs. 22). Devon/Karbon-Grenzschiefer. Scht. 24

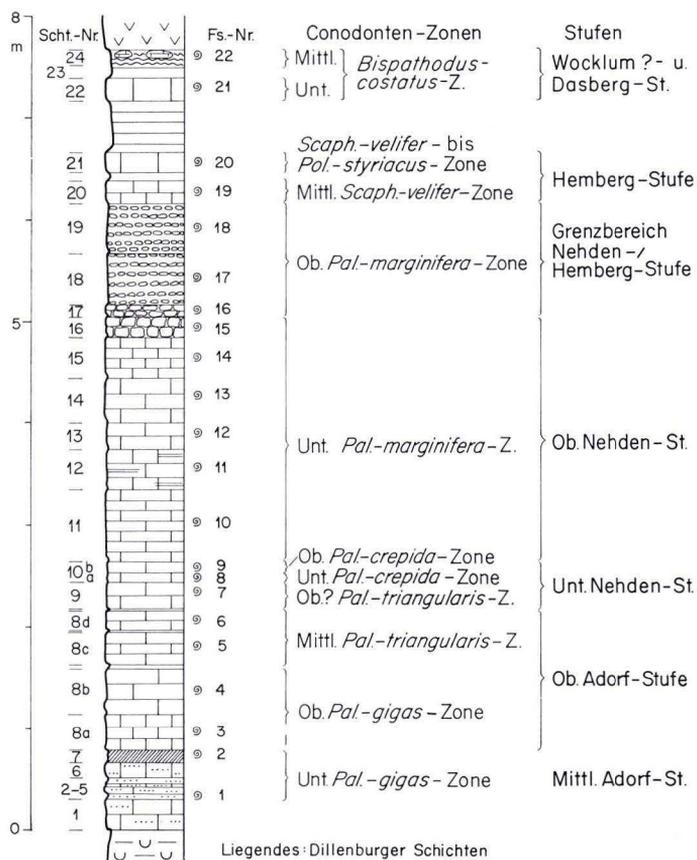


Abb. 6. Schichtenfolge und Biostratigraphie des Profils im Stbr. am Schafstall E Eibach. Oberdevon in Schwelkenfazies (Prof. 4; s. Abb. 1 Pkt. 4; Abb. 2 Prof. 4). Legende s. Abb. 2.

- | | |
|-------------|---|
| 0,10 m | Tonschiefer, grüngrau. Conodonten-Bruchstücke indet. Scht. 23 |
| 0,20—0,25 m | Kalkstein, grüngrau, gelblich verwitternd, dicht; schlecht erhaltene, kleine, glattschalige Ostracoden enthaltend. Dasberg- bis Wocklum ?-Stufe. Scht. 22 |
| ca. 0,50 m | Tonschiefer, grüngrau |
| 0,50 m | Kalkstein, grau, grüngrau, gelblich verwitternd, mit einer 8 cm mächtigen, grünen Tonschieferlage an der Oberkante von Scht. 20. Hemberg-Stufe. Scht. 20—21 |
| 1,32 m | Kalkstein, unten grau, knollig, dicht und oben Kalkknotenschiefer, grüngrau. Grenzbereich Nehden-/Hemberg-Stufe. Scht. 16—19 |
| ca. 2,25 m | Kalkstein, grau, dicht, z. T. flaserig, schiefrig, oben Knollenkalkstein im Wechsel mit grünen Schieferlagen. Obere Nehden-Stufe. Scht. 11—15 |
| 0,48 m | Kalkstein, grau und graugrün, dm-gebant, dicht, im Wechsel mit umgelagerten Tuffiten und cm-mächtigen, grünen Schieferlagen. |

1,05 m	Ostracodenanschnitte sind zahlreich. Ferner sind im Anschliff Cephalopoden und Crinoidenstielglieder zu erkennen. Intraklaste weisen auf eine gewisse Aufarbeitung hin. Untere Nehden-Stufe. Scht. 9—10b Kalkstein; im Bereich von Scht. 8b grüngrau, gelegentlich rötlich, dicht, mit geringen tuffitischen Anteilen. Im Bereich von Scht. 8c und d ist der Kalkstein hellgraugrün, dm-gebankt, mit umgelagerten Tuffiten im Wechsel mit cm-mächtigen Schieferlagen. Ostracoden- und Tenculitenanschnitte sind zahlreich, Conodonten in Lagen seifenartig angereichert. Ferner sind im Anschliff Cephalopoden, Trilobiten und Crinoidenstielglieder zu erkennen. Die Scht. 8b, c und d sind jeweils durch eine dünne grüne Schieferlage getrennt. Obere Adorf-Stufe. Scht. 8b—d
0,35 m	Kalkstein, unten dunkelgrau, oben grüngrau, dicht, mit geringen tuffitischen Anteilen. Im Anschliff sind viele Ostracoden-, Tentaculiten-, Cephalopodenanschnitte (fossile Wasserwaage) zu erkennen. Mittlere ? bis Obere Adorf-Stufe. Scht. 8a
0,12 m	Tonschiefer bis toniger Kalkstein, schwarz, feinschichtig, pyritreich. Kellwasserkalk-Horizont, obere Mittl. Adorf-Stufe. Scht. 7
ca. 0,67 m	Kalkstein, dunkelgrau, dicht, tuffitisch, im Wechsel mit cm-starken, dunkelgrünen Tuffitlagen. Massenhaft auftretende Tentaculiten und Styliolinen sind z. T. gesteinsbildend. Mittlere Adorf-Stufe. Scht. 1—6
Liegendes:	Dillenburg Schichten

Biostratigraphie: Die Schichten 1—7 enthalten nur spärliche Conodonten-Faunen (Tab. 5). Die Conodonten in den Fundschichten 1 und 2 erlauben eine Datierung in die *Pal.-gigas*-Zone. Unter Berücksichtigung des Leitwertes der Kellwasserkalk-Horizonte (BUGGISCHE 1972) ist mit einer Einstufung in die Untere *Pal.-gigas*-Zone zu rechnen. Die Fundschicht 3 ist in die Untere (?) bis Obere *Pal.-gigas*-Zone zu stellen, Fundschicht 4 gehört nach dem Auftreten von *A. asymmetricus* in die Obere *Pal.-gigas*-Zone.

Ein Äquivalent des Oberen Kellwasserkalkes fehlt im Profil; vielmehr folgen unter Ausfall der Unteren *Pal.-triangularis*-Zone direkt die Leit-Conodonten der Mittleren *Pal.-triangularis*-Zone (Fs. 5 und 6; *Pal. delicatula delicatula* und *Pal. delicatula clarki*). Die Fundschichten 7, 8 und 9 reichen von der Oberen ? *Pal.-triangularis*- über die Untere *Pal.-crepida*- bis zur Oberen *Pal.-crepida*-Zone. In den darüber liegenden Fundschichten 10—15 fanden sich Conodonten, die eine Einstufung in die Untere *Pal.-marginifera*-Zone erlauben. Diese Zone ist mit einer Sedimentmächtigkeit von ca. 2,45 m der größte Profilabschnitt (knapp $\frac{1}{3}$) des Oberdevon-Profiles, welches insgesamt (ohne die faziell abweichenden Dillenburg Schichten) eine Mächtigkeit von ca. 7,7 m aufweist. Die Fundschichten 16—21 konnten anhand der Conodonten in die Obere *Pal.-marginifera*- bis Untere *Bispathodus-costatus*-Zone eingestuft werden. Die höchste Fundschicht (Fs. 22), die aus einzelnen Kalksteinbrocken und -linsen besteht, enthält Conodonten der Mittleren *Bispathodus-costatus*-Zone.

Aufgrund der biostratigraphischen Datierungen der Fundschichten ist eine durchgehende Einstufung des Profils von der höheren Mittleren Adorf-Stufe bis zum Grenzbereich Dasberg-/Wocklum-Stufe möglich (Abb. 6). Da die Kalksteine der Scht. 24 (= Fs. 22), die dem Grenzbereich Dasberg-/Wocklum-Stufe angehören, nicht im normalen stratigraphischen Verband liegen, können die Tonschiefer im höchsten aufgeschlossenen Teil des Profils einem jüngeren Horizont angehören. Nach der

petrographischen Ausbildung dieser Schiefer und den Schiefereinschlüssen im Diabas kann es sich bereits um den Grenzbereich Hangenberg-Schiefer/Liegende Alaunschiefer (= Grenzbereich Unterkarbon I/II) handeln.

5.5. Profil im Gemeindesteinbruch E Eibach (Prof. 5)

Lage: Aufgelassener Kalksteinbruch an der NE-Seite des nach SE verlaufenden Nebentälchens, 160 m WNW P. 380,3 (Abb. 1 Pkt. 5). Lagerzug Aschengarten, ca. 120–130 m NE Prof. 4. TK 25 Bl. 5216 Oberscheld: R 34 53 12, H 56 23 62.

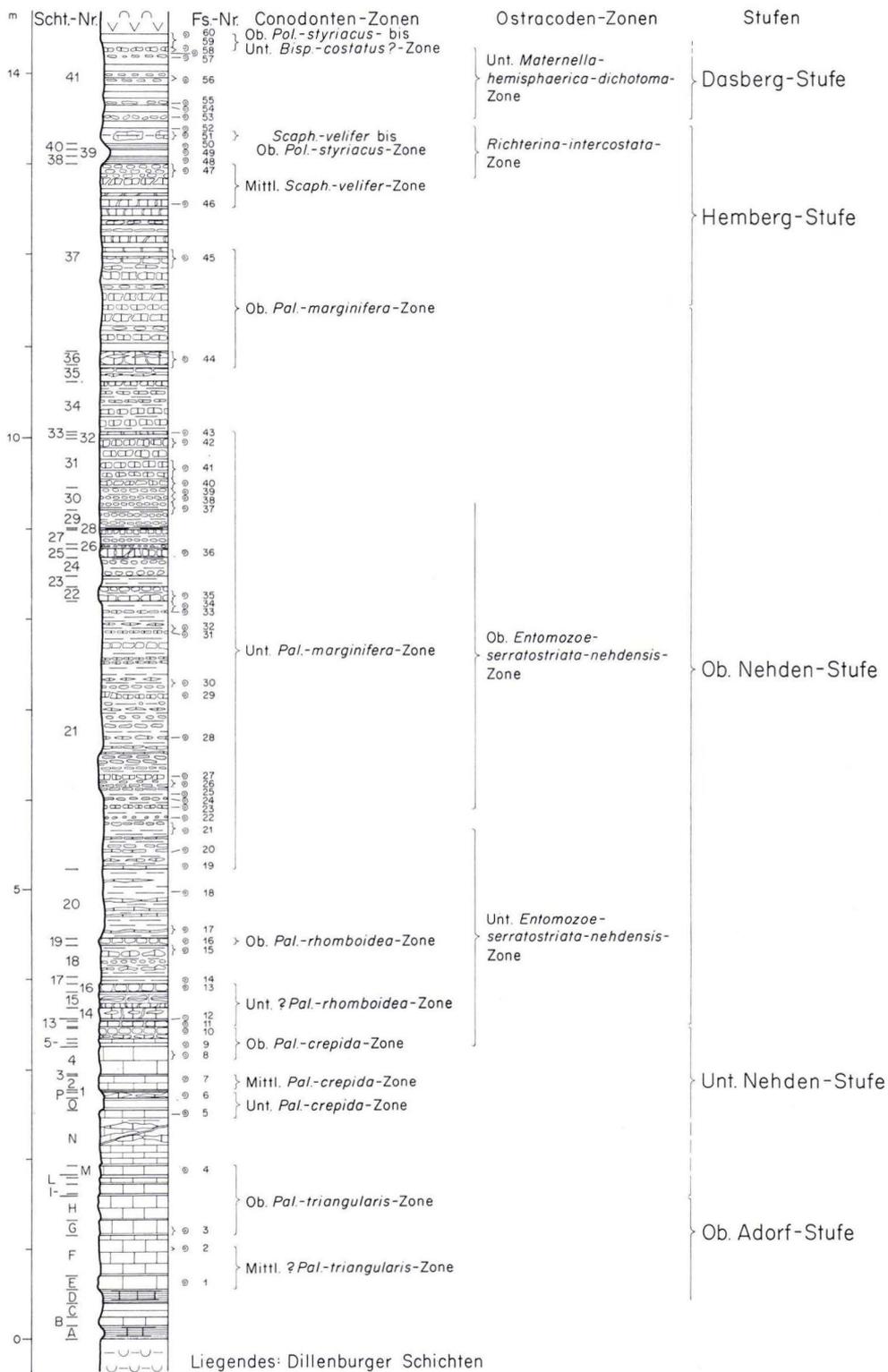
Erforschungsgeschichte: Bei der Erforschungsgeschichte vom benachbarten Prof. 4 wurde bereits auf die geologische Kartierung von KAYSER & LOTZ und die dazugehörigen Erläuterungen verwiesen; die dort gemachten Angaben treffen für beide Steinbrüche zu (s. Kap. 5.4.).

Anlässlich von Übersichtsbegehungen nahm 1955 RABIEN die Schichtenfolge in großen Zügen auf; die damaligen Fossilaufsammlungen ergaben, daß die Rotschiefer/Kalkstein-Wechselagerung eine *Entomozoe-Richterina*-Mischfauna enthält und von Kalksteinen überlagert wird, die nach Conodonten (KREBS 1960a: 232, Fossiliste Nr. 6 Fs. 23 und 24) der höheren Hemberg-Stufe angehören, während die grauen Kalksteine im Liegenden nach Conodonten in die Untere Nehden-Stufe zu stellen sind. Die Fs. 23 sensu KREBS wurde von ZIEGLER (1962: 37) als Beleg für die regionale Verbreitung der Unteren *Polygnathus-styriacus*-Zone (do IV) in der Dillmulde angeführt; sie enthält jedoch gemäß der angeführten Fossiliste Conodonten, deren Lebenszeiten nach ZIEGLER (1962, 1970) bereits vorher in der *Pal.-marginifera*- bzw. in der *Scaph.-velifer*-Zone enden sollten.

Eine feinstratigraphische Profilaufnahme der Schichten 1–40 erfolgte 1968 durch RABIEN und HÜHNER, um die Schichtmächtigkeit und Fazies des Oberdevons am NW-Rand des Oberschelder Schwellenkomplexes näher zu erforschen und möglichst viele Fundschichten zur Parallelisierung von Ostracoden- und Conodonten-Chronologie zu gewinnen. Zur Vervollständigung des Profils wurde 1976 noch die Schichtfolge zum hangenden Diabas und zu den liegenden Dillenburg Schichten freigeschürft. Die neuerschlossenen Schichten unterhalb von Scht. 1 erhielten die Bezeichnungen A bis P, damit nicht die alte Schichtnumerierung geändert werden mußte, zumal diese Schichtnummern bereits auf der Steinbruchwand, den Aufschlußfotos und den Beschriftungen der Proben vorhanden waren. BUGGISCH (1977: 58, Abb. 1) veröffentlichte im Rahmen einer Conodonten-Arbeit eine stark schematisierte Darstellung des Prof. 5 nach den oben genannten Aufnahmen.

Schichtenfolge: Das in Abb. 7 dargestellte und unten näher beschriebene Prof. 5 wurde an der NE-Seite des oben genannten Steinbruchs aufgenommen (ss 50–55/35–55 SE). Die Schichtenfolge kann von oben nach unten zwischen dem Diabas im Hangenden und den Dillenburg Schichten im Liegenden zusammenfassend in folgende 5 lithostratigraphische Einheiten unterteilt werden:

- a) 1,40 m Grüngraue Tonschiefer mit Einlagerung von dünnen, stark verwitterten Kalksteinlagen und -linsen. An der Basis 2 dünne Schwarzschieferlagen. Scht. 38–41. Höhere Hemberg- bis Dasberg-Stufe.
- b) 2,40 m Wechselagerung von grauen Kalksteinlagen und -linsen und grün-grauem Tonschiefer. Scht. 35–37.
- c) 6,70 m Grenzbereich Ob. Nehden-/Hemberg-Stufe bis Hemberg-Stufe
Rotschiefer/Kalkstein-Wechselagerung: überwiegend Rotschiefer, untergeordnet rote und seltener graue Kalksteinbänke und -linsen; oben Einlagerung eines ca. 60 cm mächtigen Horizontes (Scht. 31–33) mit vorherrschend grauem Kalkstein und eines ca. 75 cm mächtigen



- Horizontes (Scht. 25—30) mit vorherrschend rotem Kalkstein. Scht. 16 bis 34.
 Ob. Nehden-Stufe
- d) ca. 3,30 m Kalksteinfolge, grau, dickplattig bis dünnbankig, mit Einlagerung von dünnen grüngrauen und schwarzen Tonschieferlagen. Scht. E bis P, 1—15
 Ob. Adorf- bis Unt. Nehden-Stufe
- e) ca. 0,60 m Zwei stark zersetzte Schwarzschieferlagen (schwarzer Mulm) mit dunklem Kalkstein (Scht. D und E), getrennt durch grauen Tonschiefer und Kalkstein (Scht. C und B).
 Wahrscheinlich Mittl. bis Ob. Adorf-Stufe

Die Mächtigkeit der Schichtenfolge konnte trotz einiger Querstörungen sehr genau eingemessen werden; lediglich bei der im Schurf erschlossenen Schichtfolge A bis D und dem ca. 60 cm mächtigen Schichtpacken N besteht infolge tektonischer Verquetschung und Kleinfaltung die Möglichkeit, daß die wahren Mächtigkeiten von der Profildarstellung etwas abweichen. Mit rd. 14,5 m Mächtigkeit zwischen den Dillenburg Schichten und dem hangenden Diabas ist das Prof. 5 trotz der Unvollständigkeit im Devon/Karbon-Grenzbereich wesentlich mächtiger als die Prof. 4 und 6 (vgl. Abb. 2 Prof. 4—6, Abb. 6—8).

Mit der Mächtigkeitszunahme ist eine Änderung der Fazies korreliert: Im Unterschied zu den Schwellen-Profilen 4 (Schafstall) und 6 (Diana) überwiegen im mittleren, zur Oberen Nehden-Stufe gehörenden Teil der Schichtenfolge rotbraune und grüngraue Ton- und Mergelschiefer. Es handelt sich offenbar um den Übergangsbereich von der karbonatischen Schwellenfazies zur tonigen Beckenfazies (Cypriidenschiefer-Fazies).

Die Obergrenze des Profils kann nicht als Beleg für das Ende der oberdevonischen Sedimentation mit der jüngeren Dasberg-Stufe an dieser Stelle des Dilltroges gelten, da die grüngrauen Tonschiefer der Scht. 41 ohne Faziesänderung bis an den hangenden Diabas herangehen und von diesem kontaktmetamorph verändert worden sind. Wegen schlechter Aufschlußverhältnisse ist unklar, ob zwischen dem hangenden Diabas des Profils und den Pillow-Laven des unterkarbonischen Deckdiabases, die S des Steinbruchs an der Wegböschung anstehen, noch Hangenberg-Schichten oder Liegende Alaunschiefer vorhanden sind.

- Hangendes: > 1,5 m Diabas, an der Basis dicht, ab ca. +15 cm kleinkörnig, nach H. HENTSCHEL ein typischer olivinreicher Unterkarbon-Diabas, intrusiv oder Basis eines mächtigeren Ergusses des effusiven „Deckdiabas“, der mit guter Pillow-Ausbildung 50—80 m S vom Prof. 5 an der NE-Wegböschung in kleinen Aufschlüssen ansteht (130—150 m W P. 390,3).
- 1,20 m Tonschiefer, grüngrau, die oberen 5 cm unter dem Diabas deutlich kontaktmetamorph gehärtet; nach H. HENTSCHEL mit illitisch re-

Abb. 7. Schichtenfolge und Biostratigraphie des Profils im Gemeindesteinbruch E Eibaech Übergang von der karbonatischen oberdevonischen Schwellenfazies zur tonig-mergelign. Beckenfazies (Prof. 5; s. Abb. 1 Pkt. 5, Abb. 2 Prof. 5). Legende s. Abb. 2.

- kristallisierter Matrix (Ra 1682, Schliff-Nr. 19011). Einlagerung von stark verwitterten Kalksteinlinsen und -lagen, meist nur als brauner Mulm erhalten sowie karbonatischen, stark zersetzten, gelbbraun verfärbten Schieferlagen mit massenhaft schlecht erhaltenen Ostracoden-Resten; bei 5–15 cm über Untergrenze 10 cm mächtige Kalksteinlinsen, unter gelbbrauner Verwitterungsrinde frisch dunkelgrau, dicht, Mikrosparit, Ostracoden häufig, Fs. 51–60. Hemberg/Dasberg-Grenzbereich bis Dasberg-Stufe. Scht. 41
- 0,06 m Tonschiefer, schwarz, feinschichtig; Posidonien. Fs. 50. Hemberg-Stufe. Scht. 40
- 0,08 m Tonschiefer, grüngrau; Posidonien sehr häufig. Fs. 49. Hemberg-Stufe. Scht. 39
- 0,09 m Tonschiefer, schwarz, feinschichtig; Posidonien. Fs. 48. Scht. 38
- 2,05 m Kalkstein/Tonschiefer-Wechselagerung: Kalkstein, grau, dicht, stark zersetzte dünnplattige bis dünnbankige Lagen und Linsen; Tonschiefer, grüngrau. Fs. 45–47. Nehden/Hemberg-Grenzbereich bis Hemberg-Stufe. Scht. 37
- 0,15 m Kalkstein, grau, dicht, mit grauen Tonschieferlinsen. Fs. 44. Grenzbereich Nehden/Hemberg-Stufe. Scht. 36
- 0,18 m Tonschiefer, grau, mit Kalksteinlinsen, grau, dicht. Scht. 35
- 0,55 m Rotschiefer/Kalkstein-Wechselagerung: Tonschiefer, rotbraun; Kalkstein, grau und rotbraun, dicht, dünn- bis dickplattig, 1–4 cm mächtige Lagen. Scht. 34
- 0,62 m Kalkstein, grau, dicht, dünn- bis dickplattig, z. T. knollig, siltig, Mikrit, conodontenführend; Tonschieferzwischenlagen, grau und grüngrau, dünne Bestege bis max. 3–5 cm. Fs. 40–43. Ob. Nehden-Stufe. Scht. 31–33
- 0,65 m Kalkstein, rotbraun, dicht, mikritisch, 0,5–3 cm mächtige, tektonisch zerschernte Lagen oder linsig und knollig; zahlreiche Rotschiefer-Zwischenlagen, mm bis max. 5 cm mächtig; Tonschiefer, rotbraun silt- und serizithaltig, z. T. reich an Ostracoden, außerdem Conodonten- und Trilobiten-Reste enthaltend. Fs. 37–39. Ob. Nehden-Stufe. Scht. 26–30
- 0,57 m Rotschiefer/Kalkstein-Wechselagerung: Tonschiefer, rotbraun, 5 bis 20 cm mächtige Schichten, mit Ostracoden und Conodonten; Kalkstein, überwiegend rötlich, untergeordnet grau, dicht, 5–10 cm mächtige Bänke an der OK (Scht. 25) und Basis (Scht. 22) mit massenhaft schlecht erhaltenen Ostracoden-Resten in der Verwitterungsrinde, seltener Conodonten, sowie 2 Kalkknollenlagen (Scht. 24). Fs. 35–36. Ob. Nehden-Stufe. Scht. 22–25
- 4,23 m Rotschiefer (überwiegend)/Kalkstein-Wechselagerung: Tonschiefer, rotbraun, selten grünliche Feinschichten, meist karbonatisch und verwittert, viele schlecht erhaltene Ostracoden und seltener Conodonten zeigend, 2 Großschliffe von Scht. 17 und 21 sind ebenfalls reich an Ostracoden-Querschnitten, sie zeigen außerdem Conodonten, 1 Trilobiten-Rest, Silt- und Serizitgehalt und z. T. faserige Feinschichtung, Bioturbation?; Kalksteine, überwiegend rötlich, untergeordnet grau, dicht, meist 1–2 cm mächtige, durchgehende oder knollig aufgelöste Lagen, selten 5–10 cm Mächtigkeit, Mächtigkeit der einzelnen Lagen variiert. Fs. 14–34. Ob. Nehden-Stufe. Scht. 17–21
- 0,09 m Kalkstein, rötlich und grau, grünliche Flecke, dicht. Fs. 13. Ob. Nehden-Stufe. Scht. 16
- 0,29 m Kalkstein, grüngrau und rötlichgefleamt, dicht, z. T. knollig, dünne Tonschieferlagen und -linsen, grüngrau, an OK von Scht. 15 mattrotlich. Viele Conodonten und schlecht erhaltene Ostracoden sichtbar. Ob. Nehden-Stufe. Scht. 14–15

0,32 m	Kalkstein/Tonschiefer-Wechsellagerung: Kalkstein, blaugrau bis rötlichgrau, dicht, dickplattig bis dünnbankig, 3 bis max. 8 cm mächtig, reich an Conodonten; Tonschiefer, grüngrau, mit schlecht erhaltenen Ostracoden-Resten, Conodonten seltener. Fs. 9—12. Grenzbereich Unt./Ob. Nehden-Stufe. Scht. 5—13
0,47 m	Kalkstein, blaugrau, dicht, dünne tonige Bestege in 2—10 cm Abstand, zwischen Scht. 2 und 4 eine 1—1,5 cm mächtige graue Tonschieferlage (Scht. 3). Fs. 7—8. Unt. Nehden-Stufe. Scht. 2—4
0,03—0,06 m	Tonschiefer, dunkelgrau. mit schwarzen Feinschichten, Scht. 1
0,01—0,05 m	Kalkstein, dunkelgrau, dicht, linsig, z. T. auskeilend. Nach Dünn- schliff ein Mikrit mit Conodonten-, Ostracoden- und Trilobiten-Quer- schnitten. Fs. 6. Unt. Nehden-Stufe. Scht. P
0,14 m	Tonschiefer, schwarz und grüngrau. Scht. O
ca. 0,60 m	Kalkstein, hell- bis dunkelgrau, dicht, dickplattig bis dünnbankig, Bankmächtigkeiten 3—10 cm, dünne dunkelgraue Schieferzwischenlagen. Durch Tektonik oder Rutschung gestörte Lagerung innerhalb dieses Schichtpackens; nach biostratigraphischer Einstufung der Fundschichten 4 (= Liegendes, Scht. M) und 5 (= OK von Scht. N) normale stratigraphische Abfolge. Fs. 5. Unt. Nehden-Stufe. Scht. N
0,62 m	Kalkstein, grau bis grüngrau, dicht, dünnbankig, dünne Bestege und 1 bis max. 4 cm mächtige Einlagerungen von Tonschiefer, dunkelgrau und grüngrau. Fs. 4 (= Scht. M). Adorf/Nehden-Grenzbereich. Scht. H bis M
0,17 m	Kalkstein, grau, dicht, flaserig, dünne Tonbestege. Nach Dünn- schliff ein Mikrit mit schwarzen, z. T. mikrosparitischen Schieferlagen, wenige Tentaculiten, Ostracoden und Conodonten enthaltend. Fs. 3. Adorf/ Nehden-Grenzbereich. Scht. G
0,60 m	Kalkstein, grau, dicht, Pyrit enthaltend, dünne Tonbestege, z. T. bankparallel in 3—10 cm Abstand, z. T. unregelmäßig flaserig. Fs. 2 (= Scht. F, 10—15 cm unter OK) und Fs. 1 (= Scht. E). Ob. Adorf-Stufe. Scht. E bis F
0,10—0,20 m	Kalkstein, dunkelblaugrau und schwarzer Mulm. Obere ? Adorf-Stufe, Scht. D
0,15 m	Tonschiefer, grüngrau, gelblich verwitternd, bzw. tuffiger Schiefer oder feiner Tuffit. Scht. C
0,10 m	Kalkstein, grau, dicht. Scht. B
0,15—0,20 m	Schwarzer Mulm, offenbar zersetzter Schwarzschiefer; im Mulm stark kristallisierter, dunkler Kalkstein. Mittl. ? Adorf-Stufe. Scht. A
Liegendens:	Tuffite, gelblich, rötlich, stark verwittert; Einlagerung von grauen karbonatischen Linsen. Dillenburg-Schichten. Unt. bis Mittl. ? Adorf-Stufe

Fossilien und Biostratigraphie: Die Fossilbestimmungen und biostratigraphischen Einstufungen vom Prof. 5 sind in den Tab. 6 und 7 zusammengestellt; Abb. 7 zeigt die Lage der Fundschichten und bringt eine Gegenüberstellung der Conodonten- und Ostracoden-Zonen sowie der stratigraphischen Stufengliederung.

Aus der tiefsten, ca. 55—60 cm mächtigen Schichtfolge (Scht. A—D) konnten keine Fossilien gewonnen werden. Die fazielle Ausbildung der Schichten A und D läßt vermuten, daß es sich um Äquivalente des Unteren und Oberen Kellwasserkalk-Horizontes handelt. Schon KAYSER und LOTZ (in KAYSER & LOTZ 1907: 28—29, 73—74, Abb. 3) und KREBS (1960a: 231; 1960b: 72—73) bemerkten, daß die Kellwasserkalk-Fazies an der Basis der Eibacher „Cephalopoden-Kalke“ auftritt; siehe auch die hier beschriebenen Prof. 4 und 6 (Abb. 6 und 8). Danach würde

die Schichtfolge A—D in die höhere Mittlere bis Obere Adorf-Stufe gehören. Dafür spricht auch die biostratigraphische Einstufung der darüberlagernden Kalksteinfolge E—M mit den Fs. 1—4.

Nach den auftretenden Conodonten (Tab. 6) können die Fs. 1 und 2 in die Mittlere bis Obere *Palmatolepis-triangularis*-Zone gestellt werden; das Fehlen der in Fs. 3 und 4 hinzukommenden, für die Obere *Palmatolepis-triangularis*-Zone charakteristischen Conodonten (*Pal. tenuipunctata*, *Pal. minuta minuta* und *Pal. perlobata perlobata*) macht es wahrscheinlich, daß die Fs. 1 und 2 der Mittleren *Palmatolepis-triangularis*-Zone angehören.

Die weitere normale Conodonten-Abfolge von Fs. 4 zu den Fs. 5—7 zeigt, daß innerhalb des etwas verfalteten Schichtpackens N keine größere Störung erfolgt sein kann.

Die Fs. 7—10 (Mittl. und Ob. *Pal.-crepida*-Zone) enthalten bereits *Polygnathus glaber glaber*, der nach ZIEGLER (1971) erst ab der *Pal.-rhomboidea*-Zone auftritt. Es ist daher doch gemäß ZIEGLER (1962: 89) mit einem etwas früherem Einsetzen dieser Art zu rechnen (s. aber ZIEGLER 1975: 284).

Zu den Schwarzschieferlagen (Scht. 1 und 0) im Liegenden der Fs. 7 ist anzumerken, daß Schwarzschiefer in der Unt. Nehden-Stufe (im Grenzbereich Unt./Mittl. *Pal.-crepida*-Zone) weitverbreitet sind. Sie wurden bereits in Marokko, in S-Frankreich (Montagne Noire), im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz beobachtet.

Aus der Fs. 16 konnten — neben der häufig auftretenden Leitart *Palmatolepis rhomboidea* — *Pal. glabra prima* Morphotyp I sensu SANDBERG & ZIEGLER (1973) und *Polygnathus pennatuloides* bestimmt werden; es fehlen aber noch die für die Unt. *Palmatolepis-marginifera*-Zone typischen Formen. Daher wird die Fs. 16 in die Ob. *Pal.-rhomboidea*-Zone gestellt.

In den darüber folgenden (in der Tab. 6 nicht aufgeführten) Ostracoden-Fundschichten 17 und 18 konnten ebenfalls noch keine Leitformen der *Pal.-marginifera*-Zone gefunden werden. Es wurden bestimmt: *Palmatolepis glabra pectinata*, *Pal. gracilis gracilis*, *Pal. minuta minuta* und *Pal. perlobata schindewolfi*. Da diese 4 Arten sowohl in der *Pal.-rhomboidea*-Zone als auch in der *Pal.-marginifera*-Zone vorkommen, kann nicht entschieden werden, zu welcher Conodonten-Zone der ca. 75 cm mächtige Rotschieferpacken von Scht. 20 zu stellen ist.

Die Fs. 19—43 lassen sich der Unteren, die Fs. 44—45 der Ob. *Palmatolepis-marginifera*-Zone zuweisen. Ebenso wie im Prof. 4 (Abb. 6) besitzt die *Pal.-marginifera*-Zone von allen Conodonten-Zonen die weitaus größte Profilmächtigkeit. In den Bereich der Unt. *Pal.-marginifera*-Zone fallen allein mindestens 4,8 m, vielleicht sogar (wegen der nicht genau eingestufteten Schichten 20, 34 und 35) 5—6 m.

Bei der Fs. 51 handelt es sich um Kalksteinlinsen, die bis 10 cm mächtig werden und in einem Horizont 5—15 cm über der Untergrenze der grüngrauen Tonschieferfolge der Scht. 41 angeordnet sind. Die Fs. 51 enthält einige Conodonten-Arten, deren Lebenszeiten sich nach bisheriger Kenntnis nicht überschneiden sollten: Einerseits Arten, deren Verbreitungsdauer bereits in der Mittl. und Ob. *Scaphignathus-velifer*-Zone endet, andererseits Arten, die erst in der *Pol.-styriacus*-Zone, z. T. erst in der Ob. *Pol.-styriacus*-Zone einsetzen. Danach ist anzunehmen, daß die Fs. 51 entweder

eine kondensierte, mehrere Zonen umfassende Schichtfolge darstellt, oder daß Geisterfaunen der Mittl. *Scaph.-velifer*-Zone bis tieferen *Pol.-styriacus*-Zone in Ablagerungen der Ob. *Pol.-styriacus*-Zone geschwemmt worden sind.

Die Conodonten aus den Fundschichten 52 (= Tonschiefer im unmittelbar Hangenden der Kalksteinlinienlage von Fs. 51), 57, 59 und 60 lassen keine genaue zonenmäßige Einstufung dieser Fundschichten zu. Da in der Fs. 51 Conodonten vorkommen, die erst in der Ob. *Pol.-styriacus*-Zone einsetzen, und die Obergrenze von *Pal. perlobata schindewolfi* an der Grenze Untere/Mittl. *Bispathodus-costatus*-Zone liegt, dürften die Fundschichten 52, 57, 59 und 60 der Ob. *Pol.-styriacus*- bis Unt. *Bispathodus-costatus*-Zone angehören.

Die Verteilung der Ostracoden im Prof. 5 zeigt Tab. 7. Von Scht. 5—30 (= Fs. 9 bis 37) wurden bei der Profilaufnahme auf den Schiefen, besonders in karbonatischen Rotschieferlagen und auf den Verwitterungsrinden der Kalksteinbänke und -linsen entomozoide Ostracoden der *serratostrata-nehdensis*-Gruppe beobachtet. Sie treten lagenweise häufig bis massenhaft auf, sind aber meist so schlecht erhalten, daß eine artliche Bestimmung nur bei wenigen Exemplaren möglich ist. Ab Fs. 14 wurden vereinzelt, ab Fs. 15 z. T. häufig kleine *Richterina*-Reste gefunden, die vorläufig nur als *Richterina* sp. und als *R. (R.) tenuistriata?* bestimmt wurden.

Ab Fs. 23 kommen vereinzelt bis häufig *Richterina (R.) striatula* und *R. (F.?) cf. intercostata* hinzu. Letztere Art bildet wegen ihrer auffälligen Skulptur ein charakteristisches Faunenelement der *Entomozoe-Richterina*-Mischfauna.

Die Schichtfolge, die durch diese *Entomozoe-Richterina*-Mischfauna gekennzeichnet ist, erhielt die stratigraphische Bezeichnung Nehden/Hemberg-Grenzschiefer bzw. Nehden/Hemberg-Grenzhorizont (RABIEN 1954: 129—130, 207—208, 257: Nr. 16, Tab. 2; 1956: 25—26; 1958 in RABIEN & RABITZ 1958: 176; 1970: 180—181). Da die Schichten noch von den Entomozoen der *serratostrata-nehdensis*-Gruppe beherrscht werden, wird hiermit für eine biostratigraphische Zonengliederung die Bezeichnung „Obere Entomozoe-*serratostrata-nehdensis*-Zone“ vorgeschlagen. Für die Abgrenzung zwischen der Unt. und Ob. *Entomozoe-serratostrata-nehdensis*-Zone ist das Einsetzen der durch *Richterina (F.?) cf. intercostata* gekennzeichneten *Entomozoe-Richterina*-Mischfauna entscheidend.

Die Gegenüberstellung der Conodonten- und Ostracoden-Zonen (Abb. 7) zeigt, daß die Ob. *E.-serratostrata-nehdensis*-Zone innerhalb der Unt. *Pal.-marginifera*-Zone einsetzt. Über die Obergrenze lassen sich innerhalb des Prof. 5 keine genauen Angaben machen, weil die Fs. 38—46 keine Ostracoden geliefert haben. Da in Fs. 47 bereits Ostracoden der *intercostata*-Zone vorkommen und diese Fundschicht dem höheren Teil der Mittl. *Scaph.-velifer*-Zone angehört, muß die Obergrenze der Ob. *E.-serratostrata-nehdensis*-Zone im Bereich zwischen der höheren *Pal.-marginifera*- und Mittl. *Scaph.-velifer*-Zone liegen. Nach der Schichtfolge im Prof. 5 ist damit der Nehden-Anteil des „Nehden/Hemberg-Grenzhorizontes“ verhältnismäßig groß. Bei der Besprechung der Conodonten-Zonen wurde jedoch oben bereits darauf hingewiesen, daß (wohl vorwiegend faziell bedingt) die Unt. *Pal.-marginifera*-Zone im Prof. 5 eine besonders mächtige Schichtfolge umfaßt.

Die Fs. 47, 51 und 52, die durch Ostracoden-Arten der Untergattungen *Richterina (Richterina)* und *Richterina (Fossilrichterina)* gekennzeichnet sind, können der

Tab. 7. Ostracoden, Muscheln und andere Makrofossilien im Profil des Gemeindesteinbruchs E Eibach (Prof. 5; Abb. 7); det. RABIEN. Nehden- bis Dasberg-Stufe mit den nachgewiesenen Ostracoden-Zonen

Stufen:	Nehden															Hemberg					Dasberg										
Ostracoden-Zonen:	Unt. <i>Entomozoe-serratostrata-nehdensis</i> -Zone					Ob. <i>Entomozoe-serratostrata-nehdensis</i> -Zone										<i>Richterina-intercostata</i> -Zone					Unt. <i>Maternella-hemisphaerica-dichotoma</i> -Zone										
Fundschichten:	9	11	14	15	17	18	21	23	24	25	26	21-26	30	32	34	35	37	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	
<i>Maternella dichotoma</i> (PAECKELMANN)																								•	•	•	•	•	•	•	
<i>M. hemisphaerica</i> (REINH. RICHTER)																		?					?				•	•	•	•	
<i>M. exornata</i> (MATERN)																												•			
<i>M. sp. 3</i> GROOS-UFFENORDE 1974 ?																											•	•	•	•	
<i>Maternella</i> sp.																														•	
<i>Richterina (Richterina) costata</i> (REINH. RICHTER)														?	?	•		•						•	•	•	•				
<i>R. (R.) striatula</i> (REINH. RICHTER)								•	•	•		•	?	?		•	•	•						•	•	•	•	•	•	•	
<i>R. (R.) tenuistriata</i> KUMMEROW			?	?	?	?	?	○	○	•	•	•	○	○																○	
<i>R. (Fossirichterina) intercostata</i> MATERN																		•													
<i>R. (F?) cf. intercostata</i> MATERN								•	•		•	•			•	•		•					•	•	•	•	•	•	•	•	
<i>R. (F.) semen</i> (JONES) ?																		•									•				
<i>R. (F.) moravica</i> (RŽEHAK) vel <i>semen</i> (JONES)																							•	•				•		•	•
<i>R. (Valkina) aff. latecostata</i> RABIEN																		•													
<i>Richterina</i> sp. sp.	•	•	•	•		•		•	•									•					•								
<i>Entomoprimitia (Reptiprimitia) rabieni</i> (BLUMENST.)												?	•	•	•												•	?		•	
<i>Entomozoe (Richterina) serratostrata</i> (G. SANDBERGER)	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•														
<i>E. sp., serratostrata-nehdensis</i> -Gruppe	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•														
<i>E. (Nehdentomis) nehdensis</i> (MATERN)		•	•		?							•	?	?	•	?	•														
<i>E. (N.) tenera</i> (GÜRICH)								?																							
<i>E. (N.) pseudorichterina</i> (MATERN) ?								•	•	•																					
<i>E. (N.) aff. pseudorichterina</i> (MATERN)											•																				
<i>Amphissites cf. parvulus</i> (PAECKELMANN)				•	•										•	•															
" <i>Klaedenia</i> " <i>dillensis</i> (MATERN)								?																							
Phacopidae u. Proetidae indet.		•						•							•																
<i>Posidonia (Guerichia) venustiformis</i> (SADYKOV)																									○	•	○				
<i>Pos. (G.) venusta</i> (MÜNSTER)																		•		○	•		•								
<i>Pos. (G.) simorini</i> (SADYKOV) vel <i>venusta</i> (MÜNSTER)															•																
<i>Pos. (G.) bairensis</i> (SADYKOV) vel <i>venusta</i> (MÜNSTER)														•																	
<i>Pos. (G.) bairensis</i> (SADYKOV)						•																									
<i>Posidonia (G.)</i> sp.		•		•				•	•	•	•	•	•	•				•	•	•		•	•	•	•					•	
<i>Lingula subparallela</i> SANDBERGER & SANDBERGER																											•				
<i>Orbiculoidea</i> sp.								•																							

Richterina-intercostata-Zone zugewiesen werden; wahrscheinlich gehören sie bereits einem höheren Teil dieser Zone an.

Als fazielle Besonderheit treten im Bereich dieser Zone und oberhalb der grauen Kalkstein/Tonschiefer-Wechsellagerung von Scht. 37 zwei feinschichtige Schwarzschieferlagen (Scht. 38 und 40) auf, die durch eine grüngraue Tonschieferlage (Scht. 39) getrennt werden. Alle drei Schichten sind durch das häufige Vorkommen von Posidonien gekennzeichnet; Ostracoden oder Conodonten konnten nicht gefunden werden. Ähnliche Schwarzschieferlagerungen wurden in der W-Dillmulde bei Langenaubach, Donsbach und Dillenburg (RABIEN 1970: 176–177) und im Bereich des Blattes Oberscheld in zwei weiteren Profilen beobachtet. Sie kommen auch an anderen Stellen des Rheinischen und Thüringischen Schiefergebirges vor und sind offenbar für den höheren Teil der Hemberg-Stufe besonders charakteristisch: „*annulata*-Schwarzschiefer“ (do IV, H. SCHMIDT 1924: 102–103; PAECKELMANN 1924: 68; 1938: 24; PFEIFFER 1954: 19, Tab. 1: Scht. 6; 1968: 34, 36; ZIEGLER 1962: 36–37, 142–151, Abb. 16–17, 1970: 85–86, Abb. 17; KREBS 1969: 64–65, Abb. I/1).

Die Fs. 53–59 sind durch das vereinzelte bis häufige Auftreten von *Maternella dichotoma* und *M. hemisphaerica* charakterisiert; außerdem kommen bis zur höchsten Ostracoden-Fundschieht (Fs. 59, deren OK 10–15 cm unter dem hangenden Diabas liegt) Ostracoden der Untergattung *Fossirichterina* zusammen mit den *Maternella*-Leitarten vor. Danach gehören die Fs. 53–59 zur Unt. *Maternella-hemisphaerica-dichotoma*-Zone, die zunächst im Sinne der Ostracoden-Chronologie als „Jüngere *Fossirichterina*- bzw. Ältere *Maternella*-Zeit“ definiert und in die Unt. Dasberg-Stufe gestellt wurde, was etwa der orthochronologischen Zeiteinheit do V α entsprechen dürfte (RABIEN 1954: 208–211; 1970: 146–147). Zu dem gleichen Ergebnis kam BLUMENSTENGEL (1959: 88–89, 91, Tab. 4) aufgrund von Profilen im Thüringischen Schiefergebirge.

Ein Vergleich der obersten Conodonten- und Ostracoden-Fundschiehten im Prof. 5 zeigt folgendes: Wie bereits oben bei der Conodonten-Abfolge besprochen, sind in der linsigen Kalksteinlage der Fs. 51 mehrere Conodonten-Zonen von der Mittl. *Scaph.-velifer*- bis zur Ob. *Pol.-styriacus*-Zone konzentriert, was dem do III β bis V α oder bis mittlere *Clymenia*-Stufe der orthochronologischen Einteilung entspricht (ZIEGLER 1962: 38–39; 1971: 271, Tab. 4), so daß die Fs. 51 danach bereits in die Dasberg-Stufe gestellt werden müßte. Nach Ostracoden gehören hingegen die Fs. 51 und die unmittelbar den Kalksteinlinsen auflagernden Tonschiefer (Fs. 52) noch zur *intercostata*-Zone, die zur Ob. Hemberg-Stufe gerechnet wird, während mit der Unt. *M.-hemisphaerica-dichotoma*-Zone die Unt. Dasberg-Stufe erst 15 cm über der Fs. 51 einsetzt.

Diese etwas unterschiedliche stratigraphische Einstufung gemäß der Conodonten- oder Ostracoden-Abfolge kann folgende Ursachen haben:

1. Es besteht die Möglichkeit, daß in den Proben der Fs. 51 und 52 die Leitarten *Maternella hemisphaerica* und *M. dichotoma* nicht vorhanden waren, obwohl sie in diesem stratigraphischen Niveau bereits auftreten.

In Fs. 47 und 52 fanden sich lediglich 2 unvollständig erhaltene Abdrücke, die mit „?“ zu *M. hemisphaerica* gestellt wurden; eine sichere Bestimmung war nicht möglich;

bei dem unvollständigen Abdruck von Fs. 47 handelt es sich vermutlich um einen Vorläufer von *M. hemisphaerica*. Ostracoden der Gattung *Maternella* sind auch an anderen Stellen vereinzelt in der Hemberg-Stufe gefunden worden (RABIEN 1954: 208, Tab. 2; BLUMENSTENGEL 1959: 88, Tab. 4; RABIEN 1970: 180—181).

2. Die Leitarten *Maternella hemisphaerica* und *M. dichotoma* setzen erst oberhalb der Hemberg/Dasberg-Grenze innerhalb der Dasberg-Stufe ein, so daß die Untergrenze der Unteren *hemisphaerica-dichotoma*-Zone innerhalb der (in Anpassung an die Conodonten-Stratigraphie mittleren) Dasberg-Stufe zu liegen kommt.

Nach bisheriger Kenntnis ist jedoch eher mit einem Einsetzen von *M. hemisphaerica* und *M. dichotoma* dicht unterhalb als oberhalb der Hemberg/Dasberg-Grenze zu rechnen. Es bestanden bisher keine Gründe, die Untere *hemisphaerica-dichotoma*-Zone erst höher innerhalb der Dasberg-Stufe beginnen zu lassen.

3. Die Ob. *Pol.-styriacus*-Zone setzt bereits tiefer als bisher angenommen in der obersten Hemberg-Stufe ein.

Dafür spräche der Hinweis von ZIEGLER (1971: 271), daß nach HELMS im Thüringischen Schiefergebirge die Untergrenze der *Clymenia*-Stufe (do V) bereits innerhalb der Ob. *Pol.-styriacus*-Zone liegt. Nach BRÜGGE (1973: 321) ist ebenfalls damit zu rechnen, daß die Grenze *Pol.-styriacus/Bispath.-costatus*-Zone in den Grenzbereich do IV/V fällt. Diese Grenzziehung würde im Prof. 5 eine feinstratigraphische Übereinstimmung zwischen der Conodonten- und Ostracoden-Einstufung herstellen, steht allerdings im Gegensatz zu ZIEGLER (1962: 38—39), wonach die Mittlere (ganz oder teilweise) und die Obere *Pol.-styriacus*-Zone zum do V gehören.

Die Conodonten-Funde in den Fs. 52, 57, 59 und 60 (Tab. 6) lassen für diese Fundschichten (wie oben erörtert) einen biostratigraphischen Spielraum von der Ob. *Pol.-styriacus*- bis zur Unt. *Bispathodus-costatus*-Zone. Nach den Ostracoden-Einstufungen reicht das Prof. 5 nur bis zur Unt. Dasberg-Stufe. Dies spricht mehr für eine Einstufung der Conodonten-Fundschichten 52, 57 und 59 in die Ob. *Pol.-styriacus*- als in die Unt. *Bispathodus-costatus*-Zone. Ob die oberste, Fs. 60 enthaltende, 10—15 cm mächtige Tonschieferlage des Profils noch einer jüngeren Zone angehört, ist fraglich.

Makrofossilien wurden im Unterschied zu den biostratigraphisch entscheidenden Conodonten und Ostracoden nur vereinzelt gefunden. Am häufigsten treten ab Unt. Nehden-Stufe die dünnchaligen Muscheln der Gattung *Posidonia* (*Guerichia*) auf. Bei den in Tab. 7 angeführten Bestimmungen handelt es sich jedoch jeweils nur um 1—5 Exemplare pro Fundschicht und Art; lediglich im Bereich der Oberkante von Scht. 37—40 kommen Posidonien häufig bis massenhaft vor. Bei allen übrigen in Tab. 7 genannten Makrofossilien handelt es sich nur um Einzelexemplare.

5.6. Profil Diana (Prof. 6)

Lage: Alter Tagebau der Grube Diana, S-Seite, am Volpertseichen [auf TK 25 und dadurch auch fälschlich auf Abb. 1 „Volpertseichen“], ca. 50 m NE P. 379,8 (Abb. 1). TK 25 Bl. 5216 Oberschedl: R 34 53 98, H 56 23 86.

Erforschungsgeschichte: Der aufgelassene Tagebau der Grube Diana gehört dem Roteisensteinlagerzug Beuerbach - Diana - Volpertseichen - Beilstein an, aus dessen 2—4 m mächtigen Flußeisensteinlager „die schönen Prolecaniten der DANNENBERGsehen und Kochschen Sammlung stammten“ (Lotz 1907b: 71; mit „Prolecaniten“ sind hier

Pharciceras-Arten gemeint; s. Faunenliste bei KOCH 1858: 268—269). LOTZ (1907; b 73—74, Abb. 3) veröffentlichte als erster eine Profilskizze der Schichtenfolge im Tagebau Diana und erwähnte ausdrücklich das Vorkommen des „sogenannten Kellwasserkalk, schwarze Kalklinsen mit bezeichnender Fauna“. MATERN (1931: 21, 118—119) bezog sich auf das LOTZsche Profil, „das heute vollkommen verfallen ist“, und bearbeitete das von LOTZ dort aufgesammelte Fossilmaterial: „Aus den von LOTZ gesammelten hellen Kalken konnte ich eine Fauna bestimmen, die für die Zone to I(β) γ bezeichnend ist“ (s. unten Abs. Biostratigraphie).

MÜLLER (1956: 41) veröffentlichte die ersten Conodonten-Bestimmungen vom Tagebau Diana; es handelte sich offenbar um Proben aus älteren Aufsammlungen. KREBS (1959a: 373—374; 1960a: 231—232; 1960b: 67, 73) legte das verschüttete Profil von LOTZ am S-Stoß des aufgelassenen Tagebaus frei, führte eine (nicht veröffentlichte) feinstratigraphische Profilaufnahme durch, gab aus dem Kellwasserkalk und 2 tieferen Fundschichten Conodonten-Bestimmungen bekannt und diskutierte die Bestimmungen und Einstufungen von MÜLLER. BUGGISCH (1972: 58, Taf. 13 Prof. Di, Tab. 6) veröffentlichte eine schematische Profildarstellung und 2 Conodonten-Fundschichten aus dem Liegenden des Kellwasserkalks (s. unten Abs. Biostratigraphie).

Zur genauen Einstufung der Schichtenfolge, deren Alter und stratigraphische Reichweite oberhalb des Kellwasserkalkes bisher nicht bekannt war, wurde 1976 das Profil erneut freigelegt; im tieferen Teil konnte allerdings der Anschluß an das Roteisenstein-Grenzlager wegen zu großer Schuttüberdeckung nicht erreicht werden. Die Profilaufnahme und Probeentnahme erfolgte gemeinsam durch die 3 Autoren.

Schichtenfolge: Das in Abb. 8 (u. Abb. 2 Prof. 6) dargestellte Profil Diana wurde im östl. Teil des S-Stoßes des ehemaligen Tagebaus in 2 Abschnitten freigeschürft (Haupt- oder E-Schurf). Der obere Abschnitt des Hauptschurfes wurde ca. 5 m E einer großen Buche (einziger großer Baum, der ca. 20 m W des Hangweges auf dem Schutt der S-Wand steht) angesetzt; er erfaßt die Schichtfolge vom hangenden Deckdiabas bis zur Kalksteinbank Sht. 26 unterhalb des Kellwasserkalkes. Der tiefere Abschnitt des Schurfes wurde direkt unterhalb der Buche angesetzt; er umfaßt die Schichtfolge vom Kellwasserkalk (Sht. 29 und Basis von Sht. 30) bis zum tiefsten, innerhalb der Dillenburger Schichten freigelegten Schichtpacken (Sht. 1).

Von allen in dieser Arbeit untersuchten Schwellen-Profilen hat das Profil Diana die geringste Mächtigkeit: 2,90 m zwischen der Obergrenze der Dillenburger Schichten und dem hangenden Intrusivdiabas (Sht. 37). Auf die Mächtigkeit der einzelnen Stufen und auf eine wahrscheinliche stratigraphische Lücke zwischen der obersten Kalksteinbank (Sht. 36) und den Liegenden Alaunschiefern des Unterkarbons II (Sht. 38) wird unten im Abschnitt Fossilien und Biostratigraphie hingewiesen.

Zur besseren Erfassung der Schichtfolge im Devon/Karbon-Grenzbereich wurde im W-Teil des alten Tagebaues, etwa 20 m W vom Hauptprofil, ein weiterer Schurf angelegt (= W-Schurf oder Nebenschurf). Anlaß für diesen Schurf war die Beobachtung, daß hier nahe der Oberkante der S-Wand die Liegenden Alaunschiefer und Hangenberg-Schichten unterhalb vom Deckdiabas in größerer Mächtigkeit unter dem Hangschutt anzustehen schienen. Es stellte sich jedoch heraus, daß hier die oberdevonische bis tiefunterkarbonische Schichtfolge in stark gestörter Form vorliegt: Die oberdevonische Kalksteinfolge im Hangenden der Dillenburger Schichten ist linsig zerschert und erreicht nur 30—60 cm Mächtigkeit; eine von diesen, von einer 15—20 cm mächtigen braunen Lehmschicht bedeckten Kalksteinlinsen er-

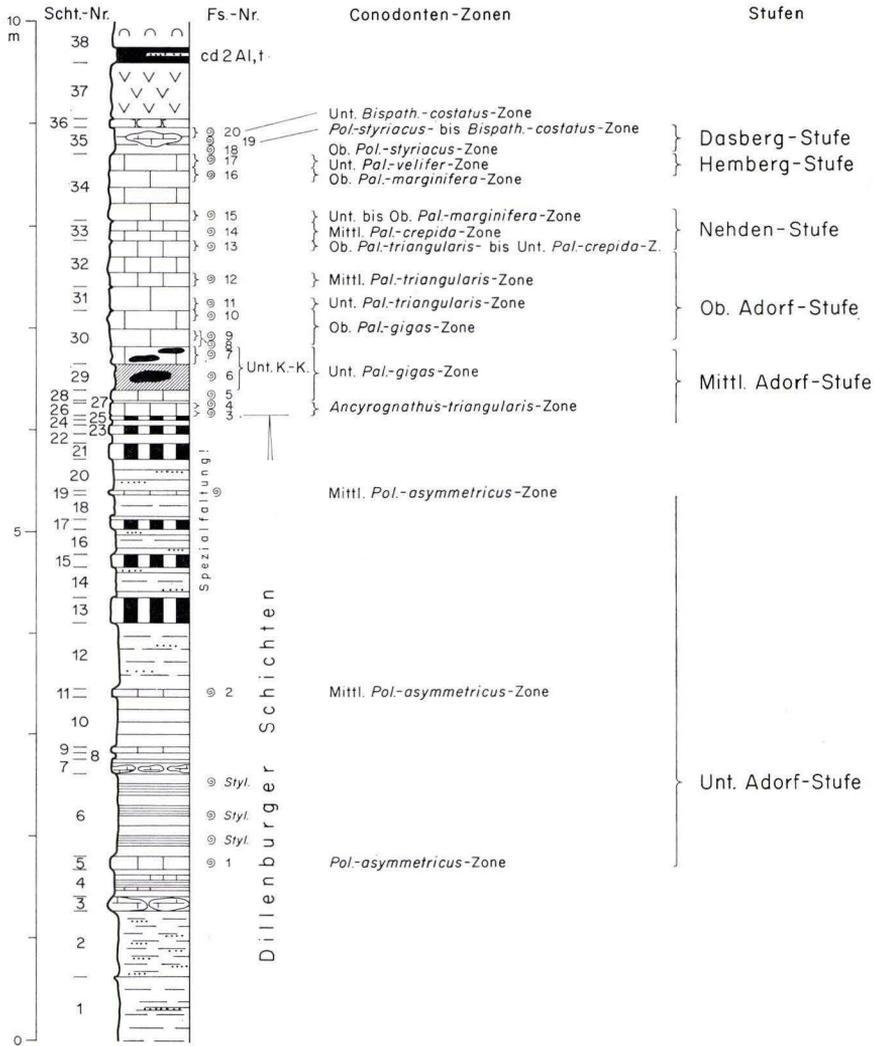


Abb. 8. Schichtenfolge und Biostratigraphie im alten Tagebau Diana. Oberdevonische Schwellenfazies im Hangenden der Dillenburg Schichten (Prof. 6; s. Abb. 1 Pkt. 6, Abb. 2 Prof. 6). Legende s. Abb. 2. Styl. = Styliolinen; Unt. K.-K. = Unterer Kellwasserkalk; cd2AL, t = Liegende Alaunschiefer.

brachte Conodonten der Ob. *Pal-crepida*- bis Ob. *Pal-marginifera*?-Zone. Der Kalkstein- und Lehmhorizont wird im unteren Teil des Schurfes von ca. 30 cm grün-grauen Tonschiefern und 5–20 cm schwarzen Tonschiefern mit eingelagerten Phosphoritknollen überlagert, was auf die stratigraphische Abfolge Hangenberg-Schiefer – Liegende Alaunschiefer schließen läßt. Das Hangende bildet ein stark verwitterter Diabas, an dessen Untergrenze beide Schieferhorizonte den Hang nach

W hinaufziehen und dort (Ausgangspunkt der Schurfarbeiten) anscheinend eine größere Mächtigkeit haben. Infolge starker Verquetschungen ist es jedoch sehr unsicher, ob im oberen Teil der S-Wand die Mächtigkeit der Liegenden Alaunschiefer auf etwa 1 m und der Hangenberg-Schiefer auf etwa 1,5 m zunimmt.

Das im östl. Hauptschurf erschlossene Profil Diana (Abb. 8) kann von oben nach unten in folgende lithostratigraphische Einheiten gegliedert werden:

Hangendes:	Diabas, dicht bis feinkörnig, Pillow-Lagen, Erguß-Diabas, „Deckdiabas“ des Unterkarbons II
0,10—0,20 m	Tonschiefer und Kieselschiefer, schwarz, mit Phosphoritknollen und einer dünnen Tuffeinlagerung, stark verquetschter Schichtpacken, z. T. kontaktmetamorph verändert. Liegende Alaunschiefer, Unterkarbon II. Scht. 38
ca. 0,55 m	Diabas, feinkörnig, intrusiv. Scht. 37
0,05—0,12 m	Kalkstein, grüngrau, serizitführend, silthaltig, linsig oder tektonisch zerschert. Scht. 36
0,25 m	Tonschiefer, grüngrau, darin Kalkstein, dicht, linsig, 0—15 cm mächtig, grüngrau, weißlich und gelblich verwitternd. Fs. 18—20. Dasberg-Stufe. Scht. 35
1,88 m	Kalkstein, oben (Scht. 34) und unten (Scht. 30) vorwiegend grau bis grüngrau, in der Mitte grau bis rötlich grau (Scht. 33) und grau mit roter Flammung (Scht. 32 und untere Hälfte von Scht. 31) oder dunkelrotbraun (die oberen 10—12 cm von Scht. 31). In Scht. 34 einige gerade durchziehende, bankparallele Tonschieferbestege; angewitterte Partien von Scht. 31 und 30 zeigen eine gut ausgebildete, bankparallele Feinschichtung. Im Dünnschliff sind in den Mikriten und teilweise Mikrospariten häufig Conodonten und Ostracoden, gelegentlich auch Trilobiten zu erkennen. 1 Orthoceren-Rest 10 cm unter OK von Scht. 30. Fs. 8—17. Obere Adorf- bis Obere Hemberg-Stufe. Scht. 30 (ab 18 cm über UK) bis 34
0,18 m	Kalkstein, grau und grüngrau, dicht; Einlagerung von Kalkstein, schwarz, linsig und in Lagen, verzahnt (Taf. 6 Fig. 3). Nach Dünnschliffbefunden besteht der schwarze Kalkstein aus feingeschichtetem, bituminösem Mikrosparit mit zahlreichen Cephalopoden, Ostracoden und Tentaculiten (Kellwasserkalk-Fazies). Der graue, z. T. flasrig geschichtete Kalkstein ist ein Mikrit mit zahlreichen Ostracodenquerschnitten und Conodonten. Während der Mikrosparit nach oben kontinuierlich in Mikrit übergehen kann, ist der Wechsel abrupt, wo die Kellwasserkalk-Fazies den Mikrit überlagert. Offensichtlich haben chemische Milieuveränderungen an der Grenze der Faziesausbildungen zu erheblichen Lösungserscheinungen geführt (Taf. 6 Fig. 3: der Cephalopodenquerschnitt in der Bildmitte ist in der unteren Hälfte weg gelöst und durch Sparit ersetzt). Die seitliche Verzahnung der unter gegensätzlichen Bedingungen (normal marin/sapropelitisch) entstandenen Kalktypen ist sicher nicht synsedimentär, sondern diagenetischer Natur (Styloolithen-Sparit-Fronten). Fs. 7 .Mittlere Adorf-Stufe. Scht. 30 (unterer Teil bis 18 cm über UK)
0,20—0,30 m	Kalkstein, schwarz, linsig, knollig und bankig, in schwarzen Tonschiefern. Nach Dünnschliffen: Mikrosparit, bituminös, feinschichtig, mit Cephalopoden, „ <i>Buchiola</i> “ sp., Tentaculiten und Ostracoden (meist zweiklappig, mit Sparit gefüllt). Fs. 6. Mittlere Adorf-Stufe, Unt. Kellwasserkalk. Scht. 29
0,10 m	Kalkstein, grünlich-grau, mit zahlreichen Cephalopoden. Der tiefere Bankteil (0—6 cm) besteht nach Dünnschliffen aus Mikriten mit

Trilobiten und zahlreichen Ostracoden und Tentaculiten. Der Mikrit ist von Grabgängen durchzogen, die mit Mikrospatit als Internsediment und Spatit ausgefüllt sind (Taf. 6 Fig. 1). Im höheren Bankteil (6 bis 10 cm) können im Mikrospatit Crinoiden, Trilobiten, unbestimmbare Schalenreste, Cephalopoden, Ostracoden, Tentaculiten und Grabgänge beobachtet werden (Taf. 6 Fig. 2). Es muß mit einer Ablagerung in relativ bewegtem Wasser gerechnet werden. Mn(?)-reiche Krusten deuten die Bildung von *hardgrounds*(?) an (gegenüber den übrigen Kalken um das Doppelte erhöhte Mn-Gehalte). Die faziell vielfältige Ausbildung dieser Kalksteinbank unterscheidet sie deutlich von den übrigen eintönigen Mikriten! Fs. 5. Mittlere Adorf-Stufe. Scht. 28

- 0,02—0,04 m Tonschiefer, grüngrau, tuffitisch?, stark zersetzt. Scht. 27
- 0,10—0,12 m Kalkstein, dunkelgrau, unten rötlich geflammt, Mikrit, z. T. Mikrospatit. Im Schlift: Crinoiden, Trilobiten, Ostracoden, Tentaculiten und Conodonten. Fs. 3 und 4. Mittlere Adorf-Stufe. Scht. 26
- 2,65 m Wechsellagerung von Tonschiefern, grau, olivgrün, schwarz und rot, Tuffiten und kieseligen Roteisensteinen = „Nachläufer-Bänke“ KREBS (1960b: 19) der „Grenzlager-Zone“ sensu LIPPERT (1951a: 384; 1951b: 9 und 19) im oberen Teil der Dillenburg Schichten. Spezialgefaltet. Eine Mikritlage, rot, 4 cm mächtig (Scht. 19, Conodonten-Fs. 1 von BUGGISCH 1972). Untere bis Mittl.(?) Adorf-Stufe, Dillenburg Schichten. Scht. 12—25
- 0,07 m Kalkstein, grüngrau, dicht. Fs. 2. Untere Adorf-Stufe. Scht. 11
- 1,57 m Tonschiefer, olivgrau, dunkelgrau bis schwarz, tuffitisch, z. T. massenhaft Styliolinen (Scht. 6). Einlagerung von 2 Kalksteinbänken: Scht. 7, 15 cm mächtig, linsig; Scht. 9, 6 cm mächtig, hellgrüngrau, beide keine Conodonten enthaltend. Untere Adorf-Stufe. Scht. 6—10
- 0,13 m Kalkstein, grau, tuffitisch, Crinoidenstiellglieder. Fs. 1. Untere Adorf-Stufe. Scht. 5
- 0,27 m Tonschiefer, olivgrün und schwarz, mit dünnen Mergellagen. Dillenburg Schichten. Scht. 4
- 0,14 m Kalkstein, dicht, tonig, linsig. Scht. 3
- 0,65 m Tuffit, überwiegend rot, feingeschichtet, z. T. gradiert. Scht. 2
- Liegendes: > 60 cm Tonschiefer, rot, mit Tuffitlagen. Dillenburg Schichten. Scht. 1

Fossilien und Biostratigraphie: Die Fossilbestimmungen und biostratigraphischen Einstufungen vom Prof. 6 (Diana) sind in den Tab. 8 und 9 zusammengestellt; Abb. 8 zeigt die Lage der Fundschichten und biostratigraphischen Zonen im Profil sowie die Zuordnung zu den oberdevonischen stratigraphischen Stufen.

Der untere, zu den Dillenburg Schichten gehörende Profilschnitt ist sehr fossilarm. Lediglich in den dunklen Tonschiefern der Scht. 6 zeigten sich bei der Profilaufnahme massenhaft schlecht erhaltene Styliolinen. Conodonten konnten nur aus den Kalksteinbänken Scht. 5 (= Fs. 1 mit nur einem bestimmbar Conodontenbruchstück) und Scht. 11 (= Fs. 2) gewonnen werden.

Fs. 1 dürfte wahrscheinlich zur *Pol.-asymmetricus*-Zone gehören; bei Fs. 2 ist die Zuordnung zur Mittl. *Pol.-asymmetricus*-Zone sicher. Die Fs. 2 ist mit großer Wahrscheinlichkeit identisch mit der Fs. c von KREBS (1959a: 373—374) = Fs. 3 der Fossiliste Nr. 1 in KREBS (1960b: 67). Bei der zwischen den Roteisensteinbänken gelegenen roten Kalksteinbank Scht. 19 handelt es sich um die Scht. 1 im Profil von BUGGISCH (1972: Taf. 13 Prof. Di, Tab. 6), die gemäß dem Vorkommen von *Ancyrodella rot. rotundiloba* auch noch der Mittl. *Pol.-asymmetricus*-Zone zugeordnet

Tab. 8. Conodonten und nachgewiesene Conodonten-Zonen im Profil Diana (Prof. 6; Abb. 8); det BUGGISCHE. Unt. Adorf- bis Dasberg-Stufe.

Conodonten - Zonen nach ZIEGLER 1971 u. SANDBERG & ZIEGLER 1973	Fundsichten :																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<i>Palmatolepis punctata</i>	○		●	●																
<i>Polygnathus asymmetricus ovalis</i>																				
<i>Ancyrodella rot. rotundiloba</i>		●																		
<i>Ancyrodella gigas</i>		●		●	●	●	●		●											
<i>Ancyrodella nodosa</i>			○	●	●	●	●		●	●										
<i>Ancyrodella lobata</i>				●																
<i>Ancyrodella ioides</i>					●															
<i>Ancyrodella curvata</i>					●	●														
<i>Palmatolepis hassi</i>			●		●		●		●	●										
<i>Pal. proversa</i>		●	●	●																
<i>Pal. subrecta</i>		●	●	●																
<i>Polygnathus decorosus</i>		●	●		●	●	●		●	●										
<i>Ancyrognathus triangularis</i>					●	●														
<i>Palmatolepis gigas</i>					●	●	●	●	●	●										
<i>Pal. unicornis</i>					●	●	●	●												
<i>Ancyrognathus asymmetricus</i>								●	●											
<i>Palmatolepis triangularis</i>										●	●			●						
<i>Pal. delicatula delicatula</i>										●	●		●							
<i>Pal. subperlobata</i>										●	●		●							
<i>Pal. triangularis</i> → <i>quadrantinodosalobata</i>										●										
<i>Ancyrognathus sinelamina</i>											●									
<i>Icriodus cornutus</i>												●	●	●						
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>												●	●	●	●		●	●		
<i>Pal. delicatula clarki</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. quadrantinodosalobata</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. tenuipunctata</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. crepida crepida</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. cf. regularis</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. termini</i>												●	●	●	●					
<i>Polygnathus glaber ssp.</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. glaber glaber</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. glaber bilobatus</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. nodocostatus nodocostatus</i>												●	●	●	●					
<i>Palmatolepis distorta</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. glabra lepta</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. glabra pectinata</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. marginifera marginifera</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. stoppeli</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. gracilis gracilis</i>												●	●	●	●					
<i>Pal. perlobata schindewolfi</i>												●	●	●	●					
<i>Polygnathus pennatuloideus</i>												●	●	●	●					
<i>Palmatolepis quadrantinodosa ssp.</i>												●	●	●	●					
<i>Scaphignathus velifer</i>												●	●	●	●					
<i>Palmatolepis minuta schleizia</i>												●	●	●	●					
<i>Polygnathus communis</i>												●	●	●	●					
<i>Pseudopolygnathus brevipennatus</i>												●	●	●	●					
<i>Bispathodus aculeatus</i>												●	●	●	●					
<i>Bisp. aculeatus aculeatus</i>												●	●	●	●					
<i>Bisp. costatus</i>												●	●	●	●					
<i>Bisp. spinulicostatus</i>												●	●	●	●					

Tab. 9. Fossilien des Unt. Kellwasserkalkes (Fs. 6 und 7) und der liegenden Kalksteinbank (Fs. 5) im Prof. 6 (Diana). Lage der Fundschichten s. Abb. 8. Bestimmungen: RABIEN, Cephalopoda det. CLAUSEN. Conodonten s. Tab. 8. Ob. Teil der Mittl. Adorf-Stufe, Unt. *Palmatolepis-gigas*-Zone

Zeichenerklärung: ● = häufig bis massenhaft, + = vorhanden, ? = fraglicher Nachweis

Fundschichten	5	6	7
<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) nitida</i> (F. A. ROEMER)		●	
<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) cf. nitida</i> (F. A. ROEMER)		+	
<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) cf. triangula</i> (POLENOVA)		+	
<i>Entomoprimitia?</i> aff. <i>kayseri</i> (WALDSCHMIDT)		+	
<i>Bertilionella?</i> <i>jabaeformis</i> (MÜLLER-STEFFEN)		+	
<i>Ungerella calcarata</i> (REINH. RICHTER)		+	
<i>Ungerella</i> sp.		?	+
<i>Entomozoe (Richteria) sp. A</i>		+	
<i>Entomozoe (Nehdentomis) tenera</i> (GÜRICH)		+	
<i>Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalma</i> (VOLK)		?	●
<i>Entomozoe</i> sp. [<i>E. (Nehdentomis) pseudophthalma</i> ?]			●
<i>Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichteria</i> (MATERN)		+	
<i>Richteria (Volkina) zimmermanni</i> (VOLK)		●	+
<i>Richteria</i> sp.		●	+
Ostracoda indet		+	
<i>Neomanticoceras (Virginoceras) paradoxum</i> (MATERN)	+		
<i>Manticoceras</i> sp.		+	
<i>Probeloceras</i> sp.		?	
<i>Neomanticoceras</i> sp.	+		
<i>Tornoceras</i> sp.	?	+	
Orthocerida indet.		+	
<i>Buchiola</i> sp.		●	
<i>Homoctenus tenuicinctus</i> (F. A. ROEMER)		●	+

werden kann. Damit gehört dieser Abschnitt der Dillenburg Schichten in den höheren Teil der Unteren Adorf-Stufe.

Mit der Fs. 5 im Liegenden des Kellwasserkalkes beginnt die Unt. *Pal.-gigas*-Zone, die bis Fs. 7 hinaufgeht, da erst in den Fs. 8 und 9 *Ancyrognathus asymmetricus* auftritt, mit dem die Ob. *Pal.-gigas*-Zone gemäß der Definition von ZIEGLER (1962: 23) einsetzt. Der Kellwasserkalk-Horizont der Scht. 29 und die linsenförmigen Vorkommen von Kellwasserkalk an der Basis des grauen Kalksteinpackens der Scht. 30 gehören damit noch eindeutig in den oberen Teil der Unt. *Pal.-gigas*-Zone, dem weithin beständigen stratigraphischen Niveau des Unt. Kellwasserkalk-Horizontes im obersten Teil der Mittl. Adorf-Stufe (BUGGISCHE 1972: 14—16, Taf. 10—13).

In Tab. 9 sind die aus dem Unt. Kellwasserkalk-Horizont (Fs. 6 und 7) und der liegenden Kalksteinbank (Fs. 5) bestimmten Ostracoden, Cephalopoden und Tentaculiten zusammengestellt. Die Ostracoden-Fauna der Kellwasserkalk-Fundschichten Fs. 6 und 7 sind deutlich verschieden: Die Proben der unteren Fundschicht 6 werden beherrscht von *Entomoprimitia nitida*, die als Leitart des Unt. Kellwasserkalkes angesehen werden kann und besonders für den mittleren und unteren Teil dieses Horizontes charakteristisch ist (RABIEN 1970: 124—125). Etwa 220 Exemplare von *E. nitida* konnten aus der Fs. 6 bestimmt werden; in der Fs. 7 fand sich dagegen

keines. Dafür bildet in Fs. 7 *Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalma* die beherrschende Ostracoden-Art (rd. 125 Bestimmungen; dazu 140 Exemplare von nicht näher bestimmbar *Entomozoe*-Resten, die vielleicht auch zu *E. (N.) pseudophthalma* gehören). In Fs. 6 fand sich nur eine deformierte Klappe, die mit „?“ zu *E. (N.) pseudophthalma* gestellt werden kann. Häufig bis massenhaft sind auf den Proben von Fs. 6 außerdem die kleinen, weniger auffälligen Klappen von *Richterina (Volkina) zimmermanni* (275 Bestimmungen) und *Richterina* sp. (rd. 150 Bestimmungen); in einigen Proben dieser Fundschicht kommen außerdem noch häufig Tentaculiten (*Homoctenus tenuicinctus*) und Muscheln (*Buchiola*) vor. Alle übrigen in Tab. 9 aufgeführten Fossilien sind nur mit wenigen Exemplaren vertreten. Die Bestimmung der in Fs. 5 und 6 aufgeführten Cephalopoden übernahm freundlicherweise Dr. C.-D. CLAUSEN (Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld).

Die Kalksteinbank Scht. 28 mit der Fs. 5 ist identisch mit der Fs. 24 von KREBS (1960b: 73, Fossiliste Nr. 5) und der Scht. 10 von BUGGISCH (1972: Taf. 13 Prof. Di). Aus dieser Bank stammt auch sehr wahrscheinlich das Cephalopoden-Material, das von LOTZ bei seiner Profilaufnahme aufgesammelt und von MATERN (1931: 21, 118–119) bearbeitet worden war.

MATERN konnte folgende, für das do I (β) γ typische Arten bestimmen:

Manticoceras intumescens (BEYRICH)
Manticoceras cordatum (SANDBERGER)
Manticoceras carinatum (BEYRICH)
Manticoceras calculiforme calculiforme (BEYRICH)
Manticoceras calculiforme crassioides MATERN
Ponticeras planorbis (SANDBERGER)
Ponticeras sandbergeri (WEDEKIND)
Ponticeras gerolsteiniese (STEININGER)
Crickites expectatus WEDEKIND
Beloceras multilobatum (BEYRICH)
Beloceras kayseri (HOLZAPFEL)

Der Kellwasserkalk-Horizont der Scht. 29 (= Fs. 6) ist identisch mit der Fs. 25 der Fossiliste Nr. 5 in KREBS (1960b: 73) und Scht. 11 in Prof. „Di“ von BUGGISCH (1972: Taf. 13). Die Durchsicht von Kellwasserkalk-Belegstücken vom Profil Diana der Dissertation KREBS (Slg. HLFB, Wiesbaden) ergaben, daß die von KREBS aufgesammelten Stücke ebenfalls vom unteren „nitida-Kalk“ und nicht vom höheren „pseudophthalma-Kalk“ stammen.

Die Proben von der Ob. Adorf- bis zur Dasberg-Stufe enthalten gelegentlich Conodonten aus 2 aufeinander folgenden Zonen, so daß in einer Fundschicht zum Teil Conodonten-Arten aufgeführt werden, die nach bisheriger Kenntnis nicht zusammen vorkommen sollten: z. B. in Fs. 11 die Leitformen *Ancyrognathus asymmetricus* und *Palmatolepis triangularis* oder in Fs. 15 noch *Pal. tenuipunctata* mit den Leitformen der *Pal.-marginifera*-Zone. Abgesehen davon, daß bei manchen Conodonten-Arten vereinzelt jüngere Nachläufer auftreten mögen, dürfte im Profil Diana die Überschneidung der Conodonten-Lebenszeiten hauptsächlich 2 Ursachen haben: 1. Liegt die oberdevonische Schichtenfolge in extrem reduzierter Mächtigkeit vor und 2. umfassen offenbar einige der entnommenen Proben (mit einer Höhe von 5–15 cm) einen zu großen Profilschnitt.

Nach den biostratigraphischen Einstufungen ergeben sich für das Profil Diana im Hangenden der Dillenburger Schichten folgende Mächtigkeiten:

Mittl. Adorf-Stufe von der *Ancyrognathus-triangularis*-Zone (Fs. 3) bis zur Obergrenze der Unt. *Pal.-gigas*-Zone (Fs. 7): ca. 70 cm.

Ob. Adorf-Stufe von der Ob. *Pal.-gigas*-Zone (Fs. 8) bis zum mittleren Teil der Ob. *Pal.-triangularis*-Zone (etwa zwischen OK Fs. 12 und Fs. 13): ca. 90 cm.

Nehden- bis Dasberg-Stufe von der *Pal.-crepida*-Zone (Fs. 13/14) bis zur höheren Unt. *Bispath.-costatus*-Zone (Fs. 20): ca. 130 cm.

Die oberste, 5–12 cm mächtige Kalksteinbank direkt unter dem Diabasgang lieferte keinerlei Fossilien. Da die darunter befindliche Fs. 20 2 *Bispathodus*-Arten enthält, die erst im oberen Teil der Unt. *Bispath.-costatus*-Zone einsetzen, dürfte die oberste Kalksteinbank in den Grenzbereich Unt./Mittl. *Bispath.-costatus*-Zone oder in die Mittl. *Bispath.-costatus*-Zone gehören. Nach ZIEGLER (1962, 1971) entspräche das dem obersten do V oder dem do V/VI-Grenzbereich; nach der orthochronologischen Einstufung der *styriacus/costatus*-Grenze in den do IV/V-Grenzbereich durch BRÜGGE (1973) läge jedoch die stratigraphische Obergrenze des Profils Diana nicht im Dasberg/Wocklum-Grenzbereich sondern in der tieferen Dasberg-Stufe (s. Kap. 5.5., Biostratigraphie).

Die Scht. 38 zwischen dem Diabas-Lagergang und dem Hangenden Deckdiabas ist eine geringmächtige Vertretung der Liegenden Alaunschiefer des Unterkarbons II α . Daraus folgt, daß in dem Profilabschnitt, der von dem 50–60 cm mächtigen Diabas (Scht. 37) eingenommen wird, eine stratigraphische Lücke von 2 Stufen besteht: Wocklum-Stufe (dw) und *Gattendorfia*-Stufe (cd 1). Das Fehlen der normalen, für die Devon/Karbon-Grenze typischen Schichtenfolge (Hangenberg-Schichten) im Profil Diana kann jedoch nicht als Beleg für eine Sedimentationsunterbrechung an dieser Stelle gewertet werden, da infolge des unterkarbonischen submarinen Vulkanismus und der Schuppentektonik die vorwiegend tonigen Sedimente zwischen den oberdevonischen Kalksteinfolgen und den mehrere 100 m mächtigen unterkarbonischen Diabasmassen stark verquetscht wurden (s. unten Kap. 6).

Nachtrag zu Kap. 5.6.

Während der Drucklegung dieser Arbeit entstanden an der Böschung des Hangweges E vom alten Tagebau Diana durch Wegebau neue Aufschlüsse, die sehr gut das geologische Profil erkennen lassen. Danach bildet das Liegende ein mächtiger, hochblasiger Diabas-(oder Spilit-)Mandelstein, auf den die Dillenburg Schichten mit einigen Rot-eisensteinbänken aufliegen. Es folgt das oben beschriebene Kalksteinprofil; hier jedoch sehr gut durchgehend (ohne Intrusivdiabas!) aufgeschlossen und nur rd. 2 m mächtig. Das Hangende der Kalksteine bilden 50–60 cm grüngraue Tonschiefer mit Tuffeinlagerungen (offenbar Hangenberg-Schiefer), 10–15 cm schwarze Tonschiefer (Liegende Alaunschiefer) und der Deckdiabas in sehr großer Mächtigkeit.

Wegen der großen faziellen und paläogeographischen Bedeutung dieses Profils erfolgte inzwischen durch RABIEN und HÜHNER eine feinstratigraphische Aufnahme. Von der gesamten Kalksteinfolge wurden durchgehend orientierte Proben entnommen, um festzustellen, wie weit es sich bei dieser extrem geringmächtigen oberdevonischen Schichtenfolge um ein stratigraphisch lückenloses Sedimentprofil handelt.

5.7. Profil Elise (Prof. 7)

Lage: SW-Seite der Pinge Elise am E-Hang des Grünberges, ca. 110 m ENE P. 443,2 (Abb. 1 Pkt. 7). TK 25 Bl. 5216 Oberscheld: R 34 54 46, H 56 24 49.

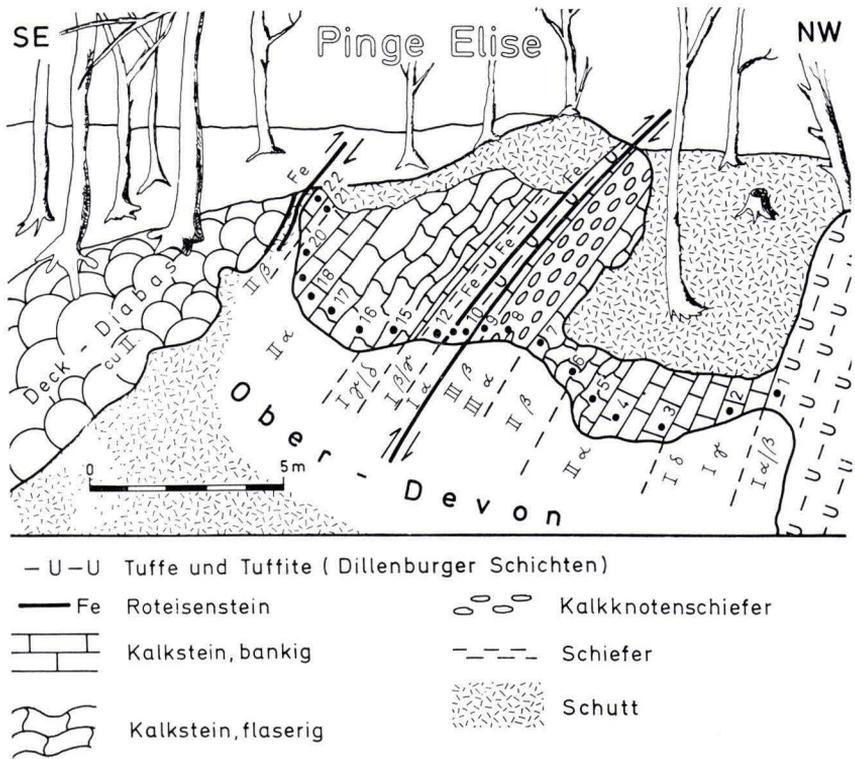


Abb. 9. Schichtenfolge und Biostratigraphie in der Pinge Elise E Eibach. Oberdevonische Schwellenfazies (Prof. 7; s. Abb. 1 Pkt. 7). Zweimalige stratigraphische Abfolge durch tektonische Schuppung: In der NW-Teilschuppe mit den Fs. 1–9 Untere Adorf- bis Hemberg-Stufe, in der SE-Teilschuppe mit den Fs. 10–22 Untere Adorf- bis Obere Nehden-Stufe. Zwischen dem hangenden Deckdiabas und dem liegenden Kalksteinprofil Störungzone mit kieseligem Roteisenstein.

Erforschungsgeschichte: KREBS (1960a: 231) erwähnt das Vorkommen im Zusammenhang mit den Cephalopodenkalk-Aufschlüssen der mittleren Eibacher Mulde, ohne jedoch Datierungen anzugeben. Nachfolgendes Profil wurde 1975 von BUGGISCH aufgenommen und bearbeitet.

Schichtenfolge: In der Pinge ist ein Profil von den Dillenburger Schichten bis zum Deckdiabas erschlossen (Abb. 9). Die auf den ersten Blick ungestört erscheinende Abfolge wird von mindestens 2 nahezu schichtparallelen Schubbahnen durchschnitten, die die unvollständige oberdevonische Schichtenfolge verdoppeln: SE-Teilschuppe, NW-Teilschuppe. Von SE nach NW können folgende lithologische Einheiten ausgeschieden werden:

Hangendes: Diabas, dicht bis feinkörnig, Effusivdiabas, „Deckdiabas“. Unterkarbon II

ca. 0,50 m In einer tiefgründig verwitterten Störungzone kieseliger Roteisenstein, der nicht näher eingestuft werden konnte

0,50 m	Kalkstein, rot und grau, dicht, Fs. 22. Unt. bis Ob. Nehden-Stufe
3,10 m	Kalkstein, rot und grau, dicht, gefasert oder wulstig geschichtet, mit vereinzelt roten Schieferlagen. Fs. 16—21.
0,85 m	Kalkstein, rot, oben grau, dicht, gefasert. Fs. 15. Mittl. Adorf-Stufe
0,98 m	Schiefer, rot und untergeordnet dunkelgrau im Wechsel mit Roteisenstein. Fs. 11—12. Unt. bis Mittl. Adorf-Stufe
0,22 m	Schiefer, tuffitisch und Kalkstein, grau. Fs. 10. Unt. Adorf-Stufe

Unter einer nahezu schichtparallelen Störung folgen:

0,15 m	Kalkstein, grau, z. T. rötlich, dicht. Fs. 9. Unt. bis Ob. Hemberg-Stufe
1,40 m	Kalkknotenschiefer, rot. Fs. 8. Hohe Ob. Nehden- bis tiefe Unt. Hemberg-Stufe
2,40 m	Kalkstein, unten hellrot bis grau, oben rot, dicht, gefasert. Fs. 4—7. Unt. bis Ob. Nehden-Stufe
2,60 m	Kalkstein, grau und rot, dicht. Fs. 2—3. Mittl. Adorf- bis Unt. Nehden-Stufe.

Liegendes: Tuffe und Tuffite der Dillenburger Schichten. Fs. 1. Unt. Adorf-Stufe

Biostratigraphie: In der NW-Teilschuppe konnten in den höchsten Partien der liegenden Dillenburger Schichten schlecht erhaltene Conodonten der Unteren bis Mittleren *Polygnathus-asymmetricus*-Zone nachgewiesen werden (Tab. 10 Fs. 1). Die darüber lagernden Schichten gehören der Unteren *Palmatolepis-gigas*-Zone bis *Scaphignathus-velifer*-Zone an. Roteisensteine und Kellwasserkalk-Horizonte fehlen in diesem Profilabschnitt.

Die nach SE anschließende Teilschuppe beginnt mit tuffitischen Schiefern der Dillenburger Schichten, die Conodonten der Unt. bis Mittl. *Pol.-asymmetricus*-Zone (Fs. 10) enthalten. Die roteisensteinführenden Schiefer sind in die Mittl. *Pol.-asymmetricus*- bis *Ancyrognathus-triangularis*-Zone einzustufen (Fs. 11—12). Kellwasserkalk-Horizonte fehlen auch in dieser Teilschuppe.

Die folgenden Kalksteine (bis Fs. 21) reichen bis zur Mittleren *Pal.-crepida*-Zone. Aus dem höheren Teil der obersten Kalksteinbank (Fs. 22) konnten Conodonten der *Pal.-crepida*- bis Unteren *Pal.-marginifera*-Zone nachgewiesen werden. Dieses gemeinsame Vorkommen von Conodonten verschiedener Zonen weist auf eine geringe Sedimentationsrate in der Oberen Nehden-Stufe in diesem Profilabschnitt hin.

6. Stratigraphischer und fazieller Vergleich der Becken- und Schwellen-Profile

Die oben (in Kap. 5.3—5.7) beschriebenen oberdevonischen Kalksteinprofile 3—7 liegen am NW-Rand des Oberschelder Schwellenkomplexes (Abb. 1). Sie sind — entsprechend dem Streichen der Eibacher Mulde — auf einer SW-NE verlaufenden Linie aufgereiht; der Abstand von Prof. 3 im SW zum Prof. 7 in NE beträgt rd. 3 km.

Die beiden Vergleichsprofile aus dem Gebiet der oberdevonischen Beckenfazies (Prof. 1 und 2) sind dem Schwellenrand in dichtem Abstand vorgelagert. Die Mineralwasserbohrung Eibach (Prof. 2 b) und die Übertageaufschlüsse, nach denen das Prof. 2 konstruiert wurde, liegen nur rd. 300—650 m vom Steinbruch E Neue Mühle (Prof. 3) entfernt. Die Aufschlüsse des Profils am Kanzelstein (Prof. 1) haben zu den Schwellenprofilen 3—5 einen Abstand von 1,5—2 km. Bei diesen Entfernungangaben ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Ablagerungsräume der in den

Prof. 1—2 anstehenden Schichtfolgen etwas weiter vom Schwellenrand entfernt waren und die Schichtfolgen tektonisch im Zuge der unterkarbonischen Faltung, Schieferung und besonders der Schuppung um einen unbekanntem Betrag genähert worden sind.

In Abb. 2 sind in vereinfachter Form die Prof. 1—6 gegenübergestellt, um die großen Unterschiede in der faziellen Ausbildung und Mächtigkeit zu zeigen. Beim Vergleich der Profile dienen als stratigraphische Obergrenze die Liegenden Alaunschiefer an der Basis des Unterkarbons II, bei ihrem Fehlen der sie überlagernde Deckdiabas. Als Untergrenze der Profile wird die Oberkante der Dillenburger Schichten genommen.

Das Profil 1 liegt am NW-Flügel des „Kanzelstein-Sattels“, der nach LIPPERT als NE-Ende des Dillenburger Sattels aufgefaßt werden kann (s. oben Kap. 5.1., Abs. Erforschungsgeschichte). Damit gehört die Schichtfolge bereits zum S-Flügel der Nanzenbacher Mulde, in der die oberdevonischen Sedimente in tonig-sandiger Beckenfazies vorliegen: tonige, mergelige und schluffige Schiefer der Cypridinen-schiefer-Fazies mit Einlagerung von feinkörnigen Sandsteinen und Siltsteinen. Wie aus der Abb. 2 Prof. 1 ersichtlich ist, kommen bereits in der Adorf-Stufe geringmächtige Sandsteinbänke vor; die mächtigsten Sandsteineinlagerungen liegen in der Nehden- und Dasberg- bis Woeklum-Stufe (s. RABIEN & SCHRICKE 1966: 293; RABIEN 1970: 80—81, 156—169, 196—218).

Mit den Sandsteineinlagerungen ist auch eine starke Zunahme der Mächtigkeit korreliert, so daß in der NE-Nanzenbacher Mulde die größten Oberdevon-Mächtigkeiten der Beckenfazies innerhalb der westlichen Dillmulde erreicht werden. Für das Profil am Kanzelstein ergibt sich eine ungefähre Mächtigkeit von 270 m, abzüglich der eingelagerten Diabase eine Sedimentmächtigkeit von ca. 190 m. Bei diesen Mächtigkeitsangaben ist jedoch zu berücksichtigen, daß durch tektonische Störungen eine Verzerrung der wahren Mächtigkeiten erfolgt sein kann und der untere Teil der Adorf-Stufe infolge einer Überschiebung fehlt, so daß sich für das vollständige Profil rd. 300 m ergeben und mit einer Sedimentmächtigkeit von über 200 m gerechnet werden kann.

Am N-Flügel der Nanzenbacher Mulde (die Oberdevon-Profile vom S- und N-Flügel werden nur durch einen schmalen, am NW-Ende des Kanzelsteinprofils 100—150 m breiten unterkarbonischen Muldenkern getrennt), ist die oberdevonische Schichtfolge offenbar noch mächtiger: nach RABIEN (1970: 145, Abb. 4 Prof. 5, Abb. 5 Prof. 8) hat dort allein die jungoberdevonische sandsteinreiche Schichtfolge der Nehden- bis Dasberg-Stufe „250 bis max. vielleicht 300 m“ Mächtigkeit (das rd. 250 m mächtige Prof. 8 der Abb. 5 ist im oberen Teil unvollständig und umfaßt nicht die Adorf-Stufe!). KREBS (1960a: 230, Abb. 3 Prof. 1; 1960b: 99, Tab. 1) rechnet für das Oberdevon in der Nanzenbacher Mulde „mit über 300 mächtigen Tonschiefern und Sandsteinen“ und gibt in seiner Tab. 1 als größte Mächtigkeit 320 m an.

Ein Vergleich der rd. 300 m mächtigen Schichtfolge der Beckenfazies in der nordöstlichen Nanzenbacher Mulde mit den Schwellenprofilen 3—6 zeigt die großen Mächtigkeitsunterschiede beider Faziesbereiche: so beträgt das Mächtigkeitsverhältnis von Schwellen- zu Beckenfazies bei Prof. 5, das abschnittsweise mit größerem Tonschieferanteil eine Schwellen/Becken-Übergangsfazies darstellt, etwa

1:20, bei Prof. 4 etwa 1:40, und bei Prof. 6 (Diana), das von den hier beschriebenen Profilen die geringste Mächtigkeit aufweist, erreicht das Mächtigkeitsverhältnis sogar 1:100!

Das Profil 2 (= 2. Becken-Vergleichsprofil, Abb. 2 Prof. 2) liegt in der Eibacher Mulde S des Dillenburger Sattelkomplexes, der aus mächtigen Diabastuffen, Diabasen, Spiliten und Abtragungsschutt von vulkanischen Schwellen aufgebaut ist und offenbar paläogeographisch während langer Zeiten des Oberdevons eine submarine Schwellenregion darstellte, die als Faziesgrenze zwischen dem Ablagerungsgebiet der NE-Nanzenbacher Mulde und der SW-Eibacher Mulde wirksam war. Im Unterschied zum Kanzelstein-Profil gibt es nur im obersten Teil des Profils (dh/dd-Grenzbereich) eine rd. 5 m mächtige Zone mit feinkörnigen Sandsteineinlagerungen. Dafür ist die Mittl. bis Ob. Adorf-Stufe reich an Karbonatbänken (Abb. 3 und 4) und auch in den Tonschiefern der Nehden- und Hemberg-Stufe gibt es Mergellagen oder Kalkknollenlagen, was offenbar auf die Nähe der karbonatischen Schwellenfazies des Oberschelder Schwellenkomplexes zurückzuführen ist.

Mit dem fast vollständigen Fehlen von Sandstein und der Zunahme des Karbonatgehaltes ist eine deutliche Abnahme der Mächtigkeit dieses Beckenprofils korreliert: von der Obergrenze der Dillenburger Schichten bis zur Untergrenze der Liegenden Alaunschiefer liegt die Gesamtmächtigkeit des Profils einschließlich der Intrusivdiabase zwischen 122 und 147 m, davon entfallen auf die Sedimente 85–110 m, also rd. 100 m.

Bei der Berechnung der Sedimentmächtigkeit im Bereich der Unt. Nehden-Stufe ergibt sich zwischen der Auswertung des Bohrprofils und der Geländeausstrichbreite eine Differenz von ca. 25 m (s. Kap. 5.2., Schichtenfolge). KEGEL (1934a: Taf. 32 Prof. 11) kam in seinem Profil W Eibach auf eine Sedimentmächtigkeit von rd. 110 m, nach KREBS (1960b: 99) beträgt sie etwa 110–120 m.

Daraus folgt, das im Bereich der fast vollständig sandsteinfreien Beckenfazies W Eibach nur etwa $\frac{1}{3}$ der Sedimentmächtigkeit der Beckenfazies vom N-Flügel der Nanzenbacher Mulde erreicht wird und damit die Mächtigkeitsunterschiede zu den Schwellenprofilen entsprechend um etwa $\frac{2}{3}$ vermindert werden.

Ein Vergleich der Schwellen-Profile 3–7 untereinander zeigt, daß bei ihnen ebenfalls Fazies und Mächtigkeit deutlich korreliert sind: je größer der Tonanteil, umso „mächtiger“ die Schichtfolge. Den größten Anteil an Rotschiefern und grüngrauen Tonschiefern mit allen biofaziellen Merkmalen der Cypridinschieferfazies hat das Prof. 5 im Gemeindesteinbruch E Eibach (Abb. 2 Prof. 5; Abb. 7). Ab Ob. Nehden-Stufe kommen in diesem Profil vorwiegend rotbraune, in der obersten Nehden-, Hemberg- und Dasberg-Stufe grüngraue Ton- und Mergelschiefer vor. Ab Ob. Nehden-Stufe kann daher die Schichtfolge des Prof. 5 als eine Schwellen/Becken-Übergangsfazies aufgefaßt werden. Besonders in der Ob. Nehden-Stufe bewirkt der vorherrschende Tonschieferanteil eine starke Mächtigkeitszunahme gegenüber den anderen untersuchten Schwellenprofilen; auf die große Profilmächtigkeit der *Pal.-marginifera*-Zone gegenüber den anderen Conodonten-Zonen ist bereits oben im Kap. 5.5., Abs. Fossilien und Biostratigraphie, verwiesen worden.

In den Prof. 3 und 7 kam es ebenfalls ab Ob. Nehden-Stufe zum Absatz von rotbraun gefärbtem tonigem Sedimentmaterial, so daß im Prof. 3 eine rötliche Kalk-

stein/Tonschiefer-Wechselagerung und im Prof. 7 (NW-Teilschuppe, FS. 8) rote Kalkknotenschiefer entstanden (Abb. 2 Prof. 3; Abb. 5 und 9).

Im Prof. 4, das dem Prof. 5 mit nur rd. 120–130 m Abstand am nächsten liegt, sind in der Ob. Nehden-Stufe keine Rotschiefer eingelagert; dementsprechend erreichen im Prof. 4 die Sedimente der Ob. Nehden-Stufe im Vergleich zum Prof. 5 nur etwa $\frac{1}{3}$ der Mächtigkeit! Erst ab Grenzbereich Nehden/Hemberg-Stufe bis Dasberg-Stufe kommt es im Prof. 4 zur Einschaltung grüngrauer Tonschieferlagen.

Das Prof. 6 (Diana, Abb. 2 Prof. 6, Abb. 8) hat mit 2,9 m die geringste Mächtigkeit und den kleinsten Tonschieferanteil. Abgesehen von einigen dünnen Tonschieferbestegen zwischen Kalksteinlagen gibt es nur eine geringmächtige grüngraue Tonschiefereinlagerung in der Mittl. Adorf-Stufe (Scht. 27: 2–4 cm) und eine in der Dasberg-Stufe (Scht. 35: 25 cm, jedoch besteht dieser Schichtpacken nur z. T. aus Tonschiefer, z. T. aus bis 15 cm mächtigen Kalksteinlinsen) sowie schwarze Tonschiefer neben schwarzen Kalksteinen im Unt. Kellwasserkalk-Horizont (Scht. 29).

Schwarzschiefereinlagerungen wurden in den untersuchten Profilen in 4 verschiedenen stratigraphischen Niveaus festgestellt:

1. Dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer in der Fazies der Styliolinen-Schiefer gibt es in den Schichtfolgen der Unt. und tieferen Mittl. Adorf-Stufe in den Prof. 2, 2a, 2b und 6 (s. Abb. 3, 4, 8 und die entsprechenden Schichtbeschreibungen).
2. Schwarze Ton- und Mergelschiefer, z. T. mit schwarzen Kalksteinlagen und -linsen kommen im obersten Teil der Mittl. und Ob. Adorf-Stufe vor; hierbei handelt es sich um den Unt. und Ob. Kellwasserkalk-Horizont oder äquivalente Bildungen (s. Abb. 2 Prof. 2, 4 und 6, Abb. 3, 4, 6, 7 und 8, die Anmerkungen bei den entsprechenden Schichtbeschreibungen und BUGGISCH 1972).
3. Dünne Schwarzschiefereinlagerungen in der Unt. Nehden-Stufe im Prof. 5 (s. Abb. 7 und Anmerkungen in der Schichtbeschreibung von Prof. 5 Scht. 1 und O).
4. Zwei Schwarzschieferlagen in der Hemberg-Stufe im Prof. 5 (s. Abb. 7 und Abs. Fossilien und Biostratigraphie, S. 90).

Bei den Schichtbeschreibungen und biostratigraphischen Erläuterungen der einzelnen Profile wurde bereits darauf hingewiesen, daß es sich bei diesen Schwarzschiefereinlagerungen um stratigraphische Horizonte von überregionaler Bedeutung handelt, da sie nicht nur in der Dillmulde, sondern auch in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, im Harz, im Thüringischen Schiefergebirge, in S-Frankreich und Marokko nachgewiesen werden konnten (s. die dort angeführte Literatur, besonders PFEIFFER 1968, KREBS 1969 und BUGGISCH 1972).

In der Tab. 11 wird versucht, die Mächtigkeiten der Oberdevon-Stufen in den Schwellen-Profilen 3–6 miteinander zu vergleichen. Infolge von biostratigraphischen Einstufungslücken oder Schwierigkeiten bei der Parallelisierung von biostratigraphischen Zonen und Stufen-Grenzen ergibt sich für die Mächtigkeiten der Stufen in den Profilen ein gewisser Spielraum, so daß in der Tab. 11 die geringste und größtmögliche Profilmächtigkeit der Stufen angegeben ist. Aus den Abb. 5–8 und den dazugehörigen biostratigraphischen Anmerkungen im Text können nähere Einzelheiten entnommen werden.

Beim Prof. 6 (Diana) findet eine kontinuierliche Abnahme der Mächtigkeiten von der Adorf- zur Dasberg-Stufe statt, bei den übrigen Profilen ist dieser Trend nur ab Nehden-Stufe ersichtlich. Bei den Mächtigkeitsangaben für die Adorf-Stufe ist

Tab. 11. Mächtigkeiten (in m) der Schwellen-Profile 3—6. Aufgliederung in geringst- und größtmögliche Profilmächtigkeiten der stratigraphischen Stufen und Gesamtmächtigkeit zwischen Dillenburger Schichten im Liegenden und Obergrenze

Stufen	Schwellen-Profile			
	3	4	5	6
Dasberg- bis Wocklum ?		>1	>1	0,3
Hemberg	>1	1—1,5	2—3	0,2—0,4
Nehden	3—4	3—4	9—10	0,5—0,7
Mittl. bis Ob. Adorf	2—3	2,2—2,4	1,5—2,5	1,5—1,7
Gesamtmächtigkeit:	~7	7,5—8	14,5	2,9

jedoch zu berücksichtigen, daß nur die Schwellenkalke im Hangenden der Dillenburger Schichten zum Vergleich herangezogen werden können, da die faziell stark abweichenden Dillenburger Schichten der Unt. und tiefsten Mittl. Adorf-Stufe ganz andere Dimensionen haben (s. Abb. 2 Prof. 2, Abb. 8). Bei vollständiger Ausbildung des Oberdevons in karbonatischer Schwellenfazies würde die Adorf-Stufe von allen Oberdevon-Stufen die größte Profilmächtigkeit erreichen. Das belegen auch die Profile auf dem Seßacker, obwohl dort der tiefste Teil der Adorf-Stufe ebenfalls nicht in der Fazies der Cephalopoden-Kalke vorliegt (MATERN 1931: 16—20; ZIEGLER 1962: 131—137).

Für den Devon/Karbon-Grenzbereich lassen sich aufgrund der hier beschriebenen Schwellen-Profile keine genauen Angaben über Fazies und Mächtigkeiten machen. Bei den einzelnen Profilen wurde bereits in den Absätzen über die Schichtfolge und Biostratigraphie erörtert, daß bei jedem dieser Profile die oberste Sedimentfolge infolge der Schuppentektonik und des unterkarbonischen effusiven, subeffusiven und intrusiven Vulkanismus stark gestört ist:

Im Stbr. E Neue Mühle (Prof. 3, Abb. 5) wird das Profil bereits in der Hemberg-Stufe in unterschiedlicher Höhe von einer tektonischen Ruschelzone gekappt.

Im Stbr. am Schafstall (Prof. 4, Abb. 6) wird die oberste Schichtfolge durch eine Störung im Liegenden des Diabases flach diagonal abgeschnitten; auf das primäre Vorhandensein der Hangenberg-Schichten und Liegenden Alaunschiefern kann nur aufgrund verruselter und im Diabas befindlicher Schiefereinschlagerungen geschlossen werden.

Im Gemeindesteinbruch E Eibach (Prof. 5, Abb. 7) endet das Profil bereits innerhalb der Dasberg-Stufe an einem Intrusivdiabas; jüngere Schichten sind dort entweder nicht mehr vorhanden oder am Berghang nicht aufgeschlossen.

In der Pinge Elise (Prof. 7, Abb. 9) ist die Schichtfolge tektonisch in 2 Schuppen zerlegt, die in der Hemberg- bzw. Ob. Nehden-Stufe von Überschiebungsbahnen gekappt worden sind.

Im Alten Tagebau Diana (Prof. 6, Abb. 8) schiebt sich beim Hauptschurf zwischen die oberste Kalksteinbank (Scht. 36, die entweder noch der Dasberg- oder bereits der Wocklum-Stufe angehört, s. Kap. 5.6., Abs. Fossilien und Biostratigraphie) und die Liegenden Alaunschiefer des Unterkarbons II ein Lagergang von Intrusivdiabas. Im gleichen Tagebau, nur etwa 20 m W vom Hauptschurf entfernt, steht bereits ein stark abweichendes Profil an: Liegende Alaunschiefer, Hangenberg-Schiefer und oberdevonische Schwellen-

kalke mit stark reduzierter und wechselnder Mächtigkeit, tektonisch und wahrscheinlich bereits durch die Diabasintrusion verquetscht und zerschert (s. Kap. 5.6., Sht.-Folge und Nachtrag zu Kap. 5.6., S. 99).

In dem rd. 300 m SW vom Tagebau Diana gelegenen Stbr. an der Beuerbach (Abb. 1, Pkt. 8) konnten inzwischen von RABIEN und HÜHNER die Devon/Karbon-Grenzschiefer freigeschürft und näher untersucht werden. Die dortigen Profile (deren Veröffentlichung für später in anderem Zusammenhang vorgesehen ist) zeigen sehr klar, wie die vorwiegend tonigen Schichtfolgen der Devon/Karbon-Grenzschiefer zwischen den obersten Schwellenkalken und den unterkarbonischen Deckdiabasmassen tektonisch gestört und von Intrusivdiabasen und Tuffen mit stark wechselnder Mächtigkeit durchsetzt sind: So variiert die Mächtigkeit der Liegenden Alaunschiefer zwischen 0,1 und 1,9 m, der Hangenberg-Schiefer zwischen 0,5 und 1,5 m, der Tuffe zwischen 0,3 und 0,65 m und der 2–3 Intrusivdiabaslagergänge zwischen 0,4 und 2 m, örtlich linsig auskeilend.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sowohl bei den tonig-sandigen Ablagerungen der Becken- oder Cypridinenschiefer-Fazies als auch bei der überwiegend aus dichten Kalksteinen bestehenden Schichtfolgen der Schwellen- oder Cephalopodenkalk-Fazies die Profilmächtigkeiten und die fazielle Ausbildung der Sedimente deutlich voneinander abhängen: in den Beckenprofilen sind es die Sand- und Siltsteine, in den Schwellenprofilen die Tonschiefereinlagerungen, die eine Mächtigkeitsvergrößerung der Schichtfolgen verursachen.

Auf eine nähere Faziesanalyse und paläogeographische Deutung soll in dieser Arbeit nicht eingegangen werden; die Autoren hoffen, auf diese Fragen im Rahmen der Bearbeitung weiterer Schwellen- und Becken-Profile vom Oberschelder Schwellenkomplex und der näheren und weiteren Umgebung zurückkommen zu können. Nur soviel sei festgestellt: Die in dieser Arbeit untersuchten Schwellen-Profile, in denen Sedimente verschiedenen oberdevonischen Alters von Diabasen des unterkarbonischen Deckdiabas-Vulkanismus überlagert werden, können nicht als Beleg dafür angesehen werden, daß an diesen Stellen der Schwellenregion Nichtsedimentation, Verlandung oder Abtragung im Devon/Karbon-Grenzbereich stattfanden. Während in der SW-Dillmulde (nur rd. 9–12 km SW der Prof. 3–7) z. Z. des Unteren Oberdevons auf besonders mächtigen vulkanischen Schwellen biogene Riffe aufwuchsen, die im Raum Erdbach-Breitscheid-Langenaubach einige 100 m Mächtigkeit erreichen können (die tiefste Bohrung bei Breitscheid hat bei 303 m Teufe noch nicht das Liegende des Riffkalksteins erbohrt!), blieb der Oberschelder Schwellenkomplex frei von Korallen-, Stromatoporen- oder Algenriffen. Dafür sind die Oberschelder Kalksteinvorkommen, besonders am Seßacker, seit über 100 Jahren durch ihre Cephalopoden-Faunen berühmt.

Bereits BEYRICH (1837: 17–20) teilte die wesentlichen biofaziellen Merkmale der Oberschelder Cephalopoden-Kalke mit, stufte sie richtig „zwischen dem Eifelder Kalk und dem Kohlenkalk“ ein und schlug vor: „Zur kürzeren Bezeichnung könnte man hier-nach für den Oberschelder Kalk die Benennung Goniatiten-Kalk wählen.“ Siehe außerdem G. & F. SANDBERGER 1850–1856, KOCH 1858, KAYSER & LOTZ 1907b und MATERN 1931.

Für diese faziellen Unterschiede dürfte die natürlichste Deutung darin zu suchen sein, für die Riffkalke einen Bildungsraum auf besonders hohen, in die Flachwasser-

bereiche aufragende Schwellen anzunehmen, während die geringmächtigen Kalksteinfolgen der Oberschelder Cephalopodenkalk-Fazies auf submarinen vulkanischen Schwellen unterhalb des Flachwasserstockwerkes sedimentierten: Hoch- und Tief-schwellen sensu RABIEN (1956: 65—67, Abb. 2).

Im jüngsten Oberdevon werden die grundlegenden faziellen Unterschiede zwischen dem Oberschelder Schwellenkomplex und den vorgelagerten Beckengebieten allmählich aufgehoben: Die grüngrauen und schwarzen Schiefer der weitverbreiteten Hangenberg-Schichten und Liegenden Alaunschiefer bilden von der Wende Devon/Karbon bis zum unteren Unterkarbon II sowohl in den Becken als auch auf den Schwellen die stratigraphischen Leithorizonte. Ein morphologischer Unterschied zwischen Schwellen und Becken, offenbar wesentlich geringer als während der längsten Zeit des Oberdevons, macht sich nur noch dadurch bemerkbar, daß die Hangenberg-Schiefer und Liegenden Alaunschiefer auf dem Oberschelder Schwellenkomplex eine etwas geringere Mächtigkeit haben als in den umliegenden Beckengebieten.

Zu den unterschiedlichen Faziesverhältnissen im Oberdevon und im Devon/Karbon-Grenzbereich der W-Dillmulde siehe auch KEGEL 1934a und b; LIPPERT 1951b, 1953; WIEGEL 1956; KREBS 1960a, 1960b, 1966; RABIEN 1959, 1970: 78—83, 141—145, 186—188 und die Profile der Abb. 3—7; LIPPERT und RABIEN in LIPPERT et al. 1970: 236—261, Abb. 8.

7. Anmerkungen zur Parallelisierung der Conodonten-, Ostracoden- und Cephalopoden-Chronologie

(Tab. 12)

Während die Orthochronologie und die Ostracoden- und Conodonten-Parachronologie in ihren Grundzügen gesichert sind, gibt es bei ihrer Parallelisierung immer noch einige Unsicherheiten.

Einzelheiten der in dieser Arbeit vorgenommenen Einstufungen werden in den Kap. 5.1. bis 5.7. in den Absätzen über „Fossilien und Biostratigraphie“ aufgeführt.

Die in Tab. 12 gegebene chronologische Übersichtstabelle wurde nach Literaturdaten zusammengestellt und in wenigen Punkten ergänzt.

Die Ostracoden-Zonengliederung folgt der Zusammenstellung von RABIEN (1970: Tab. 6 und 11). Lediglich die Abfolge von *Entomozoe-serratostrata-nehdensis*-Zone und *serratostrata/intercostata*-Zone wird in Untere und Obere *Entomozoe-serratostrata-nehdensis*-Zone umbenannt (s. Kap. 5.5.).

Die Conodontenchronologie basiert auf der Gliederung ZIEGLERS (1962), ergänzt durch die *hermanni-cristatus*-Zone (ZIEGLER 1965), die *Protognathodus*-Fauna (ZIEGLER 1969), die Unterste (lowermost) *Pal.-asymmetricus*-Zone und die Oberste (uppermost) *Pal.-gigas*-Zone (ZIEGLER 1971) und die Teilung in Untere und Obere *Pal.-rhomboidea*-Zone (SANDBERG & ZIEGLER 1973).

Die Parallelisierung der Ostracoden- und Conodonten-Parachronologie bestätigt im wesentlichen die bisherigen Ergebnisse. Die Grenze Obere/Oberste *Pal.-gigas*-Zone fällt etwa mit der Wende *reichi/splendens*-Interregnum zur *splendens*-Zone zusammen. Die Obere *Entomozoe-serratostrata-nehdensis*-Zone setzt schon recht tief in der Unteren *Pal.-marginifera*-Zone ein.

Tab. 12. Gegenüberstellung der oberdevonischen stratigraphischen Stufengliederung, der orthochronologischen Einteilung nach Ammonoiten (do I–VI) und der Conodonten- und Ostracoden-Zonen. Nähere Erläuterungen im Text Kap. 7.

Ostracoden - Zonen	Conodonten - Zonen	Stufen		
<i>hemisphaerica/latior</i> -Int.	<i>Protognathodus</i> -Z.			
Ob. <i>hemisphaerica</i> - — <i>dichotoma</i> - Unt. Zone	Ob. <i>Bispathodus</i> - <i>costatus</i> -Zone	do VI	Dasberg	e
	Mitt.	V/Vi		
	Unt.	V		
<i>intercostata</i> - Zone	Ob. <i>Polygnathus</i> - <i>styriacus</i> -Zone	? V	Hemberg	n
	Mitt.	do IV		
	Unt.	III β		
Ob. <i>serratostrata</i> - <i>nehdensis</i> -Zone	Ob. <i>Scaphignathus</i> - <i>velifer</i> -Zone	III α	Nehden	e
	Mitt.	do II		
	Unt.	β		
Unt. <i>serratostrata</i> - <i>nehdensis</i> -Zone	Ob. <i>Pal-marginifera</i> -Z.	do II	Nehden	α
	Mitt.	β		
	Unt.	do II		
<i>sigmoidale</i> -Zone	Ob. <i>Palmatolepis</i> - <i>crepida</i> -Zone	α	Nehden	F
	Mitt.	do II		
	Unt.	α		
<i>splendens</i> -Zone	Ob. <i>Palmatolepis</i> - <i>triangularis</i> -Zone	post I δ	Stufe	e
	Mitt.			
	Unt.			
<i>reichi/splendens</i> -Inter. <i>reichi</i> -Zone <i>schmidti</i> -Zone <i>volki</i> -Zone <i>materni</i> -Zone <i>barrandei</i> -Zone <i>cicatricosa</i> / <i>barrandei</i> -Interregnum	Ob. <i>Palmatolepis</i> - <i>gigas</i> - Zone	do I	Adorf	s
		δ		
<i>cicatricosa</i> -Zone	<i>Ancyrognathus-triangularis</i>	γ	Adorf	l
	Ob. <i>Polygnathus</i> - <i>asymmetricus</i> -Z.	β/γ		
	Mitt.	do I		
<i>cicatricosa/torleyi</i> -Inter. <i>torleyi</i> -Zone	Unt.	α	Givet	v
	Unterste			
	Ob. <i>S.-hermanni</i> -/ Unt. <i>Pol.-cristatus</i> -Zone	dm		

Die Problematik der genauen conodontenstratigraphischen Abgrenzung der *annulata*-Schiefer [nach ZIEGLER (1962: Wende *Scaphignathus-velifer*-/*Pol.-styriacus*-Zone; s. aber BRÜGGE (1973)] kann auch hier nicht eindeutig geklärt werden.

Immerhin treten im Prof. 5 (Fs. 51) oberhalb der Schwarzschieferhorizonte noch *Scaphignathus velifer* und *Palmatolepis rugosa ampla* neben Conodonten der *Pol.-styriacus*-Zone auf (s. Kap. 5.5., S. 87, 90—91). Da in diesem Horizont noch Ostracoden der *intercostata*-Zone gefunden wurden (die üblicherweise in die Hemberg-Stufe gestellt werden), ist damit zu rechnen, daß die Grenze *intercostata*-Zone/*hemisphaerica-dichotoma*-Zone innerhalb der Mittl. bis Ob. *Pol.-styriacus*-Zone oder sogar noch höher liegt.

Die Parallelisierung der Conodonten-Zonen mit der Orthochronologie wurde mit wenigen Änderungen aus ZIEGLER (1971) entnommen. Die Grenze Mittel-/Oberdevon scheint nach neuen Untersuchungen von ZIEGLER et al. (1976) noch in den Lebensbereich von *Polygnathus varcus* zu fallen und müßte etwas tiefer als in Tab. 12 angegeben zu ziehen sein. Detaillierte Profilaufnahmen am Martenberg bei Adorf von HOUSE & ZIEGLER (1977) machen es wahrscheinlich, daß diese Grenze mit der Wende Mittlere/Obere *Pol.-varcus*-Zone zusammenfällt. Auch die Grenze doI α /doI β wird Cort etwas tiefer gelegt und fällt in die Untere (?) *Pol.-asymmetricus*-Zone. Im Grenzbereich Adorf-/Nehden-Stufe folgen HOUSE & ZIEGLER (1977) der von BUGGISCH & CLAUSEN (1972) gegebenen und in Tab. 12 dargestellten Gliederung.

Besonders weit gehen die Meinungen im Grenzbereich Hemberg-/Dasberg-Stufe auseinander. ZIEGLER (1962 und 1971) legt die Grenze an die Wende Untere/Mittlere *Pol.-styriacus*-Zone und bezieht sich dabei auf den Leitwert der „*annulata*-Schiefer“ und auf Proben, die er vom Belegmaterial SCHINDEWOLFS gewonnen hat (ZIEGLER 1962: 36—38, 159—161). Dagegen zieht BRÜGGE (1973) die Grenze wesentlich höher und verlegt sie möglicherweise bis in die *Bisp.-costatus*-Zone, ohne allerdings im umstrittenen Bereich (Mittl. *Pol.-styriacus*- bis tiefe *Bisp.-costatus*-Zone) gesichert Platyclymenien in den spärlichen Cephalopodenfaunen nachgewiesen zu haben. Auch stimmt die Reichweite der Begleitconodonten BRÜGGES nicht mit der stratigraphischen Verbreitung nach ZIEGLER (1971: Tab. 6) überein. Eine Grenzziehung zwischen Hemberg- und Dasberg-Stufe im Bereich zwischen den extremen Auffassungen, etwa innerhalb der Mittl. bis Ob. *Pol.-styriacus*-Zone, stünde mit der Ostracoden-Chronologie (s. oben und Kap. 5.5.) im Einklang. Vorläufig muß die genaue Abgrenzung weiterhin als offen angesehen werden.

Die Parallelisierung von Frasn/Famenne mit der Orthochronologie folgt den Untersuchungen von BOUCKAERT et al. (1972).

8. Liste der bestimmten Conodonten

- Ancyrodella buckeyensis* STAUFFER 1938
A. curvata (BRANSON & MEHL 1934)
A. gigas YOUNGQUIST 1947
A. ioides ZIEGLER 1958
A. lobata BRANSON & MEHL 1934
A. nodosa ULRICH & BASSLER 1926
A. rotundiloba rotundiloba (BRYANT 1921)
A. rotundiloba alata GLENISTER & KLAPPER 1966
Ancyrognathus asymmetricus (ULRICH & BASSLER 1926)
An. cryptus ZIEGLER 1962

- An. sinelamina* (BRANSON & MEHL 1934)
An. triangularis YOUNGQUIST 1945
Bispathodus aculeatus (BRANSON & MEHL 1934)
Bisp. costatus (E. R. BRANSON 1934)
Bisp. spinulicostatus (E. R. BRANSON 1934)
Bisp. stabilis (BRANSON & MEHL 1934)
Icriodus cornutus SANNEMANN 1955
Palmatolepis crepida SANNEMANN 1955
Pal. delicatula delicatula BRANSON & MEHL 1934
Pal. delicatula clarki ZIEGLER 1962
Pal. distorta BRANSON & MEHL 1934
Pal. gigas MILLER & YOUNGQUIST 1947
Pal. glabra glabra ULRICH & BASSLER 1926
Pal. glabra lepta ZIEGLER & HUDDLE 1969
Pal. glabra pectinata ZIEGLER 1960
Pal. glabra prima ZIEGLER & HUDDLE 1969
Pal. gonioclymeniae MÜLLER 1956
Pal. gracilis gracilis BRANSON & MEHL 1934
Pal. gracilis sigmoidalis MEHL & ZIEGLER 1962
Pal. hassi MÜLLER & MÜLLER 1957
Pal. helmsi ZIEGLER 1962
Pal. marginifera marginifera HELMS 1959
Pal. marginifera duplicata SANDBERG & ZIEGLER 1973
Pal. marginifera tuber BUGGISCH 1977
Pal. minuta minuta BRANSON & MEHL 1934
Pal. minuta loba HELMS 1963
Pal. minuta schleizia HELMS 1963
Pal. minuta n. sp. ZIEGLER 1962
Pal. perlobata perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Pal. perlobata schindewolfi MÜLLER 1956
Pal. proversa ZIEGLER 1958
Pal. punctata (HINDE 1879)
Pal. quadrantinodosa quadrantinodosa BRANSON & MEHL 1934
Pal. quadrantinodosa inflexa MÜLLER 1956
Pal. quadrantinodosa inflexoidea ZIEGLER 1962
Pal. quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955
Pal. cf. regularis BOND 1946
Pal. rhomboidea SANNEMANN 1955
Pal. rugosa ampla MÜLLER 1956
Pal. rugosa grossi ZIEGLER 1960
Pal. rugosa postera ZIEGLER 1960
Pal. rugosa trachytera ZIEGLER 1960
Pal. stoppeli SANDBERG & ZIEGLER 1973
Pal. stoppeli → *marginifera* [Übergangsform]
Pal. subperlobata BRANSON & MEHL 1934
Pal. subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947
Pal. tenuipunctata SANNEMANN 1955
Pal. termini SANNEMANN 1955
Pal. transitans MÜLLER 1956
Pal. triangularis SANNEMANN 1955
Pal. unicornis MILLER & YOUNGQUIST 1947
Polygnathus ancyrognathoideus ZIEGLER 1958
Pol. communis BRANSON & MEHL 1934
Pol. decorosus STAUFFER 1938
Pol. dengleri BISCHOFF & ZIEGLER 1957

- Pol. diversus* HELMS 1959
Pol. glaber bilobatus ZIEGLER 1962
Pol. glaber glaber ULRICH & BASSLER 1926
Pol. granulatus BRANSON & MEHL 1934
Pol. hassi HELMS 1961
Pol. inornatus E. R. BRANSON 1934
Pol. nodocostatus nodocostatus BRANSON & MEHL 1934
Pol. nodocostatus ovatus HELMS 1960
Pol. nodoundatus HELMS 1960
Pol. pennatuloideus HOLMES 1928
Pol. perplexus THOMAS 1949
Pol. rhomboideus ULRICH & BASSLER 1926
Pol. styriacus ZIEGLER 1957
Polylophodonta gyratilineata (HOLMES 1928)
P. triphyllata ZIEGLER 1960
Pseudopolygnathus brevipennatus ZIEGLER 1962
Ps. dentilineatus E. R. BRANSON 1934
Scaphignathus velifer HELMS 1959
Spathognathodus bohlenanus HELMS 1959
Spath. strigosus (BRANSON & MEHL 1934)
Spath. werneri ZIEGLER 1962

9. Schriftenverzeichnis

- BEYRICH, E. (1837): Beiträge zur Kenntnis der Versteinerungen des Rheinischen Übergangsgebirges. — I—IV, 44 S., 2 Taf.; Berlin (Dümmler).
- BLUMENSTENGEL, H. (1959): Über oberdevonische Ostracoden und ihre stratigraphische Verbreitung im Gebiet zwischen Saalfeld und dem Kamm des Thüringer Waldes. — Freib. Forsch.-H., C, **72**: 53—107, 2 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- BOUCKAERT, J., & MOURAVIEFF, A., & STREEL, M., & THOREZ, J., & ZIEGLER, W. (1972): The Frasnian—Famennian Boundary in Belgium.—*Geologica et Palaeontologica*, **6**: 87—92, 3 Abb.; Marburg.
- BRÜGGE, N. (1973): Zur stratigraphischen Einstufung des Oberdevon-Profiles „Alte Heerstraße“ bei Schleiz, Bezirk Gera. — *Z. geol. Wiss.*, **1** (3): 319—327, 2 Taf., 1 Tab.; Berlin.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **62**: 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- (1977): Conodonten aus dem Oberdevon der Dillmulde/Rheinisches Schiefergebirge (*Palmatolepis marginifera tuber* n. subsp. und aberrante Formen). — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 57—63, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- & CLAUSEN, C.-D. (1972): Conodonten- und Goniatiten-Faunen aus dem oberen Frasnium und unteren Famennium Marokkos (Tafilalt, AntiAtlas). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **141** (2): 137—167, 8 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- GROOS-UFFENORDE, H., & UFFENORDE, H. (1974): Zur Mikrofauna im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nördlichen Sauerland (Conodonta, Ostracoda, Rheinisches Schiefergebirge). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 58—87, 7 Abb., 5 Tab., Taf. 2—6; Wiesbaden.
- HOUSE, M., & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. — *Geologica et Palaeontologica*, **11**: 69—108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.
- KAYSER, E. (1907): Geologische Karte Blatt Dillenburg. — *Geol. Kt. Preuß. u. benachb. B.-St.*, Lfg., **101**; Berlin.
- KAYSER, E., & LOTZ, H. (1907a): Erläuterungen zu Bl. Dillenburg. — *Geol. Kt. Preuß. u. benachb. B.-St.*, Lfg., **101**: 119 S., 17 Abb., 5 Taf.; Berlin.

- & LOTZ, H. (1907b): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Oberscheld. — Geol. Kt. Preuß. u. benachb. B.-St., Lfg., **101**: 127 S., 7 Abb., 15 Tab.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934a): Über das Oberdevon auf dem Nordwestflügel der Dillmulde. — Jb preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**: 531—545, 5 Abb., Taf. 32; Berlin.
- (1934b): Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KOCH, C. (1858): Paläozoische Schichten und Grünsteine in den Herzoglich-Nassauischen Ämtern Dillenburg und Herborn, unter Berücksichtigung allgemeiner Lagerungsverhältnisse in angrenzenden Ländertheilen. — Jb. Ver. Naturk. Herzogt. Nassau, **13**: 85—329, Taf. 1—3; Wiesbaden.
- KREBS, W. (1959a): Zur Grenze Mittel-/Ober-Devon und zur Gliederung des obersten Mittel-Devons und der tieferen Adorf-Stufe nach Conodonten. — Senckenbergiana, **40**: 367—387, 1 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1959b): Bericht über die Kartierung bei Eibach (Bl. Dillenburg) im Herbst 1959. — Manuskript (Archiv HLFB): 9 S., 1 Kt.; Darmstadt.
- (1960a): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 216—242, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1960b): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**: 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. senckenb. naturf. Ges., **511**: 1—105, 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. — Erdöl u. Kohle, **22**: 2—6, Abb. I/1—6 [Tl. I.]; 62—67, Abb. II/1—3 [Tl. II.]; Hamburg.
- & RABIEN, A. (1964): Zur Biostratigraphie und Fazies der Adorf-Stufe bei Donsbach (Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I, Rheinisches Schiefergebirge, Dillmulde). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 75—119, 3 Abb., 3 Tab., Taf. 6—7; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1951a): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in der östlichen Dillmulde. — Z. dt. geol. Ges., **102**: 383—385; Hannover.
- (1951b): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **485**: 1—29, Taf. 26—35; Frankfurt a. M.
- (1953): Das Roteisenstein-Grenzlager von der Wende Mittel-Oberdevon in der Dillmulde. Beobachtungen und Gedanken zur Entstehung von Erz und Nebengestein. — Z. dt. geol. Ges., **104** (2): 260—276, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- (1970): Geol. Kt. Hessen 1:25000: Bl. 5215 Dillenburg; Wiesbaden. [2., neubearbeitete Aufl.]
- HENTSCHEL, H., & RABIEN, A. (1970). mit Beitr. von KUTSCHER, F., STENGEL-RUTKOWSKI, W., WENDLER, R., & ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zu Bl. 5215 Dillenburg. — Geol. Kt. Hessen 1:25000: 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden. — [2., neubearbeitete Aufl.]
- LOTZ, H. (1907a): Nutzbare Lagerstätten. — Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. B.-St., Bl. Dillenburg, Lfg., **101**: 56—119, Abb. 11—17, Taf. 5; Berlin.
- (1907b): Nutzbare Lagerstätten. — Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. B.-St., Bl. Oberscheld, Lfg., **101**: 51—127, Abb. 2—15, Taf. 4—7; Berlin.
- MATERN, H. (1929): Die Ostracoden des Oberdevons. I. Teil: Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolbidae, Beyrichiidae, Kloedenellidae, Entomidae. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **118**: 100 S., 2 Abb., 2 Taf., 5 Taf.; Berlin.
- (1931): Das Oberdevon der Dill-Mulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **134**: 139 S., 6 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Berlin.

- MÜLLER, K. J. (1956): Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons, 1. Die Gattung *Palmatolepis*. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **494**: 70 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Frankfurt a. M.
- PAECKELMANN, W. (1924): Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. Westf. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**: 51—97, Taf. 4—5; Berlin.
- (1938), mit einem Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Balve. — Geol. Kt. Preuß. u. benachb. dt. L., Lfg. **349**: 70 S., 7 Abb., 10 Tab., 1 Beibl.; Berlin.
- PFEIFFER, H. (1954): Der Bohlen bei Saalfeld/Thür. — Beih. z. Z. Geologie, **11**: 106 S., 9 Abb., 6 Tab., 9 Taf.; Berlin.
- (1968): Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums vom Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung. — Geologie, **17** (1): 17—51, 14 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**: 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1959): Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dill-Mulde. — Z. dt. geol. Ges., **110**: 629—633; Hannover.
- (1960): Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (1): 61—105, 4 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- (1970): Oberdevon. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg: 78—83, 103—235, Abb. 3—7, Tab. 5—18, Taf. 1 Fig. 2, Taf. 2—5; Wiesbaden.
- & RABITZ, A. (1958): Das Ober-Devon von Meschede. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 159—184, 5 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- & SCHRICKE, W. (1966): Biostratigraphischer Nachweis und Petrographie von Adorf-Sandsteinen in der Dillmulde/Rheinisches Schiefergebirge (Ober-Devon I, Ostracoden- und Conodonten-Stratigraphie). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 278—301, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- RAITH, M. (1968): Vorläufige Mitteilung über *Ungerella*-Formen (Ostracoda) aus der Nehden-Stufe (Oberdevon) des Schaumbergprofils bei Östlich im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1968** (8): 481—495, 8 Abb.; Stuttgart.
- SADYKOV, A. M. (1962): Srednipaleozoiskije dwustwortschatije molljuski Atasu (Centralni Kasachstan). — Akad. Nauk. Kazach. SSR: 114 S., 12 Abb., 8 Taf.; Alma-Ata [russ.].
- SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W. (1973): Refinement of Standard Upper Devonian Conodont Zonation based on Sections in Nevada and West Germany. — Geologica et Palaeontologica, **7**: 97—122, 3 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Marburg.
- SANDBERGER, G. & F. (1850—1856): Die Versteinerungen des Rheinischen Schichten-systems in Nassau. — XIV + 564 S., zahlr. Abb. u. Tab., 1 Kt., 39 Taf. (Atlas); Wiesbaden.
- SCHMIDT, H. (1924): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carborgrenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**: 98—171, 6 Abb., Taf. 6—8; Berlin.
- WIEGEL, E. (1956): Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **15**: 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.
- (1965): Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 647—676, 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Krefeld.

- (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**: 343—360, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1970), mit Beitr. von KAMP, H. VON, REINHARDT, M., SCHERP, A., SCHMIDT, W., & WIRTH, W.: Erläuterungen zu Bl. 4713 Plettenberg. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000: 179 S., 20 Abb., 10 Tab., 3 Taf.; Krefeld. — [2., völlig neubearbeitete Aufl.]
- (1971): Conodont Stratigraphy of the European Devonian. — Geol. Soc. Amer. Mem., **127**: 227—284, 3 Abb., 6 Tab.; Boulder.
- [Hrsg.] (1973): Catalogue of Conodonts. — Bd. I: 504 S., 23 Abb., 27 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1975): Catalogue of Conodonts. — Bd. II: 404 S., 26 Abb., 25 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1977): Catalogue of Conodonts. — Bd. III: 574 S., 17 Abb., 39 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KLAPPER, G., & JOHNSON, J. G. (1976): Redefinition and subdivision of the *varcus*-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. — Geologica et Palaeontologica, **10**: 109—140, 5 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Marburg.
- SANDBERG, C. A., & AUSTIN, R. L. (1974): Revision of *Bispathodus* group (Conodonta) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. — Geologica et Palaeontologica, **8**: 97—112, 1 Abb., 3 Taf.; Marburg.

Manuskript eingegangen am 14. 3. 1978

Geol. Jb. Hessen	106	S. 117-122	1 Abb.	1 Tab.	Wiesbaden 1978
------------------	-----	------------	--------	--------	----------------

Staßfurt-Salinar im Werra-Gebiet

Von

HARRY ROTH*

Kurzfassung: Die in der Aufschlußbohrung „Friedewald 2“ erstmals im Werra-Gebiet angetroffene, unmittelbar übereinander liegende Schichtenfolge Werra-Salinar, Hauptdolomit, Basalanhydrit, Staßfurt-Steinsalz, Gebänderter Ton/Anhydrit und Untere Zechsteinletten erlaubt nunmehr auch im Werra-Gebiet eine eindeutige Grenzziehung zwischen Zechstein 1 und 2 an der Basis des Hauptdolomits. Braunroter Salzton und Zwischensalinar gehören demnach in die Salinarfolge des Zechsteins 1. Das Zwischensalinar wird als Oberer Werra-Anhydrit bzw. Oberstes Werra-Steinsalz bezeichnet.

Die von RICHTER (1941) gezogene südliche Verbreitungsgrenze des Hauptdolomits wurde rinnenartig nach S bis Friedewald ausgeweitet und stellt die Verlängerung der Bucht von Iba—Ronshausen dar.

Abstract: With the exploration well Friedewald 2 is for the first time in the Werra district the following sequence in the Zechstein 1 and 2 discovered. In an uninterrupted sequence the well shows Werra-Salinar, Hauptdolomit, Basalanhydrit, Staßfurt-Steinsalz, Gebänderter Ton/Anhydrit and Untere Zechsteinletten. This allows a clear separation between Zechstein 1 and 2 at the base of the Hauptdolomit. The Braunroter Salzton and the Zwischensalinar belongs therefore into the salinar sequence of Zechstein 1. The Zwischensalinar is identified as Oberer Werra-Anhydrit resp. Oberstes Werra-Steinsalz.

The southern sedimentation distribution boundary of the Hauptdolomit, as outlined by RICHTER (1941), has to be extended to the south in form of a channel and is the prolongation of the Iba—Ronshausen bay.

Die im Jahre 1956 niedergebrachte Aufschlußbohrung „Friedewald 2“ (TK 25, Bl. 5125 Friedewald; R 35 60 314,08; H 56 40 119,96; Ansatzhöhe 434,213 m über NN) hat folgende Schichten durchteuft:

0,0—195,0 m	=	195,0 m	Mittlerer Buntsandstein
195,0—601,9 m	=	406,9 m	Unterer Buntsandstein
601,9—609,0 m	=	7,1 m	Obere Zechsteinletten
609,0—630,5 m	=	21,5 m	Plattendolomit
630,5—660,6 m	=	30,1 m	Untere Zechsteinletten
660,6—661,2 m	=	0,6 m	Gebänderter Ton/Anhydrit (? Deckanhydrit)
661,2—662,0 m	=	0,8 m	Staßfurt-Steinsalz
662,0—664,0 m	=	2,0 m	Basalanhydrit

* Dr. H. ROTH, Kali und Salz AG, Friedrich-Ebert-Str. 160 (August-Rosterg-Haus), 3500 Kassel.

664,0	665,1 m =	1,1 m	Hauptdolomit	
665,1	— 666,2 m =	1,1 m	Anhydrit	} Zwischensaliner
666,2	— 669,4 m =	3,2 m	Steinsalz	
669,4	— 674,4 m =	5,0 m	Anhydrit	
674,4	— 682,7 m =	8,3 m	Braunroter Salzton	
682,7	— 806,8 m =	124,1 m	Oberes Werra-Steinsalz	
806,8	— 809,0 m =	2,2 m	Oberes Kalilager (Flöz Hessen)	
809,0	— 858,5 m =	49,5 m	Mittleres Werra-Steinsalz	
858,5	— 862,3 m =	3,8 m	Unteres Kalilager (Flöz Thüringen)	
862,3	— 868,6 m =	6,3 m	Unteres Werra-Steinsalz	

Dieses für die Stratigraphie des Werra-Gebietes, insbesondere für den Abschnitt zwischen Plattendolomit und Oberem Werra-Steinsalz ungewöhnliche Profil fordert zu einer Diskussion über Fragen der Neugliederung des Profils, der stratigraphischen Umstufung einzelner Schichtkomplexe sowie der paläogeographischen Verbreitung so bedeutender Horizonte wie Hauptdolomit, Basalanhydrit und Staßfurt-Steinsalz geradezu heraus. Anhand einer detaillierten Beschreibung des aus dem entscheidenden Abschnitt dieser Bohrung vorhandenen Kernmaterials soll der Versuch unternommen werden, die betreffenden Schichteinheiten in die neue stratigraphische Tabelle von KÄDING (1978, Taf. 7) einzuordnen und aufgrund der Ergebnisse von weiteren zwischenzeitlich in diesem Raum niedergebrachten Bohrungen den paläogeographischen Rahmen, wie ihn RICHTER (1941) abgesteckt hat, teilweise neu zu fassen.

Beschreibung der Schichtenfolge von der Basis Plattendolomit bis zum Top des Oberen Werra-Steinsalzes.

		Plattendolomit	
		630,5 m	
		Untere Zechsteinletten	
2,1 m	Dolomitischer Mergelstein, dunkelgrau, feingeschichtet, und Mergel-sandstein, hellgrau, faserig geschichtet, dicht, mit zelligen karbonatischen Einschaltungen im untersten Meter.		
23,3 m	Keine Kern- und Spülproben.		
3,2 m	Wechsellagerung von hellen anhydritischen mit dunklen tonigen sowie einzelnen feinschichtigen bräunlichen dolomitischen Mergel-lagen von 0,2—10 cm Dicke; Gestein teils glatt, teils faserig geschichtet.		
1,5 m	Wechsellagerung von schokoladebraunem und dunkelbraunem Tonstein mit feinschichtigem dolomitischen Mergelstein; einzelne Gips- und Anhydrit-flasern.		
		Untere Zechsteinletten	
		660,6 m	
		Gebänderter Ton/Anhydrit	
0,6 m	Mergelig-anhydritisches bis dolomitisches Mischgestein; teils fein, teils faserig geschichtet; anhydritischer Anteil hellgrau, dolomitisch-mergeliger Anteil graubraun; 10 cm unter Top einzelne 0,5—1,0 cm starke schwarze Tonsteinlage; zur Basis hin kavernöse, z. T. angelöste Einschaltungen von bräunlichem Steinsalz.		
		Gebänderter Ton/Anhydrit	
		661,2 m	
		Staßfurt-Steinsalz	

0,8 m Steinsalz, oben lichtbraun, unten schmutziggelblich; grobkristallin; im oberen Teil zwei Anhydritbänke von 10 und 2 cm; im unteren Teil sind flaserige, schwarze mm-starke Anhydritschnüre in Abständen von 3–8 cm eingeschaltet.

Staßfurt-Steinsalz

662,0 m

Basalanhydrit

2,0 m Anhydrit, hellgrau; feinschichtig, in den tiefsten 0,25 m auch flaserig mit zahlreichen mm- bis cm-mächtigen graubraunen dolomitischen und untergeordnet auch ebenso starken dunkelgrauen tonigen Lagen.

Basalanhydrit

664,0 m

Hauptdolomit

1,1 m Dolomitischer Kalkstein; gelblichgrau, durchweg mit feinsten, schwarzen, bituminösen Zwischenlagen, deren Abstände zumeist weniger als 1 cm betragen; dadurch insgesamt feinschichtig bis flaserig; dicht, im Kernstück zahlreiche Anhydritfasern und -augen sowie zwei größere Anhydritknollen von je 5×8 cm; Gestein riecht beim Anschlagen deutlich bituminös.

Hauptdolomit

665,1 m

Zwischensalinar

1,1 m Anhydrit; dunkelgrau, grobflaserig, z. T. auch brekziös, mit eingeschalteten cm-mächtigen Tonlagen und -fasern; (= oberer Anhydrit des Zwischensalinars).

3,2 m Steinsalz; lichtbraun, grobkristallin, mit mm-dicken dunklen Anhydritschnüren in cm-Abständen; (= Steinsalz des Zwischensalinars).

5,0 m Anhydrit; dunkelgrau, z. T. mit bräunlichem Anflug, oberste 0,6 m feinkristallin bis dicht, sonst flaserig bis feinknollig, nach unten zu mittelknollig mit braunen dolomitischen Schlieren und Putzen; Zwickel z. T. mit schwarzem, bituminösen Tonstein ausgefüllt, daher beim Anschlagen kräftiger Bitumen-geruch, Gestein insgesamt kompakt und dicht; obere Meter im Übergang zum Salz kavernös; (= unterer Anhydrit des Zwischensalinars).

Zwischensalinar

674,4 m

Braunroter Salzton

2,0 m Tonstein; oben dunkelgrau, nach unten wechselfarbiger Übergang in die liegende mittelbraune Folge, mild, rauh brechend.

0,75 m Anhydrit; dunkelgrau, oberste 4 cm pegmatitisch mit Ton durchwachsen, sonst massig und dicht.

5,55 m Tonstein; oberste 0,4 m dunkelgrünlich, sonst mittelbraun, gelegentlich graugrüne Flecken und Bänke, dicht, teils rau, teils glatt brechend, vereinzelte knollige und perlartige anhydritische Einlagerungen sowie Fasergips-lagen; Basis des Salztones anhydritisch, dunkelgrau, öffnet sich kavernös in das liegende Steinsalz, dadurch unscharfer Übergang.

Braunroter Salzton

682,7 m

Oberes Werra-Steinsalz

Der von MOTZKA (1974: 15–18) vorab mitgeteilte Zechsteinanteil des Bohrprofils von Friedewald 2 bedarf einiger Korrekturen, wobei in diesem Falle die stratigraphischen Symbole nach RICHTER-BERNBURG (1955) Anwendung finden.

7,1 m	Obere Zechsteinletten	Z4t
21,5 m	Plattendolomit	Ca3
30,1 m	Untere Zechsteinletten	Z3t
0,6 m	gebänderter Ton/Anhydrit	A2r
0,8 m	Staßfurt-Steinsalz	Na2
2,0 m	Basalanhydrit	A2
1,1 m	Hauptdolomit	Ca2
9,3 m	Zwischensalinar	T2A + Na
8,3 m	Braunroter Salztön	T2
185,9 m	Werra-Steinsalz	Na1

Der hier interessierende Abschnitt aus dem Bohrprofil Friedewald 2 ist meines Wissens der erste Bohraufschluß, in dem Zwischensalinar, Hauptdolomit, Basalanhydrit, Staßfurt-Steinsalz, gebänderter Ton/Anhydrit und Zechsteinletten direkt übereinander im Kern vorliegen. Dieser Befund wird zur Klärung mancher Fragen beitragen, die in früheren Veröffentlichungen aufgrund fehlender oder mangelhafter Aufschlüsse zwangsläufig offengeblieben sind.

Eine dieser offenen Fragen betrifft die stratigraphische Stellung des sogenannten „Zwischensalinars“. Es handelt sich hierbei um die in der Brg. Friedewald 2 ange-troffene 9,3 m mächtige Folge liegender Anhydrit — Steinsalz — hangender Anhydrit, die unmittelbar dem Braunroten Salztön aufliegt. Während z. B. DIETZ (1928) und SCHLÜTER (1932) das Zwischensalinar mit dem Grauen Salztön bzw. Staßfurt-Steinsalz parallelisiert hatten, konnte RICHTER (1941) für den Bereich des Richels-dorfer Gebirges nachweisen, daß der in diesem Gebiet über den „Bunten Tonen“ (= Braunroter Salztön) folgende Anhydrit den Hauptdolomit unterlagert und somit eindeutig älter ist als dieser und damit auch älter ist als das Staßfurt-Steinsalz. Da sich beckenwärts dieser Anhydrit aufspaltet und das frühere sogenannte „Jüngere Steinsalz des Werragebiets“ einschließt, war ohnehin schon seine stratigraphische

Tab. 1. Schichtenfolge "Friedewald 2" zwischen Oberem Werra-Steinsalz und Plattendolomit und deren stratigraphische Zuordnung

Schichtenfolge "Friedewald 2" (z.T. alte Bezeichnungen)	Neue Bezeichnung nach JUNGWIRTH & SEIDEL (1968)	Stratigraph. Symbol	Zechstein-Serie
Plattendolomit	Leine-Karbonat	Ca3	Leine-Serie
	Unterer Leine-Ton	T3	Zechstein 3
Untere Zechsteinletten	Oberer Staßfurt-Ton	T2r	
Gebänderter Ton/Anhydrit			
Staßfurt-Steinsalz	Staßfurt-Steinsalz	Na2	Staßfurt-Serie
Basalanhydrit	Unterer Staßfurt-Anhydrit	A2	Zechstein 2
Hauptdolomit	Staßfurt-Karbonat	Ca2	
Anhydrit } Steinsalz } Anhydrit }	Zwischen- salinar	Oberer Werra-Anhydrit Oberstes Werra-Steinsalz Oberer Werra-Anhydrit	A1r β Na1r A1r α Werra-Serie Zechstein 1
Braunroter Salztön	Oberer Werra-Ton	T1r	
Oberes Werra-Steinsalz	Oberes Werra-Steinsalz	Na1 γ	

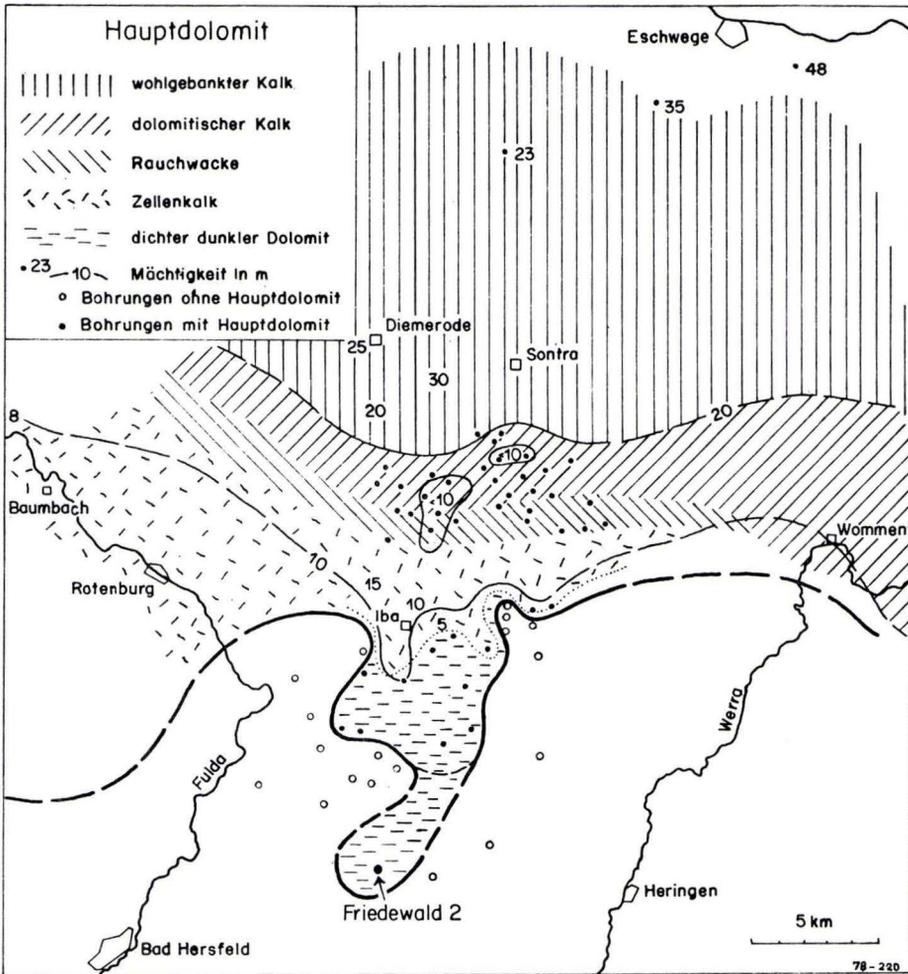


Abb. 1. Fazies und Mächtigkeit des Hauptdolomit-Horizontes (aus RICHTER 1941: 307, Abb. 11; mit eigenen Ergänzungen).

Stellung in bezug auf das Staßfurt-Salinar klar. Wenn es trotzdem noch eines Beweises für die von RICHTER richtig erkannte Position des Zwischensalinars bedurft hätte, so liegt dieser mit dem bei Friedewald im nördlichen Werrabecken ange-troffenen Profil nunmehr vor.

Eine andere Frage ist die Abgrenzung Zechstein 1 zu Zechstein 2 im Werra-Gebiet und damit die altersmäßige Einstufung des Zwischensalinars. Früher galt der „Braunrote Salzton“ als das Basissediment des Zechsteins 2 (RICHTER-BERNBURG 1955). In neueren Arbeiten (JUNGWIRTH & SEIDEL 1968, SEIDEL 1974, KÄDING 1978) wird dieser Tonsteinhorizont mit der Anhydritbank als Oberer Werra-Ton bezeichnet. Er liegt noch im Zechstein 1. Geht man davon aus, daß ein Großzyklus,

wie ihn zweifellos die Staßfurt-Serie darstellt, mit einem Ton oder Karbonat beginnt — in unserem Falle mit dem Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit) —, so ist die frühere Auffassung einer stratigraphischen Einstufung des Zwischensalinars als zum Zechstein 2 gehörig nicht mehr aufrechtzuhalten. Wenn SEIDEL (1974: 523) feststellt, daß die Grenzziehung des Zechsteins 1 zum Zechstein 2 im Werra-Gebiet durch das Fehlen des Staßfurt-Karbonats erschwert sei, so ist nunmehr dank des Friedewalder Bohrprofils diese Grenzziehung eindeutig an der Basis des hier noch vorhandenen Staßfurt-Karbonats vorzunehmen. Zusammengefaßt ergibt sich das in Tab. 1 wiedergegebene Bild.

Und nun zum paläogeographischen Aspekt dieses bemerkenswerten Bohraufschlusses. Abb. 1 zeigt die Fazies und Mächtigkeit des Hauptdolomit-Horizontes im Raum zwischen Eschwege und Bad Hersfeld nach RICHTER (1941). Die aufgrund der damaligen Aufschlußverhältnisse gezogene südliche Verbreitungsgrenze des Hauptdolomits wurde rinnenartig bis Friedewald nach S ausgeweitet und stellt die Verlängerung der bereits von RICHTER (1941) erkannten Bucht von Iba-Ronshausen dar. Inwieweit die in diesem stratigraphischen Niveau in mehreren Bohrungen im Raume Bad Hersfeld — Eiterfeld — Mansbach angetroffenen geringmächtigen Dolomit-horizonte (0,2–0,3 m) noch als randlichster Hauptdolomit angesprochen werden können, scheint sehr fraglich. Insofern ist eine weitere Ausdehnung seiner südlichen Verbreitungsgrenze über Friedewald hinaus vorerst nicht angezeigt. Inwieweit für den Basalanhydrit und das Staßfurt-Steinsalz eine Ausbuchtung ihrer bislang erkannten Verbreitungsgrenzen (RICHTER 1941, Abb. 14) entsprechend derjenigen des Hauptdolomits bis Friedewald in Frage kommt oder ob es sich um zeitgleiche isolierte Vorkommen handelt, ist bei der großen Entfernung mangels entsprechender Aufschlüsse im Zwischenbereich ebenfalls vorerst nicht zu entscheiden.

Schriftenverzeichnis

- DIETZ, C. (1928): Die Salzlagerstätte des Werra-Kaligebietes. — Arch. Lagerstättenforsch., **40**: 130 S., 21 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- JUNGWIRTH, J., & SEIDEL, G. (1968): Die faziellen Änderungen der Zechsteintone in Thüringen. — Jb. Geol., **2**: 271–280, 5 Abb.; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- MOTZKA, R. (1974): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda. — 2. Aufl., 186 S., 19 Abb., 20 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im hessischen Raume. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 283–332, 19 Abb., Taf. 23–25; Berlin.
- (1941/42): Zur vergleichenden Stratigraphie des Zechsteins in Mitteldeutschland. — Kali, verw. Salze u. Erdöl, **35**: 193–197; **36**: 4–12; Halle.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Z. dt. geol. Ges., **105**: 843–854; Hannover.
- SCHLÜTER, H. (1932): Die Eingliederung der Werra-Serie in das deutsche Zechsteinprofil. — Z. Kali, **26**: 171; Halle.
- SEIDEL, G. (1974): Zechstein. — In HOPPE, W., & SEIDEL, G.: Geologie von Thüringen: 516–553; Gotha/Leipzig (VEB Herrmann Haack).

Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken

Von

KARL-CHRISTIAN KÄDING*

Kurzfassung: Aus der von ROTH (1978) vorgelegten Kernbeschreibung der Brg. Friedewald 2 geht hervor, daß das Zwischensalinar unter dem Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit) liegt und als Oberstes Werra-Steinsalz (Na1r) in den Zechstein 1 gehört. Über dem Staßfurt-Karbonat gelangten in der Umgebung von Friedewald Unterer Staßfurt-Anhydrit (Basalanhydrit) und Staßfurt-Steinsalz zur Ausscheidung. Im Hangenden des Zechsteins 4 wurden in Nordwestdeutschland und unter der südlichen Nordsee vom Verfasser zwei weitere Salinarserien nachgewiesen. Geringmächtige Sand-, Schluff- und Tonsteine vertreten im Werra-Fulda-Becken die Zyklen 5 (Ohre-Serie) und 6 (Friesland-Serie). Die in Tab. 1 wiedergegebene Gliederung des Zechsteins beruht auf diesen neuen Befunden. Sie enthält auch einen Vergleich mit der von RICHTER-BERNBURG (1955 b) vorgenommenen Einteilung.

Abstract: Core descriptions of the Friedewald 2 well published by ROTH (1978) show that the Zwischensalinar is situated below the Staßfurt-Carbonate (Hauptdolomit) and can therefore be considered as Uppermost Werra-Halite (Na1r), belonging to Zechstein 1. Above the Staßfurt-Carbonate, the Lower Staßfurt-Anhydrite and the Staßfurt-Halite were precipitated in the Friedewald area. Overlying Zechstein 4, the presence of two further salt sequences is shown in this article as extending over Northwest Germany and under the southern North Sea. Series 5 (Ohre-Serie) and 6 (Friesland-Serie) are represented in the Werra Fulda Basin by layers of sandstone, siltstone and clay. A new subdivision of the Zechstein is shown in tab. 1 in comparison with the subdivision established by RICHTER-BERNBURG (1955 b).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	123
2. Zechstein 1 und 2	124
3. Zechstein 3.	127
4. Zechstein 4 bis 6	127
5. Zusammenfassung.	128
6. Schriftenverzeichnis	129

1. Einleitung

Zwischen der Hunsrück-Oberharz-Schwelle im NW und der Spessart-Rhön-Schwelle im SE liegt das Werra-Fulda-Becken, in dem es im Zechstein, im Gegensatz

* Dr. K.-C. KÄDING, Kali und Salz AG, Friedrich-Ebert-Str. 160 (August-Rosterg-Haus), 3500 Kassel.

zu den benachbarten Schwellenregionen, zu einer erhöhten Sedimentation gekommen ist. Schon im Rotliegenden gehört dieses Becken als Teilstück zum Saar-Selke-Trog.

Seit der grundlegenden Bearbeitung der Stratigraphie des Zechsteins und dessen zyklischer Gliederung durch RICHTER (1941, 1941/1942) und RICHTER-BERNBURG (1955b) bestehen einige Unklarheiten, die sich auf die Stellung des sogenannten Zwischensalinars im Werra-Fulda-Becken und auf die Hangendgrenze des Zechsteins beziehen. Diese Fragen haben nun eine Lösung erfahren, so daß eine neue stratigraphische Gliederung für das Werra-Fulda-Becken aufgestellt werden konnte (Tab. 1). In der Tabelle sind die entsprechenden mittleren Mächtigkeiten der einzelnen Schichten für das Werra- und Fulda-Kaligebiet angegeben. Sonderentwicklungen, wie sie gelegentlich am Rande auftreten, konnten in den Mächtigkeitsskalen nicht berücksichtigt werden. Ebenso wurde auf eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Salinarserien verzichtet, da bereits ausführliche Einzeldarstellungen von DIETZ (1928), HOPPE (1960), DITTRICH (1962), KÄSTNER (1969) und KÄDING (1975) vorliegen. Es wird lediglich zu den noch offenen Fragen Stellung genommen. Darüber hinaus mögen einige Beobachtungen dazu beitragen, das paläogeographische Bild während der Sedimentation des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken abzurunden.

2. Zechstein 1 und 2

Neben RICHTER-BERNBURG haben sich eine Reihe von Bearbeitern, u. a. ROTH (1955), LOTZE (1957), HOPPE (1960), TRUSHEIM (1964), JUNGWIRTH & SEIDEL (1968) und KÄDING (1975) mit der stratigraphischen Stellung des Zwischensalinars befaßt und unterschiedliche Auffassungen geäußert. Die im Jahre 1956 niedergebrachte Brg. Friedewald 2 besitzt eine außerordentliche Bedeutung für die Klärung dieser Frage. Eine umfassende Beschreibung der verschiedenen Meinungen in bezug auf die stratigraphische Zuordnung des Zwischensalinars kann hier unterbleiben, da die von ROTH (1978) in diesem Band vorgelegte Mitteilung über die Brg. Friedewald 2 eine weitere Diskussion erübrigt.

In der Brg. Friedewald 2 befinden sich im Hangenden des Oberen Werra-Steinsalzes zwei weitere Salzfolgen, die durch ein 1,1 m mächtiges Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit, Ca2) und einen 2,0 m mächtigen Unteren Staßfurt-Anhydrit (Basalanhydrit, A2) getrennt sind. Dieser Befund bestätigt, daß das obere Steinsalz eindeutig zum Staßfurt-Salinar gehört. Nach RICHTER (1941: 307, Abb. 11) endet die südliche Verbreitung des Ca2 etwa 4 km nördlich der Brg. Friedewald 2 in der zwischen Iba und Ronshausen südwärts gestreckten Bucht. In der südlichen Verlängerung liegt das oben beschriebene Ca2-Vorkommen. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine schmale N—S-streichende Rinne, in der das Staßfurt-Karbonat über dem nördlichen Teil des Werra-Beckens sein südliches Ende fand.

JUNGWIRTH & SEIDEL (1968) haben bei Bad Blankenburg eine ähnlich schmale, nach S vorspringende Rinne mit Hauptdolomit beschrieben. Dort verzahnt sich der Ca2 seitlich mit grauen Tönen, und über beide Ablagerungen greift der Basalanhydrit hinweg. Analoge Verhältnisse liegen im Bereich der Brg. Friedewald 2 vor. In der näheren Umgebung von Friedewald sollen in der Brg. Unterneurode 1 nach

Tab. 1. Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken

RICHTER-BERNBURG 1955		Fulda-Kaligebiet			Werra-Kaligebiet				
		m			m			s	Buntsandstein
		22 - 30	Bröckelschiefer-Folge	suB	25 - 30	Bröckelschiefer-Folge	suB		
s	Bröckelschiefer	3 - 4	Friesland-Ton Friesland-Sandstein	T6-T6r S6	4 - 4,5	Friesland-Ton Friesland-Sandstein	T6-T6r S6	Z6	Friesland-Serie
		2,5 - 4	Ohre-Ton Ohre-Sandstein	T5-T5r S5	3,5 - 4	Ohre-Ton Ohre-Sandstein	T5-T5r S5	Z5	Ohre-Serie
Z4	Grenzanhydrit	2 - 3 0,7 - 1,8	Oberer Aller-Ton Aller-Anhydrit (Pegmatitanhydrit)	T4r A4	3 - 3,5 0,7 - 1,1	Oberer Aller-Ton Aller-Anhydrit (Pegmatitanhydrit)	T4r A4	Z4	Aller-Serie
		1 - 1,5 1 - 1,5	Unterer Aller-Ton Aller-Sandstein	T4 S4	1 - 1,5 1 - 1,5	Unterer Aller-Ton Aller-Sandstein	T4 S4		
	Obere Zechsteinletten	Z3-4t							
Z3	Plattendolomit	3 - 5 1,5 - 4	Oberer Leine-Ton Leine-Anhydrit (Hauptanhydrit)	T3r A3	3 - 5	Oberer Leine-Ton	T3r		
		5 - 8	Leine-Karbonat (Plattendolomit)	Ca3	5 - 40	Leine-Karbonat (Plattendolomit)	Ca3	Z3	Leine-Serie
		1 - 2	Unterer Leine-Ton Leine-Sandstein	T3 S3	2 - 3	Unterer Leine-Ton Leine-Sandstein	T3 S3		
	Untere Zechsteinletten	Z2-3t							
Z2		15 - 35	Staßfurt-Ton	T2-T2r	25 - 30 0 - 0,6 0 - 4 0 - 2 0 - 1,1	Oberer Staßfurt-Ton Oberer Staßfurt-Anhydrit Staßfurt-Steinsalz Unterer Staßfurt-Anhydrit (Basalanhydrit) Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit)	T2r A2r Na2 A2 Ca2	Z2	Staßfurt-Serie
	Anhydrit des Zwischensalinars Steinsalz des Zwischensalinars Anhydrit des Zwischensalinars Braunroter Salztou	T2Aβ T2Na T2Aα T2			0 - 2 0 - 15 5 - 7 8 - 10	Oberer Werra-Anhydrit Oberstes Werra-Steinsalz Oberer Werra-Anhydrit Oberer Werra-Ton	A1rβ Na1r A1rα T1r		
Z1	Oberes Werra-Steinsalz Kalialsalz Flöz "Hessen"	Na1γ K1H	Oberer Werra-Anhydrit Oberer Werra-Ton	A1r T1r	90 - 150 2 - 3	Oberes Werra-Steinsalz Kaliflöz Hessen	Na1γ K1H		
	Mittleres Werra-Steinsalz Kalialsalz Flöz "Thüringen"	Na1β K1Th	Mittleres Werra-Steinsalz Kaliflöz Thüringen	Na1β K1Th	50 - 60 2 - 10	Mittleres Werra-Steinsalz Kaliflöz Thüringen	Na1β K1Th	Z1	Werra-Serie
	Unteres Werra-Steinsalz	Na1α	Unteres Werra-Steinsalz	Na1α	80 - 110	Unteres Werra-Steinsalz	Na1α		
	Unterer Werra-Anhydrit	A1	Unterer Werra-Anhydrit	A1	3 - 25	Unterer Werra-Anhydrit	A1		
	Anhydritknotenschiefer	CaA1	Anhydritknotenschiefer	CaA1	6 - 9	Anhydritknotenschiefer	CaA1		
	Zechsteinkalk	Ca1	Werra-Karbonat (Zechsteinkalk)	Ca1	6 - 15	Werra-Karbonat (Zechsteinkalk)	Ca1		
	Kupferschiefer	T1	Unterer Werra-Ton (Kupferschiefer)	T1	0,3 - 0,5	Unterer Werra-Ton (Kupferschiefer)	T1		
	Zechsteinkonglomerat	Z1C	Werra-Konglomerat (Zechsteinkonglomerat)	C1	0 - 3	Werra-Konglomerat (Zechsteinkonglomerat)	C1		
ro	Cornberger Sandstein	roC	Cornberger Sandstein	roC	0 - 20	Cornberger Sandstein	roC	r	Rotliegendes

DIETZ (1928) über dem oberen Anhydrit des Jüngeren Steinsalzes (= A1r β) 2,1 m Ton und darüber 4,3 m Steinsalz und in der Brg. Lautenhausen 2 über 5,3 m (A1r β) 1 m Steinsalz liegen. Bei diesem Steinsalz muß es sich demnach auch um Staßfurt-Salinar handeln.

Wenn auch bisher nur in einer Bohrung die Staßfurt-Serie im Werra-Becken über Werra-Salinar sicher nachgewiesen wurde, so ist doch am Befund nicht zu zweifeln. Es ist damit klargestellt, daß das unter dem Staßfurt-Karbonat liegende Schichtpaket aus Anhydrit und Steinsalz als Oberer Werra-Anhydrit (A1r) und Oberstes Werra-Steinsalz (Na1r) i. S. des Vorschlags von JUNGWIRTH & SEIDEL (1968) zu deuten ist und in den Zechstein 1 gehört. Von JUNGWIRTH & SEIDEL wurde der sogenannte Braunrote Salzton dann folgerichtig als Oberer Werra-Ton eingestuft und mit dem Kurzzeichen T1r versehen, wie dies bereits LOTZE (1958) vorgeschlagen hatte.

Im Fulda-Kaligebiet wurde nach SCHRÖDER (1930) und ROTH (1955) das oberste Steinsalz als Jüngeres Steinsalzlager bzw. als Zwischensalinar eingestuft. TRUSHEIM (1964) stellte dieses Salz in das Obere Werra-Steinsalz (Na1 γ). Im Werra-Kaligebiet befinden sich nämlich im oberen Drittel des Werra-Steinsalzes nach DITTRICH (1962) zwei Tonmittel. Diese Tonmittel vereinigen sich nach KÄDING (1975) auf der salzfreien Schwelle von Treischfeld zu einem einzigen Tonpaket, das wiederum vom Oberen Werra-Ton überlagert wird. Die Verhältnisse liegen im Fulda-Kaligebiet ähnlich. Dort tritt ein 7–15 m mächtiges Tonpaket innerhalb des Na1 γ auf, das irrtümlich als Braunroter Salzton angesprochen wurde. Es ist hier noch einmal festzuhalten, daß es im Fulda-Kaligebiet kein Oberstes Werra-Steinsalz gibt, worauf bereits TRUSHEIM (1964: 48) mit Nachdruck hingewiesen hat.

TRUSHEIM unterstreicht die besondere Stellung des Oberen Werra-Anhydrits im Fränkischen Salinar-Becken als Leithorizont, da der nach seiner Auffassung als A2 eingestufte Anhydrit in seiner Ausdehnung nach S und SW nahezu die Verbreitung des gesamten Z1-Meeress erreicht. Weiter ist er der Meinung, daß das Z2-Meer nicht S einer Linie Waldeck—Saalfeld als Restpfütze in den roten Randpeliten erstickte. Neben TRUSHEIM haben allerdings auch FULDA (1935), HEIDORN (1949), LOTZE (1957), BRINKMANN (1959), HOPPE (1960), DITTRICH (1966) und KÄSTNER (1969) diese Evaporit-Phase in den zweiten Ausscheidungszyklus gestellt. Diese Auffassung ist widerlegt, denn es handelt sich bei dem Anhydrit um den Oberen Werra-Anhydrit, der den Braunroten Salzton eindeutig überdeckt. TRUSHEIM läßt zwar in Übereinstimmung mit RICHTER-BERNBURG den Zechstein 2 mit dem Braunroten Salzton beginnen, meint aber, daß die Auffassung LOTZES, den Ton an den Abschluß des ersten Zyklus zu stellen, dem Sedimentationsablauf im süddeutschen Nebenbecken besser gerecht werde. Nunmehr steht dieser Meinung nichts mehr im Wege.

Für die Trennung der beiden ersten Salinarzyklen stellt die Oberkante des Oberen Werra-Anhydrits eine klare Grenze dar. Hierauf haben insbesondere JUNGWIRTH & SEIFERT (1966), JUNGWIRTH & SEIDEL (1968) und KÄDING (1975) hingewiesen. Die Salinarphase des Zechsteins 2, bestehend aus Staßfurt-Karbonat, Unterem Staßfurt-Anhydrit und Staßfurt-Steinsalz, ist nur in der Umgebung von Friedewald verbreitet. Im übrigen Werra- und im Fulda-Kaligebiet ent-

sprechen die Unteren Zechsteinletten bis auf den obersten, grauen, sandig-merglig-tonigen, 2—3 m mächtigen Teil (Unterer Leine-Ton, T3) dem Staßfurt-Ton des Zechsteins 2.

3. Zechstein 3

Im Werra-Kaligebiet erreicht der dritte Zyklus mit der Ablagerung des Leine-Karbonats (Ca3) seinen Höhepunkt. Die Mächtigkeit des Ca3 unterliegt infolge lokaler Schwellen und Becken im Werra-Kaligebiet starken Schwankungen. Auf den Schwellen geht die Mächtigkeit, z. B. bei Treischfeld, auf <10 m zurück, während sie in den flachen Becken teilweise bis auf 40 m anschwillt. Über dem Ca3 befinden sich Tonsteine mit Anhydrit- und Dolomiteinlagerungen, die als Vertretung des Leine-Anhydrits und des Leine-Steinsalzes aufzufassen sind. Anders liegen die Verhältnisse im Fulda-Kaligebiet. Dort treten über dem Leine-Karbonat 1—4 m mächtige Anhydrite auf, die von NAUMANN (1920) und SCHRÖDER (1930) als eine Fazies des Plattendolomits aufgefaßt wurden. TRUSHEIM (1964) sieht in diesen Anhydriten ein Äquivalent des Hauptanhydrits (A3). Dieser Auffassung ist zuzustimmen. Jedoch ist die im γ -Strahlungsdiagramm der Brg. Oberrode 1 auf S. 49 von ihm gegebene stratigraphische Zuordnung zu berichtigen. Während auf S. 56 für den Unteren Leine-Ton in der Brg. Oberrode 1 eine Mächtigkeit von 0,65 m angegeben wird, sind in der Abb. 8 auf S. 49 unter dem Kurzzeichen S3 ca. 5 m eingezeichnet. Wie eine Überprüfung anhand anderer Bohrergergebnisse aus der näheren Umgebung zeigt, liegt innerhalb dieses etwa 5 m mächtigen Abschnitts auch der Plattendolomit. Darüber folgt ein 4—5 m starker Leine-Anhydrit. Dieser A3 entspricht dem unteren Teil des in dem Diagramm als Ca3 ausgewiesenen Abschnitts. Der obere Teil mit höherem γ -Ausschlag gehört in den Oberen Leine-Ton.

4. Zechstein 4 bis 6

Die dem Leine-Karbonat bzw. dem Leine-Anhydrit aufliegenden Oberen Zechsteinletten werden im Hangenden vom Unteren Buntsandstein überlagert. Bisher war es schwierig, diese Grenze im Gelände genau zu bestimmen. Es stellte sich die Frage, welche Sedimente des Beckens sich mit diesen Randsedimenten korrelieren lassen. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß mächtige Pelite im Becken am Rande in geringmächtige Sande und Konglomerate übergehen, war zu vermuten, daß den Oberen Zechsteinletten des Werra-Fulda-Beckens noch ein größerer Abschnitt des Zechsteins im zentralen Teil des Germanischen Beckens entsprechen muß.

Der von RICHTER-BERNBURG (1955b) am Top der Oberen Zechsteinletten ausgeschiedene Grenzanhydrit (A4r) entspricht dem Aller-Anhydrit (Pegmatitanhydrit, A4) und bildet demnach nicht die Grenze zum Buntsandstein. Darunter liegt in dem oberen Teil der Oberen Letten die Vertretung des Unteren Aller-Tons, der durch eine basale Sandlage von 0,5—1,5 m eingeleitet wird. Darüber folgen 0,5—1,5 m mächtige rotbraune Tonsteine, die in den obersten 0,1 m grüngrau und merglig ausgebildet sind. Über dem Aller-Anhydrit (A4) wurde in einer Bohrung bei Philippsthal eine 1,50 m mächtige Brekzie aus Ton, Anhydrit und Dolomit erbohrt, über die eine ungestörte Sandsteinbank hinweggreift. Zu Beginn der Na4-Ausscheidung ist es demnach im Zentrum des Werra-Kaligebiets zur Ablagerung von Steinsalz gekom-

men. Dieses Aller-Steinsalz wurde bereits im höheren Zechstein 4 wieder wegelaugt und gelangte wahrscheinlich in tieferen Teilen des Hauptbeckens im Wechsel mit Tonbänken erneut zur Ausscheidung.

Über dem Zechstein 4 hat REICHENBACH (1970) auf der Scholle von Calvörde einen geringmächtigen Zechstein 5 ausgeschieden. Diese Zechsteinserie wurde vom Verfasser in Nordwestdeutschland und unter der südlichen Nordsee nachgewiesen. Das Ohre-Steinsalz ist etwa so mächtig wie das Basis- bis Rosensalz der Aller-Serie. Darüber folgt mit ca. 8–15 m Mächtigkeit ein weiterer Salinarzyklus 6. Den Zechstein 5 nannte REICHENBACH (1970) Ohre-Serie und KÄDING (1977) den Zechstein 6 Friesland-Serie. Über der Friesland-Serie folgt eine einheitliche, durch ein 2–3 m dickes Tonpaket geteilte Sandschüttung, die im Werra-Fulda-Becken etwa 6–8 m mächtig ist. Dieser Basissand der Bröckelschiefer-Folge ist vom Rand des süddeutschen Zechsteinbeckens bis unter die Nordsee zu verfolgen. Im Werra-Fulda-Becken entspricht dieser Sandstein der von DIEDERICH (1970) in den γ -Ray-Logs der Bgn. Treischfeld 2 und 3 als Sandsteinhorizont 2 an der Basis des Oberen Bröckelschiefers ausgeschiedenen Lage. Bei KÄDING (1975) sind γ -Strahlungsdiagramme einiger Bohrungen aus dem Grenzbereich Zechstein—Buntsandstein abgebildet, die vorstehende Auffassungen bestätigen. Anhand der γ -Ray-Logs konnte auch eine Parallelisierung mit der von KÄSTNER & KÜHN & LANGBEIN (1966) gegebenen Abgrenzung erreicht werden.

Zwischen dem A4 und der bereits beschriebenen basalen Sandsteinlage des Bröckelschiefers liegen im Werra-Fulda-Becken Tonsteine, in die zwei Sand- bzw. Schluffsteinlagen eingeschaltet sind. Diese Sandsteinlagen liegen an der Basis des Zechsteins 5 und 6. Innerhalb der Pelite treten Anhydrit- und Steinsalzpseudomorphosen sowie Dolomitknollen auf. Diese Ablagerungen erfolgten in einem hochsalinaren Shebka-Milieu. In einer Dolomitknollenlage im Niveau des Z6 befinden sich in den 20–30 cm großen Knollen Steinsalzpseudomorphosen mit Kantenlage von 3–5 cm, die größtenteils hohl und kaum deformiert sind. Die Dolomitlagen liegen über den basalen Sand- bzw. Schluffsteinen in den Tonen. Sie sind stratigraphisch wichtig, da sie horizontbeständig von Süddeutschland bis zum Solling nachgewiesen wurden.

5. Zusammenfassung

Für das Werra- und Fulda-Kaligebiet wird die bisherige, von RICHTER-BERNBURG (1955) aufgestellte Gliederung des Zechsteins durch neue Untersuchungen und Erkenntnisse erweitert. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 dargestellt. Das Zwischensalinar gehört als Oberstes Werra-Steinsalz in den Zechstein 1. Der Zechstein 2 beginnt nicht mit dem Oberen Werra-Ton (Braunroter Salzton), sondern mit dem Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), der durch die Brg. Friedewald 2 von ROTH (1978) auch im Werra-Kaligebiet nachgewiesen wurde. Wo das Staßfurt-Karbonat fehlt, beginnt der Zechstein 2 mit Tonsteinen des Staßfurt-Tons, die den Oberen Werra-Anhydrit (A1r) überlagern. Der Obere Zechstein läßt sich auch im Werra-Fulda-Becken zyklisch gliedern. Dabei leiten Sand- bzw. Schluffsteine die Serien 3–6 ein. Die Grenze zum Buntsandstein liegt an der Basis einer Sandschüttung, die von Süddeutschland bis unter die Nordsee verfolgt werden kann.

6. Schriftenverzeichnis

- DIEDERICH, G. (1970): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in der südlichen Randfazies. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 81–92, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- DIETZ, C. (1928): Die Salzlagerstätte des Werra-Kaligebietes. — Arch. Lagerstättenforsch., **40**: 130 S., 21 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- DITTRICH, E. (1962): Zur Gliederung der Werra-Serie (Zechstein 1) im Werra-Kaligebiet. — Ber. geol. Ges. DDR, **6**: 296–301; Berlin.
- (1966): Einige Bemerkungen über Rand- und Schwellenausbildungen im Zechstein Südwest-Thüringens. — Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **11**: 185–198; Berlin.
- FULDA, E. (1935): Zechstein. — Handbuch der vergl. Stratigraphie Deutschlands; Berlin (Borntraeger).
- HEIDORN, F. (1949): Über den westdeutschen Zechstein und seine Einfügung in das paläogeographische Bild der Zechsteinformation. — Erdöl und Tektonik in NW-Deutschland: 97–113; Hannover-Celle.
- HOPPE, W. (1960): Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der DDR, Teil 1: Das Werra-Gebiet. — Freiburger Forsch.-H., C **97, I**: 1–166, 38 Abb., 23 Tab.; Berlin.
- JUNGWIRTH, J., & SEIDEL, G. (1968): Die faziellen Änderungen der Zechsteintone in Thüringen. — Jb. Geol., **2**: 271–280, 5 Abb.; Berlin.
- & SEIFERT, J. (1966): Zur Stratigraphie und Fazies des Zechsteins in Südwest-Thüringen. — Geologie, **15**: 421–433; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1975): Zechstein. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl.: 30–44, 4 Abb.; Wiesbaden
- (1977): Salinarformation des Zechstein. — Erl. geol. Kt. Niedersachsen 1:25000, Bl. 4323 Uslar; Hannover.
- (1978): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**; Stuttgart. [In Druckvorbereitung.]
- KÄSTNER, H. (1969): Zur Geologie der Kalisalz- und Kohlensäurelagerstätten im südlichen Werra-Kaligebiet. — Abh. zentr. geol. Inst., **11**: I–VII und 1–96, 23 Abb., 2 Tab., 95 Lit.; Berlin.
- KÄSTNER, H., KÜHN, W., & LANGBEIN, R. (1966): Stratigraphische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des thüringischen Werra-Kaligebiets. — Geologie, **15**, 4/5: 461–483, 18 Abb.; 1 Tab.; Berlin.
- KULICK, J. (1966): Der Untere Buntsandstein am Südrand des Kellerwaldes (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 182–200, 1 Abb., Taf. 14–16; Wiesbaden.
- LOTZE, F. (1958): Geschichte der Zechsteinforschung am Niederrhein und heutige Probleme. — Geol. Jb., **73**: 1–6; Hannover.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen von Zechstein 2–5 in ihrer Beckenausbildung. Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. — Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol., Paläontol., **15**, 4: 555–563, 1 Tab.; Berlin.
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im hessischen Raume. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 283–332, 19 Abb., Taf. 23–25; Berlin.
- (1941/42): Zur vergleichenden Stratigraphie des Zechsteins in Mitteldeutschland. — Kali, verw. Salze u. Erdöl, **35**: 193–197, **36**: 4–12; Halle.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955a): Über saline Sedimentation. — Z. dt. geol. Ges., **105**: 593–645; Hannover.
- (1955b): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — Z. dt. geol. Ges., **105**: 843–854; Hannover.

- ROTH, H. (1955): Ausbildung und Lagerungsformen des Kaliflozes Hessen im Fulda-
gebiet. — Z. dt. geol. Ges., **105**: 674—684; Hannover.
- (1978): Staßfurt-Salinar im Werra-Gebiet. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 117—122, 1 Abb.
1 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRÖDER, E. (1930): Die Kalisalzlagerstätte von Neuhoß-Ellers (Fuldagebiet). — Jb.
preuß. geol. L.-Anst., **51**: 36—54; Berlin.
- SEIDEL, G. (1974): Zechstein. — In HOPPE, W., & SEIDEL, G.: Geologie von Thüringen:
516—553; Gotha/Leipzig (VEB Herrmann Haack).
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in
Franken und Nachbargebieten 1953—1960. — Geologica Bavarica, **54**: 1—92, 11 Abb.,
13 Beil.; München.

Manuskript eingegangen am 17. 3. 1978

Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie

Von

ERWIN BUSSE und MANFRED HORN*

Kurzfassung: Aus den Stammener Schichten der Solling-Folge NW-Hessens wird ein mariner Fossilhorizont mit *Myophoria costata* (ZENKER) und 10 weiteren Arten beschrieben, aus den Karlshafener Schichten *Halicynne ornata* TRÜMPY. Bemerkungen zu einigen Arten werden angefügt. Die Stammener Schichten sind in diesem Gebiet in der Fazies der Tonigen Grenzschichten des Sollings entwickelt. In den *Avicula*-Schichten werden Reste anderer Gattungen (*Gervilleia?*) nachgewiesen.

Abstract: The Middle Buntsandstein (Triassic) is considered to be deposited in a continental environment. In the upper part of this sequence (Stammen-beds) was found a fossilbearing horizon with a marine fauna containing *Myophoria costata* (ZENKER) and 10 other species. *Halicynne ornata* TRÜMPY was found in a lense-shaped layer of mudstone in the Karlshafen-beds. An argillaceous facies of the Stammen-beds, known as "Tonige Grenzschichten" in the central parts of the sedimentary basin, was traced further westwards to the margin of the basin.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	131
2. Fundorte	132
3. Stratigraphie der Fundschichten	133
4. Paläontologische Beschreibung	136
4.1. Stammener Schichten	136
4.2. Karlshafen/Trendelburger Schichten	138
4.3. Anmerkung zur Fossilführung der <i>Avicula</i> -Schichten	139
5. Ergebnis	140
6. Schriftenverzeichnis	141

1. Einleitung

Aus dem Mittleren Buntsandstein Nord-Waldecks sind bisher Fossilfunde aus der Volpriehausen-Folge, der Hardeggen-Folge und der Solling-Folge bekannt. Die meist als monotypisch angesehene Muschelfauna der Volpriehausener Wechselfolge und

* Dr. E. BUSSE, Mittelbinge 6, 3500 Kassel-Ki., Dr. M. HORN, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

der *Avicula*-Schichten mit *Avicula purchisoni* und mit *Turbonilla weißenbachi* wird von zahlreichen Autoren erwähnt (HERRMANN 1959, KULICK 1961). Die Hardeggen-Folge hat bisher nur Fährten und Spurenfossilien geliefert (HORN 1976: *Chirotherium* cf. *barthi* und *Corophioides luniformis*). Aus der Solling-Folge sind neben zahlreichen Pflanzenresten (KUCHENBUCH 1892, MESTWERDT 1913, HERRMANN 1959) Crustaceen wie *Isaura* sowie *Halicyme* beschrieben worden (HERRMANN 1959, HORN 1976). Marine Fossilien waren aus der Solling-Folge nicht bekannt.

Bei der geologischen Aufnahme des Bl. 4520 Warburg wurde nun im höchsten Teil der Solling-Folge eine außerordentlich artenreiche Bivalven-Fauna gefunden, die bisher von vier Fundpunkten bekannt ist. Ihre Zusammensetzung und die damit verbundenen Auswirkungen auf die Paläogeographie der Solling-Folge in diesem Raum rechtfertigen eine eingehende Beschreibung.

Von den bisher nachgewiesenen 11 Arten sind 10 aus dem Röt bekannt, 9 leben im germanischen Unteren Muschelkalk weiter. Nur eine, die für den Oberen Buntsandstein als „Leitfossil“ anzusprechende *Myophoria costata*, ist auf den Röt beschränkt.

Halicyme ist aus der Solling-Folge Südniedersachsens bereits bekannt. HAACK (1923: 590) nennt einen Fund von *Halicyme?* aus den Tonigen Zwischenschichten des nördlichen Sollings, MEISCHNER (1962: 186) erwähnt fünf Individuen aus dem Bausandstein von Göttingen.

In den *Avicula*-Schichten der Volpriehausen-Folge mit ihren massenhaft vorkommenden, aber fast immer schlecht erhaltenen Muschelresten treten neben *Avicula purchisoni* selten auch andere Formen auf, für die der Versuch einer taxonomischen Einordnung unternommen wird.

2. Fundorte

Die Fundpunkte liegen auf Bl. 4520 Warburg und Bl. 4620 Arolsen. Abb. 1 zeigt die Fundorte der Bivalven-Fauna in der Solling-Folge sowie ihre Lage im stratigraphischen Profil. Der größte Teil der Fauna stammt von Fundpunkt 1, die Fundpunkte 2 und 4 haben nur Einzelstücke geliefert. Alle Stücke sind Lesesteinfunde, die sich jedoch auf Grund der Kartierung in das nachstehend bei Fundpunkt 2 beschriebene Profil einordnen lassen (Fp. 1: Höhe 1 km E Rhoden, N Straße Rhoden—Wethen, R 35 01 76, H 57 04 46; Fp. 2: ca. 1,5 km NE Rhoden, R 35 02 18, H 57 05 35; Fp. 4: ca. 1,2 km ESE Rhoden, R 35 02 18, H 57 04 05, alle auf Bl. 4520 Warburg).

Fundpunkt 3 ist eine Kernbohrung in der Grube der Ziegelei Volkmarshausen, in der unter dem Röt das unten beschriebene Profil erbohrt worden ist (Bl. 4520 Warburg, R 35 07 53, H 56 98 47).

Halicyme ornata wurde in einer linsenförmigen Tonsteineinschaltung in den Karlsrufer Schichten im ehem. Steinbruch am N-Hang des Grauen Berges S Volkmarshausen gefunden (Bl. 4620 Arolsen, R 35 08 33, H 56 95 58, Profil bei HORN 1976: 50).

Die beschriebenen Funde aus den *Avicula*-Schichten stammen aus Lesesteinen ca. 0,5 km SSW Vahlhausen (Bl. 4620 Arolsen, R 35 06 20, H 56 92 55).

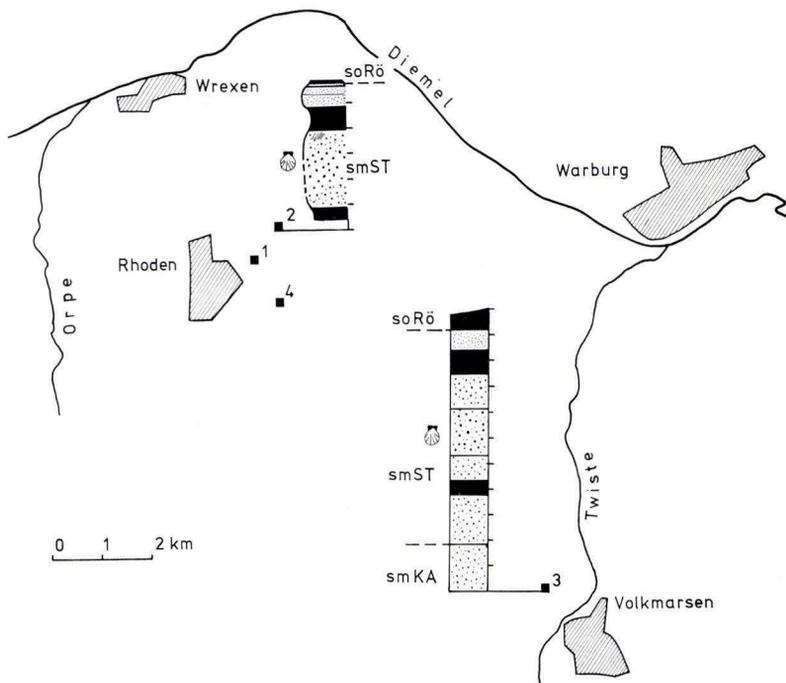


Abb. 1. Lage der Fossilfundpunkte 1—4 in den Stammener Schichten.

Das Belegmaterial wird in der Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden unter den Blattnummern 4520/1—24 und 4620/2—10 aufbewahrt.

3. Stratigraphie der Fundschichten

Die lithostratigraphische Gliederung der Solling-Folge in Wilhelmshausener, Trendelburger, Karlshafener und Stammener Schichten im Reinhardswald (BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT 1958) und in den südlich und südwestlich anschließenden Gebieten wird mit Annäherung an das Rheinische Schiefergebirge undeutlicher. Da in diesem Gebiet die Unter- und Obergrenze der Trendelburger Schichten nicht mehr mit Sicherheit faßbar sind, ergibt sich praktisch eine Dreigliederung der Solling-Folge, wie sie bereits von früheren Bearbeitern angewandt worden ist (z. B. HERRMANN 1959):

Tonige Grenzschichten	= Stammener Schichten
Glimmerführender Bausandstein	= Karlshafener und Trendelburger Schichten
Geröllführender Bausandstein	= Wilhelmshausener (und Teile der Trendelburger ?) Schichten

Die beschriebene Bivalven-Fauna tritt in mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen in den Stammener Schichten ca. 4—6 m unter der Rötbasis auf. Die im frischen Zu-

stand weißen bis hellgrauen und kalkhaltigen Sandsteine enthalten an den Fundpunkten 1 und 2 einzelne Quarzgerölle. Sie sind in einem Wasserriß und Weganschnitt beiderseits der Autobahn SW vom Quast aufgeschlossen (Bl. 4520 Warburg, R 35 02 15, H 57 05 56). Aus der Kombination der Aufschlüsse ergibt sich folgendes Profil:

Hangendes: nicht aufgeschlossen (Röt)

- | | |
|--------------------------------------|--|
| ca. 0,5 m | Sandstein, weißgrau, feinkörnig, kalkhaltig, schräggeschichtet, auf Schichtflächen z. T. Windrippeln |
| ca. 1 m | Ton- und Schluffstein, dunkelbraunrot, im höheren Teil grüngrau, feinsandig |
| ca. 0,5 m | Sandstein, weißgrau, gelblichweiß, z. T. braun gefleckt, fein- bis mittelkörnig, kalkhaltig, mit Partien von gelben brecciösen Dolomitbröckchen; einzelne Knochenbruchstücke |
| Aufschlußlücke (Autobahndamm): 2–3 m | |
| ca. 1 m | Sandstein, braun, braungrau, dickbankig, löcherig, mittel-, z. T. grobkörnig, Quarzgerölle < 1 cm, Löcher teilweise mit braunem Mulm gefüllt |
| > 0,3 m | Ton- und Schluffstein, violettrot, z. T. grau |

Die weißgrauen Sandsteine mit gelben brecciösen Dolomitpartien sind auf Bl. Warburg weit verbreitet. Sie sind auch im Profil der Brg. Volkmarsen (Fp. 3) vorhanden. Diese Bohrung hat ein vollständiges Profil der hier 8,30 m mächtigen Stammener Schichten geliefert:

	Ton und Schluff, dunkelgraugrün, z. T. auch braunrot; wechselnder Gehalt an weißen, kalkigen Knötchen, daneben häufig braunrote Gesteinsbröckchen (Residualton)	
1,20 m	Schluff, olivgrau, z. T. hellgrau, stark kalkhaltig, cm-dicke Tonlagen, dunkelgraugrün	Röt
<hr/>		
0,70 m	Sandstein, hellgrüngrau, feinkörnig, glimmerführend	Stammener Schichten
1,00 m	Ton/Schluffstein, dunkelbraunrot, schwach kalkhaltig	
1,30 m	geringer Kerngewinn, Sandstein, hellgrüngrau, blaßviolett, fein- bis mittelkörnig, stark kalkhaltig, z. T. glimmerstäubig, Kalkanteil z. T. in Knotenlagen	
1,80 m	Sandstein, hellgrüngrau, partienweise stark zerbrochen, fein- und mittelkörnig, glimmerstäubig, schwach kalkhaltig, Muschelreste (<i>Myoconcha</i>)	
1,00 m	Sandstein, schmutzig grüngrau, schmutzig violettrot, löcherig, mittelkörnig, glimmerstäubig, schwach kalkhaltig, partienweise stärker kalkhaltig	
0,50 m	Tonstein, dunkelbraunrot, oberste 10 cm stark sandig-glimmerig, schwach kalkhaltig	
2,00 m	Sandstein, schmutzigviolett, grüngrau, glimmerstäubig, mittelkörnig	
<hr/>		
3,00 m	Sandstein, dunkelviolettrot, mittelkörnig, glimmerstäubig, z. T. hellgrau, grüngrau mit dolomitischen Lagen und Konkretionen; Dolomitknuern bis 5 cm \varnothing	Karlshafener Schichten

In diesem Profil treten schlechterhaltene, wahrscheinlich zu *Myoconcha* gehörende Muschelreste ca. 4,5 m unter der Rötbasis auf, in vergleichbarer Lage zu denen der Fundpunkte 1 und 2.

In den „Tonigen Grenzschichten“ (= Stammener Schichten nach KALLIES 1963: 375) des nördlichen und nordöstlichen Sollings sind in deren oberster Bank ebenfalls Muschelreste, u. a. *Myophoria costata*, verbreitet (GRUPE 1914, KALLIES 1963,

Tab. 1. Stratigraphische Reichweite der Muscheln aus den Stammener Schichten in Nordhessen.

		Pleuromya? sp.							
		Astarte triasina F. ROEMER							
		Myophoria costata (ZENKER)							
		cf. M. ovata elongata (GIEBEL)							
		Myophoria ovata (GOLDFUSS)							
		Myophoria laevigata (V. ALBERTI)							
		Myoconcha gastrochaena (GIEBEL)							
		Velata albertia (GOLDFUSS)							
		Hoernesia socialis (V. SCHLOTHEIM)							
		Gervilleia cf. mytiloides (V. SCHLOTHEIM)							
		Gervilleia costata (V. SCHLOTHEIM)							
	Unterer Keuper								
	Oberer	Muschel- kalk							
	Mittlerer								
	Unterer								
	Oberer (Röt)	Bunt- sand- stein							
	Mittlerer								

HINZE 1967). Dieser Horizont wird dort als „Röt fossilbank“ bezeichnet und von einzelnen Autoren (GRUPE 1914, KALLIES 1963) bereits ins Röt gestellt. Von einem Fundpunkt nennt KALLIES (1963: 377, 414) eine Fossilage mit *Myophoria costata* „knapp 2 m unter der Basis fossilbank des Röt“.

4. Paläontologische Beschreibung

4.1. Stammener Schichten

Entsprechend der teilweise schlechten Erhaltung der Steinkerne und Abdrücke in dem groben Sandstein ist eine Bestimmung bei einzelnen Stücken nicht mit der gewünschten Sicherheit möglich. Die Kenntnis umfangreichen Vergleichsmaterials und die jahrzentelange Beschäftigung eines der Verfasser mit Steinkernen und Schalenexemplaren von Lamellibranchiaten aus dem Muschelkalk lassen jedoch die Bestimmungen gut fundiert erscheinen. Da die einzelnen Arten vielfach beschrieben worden sind, umfassend bei SCHMIDT (1928, 1838) z. T. auch bei BAUMGARTE (1973, 1975) und GRONEMEIER & MARTINI (1973), werden im Folgenden nur Anmerkungen zu einigen Formen gebracht.

Die bisher im nordhessischen Raum benutzten Namen nach SCHMIDT (1928, 1938) und MÜLLER (1963) werden weiter beibehalten. Es wird jedoch darauf hingewiesen, daß im Treatise on Invertebrate Paleontology (1969) folgende Namen genannt sind: für *Gervilleia* ROMINGER: *Gervilleia* DEFRANCE, für *Myophoria costata* (ZENKER): *Costatoria costata* (ZENKER) und für *Velata albertia* (GOLDFUSS): *Eopecten albertii* (GOLDFUSS). Sie werden von einzelnen Autoren verwendet (KOZUR 1974).

Für mehrere Arten ergeben sich geringfügige Veränderungen der stratigraphischen Reichweiten.

In der nachfolgenden Fossiliste ist nach dem Artnamen jeweils die Anzahl der bestimmbaren Exemplare angegeben.

Gervilleia costata (v. SCHLOTHEIM) 1
Gervilleia cf. *mytiloides* (v. SCHLOTHEIM) 1
Hoernesia socialis (v. SCHLOTHEIM) 1
Velata albertia (GOLDFUSS) 14
Myoconcha gastrochaena (GIEBEL) 16
Myophoria laevigata (v. ALBERTI) 1
Myophoria ovata (GOLDFUSS) 4
 cf. *Myophoria ovata elongata* (GIEBEL) 1
Myophoria costata (ZENKER) 5
Astarte triasina F. ROEMER 1
Pleuromya? sp. 1

Die häufigsten Arten sind *Velata albertia* und *Myoconcha gastrochaena*, die teilweise als locker gestreute Schalenpflaster die Schichtflächen bedecken. Biostratigraphisch wichtig ist das Auftreten von *Myophoria costata*, die von KOZUR (1974) als Leitform seiner untersten Assemblage-Zone der germanischen Mitteltrias genannt wird.

***Astarte triasina* (F. ROEMER)**

Material: 1 Steinkern

Der einzige vorliegende Steinkern stimmt im gerundet-dreieckigen Umriß und dem spitz nach vorn gerichteten Wirbel mit dem Vergleichsmaterial (Ersatzschalen von Willebadessen und Steinkerne von Wettelingen aus dem Oberen Muschelkalk, kleine

Steinkerne aus der *Terebratula*-Zone des Unteren Muschelkalks vom Eckerich bei Fritzlar) gut überein. Schloßbrand und Schloßzähne sind nicht zu erkennen.

Astarte triasina ist nur in oolithischen Kalken des Oberen Muschelkalks häufig (Willebadessen). Im Unteren Muschelkalk ist die Art sehr selten. Aus dem Röt wird sie von SCHMIDT (1938: 99) angegeben.

Fundpunkt: 1

Stratigraphische Verbreitung: Röt bis Oberer Muschelkalk

***Myoconcha gastrochaena* (GIEBEL)**

Material: 16 Steinkerne

Die vorliegenden Steinkerne besitzen oblongen Umriß, subterminalen Wirbel, eine Diagonalkante und \pm schwach eingebuchteten Unterrand. — Die äußerlich ähnliche, aber größere *Anoplophora münsteri* WISSMANN konnte bisher nur im Oberen Muschelkalk und im Unteren Keuper festgestellt werden. Sie besitzt neben weiteren kleinen Unterschieden keine Depression und entsprechend keinen eingebuchteten Unterrand. FRECH (1909: 52) bemerkt zu den Fossilien der Untertrias in der Bakony: „Einige wenige Formen wie . . . *Myoconcha* gehören zu indifferenten wenig veränderlichen Gruppen.“ Der gleiche Autor (1909: 36/37) beschreibt und bildet aus dem tieferen alpinen Skyth des gleichen Gebietes *Myoconcha epigonus* n. sp. ab, die nach FRECH wohl als Vorläufer der germanischen *Myoconcha gastrochaena* (GIEBEL) gelten kann.

Fundorte: 1, 2, 3

Stratigraphische Verbreitung: Röt und Unterer Muschelkalk

cf. ***Myophoria ovata elongata* (GIEBEL)**

Material: 1 Steinkern

Der vorliegende Steinkern mit angedeuteter Arealkante (Übergang zu *Myophoria laevigata*?) und sehr schwacher Depression unter dem Hinterrand, sonst mit dem Habitus einer *Myophoria ovata* (GOLDFUSS), hat ein Verhältnis Höhe: Länge von 1 zu 1,55. Bei dem Typus der *Myophoria ovata* (GOLDFUSS) beträgt dieses Verhältnis nach RÜBENSTRUNK (1912) 1:1,21 bis 1:1,38, bei *Myophoria ovata elongata* (GIEBEL) 1:1,51 und mehr. Der vorliegende Steinkern steht also der *Myophoria ovata elongata* (GIEBEL) nahe. BAUMGARTE (1975: 61) vereinigt die Unterarten von *Myophoria ovata* mit der Hauptart. FRECH (1909: 5, 39, 51) erwähnt und beschreibt aus den Unteren Campiler Schichten eine *Myophoria balatonis* n. sp., die „meist als *Myophoria ovata* bezeichnet“ wird und „in der Jugend von der gerundeten *Myophoria ovata* nicht zu unterscheiden, in ausgewachsenem Zustand stark verlängert . . .“ ist. „Wahrscheinlich beziehen sich die Angaben über das Vorkommen der *Myophoria ovata* in der alpinen Untertrias auf diese Art.“

Enge verwandtschaftliche Beziehungen zwischen beiden sind wahrscheinlich.

Fundort: 1

Stratigraphische Verbreitung: Röt bis Oberer Muschelkalk

***Pleuromya?* sp.**

Material: 1 Steinkern

Der Steinkern hat eine Länge von 12 mm, eine Höhe von 7 mm und ein Verhältnis H:L wie 1:1,7. Der annähernd mittelständige Wirbel ist schwach nach hinten eingerollt. Der vordere Oberrand verläuft waagrecht, der hintere Oberrand senkt sich unter dem Wirbel und geht etwas schräg in die gerundete Hinterecke über. Eine Kante verläuft vom Wirbel diagonal zum vorderen Unterrand. Skulpturen sind an dem Stück nicht erkennbar. Der Steinkern kann zur Charakterisierung mit dem Umriß von *Thracia regeli* REIS aus dem Oberen Muschelkalk von Würzburg (SCHMIDT 1928: 210) verglichen werden. Er wird aber eher in den Formenkreis der Gattungen *Pleuromya* oder *Homomya* einzuordnen sein.

Fundort: 1

Stratigraphische Verbreitung: Röt bis Unterer Muschelkalk (?)

4.2. Karlshafen/Trendelburger Schichten

Halicyne ornata tritt zusammen mit *Isaura minuta albertii* (VOLTZ) und zahlreichen Pflanzenresten in den untersten Schichten einer Tonsteinlinse, wahrscheinlich dem Sediment eines ehemaligen Teiches oder Tümpels, in den oberen Karlshafen/Trendelburger Schichten auf. Sie ist nach TRÜMPY (1957: 546) und MÜLLER (1963: 134) als euryhaliner Meeresbewohner anzusehen. GALL & GRAUVOGEL (1967: 10) weisen jedoch bereits darauf hin, daß diese Art auch in weniger salzhaltigem Wasser im Oberen Buntsandstein lebte. Für das Wasser des vorstehend genannten „Teiches“, der mit großer Wahrscheinlichkeit auch der Lebensraum von *Halicyne* und *Isaura* war, wird ebenfalls ein verringerter Salzgehalt anzunehmen sein.

***Halicyne ornata* TRÜMPY 1957**

Abb. 2, Taf. 7, Fig. 1 und 2

1957 *Halicyne ornata* sp. nov.TRÜMPY, *Halicyne* im Mittleren Muschelkalk: 5461967 *Halicyne ornata* TRÜMPY

GALL & GRAUVOGEL, Faune du Buntsandstein II.

— Les Halicynes: 3

Material: 2 Exemplare

Bemerkungen: Von beiden Exemplaren sind die Panzer als dünne, braune, „chitinige“ Schalen in grüngrauem, schluffigem Tonstein erhalten. Erkennbar ist jeweils die Dorsalseite. Beide Stücke sind nicht vollständig, der ursprünglich flach gewölbte Panzer ist teilweise verdrückt und zerbrochen. Reste von Extremitäten sind bei einem Stück zu erkennen (Abb. 2). Beide Exemplare sind etwa gleich groß, der fast kreisrunde Panzer ist ca. 13 mm lang und ca. 12 mm breit.

Der ca. 2 mm breite Randsaum (Nomenklatur wie bei TRÜMPY 1957) ist glatt, sein Außenrand nach unten gebogen, wie aus einer teilweise erhaltenen Furche hervorgeht.

Über die Lateralregion verlaufen etwa in radialer Richtung Reihen von kleinen, runden Wärzchen, die bei einem Stück zu dünnen Leisten verbunden sind. Jede Seite

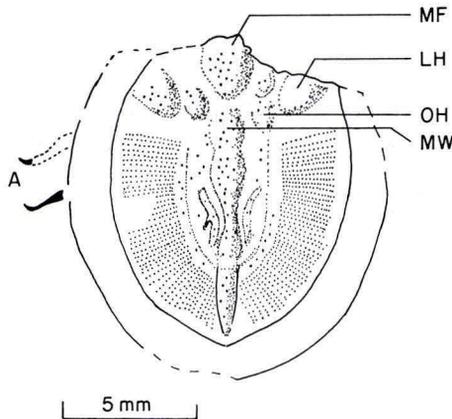


Abb. 2. *Halicyne ornata* TRÜMPY, Dorsalansicht (A = Extremitätenreste, MF = medianer Frontalhöcker, LH = Lateralhöcker, OH = Ogivalhöcker, MW = Medianwulst).

trägt etwa 45 solcher Reihen mit ca. 20 Wärzchen, die Größe der Wärzchen liegt um 0,1 mm wie bei den Exemplaren TRÜMPYS und denen von GALL & GRAUVOGEL. Anders als beim Holotypus gehen die Reihen jedoch ungeteilt bis kurz vor den Randsaum, wo sie verschwinden.

Die Gliederung der Frontalregion ist nicht eindeutig erkennbar. Beide Exemplare sind in diesem Bereich nicht vollständig, das besser erhaltene außerdem verdrückt. Medianer Frontalhöcker, Lateralhöcker und Ogivalhöcker können aber identifiziert werden. Der Medianwulst hat mehrere Einschnürungen. Er ist wie die Höcker der Frontalregion und der Bereich zwischen Lateralregion und Medianwulst mit kleinen unregelmäßig verteilten Wärzchen bedeckt.

Zwei Krallen sowie ein Teil eines Appendix sind ohne direkten Zusammenhang mit dem Panzer bei einem Exemplar erhalten.

Fundort: Ehem. Stbr. am Grauen Berg S Volkmarsen (Bl. 4620 Arolsen, R 35 08 33, H 56 95 58)

Fundschieht: Oberer Teil der Karlshafen/Trendelburger Schichten

4.3. Anmerkung zur Fossilführung der *Avicula*-Schichten

Die überwiegende Mehrzahl der Muschelreste aus den *Avicula*-Schichten im westlichen Nordhessen gehört zu *Avicula purchisoni* (GEINITZ). SCHMIDT (1928: 147) weist bereits darauf hin, daß bei dieser Art Umriß und Betrag des Achsenwinkels sehr wechseln und Größe und Verhältnis der Flügel gegeneinander oft sehr schwanken. Möglicherweise verbergen sich hinter dieser „Variabilität“ verschiedene Gattungen.

Gut erhaltene Abdrücke von Schloßrändern ohne Bandgruben und ohne Zähnen gehören zweifellos zu *Avicula purchisoni*. Daneben liegen jedoch einzelne Reste vor, die nicht der Diagnose von *Avicula* (Schloßrand ohne Bandgruben und ohne Zäh-

chen) entsprechen. Auf Grund der ungünstigen Erhaltung der vorliegenden Exemplare sind auch hier die Bestimmungen vorläufig nicht mit Sicherheit möglich. Wegen der Seltenheit dieser Funde soll trotzdem kurz darauf hingewiesen werden.

Es liegt ein größeres Einzelstück vor, das im Habitus einer *Gervilleia goldfussi* (v. STROMBECK) entspricht. Der Hinterflügel ist nicht wie bei *Gervilleia costata* (v. SCHLOTHEIM) spitz ausgezogen, sondern geht fast rechtwinklig in den Unterrand über. Der Achsenwinkel ist, wie bei *G. goldfussi*, größer als bei *G. costata*, der Wirbel subterminal. Das Stück wird als cf. *Gervilleia goldfussi* (v. STROMBECK) bezeichnet.

Auf der gleichen Sandsteinplatte sind drei isolierte, aber in einer Ebene und gleicher Entfernung voneinander liegende Bandgruben der Schloßplatte einer größeren Form erhalten, wie sie z. B. *Hoernesia socialis* (v. SCHLOTHEIM) eigentümlich sind, aber wie sie auch bei Arten der Gattung *Gervilleia* — etwa bei *G. costata* — in ähnlicher Form vorkommen (SCHMIDT 1928: 148, 152). Aus dem gleichen stratigraphischen Niveau, dem tieferen Teil der *Avicula*-Schichten, liegen zwei weitere Abdrücke vor. Einer zeigt etwa 12 kleine, kammartig gedrängte, senkrecht zur Schloßplatte stehende Zähnchen, der andere einige divergierende Zahnleisten wie bei *Gervilleia mytiloides* (v. SCHLOTHEIM) (SCHMIDT 1928: 149).

Alle diese Merkmale entsprechen nicht der Diagnose von *Avicula*. Sie weisen eher auf die Familie Bakevelliidae hin, von denen hier die Gattungen *Gervilleia*, *Hoernesia*, *Bakevella* oder *Isognomon* in Frage kommen könnten.

5. Ergebnis

Die Gesteine des Hauptteils der Solling-Folge (Wilhelmshausener und Karlsruhfen/Trendelburger Schichten) am W-Rand der Hessischen Senke sind unter limnisch-fluviatilen Bedingungen abgelagert worden, mit einem raschen Wechsel von Ablagerung und erneuter Umlagerung. Die vertikale und horizontale Aufeinanderfolge der schräggeschichteten Sandsteinkörper, verbreitete Reste fossiler Bodenbildungen und die Sedimente zahlreicher kleiner, episodischer Gewässer erinnern an die Ablagerungen von Stromgeflechten (braided rivers, vgl. REINECK & SINGH 1973: 242), in denen Teile des Gebietes nicht unter ständiger Wasserbedeckung gestanden haben.

In den Stammener Schichten weisen weit aushaltende Bänke und Horizonte wieder auf durchgehende Wasserbedeckung hin (vgl. KALLIES 1963: 374). Diese „Beruhigung“ der Sedimentationsbedingungen ist wahrscheinlich auf Vorläufer der epirogenen Bewegungen zurückzuführen, die das Vordringen des Rötmeeres nach S veranlaßten.

Zu einem ersten, weit nach S reichenden Vorstoß gehört die marine Muschelfauna von Rhoden und Volkmarsen (vgl. Abschn. 3: Fossilhorizont ca. 2 m unter Rötbasis bei KALLIES 1963). Der nur kurzfristig herrschende marine Einfluß wurde wieder verdrängt von limnisch-fluviatilen Bedingungen, die noch längere Zeit anhielten. Möglicherweise sind die höchsten Sandsteine der Stammener Schichten in NW-Hessen als Strandbildungen anzusehen. Darauf weisen die Windrippeln in dem Profil SW Quast hin (Abschn. 3). Die hier zu erwartenden Chirotherienfährten sind noch nicht nachgewiesen.

Über diesem Sandstein beginnt mit scharfem Schnitt die saline Sedimentation des Röts. Ein der Röt fossilbank des Sollings entsprechender mariner Fossilhorizont ist in den Profilen nicht da. Kleine Steinsalz pseudomorphosen zeigen jedoch bereits den marinen Einfluß.

Die Schichtenfolge der Stammener Schichten dieses Gebietes ist fazielles Äquivalent der Tonigen Grenzschichten des Sollings. Deren Lithofazies reicht W und NW Kassel bis in die Randgebiete des Beckens. Das Auftreten mariner Faunen unterhalb des Röts kann nicht Anlaß zu einer Diskussion um die in Norddeutschland eindeutig definierte Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein sein. Die Stammener Schichten gehören nach ihrer Lithologie mit der Solling-Folge eindeutig zum Mittleren Buntsandstein (vgl. HINZE 1967: 675).

Myophoria costata (ZENKER) ist in Niedersachsen (HINZE 1967: 645), in der Rhön (GRONEMEIER & MARTINI 1973), in Thüringen und im östlichen Germanischen Becken im unteren Teil des Röts nachgewiesen (KOZUR 1974). Sie tritt in der sub-sudetischen Vortiefe (KOZUR 1974, II: 8) wie in der Hessischen Senke bereits vor Beginn der salinaren Sedimentation auf. In den Werfener Schichten des alpinen Skyths setzt *M. costata* in den Unteren Campiler Schichten (dem oberen Teil der Werfener Schichten) ein (FRECH 1909: 4–6). Ihr erstes Auftreten in den Sedimenten des Germanischen Beckens ist bisher nicht festgelegt.

6. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E., LOHMANN, H., & REGENHARDT, H. (1958): Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 192–201, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BAUMGARTE, D. (1973): Die Gattung *Astarte* SOWERBY im Oberen Muschelkalk am Südoststrand des Eggegebirges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 166–175; Wiesbaden.
- (1975): Die Myophorien der germanischen Trias in Niederhessen. — Vorkommen und Verbreitung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 53–70; Wiesbaden.
- FRECH, F. (1909): Die Leitfossilien der Werfener Schichten. — Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees, I/1, Paläont. Anhang: 1–46; Budapest.
- GALL, J. C., & GRAUVOGEL, L. (1967): Faune du Buntsandstein. II. Les Halicynés. — Ann. Paléontol., **53**, 1: 3–14, 5 Abb., 7 Taf.; Paris.
- GRONEMEIER, K., & MARTINI, E. (1973): Fossil-Horizonte im Röt der hessischen Rhön. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 150–165, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GRUPE, O. (1914): Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **33**, 1: 397–421, 1 Tab.; Berlin.
- HAACK, W. (1923): Zur Stratigraphie und Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins in Norddeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**: 560–594; Berlin.
- HERRMANN, A. (1959): Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 317–327, 1 Tab.; Wiesbaden.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. — Geol. Jb., **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HORN, M. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4620 Arolsen, 225 S., 35 Abb., 9 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KALLIES, H. B. (1963): Gesteinsausbildung und Fossilführung an der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein im südlichen Niedersachsen. — Geol. Jb., **80**: 367–436, 6 Taf.; Hannover.

- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. — Freiburger Forsch.-H., C 280, I: 1—56, II: 1—71, III: 12 Tab.; Leipzig.
- KUCHENBUCH, F. (1892): Das Liasvorkommen bei Volkmarsen. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Amt u. Bergakad., 11: 74—101, 1 Kt.; 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., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, K.-D. (1962): Neue Funde von *Psammolimulus gottingensis* (Merostomata, Xiphosura) aus dem Mittleren Buntsandstein von Göttingen. — Paläont. Z., H.-SCHMIDT-Festband: 185—193, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- MESTWERDT, A. (1913): Die Quellen von Germete bei Warburg und von Calldorf in Lippe. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., 32: 145—161, 1 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- MÜLLER, A. H. (1963a): Lehrbuch der Paläozoologie, II, 1: Protozoa—Mollusca, 574 S.; Jena (Fischer).
- (1963b): Lehrbuch der Paläozoologie, II, 3: Arthropoda 2—Stomochorda, 698 S., 854 Abb.; Jena (Fischer).
- REINECK, H.-E., & SINGH, I. B. (1973): Depositional Sedimentary Environments. — 439 S., 579 Abb.; Berlin (Springer).
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. — 461 S., 1220 Abb.; Öhringen.
- (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag. — 143 S., div. Abb.; Öhringen (Hohenlohe'sche Buchhandl.).
- TRÜMPY, R. (1957): Ein Fund von *Halicynne* (Crustacea incertae sedis) im Mittleren Muschelkalk des Wutachtales. — Ecl. geol. Helv., 50: 544—553, 2 Abb.; Basel.

Manuskript eingegangen am 30. 3. 1978

Foraminiferenfunde im Unteren Muschelkalk bei Dietershausen/Rhön

Von

MANFRED LANGER*

Kurzfassung: Aus dem Unteren Muschelkalk bei Dietershausen/Rhön (TK 25, Bl. 5424 Fulda) werden Foraminiferen der Gattungen *Glomospirella* PLUMMER 1945 und *Ammodiscus* REUSS 1862 beschrieben. Die Foraminiferen kommen in der Oberen Oolithbank (Unterer Wellenkalk) und in der Mittleren Schaumkalkbank besonders zahlreich vor.

Es bestehen Zusammenhänge zwischen der Lithofazies und der Häufigkeit der Foraminiferen. Der regionale Vergleich mit Mainfranken und Thüringen läßt Ähnlichkeiten in der Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen erkennen. In diesen Gebieten zeichnet sich vor allem die Schaumkalkzone durch Häufigkeitsmaxima aus.

[Foraminifers from the Lower Muschelkalk near Dietershausen/Rhön.]

Abstract: From the Lower Muschelkalk near Dietershausen (map nr. 5424 Fulda) foraminifers of the genus *Glomospirella* PLUMMER 1945 and *Ammodiscus* REUSS 1862 are described. The foraminifers appear very numerous at the Upper Oolithbank (Lower Wellenkalk) and the Middle Schaumkalkbank (Upper Wellenkalk).

There are correlations between lithofacies and the number of foraminifers. In the regional comparison similarities can be recognized in the frequency of incidence with those in Mainfranken and Thüringen. In these areas especially the Schaumkalkzone marks out through frequency maxima.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	143
2. Zur Stratigraphie und Foraminiferenführung des Unteren Muschelkalkes bei Dietershausen	144
3. Beschreibung der Foraminiferenfunde	145
4. Regionaler Ausblick	146
5. Schriftenverzeichnis	146

1. Einleitung

Im Rahmen geologischer Untersuchungen zwischen Dietershausen und Friesenhäusen/Rhön (SE-Teil TK 25, Bl. 5424 Fulda) wurde auch der Untere Muschelkalk

* M. LANGER, Dipl.-Geol., Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberg-Anlage 32, 6000 Frankfurt a. M.

bearbeitet. Bei der Durchsicht zahlreicher Dünnschliffe konnten in einzelnen Proben Foraminiferen nachgewiesen werden. Profile und Gesteinsproben aus dem Unteren Muschelkalk stammen aus folgenden Aufschlüssen:

Weganschnitt am SW-Hang des Weinberges bei Dietershausen (R 35 56 84, H 55 97 10, Unterer Wellenkalk und Oolithzone).

Geländekante am SW-Hang des Weinberges (R 35 56 90, H 55 97 10, *Spiriferina-fragilis*-Bank).

Ehemaliger Steinbruch am ADAC-Übungsplatz bei Dietershausen (R 35 57 11, H 55 97 44, Terebratelzone).

Steinbruch an der Straße Dietershausen—Friesenhausen (R 35 57 15, H 55 96 97, Oberer Wellenkalk).

Weganschnitt am SE-Hang des Weinberges (R 35 57 16, H 55 97 10, Oberer Wellenkalk und Untere Schaumkalkbank).

Steinbruch NE des Weinberges (R 35 57 26, H 55 97 18, Schaumkalkzone und *orbicularis*-Schichten).

Die Untersuchungen wurden am Geologisch-Paläontologischen Institut der J.-W.-Goethe-Universität in Frankfurt a. M. durchgeführt. Die Foraminiferen wurden von Prof. Dr. R. SCHROEDER, Frankfurt a. M., bestimmt.

2. Zur Stratigraphie und Foraminiferenführung des Unteren Muschelkalkes bei Dietershausen

Die Gesamtmächtigkeit des Unteren Muschelkalkes beträgt hier ca. 100 m. Die Oolithzone (mu_1) läßt sich in eine Untere und eine Obere Oolithbank untergliedern, die durch ein stärker dolomithaltiges Gelbes Zwischenmittel und durch graue Wellenkalkte getrennt sind. Foraminiferen konnten jedoch nur im Gelben Zwischenmittel und vor allem in der Oberen Oolithbank nachgewiesen werden (Abb. 1).

Die Terebratelzone (mu_2) ist ebenfalls durch eine Unter- und eine Oberbank gekennzeichnet. Foraminiferen kommen jedoch nur in der Unterbank vor.

In der Schaumkalkzone (mu_3) sind drei deutlich unterscheidbare Schaumkalkbänke ausgebildet, von denen sich die Mittlere Schaumkalkbank durch zahlreiche Foraminiferen auszeichnet, während sie in der Unteren Schaumkalkbank in wesentlich geringerer Zahl vorkommen. In der Oberen Schaumkalkbank konnten dagegen keine Foraminiferen nachgewiesen werden.

Das absolute Maximum in der Häufigkeit der Foraminiferen ist mit durchschnittlich 16 Individuen/cm² im höheren Teil der Oberen Oolithbank zu verzeichnen. Diese Lagen führen auffallend häufig Trochitenbruchstücke. Aufarbeitungshorizonte mit Intraklasten und Bruchschill weisen auf ein bewegtes Ablagerungsmilieu hin.

Eine geringere, aber doch sehr deutliche Häufung mit durchschnittlich 6,7 Foraminiferen/cm² kann in den höheren Teilen der Mittleren Schaumkalkbank beobachtet werden. Diese Bank enthält neben Bruchschill und Intraklasten vor allem zahlreiche Ooide, die auf bewegtes flaches Wasser schließen lassen.

Eine dritte, noch schwächere Häufung ist in einem komponentenreichen Teil des Gelben Zwischenmittels vorhanden.

Die Foraminiferen sind im Unteren Muschelkalk bei Dietershausen auf wenige Bänke beschränkt. In den gebankten, komponentenarmen, mikritischen Kalken

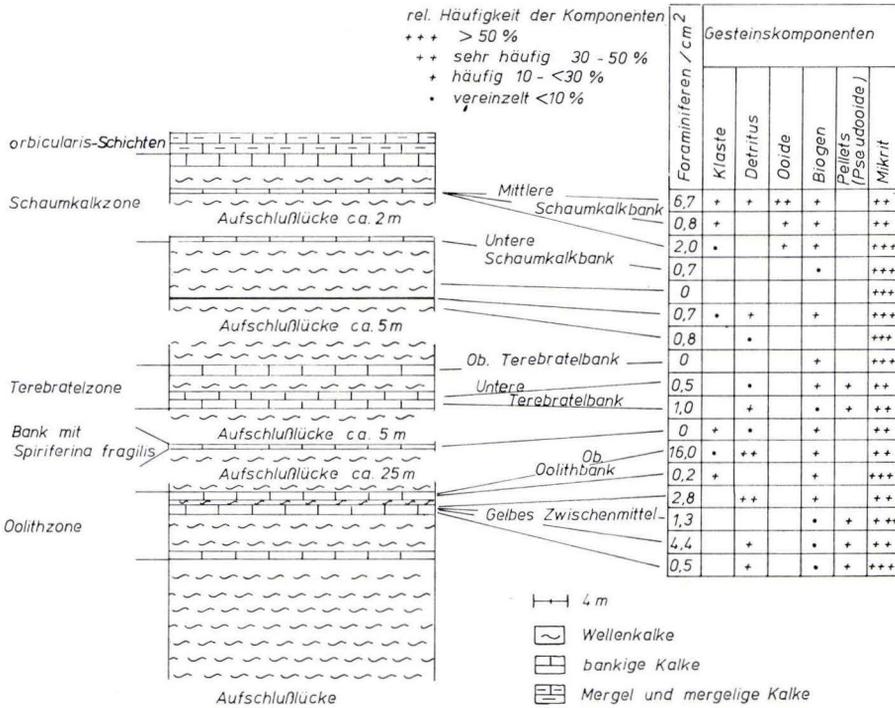


Abb. 1. Vereinfachtes Profil durch den Unteren Muschelkalk bei Dietershausen/Rhön (TK 25, Bl. 5424 Fulda). Zusätzlich ist die relative Häufigkeit der Gesteinskomponenten vor allem in den foraminiferenhaltigen Bänken dargestellt.

konnte eine auffällige Abnahme der Individuenzahl bis zum völligen Verschwinden der Foraminiferen beobachtet werden. Die flaserigen, mikritischen Wellenkalke führen im Untersuchungsgebiet ebenfalls keinerlei Foraminiferen.

3. Beschreibung der Foraminiferenfunde

Unter den oftmals nur schlecht erhaltenen Exemplaren konnten mit Sicherheit die Gattungen *Glomospirella* PLUMMER 1945 und *Ammodiscus* REUSS 1862 bestimmt werden (Taf. 8). Es handelt sich ausschließlich um agglutinierende Foraminiferen. Als Agglutinationsmaterial dieser nur 0,3–1 mm großen Foraminiferen dienen Sedimentpartikel aus der Tonfraktion.

Glomospirella PLUMMER ist in einem frühen ontogenetischen Stadium unregelmäßig, später aber planspiral gewunden. *Ammodiscus* REUSS zeigt hingegen durchweg einen planspiralen Aufbau.

Es konnten Unterschiede in der Häufigkeit der beiden Gattungen festgestellt werden. *Glomospirella* PLUMMER kommt in den Bänken der Oolithzone und der

Terebratelzone besonders zahlreich vor, während *Ammodiscus* REUSS in der Mittleren Schaumkalkbank überwiegt.

Eine stratigraphische Bedeutung haben die genannten Foraminiferen im Unteren Muschelkalk jedoch nicht, da es sich durchweg um sehr langlebige Gattungen handelt (*Glomospirella* PLUMMER Oberkarbon—Kreide und *Ammodiscus* REUSS Silur—Jetztzeit).

4. Regionaler Ausblick

Die Foraminiferenfunde im Unteren Muschelkalk bei Dietershausen sind eine weitere Ergänzung der bisher bekannten Fundpunkte im Unteren Muschelkalk, nachdem bereits von BORNEMANN (1885) und KRECH (1909) im Unteren Muschelkalk Thüringens Foraminiferen beschrieben wurden. Im mainfränkischen Raum konnten durch SANDBERGER (1890) und KIRCHNER (1925) ebenfalls zahlreiche Foraminiferen nachgewiesen werden. Nach den Untersuchungen der genannten Autoren erwiesen sich vor allem einzelne Bänke in der Schaumkalkzone als foraminiferenhaltig.

Durch die vorliegende Untersuchung kann dies nun auch für die westliche Rhön bei Dietershausen bestätigt werden.

5. Schriftenverzeichnis

- BORNEMANN, J. G. (1885): Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes insbesondere des Unteren Muschelkalkes in Thüringen. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **6**: 267—321, Taf. 7—14; Berlin.
- KIRCHNER, H. (1925): Neue Fossilfunde im fränkischen Muschelkalk. — Zbl. Mineral. Geol., **B**, **1925**: 21—26; Stuttgart.
- KRECH, K. (1909): Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalkes um Jena. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **30** (1): 59—133, Taf. 6—8; Berlin.
- LANGER, M. (1977): Geologische Untersuchungen zwischen Dietershausen und Friesenhausen/Rhön. — Unveröff. Dipl.-Arb., 145 S., 26 Abb., 11 Tab., 5 Beil.; Frankfurt a. M.
- MOORE, R. C., Hrsg. (1964): Treatise on Invertebrate Paleontology. — (C) Protista, **2** (1): 1—510a, 399 Abb.; Kansas (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas).
- SANDBERGER, F. v. (1890): Übersicht der Versteinerungen der Trias-Formation Unterfrankens. — Verhandl. phys. med. Ges. Würzburg, N. F., **23** (7); Würzburg. [Zitiert nach H. KIRCHNER 1925: 21.]

Manuskript eingegangen am 11. 1. 1978

Unterer Meeressand und Kaolin am Rotenberg bei Geisenheim am Rhein

Von

EBERHARD KÜMMERLE*

Kurzfassung: In einem auflässigen Tagebau N Geisenheim sind verschiedene tiefgründig kaolinisierte Devongesteine angeschnitten. Diese werden am S-Rand des Aufschlusses von Unterem Meeressand überlagert. Er enthält Material der Unterlage in frischem und kaolinisiertem Zustand. Das marine Mitteloligozän ist nicht nur als Meeressand, sondern auch als mikrofossilreicher Rupelton im Raum Geisenheim verbreitet.

Abstract. An open-cut near Geisenheim (Rhine valley) presents folded altered devonic units with a cap rock of fine grained sand and coarse gravel of Rupelian age, containing both fresh and altered material of the substratum. The marine Middle Oligocene is also present as Rupel clay.

Inhaltsverzeichnis

1. Überblick und Aufschlüsse	147
2. Die devonische Unterlage	151
3. Der Geisenheimer Meeressand	152
4. Die Deckschichten	156
5. Zusammenfassung.	157
6. Schriftenverzeichnis	157

1. Überblick und Aufschlüsse

Der Rotenberg bei Geisenheim bildet zusammen mit dem im NE, in der Streichrichtung der Taunusgesteine, folgenden Johannisberg eine der markantesten Steilstufen im Rheingau. Sie konturiert deutlich den südlichen Taunusrand gegenüber seinem rund 50 m tiefer gelegenen Vorland im SE.

Der stufenbildende Taunusquarzitzug des Rotenberg—Johannisberg wird vom Steg- oder Blaubach und vom Elsterbach jeweils senkrecht zum Gebirgsstreichen durchschnitten. Es ist anzunehmen und örtlich nachweisbar, daß beide Bäche alten Querstörungen folgen. An der mächtigen Lößbedeckung der nach E geneigten Hänge liegt es, daß die erwähnte Steilstufe heute an den linken Talflanken deutlicher sichtbar ist als an den rechten.

* Dr. E. KÜMMERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 62 Wiesbaden.

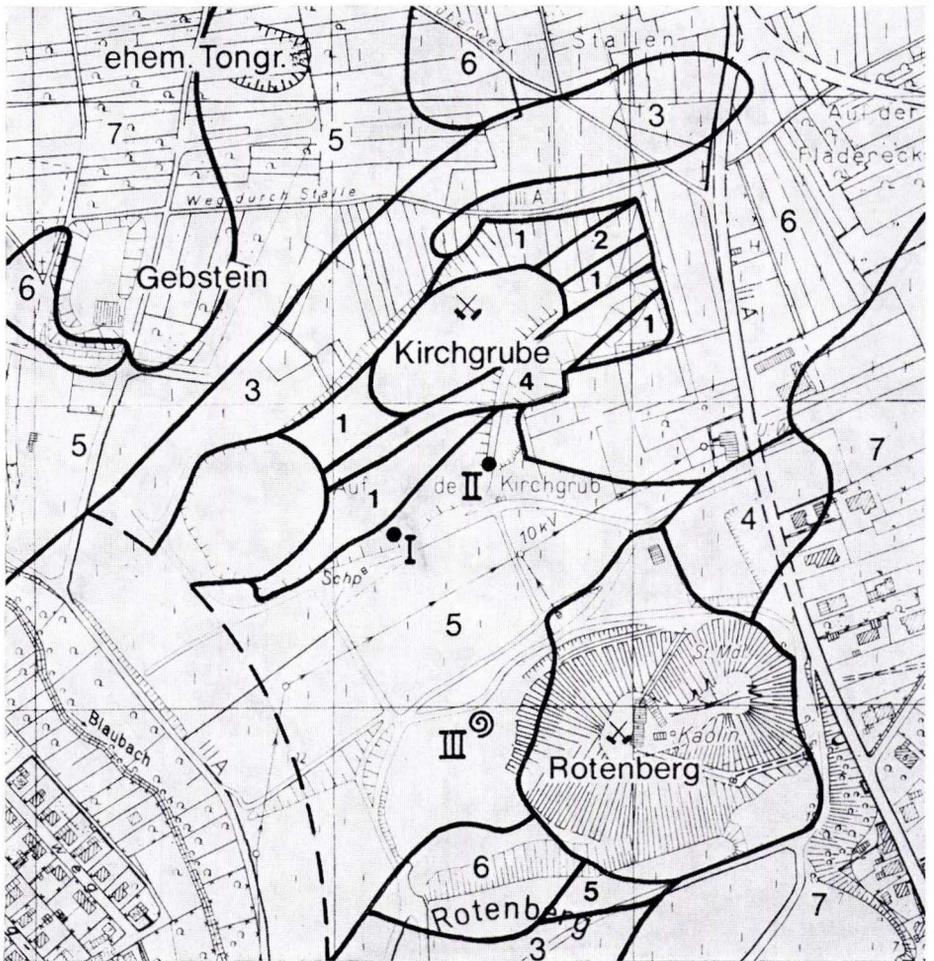


Abb. 1. Geologische Kartenskizze 1:5000 des Rotenberggebietes bei Geisenheim. Südteil nach PINKOW 1953.

I Profil 1	II Profil 2	III Fundpunkt PINKOW 1953	
7 Löß (Lößlehm)			} Pleistozän
6 Sand, Kies (Terrassensedimente)			
5 Geisenheimer Meeressand und Rupelton			} Mitteloligozän
4 Quarzkeratophyr			} Mitteldevon ?
3 Quarzit, z. T. mit Schieferlagen			} Unterdevon
2 Körniger Kalkstein			
1 Bunte Schiefer, z. T. sandig, z. T. mit Quarzitbänken			

An seiner Austrittsstelle aus dem Quarzitriegel und seiner Einmündung in das Vorland hat der Elsterbach E des Kilzberges einen weiträumigen Schuttfächer aufgeschüttet, der schon LEPLA (1904: 55) auffiel.

Während der Taunusquarzit auf der Höhe des Rotenberges grobbankig vorkommt und in eindrucksvollen großen Blöcken abgesondert ist, ist er in Kellern des Schlosses Johannisberg mehr plattig ausgebildet und enthält Schiefereinlagen (LEPPLA 1904: 32, EHRENBERG et al. 1968: 49).

Zwischen den Quarzitzug der Rotenbergkuppe (154 m über NN) und einen weiteren, im Abstand von 400 m im NW folgenden Quarzitzug des Gebsteins (rund 150 m über NN, Abb. 1) schiebt sich eine steilgestellte Gesteinsfolge aus unterdevonischen Schiefen mit eingeschaltetem körnigem Kalkstein und Quarzkeratophyr ein. Wegen ihrer schon von Haus aus geringeren Härte, vor allem aber infolge tiefgründiger Verntonung¹ ist diese Schieferfolge weitergehend erodiert und stärker erniedrigt als die sie im NW und SE begrenzenden Quarzitrücken. Der Gebstein tritt gegenüber dem höheren Rotenberg morphologisch weniger deutlich in Erscheinung, weil der ihn aufbauende Quarzit dünnbankiger, schieferreicher ist und damit eher zum Zerfall neigt als der homogenere Rotenbergquarzit.

Die tiefgründige Kaolinisierung von Quarzkeratophyr sowie Teilen seines schieferigen Nebengesteins führte zu einer bauwürdigen Kaolinlagerstätte.

Auf dem südlichen Intrusivkörper (Lagergang) wurde von 1893—1963 die Grube „Rotenberg“ betrieben, auf dem nördlichen von 1951—1975 der Tagebau „Kirchgrube“ (Abb. 1). Erste Schürfungen erfolgten aber schon 1856 (LIPPERT et al. 1969: 94), und zwar im südlichen Lagerstättenteil.

Ob die Kaolinisierung durch Verwitterungslösungen von der ehemaligen Landoberfläche etwa während des Mesozoikums oder Alttertiärs oder aber durch aszendente Lösungen verursacht wurde, ist nicht endgültig geklärt. Enge Zusammenhänge mit der Bruchtektonik in Verbindung mit dem Einbruch des Mainzer Beckens und dadurch bedingter gesteigerter Lösungswegsamkeit durch Schaffung von Aufstiegswegen sind aber nicht zu leugnen (WAGNER 1926, 1930; WAGNER & MICHELS 1930; BEHNE & HOENES 1955).

Im Bereich der flachen Einsenkung über der größtenteils kaolinisierten Gesteinsfolge zwischen Rotenberg und Gebstein sind, vor der Abtragung verhältnismäßig geschützt, marine Tertiärschichten erhalten. Durch ihre Position auf einer Randstufe des Taunus sind sie von der jungen Heraushebung des Gebirges mitbetroffen und befinden sich, vom Mainzer Becken her gesehen, in vergleichsweise großer Höhe. Die Hebung und die ihr folgende Abtragung bewirkten, daß im Rotenberggebiet jüngere Anteile des Tertiärprofils, die ursprünglich sicher abgelagert wurden, verschwunden sind und nur Teile des Unteren Meeressandes und des Rupeltons erhalten blieben.

Das Ausmaß der postmitteloligozänen Heraushebung des Rotenberges geht aus folgenden Beobachtungen hervor: Im Rheinbett in Höhe der Ilmen-Aue und der Rüdesheimer Aue wurden 1912 zahlreiche Bohrungen zur Untergründerkundung für die Bahnbrücke niedergebracht. Unter quartären Rheinsedimenten folgen örtlich tonig-mergelige Schichten des Rupeltons (WAGNER & MICHELS 1930: 40), darunter sandig-kiesige Bil-

¹ Unter Verntonung bzw. Kaolinisierung werden im folgenden Vorgänge zusammengefaßt, die unter Bleichung bis Weißfärbung und Erweichung der Gesteine insbesondere zur Umwandlung von Feldspäten in Kaolinit mit Freiwerdung von SiO₂ und Alkalien führen.

dungen, die dem Unteren Meeressand zuzuordnen sind. Örtlich steht Meeressand unter Rheinkies an. Die Äquivalente des Geisenheimer Meeressandes vom Rotenberg liegen hier also in rund 68–72 m über NN.

Bei der Ilmen-Aue wurden unter Rheinablagerungen 10–40 m Rupelton erbohrt. Darunter folgen überwiegend sandig-kiesige Bildungen, die man dem Meeressand zuordnen kann. Deren Obergrenze liegt also hier bei 58–65, örtlich 72 m über NN.

Auch in Höhe der W-Spitze der Fulder Aue wurde eine Folge von Bohrungen im Rheimbett abgeteuft (1963). Diese standen sämtlich im Rupelton, der bei 40 bzw. 45 m Bohrtiefe, d. h. in 35–40 m über NN noch nicht durchteuft war. Somit kann angenommen werden, daß sandig-kiesige Schichten, die dem Unteren Meeressand zuzuordnen wären, erst unter dem erbohrten Rupelton in einer Tiefenlage von max. 36 m über NN vorkommen.

Die Meeressande vom Rotenberg sind daher gegenüber vergleichbaren Bildungen im Rheimbett bei der Rüdeshheimer Aue um rund 70, bei der Ilmen-Aue um rund 77–85, bei der Fulder Aue um rund 100 m herausgehoben. In den genannten Bohrprofilen läßt sich im großen und ganzen eine Zunahme der Korngröße der Tertiärschichten von E nach W erkennen. Dies bestätigt die Vorstellungen, die man von den damaligen Küstenverhältnissen hat.

In den Bohrungen an der Rüdeshheimer und der Ilmen-Aue ist eine, wenn auch undeutliche Trennung von vorwiegend tonigen Schichten oben (Rupelton) und überwiegend sandig-kiesigen Schichten unten (Meeressand) sichtbar. Eine derartige vertikale Abgrenzung beider Bildungen ist jedoch nur örtlich vollziehbar. Verbreitet im Mainzer Becken verzahnen und vertreten sich Rupelton und Unterer Meeressand (WAGNER 1956: 212 bis 215; WAGNER & MICHELS 1930: 39–40; CHUDOBA et al. 1932: 675; FALKE 1960: 28).

Der Untere Meeressand vom Rotenberg war im Laufe der Zeit verschiedentlich aufgeschlossen, aber jeweils an etwas anderer Stelle. In diesen Vorkommen wurden auch Fossilien aufgesammelt. Dieser Fauna wurde, obgleich sie relativ spärlich ist im Vergleich zu der der berühmten Fundstellen im linksrheinischen Mainzer Becken, besondere Aufmerksamkeit zuteil, weil sie ein isoliertes Vorkommen von Unterem Meeressand belegt.

SANDBERGER (1847: 44–45) erwähnt den Geisenheimer Meeressand und beschreibt (1851: 8) ein kleines Meeressandvorkommen unter Lößbedeckung, das vermutlich am NE-Hang der Rotenbergkuppe gelegen hat. 1853 (9–10) bringt SANDBERGER die erste Fossilliste vom Rotenberg. KOCH (1877: 76) nennt 5 Molluskengattungen sowie Zähne von *Lamna* aus Konglomeraten vom N-Abhang des Rotenberges. LEPSIUS (1883: 50–57) bezieht sich auf die Angaben von SANDBERGER und KOCH.

Bei KINKELIN (1892: 169, 177, 179) erfahren wir von Konglomeratbänken „nördlich und wenige m unterhalb der Spitze des Rothenberges, auf der Nordseite desselben“. Die Fossilliste SANDBERGERS wird ergänzt. Weitere Behandlung des Tertiärs vom Rotenberg findet sich bei LEPLA & WAHNSCHAFFE (1901), LEPLA (1904) und WAGNER & MICHELS (1930).

Eine neue Fundstelle von Fossilien des Meeressandes am Rotenberg entdeckte PINKOW (1953) bei der Weinbergskartierung. Er zeichnete 7 Profile am S- bis SW-Rand des Tagebaues Rotenberg auf. Seine Fossilliste mit 18 Arten ist die seither umfangreichste des Geisenheimer Meeressandes.

Keiner der von den genannten Autoren beschriebenen Aufschlüsse ist heute noch zugänglich, doch hat der jüngere Tagebau Kirchgrube den Meeressand erneut angeschnitten.

2. Die devonische Unterlage

Nach SANDBERGER (1847: 45) lagert der Meeressand am Rotenberg unmittelbar auf „Taunusschiefer“, nach KINKELIN (1892: 178) auf „Phyllitquarzit“. Die von PINKOW untersuchten Sande sind von NW her dem Taunusquarzit aufgelagert, der rote Schiefereinlagerungen enthält. Die Sandschichten fallen nach NW ein und nehmen mit der Entfernung von der Kuppe des Rotenberges an Mächtigkeit zu (PINKOW 1953: 201–203, Abb. 1, 2).

In der Raumbilddarstellung von BEHNE & HOENES (1955: 415, Abb. 2) lagert das Tertiär im Gebiet der Kaolinlagerstätte sowohl auf „Phyllit“ als auch auf „unverändertem“, „etwas zersetztem“ als auch „kaolinisiertem Quarzkeratophyr“.

Weil uns die verschiedenen Gesteinstypen der devonischen Unterlage in den Tertiärschichten (s. u.) aufgearbeitet wiederbegegnen, ist ein Blick auf die devonische Gesteinsfolge, die im Tagebau Kirchgrube aufgeschlossen ist, angebracht.

Die von BEHNE & HOENES im südlich gelegenen Tagebau Rotenberg gemachten Beobachtungen lassen sich weitgehend auf die Kirchgrube übertragen. Auch hier sind die Devongesteine tiefgründig zersetzt, besonders gilt dies für den Quarzkeratophyr und die benachbarten Bunten Schiefer². Das tektonische Gesamtbild ergibt eine Steilstellung der gesamten Abfolge bei Überkipfung nach S. Das generelle Streichen scheint flacher zu sein als im S, nämlich 55–80° gegenüber 45–55° bei BEHNE & HOENES (1955: 413). Einfallen nach S wurde im nördlichen Tagebau nirgends beobachtet, vielmehr läßt sich ein generelles Einfallen von 50–80° nach NW ermitteln. Auch der Quarzkeratophyrkomplex und der körnige Kalkstein (s. u.) fügen sich — soweit es der Aufschluß erkennen läßt — in das tektonische Bild der gesamten Abfolge ein.

Der Quarzkeratophyr bildet einen steilstehenden, in Streichrichtung auf rund 1,2 km (LIPPERT et al. 1969: 95) gestreckten Gesteinskörper, der im SE und NW an stark vertonte grünliche Schiefer angrenzt. Er ist teils zu einer fein zerreiblichen Masse kaolinisiert, teils zerfällt er in ein Haufwerk aus kleinen, scharfkantigen, weißlichgrünen Bruchstücken. Unzersetzte oder wenig veränderte Partien, wie sie in einer Ausstülpung des südlichen Keratophyrkomplexes an der Straße nach Marienthal bekanntgeworden sind (LEPPLA & WAHNSCHAFFE 1901: 13; LEPPLA 1904: 35; WAGNER & MICHELS 1930: 33–34; BEHNE & HOENES 1955: 416–419), wurden im Tagebau Kirchgrube nicht beobachtet. Der zersetzte Quarzkeratophyr der Kirchgrube ist in sehr auffälliger Weise von bis 1 dm starken Quarzgängen aus grauweißem bis bläulichem Gangquarz durchzogen, die vorwiegend als Quer- und Diagonalklüfte zu deuten sind.

Die vertonten blaßgrünen Schiefer im SE und NW des Quarzkeratophyrzuges sind tektonisch besonders stark beansprucht. Im Grenzbereich gegen den Keratophyr ist eine auffallend starke Brauneisenfällung zu beobachten. (Zur Wanderung und Fällung von Fe im südlichen Taunus vgl. EHRENBURG et al. 1968: 80.)

In der SE-Ecke des Tagebaues sind den Schiefeln Quarzitbänke bis 1 dm Mächtigkeit eingelagert.

² Begriffsprägung s. KOCH 1880: 16, EHRENBURG et al. 1968: 27.

Nahe dem NE-Rand des Aufschlusses ist in die weißlichgrünen, örtlich hier auch violetten Schiefer ein mehrere Meter mächtiger Komplex aus körnigem Kalkstein eingeschaltet. Nach einer ersten Untersuchung durch Herrn Prof. Dr. MEISL ist es wohl ein Äquivalent des bei KOCH (1880: 13) erwähnten körnigen Kalkes. Dieses Gestein ist durchzogen von mehreren Kluftscharen mit Quarz- und/oder Kalkspatfüllung.

Die weißlichgrünen und violetten Bunten Schiefer im NW des körnigen Kalksteins enthalten sandige Schieferlagen, vermutliche Äquivalente der „körnigen Phyllite“ (KOCH 1880: 14–15; EHRENBERG et al. 1968: 34), sowie graugrüne quarzitische Schiefer und Quarzitbänke bis 1 m Mächtigkeit, letztere von hellgrauer, violettroter oder rotbrauner Farbe.

Die beschriebene Abfolge taucht am N-Rand des Tagebaues unter den Quarzit des Gebsteins ab. Es handelt sich um eine Folge rötlicher und grauer Quarzite mit grünlichen, rötlichen und violetten Schieferlagen. Es muß offenbleiben, inwieweit diese Gesteinsfolge der Gedinne- oder der Siegen-Stufe des Unterdevons angehört.

3. Der Geisenheimer Meeressand

Nur an seinem Südrand schneidet der Tagebau Kirchgrube den Meeressand an; im E und N ist er erodiert, und quartäre Deckschichten (s. u.) lagern auf den Devon-gesteinen. Die W-Seite ist weitgehend verfüllt.

Bei Punkt I (Abb. 1) wurde folgendes Profil aufgenommen (Taf. 9 Fig. 1, 4):

Profil 1

1,0 m	Lößlehm, umgelagert, mit Schutt und Pleistozängeröllen
0,6 m	Fein- bis Mittelsand, graugrün, glaukonitreich, mit eingelagerten feinen und groben Gesteinsresten (Schiefer, Quarz, Quarzit), kalk- und fossilfrei
0,3 m	Mittel- bis Grobkies, graugrün, stark fein- bis grobsandig, Gerölle sämtlich aus Material der devonischen Unterlage (Quarz, farblos, grüngrau, rosa, einzelne Körner gut gerundet; Quarzit, weißgrau, graugrün; Quarzkeratophyr, grünlich-weißgrau; Schiefer, quarzitisch, graugrün, teilweise gebleicht; Tonschiefer, mild, weißgrün, kaolinisiert)

Im mittleren Teil des Meeressandvorkommens ist dieser Kies, der als Transgressionskonglomerat gedeutet werden muß, sehr viel gröber und enthält teils mäßig gerundete, teils kantige Quarzitblöcke

Brauneisen-Verkittungszone, örtlich fehlend, enthält Gerölle und aufgearbeitete Schieferbruchstücke

Tonschiefer (Bunte Schiefer), gebleicht, weißlichgrün, vertont

Der Zufahrtsweg zur oberen Tagebausohle durchschneidet den Meeressand der Kirchgrube in seiner gesamten Mächtigkeit (Abb. 1 Punkt II, Taf. 9 Fig. 2):

Profil 2

Seht.-Nr.	Lößlehm, Sand, Kies, Schutt (Pleistozän)
18	1,0 m Fein- bis Mittelsand, weißlich-graugrün, glaukonit- und kalkreich (Kalk konkretionär angereichert), Quarzkörner nur teilweise gerundet

Scht.-Nr.

- 17 1,2 m Fein- bis Mittelsand, schluffig, grau- bis blaugrün, teilweise rostfarben, schwarzgrüne Einschaltungen; glaukonit- und kalkreich (Kalk konkretionär angereichert); feine Geröllehen: rötlicher, schiefriger Serizitquarzit
- 16 0,4 m Schluff bis Feinsand, weißlich-, oben dunkelgrün, kalk und glaukonitreich; nur oben feine Geröllehen: Quarz; Quarzit, graugrün, schiefrig; Schiefer, gebleicht
-
- 15 0,5 m Fein- bis Mittelsand, dunkelgrün, lagenweise schluffig; feinkiesig, glaukonit- und kalkhaltig (Kalk vorwiegend auf Kluffflächen); Gerölle s. u.
- 14 0,6 m Feinsand, stark schluffig, graugrün, grünbraun, feinkiesig, glaukonitreich, schwach kalkhaltig; Gerölle s. u.
- 13 0,2 m Feinsand, mittelsandig, feinkiesig, grün, violettstichig, kalkhaltig, glaukonitreich; Gerölle s. u.
- 12 0,3 m Feinsand, mittelsandig, feinkiesig, graugrün, kalk- und glaukonithaltig; Gerölle s. u.; Fauna: reichhaltige Foraminiferenfauna, auch großwüchsige Gattungen (Lageniden), Fischzähnechen, -wirbel und -knochensplitter
-
- 11 0,3 m Feinsand, mittelsandig, feinkiesig, grünlich-braungrau, kalk- und glaukonithaltig; Gerölle s. u.; Fauna: Schill von Lamellibranchiaten, vor allem Pectiniden, *Spondylus*-Bruchstücke, 1 *Lamna*-Zähnechen, reiche Foraminiferen- (auch großwüchsige Gattungen) und Ostrakodenfauna
- 10 0,4 m Feinsand, stark mittelsandig, stark feinkiesig, graugrün, kalk- und glaukonithaltig, unten brotlaibartig verfestigt, Gerölle s. u.; Fauna: Austernbank: *Pycnodonte (Pycnodonte) callifera* (LAMARCK), *Spondylus tenuispina* SANDBERGER, *Arctica islandica rotundata* (AGASSIZ), die Austern doppelklappig, auf einer rechten (oberen) Klappe ist in einem Fall ein zweites Individuum mit der linken Klappe aufgewachsen; linke Klappen sehr unregelmäßig; Pectinidenschill, Fischreste (Zähne, Wirbel, Otolithen), reiche und z. T. großwüchsige Foraminiferenfauna
- 9 0,5 m Feinsand, mittel- bis grobsandig, feinkiesig, graugrün, kalk- und glaukonithaltig, Gerölle (s. u.) nesterartig angereichert; Fauna: Bruchstücke von Austern: *Pycnodonte (Pycnodonte) callifera*; *Spondylus tenuispina*, Pectiniden, Fischreste, reiche Ostrakoden- und (teilweise großwüchsige) Foraminiferenfauna
-
- 8 0,1 m Fein- bis Mittelsand, feinkiesig, grau- bis dunkelbraun, örtlich als plattiger Feinsandstein, durch Brauneisen verfestigt; wenig Kalk- und Glaukonitgehalt; Gerölle s. u.; Fauna: vereinzelt meist stark korrodierte Foraminiferen
- 7 0,4 m Fein- bis Mittelsand, feinkiesig, kalkhaltig, glaukonitreich, Gerölle (s. u.) nesterartig gehäuft; Fauna: selten Schalenbruchstücke von Muscheln, Fischwirbel, 1 *Lamna*-Zähnechen, vereinzelt Foraminiferen
- 6 0,3 m Fein- bis Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, rostfarben, eisenschüssig, kalkfrei, glaukonitreich, Gerölle (s. u.) nesterartig gehäuft
-
- 5 1,0 m Fein- bis Grobsand, fein- bis schwach mittelkiesig, grau- und braungrün, kalk- und glaukonitfrei, bunte Gerölle aus Taunusgesteinen (s. u.)

Scht.-Nr.

4	0,2 m	eisenschüssiger Sandstein bis Konglomerat, dunkelbraun, knollig-scherbig zerfallend, seitlich in Fein- bis Grobsand übergehend; Gerölle in Fein- bis Mittelkiesfraktion (s. u.); kalk- und glaukonitfrei
3	0,4 m	Schluff bis Fein-/Mittelsand, fein- bis mittelkiesig, weißlichgrün, kalkfrei, wenig Glaukonit; bunte Gerölle
2	2,3 m	Schluff, tonig, sandig, fein- bis mittelkiesig, graubraun, violettstichig, lagig rostfarben, bunte Gerölle (s. u.); kalk- und glaukonitfrei
1	0,8 m	Schluff, tonig, sandig, fein- bis mittelkiesig, weißlichgrün, gelblich-graugrün, kalk- und glaukonitfrei; bunte Gerölle (s. u.)

Tonschiefer (Bunte Schiefer), steilstehend, weißlich, bläulich, grünlich, tiefgründig gebleicht und zersetzt; im E Quarzkeratophyr, teils kaolinisiert, teils grusig zerfallend

Das Profil 2 läßt sich in 6 Abschnitte (von oben nach unten) gliedern:

Schicht 16—18. Fein- bis mittelkörniger Glaukonitsand, unten Schluff. Hoher Kalkgehalt, meist konkretionär ausgeschieden; Geröllkomponenten Quarz, schiefriger Quarzit.

Schicht 12—15. Fein- bis mittelkörniger Glaukonitsand. Kalkgehalt z. T. in feinen Klüften angereichert. Geröllkomponenten Quarz; heller und grüner, schiefriger Quarzit; Serizitquarzit; meist serizitische, sandige, blaßgrüne und blaßrötliche Schiefer (gebleichte körnige Phyllite); weißlichgrüne, vertonte, milde Schiefer; Quarzkeratophyr. Fauna tritt nur noch in Schicht 12 auf.

Schicht 9—11. Megafossilführender Abschnitt. Kalkreicher Feinsand. Aus diesem Teil des Meeressandprofils stammen vermutlich alle früheren Fossilfunde vom Rotenberg. Geröllkomponenten: Quarz, eckig bis angerundet, grünlich, farblos, rötlich; Quarzit, grün, rötlich, grau, meist schiefrig; sandige Schiefer (körnige Phyllite), teils gebleicht, teils grünlich; milde Schiefer, teilweise serizitisch, wäßriggrün, gebleicht, vertont; Fossilbruchschild.

Schicht 6—8. Fein- bis mittelkörniger Glaukonitsand. In Schicht 7 setzt erstmals Kalkgehalt ein, damit auch eine noch relativ arme Mikrofauna. Bei den Geröllen überwiegt grüner bis graugrüner, schiefriger Quarzit. Daneben Quarz, blaßgrüne und blaßviolette, sandige Schiefer, grünliche und rosafarbene, vertonte, milde Schiefer, grünliche Serizit-schiefer.

Schicht 4—5. Fein- bis Grobsand, unten durch Brauneisen verfestigt. Kalk und Glaukonit fehlen. Die Gerölle sind gröber und bunter als oben; grauer, rötlicher und farbloser Quarz; grüner, grauer, rötlicher Quarzit, Serizitquarzit; grüne und violette, meist noch feste, sandige Schiefer (körnige Phyllite); graugrüne, quarzitisches Schiefer, weißlichgrüne, kaolinisierte Schiefer; Quarzkeratophyr.

Schicht 1—3. Vorwiegend schluffig-tonige Folge mit grobklastischen Beimengungen. Zersatzmaterial der devonischen Unterlage, feinklastische Anteile aus zersetzten Schiefern und Keratophyr; grobe Anteile aus Quarzit, hellgrau, rötlich, farblos, grünlich; Quarz, weiß, rötlich, z. T. mit Resten von zersetztem Quarzkeratophyr (s. o.); Serizitquarzit; Quarzkeratophyr, weißlichgrün; quarzitisches Schiefer, weiß-seidenglänzend, violett, blaßgrün, z. T. frisch; sandige Schiefer (körnige Phyllite), meist violett, teils frisch, teils gebleicht; milde Schiefer, weißlich, zartrosa, wäßriggrün, gebleicht und zersetzt. Kalkfrei. Glaukonit kommt nur in Schicht 3 vor.

Devonische Unterlage: Kaolinisierte Bunte Schiefer und Quarzkeratophyr.

Die Schichtenfolge 1—18 fällt nach W bis SW ein. Die Auflagerungsfläche auf der kaolinisierten Unterlage scheint, soweit aufgeschlossen, etwa horizontal zu liegen.

Die schluffig-tonigen Bildungen unmittelbar auf Devongesteinen sind wohl Äquivalente des bei PINKOW (1953: 203) erwähnten „Basislettens“. Die Sandfraktion im obigen Profil, insbesondere in Schicht 6—15, besteht im zuweilen überwiegenden Anteil nicht aus Quarzkörnern, sondern aus Blättchen und Bruchstückchen quarzitischer und sandiger Schiefer und schiefriger Quarzite.

Die Glaukonitführung des Meeressandes setzt in Schicht 3 erstmals ein und nimmt nach oben hin im großen und ganzen stark zu. Durch die Häufung feiner Reste von grünem Quarzit, der wohl aus den Bunten Schiefen stammt, wird der Eindruck eines „Grünsandes“ unterstrichen; hier wird eine mikroskopische Unterscheidung notwendig.

Die Geröllkomponenten entstammen durchweg dem Material der devonischen Unterlage. Sie sind z. T. frisch erhalten, teils befinden sie sich in verschiedenen Stadien der Kaolinisierung. Die Form der Gerölle ist eckig bis kaum kantengerundet, ein weiterer Transport scheidet daher aus. Ortsfremdes Gesteinsmaterial kommt nicht vor. (Zur Abhängigkeit der Geröllzusammensetzung im Unteren Meeressand vom jeweiligen Untergrund vgl. z. B. MORDZIOL 1911: 23, „Taunusfazies“ des Meeressandes; FALKE 1960: 18 u. a.)

Der körnige Kalkstein scheint als einziges Gestein der Unterlage keine Gerölle geliefert zu haben, vermutlich deutet dies auf seine geringe Widerstandsfähigkeit hin. Möglicherweise sind Reste dieses Materials in einer noch ausstehenden Schwermineralanalyse feststellbar.

Die Fossilführung des Meeressandes der Kirchgrube ist auf die Schichten 7—12 beschränkt. Die Austerbank in Schicht 10 (Taf. 9 Fig. 2, 3) entspricht vermutlich der bei PINKOW (1953: 200, Prof. Nr. 1) beschriebenen Fossilbank mit *Ostrea callifera* LAM. Auch dort war die Fundschicht teilweise verfestigt, lieferte aber im Gegensatz zur Kirchgrube keine Kalkschalen, sondern nur Abdrücke und Steinkerne.

Auch die von KINKELIN erwähnten Fossilbänke enthielten keine Kalkschalen mehr. 20—25 m tiefer als die Fundstelle KINKELINS lag die von GERGENS jr. beobachtete Austerbank (KINKELIN 1892: 169—170, 178—179). Diese lag damit etwa in Höhe des Punktes, wo PINKOW *Ostrea*-Reste fand und etwa auch in der Höhe, die Punkt II in der Kirchgrube einnimmt. Somit liegt die Vermutung nahe, daß es sich jeweils um die gleiche Austerbank handelt.

Die Auflagerung von fossilführendem Unteren Meeressand auf tiefgründig kaolinisierten Taunusgesteinen könnte eine Bestätigung für die Annahme einer vormittellozänen Verwitterung der Landoberfläche von Taunus und Hunsrück sein (z. B. WAGNER & MICHELS 1930: 39; KUTSCHER 1954: 203), wenn nicht gerade am Rotenberg der Verdacht bestünde, daß azendente Lösungen eine große Rolle bei der Kaolinisierung gespielt haben. In diese Richtung deutet auch die Tatsache, daß der Quarzkeratophyr des Tagebaues Kirchgrube im tieferen Teil stärker in Kaolin umgewandelt ist als im höheren (LIPPERT et al. 1969: 96).

In der Umgebung des Rotenberges kommt der Glaukonitsand — allerdings fossilfrei — noch in größerer Verbreitung vor, nicht nur am Weg durch Stalle (Abb. 1), sondern auch in Bohrungen E und NE der beiden Tagebaue auf der E-Seite der Marienthaler Straße. In gleicher Position vorkommende sandig-schluffige Tone sind

nach ihrer Mikrofauna als Äquivalente des Rupeltons anzusehen, so am linken Stegbachufer, in der ehemaligen Tongrube am Laborn (Abb. 1) und in mehreren Bohrungen NE der Kirchgrube. In letzteren ist der Rupelton teilweise als blättriger, kreidiger Ton bis Mergel mit Fischresten ausgebildet. Dieser Rupelton liegt örtlich auf kaolinisiertem Schiefer, örtlich auf kiesig-sandigen Bildungen.

In fazieller Verzahnung mit Glaukonitsand und Rupelton kommt im Rotenberggebiet weißer, schwach toniger, gleichkörniger Fein- bis Mittelsand vor, der zeitweilig als Formsand in der Gießerei Verwendung fand. Von den Hängen E des Rotenberges (Kilzberg, Morschberg, Theilers, Platte) wird auch eine stark kalkige Ausbildung des Mitteloligozäns erwähnt: Kalksande und sogar Kalkbänke mit Blattabdrücken. Auch im W zwischen Geisenheim und Eibingen (Mückenberg, Altbaum, Decker) kamen diese Bildungen unter hellgrauem, sandigem Ton vor (LEPPLA 1904: 41). Bruchstücke eines weißlichgelben, sandhaltigen Kalksteins wurden bei der Verlegung der Riedwasserleitung am Kilzberg (R 34 26 35, H 55 40 53), allerdings ohne Fossilien, wieder gefunden.

4. Die Deckschichten

Im NE, E und SE bilden pleistozäner Sand und Kies mit geringer Lößdecke den oberen Rand des Tagebaues Kirchgrube.

Der Tagebau schneidet hier Terrassensedimente an, denen die ausgedehnten Verebnungen am Kilzberg und Mückenberg in rund 140 m über NN zuzuordnen sind. Sie gehören einer mittleren Terrassengruppe an: ältere Mittelterrasse nach WAGNER & MICHELS (1930: 72) oder T5-Terrasse nach KANDLER (1971). Es ist nicht gänzlich auszuschließen, daß es sich teilweise um Äquivalente der Mosbacher Sande handelt, wie KANDLER (1971: 13, bei der Beschreibung seiner T6-Terrasse) andeutet.

Die kiesig-sandigen Terrassenbildungen lagern im Gebiet der Kirchgrube sowohl auf kaolinisierten Bunten Schiefen, auf körnigem Kalkstein und auf zersetztem Quarzkeratophyr, im S auf dem Meeressand (Abb. 1). Es wechsellagern Mittel- bis Grobkies und Fein- und Mittelsand in hell- bis rostbraunen Tönungen. Korn- und Geröllform sind wesentlich besser gerundet als im liegenden Meeressand. Ein merklicher Gehalt an farblosem Glimmer, der im Meeressand fehlt, ist vor allem in der Feinsandfraktion festzustellen.

Die Geröllkomponenten der Kiesfraktion sind kanten- bis gut gerundeter Quarz, violett- und braunroter sowie gebleichter Buntsandstein, grauer Tonschiefer, rötlicher, grüner, grauer und weißer Quarzit, braunroter Hermeskeilsandstein, schwarzer Kieselschiefer und hellgrüngrauer Kalkstein (Muschelkalk). Daneben tritt abgerollter Brauneisenstein auf.

Die Terrassenkiese enthalten also im Gegensatz zur tertiären Unterlage nicht nur ortsübliches („Taunusschotter“ bei LEPPLA 1904: 46), sondern auch ortsfremdes Material wie Kieselschiefer, Buntsandstein- und Muschelkalkgerölle.

WAGNER (1933: 34) beobachtete im alten Tagebau Rotenberg Schrägstellung der Pleistozänschichten durch Schleppung an einer Verwerfung. Wegen ungenügender Aufschlußverhältnisse konnte nicht geprüft werden, ob es in der Kirchgrube ähnliche Erscheinungen gibt.

Im Bereich der E-Hänge von Rotenberg und Gebstein breitet sich Löß aus, der je nach Morphologie seiner Unterlage bis 8 m mächtig sein kann.

5. Zusammenfassung

Der auflässige Kaolintagebau Kirchgrube bei Geisenheim hat ein 10–11 m mächtiges Profil von teilweise fossilreichem Unterem Meeressand freigelegt. Er überlagert kaolinisierte Bunte Schiefer und Quarzkeratophyr. Während Korngröße und Menge des aufgearbeiteten Devonmaterials von unten nach oben abnehmen, nimmt der Gehalt an Glaukonit nach oben hin zu.

Mikro- und Megafauna sind im mittleren Teil des Profils angehäuft. Nicht nur der Untere Meeressand in sandig-kiesiger Ausbildung mit wenig transportierten, ortsüblichen Geröllen, sondern auch der Rupelton ist im Rotenberggebiet verbreitet. Er lagert teils auf Äquivalenten des Unteren Meeressandes, teils auf kaolinisierten schieferigen Devonsteinen.

Eine speziellere Untersuchung der marinen Bildungen von Geisenheim soll in einem weiteren Beitrag erfolgen.

6. Schriftenverzeichnis

- BEHNE, W., & HOENES, D. (1955): Die Kaolinlagerstätte von Geisenheim (Rheingau). — Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **4**: 412–433, 10 Abb., 5 Tab.; Heidelberg.
- CHUDOBA, B., GALLADÉ, M., JÜNGST, H., KLEMM, G., KLÜFFEL, W., MICHELS, F., SCHLACHT, K., SCHLOSSMACHER, K., SCHMIDTGEN, O., TILMANN, N., & WAGNER, W. (1932): Bericht über die Begehungen vor, während und nach der Hauptversammlung in Mainz. — Z. dt. geol. Ges., **83**: 671–694, 1 Abb., Taf. 11–16; Berlin.
- EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H.-G., & KÜMMERLE, E. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5913 Presberg. — 201 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KANDLER, O. (1971): Die pleistozänen Flußterrassen im Rheingau und im nördlichen Rheinhessen. — Mainzer naturwiss. Arch., **10**: 5–28, 1 Tab., 1 Kt.; Mainz.
- KINKELIN, F. (1892): Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. — Abh. geol. Spec.-Kt. Preußen thür. Staat., **9** (4): 302 S., 12 Abb., 2 Kt.; Berlin.
- KOCH, C. (1877): Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. — Ber. senckenb. naturforsch. Ges., 1876–77: 75–93; Frankfurt a. M.
- (1880): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Lfg. **15**, Bl. Eltville. — 59 S.; Berlin.
- KÜMMERLE, E. (1966): Zur alttertiären Meeresküste im Rheingau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 379–382; Wiesbaden.
- (1967): Zeugnisse des alttertiären Meeres im Rheingau. — Rheingauische Heimatbl., 1967: IX–XII, 1 Taf.; Rüdesheim a. Rh.
- KUTSCHER, F. (1954): Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 202–212, 1 Abb.; Wiesbaden.
- LEPPLA, A. (1904): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **111**, Bl. Preßberg-Rüdesheim. — 68 S.; Berlin.
- & WAHNSCHAFFE, F. (1901): Geologisch-agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim am Rhein. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., N. F., **35**: 42 S., 1 Abb., 1 Kt.; Berlin.
- LEPSIUS, R. (1883): Das Mainzer Becken. — 181 S., 1 Kt.; Darmstadt (Bergsträßer).

- LIPPERT, H. J., MEISL, S., & LOB, F. (1969): Die Kaolinlagerstätte von Geisenheim bei Rüdesheim (Rheingau) in Hessen. — In: Die Kaolinlagerstätten der Bundesrepublik Deutschland. — XIII. Intern. geol. Congr. (1968), **15**: 94–97, 2 Abb., 1 Tab.; Prag.
- LOB, F. (1963): Rohstoffe für die Keramik aus den Geisenheimer Kaolinwerken. — *Keram. Z.*, **15**: 74–75, 1 Abb., 1 Tab.; Freiburg i. Br.
- MORDZIOL, C. (1911): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. I. Teil: Allgemeine Übersicht und Exkursionsführer in die Umgebung von Mainz und Wiesbaden. — 167 S., 39 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- NEUFFER, F. O. (1973): Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium) im Mainzer Becken. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **68**: 113 S., 13 Taf.; Wiesbaden.
- PINKOW, H.-H. (1953): Eine neue Fundstelle von Fossilien des Meeressandes (Unteres Mitteloligozän) am Nordhang des Rothenberges bei Geisenheim. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **81**: 199–205, 2 Abb.; Wiesbaden.
- SANDBERGER, F. (1847): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. — 144 S., 1 Kt.; Wiesbaden (Kreidel).
- (1853): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen Systeme. — 91 S., 1 Tab.; Wiesbaden (Kreidel & Niedner).
- (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. — 458 S., 1 Tab., 35 Taf.; Wiesbaden (Kreidel).
- WAGNER, W. (1926): GOETHE und der geologische Aufbau des Rochusberges bei Bingen. — *Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst. (V)* **8**: 224–231, Taf. 11; Darmstadt.
- (1933): Die Schollentektonik des nordwestlichen Rheinhessens. — *Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst. (V)* **14**: 31–45, Taf. 1; Darmstadt.
- (1956): Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand und Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **84**: 212–215; Wiesbaden.
- & MICHELS, F. (1930): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Bingen-Rüdesheim; mit Erl., 167 S., 3 Taf.; Darmstadt.

Manuskript eingegangen am 1. 3. 1978

Geol. Jb. Hessen	106	S. 159-208	13 Abb.	2 Tab.	Taf. 10-21	Wiesbaden 1978
------------------	-----	------------	---------	--------	------------	----------------

On the Evolution of Mastodonts (Proboscidea, Mammalia)

Part 2: The bunodont tetralophodont Groups

By

HEINZ TOBIEN*

[Zur Evolution der Mastodonten (Proboscidea, Mammalia)

Teil 2: Die bunodonten tetralophodonten Gruppen]

Kurzfassung: Bunodonte tetralophodonte Mastodonten (mit vier Querjochen am letzten Milchmolaren und an den beiden vorderen Molaren) sind relativ späte, erst im Pliozän erscheinende Abkömmlinge miozäner trilophodonter Vorläufer aus dem *Gomphotherium*-Formenkreis. Tetralophodonte Mastodonten der Alten Welt lassen zwei evolutive Gruppen erkennen, deren Merkmale und paläogeographische Verbreitung geschildert werden. Tetralophodonte Mastodonten der Neuen Welt, speziell Nordamerikas, sind von ihnen verschieden.

[On the Evolution of Mastodonts (Proboscidea, Mammalia)

Part 2: The bunodont tetralophodont Groups]

Abstract: Bunodont tetralophodont mastodonts (with four transverse crests on the last milkmolar and the two anterior molars) are relatively late i.e. Pliocene descendants of their Miocene trilophodont predecessors from the *Gomphotherium* group. The Old World tetralophodonts can be subdivided into two evolutionary groups, the characters and the palaeogeographic occurrence of which are described. Tetralophodont mastodonts of the New World, especially of North America, are different.

[Sur l'Évolution des Mastodontes (Proboscidea, Mammalia)

2e Partie: Les Groupes Bunodontes Tétralophodontes]

Résumé: Les mastodontes bunodontes tétralophodontes (avec quatre collines transversales dans la dernière molaire de lait et dans les deux molaires antérieures) apparaissent relativement tard au commencement du Pliocène. Leurs prédécesseurs sont les mastodontes trilophodontes miocènes du groupe *Gomphotherium*. L'évolution des tétralophodontes dans l'Ancien Monde laisse reconnaître deux groupes divers, dont les caractères et la répartition paléogéographique seront décrits. Les tétralophodontes du Nouveau Monde, particulièrement de l'Amérique du Nord, sont différents.

* Prof. Dr. H. TOBIEN, Johannes-Gutenberg-Universität, Institut für Geowissenschaften, Postfach 3980, 6500 Mainz 1.

Contents

1.	Introduction	160
2.	The bunodont tetralophodont Groups	161
2.1.	The <i>Tetralophodon</i> — <i>Anancus</i> Group	161
2.1.1.	<i>Tetralophodon longirostris</i>	161
2.1.2.	<i>Anancus</i> —“ <i>Pentalophodon</i> ”	168
2.2.	The <i>Stegotetabelodon</i> Group	177
2.2.1.	<i>Stegotetabelodon grandincisivus</i>	177
2.2.2.	<i>Stegotetabelodon</i> of the later Pliocene	194
2.3.	“Tetralophodont” Mastodonts in North America	198
3.	Zusammenfassung, Summary, Résumé	200
4.	Acknowledgments	204
5.	References	205

1. Introduction

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 D4, M1 and M2 (= “intermediate molars”) respectively. In a foregoing paper (TOBIEN 1973a) the trilophodont taxa, so far of bunodont molar character, have been distributed on four evolutionary lineages or groups as follows:

1. *Gomphotherium* Group
2. *Choerolophodon*—*Synconolophus* Group
3. *Stegomastodon*—*Haplomastodon* Group
4. *Platybelodon*—*Amebelodon* Group

In this paper an attempt is made to review briefly the bunodont-tetralophodont mastodonts¹, and to discuss their probable taxonomic and phylogenetic grouping.

A lophodont type among the mastodont dentitions has been recognized very early in the history of mastodont research. VACEK (1877: 43) created the name zygodont for this structure, and bunolophodont for the other one. Later the designations bunodont and zygodont came into use. The molar type represented by the genus *Stegolophodon* SCHLESINGER, 1917 is somewhat intermediate between zygodont and bunodont character, however, nearer to the zygodont type (TOBIEN 1975: 222).

For reasons of better understanding and of preserving the context with my former mastodont papers 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 classical, so called *Hipparion* fauna is of Lower Pliocene age. In North America the Miocene/Pliocene boundary is in a similar position. Moreover, in this text the Old World late Villafranchian is taken as Lower Pleistocene, i. e. in a similar way as its North American equivalent (Blancan).

¹ The designation “mastodont” is here used in the broader sense, embracing both bunodont and zygodont taxa of OSBORN’s (1942: 1551) superfamily Mastodontoidea.

Abbreviations:

AMNH: American Museum of Natural History, Dept. of Vertebrate Paleontology, New York

BMNH: British Museum (Natural History), London

est: estimated

H: Height

L: Length

par: paragraph

r: right

l: left

W: Width

All measurements in millimeters

2. The bunodont tetralophodont Groups

As already mentioned in TOBIEN (1973a: 264, 1976a: 183) obviously two tetralophodont groups have existed in the Pliocene and early Pleistocene of the Old World, both of which derived from the trilophodont *Gomphotherium* stock: One group—representative is *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832)—shortens the symphysis of the lower jaw and reduces the lower incisors. In the Old World the final stage of this evolutionary lineage is represented by the brevirostrine genera *Anancus* AYMARD, 1855, and “*Pentalophodon* FALCONER, 1857”, both without or but rudimentary lower incisors and large upper tusks without enamel band. It is a bunodont(b)-tetralophodont(4)-dibelodont(2)-brevirostrine(b) = b-4-2-b group.

The other group known from the Pliocene of the Old World preserves and enlarges the lower incisors and develops tendencies to large size. SCHLESINGER’s “*Mastodon* (*Bunolophodon*) *grandincisivum*” (1917: 119; 1922: 154; OSBORN 1936: 360) of Lower Pliocene sites in Eurasia and Africa is an early member of this lineage. PETROCCHI’s genus *Stegotetabelodon* from the later Pliocene of Libya (1954: 11) and Kenya (MAGLIO 1973: 18) is a terminal representative. At least the early members have bunodont(b)-tetralophodont(4)-tetabelodont(4)-longirostrine(1) = b-4-4-l-character, whereas the later members have penta- to hexalophodont intermediate molars (b-5/6-4-l).

2.1. The *Tetralophodon-Anancus* Group

2.1.1. *Tetralophodon longirostris*

The transition between populations of *Gomphotherium angustidens* (CUVIER, 1806) and *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832) at late Miocene/early Pliocene time in Europe has been largely demonstrated by SCHLESINGER (1917: 70, 1922: 184–186). LEHMANN (1950: 214) and MOTTL (1969) contributed much to SCHLESINGER’s statements, thus corroborating his concept. The details of this transition have been described by these authors as successive acquirement of tetralophodonty in D4, M1, M2, increase of loph(id) numbers in M3, reduction of symphysis and lower incisors.

The type specimen of *Tetralophodon longirostris* from the Lower Pliocene fluviatile “Dinotherien-Sande” of Eppelsheim, 32 km SSW of Mainz (KAUP’s *Mastodon longirostris*: 1835: 84, pl. 19 fig. 1, 2) is still preserved in the “Geologisch-Paläontologische Abteilung des Hessischen Landesmuseums, Darmstadt”, cat. no. Din 111

(pl. 10 fig. 1a—d, pl. 11 fig. 1e). It is a right mandibular fragment with M_2 and M_3 and the posterior part of the symphysis with the empty alveoli of both tusks. At first KAUP in 1832 figured the posterior part with M_2 and M_3 dext., and later in 1835 after having added the symphyseal part (both of which originally have been found together: KAUP 1832: 628), he reproduced the whole fragment revertedly, together with a referred skull fragment (see also OSBORN 1936: fig. 313).

Although ramus and symphyseal part are somewhat crushed and deformed, they obviously belong to the same individual. No traces are visible of a composite specimen.

The deflected symphysis (pl. 10 fig. 1a, b) looks rather high and massive in lateral view, which, however, is an effect of crushing and deformation. The alveoli of the lower incisors are partially filled with plaster, and have retained two rather small tusks. The alveoli have an ovoid shape, which is probably in relation to the deformed symphysis. The long axes of the right and left alveolus are directed from dorso-medially to ventro-laterally. The alveoli were separated by a rather thick bony septum, and, thus, possibly the two incisors have had no contact at their points, similar as in *Tetralophodon "curvirostris"* BERGOUNIOUX & CROUZEL (1960: pl. 6) from the same region (see below). Judging from the diameters of the alveoli (long axis of the right alveolus: about 60, short axis: about 30 mm; long axis of the left alveolus: about 48, short axis: about 32 mm), and the deformation of the symphysis the incisors were rather small teeth, with a diameter of about 45 or less.

A similar finding is a palate with the incisor alveoli and a rather complete mandible, both with M_2 and M_3 from the same *Dinotherium* sands near Esselborn (4 km NW of Eppelsheim), excavated in 1907 by O. HAUPT (then curator at the Darmstadt Museum), figured and briefly mentioned by KLÄHN (1931: fig. 1, p. 41, 42), and in 1960 described as *Tetralophodon curvirostris* by BERGOUNIOUX & CROUZEL (pl. 13 fig. 7a—c, pl. 14 fig. 7d—f).

The mandible from Esselborn is somewhat larger than KAUP's type specimen from Eppelsheim (see measurements below), however, as it seems to me, still in the range of variation of a mastodont population (par 2.2.1.). The deflection of the symphysis in the Esselborn mandible is 55° (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1960: 111, 117; not 67° as misprinted on p. 120) (pl. 13 fig. 7a, b), in the type specimen definitely less (ca. 20°). Form the symphyses of trilophodont mastodonts a considerable variation is known, particularly in populations with both tendencies: to reduce the lower incisors and to shorten the symphysis (e. g. *Rhynchotherium* pro parte, see TOBIEN 1973a: 242 sub 3, *Synconolophus*: OSBORN 1936: fig. 633). The cross section of the only preserved left incisor is round and has 52 max. diameter. The other characters after BERGOUNIOUX & CROUZEL typical for *Tetral. curvirostris* (p. 114) are either depending on absolute size (length of mandibular symphysis), or strongly variable (divergence of mandibular rami) or identical with *Tetralophodon longirostris* (quadrangular beam-shaped lower symphysis). Thus, it seems likely to synonymize *Tetralophodon curvirostris* BERG. & CR. with *Tetral. longirostris* KP.

MOTTL (1969: 12) likewise emphasized the variation of symphyseal deflections in gomphotheres and tetralophodonts.

The M_2 in the type mandible of *T. longirostris* (ca. 135×68) is tetralophodont with a rather strong talonid (pl. 10 fig. 1c, d) and deeply worn. Thus, structural

details are no more preserved. The M_3 in the type mandible (189×68 ; pl. 10 fig. 1 c, d, pl. 11 fig. 1e) has five lophids plus a talonid of three mammillae. The first three lophids are worn, the following ones without wear. No cement is visible, except remnants of a thin cover of 1–2 mm thickness in the fourth transverse valley.

The structure is rather simple: The conules (crescentoids: see TOBIEN 1973 b, 1975) in the first and second pretrites are weak, no secondary trefoils are developed on the posttrites, except on the first posttrite.

Similar are the lower M_2 and M_3 in the mandible described by BERGOUNIOUX & CROUZEL (1960) as *Tetralophodon curvirostris*. The M_2 (135×74) have four lophids and a talonid of two mammillae and are strongly worn as the M^2 are. The M_3 (200 [est] $\times 85$) are unworn, without cement; they have five lophids and a talonid, which, however, is still unerupted and covered by bone. The posttrites are without secondary trefoils. The upper M^3 have five lophids and a small talon and are more complicated with incipient trefoils in the posttrites and differentiated crescentoids on the pretrites (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1960: fig. 3, 4 and own observations, see pl. 14 fig. 7 d–f).

The skull fragment and mandible from Esselborn is the only finding from the Lower Pliocene *Dinotherium* sands which can be referred rather safely to the type mandible of *longirostris* because of the preserved symphyseal part. Other mandibles (KAUP 1857: pl. 2 fig. 3, KLÄHN 1931: pl. 1 fig. 1) are incomplete and without symphysis, or probably do not belong to *Tetraloph. longirostris* (see par 2.2.1.).

Mandibles with tetralophodont intermediate molars, structurally simple M_3 without cement, deflected *longirostris*-like symphyses and reduced lower incisors are known also from some other places:

SCHLESINGER (1917: 93–95, pl. 13 fig. 4) describes a left mandible fragment from the Lower Pliocene of Stettenhof near Gösing (Nieder-Österreich), and assumes small, anteriorly diverging lower incisors, which allowed the passage, of the already well developed trunk, a situation obviously similar to the type mandible from Eppelsheim and the specimen from Esselborn. M_2 and M_3 , figured by VACEK (1877: pl. 3 fig. 1, 1a) in occlusal view, have a simple pattern, with small conules (crescentoids) on the first and second pretrites, with a small adaxial conelet besides the main conelet in the first pretrite and only a single main conelet in the second pretrite. No secondary trefoils (SCHLESINGER's "posttrite Sperrhöcker": 1917: 120, 121) or incipient formations are developed on the posttrites.

SCHLESINGER (1917: 93) noted the linguo-labial enlargement of the ramus horizontalis and the anterior narrowing of the rami at the transition to the symphysis (which he described as "trichterförmiger, transversaler Längsschnitt der Mandibel"), both characters, which demonstrate the shortening of the symphysis and the tendency to reduce the lower incisors, leading to the elephantoid i. e. stout, compact, labially expanded and somewhat bulged mandibular rami of the brevisrostrine mastodonts as e. g. *Anancus* and others (see also TOBIEN 1973a: 239–240, fig. 12). From the backward position of the foramen mentale in the Stettenhof mandible SCHLESINGER (1917: 93, 94) furthermore suggested dimensionally and functionally reduced lower incisors and a relatively shortened symphysis (pl. 12 fig. 3).

Another mandible, similar to the type specimen has been described by MOTTL (1969: 8–17, pl. 1–2; see here pl. 12 fig. 2 c) as *Mastodon (Bunolophodon) longirostris*

from the Lower Pannonian (= early Lower Pliocene) of Breitenfeld, near Riegersburg (Styria). The rather massive and still elongated symphysis is deflected (48°), the forment. (pl. 12 fig. 2c) thus rather anteriorly situated, and the ramus horizontalis laterally not much expanded (MOTTL 1969: 8). The second molar (MOTTL 1969: pl. 2 fig. 3) is strongly worn, with pretrite conules, but there are no traces of secondary trefoils (= SCHLESINGER's "posttrite Sperrhöcker", 1917: 120, 121). The M_3 is slightly worn on the first and less on the second lophid. The pretrite conules are strong and well individualized, but the posttrites are without secondary trefoils, thus not specialized. Cement is missing (pl. 11 fig. 2b). This M_3 is still somewhat simpler than the M_3 in the type specimen (pl. 11 fig. 1e).

The left rather thick incisor (69×59) has still the pyriform transverse section, as known from *Gomphotherium angustidens*. MOTTL (1969: 12) discusses the possibility that both incisors have had contact at the tips, in contrast to the Esselborn, Stettenhof and to the type mandible.

The M^2 and M^3 belonging to the same individual as the mandible, are structurally more complicated than the two lower molars. The worn M^2 shows remnants of secondary trefoils on the first three lophs, and the same holds true for the slightly worn M^3 (MOTTL 1969: 14, pl. 3 fig. 6; see pl. 11 fig. 2a). More complicated upper molars together with less complicated lower ones are likewise to see in the *longirostris* skull and mandible from Esselborn (pl. 14 fig. 7d–f).

So far known to me, the adult mandibles from Esselborn, Stettenhof and Breitenfeld are the nearest ones to the type specimen of *Tetralophodon longirostris* from Eppelsheim and may be referred to this species. From a population provided with mandibles of this type (deflected symphysis, rather uncomplicated lower M_3 , without or only small amounts of cement, more or less rectangular angulus mandibulae) the further evolution continued to animals with both more reduced symphysis and lower incisors.

For a long time findings of this type have been characterised by SCHLESINGER (1917: 124) as transitional between *Tetralophodon longirostris* and *Anancus* (in SCHLESINGER 1917 and 1922: "*Dibunodon*") *arvernensis*. Among the four just mentioned *longirostris* mandibles of Lower Pliocene age, the Esselborn specimen by its small rounded lower incisors (left I: 51×52 : KLÄHN 1931: 319), the strong deflection of the relatively reduced symphysis is advanced and nearer to the transition to *Anancus*, as is also the Stettenhof specimen, whereas the type specimen and the Breitenfeld mandible by their deflected and massive symphyses (the Breitenfeld mandible moreover with lower incisors of pyriform section; see above) seems to be more primitive and nearer to the transition *angustidens/longirostris*.

Much more reduced is the symphysis in the interesting mandible with tetralophodont M_2 from the Upper Pannonian (= late Lower Pliocene) of Hohenwarth (Nieder-Österreich) published by ZAPFE (1957: pl. 25, 27; see pl. 15 fig. 8a–c). In this not yet adult specimen (M_2 slightly worn, M_3 still unerupted) the slender tip of the symphysis is without incisors (pl. 12 fig. 6). As ZAPFE (1957: 391) pointed out the Hohenwarth mandible comes near to the mandible from Mannersdorf (Nieder-Österreich) described by SCHLESINGER (1917: 124, pl. 18) as a transitional *longirostris/arvernensis* specimen.

BERGOUNIOUX & CROUZEL (1958: 233) described specimens of *Tetralophodon longirostris* from various parts of Spain. Most of them—so far figured—are last molars and premolars, but no intermediate molars with full tetralophodont structure [i. e. four loph(id)s plus a talon(id)] are represented. These isolated teeth may belong to *Tetralophodon*, but there exist also other possibilities (e. g. advanced gomphotheres, amebelodonts). There is only one exception: a tetralophodont M^1 from Nombrevilla (Zaragoza) (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1958: pl. 58), which is rightly allocated to the genus *Tetralophodon*.

ALBERDI & AGUIRRE (1970: 404) published a mandible from the Vallesian of Benavente (Zamora) with posterior parts of the incisors, deeply worn M_1 , slightly worn M_2 and M_3 in alveolis. Although the authors are claiming for the M_2 a tetralophodont structure, after figures and description it seems to be a trilophodont tooth with a rather strong talonid. The tetralophodont M_2 structure as shown in the type specimen of *Tetralophodon longirostris* from Eppelsheim (pl. 10 fig. 1c, d) has a complete fourth lophid followed by a well developed strong talonid. Moreover, the preserved basal part of the lower incisor in the Benavente specimen is rather thick (max. diameter: 67) and provided with a broad dorsal furrow (ALBERDI & AGUIRRE 1970: fig. 1). Furrow-provided incisor bases are known from *Gomphotherium* individuals with strong lower incisors and also from platybelodonts (FRICK 1933: fig. 5, fig. 6; FAM 21 140, fig. 13 and 14: U.N. 4.4.27). Obviously by too narrow space in the caudal part of the symphysis the growing posterior part of the incisor becomes more or less infolded. Thus, dorsal furrows are the result, which, however, are seldom to see in functional intact lower incisors (SCHLESINGER 1917: pl. 2 fig. 1). After my experience the Benavente mandible belongs either to a *Gomphotherium* with large incisors, or to a platybelodont.

ALBERDI (1971) described a *Tetralophodon longirostris* from the Vallesian of Polinya (Barcelona). The mandible has an extremely elongated symphysis with the two incisors of oval cross-section. Unfortunately the lower M_2 as the upper ones in a skull fragment, belonging to the mandible are worn down until the roots. Thus, nothing can be said about the loph(id) numbers. The extremely elongated symphysis, and its slight deflection, however, are not in accordance with the type mandible of *T. longirostris* from Eppelsheim the symphysis of which is shorter and stronger bended downward (pl. 10 fig. 1a, b). It seems to me that the specimen from Polinya is nearly related to the skull and mandible from Tetuán de las Victorias (Madrid) described by MAZO (1976) as *Gomphotherium angustidens*. Both specimens have the same extremely elongated lower symphysis with oval or pyriform incisors. The upper and lower M_2 are trilophodont with a strong talon(id) as they are in the finding of Benavente (ALBERDI & AGUIRRE 1970: fig. 4). The specimens of Benavente, Polinya and Tetuán thus may belong to a trilophodont advanced *Gomphotherium angustidens*.

Besides the skeleton from Polinya ALBERDI figured tetralophodont molars (pl. 5: fig. 1—5)² from another site in the vicinity of Polinya. These specimens are indeed referable to *Tetralophodon*.

² The interpretation of the figured dentitions is: fig. 1: P^3-M^1 sin., fig. 2—5: P^4-M^2 dext. ALBERDI's interpretation is not consistent with the milk dentition of *Tetralophodon longirostris* as e. g. figured in SCHLESINGER (1917: pl. 12 fig. 1, 2, 3).

Although outside of Europe there are not known mandibles similar to the type of *Tetralophodon longirostris* from Eppelsheim or to the specimen from Esselborn (see above), the Siwalik Hills have yielded some findings, which might be transitional between the typical *T. longirostris* and the brevirostrine *Anancus*.

LYDEKKER (1880: 245, pl. 43 figs. 1, 2) described and figured two symphysis fragments, which he ascribed to "*Mastodon (Tetralophodon) perimensis* (?) FALC. & CAUTL." and "*Mastodon perimensis* FALC. & CAUTL." respectively from the Punjab.

Compared with the type mandible both symphyses are reduced and shortened in different degrees. The specimen pl. 12 fig. 4 (in LYDEKKER 1880: pl. 43 fig. 2) has two small broken incisors of \pm oval section (max. diameter: ca. 28 both) and the dorsal spout is still well developed, bordered by two sharp crests. The degree of symphyseal and incisor reduction is not so advanced as in the second specimen. Here (pl. 12 fig. 5; LYDEKKER 1880: pl. 43 fig. 1) rudimentary incisors are already missing, the spout is less deep and more flattened in the still somewhat protruded symphysis. Furthermore LYDEKKER (1880: 245) describes a complete mandible with the M_3 (L: 272) and a portion of M_2 without figuring the specimen. The symphysis is described to be similar to that of the specimen represented in LYDEKKER 1880: pl. 43 fig. 2 (this pl. 12 fig. 4), but there are no more incisors.

Compared with the type of *Tetralophodon longirostris* these three Siwalik specimens apparently are in their evolutionary level between the mentioned species and a typical *Anancus* mandible. Compared with the Hohenwarth mandible (pl. 12 fig. 6) this stage of symphysis reduction, however, is not yet reached.

Not much is known of the precise stratigraphic age of these specimens. LYDEKKER later (1886.2: 60) named them and a set of cheek teeth too "*Mastodon (Tetralophodon) punjabiensis*" in view of the absence of cement and of anancoidy in contrast to the typical *perimensis* molars, and OSBORN (1936: 362) was informed by a letter from HOPWOOD, that the age might be Dhok Pathan. This probably would correspond to the Turolian in the Mediterranean nomenclature (HUSSAIN 1973: 531).

A rather complete mandible with a more precise stratigraphic record was described by SARWAR (1974: 199, figs.: 54–57) as *Stegotetabelodon maluvalensis* n. sp. from "Maluval, district Jhelum, Panjab, Pakistan". The horizon is the "Dhok Pathan zone of the Middle Siwaliks". The mandible (pl. 16 fig. 9) has tetralophodont deeply worn and anteriorly somewhat damaged both M_2 and both M_3 . The M_3 are worn on the first and second lophids, the left M_3 somewhat more than the right one. The slender M_3 (left: 255×88 , r: 255×87.5) are rather large, (of the same length as e.g. the *grandincisivus* M_3 of Pestszentlőrincz, fig. 9). They have six lophids and a voluminous complicated and doubled talonid. The structure (pl. 16 fig. 9) is rather simple. In the 2., 3. and 4. lophid the posterior crescentoids are well developed, whereas the anterior ones are missing as usual in lower molars. Posttrite conules (= secondary trefoils) are present on the posterior slopes of posttrite 1 and 2, weak or absent on the following posttrites. The adaxial conelets are well developed as in the type M_3 of *Tetralophodon longirostris* of Eppelsheim (pl. 11 fig. 1e), and cement is thin and mainly in the posterior valleys. The M_2 are too much worn and damaged as to show structural details. Their size is not extreme (fig. 11), even if one takes into consideration the wear and damage on the distal ends.

The symphysis is much reduced, more than in the type mandible of *T. longirostris*, spout-like and more similar to the Hohenwarth mandible and to the two symphyseal fragments, figured by LYDEKKER 1880 (pl. 12 fig. 4, 5, 6).

SARWAR (1974: 204) assigned the mandible from Maluval to the genus *Stegotetabelodon*. A basic feature of the type species *Stegotetabelodon lybicus* PETROCCHI, 1941³ from the later Pliocene (Ruscinian) of Libya, however, is the strong development of the elongated, downturned mandibular symphysis, which bears two very large, long and protruding incisors (PETROCCHI 1954: pl. 1, fig. 1 see also pl. 20 fig. 18 this paper). *Stegotetabelodon orbus* MAGLIO, 1970, another species of the genus of about the same age from Lothagam 1 and sites in the Lake Baringo area, Kenya (MAGLIO 1973: 70, fig. 12) has a comparable mandibular structure (pl. 21 fig. 24). Furthermore, the molars of both species have a cement cover, except on juvenile or weathered specimens (PETROCCHI 1954: pl. 2 fig. 2, pl. 3; MAGLIO 1973: pl. 1, 2).

From *St. lybicus* are only known upper and lower M3 but upper and lower M2 have been described from *St. orbus*. They have 5 lophids plus a talon and 5 to 6 lophids plus a talonid respectively (MAGLIO 1973: 18, 19, pl. 2 fig. 3, 4 see also pl. 21 fig. 22 this paper). These characters are all in contrast to the Maluval mandible. More similar is the mandible from the late Pliocene of Menalla, NE of Lake Chad described by Coppens (1972) as *Stegodibelodon schneideri*. The symphysis is much reduced, spoutlike and without incisors or alveoles. But the worn M₃ in the mandible are provided with a thick cement cover, thus foreshadowing elephantoid conditions as in *Stegotetabelodon* (see 2.2.2., pl. 21 fig. 23).

Resuming this comparison it seems to me that the Maluval mandible of Dhok Pathan (i. e. Turolian) age cannot be ascribed to the genus *Stegotetabelodon*. It belongs rather to the genus *Tetralophodon*, related to *Tetralophodon longirostris* and—in the sense of SCHLESINGER—to the transitional forms *longirostris/arvernensis*, as for instance to the type Hohenwarth. It has, however, not yet acquired the anancoidy, typical for the later genus *Anancus*.

A peculiar character of the Maluval mandible is the high lophid number in the M₃. There are six lophids, the sixth one narrower than the anterior ones, but having halflophids with two conelets. Behind follows a talonid consisting of two parts: an incipient lophid and a talonid sensu stricto with two larger and one smaller button (pl. 16 fig. 9). Last lower molars of this type are not known from European sites. The type specimen of *longirostris* from Eppelsheim has five lophids—the fifth narrower than the front ones—plus a simple talonid, and the same holds true with the Esselborn mandible (pl. 11 fig. 1e; pl. 14 fig. 7d, e). It seems rather, that the polylophodont M₃ of the Maluval mandible announces the hexalophodont M₃, which are known from *Anancus*/*Pentalophodon* of the later Pliocene of the Indo-Pakistan subcontinent (par 2.1.2.).

Hence it seems to be not improbable, that a population with mandibles more or less of the Maluval type of Dhok Pathan (Turolian) age might be the forerunner of the later *Anancus*/*Pentalophodon* population in this area. This means further reduction of the symphysis, acquirement of anancoidy and cementodontology. At the

³ For the denomination of the type species see MAGLIO 1973: 17, footnote 6.

present state of knowledge the highly developed M_3 justifies the upholding of the species *Tetralophodon maluvalensis* (SARWAR, 1974). Provisionally I ascribe the three specimens mentioned above and named by LYDEKKER "*Mastodon (Tetralophodon) punjabiensis*" to SARWAR's new species⁴ (pl. 12 fig. 4, 5).

These Siwalik specimens obviously demonstrate the existence of populations transitional between *Tetralophodon longirostris* and *Anancus* also in Southern Asia. Whether typical *longirostris* populations with still elongated symphysis and stronger lower incisors lived in Southern Asia (perhaps during Nagri times) seems to be probable but is not demonstrable by findings at the time being.

2.1.2. *Anancus* — "*Pentalophodon*"

By further reduction and shortening of the symphysis and reinforcement of the labial expansion of the horizontal ramus the evolutionary stage as represented by *Anancus arvernensis* is reached.

It is not the place here, to discuss the diverse species, which have been created around *Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT, 1828) from European sites as:

- Anancus intermedius* EICHWALD, 1831
Mastodon brevisrostre GERVAIS & DE SERRES, 1846
Anancus macropus AYMARD, 1855
Mastodon dissimilis JOURDAN, 1858
Anancus arvernensis progressor KHOMENKO, 1912
Anancus minutoarvernensis KLÄHN, 1922
Anancus gigantarvernensis KLÄHN, 1922
Anancus falconeri OSBORN, 1926

(For the details see OSBORN 1936: 630—640).

At the present state of knowledge most of them can be referred to *Anancus arvernensis*, as it was already done by SCHLESINGER (1917: 142). KLÄHN's two species from SW-Germany should be likewise ascribed to *A. arvernensis*, whereas the nearly unworn left lower M_3 from the Red or Norwich Crag of Suffolk, England, which is

⁴ The lectotype of *Tetralophodon punjabiensis* which is a large left M^3 (242×93) selected by OSBORN (1936: 362; fig. 322) eventually may also belong to *T. maluvalensis*. The size (fig. 8), the complicated pattern, which is known from the upper molars of *Tetralophodon longirostris* (see above), the five loph plus a large talon, and the lack of a thick cement cover do not warrant against this assumption. The geologic level is Dhok Pathan (fide HOPWOOD in OSBORN 1936: 362).

It should be mentioned, that OSBORN (1936: 363, caption to fig. 322) identified the tooth as a lower left M_3 . But the anterior root is clearly subdivided, and the pretrite anterior conules are stronger than the posttrite ones (being typical for many bunodont upper molars TOBIEN 1973b: 125), thus OSBORN's identification is not justified. In fact the narrow proportions are unusual for an upper last molar.

A palatal fragment with both M^3 worn at the two anterior lophs from the Dhok Pathan of "Buzdar, district Dera Ghazi Khan, Panjab, Pakistan" was described by SARWAR (1974: 151, fig. 41—43) as *Tetralophodon buzarensis* n. sp. The molars have 5 lophs and a talon of three larger mammillae. The dimensions are rather small (M^3 s: 180×90 ; fig. 8), hence there are only small secondary conules on the anterior slopes of the posttrites (except the first posttrite) and cement is almost absent. By this the molars resemble more the *longirostris* than the *grandincisivus* type. The specimen thus may be conspecific with *Tetralophodon maluvalensis*.

the type of OSBORN'S *Anancus falconeri* (1936: 636, fig. 598, 599) looks somewhat advanced because of the close compression of the summits of the main conelets. This may be reasoned by a certain subhypsodonty, if one compares the lateral and occlusal view of the Crag molar with an unworn M_3 of *Anancus arvernensis* from the late Ruscinian (Csarnotian) of Wölfersheim, N of Frankfurt (TOBIEN 1973b: fig. 17; see pl. 16 fig. 10a, b; pl. 17 fig. 11a, b).

Envisaging the rather long temporal existence and the wide geographical range of *arvernensis*-like mastodonts in Europe, which reaches from the early Ruscinian (Roussillon) to the late Villafranchian (Val d'Arno), thus covering a time span of about 6 to 2 my, the possibilities of at least subspecific differentiation cannot be rejected a priori.

In the lower molars of *Tetralophodon longirostris* and *Anancus* a characteristic seems to be a certain simplification of the M_3 structure, which obviously might be secondary (for *T. longirostris* see also TASSY 1977: 1391).

In the type M_3 of *Tetralophodon longirostris* from Eppelsheim (pl. 11 fig. 1e) the first pretrite has two conelets, the labial of which corresponds to the protoconid (prd), and a double posterior conule (= posterior crescentoid: p. cr. 1). The anterior crescentoid and the anterior cingulum are removed by contact wear with the posterior end of M_2 . The first posttrite is made of two conelets, the lingual one being the metaconid (med) and a doubled posterior enamel pillar (tr = posterior leaf of the secondary trefoils). Thus, the first lophid is rather fully developed.

The second pretrite, although somewhat crushed, has only one abaxial conelet (= hypoconid), the adaxial is either very weak or absent, together with a weak anterior conule (a. cr. 2) and a stronger posterior conule (p. cr. 2). The second posttrite has two conelets (end, clt), but the secondary trefoil is almost vestigial. Thus, the second lophid is somewhat simpler structurally than the first one. As usual the structure of the following three lophids is still more reduced.

In the M_3 of late Miocene *Gomphotherium angustidens* a similar configuration of the first two lophids can be encountered. Often, however, the second pretrite is more equal to the first pretrite, in that it is constituted by the anterior and posterior conule (a. cr. 2, p. cr. 2), the abaxial conelet (= hypoconid) and an adaxial conelet, thus built up by four elements (see e. g. LEHMANN 1950: pl. 16 fig. 34; pl. 18 fig. 66, 67, 71, 72; pl. 19 fig. 74, 76, 77, 79, 81; pl. 20 fig. 89, 90; pl. 21 fig. 92).

The lower M_3 in the mandibles referred to *Tetralophodon longirostris* (Esselborn, Stettenhof, Breitenfeld) are structurally similar: As already mentioned (see above) the Stettenhof- M_3 has a simple pattern with small conules and adaxial conelets as well, and secondary trefoils are not developed. The Breitenfeld- M_3 (MOTTL 1969: pl. 2 fig. 4; this pl. 11 fig. 2b) has a very small anterior conule on the second pretrite, and secondary trefoils are vestigial or absent. The Esselborn- M_3 likewise has a not much differentiated structure (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1960: fig. 3; this pl. 14 fig. 7e), without secondary trefoils on the first and second posttrite, and the second pretrite is without the adaxial conelet.

The tendency to a simplified M_3 -structure is also to be found in the M_3 of the Mannersdorf mandible (second pretrite without adaxial conelet: SCHLESINGER 1917: pl. 18 fig. 2) and in a similar way in the M_2 of the mandible from Hohenwarth (ZAPFE

1957: pl. 27). Here in the second pretrite a vestigial adaxial conelet seems to be present.

A still more simplified pattern is developed in lower molars, especially in M_3 of *Anancus arvernensis*, at least in some populations. In an unworn M_3 dext. from Wölfersheim (pl. 17 fig. 11a; see also TOBIEN 1973b: fig. 17, 1976: fig. 32, 43), the first pretrite is rather complete with: anterior conule (a. cr. 1), connected with the anterior cingulum (cg); posterior conule (p. cr. 1); abaxial (prd) and adaxial conelet (clt), whereas the second pretrite is merely composed of a strong abaxial conelet (hyd) and a weak posterior conule (p. cr. 2), closely appressed to the main cone. Adaxial conelet and anterior conule (a. cr. 2) are absent obviously by reduction. This might be also in relation to the strong alternation of the halflophids. Both first and second posttrites are completed by two subequal conelets (clt). Secondary trefoils are not developed. The third to fifth lophids are still more simplified.

SCHLESINGER (1922: pl. 11 fig. 2) figured an antero-internally and anteriorly damaged M_3 dext. from Rákoskeresztúr (Hungary), the preserved second pretrite of which has still a small anterior conule besides a strong twofold posterior one, and a large main conelet, but without a clearly discernible adaxial conelet. The alternation is well developed.

The two anteriorly worn M_3 in a fragmentary mandible from Haynacka (olim Ajnácskő: SCHLESINGER 1922: pl. 12 fig. 3) are very similar to the Wölfersheim M_3 (pl. 18 fig. 13): The first pretrite is rather complete (with prd, clt, a. cr. 1 and a double p. cr. 1), but the second pretrite has only the hypoconid and a double p. cr. 2.

The reduction and/or loss of structural elements, particularly in the lower M_3 , seems to be a characteristic of more advanced *arvernensis* populations. Thus the M_3 of *Anancus "falconeri"* from the Red or Norwich Crag (pl. 16 fig. 10a) shows besides his subhypsodonty⁵ a reduced number of structural crown elements. Somewhat more complicated is the pattern of the upper molars in *Tetralophodon longirostris* and *Anancus arvernensis*. Conules and conelets are better developed, and there is still a tendency for the formation of mammillae on the anterior and/or posterior slopes of the posttrites halflophs (= secondary trefoils, see TOBIEN 1973b: 136) (pl. 14 fig. 7f; pl. 17 fig. 12).

The gradual simplification of the molar structure of *Anancus* does not warrant DIETRICH's assumption (1951: 344, fig. 15) to derive the elephants from *Anancus* or related forms (see TOBIEN 1976a: 195). As MAGLIO (1973: 78) has shown, the elephants stem from polybunodont mastodonts, as *Stegotetabelodon*. This is i. a. in context with the polybunodont character of primitive elephantid molars (par 2.2.2.).

Populations of *Anancus arvernensis* must have been widespread in Europe during Ruscinian and Villafranchian times. From OSBORN's review (1936: 632) it turns out

⁵ From FALCONER's figures of the M_3 reproduced also in OSBORN (1936: fig. 598, 599), one might suppose a rather thick cement cover although removed in most parts by weathering and rolling. Unfortunately the original specimen seems to be lost already to FALCONER's time. In Asiatic and African specimens of the *Anancus/Pentalophodon* group cementodonty in different degree occurs rather commonly. In any case the existence of cement in mastodont cheek teeth means an advanced character (see below).

that England, France, Germany, Austria, Italy, Hungary, CSSR, and the European part of the USSR have yielded many remnants of this species. Later findings enlarged the number of localities in these countries. Furthermore *Anancus arvernensis* is reported from Bulgaria (BAKALOV & NIKOLOV 1962: 9—11: 31 localities), Yugoslavia (PETRONIJEVIC 1952, MALEZ 1967: 329, RAKOVEC 1968: 299), Rumania (SAMSON & RADULESCO 1973: 195, 199, 201) the Netherlands (SCHREUDER 1944: 40, HOOLJER 1953: 185), Spain [BERGOUNIOUX & CROUZEL 1958: 236—237; including the M_3 of *Pentalophodon sivalensis* from Alfacar (Granada), which can be allocated more easily to *Anancus arvernensis*], Greece (MITZOPOULOS 1967: 442).

Without claiming completeness in Africa the genus *Anancus* has been reported from Egypt (*A. osiris* ARAMBOURG 1945⁶), Libya (PETROCCHI's *Pentalophodon sivalensis*: 1954: 52), Tunisia (Lake Ichkeul, Grombalia: ARAMBOURG 1970: 29, 30), Algeria (Ain Boucherit: ARAMBOURG 1970: 30, 31), Morocco (Fouarat: ARAMBOURG 1970: 29⁷), Lake Chad area (Koro Toro: COPPENS 1965: 332), Omo (Lake Rudolf Basin: BEDEN in COPPENS, HOWELL et al. 1976: 194), Southern Serengeti (DIETRICH 1943), Kanam (at Lake Victoria: MCINNES 1942: 82, DIETRICH 1943), Kaiso (at Lake Albert: COOKE & CORYNDON 1970: 119), Chemeron (basal beds at Lake Baringo, Kenya: COOKE & MAGLIO 1972: 327), Laetolil [SW of Olduvai: M^3 -fragment seen in the British Museum (N. H.) 1973].

From the later Pliocene/early Pleistocene of South Africa no *Anancus* findings are known up to the present.

For the African *Anancus* specimens besides *A. arvernensis* two other species have been introduced: *A. osiris* ARAMBOURG, 1945 and *A. kenyaensis* MACINNES, 1942. This is not the place, to discuss their validity. Seen from the descriptions and figures and in view of the considerable variation of the cheek teeth morphology in mastodonts, both these taxa are not much different from the European *A. arvernensis* so far its present taxonomic status is concerned. Only a revision of all African materials and of the European *A. arvernensis* itself would eventually deliver reliable data for the non-identity of these species with *A. arvernensis*. It should be mentioned, however, that the teeth from Kanam and Laetolil have a rather thick cement cover [MACINNES 1942, pl. 7 fig. 6 and autopsy of the specimens in the British Museum (N. H.) Sept. 1973].

⁶ In stressing the non-complicated crown structure of the Egyptian upper M^3 dext. ARAMBOURG (1945: 484) compared the specimen with three last molars figured by WEITHOFER (1890, pl. 4 fig. 4, pl. 5 fig. 4 and 5). The first two figures, however, are lower M_3 of *Anancus arvernensis* from the Florence region. The third figure is an upper M^3 , determined by WEITHOFER as *Mastodon* sp. from "Samatan" (France). In fact structurally this molar does not show much identity with an upper M^3 of *Anancus*, but rather with a Miocene *Gomphotherium* molar, as known e. g. from Sansan (France). The comparison therefore is meaningless. The simple and rather subhypsodont crown structure of the Egyptian molar is known from stratigraphically younger *A. arvernensis* specimens, particularly if one compares ARAMBOURG's pl. 9 with his fig. 2 (p. 485), which shows an upper M^3 from the Montpellier Sands (Lower Ruscianian). This tooth has the more complicated pattern, which obviously characterizes the upper molars of earlier *arvernensis* populations.

⁷ Probably a posterior fragment of an M_3 dext., because of the talonid configuration.

Anancus and the nearly related "*Pentalophodon* FALCONER, 1857" are widespread in Asia, although in the Middle East only Western Anatolia (Akçayir near Eskişehir: GAZIRY 1976: 40) has produced some remnants of *Anancus arvernensis* (mainly an M¹, an M₂, and an M₃-fragment). Further to the East India and Pakistan have yielded a famous documentation of bunodont-tetralophodont-brevirostrine mastodonts.

From the later Pliocene of Perim Island (East coast of the Indo-Pakistan subcontinent) comes *Anancus perimensis* (FALCONER & CAUTLEY, 1847). The type specimen described as "*Mastodon perimensis*" is a maxillary fragment with a damaged right molar (FALCONER & CAUTLEY 1847: pl. 31 fig. 9, 9a; see also OSBORN 1936: fig. 606). From the size of the fragment: 160 × 84 it seems to be rather an M³ than an M². So far the fragmentary preservation allows statements there are four lophids, the fourth one being well developed, the anterior and the posterior ends are damaged. The crown pattern is rather complicated with strong conules in the first two lophids. The halflophs are in alternate position, the third and fourth halflophs are opposed and in chevron position. The bottoms of the posterior transverse valleys are obviously covered with cement.

Plate 31 in FALCONER & CAUTLEY 1847 shows referred specimens as: a) fig. 10, 10a: a portion of a left lower jaw with M₂ (125 × 66) and the first and second lophid of M₃. The fully worn M₂ has four lophids, the fourth one somewhat weak and the first three lophids in alternating arrangement, the pretrites behind the posttrites, as usual in *Anancus*; b) fig. 11, 11a: a fragment of a right lower jaw with M₃ (213 × 89). The molar has six lophids and a talonid, the sixth lophid narrower than the anterior ones. The halflophids of the second, third and fourth crest alternate. The crown pattern is rather complicated with adaxial conelets in the pre- and posttrites and strong posterior conules. A striking character is the thick cement filling especially in the posterior valleys (see also FALCONER 1868b: 12, LYDEKKER 1886: 56). Moreover, FALCONER (1868a: 122, pl. 9) referred from Perim Island to his *Mastodon perimensis*: M¹ sin. (pl. 9 fig. 3, 4) with four lophids, the halflophs opposed with damaged posterior end (ca. 120 × 70), and an M² dext. (150 × 90) with four opposed lophids, the fourth of the same size as the anterior ones, with somewhat damaged talon, and complicated pattern with conelets, conules and secondary trefoils on the first and second posttrite, and cement in the last valley.

Hence the molar structure of *Anancus perimensis* is very similar if not identical with the complicated version of the European *A. arvernensis*. Obviously different is the strong cementodontology in the Perim Island sample.

Finally, FALCONER & CAUTLEY (1847: pl. 38, pl. 39 fig. 1, 2, 3, FALCONER 1868a: 470, 471) referred to *Mastodon perimensis* a rather complete skull, only somewhat compressed between the temporals, with both M² and M³ broken at the bases (LYDEKKER 1886: 56). Although there are no more structural details to see on the molar crowns, from the length of the M³, which apparently were provided with 6 to 6½ lophids and from the elephantoid shape of the skull, which is likewise known from the *Anancus arvernensis* skull of Cà dei Boschi (Valleandona, Italy) (SCHLESINGER 1917: fig. 9), there is no doubt about the *Anancus* character of the Perim Island skull.

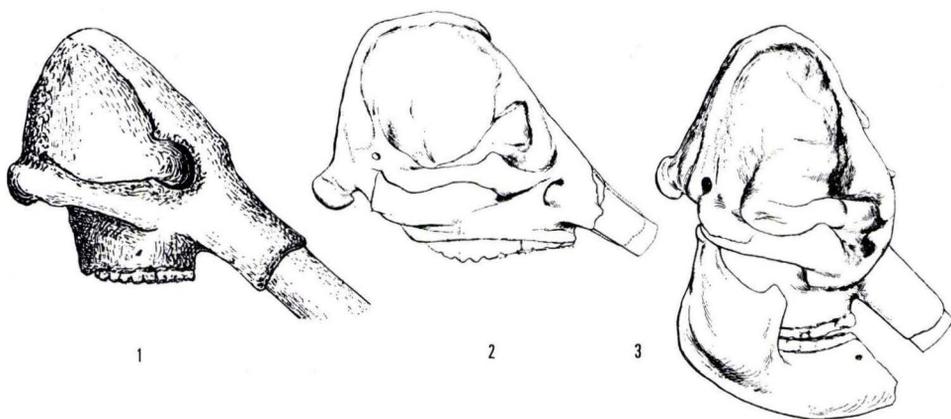


Fig. 1. *Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT, 1828); cranium, lateral view, reconstruction; Bologna, Mus. Stor. Nat.; ca. 0.043 ×; Cà dei Boschi, Valleandona (Italy); Villafranchian (after SCHLESINGER 1917: fig. 9).

Fig. 2. *Anancus* sp. (= *Mastodon perimensis* FALCONER & CAUTLEY, 1947); cranium, lateral view; London, BMNH M 2882; ca. 0.057 ×; Perim Island (India); Pliocene (after FALCONER & CAUTLEY 1847: pl. 45 fig. VII).

Fig. 3. *Anancus* sp. (= *Mastodon sivalensis* FALCONER & CAUTLEY, 1847 ref. = *Pentalophodon falconeri* OSBORN, 1936); cranium, lateral view; London BMNH M2877; ca. 0.06 ×; "probably from the Upper Siwaliks, Tatrot? horizon" (OSBORN 1936: 653) (after FALCONER & CAUTLEY 1847: pl. 45 fig. VIII).

Comparing this skull⁸ with SCHLESINGER's reconstruction of the *arvernensis* skull from Cà dei Boschi (fig. 1, 2), the profiles with the inclination of the frontal and occipital parts are more similar to each other and not so high domed as the advanced skull of OSBORN's "*Pentalophodon falconeri*" from the Upper Siwaliks, which is still more elephantoid, hypsicephalic and thus advanced in this respect (fig. 3; FALCONER & CAUTLEY 1847: pl. 33 fig. 1, see also OSBORN 1936: fig. 614).

OSBORN (1936: 647, fig. 613) erected the new species *Anancus properimensis* on a lower M_3 sin. from the Lower Chinji horizon, one mile west of Chinji Bungalow, 800 feet above the base of the Lower Siwaliks. The slightly worn molar indeed has six-lophids (the sixth is rather small) and a bicuspid little talonid. The basic character typical of the lower molars of *Anancus* is the alternance of the halflophids. In the specimen from the lower Chinji, however, there is no anancoidy. The specimen seems rather to belong to an advanced gomphothere with strongly developed posterior conules on the pretrites, and secondary trefoils on the posttrites (see e. g. "*Trilophodon*" *chinjiensis* OSBORN 1936: fig. 218 A2). Moreover, the occurrence of the genus *Anancus* in a site, much earlier than the *Hipparion* datum would be quite unusual.

⁸ The caption of fig. 605 in OSBORN (1936: 640) mentions two referred skulls of *Anancus perimensis* from Perim Island. In fact all 5 drawings figure the one skull (B. M. 2882) reproduced on plates 38; 39 fig. 1, 2; 43 fig. 7; 45 fig. 7 in FALCONER & CAUTLEY 1847.

The same holds true for a very similar M_3 in a left mandibular ramus fragment likewise from the Chinji beds described by SARWAR (1974: 165, fig. 46) under the same name. Furthermore, "the mandibular ramus is quite thin transversely but deep vertically" (p. 166). This transverse section is not consistent with *Anancus*, the ramus of which is labially expanded as it is characteristic for brevirostrine mastodonts (TOBIEN 1973a: fig. 12, p. 240). The mandible section of SARWAR's Chinji specimen rather indicates a longirostrine form.

The generic name *Pentalophodon* was created by FALCONER (1857: 314). In 1865 (p. 262) he characterized the genus by having in the intermediate molars, both upper and lower (i. e. D_4 , M_1 , M_2), five ridges instead of four as in *Anancus*. In describing the genus FALCONER had in mind the molars of *Mastodon sivalensis* from the Siwalik Hills figured in FALCONER & CAUTLEY (1847: pl. 34 fig. 1, pl. 36 figs. 1–6; pl. 37 figs. 1–8). From these figures refer to intermediate molars:

- pl. 34 fig. 1: palate with both M^2 and M^3 (M^2 : 119×71)
- pl. 36 fig. 2, 2a: D^3 and D^4 (66×46 ; 102×58)
- pl. 36 fig. 3, 3a: M^1 (or M^2) fragmentary (102×74)
- pl. 36 fig. 4, 4a: ? M^2 (142×74)
- pl. 37 fig. 3, 3a: D_4 and fragmentary M_1 (D_4 : 89×51)
- pl. 37 fig. 4, 4a: ? M_1 imperfect anteriorly (203×76)⁹
- pl. 37 fig. 5, 5a: fragment of lower true molar (no measurements)
- pl. 37 fig. 6, 6a: ? M_2 , damaged behind (152×81)

None of these intermediate molars, however, has a fully developed fifth loph(id) separated from the fourth loph(id) by a well developed valley and followed by a likewise well developed individualized talon(id). They are all tetralophodont specimens with a more or less strong posterior heel. Intermediate molars of this type occur in *Anancus* populations outside of India in a comparable manner.

LYDEKKER (1880: 252) already in reviewing FALCONER & CAUTLEY's specimens and adding own ones criticized the pentalophodont character of *Mastodon sivalensis* and found only tetralophodont intermediates¹⁰. SCHLESINGER (1917: 142–145, 1922: 201–217) did not take into consideration the relations of *Anancus* to *Pentalophodon*. HOPWOOD (1938: 478) found no justification to keep *Anancus* and *Pentalophodon* apart as separate genera. SIMPSON (1945: 133, 248) classified *Pentalophodon* as a subgenus of *Anancus*. CHAKRAVARTI (1957: 93) and SARWAR (1974: 164) likewise rejected the validity of *Pentalophodon* as a separate genus.

What has been described from the Indo-Pakistan subcontinent as *Pentalophodon* does not correspond to the supposed main character, which is the occurrence o

⁹ FALCONER in the explanation of pl. 37 fig. 4, 4a gives 8 inch (= 203) for the length of the specimen (1868a: 469). This is rather improbable. Measured on the specimen, the length is 156; the width is as indicated. From the size this molar should be rather an M_2 .

¹⁰ In a footnote to the description of pl. 37 of the "Fauna Antiqua Sivalensis" FALCONER (1868a: 469) mentions a mandible in the Royal College of Surgeons which contains a complete six ridged tooth with anterior and posterior talonid (107×61), followed by a larger incomplete tooth. It seems rather improbable, that this tooth belongs to the genus *Anancus* or also to *Pentalophodon* as they are defined (and whatsoever the position of these two teeth in the mandible might be: FALCONER 1868a: 469: $D_4 + M_1$; LYDEKKER 1880: 252: $M_1 + M_2$).

five fully developed transverse crests in the upper and lower intermediate molars. Thus the Indo-Pakistan materials should be rather allocated to the genus *Anancus*.

The alternance of the halflophids, the typical *Anancus* structure is mostly developed in all specimens from this area. It is visible also on the drawing of the type specimen of *Anancus sivalensis*: a partially damaged lower M_3 (CAUTLEY 1836: pl. 9 fig. 2, 3; see also OSBORN 1936: fig. 616).

As already mentioned above, there are certain morphological differences between the *Anancus* materials of the Indo-Pakistan subcontinent. The Perim Island sample (*Anancus perimensis*) shows strong cementodontology of the molars, but the skull is less hypsicephalic and not so high domed as the skull BMNH M2877 which comes "probably from the Upper Siwaliks, Upper Pliocene, Tatrot? horizon, 1000 feet above the middle Pliocene Dhok Pathan, of the Middle Siwaliks, India" (OSBORN 1936: 653). In fact this skull, then found in the Salt Range area, has highly developed although anteriorly deeply worn M^3 with six lophs and a very strong talon which is subdivided in a nearly complete loph (= "7. loph") and a closely appressed set of talon cusps.

The age of the Perim Island local fauna is somewhat questionable. COLBERT (1935: 28) found its closest affinities with the Dhok Pathan association from the Potwar plateau, Salt Range area. HUSSAIN (1971: 28) synonymized *Hipparion perimensis* PILGRIM, 1910 from Perim Island with *Hipparion antilopinum* (FALCONER & CAUTLEY, 1849), the stratigraphic repartition of which is restricted to the Dhok Pathan formation (HUSSAIN 1971: 28). Provided the Dhok Pathan formation fauna is more or less an equivalent of the European Turolian (HUSSAIN 1973: 531), then the *Anancus* from the Perim island would belong to the earliest representatives of this genus. The evolutionary level of the Perim island *Anancus*, however, indicates of somewhat younger age.

If the skull plus mandible BMNH M2877 (OSBORN's "*Pentalophodon falconeri* n. sp." 1936: 653) really comes from the Upper Siwaliks, it should be of later age than the Perim skull. This would be in accordance with the higher domed skull, and with the very evolved upper M^3 in BMNH M2877 (fig. 2, 3).

On the other hand the molars with *Anancus* character, found in the Siwalik hills, i. e. outside of the Perim island, seems to have not so much cement as the specimens from there (see the molars, figured in FALCONER & CAUTLEY 1847 and LYDEKKER 1880: pl. 41 fig. 1—3; pl. 44 fig. 1—2, listed under "*Mastodon sivalensis* CAUTLEY" in LYDEKKER 1886: 47—52). This holds especially true for the M^3 in the skull M2877 (LYDEKKER 1886: 47: "... In consequence of this arrangement the valleys are completely blocked and a small amount of cement is present").

At the present state of knowledge and in view of the uncertainties of the precise location and stratigraphic position of these old findings it cannot be decided whether the specimens from the Siwalik Hills are one and the same taxonomic unit and whether or not they are different from the Perim island sample. Anyway, if there are significant taxonomic differences—may be between the Perim sample and the Siwalik Hills sample—they can be expressed on the specific level within the genus *Anancus*. The upholding of *Pentalophodon* seems to be not necessary.

Mastodonts with *Anancus* dentition have been also described from Central Asia. HOPWOOD (1935: 57) reported under *Pentalophodon sinensis* n. sp. from the province

of Shansi "Horizon: Unknown. Pliocene?" a rather large left M^2 (L: 146) and M^3 (L: 216) from the same individual. The strongly worn M^2 is tetralophodont with a closely appressed talon of three or four enamel cusps. Both molars are typical anancoid with well developed alternance of the halflophs. The M^3 has a small amount of cement in the valleys. Structurally these two molars are not far away from, if not identical with advanced European *Anancus arvernensis*, the upper molars of which have alternating halflophs and an impoverished structure. The lower D_4 (or M_1) found together with the two upper ones, is likewise tetralophodont. Hence, there is no reason to assign these specimens to *Pentalophodon*. Hopwood himself (1935: 61) stressed the near relationship of *Anancus arvernensis* (cited by him as *Dibunodon*) and *Pentalophodon*.

Whether *Anancus sinensis* is different from *A. arvernensis* on the species level cannot be decided at the present state of knowledge. The differences between the two species mentioned by Hopwood (1935: 60) need closer consideration, which is out of the scope of this account.

Later, TELHARD & TRASSAERT (1937: 9, pl. 9 fig. 4, pl. 13 fig. 1, 2a, 2b) described from SE Shansi a mandible with D_4 and M_1 and an isolated lower M_3 referring both specimens to *Pentalophodon sinensis*. The anancoidy is well visible, and the enamel in the D_4 is corrugated, as it is known likewise from the type specimen of *Anancus arvernensis*, which in fact is a milk dentition (see OSBORN 1936: fig. 596). But the loph number in both intermediate molars is four plus a small talonid and not five. The lower M_3 (obviously a left one) is of large size (267) with six lophids and a small, two cusped talonid.

The same authors erected the new species *Pentalophodon cuneatus* (1937: 11, pl. 3 fig. 4), which is based on an upper five crested M^3 with a rather thick cement cover and with but a slight alternation of the halflophs. The third, fourth and fifth pretrites have a somewhat oblique orientation, which is known to me in the same manner from upper M^3 of *A. arvernensis* of the late Ruscian (Csarnotian) of Wölfersheim (Hessen). This is the reason for the chevron arrangement of the lophs. In view of the variability of *Anancus* molars this specimen does not contribute much to justify a new species. Furthermore, cement in various thicknesses is widespread among Chinese *Anancus* molars so far I have seen specimens during September 1977 in the FRICK-Collection of the AMNH. Hence, it would be more convenient to synonymize "*Pentalophodon cuneatus*" with *Anancus sinensis*, the latter species taken as provisional.

From the Yüshe-series in the province of Shansi YOUNG & LIU (1948: 285, pl. 3 fig. 3) described an upper right M^3 (pretrites more worn than posttrites, and anteriorly shifted) with five lophs (the first one damaged) and a strong talon of rather large size (length of the fragment: 220). The tooth has anancoidy on the first to the fourth loph, but cement is not mentioned in the text and not visible on the figure. The authors classified the specimen as *Pentalophodon sinensis*. As no intermediate molars have been found associated with this tooth *Anancus sinensis* would be a more suitable assignment. The probable geological age of the specimen is said to be Middle Pliocene, i. e. younger than Pontian and earlier than the Nihowan or Lower Sanmenian (YOUNG & LIU 1948: 289). Seen from the first appearance of *Anancus* in Europe (Ruscian)

this stratigraphic age seems to be more convincing than the Pontian datation of *Anancus sinensis* by TELHARD & TRASSAERT (1937: 52).

From the foregoing account it turns out that the genus *Anancus*, probably with only some nearly related species, which at the present state of knowledge, however, are difficult to discriminate, was very widespread in Europe, in Northern and Central Africa, as well as in Southern and Central Asia during late Pliocene to late Villafranchian. *Anancus* never immigrated to North America via the Bering land bridge. It is not that there was no land connection between Chukotka peninsula and Alaska during the lifetime of the genus *Anancus* (Ruscinian to late Villafranchian): Members of several other mammalian groups crossed the Bering land bridge in both directions (SIMPSON 1947: 641–643, 656–657; REPENNING 1967: 291–296, BERGGREN & VAN COUVERING 1974: 159, TEDFORD & GUSTAFSON 1977: 621). It may have been partially climatic reasons, which prevented *Anancus* (and “*Pentalophodon*”) from immigration to North America. Furthermore, it may have been that the adequate ecological niches were already occupied by descendants of the North American *Gomphotherium* populations as the bunodont-trilophodont-dibelodont-brevirostrine (b-3-2-b) genera *Rhynchotherium*, *Stegomastodon*, *Haplomastodon* and *Cuvieronius* (TOBIEN 1976b: 254, 1978).

In reviewing the skull and molar patterns in the overall repartition of *Anancus* some structural characters and tendencies seem to be obvious:

1. More or less high domed skulls (i. e. different degree of hypsicephaly);
2. differences in brachyodonty to subhypodonty;
3. differences in impoverishment of molar structure, stronger in lower than in upper molars;
4. differences in the degree of alternance of halfloph(id)s mainly in the upper molars;
5. differences in the amount of cement, deposited on the molar crowns (from no cement to more or less cementodonty);
6. number of loph(id)s in the third molars [i. e. size and development of the talon(id)s behind the fifth loph(id)], especially on the last lower molars.

By an overall review of the *Anancus* findings in the Old World it might be possible to discriminate between individual variation (which certainly is high as in mastodont molars in general) and species characters. This needs broader materials from the different localities which unfortunately are absent in most cases. On the other hand it turns out from the preceding review, that the species, if there are ones, what seems to be probable, can be classified in the frame of the genus *Anancus*. There is no cogent necessity for upholding the genus *Pentalophodon*.

2.2. The *Stegotetabelodon* Group

2.2.1. *Stegotetabelodon grandincisivus*

As already indicated (TOBIEN 1973: 264, 1976a: 189) besides the *longirostris*—*Anancus* lineage existed during the Pliocene in Eurasia and Africa a group of bunodont-tetralophodont mastodons with preservation of an elongated symphysis with large lower incisors and tendency to large dimensions in general. The representative specimens were recognized for the first time by SCHLESINGER (1917: 119, 122–125)

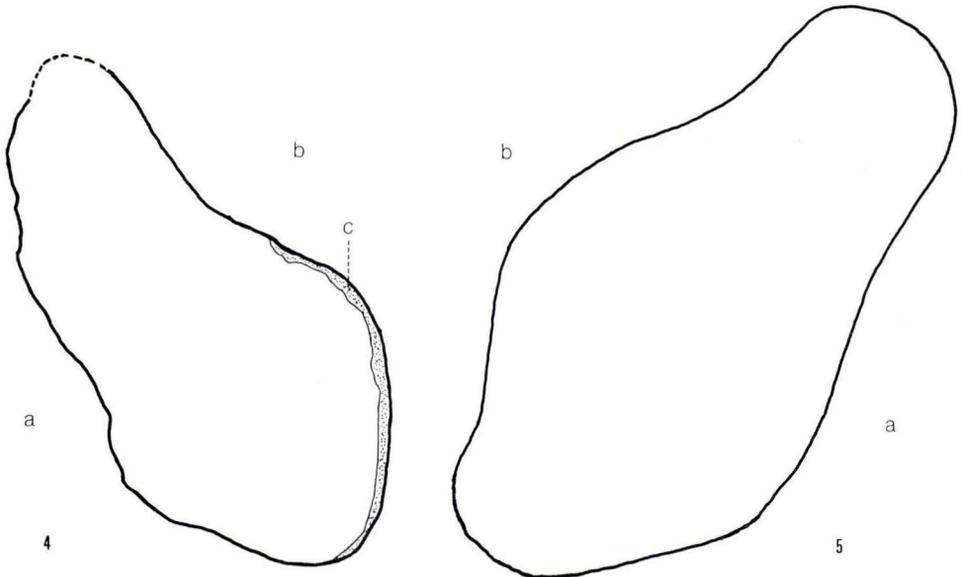


Fig. 4. *Stegotetabelodon grandincisivus* (SCHLESINGER, 1917); left lower incisor, type specimen, transverse section; Vienna, Nat. Hist. Mus.; 0.46 \times ; Maragheh, Iran; Turolian (after SCHLESINGER 1917: pl. 34 fig. 2). c: cement.

Fig. 5. *Stegotetabelodon grandincisivus* (SCHLESINGER, 1917); right lower incisor, transverse section; Budapest, Hungarian Geol. Survey; 0.46 \times , Pestszentlőrincz, Kom. Pest; Upper Pannonian (~Turolian) (after SCHLESINGER 1922: pl. 1), see also pl. 18 fig. 14b.

a: labial side, b: lingual side.

and described as "*Mastodon (Bunolophodon) grandincisivum* n. sp." Type specimen is the fragment of a lower incisor with pyriform transverse section and extreme size (max. \varnothing : 175) from the early Pliocene: Turolium) of Maragheh (Iran) (fig. 4). SCHLESINGER furthermore allocated to this species two upper incisors (left and right), the right lower incisor, upper and lower M3 from the same animal, described by PAVLOW (1903: 132) as *Mastodon* cf. *longirostris* KAUP, 1832. The findings came from the "montagne de Mithridate (à Kertsch) des couches sarmatiques supérieures (argile c de M. ANDROUSSOW)" (PAVLOW 1903: 130, 132). As is since well known the Upper Sarmatian beds belong to the Lower Pliocene. In other places of Southern Russia they contain the typical *Hipparion* fauna (THENIUS 1959: 285); BELYAEVA (1962: 24) mentions the locality "Mitridat Mountain (suburb of Kerch)" likewise as of Upper Sarmatian age.

The large lower incisor (max. \varnothing : 180, length of the fragment: 1400) has a pyriforme but somewhat flattened transverse section with a dorsal furrow and an anterior wear facet. From PAVLOW's figures and descriptions (pl. 3 fig. 1, 5, 6; pl. 4 fig. 4, 4a; p. 133, 138) it turns out, that the incisor has a thin external cement layer (3),

below follows a regular laminated dentine layer with strong guillochage (= engine turning effect) (10–15), whereas the interior dentine, forming the largest part of the section, has a structure very similar if not identical with the rod cones of some platybelodonts as e. g. *Platybelodon grangeri*, Upper Miocene, Tung Gur, Mongolian People's Republic (OSBORN 1936: fig. 430, 431 A, A1); *Platybelodon* sp. Middle Miocene, Loperot, Kenya (MAGLIO 1969: fig. 2: incidentally this figure shows rod elements with a "rod in rod" structure, comparable to PAVLOW's pl. 3 fig. 4a and also —by autopsy— at the lower incisors of *Platybelodon grangeri*, Tung Gur); *Platybelodon* sp., Upper Miocene, Arapli, Turkish Thrakia (GAZIRY 1976, pl. 3 fig. 2); *Torynobelodon loomisi*, Middle Pliocene, Nebraska (OSBORN 1936: fig. 296); *Amebelodon fricki*, Middle Pliocene, Texas Panhandle (GREGORY 1945: p. 478); *Platybelodon* sp., "from Texas", no details, Colorado Museum no. 1319 (OSBORN 1936: fig. 431 B); *Amebelodon fricki*, Middle Pliocene of Kansas (MOHLER 1938, BARBOUR & HIBBARD 1941).

The drawing of the Kerch incisor (PAVLOW 1903, pl. 3 fig. 4) lets suppose a rod cone structure also on the wear facet of the anterior tip of the tooth.

A similar structure can be recognized on the photograph of the type incisor of "*Mastodon*" *grandincisivum* from Maragheh (SCHLESINGER 1917: pl. 34 fig. 2): An outer thin cement cover (~3), below a regular dentine layer with guillochage (max. 15), the large rest of the interior part filled with irregular dentine, the broken surface of which obscures the probable existence of the rod cone structure.

These two specimens allow to assume the existence of rod-cone structures not only in the lower incisors of platybelodonts but also in the *grandincisivus* group, at least in some members or populations.

The upper incisors of the Kerch specimen are straight and rather large (length at least 1700, max. \varnothing : ~108, thus quite different from the relative small upper tusks of e. g. *Platybelodon danovi* and *Pl. grangeri*) and without enamel band. The three molars are deeply worn, the M_3 damaged at the pretrite side too. Thus no more structural details are to be seen except the tendency to secondary trefoils on the posttrites (see also SCHLESINGER 1917: 120). To judge from the photographs (PAVLOW 1903: pl. 2 figs. 2, 3, 4) there seems to be a good deal of cement in the two posterior transverse valleys and around the talon(id)s.

Another rather complete specimen, assigned by SCHLESINGER (1917: 119, 1922: 7–35) to his *M. grandincisivus*, comes from the Lower Pliocene of Pestszentlőrincz, SE of Budapest (Hungary). Preserved are both the very large upper and lower incisors, both M^3 , parts of the rami horizontales of the mandible with both M_3 and parts of the postcranial skeleton. Seen from the dimensions (I^2 max. length: 2000, max. \varnothing : 144; lower I_2 : max. length: 1610; max. \varnothing : 195; M^3 : 225 × 114, M_3 : 257 × 97) this skeleton should belong to a male individual.

As in the Kerch specimen the upper incisors are very large and straight, without enamel bands, the likewise large lower incisors have the pyriform transverse section as the Maragheh incisor (fig. 5). Unfortunately nothing is said in SCHLESINGER (1922) about the structural details of the dentine of the lower incisors. From the distribution and extension of the wear facets on the lower incisors SCHLESINGER (1922: 14, 16, pl. 1 fig. 1 und 2; this paper pl. 18 fig. 14) reconstructed the symphysis and parti-

cularly that parts of the incisors which were not covered by the symphyseal bone layer but protruded anteriorly out of the symphysis. After SCHLESINGER's estimation (1922: 16) $\frac{1}{3}$ of the lower incisors was in alveolis, $\frac{2}{3}$ extra alveolis¹¹. This obviously is a typical character of the *grandincisivus* group, which also is to be found in its other members (see below). It is quite different from the lower incisors of *Phiomia*, *Gomphotherium*, *Platybelodon*, *Torynobelodon*, *Amebelodon*. Here the protrusion of the lower incisors is definitely less (see e. g. OSBORN 1936: fig. 281C—F).

From the molars SCHLESINGER (1922: 17, 20, pl. 4) mentions the "mighty cement cover" ("mächtige Zementbedeckung") in the posterior valleys. This corroborates the assumption of cement also in the Kerch molars. The last upper and lower molars are deeply worn on the first three loph(id)s, but the pattern particularly of the posttrite halflophids in the M_3 seems to be somewhat more complicated (by posttrite conules) than in the M_3 of the type mandible of *Tetralophodon longirostris*.

The stratigraphic age of Pestszentlőrincz is later Pannonian (THENIUS 1959: 91) (= Upper Pontian = "Oberpontikum" of SCHLESINGER 1922: 219).

SCHLESINGER (1917: 120, pl. 15 fig. 1, 2) allocated to his *Bunolophodon grandincisivus* some isolated large sized molars, i. e. from the Lower Pliocene of Mannersdorf near Angern (Lower Austria) (M^2 d: 177×97 , M^3 d: 233×110 , M^3 s: 230×109). The posttritrites are provided with conules (= secondary trefoils). The M^3 is juvenile, thus no cement deposition can be expected (TOBIEN 1973a: 248). The M^2 is without cement or with only small remnants. In general cementodonty in its first stages is mainly restricted to the M^3 . The stratigraphic age of Mannersdorf is upper Pannonian (= Turolian).

From the same site, SCHLESINGER (1917: 124, pl. 18 fig. 1—3) described a specimen which is transitional between *Tetralophodon longirostris* and *Anancus arvernensis* (see par 2.1.1.). Hence, the stratigraphic age of the *grandincisivus* molars obviously seems to be the later part of the Lower Pliocene. After ZAPFE (1957: 399) the transitional form "*longirostris—arvernensis*" characterizes the upper part of the Lower Pliocene, which corresponds to the Upper Pannonian (see also THENIUS 1959: 88). The latter itself can be parallelized more or less with the Turolian of the continental mammal age/stage scale.

A later Pannonian (= Turolian) age is likewise indicated by some more findings of isolated molars in Austria outstanding by their large size and at least partially by their cementodonty. THENIUS (1952: 138) published from the supposedly upper Pannonian gravels of Haag (Upper Austria) an upper and lower M^3 . Both teeth are worn until the third loph(id), hence the cement cover is thick in the posterior valleys of the M^3 with $5 \times$ lophs and in the lower M_3 with $6 \times$ lophids. The molars are large (M^3 : 224×103 and M_3 : 222×92 ; fig. 8, 9).

ZAPFE in KÜPPER et al. (1954: 156, fig. 2) published an M^1 from Fischamend on the Danube (Lower Austria). Because of its large size (L: 107) and the complicated structure of the halflophs he ascribed the tooth to "*Mastodon longirostris grandincisivus* (SCHLES.)" and ranged the locality, which has not produced other fossils, into

¹¹ SCHLESINGER's data: Medial length of left I_2 : 1570 (p. 15) plus 200 posterior supplement (p. 16) = 1770; In the alveolus: 400 (p. 16) + 200 supplement = 600; which means about 1200 of the whole length outside of the sockets.

the Upper Pannonian. This would be the sole specimen of an M^1 of *grandincisivus* known up to now.

Comparing the size of the specimen (107×66) with the M^1 sample of *Tetralophodon longirostris* from the Vallesian "Dinotherien-Sande" (Eppelsheim, Bernersheim) in KLÄHN (1922: 62, 87), which varies from 91 to 112.5 and with *longirostris*- M^1 from other places (ZAPFE in KÜPPER et al. 1954: 159) the Fischamend- M^1 indeed belongs to the large individuals.

Of similar dimensions as the Mannersdorf molars are the M^2 and M^3 in a maxillary fragment from Paasdorf (Lower Austria: 170 and 230 respectively: SCHLESINGER 1917: 121). Nothing is said, however, about the presence or absence of cement. Somewhat smaller are the M^2 and M^3 (the latter with cement) from a sandpit near the St. Marxer Linie, Vienna (130 and 220: SCHLESINGER 1917: 99).

Outstanding by its extreme dimensions is also a germ of an M_1 (124×77) from the Belvedere sandpits (figured by VACEK 1877: fig. 5a, b), the age of which is Middle Pannonian (see below).

Furthermore some mandible fragments from Austria can be probably assigned to the *grandincisivus* group:

The mandible from the "Stirling-Sandgrube" in Vienna (SCHLESINGER 1917: 65, pl. 9 fig. 4, pl. 10 fig. 1, 3) has a worn tetralophodont M_2 (L: 139.1), and an unworn pentalophodont M_3 (L: 193), thus cement deposit cannot be expected. Both molars are smaller than the typical *grandincisivus*. But the right incisor is rather large (max. \varnothing : 64) and from the extension of the wear facet SCHLESINGER (1917: 68—69) concluded a considerable protrusion of the incisor out of the symphysis. The symphysis is only slightly deflected against the ramus horizontalis (about 20°). A peculiarity is the labial bulging of the rami horizontales, which is not known from *Gomphotherium angustidens* and from the type mandible of *Tetralophodon longirostris* (pl. 10 fig. 1 c). It seems to be, however, characteristic for the mandibles of *grandincisivus* and the Pliocene *Stegotrabelodon* (see pl. 18 fig. 14b; pl. 19 fig. 15; pl. 20 fig. 18). SCHLESINGER (1917: 65) classified the specimen from the Stirling sandpit as transitional between "*Mastodon (Bunolophodon) angustidens* and *longirostre*" (= *Gomphotherium angustidens*/*Tetralophodon longirostris*). By the size of the molars and the lower incisors, and by the only slight deflection of the symphysis the possibility of a small individual of *grandincisivus* cannot be excluded.

SCHLESINGER assumed Lower Pannonian (= Lower Pannonian = Vallesian) age for the specimen from the Stirling sandpit which seems to support his taxonomic assignment (1922: 186). After modern reconsideration the whole complex of the former Belvedere sandpits in Vienna, to which the Stirling sandpit once belonged, has a Middle Pannonian, and partially also Upper Pannonian age (ZAPFE 1957: 394). The very large M_1 from the Belvedere sandpits (see above) demonstrates the presence of individuals of *grandincisivus* size. An M^1 from the Stirling sandpit slightly worn on the first and second loph (96.5×54.2) has remnants of cement in the valleys (SCHLESINGER 1917: 97, pl. 14 fig. 3). After all experience this means more cement filling in the posterior molars, thus indicating possibly a small *grandincisivus* individual.

The M_3 in a ramus fragment from another Belvedere sandpit has a rather thick cement filling mainly in the posterior valleys. This, the complicated pattern of the M_3

and the long symphysis, supposed by SCHLESINGER (1917: 95) from the shape of the ramus point probably to a small individual of *grandincisivus* (L M₃: 220).

From Eastern Europe a nearly complete mandible with both lower incisors, with the fully worn left and right M₃ associated with the two upper incisors and the left M³ were described from the Lower Pliocene ("Sarmat") of Orjachovo ("Orehovo"), Bulgaria (on the Southern bank of the Danube, between Lom and Pleven) by BAKALOV & NIKOLOV (1962: 120-125, 156, pl. 66-68; this pl. 19 fig. 15). The symphysis is long and powerful with two incisors, which are of about the same size as those in the specimen of Pestszentlőrincz (max. ∅: I₂ left: 185; I₂ right: 164)¹².

The same holds true with the large size of the third molars (L M³: 233 with 5½ lophes; L M₃ sin: 270, L M₃ d: 260, with 6½ lophids). The valleys in the upper and lower molars obviously have a thick cement filling, and posttrite conules (secondary trefoils) are well developed particularly in the M₃ (BAKALOV & NIKOLOV 1962: pl. 67, fig. 1, pl. 68, fig. 1, 2). It can be assumed, that the lower incisors protruded out of the alveoli in the same manner as in the Pestszentlőrincz mandible (pl. 19 fig. 15).

As the Pestszentlőrincz mandible is in large parts reconstructed (SCHLESINGER 1922: 24), the Bulgarian specimen is the most complete one of *grandincisivus*, known up to the present. There is no accompanying mammalian fauna at the site. In their stratigraphic scheme (p. 156) the authors use "Sarmatian" as a lower niveau of what is called in this paper lower part of the Lower Pliocene (= Lower Pannonian) with *Hipparion* and *Deinotherium giganteum*, and "Lower Pliocene" (= Pontian) what obviously would correspond to the upper part of the Lower Pliocene (= Upper Pannonian) with the typical *Hipparion* fauna. Seen from the stratigraphic position of *grandincisivus* in Hungary, Austria and other places as of Upper Pannonian the Sarmatian age of the Orjachovo mandible seems to be somewhat too old.

From Pikermi (Greece) a large M³ with 6 lophes plus (broken) talon was published by VACEK (1877: 32, pl. 7 fig. 1, 1a; L: ca. 210, W: ca. 92, measured on the figures) and determined as *Mastodon longirostris*¹³. VACEK's fig. 1 lets presume a considerable amount of cement in the full worn molar. This detail, the size and the Turolian age of the site brings the molar perhaps nearer to *grandincisivus* than to *longirostris* assumed by VACEK and SCHLESINGER^{13a}.

From the Western outskirts of Istanbul VIRET (1953): 59, pl. 2 fig. 3, 4, 5) described the pretrite half (except the complete fifth loph) of a left M³. Only the first loph is

¹² BAKALOV & NIKOLOV (1962: p. 66 fig. 2, 2a) figured rather flattened transverse sections of the lower incisors. This is not consistent with the measurements in the text (p. 125), which let conclude a more round or oval section. This was kindly confirmed by Dr. NIKOLOV during his visit in Mainz 13. 4. 1976. Herewith and also by the large and strong upper incisors a relationship to platybelodonts can be excluded.

¹³ VACEK identified the tooth as an M³, which was confirmed by SCHLESINGER (1917: 111). For an upper last molar, however, the crown narrows distally in an unusual way. Thanks to a kind information of Prof. ZAPFE-Vienna (February 1978) the specimen is presently missing in the Vienna University collections.

^{13a} SCHMIDT (1963: pl. 9) published *Tetralophodon grandincisivus* from the Pliocene (Upper Pontian) of Kuzmice (Western Slovakia, ČSSR). Judging from the structure of the upper molars (M², M³) the two skull fragments seem to belong rather to a zygodont mastodont.

slightly worn, thus, there is only a small amount of cement. VIRET (1953: 60) presumes that the tooth was too much "cleaned"¹⁴. From the size [L: 224, W: ca. 105 (est)] the complicated pattern, the presence of cement on the juvenile crown, VIRET's assignment is correct. The accompanying local fauna contains species typical for Turolian, as they occur e. g. in Pikermi: *Hipparion gracile*, *Tragocerus amaltheus*, *Helicotragus rotundicornis*, *Sus erymanthius* (VIRET 1953: 53)¹⁵.

The Turolian of Amasya (SW Anatolia; GAZIRY 1976: 36) produced three upper incisor fragments belonging to the same individual the largest of which with a max. \varnothing 186.

From table 1 it turns out, that the Hungarian incisors must have been somewhat stronger—on the same level—than those from Kerch and Amasya, which are rather equal. GAZIRY (1976: 39) determined the fragments as *Tetralophodon* cf. *grandincisivus*.

Table 1

	Amasya (GAZIRY 1976: 37)	Kerch (PAVLOW: 1904: 132/3)	Pestszentlőrincz (SCHLESINGER: 1922: 13)
Distance from tip of the I ²	1070	1050	1000
max. \varnothing	111	115	135

A left anteriorly worn M³ with 5 × lophs, a complicate pattern, and well developed cementodonty from Sultaniçe (Thrakia) is also assigned to *grandincisivus* by GAZIRY (1976: 38, pl. 13 fig. 1, 2). The size is relatively small for an M³ of this taxon (183 × 85), but the inclination of the wear facet on the first three lophs against the horizontal crown base and the two posterior unworn lophs respectively is unusual strong. This

¹⁴ What obviously happened sometimes with other cementodont molars (TOBIEN 1973a: 227: ". . . or by other postmortal factors . . ."; TASSY 1975: 1465).

¹⁵ Later VIRET & BATTETTA (1961, pl. 1) combined three fragments from the same site to a skull of *grandincisivus*. The anterior fragment, without contact to the two cranial dome pieces, was assumed to be the alveolar part of the upper incisors. I have some doubt about this interpretation. One side of the fragment has two sharp crests (VIRET & BATTETTA 1961, pl. 2 fig. 2) separated by a deep longitudinal furrow. This and the whole contour is quite unusual for the ventral side of the alveolar part of a mastodont or elephant skull. It seems more likely that this fragment is part of the lower elongated symphysis of a mandible perhaps belonging to *grandincisivus*. (Compare with the *grandincisivus* mandible in BAKALOV & NIKOLOV 1962, pl. 66; this pl. 19 fig. 15). The fragment is to be located obviously in the posterior part of the symphysis. Its anterior end bears the empty alveoli, the posterior end has the bony structure, as it is the case in front of the branching rami. The photograph in VIRET & BATTETTA (pl. 2 fig. 2) does not show the premaxillary-maxillary suture, as claimed by these authors (p. 9). There is to be seen only a fracture on the right end of the lateral wall.

The diameter of an incisor alveolus is 59 (p. 9). If the fragment belongs to *grandincisivus* it would indicate indeed a much smaller, then perhaps female individual (lower incisor: Maragheh 175, Kerch 180, Pestszentlőrincz: 195, Orjachovo: 185 and 164).

However, an assignment to *T. longirostris* seems to be more probable.

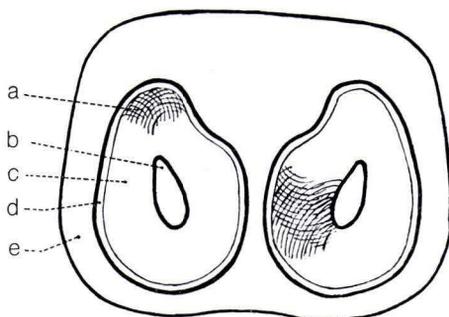


Fig. 6. *Tetralophodon* cf. *longirostris* (KAUP, 1832); fragment of mandibular symphysis with transverse section of left and right I_2 , "grandincisivoïd" specimen; Toulouse, Inst. Cathol., Lab. Géol.; 0,25 \times ; Djebel Semenne, Tunisia; Middle Vallesian (after BERGOUNIOUX & CROUZEL 1956: fig. 2).

a: guillochage, b: pulp cavity, c: dentine, d: cement, e: symphyseal bone.

resembles the kind of wear at the last molars of *Stegotrabelodon* from the late Pliocene of Sahabi, Libya (PETROCCHI 1954, pl. 2 fig. 2) and of Lothagam, Kenya (MAGLIO 1973, pl. 1 fig. 5, pl. 2 fig. 4).

From Tunisia (Djebel Semenne, 110 km SW of the city of Tunis) BERGOUNIOUX & CROUZEL (1956: 550, fig. 2, pl. 15 fig. 3) recorded as *Tetralophodon longirostris* a bone fragment (L: 330, W: 215, H: 150) containing parts of a left and right incisor (\varnothing of the right I: 116 \times 75, fig. 6). The authors claim these incisors to be upper ones. Thanks to the courtesy of Abbé Prof. Dr. F. CROUZEL, Institut Catholique, Toulouse, the author has had the possibility to study the specimen in the Laboratoire de Géologie during March 1972. From the transverse section of the incisors—pyriform with an adaxial depression, corresponding to a longitudinal shallow furrow—one can assume lower incisors, surrounded by the bony symphysis. In this orientation the long axis of the incisors is situated dorsoexternally to ventrointernally and the furrow internally, as is usual in pyriform lower mastodont incisors.

The specimen is heavily mineralised and also partially covered with galenite, sandstone, and red jasper. The gutter on the dorsal side of the symphysis is absent obviously by damage during fossilisation¹⁶.

By the large size of the lower incisors the allocation of the specimen to *Tetralophodon longirostris* seems to be rather unlikely. More probable is the identification as a small individual of *grandincisivus* or a *Tetralophodon* with grandincisivoïd character.

After BERGOUNIOUX & CROUZEL (1956: 553) the age of the site is Pontian. On the base of 5 rodent taxa, JAEGER (1977: 132) specified this datation as "Middle Vallesian".

¹⁶ Prof. CROUZEL himself told me during my visit that he also is convinced, that the fragment belongs to a mandibular symphysis. More details will be discussed in a description of the Tunisian mastodont materials, collected by Prof. Dr. P. ROBINSON-Denver, Colorado, during the past years.

Mandibles of Vallesian (or Lower Pannonian) age with relatively strong lower incisors have been described from Austria and West Germany. A skull and mandible from Kornberg near Felzbach (E Styria) was assigned by MOTTLE (1969: 27, pl. 13 fig. 24, pl. 14 fig. 25) to "*Mastodon (Bunolophodon) longirostris*". The severely worn left M^2 allows still to see four lophids (pl. 12 fig. 22c), hence a tetralophodont mastodont. The mandible has a massive, non deflected symphysis —quite in contrast to the Breitenfeld mandible (see par 2.1.1.)—and the empty incisor alveoli indicate strong lower tusks with pyriform section (\varnothing : 75×50). Unfortunately, both upper and lower M^3 are strongly worn, therefore no more structural details are preserved. From the M^3 MOTTLE (1969: 32) mentions some cement in the last valley. Thus, in contrast to the Breitenfeld mandible (par 2.1.1.) the Kornberg mandible may be an example for an archaistic i. e. Vallesian tetralophodont with rather "grandincisivoid" than "longirostrine" character (pl. 19 fig. 16).

From the Lower Pannonian of Großweiffendorf (Upper Austria) comes a mandible fragment with a damaged M_3 of *longirostris* habitus ($\sim 200 \times 94$; fig. 9) and the two lower tusks of rather large size (left: 82×59 , right: 76×57 ; STEININGER: 1965, pl. 1—6; this fig. 12). The transverse section of the I_2 is pearshaped and the tips contacted each other similar to the incisors in the Stirling pit mandible (see above). This is a still *angustidens*-like feature as SCHLESINGER (1917: 68) and STEININGER (1965: 209) rightly emphasized. Among the tetralophodont mastodonts with relatively heavy lower, "grandincisivoid" incisors the existence of individuals with this archaistic feature cannot be excluded.

To this group suspicious for their grandincisivoid character belongs a large mandible with M_2 and M_3 from the Vallesian (Dinotheriensande) of Bermersheim, near Eppelsheim, south of Mainz. KLÄHN (1931: 46, pl. 23 fig. 3a, b) briefly described the finding as "*Mastodon longirostris* forma *gigantorostris* KLÄHN". He underlined the large, not much deflected symphysis and the long protruding incisors (pl. 19 fig. 17). The deeply worn M_2 has four complete lophids plus a well developed talonid; the M_3 has five lophids (the fifth, however, not completely developed) and a talonid of three low cusps (KLÄHN 1931: pl. 23 fig. 3a and autopsy of the specimen in the Naturhistorisches Museum Mainz 27. 1. 1978). The M_2 has anterior secondary conules on the second, third and fourth posttrite, but on the pretrites there are only posterior conules (p. cr. 2, 3 and 4) and no anterior ones. The M_3 has a similar structure, with more or less strong posttrite conules on all five posttrites. On the pretrites there are also small anterior conules (a. cr. 1—5) on the five lophids. All lophids are worn, the first is in full wear, the fifth only with wear on the tips of the conelets. The talonid is unworn. Cement is present in the valley between the fourth and fifth lophid and more between fifth lophid and talonid. Thus, the structure is rather complicated, especially if compared with the M_3 of the type specimen from Eppelsheim.

The left incisor (the right I_2 is a plaster reconstruction) is a little upturned, apparently without contact with the right incisor and protruded 700, which surpasses the length of the symphysis (560; KLÄHN 1931: 323). Its large \varnothing is 61, the small one: 60 (fig. 12). Although these values seem to indicate a round section, after autopsy the dorsal side is definitely flattened, thus more similar to a pyriform shape.

In contrast to KLÄHN (1931: 323), who found no relation between *grandincisivus* from Pestszentlőrincz and the Bermersheim mandible, it seems to me, that some *grandincisivus* characters cannot be denied in the latter [large dimensions (fig. 9, 11) and symphysis, large protruding incisors and complicated molar pattern]. Moreover, the Bermersheim specimen is of Vallesian age, and definitely older—thus more primitive—than the Hungarian finding, which is Turolian (= Upper Pannonian).

In a review of the incisors of *Tetralophodon longirostris* and *Gomphotherium angustidens* mandibles STEININGER (1965: 209—210) concluded a considerable variation in shape and size. Hence, the I_2 could not be used neither for taxonomic nor for stratigraphic purposes. The variation is indeed obvious, but it can be explained at least partially by the assumption that two evolutionary tendencies existed among the Vallesian (= early Pannonian) populations of tetralophodont-tetralabelodont mastodonts in Europe and in the Mediterranean area:

The *longirostris* group has relatively small lower incisors with rounded transverse section (as in the Esselborn mandible: par 2.1.1.), shortened and deflected symphysis (as in the type specimen and in the Esselborn mandible: par 2.1.1., pl. 10 fig. 1, pl. 13 fig. 7b) and on the average smaller, structurally simplified lower molars. The other “grandincisivoïd trend” is represented by mandibles with relatively large incisors of pyriform section, relatively strong, only slight or not deflected symphysis, and also of larger molar and body size (as in the Kornberg and Bermersheim mandibles: see above).

In the Turolian (later Pannonian) these tendencies increased. The *longirostris* lineage is characterized by mandibles with strongly reduced or already lost incisors, rudimentary symphysis and relatively small body size (type Hohenwarth; pl. 15 fig. 8 and the transitions *longirostris/arvernensis*).

The other lineage is represented by the typical *grandincisivus*, with large lower and upper incisors, protruding out of the symphysis, larger dimensions of the molar and body size, and cement deposition on the structurally complicated molars (Pestszentlőrincz, Orjachovo, Kerch, Maragheh).

In the later Pliocene (Ruscinian) it is *Anancus arvernensis*, which continues the *longirostris* lineage, the simplified molar structure of which is characterised by the acquirement of the anancoidy. On the other side, it is the genus *Stegotetralodon*, which can be claimed as the successor of the *grandincisivus* lineage (see below).

Furthermore it seems that already in the European *angustidens* populations these two tendencies are recognizable: The strong variation of the lower incisors in *Gomphotherium angustidens* as ascertained by STEININGER (1965: 209—210), is perhaps not only caused by individual and/or sexual variation, but by the first indication of the existence of these two evolutionary units. When MOTTI (1970: 126) studied the *Gomphotherium angustidens* materials of the Sarmatian (Upper Astaracian = Upper Miocene) in Styria she recognized “zwei verschiedene, eine longirostrine und eine grandincisivoïde Mutationsreihe in unserem Obersarmat”.

An example for this statement seems to be “*Geisotodon hispanicus*” (ZBYSZEWSKI, 1954) from the Upper Vindobonian (= late Astaracian) of the Monte de la Abadesa (province of Burgos, Spain) (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1958: 240, 246, 265, figs. 7 to 9, pl. 52). The authors referred to this taxon a left and right deeply worn trilo-

phodont M_2 with an incomplete fourth lophid and a small cingulum knob behind; a left and right M_3 with 5 lophids—only the first slightly worn—followed by a voluminous talonid. Both molars are of rather large size (M_2 d: 145 [est] $\times 84$; M_3 d: 227×90 , s: 225×90) compared with the *longirostris* cluster (fig. 9, 11). To the same individual as the four molars belong two large incisors—left and right (85×62 and 81×59)—which the authors described as upper ones. In view of the typical pyriform transverse section (fig. 7), and the fact that lower incisors of these dimensions are known from *Gomphotherium angustidens* (STEININGER 1965: 206; 86×54) the tusks from Monte de la Abadesa are considered to be lower ones, their dimensions indicating a “grandincisivoïd” individual of *Gomphotherium angustidens*.

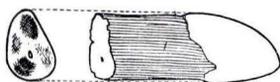


Fig. 7. *Gomphotherium angustidens* (CUVIER, 1806) (= *Geisotodon hispanicus* ZBYSZEWSKI, 1954); left lower incisor, large “grandincisivoïd” specimen; Madrid, Instituto Geol.; ca. $0.11 \times$; Mte. de la Abadesa, prov. Burgos, Spain; Upper Vindobonian = later Astarcian — left: transverse section with small pulp cavity and guillochage, right: dorsal view of I_2 with cement covered tip (after BERGOUNIOUX & CROUZEL 1958: fig. 9).

From the same site BERGOUNIOUX & CROUZEL (1958: 254, 262, pl. 50, 51) moreover described a juvenile palate and mandible belonging to the same individual as “*Trilophodon olisiponensis*”. The upper dentition consists of P^3 , P^4 , M^1 and M^2 in alveolo (not M^2 and M^3 as the authors write).

The same set is present in the mandible which is rather complete with the symphysis and both lower incisors. The molars are trilophodont with a smaller talon(id) and of medium size (LM_2 : 135). The diameter of the lower tusks is 33×28 , which means pyriform or oval section and small dimensions. An advanced character is the detached insertion of the I_2 (BERGOUNIOUX & CROUZEL 1958: pl. 51) thus without contact on the tips, as typical for *Tetralophodon longirostris* (SCHLESINGER 1917: 83, 103; and the incisors in the mandible from Esselborn pl. 13 fig. 7 a). Hence the Burgos site probably produced a relatively small *Gomphotherium angustidens* with “longirostrine” character besides a *G. angustidens* with “grandincisivoïd” character. On the *Tetralophodon* level a comparable situation is to observe with *Tetralophodon longirostris* and the Bermersheim mandible both from the Dinotheriensande of Rheinhessen (see above).

The graphic scheme of table 2 below may express tentatively the successional relations of the two evolutionary lineages.

The above mentioned river deposited “Dinotheriensande” of Rheinhessen with several localities i. e. Eppelsheim, Bermersheim, Esselborn, Westhofen, Wissberg (West and South of Mainz) have produced a rather large amount of mostly isolated molars, besides the type mandible (Eppelsheim) and the palate and mandible from Esselborn. As the sites belong to the same early Lower Pliocene (Vallesian) river

Table 2

Ruscinian and later	<i>Anancus arvernensis</i>	<i>Stegotetabelodon lybicus</i> and <i>orbis</i>
Turolian (~ Upper Pannonian)	transitional forms <i>longirostris</i> / <i>arvernensis</i> (type Hohenwarth) and ? <i>Tetr. longirostris</i>	<i>Stegotetabelodon grandincisivus</i> (typical)
Vallesian (~ Lower Pannonian)	<i>Tetralophodon longirostris</i> (typical)	<i>Tetralophodon</i> cf. <i>longirostris</i> (= "grandincisivoid" individuals)
late Astaracian	"longirostrine" individuals	"grandincisivoid" individuals
 <i>Gomphotherium angustidens</i>		

system (BARTZ 1936: 224, 1950: 232), it can be assumed, that a rather uniform sample is represented. KLÄHN (1922: 44—95, 1931: 316—323) gave measurements of upper and lower molars of what he determined as *Mastodon longirostris* KAUP, *Mastodon longirostris dubius* KAUP and *Mastodon longirostris grandis* KAUP; *dubius* and *grandis* understood as the smaller and larger variant respectively of *longirostris*. Crediting KLÄHN with the correctness of his taxonomic allocations it is possible to estimate the variability of the Dinotheriensande *longirostris* sample, to compare it with the typical *grandincisivus* specimens and what is supposed in this text to be ancestral or primitive *grandincisivus*.

The scatter diagrams of M^3 (fig. 8), M_3 (fig. 9), M^2 (fig. 10), M_2 (fig. 11), in which are furthermore included the data of the late Pliocene molars of *Stegotetabelodon* and *Stegodibelodon* COPPENS, 1972, give an idea of the variability of the specimens from the Vallesian *Dinotherium* sands in Rheinhessen provided it is a temporally uniform "population" of *Tetralophodon longirostris*. In this case the size variation is indeed considerable as usual in mastodonts and elephants too. From the M_2 and M_3 clusters it turns out that KAUP's type mandible is of about medium size, and the Esselborn specimen, although somewhat larger, is not localized among the large sized individuals. The upper and lower molars outside Rheinhessen as those from Stettenhof (par 2.1.1.), Mannersdorf (the transitional form *longirostris/arvernensis*, par 2.1.1.), Hohenwarth (par. 2.1.1.) determinable as *T. longirostris* by lower incisors, and/or mandibular symphysis are in the range of the type and of the Esselborn specimens. An unusual large *longirostris* individual is represented by the finding of Breitenfeld (par 2.1.1 pl. 12 fig. 2c; fig. 8, 9, 10).

Definitely larger than and outside of the *longirostris* clusters are the typical *grandincisivus* specimens from Pestszentlőrincz, Kerch and Ordjachovo (M^3 : fig. 8, M_3 : fig. 9). Although provided with higher loph(id) numbers the M^2 , M^3 , M_2 and M_3 of *Stegotetabelodon syrticus*, *St. sahabianus*, *St. orbis* (MAGLIO 1970: 9, 1973: 18, 19) and *Stegodibelodon schneideri* (COPPENS 1972: 2963) have similar dimensions (fig. 8 to 11).

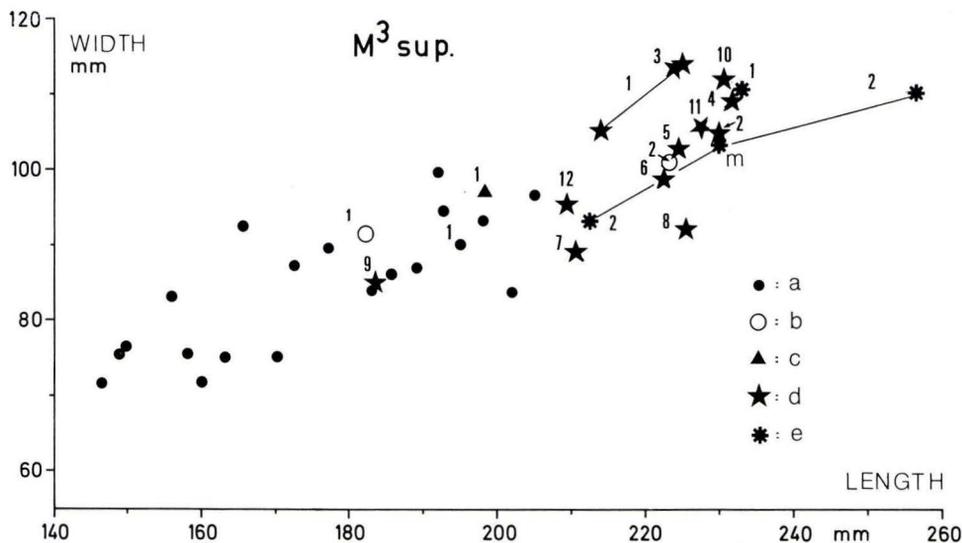


Fig. 8. M^3 scatter diagram (length/width) of *Tetralophodon longirostris* (a: Dinotherien-sand-sample, b: specimens from other sites); *Tetralophodon* cf. *longirostris* (= grandincisivoid specimens) (c); *Stegotetabelodon grandincisivus* (d); *Stegotetabelodon lybicus, orbis* (e). a1: Esselborn; b1: Mannersdorf, b2: Breitenfeld; c1: Kornberg; d1: Pestszent-lörinecz, d2: Kerch, d3: Orjachovo, d4: Mannersdorf, d5: Haag, d6: St. Marxer Linie, d7: Belvedere, d8: Pikermi, d9: Sultanice, d10: Paasdorf, d11: Istanbul, d12: Dhok Pathan; e1: Sahabi, e2: Lothagam-1.

Isolated molars supposed to belong to *grandincisivus* from their size and/or structure come from Haag, Mannersdorf, Paasdorf, St. Marxer Linie, Pikermi, Sultanice and Istanbul (see all above) (M^3 : fig. 8, M^2 : fig. 10).

To another group belong those specimens, which by the dimensions and characters of their lower incisors, molars and symphyses differ markedly from *longirostris* ("grandincisivoid" specimens) and which are thus to refer probably to a primitive *grandincisivus* form, or may represent small individuals of *grandincisivus*. These are the findings from Kornberg, Stirling sandpit, Belvedere, Bermersheim, Großweiffendorf (see all above) (M^3 : fig. 8, M^2 : fig. 11, M^3 : fig. 9). Their distribution in the scatter diagrams is in the area of the larger individuals of the *longirostris* cluster, i. e. they are on the average larger than the bulk of the *longirostris* sample and particularly larger than typical *longirostris* individuals, as the type and the Esselborn specimens. Therefore it cannot be excluded, that the isolated large molars—or at least some of them—in the *longirostris* sample of Rheinhessen possibly belong to primitive *grandincisivus*, which, however, cannot be demonstrated definitely because of lack of mandibles and incisors.

The size dimensions of the lower incisors of *longirostris*, *grandincisivus* and *Stegotetabelodon* are plotted in fig. 12. The diagram shows the considerable size differences of the typical *grandincisivus* incisors against the "grandincisivoid" specimens (= *Te-*

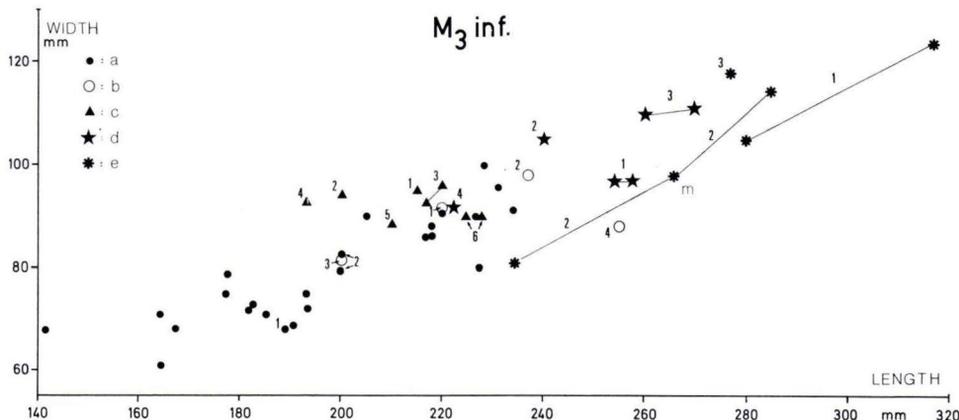


Fig. 9. M_3 scatter diagram (length/width) of: *Tetralophodon longirostris* (a: Dinosauriensand sample, b: specimens from other sites); *Tetralophodon* cf. *longirostris* (= grandincisivoid specimens) (c); *Stegotetabelodon grandincisivus* (d); *Stegotetabelodon lybicus, orbis* and *Stegodibelodon* (e). a1: type specimen, a2: Esselborn; b1: Stettenhof, b2: Breitenfeld, b3: Mannersdorf, b4: Maluval; c1: Kornberg, c2: Großweiffendorf, c3: Bermersheim, c4: Stirling sandpit, c5: Belvedere, c6: Mte. de la Abadesa (*Gomph. ang.*); d1: Pestszentlörincz, d2: Kerch, d3: Orjachovo, d4: Haag; e1: Sahabi, e2: Lothagam 1, e3: Menalla (Chad).

tralophodon cf. *longirostris*) from the Vallesian and “*Geisotodon*” from the late Astaracian. Only the Tunis incisors (Djebel Semenne, see above) take an intermediate position. On the other hand, the already reduced thickness of the African *Stegotetabelodon* tusks is obvious.

Plotting the length of M_3 (as a pars pro toto indication of the body size) against the maximal diameter of the lower incisor so far feasible (fig. 13) it turns out that:

1. the tusks of the *grandincisivus* specimens are oversized compared with the “grandincisivoid” cluster and that there are not known intermediate findings up to the present (probably the Djebel Semenne population could fill the gap);

2. there seems to be a certain distinction between the grandincisivoid individuals with relatively heavier incisors compared with the typical *longirostris* specimens albeit their same M_3 length.

3. the reduction of the I_2 thickness in later *Stegotetabelodon* is obvious compared with *grandincisivus*, although the molar length is increased. This can be understood as an evolutionary feature towards the elephantoid condition.

The most Eastern occurrence of *St. grandincisivus* is Maragheh (Iran). The question arises whether further eastward in the late Neogene of the Indo-Pakistan subcontinent tetralophodont mastodonts of similar size and characters are known. Unfortunately, lower incisors with the dimensions of the Maragheh, Kerch, Pestszentlörincz and Orjachovo specimens are not known from the Siwaliks and adjacent areas up to the present (OSBORN 1936, SARWAR 1974). There have been described, however, some

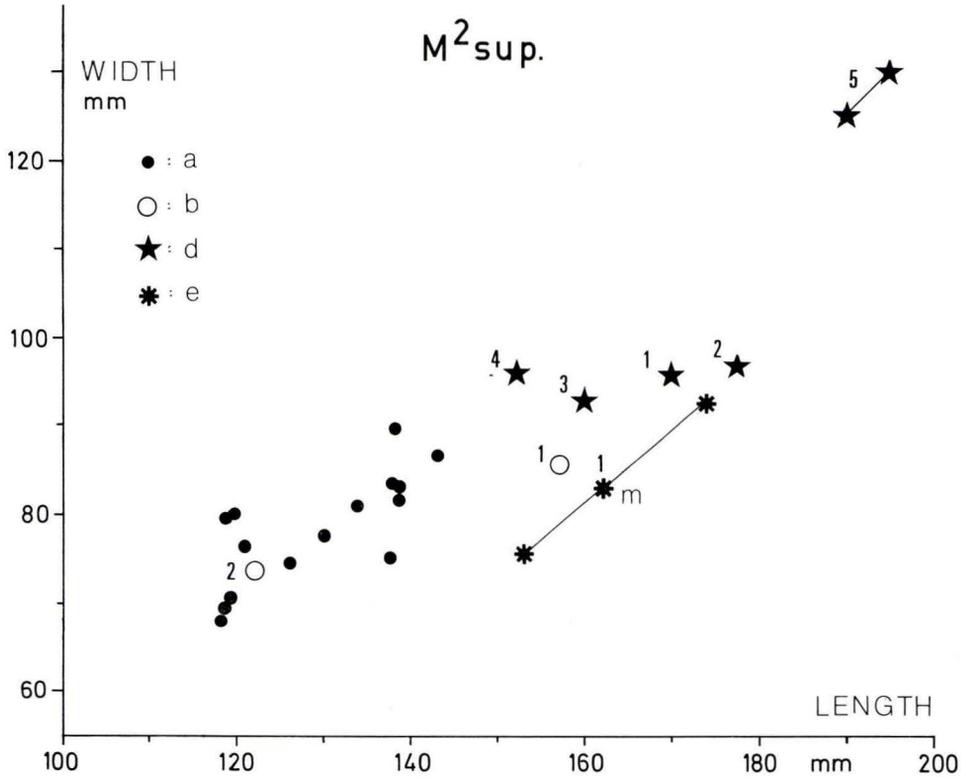


Fig. 10. M^2 scatter diagram (length/width) of: *Tetralophodon longirostris* (a: Dino; theriensand sample, b: specimens from other sites); *Stegotetralodon grandincisivus* (d)-*Stegotetralodon orbis* (e). b1: Breitenfeld, b2: Mannersdorf; d1: Paasdorf, d2: Mannersdorf, d3: Dhok Pathan-AMNH 19838, d4: Dhok Pathan-AMNH 19686, d5: Dhok Pathan-Yale Peab. Mus.; e1: Lothagam-1.

arge sized skull fragments. They contain last molars with increased loph numbers and thick cement cover.

An example is the high domed skull with the bases of the tusks, severely worn tetralophodont M^2 and M^3 from the Dhok Pathan of the Siwaliks (AMNH 19686). It was referred by OSBORN (1936: fig. 306, 324, 325) to *Tetralophodon punjabiensis* LYDEKKER, 1886¹⁷. The M^3 has five lophs, the two anterior ones are worn, the valleys are filled with cement, posteriorly more then anteriorly. The size (M^3 :

¹⁷ OSBORN (1936: fig. 324 A, A 1, A 2) joined an isolated incisor tip with a small enamel band to the skull. This would be quite unusual for *St. grandincisivus*, the upper incisors of which are without enamel band, as can be seen on the tusks from Kerch, Pestszent-lörincz and Orjachovo. Perhaps the fragment might be the remnant of on anterior juvenile enamel cap.

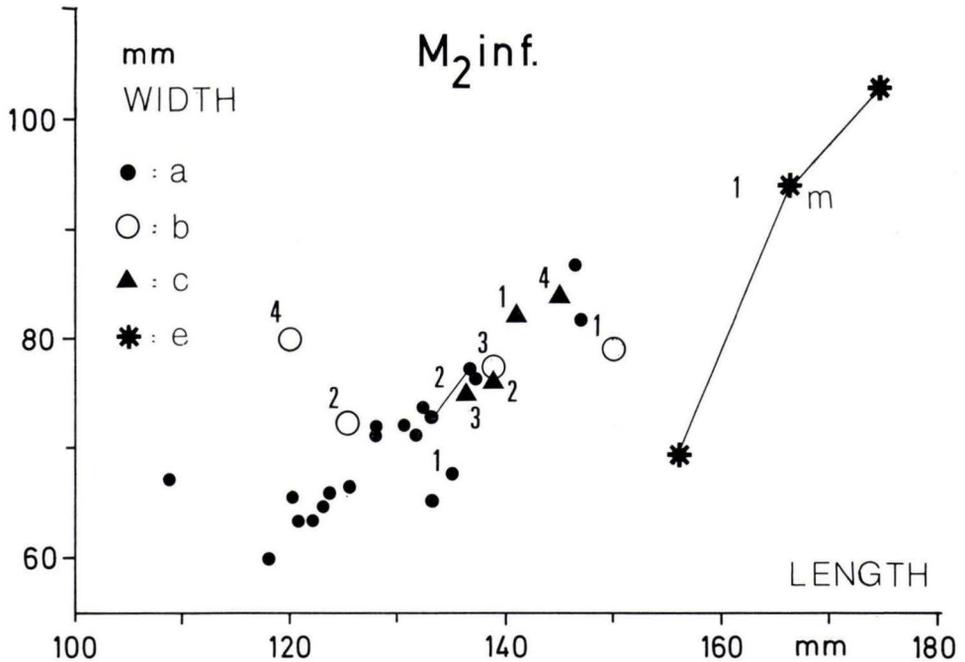


Fig. 11. M_2 scatter diagram (length/width) of: *Tetralophodon longirostris* (a: Dinotheriensand sample, b: specimens from other sites); *Tetralophodon* cf. *longirostris* (= *grandincisivoid* specimens) (c); *Stegotetralobodon orbis* (e). a1: type specimen, a2: Esselborn; b1: Stettenhof, b2: Mannersdorf, b3: Hohenwarth, b4: Maluval; c1: Bernersheim, c2: Stirling sandpit, c3: Belvedere, c4: Mte. de la Abadesa (*Gomph. ang.*); e1: Lothagam-1.

209×96; M^2 : 152(est)×96) is moderate compared with the typical *grandincisivus* (fig. 8, 10).

Moreover OSBORN (1936: 451, fig. 415F) briefly described and figured a tetralophodont M^1 and M^2 from the Dhok Pathan (AMNH 19838). The size of the M^2 (160×93; fig. 10) and the thick cement cover indicate relations to *St. grandincisivus*. It might be possible that these teeth are conspecific with the referred cranium AMNH 19686 (TOBIEN 1972: 174). They all come from the Dhok Pathan formation.

In the Peabody Museum of the Yale University is preserved a huge skull fragment from the Dhok Pathan (G. E. LEWIS expedition). Although strongly worn and partly damaged both M^2 are obviously tetralophodont with a well developed talon—nearly of the size of a loph—and of unusual dimensions [M^2 d: 200(est)×130(est), M^2 s: 190(est)×125(est); fig. 10]. The crowns of both M^3 are completely damaged down to the basis. The straight upper incisors are without enamel band (so far they are visible outside of the plaster jacket). The longer left incisor is 1650 long, max. \varnothing : 150, the anteriorly more damaged right incisor is 1315 long, max. \varnothing : 160 [max. \varnothing I^2 of: Pestszentlörincz: 144 (SCHLESINGER 1922: 13) Kerch: 115 (PAVLOV 1904: 133), Orjachovo: 211 (BAKALOV & NIKOLOV 1962: 125)].

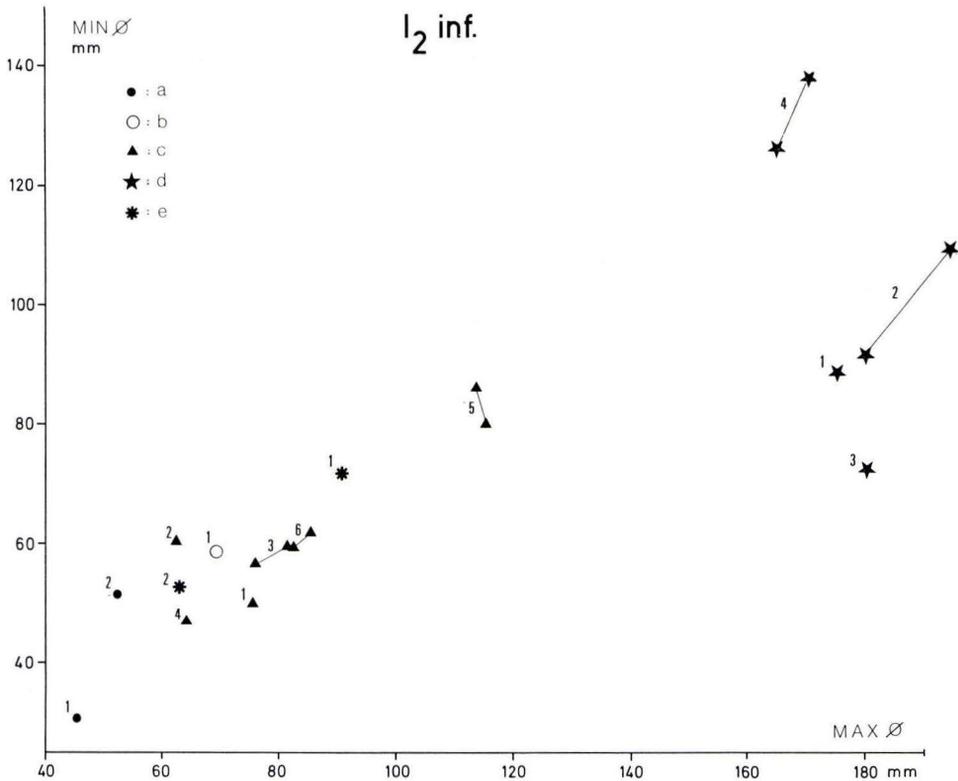


Fig. 12. I_2 scatter diagram (large \varnothing /small \varnothing) of *Tetralophodon longirostris* (a: Dinotheriensand specimens, b: specimens from other sites); *Tetralophodon* cf. *longirostris* (= grandincisivoid specimens) (c); *Stegotetabelodon grandincisivus* (d); *Stegotetabelodon lybicus, orbis* (e). a1: type specimen, a2: Esselborn; b1: Breitenfeld; c1: Kornberg, c2: Bermersheim, c3: Groß-Weiffendorf, c4: Stirling sandpit, c5: Dj. Semenne, c6: Mte. de la Abadesa (*Gomph. ang.*); d1: Maragheh (type specimen), d2: Pestszentlőrincz, d3: Kerch, d4: Orjachovo; e1: Sahabi, e2: Lothagam 1.

SARWAR (1974: 145, fig. 40) describes a large left M_3 [$230(\text{est}) \times 99$] collected from the "Tatrot type locality, district Jhelum, Panjab, Pakistan" as "*Tetralophodon punjabiensis progressus* n. ssp.". The anteriorly deeply worn and damaged tooth has 6 lophids, a small talonid and cement in the valleys.

The above mentioned specimens are at least suspicious to be related to the *grandincisivus* "Formenkreis".

So far the Chinese tetralophodonts are known (CHOW & CHANG 1961: 255) they are either specifically unidentifiable because of uncharacteristic materials [*Mastodon perimensis* var. *sinensis*] (KOKEN, 1885) see HOPWOOD 1935: 40 and OSBORN 1936: 355: *Tetralophodon sinensis*] or by their simplified molar structure and lack of cement

they seem to be nearer to *Tetralophodon longirostris* [*Tetr. exoletus* HOPWOOD 1935: 39, pl. 6 fig. 3, 4; the holotype is a rather large M_3 (272 (295 ?) \times 102) with 6 lophids and a tricuspidate talonid, thus similar to *Tetralophodon maluvalensis*].

2.2.2. *Stegotetabelodon* of the later Pliocene

The main characters of the genus *Stegotetabelodon* are:

1. The large average size of the species belonging to the genus as *St. grandincisivus*, *St. lybicus*, *St. orbis*,
2. the strong upper and lower incisors, the I^2 without enamel band, the I_2 protruding widely of the symphysis,
3. the tetralophodont-hexalophodont intermediate molars,
4. the complicated pattern of the last molars also of the lower ones,
5. the cementodonty.

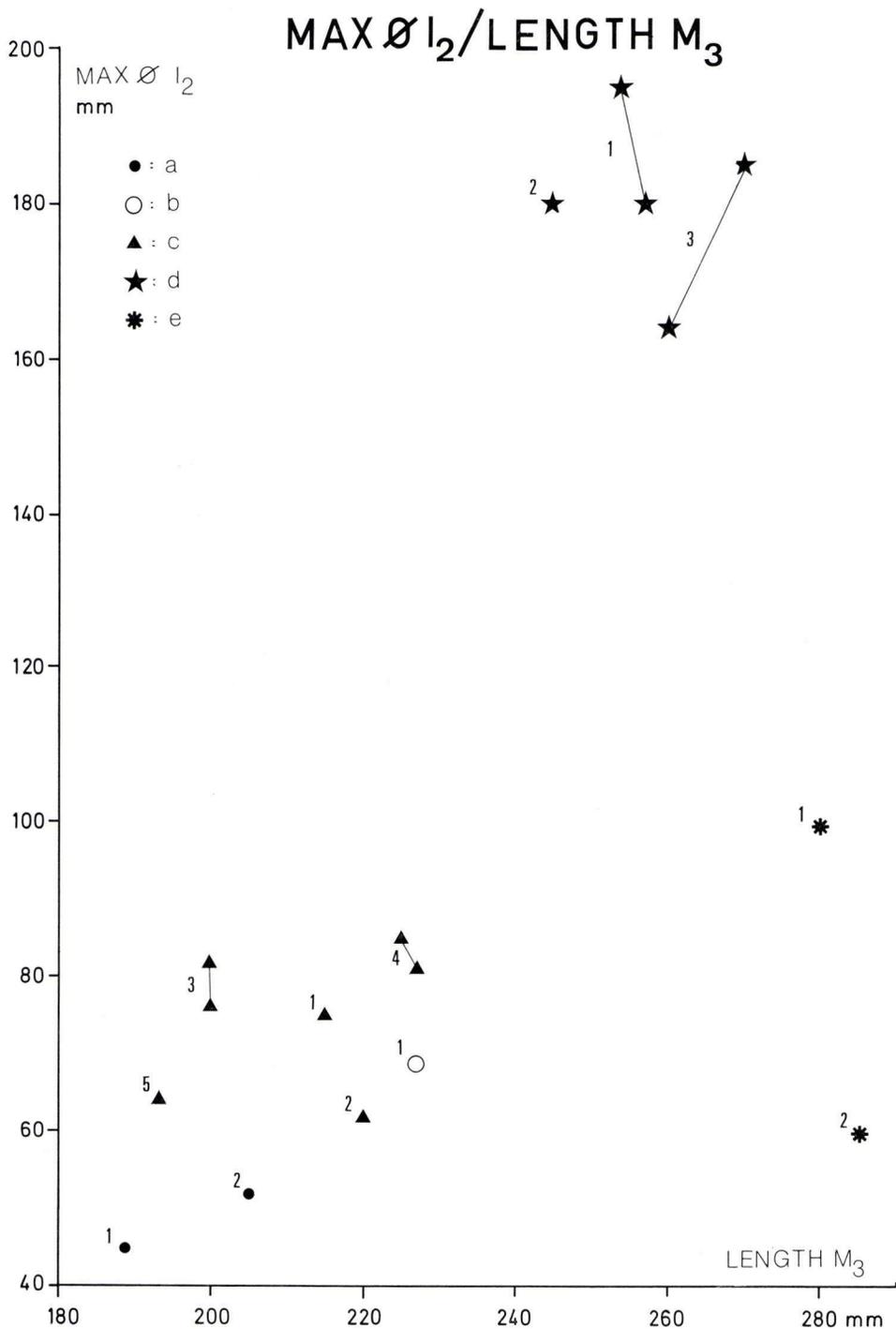
Originally the genus was erected on a worn left M_3 (*St. lybicus*), a mandible (with both M_3 and I_2) and the base of the skull (with both M^3 and I^2) belonging together ("*St. syrticus*"); and an unworn M^3 and M_3 ; all specimens coming from the late Pliocene (Ruscinian) site of Sahabi (Libya) (PETROCCHI 1954: 11–45). MAGLIO (1970: 4, 1973: 16–20, pl. 1, 2) gave a new detailed description and refiguration of the type species, and synonymized PETROCCHI's further species *Stegotetabelodon syrticus* and *Stegolophodon sahabianus* with the type species. Moreover, he added to the genus his new and more progressive species *St. orbis* from the early to middle Pliocene (in MAGLIO's chronology: "Late Miocene to early Pliocene": 1973: 18) from Lothagam 1, Kenya.

PETROCCHI (1954: 11) established the family Stegotetabelodontidae in a headline, but on p. 41 he proposed the subfamily Stegotetabelodontinae. AGUIRRE (1969: 1370) acknowledged the subfamily status and MAGLIO (1973: 16) erroneously ascribed the denomination Stegotetabelodontinae to AGUIRRE 1969. The correct nomenclature, however, is:

Stegotetabelodontinae PETROCCHI, 1954.

Among the pre-Ruscinian bunodont mastodonts in the Old World the only taxon, which comes nearest to *Stegotetabelodon* is SCHLESINGER's early Pliocene (apparently Turolian) "*Mastodon (Bunolophodon) grandincisivus*" (1917: 119, 1922: 7). The characters of *Stegotetabelodon* listed above hold true also of "*Mastodon grandincisi-*

Fig. 13. Scatter diagram (length M_3 /max. \varnothing I_2) of *Tetralophodon longirostris* (a: Dinotheriensand specimens, b: specimens from other sites); *Tetralophodon* cf. *longirostris* (= grandincisivooid specimens) (c); *Stegotetabelodon grandincisivus* (d); *Stegotetabelodon lybicus*, *orbis* (e). a1: type specimen, a2: Esselborn; b1: Breitenfeld; c1: Kornberg, c2: Bermersheim, c3: Groß-Weiffendorf, c4: Mte. de la Abadesa (*Gomph. ang.*), c5: Stirling sandpit; d1: Pestszentlörincz, d2: Kerch, d3: Orjachovo; e1: Sahabi, e2: Lothagam 1.



vus" (for more details see the discussions par 2.2.1.). Therefore I have referred SCHLESINGER's species to the genus *Stegotetabelodon* as its stratigraphically earliest representative at the time being.

So far the molar structures of *St. grandincisivus* and *St. lybicus* are concerned, the basic features are very related. The *St. lybicus* and *St. orbus* pattern of the lower and upper M3 is still rather mastodontoid than elephantoid (pl. 20 fig. 19, 20; pl. 21 fig. 21). In the unworn or only slightly worn molars the median sulcus is well developed (in contrast to elephants). The thus formed halfloph(id)s are built up by two to three conelets, as in other advanced bunodont mastodonts. A progressive character is the strong development of the adaxial conelets, which are of rather equal size with the abaxial ones. Conules are well developed on the anterior pretrites but weak or absent on the posterior pretrites. Hence, the posterior transverse valleys are not blocked by enamel pillars what is often to be seen also in the *grandincisivus* molars.

In the unworn molars of the Sahabi *Stegotetabelodon* the conelets are still bulbous, the loph(id)s thus not yet plate-like as in elephants with multicuspidate lamellae. The wear also follows the pretrite/posttrite pattern as in typical mastodonts.

Another typical mastodont character is mentioned by MAGLIO (1973: 19) from *St. orbus*: The M_2 is "unusual in its proportions, being very broad posteriorly and relatively narrow in front. In later elephants M1 and M2 tend to be more nearly parallel sided". The anteriorly narrowing of the sides is a typical mastodont character, particularly in M_2 (pl. 21 fig. 22).

There are, however, differences between the earlier *St. grandincisivus* and the later *St. lybicus* and *orbus*:

1. The Ordjachovo mandible shows (pl. 19 fig. 15) and SCHLESINGER assumed in his reconstruction (pl. 18 fig. 14), that the *grandincisivus* mandibular symphysis is rather straight, unlike *St. lybicus* and *orbus*, where the symphyseal deflection is considerable (pl. 20 fig. 18; pl. 21 fig. 24, 25). Obviously the decurvature is in relation with the tendency to reduce the lower incisors and as a first step towards the shortening of the symphysis. A similar tendency can be observed at the transition from *Gomphotherium angustidens* (with more or less horizontal symphysis) to *Tetralophodon longirostris*, as the type mandible and the Esselborn specimen demonstrate (pl. 10 fig. 1a, 1b; pl. 13 fig. 7a, 7b). During the transition from the North American *Gomphotherium* to the *Stegomastodon/Haplomastodon* group with shortened, tuskless symphysis a comparable evolutionary step apparently was inserted (TOBIEN 1973a: 239; 1976a: 202).

2. The transverse sections of the lower incisors of *grandincisivus* are more or less pyriform (fig. 4, 5) thus having still an archaistic, *Gomphotherium* like habitus. The lower incisors in the later *St. lybicus* and *orbus* are rounded, and the vertical diameter larger than the horizontal one (*lybicus*: 89.8×72.0 ; *orbus*: 62.5×53.6), i. e. the incisor are laterally compressed, unlike *grandincisivus* with its dorsoventrally flattened tusks.

This transformation is likewise in relation to the tendency of incisor reduction in the *Stegotetabelodon* lineage which leads to the elephants (MAGLIO 1973: 119). It is paralleled by the transition from pyriform to round lower tusks in the *angustidens*-to *longirostris*-I₂ in Europe.

3. Although no unworn specimens are known up to the present and therefore measurements are meaningless the molars of *grandincisivus* must have been relatively lower crowned compared with the more hypsodont *lybicus* and *orbis* teeth. This is in context with the more archaic character of *grandincisivus*.

4. In the same way may be understood the loph numbers in the three taxa: The M^3 of *grandincisivus* have four to five lophs, the M_3 five lophs both plus a more or less strong talonid (PAVLOW 1904: pl. 2 fig. 2–4, SCHLESINGER 1922: pl. 4 fig. 1–3, pl. 5 fig. 2). Still more evolved are the M_3 of the Orjachovo specimen: There are five lophids and a double talonid, the anterior part of which with the habitus of a small lophid, followed by a bi- or tricuspidate posterior cingulum (BAKALOV & NIKOLOV 1962: pl. 68 fig. 1–2, this pl. 19 fig. 15). From these M_3 structures tetralophodont intermediate molars can be assumed.

The M^3 of *St. orbis* has at least six lophs and a (probably broken) talon (MAGLIO 1973: 19, pl. 1 fig. 5; this pl. 21 fig. 21). The lower last molars of *St. lybicus* and *orbis* have seven lophids plus a uniform or double talonid (PETROCCHI 1954: pl. 5 fig. 1, 2; MAGLIO 1973: 18, 19, pl. 1 fig. 1, 3, 4) (pl. 20 fig. 19, 20).

The upper and lower M_2 known from *St. orbis* have 5 and 5–6 loph(id)s respectively (MAGLIO 1973: 19, pl. 2 fig. 3, 4; TOBIEN 1976a: fig. 36), thus more transverse crests than should be assumed in *grandincisivus* (pl. 21 fig. 22).

5. Plenty of cement is present in the molars of *grandincisivus* (par 2.2.1.) as in *St. orbis* (MAGLIO 1973: pl. 2 fig. 3, 4: M_2 in full wear, M_3 just before eruption). The isolated last molars of *orbis* and *lybicus/syrticus*, figured by MAGLIO (1973: pl. 1) are either germs or unworn molars (except the M_3 cast figured in pl. 1 fig. 1) where cement deposition has not yet started, or has been weathered or removed (e. g. in the worn molars of the *lybicus* skull and mandible) (pl. 20 fig. 19, 20; pl. 21 fig. 21).

From the foregoing observations it turns out that the differences between *St. grandincisivus* and *St. lybicus/orbis* are reasoned by the different evolutionary level of the three taxa. At the present state of knowledge it seems to be sufficient to express these dissimilarities taxonomically on the species level.

MAGLIO (1970: 4, 1974: 16) included the subfamily Stegotetabelodontinae into the Elephantidae. In view of the basically more mastodontoid than elephantoid character of the late Pliocene *St. lybicus* and *orbis* and its predecessor *St. grandincisivus* this procedure seems to me rather doubtful. The three taxa do not share one of the most basic characters of the elephants: The short-jawed mandible with the very reduced symphysis, in most cases without (or seldom only with rudimentary) incisors. Moreover, the molar structure with median sulcus, formation of half-lophids, pretrite/posttrite wear pattern, shape of M_2 is mastodontoid, not elephantoid. It might be therefore more reasonable to let the bunodont tetrabelodont longirostrine genus *Stegotetabelodon* and the subfamily Stegotetabelodontinae within the mastodonts (= Mastodontoidea of OSBORN's 1936 classification).

Incorporating the species *Stegotetabelodon grandincisivus* a revised diagnosis of the subfamily Stegotetabelodontinae runs as follows:

Large mastodonts of bunodont-tetra- to hexalophodont-tetrabelodont-longirostrine (b-4/6-4-1) structure. Symphysis elongated, in the earlier forms rather straight, later deflected. Lower incisors long and massive, later with tendency

to reduction, widely protruding of the symphysis. Upper incisors massive, elongated and straight without enamel band. M3 in the earlier forms with 4–5 loph(id)s, in the later forms 6–7 loph(id)s plus a more or less large, sometimes double talon(id).

Type genus: *Stegotetabelodon* PETROCCHI, 1941 (p. 107).

Distribution: Late early Pliocene (Turolian) to late Pliocene (Ruscinian) of Eastern Europe, Asia and Africa.

Species belonging to the genus are: *Stegotetabelodon grandincisivus* (SCHLESINGER 1917: 119), *St. lybicus* PETROCCHI (1941: 107, and the synonymized taxon *St. syrticus* PETROCCHI 1941: 110), *St. orbus* MAGLIO, 1970 (p. 5).

The genus *Stegodibelodon* from the late Pliocene of Menalla, northeast of Lake Chad, established by COPPENS (1972) on a mandible with both worn M₃ was incorporated by MAGLIO (1973: 17, footnote 5) into *Stegotetabelodon*. The mandible is, however, distinct in a number of features. The symphysis is very reduced and spout-like without tusks or alveoles (pl. 21 fig. 23). The M₃ (left: 277 × 118) have seven lophids plus a double talonid and a thick cement cover (COPPENS 1972: 2964–65). The reduced symphysis without I₂ and the habitus of the molar lophids bring the specimen from Menalla nearer to true early elephants as *Primelephas* MAGLIO, 1970 or *Loxodonta adaurora* MAGLIO, 1970 (1973: 20, 23).

AGUIRRE (1969: 1370–72) and MAGLIO (1970: 7–8, 1973: 16–17) stressed the elephant-like character of the molars of *Stegotetabelodon*. However, unlike elephants the median sulcus, by this the formation of half-lophids and the pretrite/posttrite way of wear are typical mastodont (or gomphothere) characters. Together with the protruding symphysis and lower incisors the stegotetabelodonts are rather mastodonts than elephants.

The advanced molar pattern with enlarged adaxial conelets and the strong cementodonty, however, bring these animals more than all other mastodonts nearer to the source of the elephants, e. g. unlike *Anancus* and its relatives (DIETRICH 1951: 344, fig. 15), the molars of which are secondarily simplified (par 2.1.2.). The elephantoid corpus mandibulae of *Anancus* is an independent parallel adaptation, as the similar mandibles of the North American trilophodont bunodont genera *Haplo-mastodon*, *Stegomastodon* and *Cuvieronius* are (TOBIEN 1976a: 218).

2.3. "Tetralophodont" Mastodonts in North America

Besides the many bunodont-trilophodont mastodonts of *Gomphotherium*, *Amebelodon* or *Stegomastodon*/*Haplo-mastodon* habitus several findings have been dealt with under the designation *Tetralophodon* from the Pliocene of North America. Some of them as: *Tetralophodon precampster* OSBORN 1923 (OSBORN 1936: 372), *T. elegans* HAY, 1917 (OSBORN 1936: 372), *T. brazosius* HAY, 1923 (OSBORN 1936: 374) and the "tetralophodont" genus *Morrillia* OSBORN, 1924 (OSBORN 1936: 377) are bunodont-trilophodont-dibelodont-brevirostrine (b-3-2-b) mastodonts. OSBORN (1936: 372 to 374) himself brought *T. precampster* into the synonymy of *Morrillia*, which is an advanced brevirostrine *Stegomastodon* (TOBIEN 1973a: 243–246), and referred *T. brazosius* to *Trilophodon*, because of the trilophodont character of the M₂ of the

type mandible. *T. elegans* was established on a lower third molar with five crests and a strong talonid from the "Middle (?) Pliocene" of McPherson, Kansas. This and the complicated crown pattern can likewise indicate a *Stegomastodon* or an *Amebelodon*. The same holds true with the referred trilophodont right M^2 from Waco, Texas (OSBORN 1936: fig. 332).

More complete is a part of the skull and mandible of *Tetralophodon campester* COPE, 1878 from "Republican River Beds, Sappa Creek, Kansas" (OSBORN 1936: 369—372). The strong upper incisors are bent downwards and outwards, and provided with a broad outer enamel band, very similar to the American *Gomphotherium productum*. The severely worn M^2 has four lophs, but a talon behind the broad fourth loph is no more visible. The M^3 have a complicated structure with secondary trefoils on the first and second loph (OSBORN 1936: fig. 331 A1 and autopsy of the specimen no. 8527 in the AMNH). The lower jaw, having lost the molars, has a long symphysis and alveoles for the lower incisors (OSBORN 1936: 370: after reconstruction of the symphysis).

Tetralophodon fricki OSBORN, 1936 (p. 375) from the Pliocene of near Clarendon, Northern Texas was erected on a similar basal skull fragment with both M^2 , M^3 and the bases of the upper incisors. The I^2 are likewise turned downwards and outwards and have a broad outer enamel band. The less worn M^2 has four lophs, the fourth smaller than the three anterior ones, with a small posterior talon. The M^3 have posttrite conules and some cement in the posterior valleys.

Although the two nearly related if not identical taxa have tetralophodont M^2 , the allocation to the genus *Tetralophodon* needs M^1 and D^4 with equally tetralophodont structure, as developed in the European *Tetralophodon longirostris*. The possibility of advanced members of *Gomphotherium*, which have produced a more or less tetralophodonty only on the second molars cannot be excluded. Of typical *Gomphotherium angustidens/productum* character are the downbent, enamel provided upper incisors. So far the upper incisors of *Tetralophodon longirostris* are concerned they had—after SCHLESINGER (1917: 103)—no enamel band. It should be mentioned, however, that upper incisors in connection with a typical *longirostris* dentition and mandible have not yet encountered up to the present in the early Pliocene of Europe. It is only the progressive form from the late Lower Pliocene of Hohenwarth, that has nearly straight and enamelless upper incisors in the skull with M^2 and M^3 (ZAPPE 1957: 385; pl. 15 fig. 8a). If the typical *longirostris* should have the same kind of upper tusks, the difference against the American "*Tetralophodon*" would be obvious.

Evidence for the structure of the anterior intermediate molars is delivered by an unpublished juvenile mandible fragment with left P_4 , M_1 , M_2 in the Museum of Comparative Zoology, Harvard University, Cambridge, Mass. The specimen is labeled: "*Tetralophodon campester* COPE; long-jawed mastodon, Decatur Co., Kansas, C. M. Sternberg coll.; cat. no. 10953 A. AGASSIZ." The fully worn M_1 has a completely developed fourth lophid and a strong mammilla as posterior talonid; the structure is complicated with pretrite and posttrite conules and the halflophids are in chevron position. The high crowned M_2 is unworn, the fourth lophid well developed and slightly broader than the first one. The broad posterior talonid is separated by a small valley from the fourth lophid. As in the M_1 , in the M_2 also the halflophids are

chevron-like arranged and the transverse valleys are blocked by strong pretrite and posttrite conules. Only the backward part of the symphysis is preserved, but the dorsal gutter is wide and indicates a strong, protruding distal part of the symphysis¹⁸.

The precise stratigraphic age of the finding was not known during my visit at the Museum of Comparative Zoology, Cambridge, Mass. 12-05-1965. The specimen however, demonstrates the existence of bunodont mastodonts with tetralophodont structure also in the M1 (and probably in the D4 too) in North America.

The problem is, whether these tetralophodont mastodonts are immigrants from an Old World *Tetralophodon* stock, or whether they are in loco originated descendants from the North American *Gomphotherium productum* population, thus independently parallelizing the Old World *angustidens*—*longirostris* evolution. The combination of archaistic *angustidens/productum*-like upper incisors with advanced M² in *T. campester* and *T. fricki* is conspicuous and not known up to the present from the European *Tetralophodon*. On the other hand the molar structure of the Decatur Co. M₁ and M₂ is distinctly more complicated than in the M₂ of the type mandible and of the Esselborn specimen of *Tetralophodon longirostris*. Finally the possibility of these specimens being members of the North American *Amebelodon* group cannot be excluded. The present state of material and knowledge, however, does not allow a sound decision.

In this context it should be mentioned, that among the bunodont, normally trilophodont mastodonts of South America there are some rare occurrences of second molars with more or less definite tetralophodonty (SIMPSON & PAULA COUTO 1957: 154—155).

3. Zusammenfassung, Summary, Résumé

1. Zwei verschiedene bunodonte Mastodonten-Gruppen mit tetra- bis hexalophodonten, intermediären Molaren (D4, M1, M2) existierten im Pliozän und frühen Pleistozän der Alten Welt. Beide sind Abkömmlinge des miozänen trilophodonten *Gomphotherium*.

2. Eine Gruppe verkürzt die Unterkiefer-Symphyse und reduziert die Unterkiefer-Stoßzähne, so daß sie den bei *Gomphotherium* vorhandenen Spitzenkontakt verlieren. Die oberen Stoßzähne strecken sich und verlieren das äußere Schmelzband der Gomphotherien.

Typischer Vertreter ist *Tetralophodon longirostris* aus den unterpliozänen (Vallesium) Dinotheriensanden von Eppelsheim SSW Mainz (Rheinessen). Das Typusstück — ein rechtes Unterkiefer-Fragment mit M₂ und M₃ — von KAUP 1832 wird erneut abgebildet und beschrieben. Die Art *longirostris* ist Typus der Gattung *Tetralophodon* FALCONER, 1847. Ein noch vollständigerer Fund (zusammengehöriger Gaumen und Unterkiefer mit M2 und M3 und unterem Stoßzahn) aus den gleichen Fundschichten trägt wesentlich zur Charakterisierung dieser Spezies bei.

Rechtens und irrtümlich dieser Art zugeschriebene Funde aus dem Pliozän Österreichs, Spaniens und aus den Siwalik-Hügeln des Indo-Pakistanischen Subkontinentes werden diskutiert.

¹⁸ The specimen deserves a closer description.

Aus dem altploziänen *Tetralophodon longirostris* geht an der Wende Altploziän/Jungploziän die Endform *Anancus* mit der Typus-Art *A. arvernensis* hervor. Durch Verkürzung der Symphyse, Verlust der unteren Stoßzähne und hohen Schädeldom mit kräftigen Stoßzähnen erhält der Kopf elefantenartiges Aussehen. Dazu kommt die Wechselstellung der Halbjoche und eine vielfach zu beobachtende Vereinfachung der Molarstruktur.

Übergangsformen — aufgrund der Symphysen-Befunde — zwischen *Tetralophodon* und *Anancus* sind aus Österreich und den Siwaliks bekanntgeworden.

Eine Population von *A. arvernensis* mit charakteristischen, z. T. sehr vereinfachten unteren Molaren ist aus dem Spätploziän von Wölfersheim N Frankfurt/Main (Hessen) bekannt.

Anancus arvernensis ist im Spätploziän und frühen Pleistozän (Villafranchium) in vielen Gebieten Europas verbreitet gewesen. Die mengenmäßig umfangreichsten Funde hat dabei Wölfersheim geliefert.

Mit *Anancus arvernensis* nah verwandte, wenn nicht sogar identische Formen sind aus gleich- oder ähnlich alten Schichten Nord- und Ostafrikas sowie aus Anatolien, dem Indo-Pakistanischen Subkontinent und aus China bekannt geworden und werden vergleichend diskutiert. Die süd- und ostasiatischen Funde sind z. T. unter dem Namen *Pentalophodon* (wegen einer gewissen Tendenz zur Verstärkung des Schlußeingulums an den intermediären Molaren zu einem Beinahe-5.-Joch) beschrieben worden. Zu echten 5jochigen Intermediären ist es jedoch in keinem Fall gekommen. Die als *Pentalophodon* beschriebenen Stücke können daher unter *Anancus* geführt werden; wahrscheinlich aber als besondere Art(en), vor allem wegen der höheren Jochzahlen der letzten Molaren.

Anancus gehört zu den Mastodonten mit einer ungewöhnlich großen paläogeographischen Verbreitung, auch außerhalb Europas.

3. Die andere Gruppe — aus dem Ploziän von Ost-Europa, Afrika, dem Nahen Osten und wahrscheinlich vom Indo-Pakistanischen Subkontinent bekannt — entwickelt große, z. T. riesige Körperdimensionen unter Beibehaltung der Unterkiefer-Symphyse mit entsprechend großen unteren Stoßzähnen, die weit aus den Alveolen herausragen. Die Oberkiefer-Stoßzähne sind ebenfalls groß und kräftig, \pm gestreckt und schmelzbandlos. Die Molaren haben komplizierte Struktur und viel Zement.

Der ältere Vertreter der Gattung ist *Stegotetrabelodon grandincisivus* aus dem jüngeren Unterploziän (Turolium) von Österreich, Ungarn, Bulgarien, Anatolien, Südrußland und NW-Iran. Hinweise auf seine vermutliche Existenz finden sich ferner in der Dhok Pathan Formation (Turolium) der Siwaliks.

4. Beide Gruppen entwickelten sich wahrscheinlich aus der *Tetralophodon*-Population des älteren Unterploziäns (Vallesium). Hieraus sind großwüchsige, tetralophodonte Mandibeln und/oder untere Stoßzähne beschrieben worden, die bisher zu *Tetralophodon longirostris* gestellt wurden, für die zumindest der Verdacht besteht, sie könnten frühe Vorläufer des *Stegotetr. grandincisivus* sein. Hierzu gehören Fundstücke aus dem Vallesium von Tunis, aus Österreich und ein gut erhaltener Unterkiefer mit großen weit herausragenden Stoßzähnen aus den Dinotheriensanden von Bermersheim in Rheinhessen; durchaus verschieden von der Typus-Mandibel von *Tetralophodon longirostris* aus den gleichen Fundschichten des benachbarten Eppelsheim.

Eine statistische Auswertung des reichen Molaren-Materials aus den rheinhesischen Dinotheriensanden über Längen-Breiten-Diagramme, in welche die Molaren-Maße der anderen *Tetralophodon*- bzw. *Stegotetabelodon*-Vorkommen eingesetzt sind, liefert Hinweise zu den Größenbeziehungen dieser beiden Gattungen. Ähnliches wurde für die unteren Incisiven durchgeführt.

Es hat ferner den Anschein, als seien in den europäischen Populationen des *Gomphotherium angustidens* aus dem späten Miozän Individuen mit „longirostrinem“ und „grandincisivoidem“ Habitus vertreten.

Die jüngeren Angehörigen von *Stegotetabelodon* stammen aus dem jüngeren Pliozän (Ruscium) von Libyen und Kenya: *St. lybicus* bzw. *St. orbus*. Diese Arten wie *St. grandincisivus* werden zur Unterfamilie der Stegotetabelodontinae zusammengefaßt und (im Gegensatz zu anderen Autoren, die sie zu den Elefanten stellten) bei den Mastodonten untergebracht. Zwar kommt die Molarstruktur der jüngeren Stegotetabelodonten jener primitiver Elefanten unter allen Mastodonten noch am nächsten, aber die lange, wohlausgebildete Symphyse mit kräftigen, langen Stoßzähnen sowie der im wesentlichen noch mastodontenhafte Molaren-Bau bei *St. lybicus* und *orbus* spricht gegen eine Zuweisung zu den Elefanten. Dagegen ließe sich das Genus *Stegodibelodon* aus dem jüngeren Pliozän N des Tschad-Sees mit stark verkürzter Symphyse, völlig rückgebildeten unteren Stoßzähnen und den elephantoïden letzten Molaren eher mit den aus Ostafrika beschriebenen primitiven Elefanten (*Primelephas*, *Loxodonta adaurora*) vergleichen.

5. Neben den zahlreichen bunodonten trilophodonten Mastodonten mit *Gomphotherium*-, *Amebelodon*- oder *Stegomastodon*/*Haplomastodon*-Charakter sind auch einige Fundstücke aus dem Pliozän Nordamerikas als *Tetralophodon* beschrieben worden. Einige von ihnen sind trilophodonte, dibelodonte brevirostrine Mastodonten oder Synonyme von ihnen, die Tendenzen zu einer Tetralophodontie der zweiten Molaren zeigen. Andere Funde kombinieren *Gomphotherium*-Merkmale (abwärts gebogene und mit Schmelzband versehene obere Stoßzähne, Unterkiefer mit langer, kräftiger Symphyse und Incisiven) mit tetralophodonten, intermediären Molaren. Sie entsprechen damit nicht dem *Tetralophodon longirostris* der Alten Welt.

Beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse ist nicht zu entscheiden, ob diese letzteren Tetralophodonten zugewanderte Abkömmlinge eines archaischen *Tetralophodon* der Alten Welt oder ob sie das Ergebnis einer eigenen bodenständigen Evolution sind, unabhängig von der altweltlichen *Gomphotherium angustidens*—*Tetralophodon longirostris* Linie.

Summary

1. Two groups of mastodonts with tetra- to hexalophodont intermediate molars (i. e. D4, M1, M2) have existed in the Pliocene and early Pleistocene of the Old World both of which are descendants from the Miocene trilophodont *Gomphotherium* stock.

2. One group—representative is *Tetralophodon longirostris*—shortens the symphysis of the lower jaw and reduces the lower incisors. In the Old World the terminal

stage of this evolutionary lineage is represented by the brevirostrine genus *Anancus* without or but rudimentary lower incisors and large upper tusks without enamel band.

The Pliocene and early Pleistocene *Anancus* is one of the most widespread mastodonts known from Europe, Africa and Asia.

Pentalophodon, a near relative of *Anancus* and described from the Pliocene and early Pleistocene of the Indo-Pakistan subcontinent and from Eastern Asia is not a valid taxon. Its members should be allocated to *Anancus* and can be characterized sufficiently on the species level.

3. The other group known from the Pliocene of Eastern Europe, Africa, the Middle East and probably of the Indo-Pakistan subcontinent developed tendencies to large size, preserved and enlarged the symphysis and the lower incisors. *Stegotetrabelodon* is the representative genus. *St. grandincisivus* from the late Lower Pliocene (Turolian) of Eastern Europe, the Middle East, and probably North Africa is the early member of this lineage. The late Pliocene species *St. lybicus* and the hexalophodont *St. orbis* are known from Libya and Kenya.

Although the molar dentition of the terminal *Stegotetrabelodon* comes nearest to the elephants, it still bears more mastodontoid than elephantoid characters. This is supported by the protruding symphysis and the long lower incisors. Hence the subfamily Stegotetrabelodontinae with the genus *Stegotetrabelodon* is to classify not with the Elephantoidae but with the Mastodontoidae.

4. Both groups probably originated from the *Tetralophodon* population of early Lower Pliocene (Vallesian) age, which besides a typical *longirostris* component contained larger sized "grandincisvoid" individuals with protruding strong lower incisors. "Longirostrine" and "grandincisvoid" tendencies obviously are already represented in the late Miocene population of *Gomphotherium angustidens*.

5. The specimens from the Pliocene of North America ascribed to the genus *Tetralophodon* by various authors are discussed. Some of them are trilophodont, dibelodont, brevirostrine mastodonts with tendency to tetralophodont second molars. Other specimens combine *Gomphotherium* characters in the upper incisors and in the protruding symphysis with tetralophodont intermediate molars, thus being not identical with the typical *Tetralophodon longirostris* of the Old World.

Résumé

1. Deux groupes évolutifs avec des molaires intermédiaires tétra- à hexalophodontes (c'est à dire D4, M1, M2) ont existé pendant le Pliocène et le Pleistocène initial de l'Ancien Monde.

2. Un groupe — *Tetralophodon longirostris* est représentatif — a raccourci la symphyse mandibulaire et a réduit les incisives inférieures. Dans l'Ancien Monde le stade terminal de cette lignée évolutive est *Anancus*, genre brevirostrine avec des incisives rudimentaires ou entièrement disparues, et avec des défenses supérieures larges et sans bande d'émail.

Anancus du Pliocène et du Pleistocène initial est un des mastodontes les plus répandus en Europe, Afrique et en Asie.

Pentalophodon, parent proche d'*Anancus*, décrit du Pliocène et du Pleistocène initial du subcontinent Indo-Pakistanaïse et de l'Asie Orientale, n'est pas un taxon valide. Les formes décrites sous cette dénomination peuvent être groupées sous le genre *Anancus* au niveau d'espèce.

3. L'autre groupe, connu du Pliocène de l'Europe Orientale, de l'Afrique, du Proche-Orient et probablement du subcontinent Indo-Pakistanaïse développe des tendances vers des grandes dimensions, vers la préservation et l'élargissement de la symphyse mandibulaire et vers des incisives inférieures saillantes des alvéoles. *Stegotetabelodon* est le genre représentatif. *St. grandincisivus* du Pliocène inférieur tardif (Turolien) de l'Europe Occidentale, du Proche-Orient et probablement de l'Afrique du Nord est le membre primitif de cette lignée. *St. lybicus* et *St. orbus* sont connus du Pliocène tardif (Rusciniens) de la Libye et du Kenya.

Quoique la dentition molaire des stégotetabelodons terminaux soit très proche de celle des éléphants, le caractère des machelières reste plutôt mastodontoïde qu'éléphantoïde. Ces faits sont supportés par l'existence d'une symphyse allongée et d'incisives fortes. Aussi serait-il préférable de classer le genre *Stegotetabelodon* et la sous-famille *Stegotetabelodontinae* chez les *Mastodontoidea* et non chez les *Elephantoidea*.

4. Tous les deux groupes ont pris leur origine de la population du *Tetralophodon longirostris* du Pliocène inférieur ancien (Vallésien). Cette population renfermait un composant d'individus robustes avec des incisives massives et saillantes de caractère «grandincisivoïde». Ils ont donné naissance à *Stegotetabelodon grandincisivus* du Turolien.

Évidemment des tendances «longirostrines» et «grandincisivoïdes» sont déjà indiquées dans les populations de *Gomphotherium angustidens* du Miocène supérieur.

5. On discute les échantillons du Pliocène nordaméricain, déterminés comme *Tetralophodon* par divers auteurs. Quelques-uns sont des mastodontes trilophodontes, dibélodontes et brévirostrines, avec une tendance à développer des deuxième molaires tétralophodontes. D'autres échantillons combinent des caractères gomphotheroïdes dans les défenses supérieures et dans la symphyse mandibulaire saillante avec des molaires intermédiaires tétralophodontes, à cause de cela non identiques avec le type de *Tetralophodon longirostris* de l'Ancien Monde.

4. Acknowledgments

Once more the author is deeply indebted to the persons and institutions mentioned in his former accounts on mastodonts (see references) for their invaluable supports, their helpful suggestions, courtesies and hospitality. For the completion of this article I wish to thank sincerely: Dr. R. HEIL and Dr. W. v. KOENIGSWALD, Hessisches Landesmuseum, Darmstadt; Mr. M. SCHMICKING, Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz for photographs of several specimens; Prof. H. ZAPPE, Wien, for some informations; Mr. K. SCHUCHMANN, Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, for preparing and casting specimens; Dr. W. HUF, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz, for the loan of clichés; Dr. M. C. McKENNA, Dr. B. SCHAEFFER, Dr. R. N. TEDFORD, Mr. E. MANNING, Mr. G. WHITTAKER, Mr. D. DONEGHY, Mr. R. FERFOGLIA for their courtesies, many helps and hospitality during my stay in the American Museum of Natural History, Dept.

of Vertebrate Paleontology, New York, and Mrs. H. LANG, Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, for typing the manuscript.

Furthermore I am indebted to the Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg, for a grant to work once more in the enormous collection of mastodonts in the American Museum of Natural History, New York.

5. References

- Citations not listed below are to find in the bibliographies of OSBORN (1936: 763—802, 1942: 1623—1630). So far necessary besides the date of the year these citations are provided with the index-numbers of the bibliographies in this text.
- AGUIRRE, E. (1969): Evolutionary History of the Elephant. — *Science*, **164**, No. 3886: 1366—1376, 8 Abb.; Washington D.C.
- ALBERDI, M. T. (1971): Primer ejemplar completo de un *Tetralophodon longirostris* KAUP, 1835, encontrado en España. — *Estudios Geológicos*, **27**: 181—196, 2 Abb., 5 Taf.; Madrid.
- & AGUIRRE, E. (1970): Adiciones a los Mastodontes del Terciario español. — *Estudios Geológicos*, **26**: 401—415, 11 Abb.; Madrid.
- ARAMBOURG, C. (1945): *Anancus Osiris*, un Mastodonte nouveau du Pliocène inférieur d'Égypte. — *Bull. Soc. géol. France*, 5e sér., **15**: 479—495, 7 Abb., Taf. 9; Paris.
- (1970): Les Vertébrés du Pléistocène de l'Afrique du Nord. — *Arch. Mus. National d'Hist. Naturelle* (7), **10**, 1968: 1—126, 67 Abb., 24 Taf.; Paris.
- BAKALOV, P., & NIKOLOV, I. (1962): Les Fossiles de Bulgarie. X. Mammifères Tertiaires. — *Acad. Sci. Bulgarie*, 162 S., 82 Taf.; Sofia.
- BARBOUR, E. H., & HIBBARD, C. W. (1941): A shovel-tusked mastodon, *Amebelodon fricki*, from Kansas. — *Bull. Neb. State Mus.*, **2**: 37—46; Lincoln.
- BARTZ, J. (1936): Das Unterpliocän in Rheinhessen. — *Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **25**: 119—226, 9 Abb.; Heidelberg.
- (1950): Das Jungpliocän im nördlichen Rheinhessen. — *Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch.*, **6**, H. 1: 201—243, 3 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BEDEN, M. (1976): Proboscideans from Omo Group Formations. — In: COPPENS, Y., et al.: Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin: 193—208, 6 Abb., 6 Tab.; Chicago.
- 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.
- BERGGREN, W. A., & COVERING, J. A. v. (1974): The Late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **16** No. 1/2: XI+216 S., 15 Abb.; Amsterdam.
- BERGOUNIOUX, F.-M., & CROUZEL, F. (1956): Présence de *Tetralophodon longirostris* dans le Vindobonien inférieur de Tunisie. — *Bull. Soc. géol. France*, (6) **6**: 547—558, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 15; Paris.
- (1958): Les mastodontes d'Espagne. — *Estud. geol.*, **14**, no. 40: 223—365, 45 Abb., Taf. 59—62; Madrid.
- (1960): *Tetralophodon curvirostris* n. sp. (Mamm., Proboscidea) aus dem Unterpliocän (Pontien) von Esselborn (Rheinhessen). — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., **42**: 109—121, 5 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- CHAKRAVARTI, D. K. (1957): A Geological, Paleontological and Phylogenetic Study of the Elephantoida of India, Pakistan and Burma: Part 1. Gomphotheriidae. — *Journ. palaeontolog. Soc. India*, **2**: 83—94; Lucknow.
- CHOW, M. M., & CHANG, Y. (1961): New Mastodonts from North China. — *Vertebrata Palasiatica*, **5**, H. 3: 245—255, 1 Tab., 3 Taf.; Peking.
- COLBERT, E. H. (1935): Siwalik mammals in the American Museum of Natural History. — *Trans. Amer. Philos. Soc.*, **26**: I—X, 1—401, 198 Abb.; Philadelphia.

- COOKE, H. B. S. (1968): Evolution of Mammals on Southern Continents: II. The fossil Mammal Fauna of Africa. — *The Quarterly Review of Biol.*, **43**, Nr. 3: 234—264, 17 Abb., 2 Tab.; Baltimore.
- & CORYNDON, S. C. (1970): Pleistocene Mammals from the Kaiso Formation and other related Deposits in Uganda. — Repr. from: *Fossil Vertebrates of Africa*, II, Eds. L. S. B. LEAKEY & R. J. G. SAVAGE (Acad. Press London): 107—224, 17 Abb., 46 Tab., 18 Taf.; London.
- & MAGLIO, V. J. (1972): Plio-Pleistocene stratigraphy in East Africa in relation to proboscidean and suid evolution. — Repr. from: *Calibration of Hominoid Evolution*, Eds. W. W. BISHOP & J. A. MILLER: 303—329, 8 Abb., 2 Tab.; New York.
- COPPENS, Y. (1965): Les Proboscidiens du Tchad. — *Actes du Ve Congr. Panafricain de Préhist. et de l'étude du Quaternaire*, Mus. Archéologico Tenerife, **5**: 331—387, 18 Taf.; Santa Cruz de Tenerife, Islas Canarias.
- (1972): Un nouveau Proboscidien du Pliocène du Tchad, *Stegodibelodon schneideri* nov. gen., nov. sp. et le phylum des Stegotetralodontinae. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, **274**: 2962—2965, 2 Taf.; Paris.
- DIETRICH, W. O. (1943): Über innerafrikanische Mastodonten. — *Z. dt. geol. Ges.*, **95**, H. 1/2: 46—48, 4 Abb.; Berlin.
- (1951): Daten zu den fossilen Elefanten Afrikas und Ursprung der Gattung *Loxodonta*. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Abh.*, **93**: 325—378, 15 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- GAZIRY, A. W. (1976): Jungtertiäre Mastodonten aus Anatolien (Türkei). — *Geol. Jb.*, **B 22**: 143 S., 2 Abb., 2 Tab., 16 Taf.; Hannover.
- GREGORY, J. T. (1945): An *Amebelodon* jaw from the Texas Panhandle. — *Univ. Texas Publ.*, **4401**: 477—484; Austin.
- HOOIJER, D. A. (1953): On Dredged Specimens of *Anancus*, *Archidiskodon* and *Equus* from the Schelde Estuary, Netherlands. — *Leidse Geol. Meded.*, **17**: 185—202, 2 Tab., 2 Taf.; Leiden.
- HOPWOOD, A. T. (1938): Appendix on the correlation of certain Tertiary deposits of Europe and India; in PILGRIM, GUY, E.: Are the Equidae reliable for the correlation of the Siwaliks with the Cenozoic stages of North America? — *Rec. Geol. Surv. India*, **73**, Pt. 4: 437—482; Calcutta.
- HUSSAIN, S. T. (1971): Revision of *Hipparion* (Equidae, Mammalia) from the Siwalik Hills of Pakistan and India. — *Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh.*, **N. F. 147**, 68 S., 17 Abb., 19 Tab., 1 Kt., 5 Taf.; München.
- (1973): Appearance of *Hipparion* in the Tertiary of the Siwalik Hills of North India, Kashmir and Pakistan. — *Nature*, **246**, No. 5434: 531; London.
- JAEGER, J. J. (1977): Les rongeurs du miocène moyen et supérieur du Maghreb. — *Palaeovertebrata*, **8**, 1: 1—166, 33 fig., 7 pl.; Montpellier.
- KLÄHN, H. (1931): Rheinhesisches Pliozän, besonders Unterpliozän im Rahmen des mitteleuropäischen Pliozäns. — *Geol. palaeontol. Abh., N. F.*, **18**: 279—339, 12 Abb., Taf. 1—5; Jena.
- KÜPPER, H., PAPP, A., & ZAPPE, H. (1954): Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend a. d. Donau, N.-Ö. — *Verh. geol. Bundesanst.*, **3**: 153—161, 2 Abb., 1 Tab.; Wien.
- LEHMANN, U. (1950): Über Mastodontenreste in der Bayerischen Staatssammlung in München. — *Palaeontographica*, **99**, A: 121—228, 1 Abb., Taf. 10—22; Stuttgart.
- MACINNES, D. G. (1942): Miocene and Post-Miocene Proboscidea from East Africa. — *Trans. zool. Soc. London*, **25**: 33—106, 8 Taf.; London.
- MAGLIO, V. J. (1969): A Shovel-Tusked Gomphothere from the Miocene of Kenya. — *Breviora*, **310**, 10 S.; Cambridge, Mass.
- (1970): Four New Species of Elephantidae from the Plio-Pleistocene of Northwestern Kenya. — *Breviora*, **341**: 1—43, 4 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Cambridge, Mass.
- (1973): Origin and Evolution of the Elephantidae. — *Trans. Amer. phil. Soc., N. S.*, **63**, Pt. 3, 149 S., 50 Abb., 35 Tab., 18 Taf.; Philadelphia.

- MAZO, A. V. (1976): El *Gomphotherium angustidens* de la Cerámica Mirasierra, Tetuán de las Victorias (Madrid). — Estudios Geológicos, **32**: 331—347, 4 Abb., 2 Tab.; Madrid.
- & ALBERDI, M. T. (1974): Estudio descriptivo y taxonómico del mastodonte de Yuncos (Toledo). — Estudios Geológicos, **30**: 47—61, 3 Abb.; Madrid.
- MITZOPOULOS, M. K. (1967): *Zygalophodon borsoni* und *Anancus (Bunolophodon) arvernensis* aus dem Oberpliozän von Griechenland. — Ann. géol. des Pays Helléniques, **18**: 436—446, Taf. 78—80; Athènes.
- MOHLER, R. E. (1938): A new *Amebelodon* for Kansas. — Trans. Kansas Acad. Sci., **41**: 219—221, 2 figs.; Manhattan, Kansas.
- MOTTL, M. (1969): Bedeutende Proboscidiere-Neufunde aus dem Altpleistozän (Pannonien) Südost-Österreichs. — Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Denkschr., **115**, 50 S., 31 Abb., Taf. 1—22; Wien.
- (1970): Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreich. — Mitt. Mus. Bergbau, Geol. u. Techn. Landesmus., „Joanneum“ Graz, **31**: 79—168, 7 Abb.; Graz.
- OSBORN, H. F. (1936): Proboscidea. — **1**, S. I—XL, 1—802, Abb. 1—680; Taf. 1—12; New York.
- (1942): Proboscidea. — **2**, S. I—XXVII, 805—1675, Abb. 683—1244, Taf. 13—30; New York.
- PETROCCHI, C. (1941): Il giacimento fossilifero di Sahabi. — Boll. Soc. Geol. Ital., **60**: 107—114, 1 Abb., 2 Tab.; Roma.
- (1943): Sahabi, eine neue Seite in der Geschichte der Erde. — N. Jb. Mineral., Geol. Paläontol., Mh., B, 1943: 1—8, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1954): Paleontologia di Sahabi (Cirenaica); I Proboscidiati di Sahabi. — Rend. Accad. Naz. dei XL, ser. 4, **4—5**: 9—72, 23 Taf.; Roma.
- PETRONIJEVIC, Z. M. (1952): Beiträge zur Kenntnis fossiler Überreste Mastodontidea in Serbien. — Ann. Géol. Pén. Balkan, **20**: 75—86, 1 Abb., 4 Taf.; Belgrad.
- RAKOVEC, I. (1968): The mastodons from the Šalek Valley (Slovenia, Yugoslavia). — Slovenska Akad. Znan. Umetn., Ljubljana, Raz., **11**: 299—350, 1 Abb., 5 Taf. (Slovenian; English summary); Ljubljana.
- REPENNING, C. A. (1967): Palearctic-Nearctic mammalian dispersal in the Late Cenozoic. — In: HOPKINS, D. M. (ed.), 1967: 288—311, 9 Tab.; Stanford, Cal.
- SAMSON, P., & RADULESCO, C. (1973): Les faunes de Mammifères et la limite Pliocène-Pléistocène en Roumanie. — Trav. Inst. Spéol., “Emile Racovitza”, **12**: 191—228, 1 Abb., 2 Tab.; Bucarest.
- SARWAR, M. (1974): Studies on the Siwalik Proboscidea. — Phil. D. Thesis, University of the Panjab, 347 S., 77 Abb.; Lahore.
- SCHMIDT, Z. (1963): *Tetralophodon grandincisivus* Schlesinger 1917 aus dem Pliozän (Pont) von Kuzmice (tschech. m. deutsch. Zus.). — Geologické Práce, Zprávy **27**: 169—174, 1 Abb., 1 Tab., pl. 9; Bratislava.
- SCHREUDER, A. (1944): Upper-Pliocene Proboscidea out of the Scheldt and the Lower-Rhine. — Leidsche Geol. Meded., **14**: 40—58, 2 Abb., Taf. 3; Leiden.
- SIMPSON, G. G. (1945): The Principles of Classification and a Classification of Mammals. — Bull. Amer. Mus. natur. Hist., **85**: I—XVI, 1—350; New York.
- (1947): Holarctic mammalian fauna and continental relationships during the Cenozoic. — Bull. Geol. Soc. Amer., **58**, 2: 613—688, 6 Abb.; New York.
- & PAULA COUTO, C. DE (1957): The Mastodonts of Brazil. — Bull. Amer. Mus. natur. Hist., **112**: 125—190, 11 Abb., 23 Taf.; New York.
- STEININGER, F. (1965): Ein bemerkenswerter Fund von *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP 1832 (Proboscidea, Mammalia) aus dem Unterpliozän (Pannon) des Hausruck-Kobernauberwald-Gebietes in Oberösterreich. — Jb. Geol. B. A., **108**: 195—212, 6 Taf.; Wien.
- TASSY, P. A. (1975): Valeur phylogénétique et taxonomique du cément coronaire chez les Mastodontes miocènes (Proboscidea, Mammalia). — C. R. Acad. Sci. Paris, **281**: 1463—1466, 1 Abb.; Paris.

- (1977): Les Mastodontes miocènes du Bassin aquitain: une mise au point taxonomique. — C. R. Acad. Sc. Paris, **284**: 1389—1392; Paris.
- TEDFORD, R. H., & GUSTAFSON, E. P. (1977): First North American record of the extinct panda *Parailurus*. — Nature, **265**, No. 5595: 621—623, 1 Abb.; London.
- THENIUS, E. (1952): Die Säugetierreste aus dem Jungtertiär des Hausruck und Kobernauberwaldes (O.-Österr.) und die Altersstellung der Fundschichten. — Jb. geol. Bundesanst., **95**: 119—144, 7 Abb.; Wien.
- (1959): Tertiär. 2. Teil: Wirbeltierfaunen. — In: Handbuch d. stratigraph. Geologie, **3**: I+XI, 1—328, 10 Taf.; Stuttgart.
- TOBIEN, H. (1972): Status of the Genus *Serridentinus* OSBORN 1923 (Proboscidea, Mammalia) and Related Forms. — Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 143—191, 8 Abb., 4 Taf.; Mainz.
- (1973a): On the Evolution of Mastodonts (Proboscidea, Mammalia) Part 1: The bunodont trilophodont Groups. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 202—276, 17 Abb., 1 Tab., Taf. 23—26; Wiesbaden.
- (1973b): The structure of the Mastodont Molar (Proboscidea, Mammalia) Part 1: The Bunodont Pattern. — Mainzer geowiss. Mitt., **2**: 115—137, 21 Abb.; Mainz.
- (1975): The Structure of the Mastodont Molar (Proboscidea, Mammalia) Part 2: The Zygodont and Zygebunodont Patterns. — Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 195—233, 32 Abb.; Mainz.
- (1976a): Zur paläontologischen Geschichte der Mastodonten (Proboscidea, Mammalia). — Mainzer geowiss. Mitt., **5**: 143—225, 52 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- (1976b): Migrations of Proboscideans and Lagomorphs (Mammalia) via Bering Strait Land Bridge in the Late Cenozoic. — In: Beringia in Cenozoic. Theses of the Reports of All-Union Symposium "The Bering Land Bridge and its Role for the History of Holarctic Floras and Faunas in the Late Cenozoic", Khabarovsk, 10—15 of May 1973: 249—257, 6 Abb.; Vladivostok. [Russian, with English summary.]
- (1978): Migrations and Non-Migrations of Proboscideans via Bering Strait Land Bridge in the Late Cenozoic. — Journ. Pal. Soc. India; Lucknow (in press).
- VIRET, J. (1953): Observations sur quelques dents de mastodontes de Turquie et de Chine. — Ann. Univ. Lyon, Sect. C, **7**: 51—62, Taf. 1—2, 1 Beil.; Lyon.
- & BATTETTA, J. (1961): Sur un crâne de *Tetralophodon grandincisivus* de Turquie. — Nouv. Arch. Mus. Hist. natur. Lyon, **6**: 1—13, 2 Taf.; Lyon.
- 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 Taf.; Peking.
- ZAPFE, H. (1957): Ein bedeutender *Mastodon*-Fund aus dem Unterpliozän von Niederösterreich. — Neues Jb. Geol. Paläont., Abh., **104**: 382—406, Taf. 24—27; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 6. 3. 1978

Mollusken aus dem Berstadter Interglazial (Horloff-Graben/Hessen)

Von

JÜRGEN HANS JUNGBLUTH*

Kurzfassung: Für zwei Proben des Tagebaues I Wohnbach im Horloff-Graben (Wetterau) wurden für das Berstadter Interglazial sechs Wasser- und neun Landgastropoden sowie fünf *Pisidium*-Arten nachgewiesen. Auf Grund ihrer rezenten ökologischen Ansprüche wird ihre Bedeutung für die Fundschichten und ihr Indikatorwert für die seinerzeitigen Sedimentationsbedingungen erörtert. Ein Vergleich mit der rezenten Fauna zeigt, daß alle Arten heute noch im weiteren Gebiet vorhanden sind.

Abstract: Two samples of quaternary molluscs from Wohnbach in the Horloff-Graben/Wetterau (Upper Hesse) are identified and described. Under consideration of their recent ecological pretensions the sedimentation in this area is discussed.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	209
2. Bearbeitetes Material und Lagerungsverhältnisse	210
3. Nachgewiesene Mollusken	211
4. Bemerkungen zu den einzelnen Arten	211
5. Diskussion	215
6. Schriftenverzeichnis	216

1. Einleitung

Die Zahl der von JAECKEL (1962) für Hessen aufgeführten holozänen und pleistozänen Molluskenfunde ist verhältnismäßig gering und bezieht sich oft auf die Mosbacher Sande bzw. Lokalitäten in Rheinhessen. Auch die sonst für das Gebiet veröffentlichten Angaben sind nicht gerade zahlreich. Der vorgelegte Beitrag soll vorhandene Angaben ergänzen und auf die Lücke in der Kenntnis der Quartärmollusken hinweisen. Nachdem die Kartierung der rezenten Mollusken für Hessen vorerst abgeschlossen ist (JUNGBLUTH 1976), würde eine Datensammlung über das Vor-

* Dr. Dr. J. H. JUNGBLUTH, Zoologisches Institut I der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 230, 6900 Heidelberg.

kommen und die Verbreitung im Quartär die Beurteilung der Faunenveränderung nach Zeit und Raum im Gebiet ermöglichen. Im Hinblick auf den historischen und rezenten Wandel der ökologischen Umwelt gewinnen hieraus resultierende Ergebnisse zunehmend an Bedeutung.

2. Bearbeitetes Material und Lagerungsverhältnisse

Für die Untersuchungen standen zwei Molluskenproben aus dem Tagebau I Wohnbach der PREAG (Preußische Elektrizitäts-Aktiengesellschaft), Abteilung Wölfersheim, zur Verfügung. Dieser Tagebau liegt bei Berstadt in der nördlichen Wetterau, geologisch gesehen in der westlichen Braunkohlenrinne des Horloff-Grabens (Oberhessen). Dieser ist ein Teilstück der Hessischen Senke im südwestlichen Vogelsberg. Im jüngsten Tertiär brach der Horloff-Graben in die Vogelsberg-Randzone ein und wurde teils zum Sammelbecken für die Verwitterungsprodukte der angrenzenden Gebiete (Ton- und Schluffablagerungen), teils zu Moorgebiet, in dem mächtige Torfe entstanden. Die Absenkung dauerte bis in das Quartär hinein. Die Profile des Jungpliozäns und des Altpleistozäns wurden hier von JANOSCHEK (1970) untersucht, entsprechende Aufnahmen im N wurden von BOENIGK et al. (1977) durchgeführt.

Probe I (zeitliche Einordnung: Alleröd)

Die Probe wurde im Rahmen der Untersuchungen von JANOSCHEK (1970) im Jahre 1967 entnommen. Sie stammt aus einer braunen Tonschicht, die unter grünem, sandigem und pollenfreiem Ton direkt unterhalb der Lößauflage (25–23 m des Profiles, s. JANOSCHEK 1970) ansteht.

Das Material lag bereits ausgelesen in Objektträgern vor und enthielt insgesamt sechs Gastropoden- und zwei Pisidien-Arten.

Probe II (zeitliche Einordnung: noch nicht möglich)

Für mikrobotanische Untersuchungen entnahm HECKMANN (1967) Materialproben in der NW-Ecke des Tagebaues I. Hier enthielten eine gelbliche Klebsandschicht (Lößlehm) direkt unterhalb der Rasensohle (20–0 cm) und eine Schicht hellgrauen Tones mit Seekreide (60–50 cm des Profiles, s. HECKMANN 1967) die Mollusken. Die Proben waren noch auszulesen, sie enthielten 14 Gastropoden- und fünf Pisidien-Arten.

Die Aufbereitung der Proben auf Pollen, Algen, Plankton und Sporen erbrachte jedoch nur sehr wenig Fossilreste, so daß eine stratigraphische Einordnung der Torfschichten nicht möglich war. Im Liegenden des Profils war das Hauptflöz in diapirartigen Aufpressungen entwickelt, die teilweise an der Grundschicht diskordant gekappt wurden. Der Befund macht wahrscheinlich, daß die untersuchten Schichten keinen autochthonen Torf enthielten, sondern umgelagerte Kohle, deren Exinen durch den Umlagerungsprozeß zerstört wurden. Teile des Hauptflözes wurden offenbar im Pleistozän erodiert und umgelagert; ein Vergleich mit den Torfschichten im E des Tagebaues I kann somit nicht durchgeführt werden.

3. Nachgewiesene Mollusken

(* beschädigte Exemplare, j juvenile Exemplare, /2 Schalenhälften bei den Pisidien, Systematik nach ZILCH 1962)	Probe I	Probe II	rezent in der Um- gebung
Prosobranchia			
1. <i>Valvata (Valvata) cristata</i> O. F. MÜLLER 1774	1	4	—
2. <i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	—	11	+
Operculae von <i>B. tentaculata</i>	1	32	+
3. <i>Bithynia leachii</i> (SHEPPARD 1823)	1*	—	+
Operculae von <i>B. leachii</i>	—	3	+
Basommatophora			
4. <i>Galba (Galba) truncatula</i> (O. F. MÜLLER 1774)	1 j	27	+
5. <i>Planorbis planorbis</i> (L.)	1 j	28	—
6. <i>Anisus (Anisus) leucostomus</i> (MILLET 1813)	—	7	+
Stylommatophora			
7. <i>Cochlicopa lubrica</i> (O. F. MÜLLER 1774)	—	1	+
8. <i>Vertigo (Vertigo) antivertigo</i> (DRAPARNAUD 1801)	—	1	—
9. <i>Vallonia pulchella pulchella</i> (O. F. MÜLLER 1774)	—	1	+
10. <i>Vallonia pulchella enniensis</i> GREGLER 1856	—	1	+
11. <i>Succinea (Succinea) putris</i> (L.)	1	—	+
12. <i>Succinea (Succinella) oblonga</i> DRAPARNAUD 1801	—	1	+
13. <i>Succinea (Hydrotropa) elegans</i> RISSO 1826	—	22	+
14. <i>Zonitoides (Zonitoides) nitidus</i> (O. F. MÜLLER 1774)	—	1	+
15. <i>Euconulus fulvus</i> (O. F. MÜLLER 1774)	—	1*	—
Bivalvia			
16. <i>Pisidium (Galileja) milium</i> HELD 1836	—	8/2	—
17. <i>Pisidium (Galileja) subtruncatum</i> MALM 1855	—	3/2	+
18. <i>Pisidium (Galileja) personatum</i> MALM 1855	—	1/2	—
19. <i>Pisidium (Galileja) obtusale</i> (LAMARCK 1818)	12/2	25/2	—
20. <i>Pisidium (Galileja) casertanum</i> (POLI 1791)	24/2	396/2	+

4. Bemerkungen zu den einzelnen Arten

Die Angaben zur rezenten Verbreitung (rV), zum Vorkommen bzw. Habitat (Vo) und zur quartären Verbreitung sind EHRMANN (1933), JAECKEL (1962) und LOŽEK (1964) entnommen, während sich die ökologische Eingruppierung bei den Pisidien MEIER-BROOK (1976) und bei den Gastropoden eigenen, bereits früher verwendeten Zuordnungen anschließt (ö).

1. *Valvata (V.) cristata* O. F. MÜLLER 1774 (Taf. 22 Fig. 1)

rV: palaearktisch

ö: Wasserschnecke

Vo: in pflanzenreichen stehenden und langsam fließenden Gewässern, von Quellen und Pfützen bis in die Tiefe oligo- oder eutropher Seen

Im Altholozän war die Art häufiger als heute (LOŽEK). In Hessen ist sie die zweithäufigste *Valvata*-Art; der nächstgelegene rezente Fundort liegt in der Nähe von Lich, ca. 12 km nördlich.

9. *Vallonia pulchella pulchella* (O. F. MÜLLER 1774) (Taf. 22 Fig. 6)

rV: holarktisch

ö: hygrophile Art

Vo: im Moos und Gras sumpfiger Wiesen, dabei sehr feuchte Standorte meidend, auch an xerothermen Felsen

Heute in Hessen verbreitet und oft mit *V. costata* vergesellschaftet anzutreffen.10. *Vallonia pulchella enniensis* GREDLER 1856

rV: (mitteleuropäisch-meridional, Verbreitungsbild lückenhaft) ö: hygrophile Art

Vo: auf kalkhaltigen Böden der Niederungen mit feuchten bis nassen Wiesen (anmoorig) und in Mooren

Seit langem aus quartären Ablagerungen als *V. costellata* (SANDBERGER 1875) bekannt. Die Identität mit *V. p. enniensis* wurde erst spät bekannt, was wohl die lückenhafte Kenntnis über die Verbreitung der Art erklärt (EHRMANN). Im Altholozän häufiger (LOŽEK) und seitdem in starkem Rückgang befindlich (JAECKEL). Für unser Gebiet ist sie nur aus dem Nidda-Auswurf in Frankfurt/M. bekannt geworden (EHRMANN).

11. *Succinea (S.) putris* (L.)

rV: europäisch-sibirisch

ö: hygrophile Art

Vo: auf Schilf und Stauden am Ufer von Gewässern, auf feuchten Wiesen und in Auwäldern

Im Gebiet verbreitet und stellenweise häufig, ähnlich der nachfolgend genannten Art.

12. *Succinea (S.) oblonga* DRAPARNAUD 1801

rV: europäisch-sibirisch

ö: hygrophile Art

Vo: auf feuchten Wiesen und an zeitweilig wasserführenden Gräben, jedoch von den *Succinea*-Arten am wenigsten an das Wasser gebunden; typische Lößschnecke aller KaltzeitenMeist vereinzelt oder in geringer Anzahl anzutreffen, nicht in ähnlich großer Individuenstärke wie *S. putris*.13. *Succinea (S.) elegans* RISSO 1826

rV: holarktisch

ö: hygrophile Art

Vo: bevorzugt arme, kalkhaltige Uferstellen, von den *Succinea*-Arten am engsten an das Wasser gebundenIm Gebiet weist sie eine ähnliche Verbreitung wie *S. putris* auf, jedoch offenbar in geringerer Individuendichte.14. *Zonitoides (Z.) nitidus* (O. F. MÜLLER 1774)

rV: holarktisch

ö: hygrophile Art

Vo: auf sehr feuchten bis nassen Wiesen, an sumpfigen Waldstellen, Teichufern, austrocknenden Gräben; meist in niederen Lagen; amphibisch lebend, oft unter Wasser auf Nahrungssuche gehend

Verhältnismäßig verbreitet und im Gebiet durch zahlreiche Funde, auch aus Genisten, in den letzten Jahren nachgewiesen.

15. *Euconulus fulvus* (O. F. MÜLLER 1774)

rV: holarktisch

ö: Waldart

Vo: in Wäldern unter Laub, Rinde und Steinen, auch zeitweilig an trockenen Standorten

Obwohl meist nur in einzelnen Exemplaren gesammelt, ist die Art als verbreitet anzusehen.

16. *Pisidium (G.) milium* HELD 1836 (Taf. 23 Fig. 7)

rV: holarktisch

ö: Art stehender und fließender Gewässer, euryök, kalkindifferent

Vo: im Schlamm von Gewässern unterschiedlicher Größe (Bäche bis Flüsse und Altwasser), auch in Seen

Die besonders in der norddeutschen Tiefebene verbreitete Art ist für unser Gebiet nur durch wenige Funde belegt. Im Altholozän des Mains bei Frankfurt.

17. *Pisidium (G.) subtruncatum* MALM 1855 (Taf. 23 Fig. 8)

rV: holarktisch

ö: Art stehender und fließender Gewässer, euryök, kalkindifferent

Vo: im Schlamm von Bächen, Flüssen und Seen, selten in Teichen

Im Gebiet in Anlehnung an den direkten Einzugsbereich der großen Fließgewässer verbreitet. Im Altholozän des Mains bei Frankfurt.

18. *Pisidium (G.) personatum* MALM 1885 (Taf. 23 Fig. 9)

rV: europäisch

ö: Art stehender Gewässer (Limnokrenen, See-profundal), kalkbedürftig

Vo: in kleinsten Gewässern, Spaltengewässern, Quellen bis zu Seen

P. personatum ist eine der häufigeren *Pisidium*-Arten im Gebiet.

19. *Pisidium (G.) obtusale* (LAMARCK 1818) (Taf. 23 Fig. 10)

rV: holarktisch

ö: Art stehender Gewässer, auch in temporären Kleingewässern, als einzige Art an höhere Vegetation gebunden, kalkindifferent

Vo: in schlammigen bis moorigen (dystrophen) Kleingewässern, verlandeten Altwassern, selten in Seen und kaum in fließendem Wasser

Ähnlich der zuvor genannten Art im Gebiet verbreitet.

20. *Pisidium (G.) casertanum* (POLI 1791) (Taf. 24 Fig. 11, 11a)

rV: holarktisch

ö: Art stehender und fließender Gewässer, euryök, kalkindifferent

Vo: in ruhigen und bewegten Gewässern verschiedener Art, auch in periodischen Gewässern

In Hessen ist die Art eines der häufigsten Pisidien, was sich auch in den Proben mit jeweils der höchsten Anzahl niederschlägt. In der Probe I befand sich ein Fragment einer linken Schale mit Inversion der antero-lateralen Zähne und der Cardinalzähne.

5. Diskussion

In den beiden untersuchten Proben, die insgesamt dem Berstadter Interglazial zuzuordnen sind, wurden zusammen 20 Molluskenarten nachgewiesen. Im einzelnen waren dies 6 Wasserschnecken, 9 Landschnecken und 5 Kleinmuscheln der Gattung *Pisidium*. Ein Faunenvergleich bietet sich mit den weiter N im Tagebau I durchgeführten Aufnahmen (BOENIGK et al. 1977) an, da hier ein Detailprofil des sogenannten Elefantenlagers vorliegt, das mit dem von JANOSCHEK (1970, s. Probe I) parallelisiert werden kann. In dem Profil Q (Elefantenlager) werden für die unserer Probe II entsprechenden Schichten jedoch nur *Valvata cristata* und *Bithynia tentaculata* nachgewiesen, die beide auch in unserer Probe vorliegen, so daß hier eine weitere Diskussion unterbleiben mag.

Das Profil Q (Berstadter mittelpleistozänes Interglazial) weist mit *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis* und *cristata*, *Segmentina nitida*, *Gyraulus laevis* und *albus*, *Armiger crista*, *Ancylus fluviatilis* und nicht näher bestimmten Pisidien neben *Succinea* (ebenfalls nicht weiter determiniert) ausschließlich Wassermollusken auf. Dies stimmt gut mit der Artenzusammensetzung unserer Probe I überein. Auch hier liegt mit *Succinea putris* nur eine terrestrische Art vor, daneben Vertreter der gleichen Familien von Wassermollusken wie im Profil Q. Ein wesentlicher Unterschied liegt dort jedoch im sporadischen Auftreten von *Ancylus fluviatilis*, der an Fließgewässer bzw. die Uferzone von Seen gebunden ist, während die übrigen Arten dem langsam fließenden und stehenden Wasser zuzuordnen sind. Entsprechend LOŽEK (1964) wird das Auftreten der Arten *A. fluviatilis*, *A. crista*, *B. tentaculata*, *S. nitida* und *V. piscinalis* als charakteristisch für eine warmzeitliche Sedimentation des Profiles Q gewertet, was durch weitere Fossilien bestätigt wird. Analog sollte dies dann, wenn auch bei veränderter Artenzusammensetzung, für unsere Probe I gelten.

Im Vergleich hierzu scheint die Probe II aus sehr jungen Ablagerungen zu stammen, die auch unter anderen Milieuverhältnissen entstanden sind. Dafür spricht der große Anteil terrestrischer Gastropoden (9 Arten) und weiter auch das Überwiegen von lenitischen Formen unter den Wassermollusken. Demnach muß im Bereich des Tagebaues I nach dem Alleröd ein Wandel in der Zusammensetzung der Gewässer von den mehr fließenden zu den mehr stehenden stattgefunden haben. Daß die Ausstattung des Gebietes vorerst reichhaltig an Gewässern bleibt, wird durch die Zusammensetzung der Landschneckenfauna aus 8 hygrophilen Arten und einer ebenfalls relativ an Feuchtigkeit gebundenen Waldart (*Euconulus fulvus*) belegt, letztlich auch durch die Häufigkeit von *Pisidium obtusale*, das auf Kleingewässer dystrophen Charakters hinweist und an das Vorhandensein höherer Vegetation gebunden ist (Verlandungszonen).

Die meisten der nachgewiesenen Arten aus beiden Proben sind nach JAECKEL (1962) und LOŽEK (1964) im Quartär Mitteleuropas häufig nachgewiesen worden (Nr. 1, 2, 4–7, 9, 11–13, 15–17, 20 der Artenliste). Ausnahmen bilden *Bithynia leachii* (auch heute im Gebiet nur verstreut), *Vallonia pulchella enniensis* (auch rezent nur durch wenige Nachweise belegt), *Vertigo antivertigo* (zahlreich aber nicht häufig nachgewiesen), und die Succineen (*oblonga* und *putris*) sowie die Pisidien (*personatum* und *obtusale*), die nur in Norddeutschland häufiger waren.

Die nachgewiesenen 20 Mollusken-Arten sind in der näheren oder weiteren Umgebung vertreten und durch neuere Funde belegt, mit Ausnahme von *Vallonia pulchella enniensis*, für die aus Hessen überhaupt nur ein weiterer Nachweis vorzuliegen scheint. In ihrer Mehrzahl gehören die Arten dem holarktischen (12) und dem palaearktischen (4) Verbreitungstypus an, die übrigen (4) sind europäisch verbreitet.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Dr.-Ing. H. D. PFLUG (Gießen) bin ich für die Überlassung des Materials sowie für die Durchsicht des Manuskriptes zu Dank verbunden. Die Herren Dr. L. HÄSSLEIN (Lauf a. d. Pegnitz) und J. G. J. KUIPER (Paris) haben dankenswerterweise Teile des Materials bestimmt bzw. eigene Bestimmungen überprüft und Frau Dr. N. EHLER (Heidelberg) war mir bei der Anfertigung der REM-Aufnahmen behilflich.

6. Schriftenverzeichnis

- BOENIGK, W., & BRELIE, G. v. D., & BRUNNACKER, K., & KEMPF, E. K., & KOČI, A., & SVHIRMER, W., & STADLER, G., & STREIT, R., & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. — Geol. Abh. Hessen, **75**, 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- EHRMANN, P. (1933): Mollusca. — In: BROHMER & EHRMANN & ULMER: Die Tierwelt Mitteleuropas, **2** (1), 264 S., 147 Abb., 13 Taf.; Leipzig. — [Nachdruck 1956].
- HECKMANN, G. (1967): Mikrobotanische Untersuchungen im Torf von Berstadt (Wetterau). — Staatsexamensarbeit Geol.-Palaeont. Inst. Justus-Liebig-Univ., 24 S.; Gießen.
- JAECKEL, S. G. A. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen mitteleuropäischer Mollusken. — In: BROHMER & EHRMANN & ULMER: Die Tierwelt Mitteleuropas, **2** (1), Ergänzungen: 25—294, 9 Taf.; Leipzig.
- JANOSCHEK, A. (1970): Jung-Pliozän und Alt-Pleistozän im Horloff-Graben (Wetterau). — Diss. Univ. Gießen, 58 S.; Gießen.
- JUNGLUTH, J. H. (1976): Der zoologische Partialkomplex in der ökologischen Landschaftsforschung: malakozoologische Beiträge zur naturräumlichen Gliederung. — Diss., 132 S.; Saarbrücken.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy Ustredniho ústavu geologického, **31**, 374 S., 32 Taf.; Praha.
- MEIER-BROOK, C. (1975): Der ökologische Indikatorwert mitteleuropäischer *Pisidium*-Arten (Mollusca: Eulamellibranchiata). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 190—195, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- ZILCH, A. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zur Nomenklatur und Systematik in P. EHRMANN'S Bearbeitung. — In: BROHMER & EHRMANN & ULMER: Die Tierwelt Mitteleuropas, **2** (1), Ergänzungen: 1—23; Leipzig.

Manuskript eingegangen am 20. 9. 1977

Geol. Jb. Hessen	106	S. 217–253	5 Abb.	9 Tab.	Wiesbaden 1978
------------------	-----	------------	--------	--------	----------------

Die tertiären Sedimente auf Blatt 5816 Königstein im Taunus und ihre Beziehungen zur Reliefentwicklung

Von

ROLF WERNER*

Kurzfassung: Auf Bl. 5816 Königstein im Taunus 1:25000 kommen tertiäre Sedimente sowohl in tektonisch tief liegenden Schollen des Vortaunus als auch im gesamten Main-Taunusvorland vor. Als Liefergebiet der klastischen Sedimente ist in allen Fällen der Taunus anzusehen, wobei die sandig-kiesigen Schichten sich fast ausschließlich aus verwitterungsresistenten Komponenten zusammensetzen. Soweit die Sedimente im Vortaunus ausschließlich, im Main-Taunusvorland überwiegend kalkfrei und fossillier ausgebildet sind, unterscheiden sich die Schichten aus verschiedenen stratigraphischen Positionen lithologisch nicht. Jedoch erlaubt die Klärung des Verhältnisses der tertiären Sedimente zu den im Taunus ausgebildeten tertiären Flachformenrelikten eine genauere stratigraphische Einordnung. So sind im Vortaunus die mächtigen Hofheimer Kiese in ihrer Hauptmasse als korrelate Sedimente der Trogfächen in die Zeit vom Oberoligozän bis zum Untermiozän einzuordnen, während einzelne geringmächtige Vorkommen als in situ liegende Durchgangsaufschüttungen auf Relikten der Flächenterrassen bis ins Oberpliozän gestellt werden können. Im Main-Taunusvorland dagegen sind die tertiären Sedimente durch die in mehrere Bruchlinien aufgegliederte westliche Rhein-graben-Randverwerfungszone von den tertiären Sedimenten und Formen des Vortaunus getrennt. Neben der pliozänen, klastischen Füllung der nördlichen Verlängerung des Hattersheimer Grabens besitzt hier vor allem eine Scholle von meist fossilführenden, überwiegend mergelig-kalkig ausgebildeten Aquitan-Schichten Bedeutung, die die Pflingst-weide-Scholle des Stadtgebietes von Hofheim fortsetzt und die in ihrer genauen Ausdehnung vor allem im Gebiet von Kelkheim-Münster bisher nicht bekannt war. In ihrem Hangenden kommen kalkfreie, sandig-kiesige und schluffig-tonige Schichten vor, die die Steinberg-Kiese des Bl. 5916 Hochheim fortsetzen und als korrelate Sedimente der Flächenterrassen bis ins Oberpliozän reichen können.

Die stratigraphische Stellung der tertiären Sedimente und ihr Verhältnis zu den tertiären Flachformenrelikten werden in Tab. 9 zusammenfassend dargestellt.

[Tertiary Sediments and their Relation to the Relief-Development in the Southern Taunus Mountains and their Foreland (Sheet 5816 Königstein im Taunus 1:25000)]

Abstract: On sheet 5816 Königstein im Taunus 1:25000 Tertiary sediments are found on downthrown blocks of the Southern Taunus Mountains, as well as in the entire Main-Taunus-Foreland. The sandy-gravelly sediments consist almost completely of components, which are highly resistant to weathering. They originate in all cases from the Taunus mountains. As far as these sediments are nonfossiliferous and non-calcareous—

* Dr. R. WERNER, Geographisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberg-Anlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

this is generally the case in the Fore-Taunus, and also prevailing in the Main-Taunus-Foreland—there are no lithologic differences between layers from different stratigraphic positions. The relation between Tertiary sediments and relicts of Tertiary planation surfaces in the Taunus mountains allows, however, a more precise stratigraphic classification. Thus, the majority of the "Hofheim-gravels" of the Southern Taunus Mountains corresponds with planation surfaces ("Troglflächen") of Upper Oligocene to Lower Miocene age. Other gravel-accumulations of slight thickness can be regarded as in situ lying transitory aggradations on relicts of several so-called "Flächenterrassen", and were deposited till the Upper Pliocene. In the Main-Taunus-Foreland, however, the Tertiary sediments are separated from the above mentioned sediments and landforms by the western Rhine-Graben fault-system, which is split into several individual fault-lines. Apart from the clastic, Pliocene filling of the northern extension of the "Hattersheim-Graben", a block with usually fossiliferous and marley to calcareous layers of Aquitanian age appears to be of some importance. This block is the extension of the "Pfungstweide-block", situated in the town of Hofheim. The real extension of this block, above all in the area of Kelkheim-Münster, has not been known so far. On top of these layers there are non-calcareous, sandy-gravelly and silty-clayey layers, which must be regarded as extension of the "Steinberg-gravels" from the adjacent sheet (Nr. 5916) Hochheim. They can be correlated with sediments of the "Flächenterrassen" and were deposited till the Upper Pliocene.

The stratigraphic position of the Tertiary sediments and their relation to relicts of Tertiary planation surfaces is shown in Tab. 9.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Gliederung der tertiären Formenrelikte	218
2. Die tertiären Sedimente im Vortaunus	220
2.1. Die Hofheimer Kiese	222
2.2. Die tertiären Sedimente in der südlichen Verlängerung der Idsteiner Senke	229
2.3. Die tertiären Sedimente in der Bucht von Medenbach	231
2.4. Die tertiären Sedimente in der Hornauer Bucht	233
3. Die tertiären Sedimente im Main-Taunusvorland	233
3.1. Die tertiären Sedimente im Hattersheimer Graben	234
3.2. Die tertiären Sedimente im Bereich der Miozän-Scholle von Kelkheim-Münster	235
3.3. Die alttertiären Sedimente	243
4. Stratigraphische Gliederung	244
5. Bohrungen	245
6. Schriftenverzeichnis	251

1. Einleitung und Gliederung der tertiären Formenrelikte

Das Gebiet des Bl. 5816 Königstein im Taunus der TK 25 umfaßt den zentralen Bereich des aus vordevonischen und z. T. rotliegenden Gesteinen aufgebauten Vortaunus, der hier — zwischen dem Unterdevon des Taunuskammes im N und dem zum tertiären Senkungsfeld des östlichen Mainzer Beckens gehörigen Main-Taunusvorland im S — besonders breit entwickelt ist. Der gesamte Taunusanteil des Blattbereiches war während des Mesozoikums und auch des Tertiärs überwiegend Abtragungsgebiet, das sich seit Beginn der Absenkung des Oberrheingrabens im Mitteloligozän in einer allgemein als phasenhaft angesehenen Aufwärtsbewegung befand

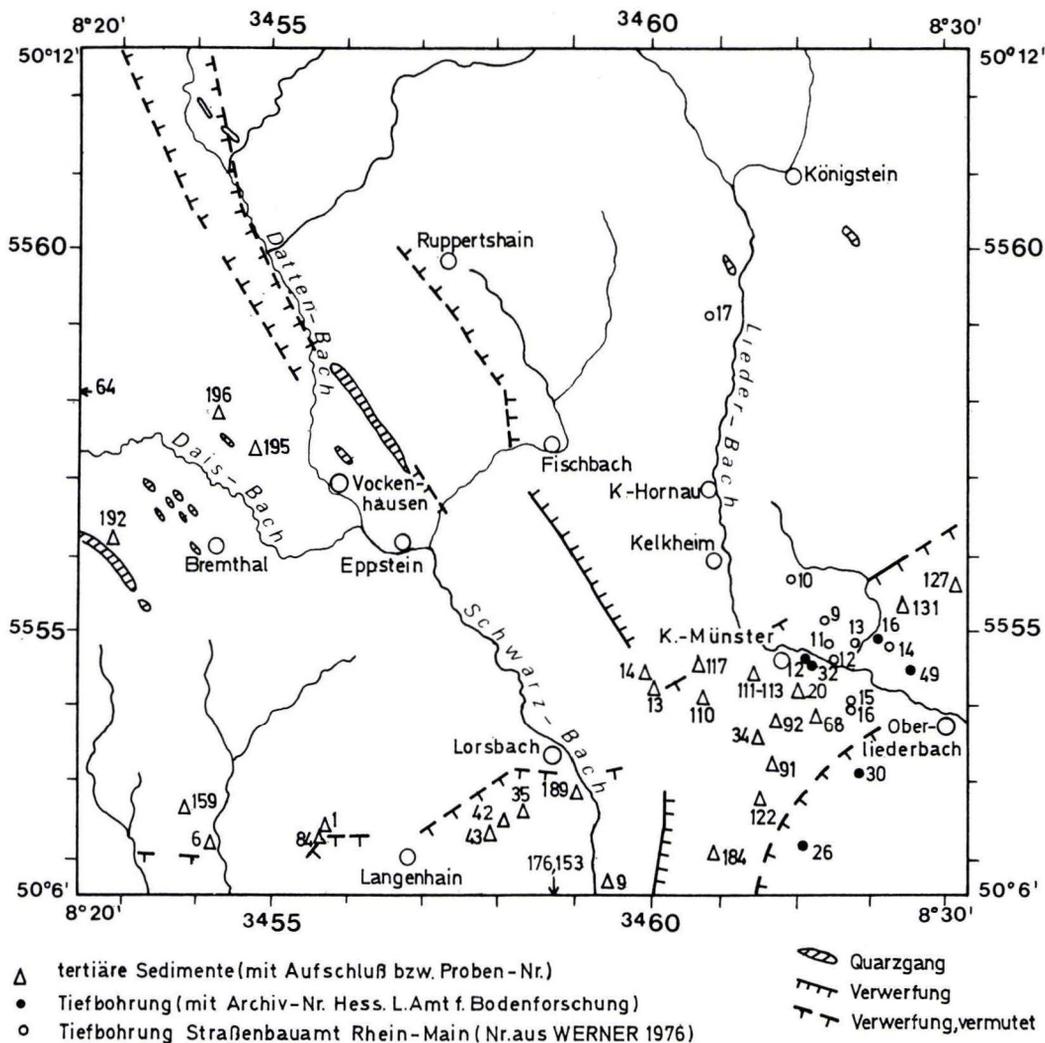


Abb. 1. Übersichtskarte über die Vorkommen von tertiären Sedimenten auf Bl. Königstein.

und dabei auch in sich tektonisch zerstückelt wurde. In dem sich hebenden Gebirgsbereich entwickelte sich während des Tertiärs durch das Zusammenspiel von sub-aerischer Verwitterung und Abtragung unter feucht-warmen Klimabedingungen ein differenziertes System von Abtragungsformen, das in Ansätzen bereits in der älteren geomorphologischen Literatur (MAULL 1919, PANZER 1923, GALLADÉ 1926) beschrieben wurde. Wie die 1971–1974 erfolgte geomorphologische Kartierung des Bl. Königstein (WERNER 1977, mit Karte) ergab, handelt es sich dabei um eine im

einzelnen durch die quartäre Talbildung sehr stark zerstörte Verebnungstreppe, deren einzelne Glieder von oben nach unten jeweils jünger werden und sich, ähnlich wie es auch in anderen Teilen des Taunus beschrieben wurde (BIBUS 1971, MÜLLER 1973), in drei in sich weiter zu differenzierende Stockwerksbereiche gliedern lassen:

1. Das Stockwerk der Rumpfflächen

600 m über NN	Altflächen, ungegliedert	AF	} Prä-Oligozän bis Mittelloligozän
±560 m über NN	obere Rumpffläche	oRF	
±500 m über NN	mittlere Rumpffläche	mRF	
±450 m über NN	untere Rumpffläche	uRF	

2. Das Stockwerk der Trogflächen

420—395 m über NN	obere Trogfläche	oT	} Oberoligozän bis Untermiozän
410—350 m über NN	untere Trogfläche	uT	

3. Das Stockwerk der Flächenterrassen

365—325 m über NN	obere Flächenterrasse	oFT	} Mittelmiozän bis Oberpliozän
330—290 m über NN	mittlere Flächenterrasse	mFT	
295—260 m über NN	untere Flächenterrasse	uFT	

Die korrelierten Sedimente der auf Bl. Königstein auskartierten tertiären Abtragungsverebnungen wurden in das Main-Taunusvorland oder noch weiter in das Mainzer Becken hinein transportiert. Eine Sedimentation fand aber zumindest zeitweise auch in Teilschollen des Vortaunus mit verminderter Hebungs- oder gar mit Senkungsintensität statt. Da diese Sedimente für die Deutung der Reliefentwicklung (z. B. Datierung, Paläogeographie, Morphodynamik) eine entscheidende Bedeutung haben, die Rekonstruktion der Reliefentwicklung andererseits aber wiederum die Möglichkeit bietet, die Sedimente selbst genauer zu erfassen als bisher, wurde im Rahmen der geomorphologischen Kartierung des Bl. Königstein (WERNER 1976, 1977) der Verbreitung, Ausbildung, Lagerung, Stratigraphie und Genese der tertiären Sedimente sowie ihrem Verhältnis zu den tertiären Formenrelikten besondere Beachtung geschenkt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen im folgenden dargestellt werden.

2. Die tertiären Sedimente im Vortaunus

In dem zum Taunus gehörigen Anteil des Bl. Königstein treten tertiäre Sedimentvorkommen in der Regel nur lückenhaft auf und sind zudem auf jene Bereiche des Vortaunus beschränkt, für die eine tektonische Sonderstellung angenommen werden muß. Dazu gehören nach KUBELLA (1951) vor allem die Bucht von Medenbach und der Bereich der südlichen Verlängerung der Idsteiner Senke zwischen den beiden großen Quarzgängen von Bremthal und Vockenhausen. Die Hornauer Bucht ist dagegen mit Ausnahme des Gebietes in der Nähe der Randverwerfungszone zum Vorland weitgehend frei von tertiären Sedimenten. Ebenso finden sich auch in den Hochgebieten des Eppsteiner Horstes und der Altkönig-Vorstufe keine tertiären Sedimentvorkommen. Eine bedeutende Ausnahme bildet jedoch die an den Epp-

steiner Horst S anschließende Rotliegendescholle von Lorsbach—Hofheim, in deren östlichen Teilen die sehr mächtigen Hofheimer Kiese auftreten.

Im folgenden sollen die tertiären Sedimente im Taunusanteil des Bl. Königstein für die jeweiligen tektonischen Einheiten getrennt beschrieben werden.

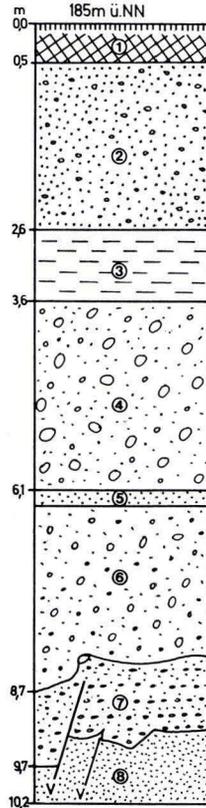


Abb. 2. Aufschlußprofil der Kiesgrube am Schießstand Hofheim (RW 153), Bl. Hochheim (R 34 59 06, H 55 50 67).

- ① Lehmiger Sand bis sandiger Lehm, fahlhellbraun, kalkfrei, stark kiesig (Schotter wie im liegenden Kies). Schwach löblehmhaltiger Solifluktionsschutt (Deckschutt), obere 5 cm humos.
- ② Sand bis Grobkies, weißlich bis hellbraun bis gelblich, kalkfrei, schwach geschichtet, im oberen Teil stellenweise noch periglazial umgelagert, stellenweise Tonverlagerungsbänder. Geröllkomponenten: nur Quarz und Quarzit.
- ③ Schluff bis stark toniger Schluff, gelblichrot bis rötlichviolett, kalkfrei, stellenweise schwach feinsandig, steinfrei. Pr. RW 153/6.
- ④ Grobkies, gelblich bis weißlich, stellenweise rötlich, kalkfrei, mit Geröllen >20 cm Kantenlänge, Geröllkomponenten: nur Quarz und Quarzit. Pr. RW 153/5.
- ⑤ Grobsand, hellbraun, kalkfrei, schwach steinig.
- ⑥ Wie ④, etwas weniger grob.
- ⑦ Grobsand bis Mittelkies, bräunlich- bis rötlichgelb, stellenweise weißlich, kalkfrei, überwiegend gut geschichtet, mehrfach von Verwerfungen betroffen, an der Oberkante von mehrere Zentimeter dicken Eisen- und Manganausscheidungen verkittet und schwarz gefärbt. Geröllkomponenten: s. Tab. 2, Pr. RW 153/2.
- ⑧ Fein- bis Mittelsand, blendendweiß, kalkfrei, mehrfach von Verwerfungen (V) betroffen, auf den Verwerfungsflächen braun gefärbt. Pr. RW 153/1

2.1. Die Hofheimer Kiese

Die umfangreichsten und mächtigsten tertiären Sedimentvorkommen im Taunus-anteil des Bl. Königstein liegen im S-Teil des Eppsteiner Horstes, wo im Bereich von Lorsbach—Langenhain—Hofheim Konglomerate und Breccien des Rotliegenden mit einer Verwerfung an die vordevonischen Gesteine S anschließen. Die hier als Hofheimer Kiese bezeichneten kalkfreien und fossilieren Kiese, Sande und Tone treten vor allem im östlichen Randbereich der Rotliegendescholle in großer Mächtigkeit auf. Sie reichen nach KÜMMERLE (1969) in der nördlichen Fortsetzung der alt-tertiären Rupelton-/Cyrenenmergel-Scholle von Diedenbergen — noch im Bereich des Bl. Hochheim — teilweise bis über 40 m unter die Talaue des Schwarz-Baches und bauen andererseits die Höhen zu beiden Seiten des Schwarz-Bach-Tales zwischen Lorsbach/Langenhain und Hofheim/Marxheim auf, so auf der östlichen Talseite den Kapellen-Berg-Rücken (294 m über NN) und auf der westlichen Talseite die Höhengebiete des Marxheimer Vorder- und Hinterwaldes, des Langenhainer Waldes und des Buchwaldes. Die mächtige Akkumulation ist in der geologischen und geomorphologischen Literatur schon häufig beschrieben, jedoch in ihrer Altersstellung und Genese teilweise sehr unterschiedlich gedeutet worden (vgl. Diskussion der bisherigen Auffassungen bei KÜMMERLE 1969: 37 ff.; zuletzt auch KÜMMERLE & THEWS 1975). Dies gilt auch für die Beziehungen der Hofheimer Kiese zu den tertiären Formengesellschaften, so daß auch die in der neueren geomorphologischen Literatur gegebenen Deutungen (BIRKENHAUER 1971: 100—101, 1974; ANDRES & BIBUS & SEM-

Tab. 1. Korngrößenzusammensetzung der Fraktion <2 mm in Proben aus den tertiären Sedimenten des Vortaunus (Bl. Königstein und Anschlußblätter)

		K o r n g r ö ß e n i n %						
		Ton		Schluff			Sand	
Probe		<0,002	0,006	0,02	0,06	0,2	0,6	2
Nr.		mm	0,002	0,006	0,02	0,06	0,2	0,6
RW	9/1	13,9	7,9	39,3	25,0	11,9	2,0	-
RW	9/2	11,5	2,3	7,4	7,4	16,2	39,2	16,0
RW	9/3	0,8	5,6	4,8	7,6	23,7	49,0	8,5
RW	35/1	12,7	0,1	3,1	4,2	11,3	65,5	3,1
RW	43/3	3,3	5,3	15,8	11,2	23,4	38,5	2,5
RW	43/4	-	5,7	8,7	22,7	36,7	25,2	1,0
RW	43/6	28,0	17,6	32,4	21,2	0,8	-	-
RW	43/7	30,0	17,6	44,8	7,6	-	-	-
RW	84/1	8,0	3,3	10,3	15,4	8,2	19,7	35,1
RW	153/2	3,6	3,6	0,4	7,6	11,2	41,6	32,0
RW	153/6	22,4	12,8	13,6	30,4	18,0	1,2	1,6
RW	176/2	8,0	6,0	2,0	12,4	20,0	50,4	1,2
RW	176/3	12,8	8,8	12,0	7,6	15,2	33,2	10,4

MEL 1974; WERNER 1975) untereinander und von den Ansichten der älteren Autoren (MAULL 1919; PANZER 1923; GALLADÉ 1925, 1926) stark abweichen.

Die Schichtenfolge der Hofheimer Kiese, wie sie in den Aufschlüssen auf Bl. Königstein (Abb. 3, 4) sowie in der Kiesgrube am Schießstand Hofheim (Abb. 2), in der der zwischenzeitlich wieder aufgenommene Abbau neue Erkenntnisse brachte, erkennbar ist, läßt nur wenige Ähnlichkeiten mit der vor allem von GALLADÉ (1926: 77ff.) sehr detailliert gegebenen allgemeinen Charakteristik der Hofheimer Kiese erkennen. Im Gegensatz zu früheren Aussagen weisen die Sedimente in allen zugänglichen Aufschlüssen eine sehr deutlich ausgeprägte, annähernd waagrecht verlaufende Schichtung auf. Der teilweise abrupte Wechsel von groben Kiesen, Sanden und Tonen läßt für die gesamte Akkumulation recht wechselhafte, mit Sicherheit fluviale Ablagerungsbedingungen mit z. T. hohen Transportleistungen annehmen.

Die Hauptmasse der Ablagerungen besteht aus Grob-, Mittel- und Feinkiesen mit wechselnden Anteilen an Sanden, Schluffen und Tonen (Tab. 1). Die auftretenden Gerölle bestehen dabei in fast allen Aufschlüssen ausschließlich aus stark verwitterungsresistenten Taunusgesteinen (Tab. 2, Proben RW 9/4, 35/2, 153/2), so daß der Einzugsbereich der damaligen Gewässer wohl bis zum Taunuskamm nach N gereicht haben muß. Das gehäufte Auftreten von sehr groben, gut bis sehr gut gerundeten und geglätteten Quarziten und Quarzen von teilweise mehreren Dezimetern Durchmesser läßt außerdem vermuten, daß vor allem auch Gesteine des Rotliegenden aufgearbeitet wurden. Dies läßt sich an einzelnen Schottern durch die noch erhaltenen violettrotten Rinden zeigen, die für Gerölle aus den Konglomeraten des Rotliegenden typisch sind (vgl. auch LEPPLA 1924: 32, KÜMMERLE 1969: 20). Jedoch ist aufgrund der in der Regel besseren Zurundung der Gerölle in den tertiären Ablagerungen noch eine weitergehende Abrollung auch der aus dem Rotliegenden stammenden Komponenten anzunehmen. Zumindest teilweise dürften dabei auch marine Prozesse im Küstenbereich des Mainzer Becken-Meereres beteiligt gewesen sein, da einzelne Quarzite teilweise so gute Zurundungen besitzen (Z_1 nach CAILLEUX 1952: >500), daß sie als Brandungsgerölle angesprochen werden können.

Tab. 2. Petrographische Zusammensetzung der Schotter von Proben aus den tertiären Sedimenten des Vortaunus (Bl. Königstein u. Anschlußblätter)

Probe Nr.	Geröllanteile in % (Grobkiesfraktion)			
	Quarz	Quarzit	Sandstein	div. Schiefer
RW 6/1	93,4	6,6	-	-
RW 9/4	70,6	28,8	0,6	-
RW 35/2	19,1	79,5	1,4	-
RW 43/2	21,5	30,5	4,1	43,9
RW 43/4	17,2	62,7	5,0	15,1
RW 64/2	65,4	← 34,6 →		-
RW 153/2	60,0	36,9	3,1	-

Das in den meisten Kiesschichten ausschließliche Auftreten von verwitterungs-resistenten Geröllen wie Quarzen und Quarziten und das dort völlige Fehlen von Geröllen aus schiefrigen Gesteinen, die immerhin den größten Teil des Liefergebietes der Hofheimer Kiese ausmachen, läßt für die Zeit der Ablagerung der Sedimente annehmen, daß das Gebiet des Taunus intensiven Verwitterungsprozessen unterlag und oberflächlich kein fester Schiefer anstand, sondern nur die bei WERNER (1977: 88 ff.) beschriebenen Bodenbildungen. Dabei wurden offenbar nur die extrem verwitterungs-resistenten Gesteine weniger stark angegriffen und standen daher alleine als Schotterkomponenten zur Verfügung. Dem entspricht auch die schwermineralogische Zusammensetzung der Sand- und Kiesschichten in den Hofheimer Kiesen (Tab. 3, Proben RW 43/2, 43/4, 153/2), in denen neben opaken Mineralien ausschließlich die als sehr stabil anzusehenden Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil auftreten¹.

Tab. 3. Schwermineralogische Zusammensetzung von Proben aus den tertiären Sedimenten des Vortaunus (Bl. Königstein u. Anschlußblätter)

Probe Nr.	Schwerminerale in Korn - %				Opake Minerale
	Rutil	Turmalin	Zirkon	Sonst.	
RW 43/2	-	7	93	-	69
RW 43/4	1	3	96	-	62
RW 64/2	4	4	92	-	60
RW 153/2	4	9	87	-	65

Eine Ausnahme von der hier beschriebenen Kieszusammensetzung bilden lediglich Teile der Hofheimer Kiese im Buchwald S Langenhain. Dort treten in den Grobkiesschichten der auf dem in 290 m über NN ausgebildeten Verebnungsniveau der mFT liegenden Kiesgrube (Abb. 3) ganz vereinzelt sehr mürbe Schiefergerölle auf. In der zwischen 305 und 330 m über NN liegenden oberen Kiesgrube (Abb. 4), in der sich heute eine Mülldeponie befindet, setzen sich die Gerölle vor allem der hangenden Schichten sogar zu einem großen Prozentsatz aus meist ockerfarbenen, mürben bis stark zersetzten Schiefeln zusammen (Tab. 2, Proben RW 43/2, 43/4). Der für die Hofheimer Kiese wie überhaupt für tertiäre Kiese völlig außergewöhnliche Schieferreichtum kann im vorliegenden Fall wohl nur dadurch erklärt werden, daß die Aufschlüsse im Buchwald am Rand des Ablagerungsbereiches und in unmittelbarer Nähe der Verwerfung zum Phyllit liegen und in ihrer nächsten Umgebung zu mindest zeitweise weniger stark verwitterte Phyllite oder Rotliegend-Gesteine an gestanden haben. Dem würde entsprechen, daß die Kiese unmittelbar SW des Auf schlusses in ca. 340 m über NN aussetzen und auf den sich anschließenden uT-Ni veaus auf der Höhe 356,9 E Langenhain und am Bahai-Tempel N Langenhain im

¹ Die schwer- und tonmineralogischen Untersuchungen wurden dankenswerterweise von Herrn Dr. H.-D. SCHEER, Geograph. Inst. Univ. Frankfurt a. M. bzw. von Herrn Dr. H. JOHANNING, Geol. Inst. Univ. Frankfurt a. M., durchgeführt. Zur Methodik vgl. WERNER 1977: 78.

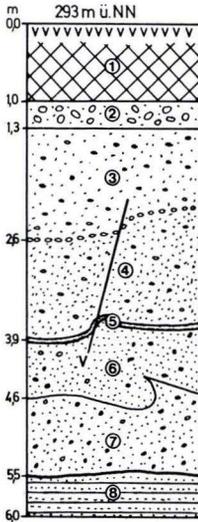


Abb. 3

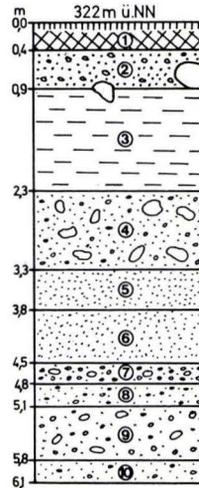


Abb. 4

Abb. 3. Aufschlußprofil der unteren Kiesgrube im Buchwald (RW 35) zwischen Lorsbach und Langenhain (R 34 58 24, H 55 52 61).

- ① Sandig-lehmiger Schluff bis schluffig-sandiger Lehm, fahlhellbraun, kalkfrei, stark kiesig, obere 5 cm humos, über braunem, kalkfreiem, sandig-tonigem Lehm, kiesig. Lößlehmhaltiger Solifluktionsschutt (Deckschutt über Mittelschutt).
- ② Grobkies, braun, kalkfrei, mit Geröllen bis 60 cm Kantenlänge. Geröllkomponenten wie ⑦.
- ③ Grobkies, hellbraun, kalkfrei, mit Geröllen bis 20 cm Kantenlänge, geschichtet, an der Basis weißlichgelbes Schotterband, das von einer Verwerfung (V) mit geringer Sprunghöhe betroffen ist und stellenweise mächtiger wird.
- ④ Mittel- bis Grobkies, hell- bis rostbraun, kalkfrei, undeutlich geschichtet. Geröllkomponenten wie ⑦.
- ⑤ Schluffband, weißlichgelb, kalkfrei, schwach kiesig, nach E auskeilend, durch eine Verwerfung (V) geringer Sprunghöhe gestört.
- ⑥ Wie ④.
- ⑦ Grobkies, hell- bis rostbraun, kalkfrei, mit Geröllen bis 20 cm Kantenlänge. Geröllkomponenten: s. Tab. 2, Pr. RW 35/2.
- ⑧ Mittel- und Grobsand, hell- bis rostbraun, kalkfrei, schluffig-tonig, teilweise kiesig, wechsellagernd mit einzelnen Mittel- und Grobkieslagen und weißlichgelben, teilweise auch rötlichen Lagen von tonigem Schluff bis schluffigem Ton, sehr gut geschichtet. Die sandig-kiesigen Schichten sind teilweise durch Eisen- und Manganausscheidungen zu Konglomeraten und Sandsteinen verfestigt. Pr. RW 35/1, 35/3.

Abb. 4. Aufschlußprofil der oberen Kiesgrube im Buchwald (RW 43) zwischen Lorsbach und Langenhain (R 34 57 08, H 55 52 33).

- ① Lehmiger Sand bis sandiger Lehm, fahlhellbraun, kalkfrei, stark kiesig (Schotter wie im liegenden Kies), vereinzelt Gangquarzböcke aus ②. Schwach lößlehmhaltiger Solifluktionsschutt (Deckschutt), obere 5 cm humos.
- ② Fein- bis Mittelkies, hellbraun bis gelblichweiß, kalkfrei, einzelne schluffig-tonige Lagen, vereinzelt Gangquarzböcke bis 1 m Kantenlänge.
- ③ Ton, hellgelb bis weißlich, stellenweise violettrotlich, kalkfrei, schluffig, steinfrei. Pr. RW 43/6, 43/7.
- ④ Grobkies, hell- bis rostbraun, kalkfrei, mit Geröllen bis 60 cm Kantenlänge, schwach geschichtet. Geröllkomponenten: Quarz, Quarzit, Hermeskeil-Sandstein, mürbe bis zersetzte Schiefer. Pr. RW 43/2, 43/3.
- ⑤ Grobsand, hell- bis rostbraun, kalkfrei, schwach kiesig.
- ⑥ Mittel- bis Grobsand, rötlichviolett, schichtenweise ockergelb, kalkfrei, durch Eisen- und Manganausscheidungen verfestigt. Pr. RW 43/1.
- ⑦ Grobkies, rötlichviolett, kalkfrei, zum größten Teil durch Eisen- und Manganausscheidungen verfestigt.
- ⑧ Feinkies, hell- bis rostbraun, kalkfrei.
- ⑨ Mittel- bis Grobkies, rostbraun, kalkfrei. Geröllkomponenten: wie ④, jedoch extrem geringer Schieferanteil. Pr. RW 43/5, 43/9.
- ⑩ Mittel- bis Grobsand, hellbraun bis rötlichviolett, kalkfrei, kiesig. Geröllkomponenten: s. Tab. 2, Pr. RW 43/4.

Gegensatz zu den Angaben von LEPPLA (1924) und BIRKENHAUER (1971) Rotliegendes bzw. Phyllit ansteht, wenn auch im Bereich der Verebnungsflächen mit intensiven Verwitterungserscheinungen.

Bilden die verwitterungsresistenten Gesteine des Taunus den Ursprung der Kies- und Sandpartien in den Hofheimer Kiesen, so ist in den schluffig-tonigen Schichten das korrelierte Sediment der zersetzten Schiefer zu sehen. Dies geht neben den korngrößenmäßigen Ähnlichkeiten vor allem auch aus der tonmineralogischen Zusammensetzung der sedimentären Tone hervor (Tab. 4), die mit einem hohen Kaolinit-Anteil und einem ebenso hohen Gehalt an Illit bzw. Glimmer sowie dem sporadischen Auftreten von Goethit und Paragonit² mit den bei WERNER (1977: 91 ff.) untersuchten Proben von Phyllit- und Serizitgneiszersatz gut übereinstimmen.

Tab. 4. Mineralzusammensetzung von Proben aus den tertiären Sedimenten des Vortaunus

Probe Nr.	Röntgendiffraktometrisch nachweisbarer Mineralgehalt
RW 9/1	I , K , Mo , ML , Fsp , Par
RW 43/6	\bar{I} , \bar{K} , \bar{Qz} , Fsp' , Goe
RW 43/7	\bar{I} , \bar{K} , \bar{Qz} , Fsp' , Par , Goe
RW 153/6	\bar{I} , \bar{K} , ML , \bar{Qz} , Fsp , Goe , Hä

Bedeutung der Abkürzungen: I = Illit, meist jedoch Glimmer, K = Kaolinit, Mo = Montmorillonit, ML = Mixed Layer, Qz = Quarz, Fsp = Feldspäte, Par = Paragonit, Goe = Goethit, Hä = Hämatit, Ca = Calcit, Ar = Aragonit. \bar{XX} = besond. hoher Basisreflex, XX' = sehr schwacher Basisreflex

Eine bisher aus der Literatur nicht genügend bekannte Besonderheit am Schichtenverlauf der Hofheimer Kiese sind tektonische Störungen. Es handelt sich dabei einmal um großräumige, postsedimentäre tektonische Kippungen der ansonsten mehr oder weniger horizontal liegenden Schichtenfolge, die z. B. im Buchwald zu beobachten sind, wo in der bereits erwähnten unteren großen Kiesgrube (Abb. 3) die Schichten über 25° nach WSW geneigt sind, während sie nur ca. 200 m entfernt in einer kleinen aufgelassenen Grube (RW 42; R 34 58 04, H 55 52 55, 300 m über NN) deutlich nach NW einfallen. Zum anderen treten auch synsedimentäre tektonische Störungen auf, so z. B. im neuerdings erst aufgeschlossenen unteren Bereich der Kiesgrube am Schießstand Hofheim (Abb. 2) und wiederum in der unteren Kiesgrube im Buchwald, wo beidesmal die Sedimente in Richtung Schwarz-Bach-Tal abgesenkt waren.

Der Nachweis von syn- und postsedimentären Verstellungen und Verwerfungen wirft die Frage nach der wahren Gesamtmächtigkeit der Hofheimer Kiese auf. Die Mächtigkeit von 200 m, die die Kiese auf Bl. Hochheim im Marxheimer Vorder- und Hinterwald bzw. am Kapellen-Berg scheinbar haben, ist offenbar nur vorgetäuscht.

² Siehe Fußnote 1.

Dafür spricht z. B. auch die Tatsache, daß nur wenige hundert Meter N der Tiefbohrungen in der Schwarz-Bach-Aue auf Bl. Hochheim das Rotliegende bereits an den Hängen oberhalb der Talaue in Klippen und Felsen ansteht. Dieser Befund, der gegen die Annahme einer einheitlich und gleichmäßig nach S geneigten Auflagerungsfläche der Hofheimer Kiese auf dem Rotliegenden spricht, wird auch durch die Lagerungsverhältnisse im Buchwald S Lorsbach bestätigt. Dort war die Grenze Rotliegendes/Hofheimer Kies am NE-exponierten Hang des Schwarz-Bach-Tales im Erweiterungsgelände des Sportplatzes Lorsbach (RW 189; R 34 58 95, H 55 52 88) mit annähernd horizontalem Verlauf in ca. 190 m über NN aufgeschlossen, während auf dem N-exponierten Hang S Lorsbach — nur 500 m von dieser Stelle entfernt — am Sendemast bei R 34 58 50, H 55 53 08 in 230 m über NN noch schieferreiches Rotliegendes erbohrt werden konnte. Auch noch weiter aufwärts ist in dem dort mächtiger werdenden löblehmhaltigen Solifluktionsschutt immer auch zersetztes Rotliegendes aufgearbeitet. Der tertiäre Kies setzt, wie in mehreren Bohrungsreihen festgestellt werden konnte, erst in 260–270 m über NN ein, wie es auch auf der Karte LEPPLAS (1924) dargestellt ist. Es gibt im Gegensatz zu den Ausführungen von BIRKENHAUER (1971: 100ff.) keine Hinweise dafür, daß die auf diesem Hang in tieferer Lage auftretende Bestreuung mit Geröllen nicht aus dem Solifluktionsschutt stammt (vgl. auch ANDRES & BIBUS & SEMMEL 1974: 348).

Ähnlich unterschiedlich wie die Auflagefläche der Hofheimer Kiese auf dem Rotliegenden ist auch ihre maximale Höhe. So reichen sie nach KÜMMERLE (1969) am N-Rand des Bl. Hochheim im Marxheimer Vorder- und Hinterwald bis 290 m über NN hinauf. Jedoch scheinen die in dieser Höhe auf dem dortigen mFT-Niveau in einer Profilgrube aufgegrabenen, in 1,3–2,2 m unter Flur über Rotliegendzersatz ausgebildeten Sand- und Kieslagen (WERNER 1976: 173) nicht mit dem Großteil der Hofheimer Kiese identisch zu sein, sondern stellen offenbar eine eigene, an die Verebnung gebundene Sedimentdecke dar (Tab. 1, Proben RW 176/2, 176/3). Sie läßt sich aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit im Gegensatz zu BIRKENHAUER (1971: 101) als Relikt einer fluvialen Durchgangsaufschüttung deuten, die bei der Entstehung der als zweitjüngster tertiärer Verebnung sicherlich bereits pliozänen mFT als Ganzes weiterbewegt wurde und großen Anteil an der Ausgestaltung der Flächenterrasse als Abtragungsform hatte.

Im Unterschied zu dem in 290 m über NN liegenden mFT-Niveau ist das N anschließende, ebenfalls noch auf Bl. Hochheim liegende und durch einen Geländeanstieg deutlich abgesetzte oFT-Niveau des Bahnholz in 325 m über NN frei von tertiären Sedimenten. Dies gilt auch für das uT-Niveau der Höhe 356,9 E Langenhain (Bl. Königstein). Die Hofheimer Kiese setzen hier, wie bereits erwähnt, im Buchwald noch deutlich unterhalb in ca. 340 m über NN ohne eine Beziehung zu einer tertiären Verebnungsform aus. Die darüber noch oberflächlich spärlich verbreiteten und auch in den Verwitterungsdecken teilweise vorkommenden Gerölle lassen sich nicht mehr sicher als tertiäre Sedimente deuten, wie dies bei LEPPLA (1924) geschieht, sondern stammen nach Maßgabe der Aufschlußprofile mehrerer Baugruben im Langenhainer Wochenendhausgebiet am S-Rand der Höhe 356,9 offenbar direkt aus dem dort überall auftretenden Rotliegendzersatz. Erst recht gilt dies für die eckigen Quarze und Schieferbruchstücke, die keinerlei Zeichen von Ab-

rollung aufweisen. Eine Deutung dieser Komponenten als „Vallendarer Schotter“, wie sie BIRKENHAUER (1971: 101) zu geben versucht, indem er gerade auf die Splittigkeit des Materials hinweist, entbehrt somit jeglicher Grundlage, was im übrigen auch für die von BIRKENHAUER (1971: 101) in gleicher Weise gedeuteten, oberflächlich relativ angereicherten eckigen Gangquarz- und Phyllitbruchstücke auf dem in 360 m über NN liegenden uT-Niveau N Langenhain am Bahai-Tempel gilt. Dem entspricht auch die Feststellung von LEPPLA (1919: 482), daß der N-Rand der tertiären Kiese bei Langenhain mit der Störung zusammenfällt, mit der auch das Rotliegende am Vordevon abgesunken ist (vgl. auch ANDRES & BIBUS & SEMMEL 1974: 346). Ähnlich reichen die Hofheimer Kiese auch auf der E-Seite des Schwarz-Bach-Tales bis zur Höhe des Rückens hinauf, der vom Hofheimer Kapellen-Berg (294 m über NN) nach N zieht, und setzen dort wie bei Langenhain an der Grenze vom Rotliegenden zum Phyllit unvermittelt aus (LEPPLA 1919: 482).

Für die Beziehung der Hofheimer Kiese zu den tertiären Verebnungsformen ist entscheidend, daß sie keine genetische Beziehung zum jüngsten tertiären Formenstockwerk, den Flächenterrassen, erkennen lassen. Diese sind vielmehr erosiv in die ältere Kiesakkumulation eingeschnitten, ebenso wie in anderen Abschnitten in Gesteine des Vordevons oder des Rotliegenden. Dies ist vor allem im Buchwald zwischen Lorsbach und Langenhain erkennbar, wo die mFT wie auch die uFT in die Kiesakkumulation eingeschnitten, also jünger sind. Andererseits reichen die Kiese aber in diesem Gebiet mit 340 m über NN auch noch höher hinauf als das oFT-Niveau, das am Bahnholz (Bl. Hochheim) in 325 m über NN ohne Sedimentbedeckung in Rotliegend-Gesteinen ausgebildet ist. Die Ablagerung der Hofheimer Kiese scheint daher von einer Form aus erfolgt zu sein, die noch höher liegt und älter ist als die oFT. Nach den Lagerungsverhältnissen im Buchwald läßt sich feststellen, daß die uT die jüngste Form darstellt, von der aus die Akkumulation der Hofheimer Kiese stattgefunden haben kann. Jedoch können auch alle älteren Formensysteme hierfür in Frage kommen. Wenn man aber bedenkt, daß die Tektogenese des Oberrheingrabens und damit auch die Hebung der Randgebirge mit ihrer in der Folge stattfindenden treppenartigen Zerschneidung bereits im Eozän einsetzte und seit dem Mitteloligozän verstärkt wirksam wurde, so lassen sich die Hofheimer Kiese wohl weniger dem Rumpfflächen-Stockwerk als vielmehr dem Trogflächen-Stockwerk zuordnen. Dies erscheint vor allem auch deshalb gerechtfertigt, da die Trogflächen im Hintertaunus mit Hilfe von >400 m über NN hoch gelegenen Sedimentvorkommen direkt mit den umfangreichen Akkumulationen der Vallendarer Schotter in Verbindung gebracht werden konnten (z. B. MÜLLER 1973: 70) und aufgrund der im Vortaunus gleichartigen Abfolge der Verebnungsniveaus auch eine ähnliche Reliefentwicklung anzunehmen ist wie im Hintertaunus.

Eine in den wichtigsten Punkten ähnliche Stellung der Hofheimer Kiese in der Reliefentwicklung des Vortaunus wurde schon von PANZER (1923: 30) angenommen, der wie für die Idsteiner Senke so auch für den Eppsteiner Horst ein Hinweggreifen von jungtertiären Verebnungen bzw. Terrassen über ältere Vallendarer Schotter annimmt. Vor allem aber von GALLADÉ (1926: 76 ff., 82 ff.) wurde ausgeführt, daß die Akkumulation der Hauptmasse der Hofheimer Kiese auf Absenkungen zur Zeit der Entstehung seines hier als uT bezeichneten 365-m-Niveaus zurückzuführen ist,

während die jüngeren und niedrigeren tertiären Niveaus, die mit den Flächenterrassen identisch sind, mit nur geringmächtigen Schotterkörpern in die ältere Kiesakkumulation eingeschnitten sind. Wenn sich auch, wie bereits dargelegt wurde, im Vorkommensbereich der Hofheimer Kiese nur schwer Schotterkörper nachweisen lassen, die dem 330-m- oder dem 290-m-Niveau zuzuordnen wären, so dürfte das von GALLADÉ angeführte Verhältnis von Sedimenten und Formen aus den angeführten Gründen doch in seinen Grundzügen zutreffen, wobei aber teilweise abweichende stratigraphische und genetische Deutungen angebracht sind.

Eine völlig andere Auffassung des Verhältnisses der hier als Flächenterrassen bezeichneten Verebnungsformen zu den Hofheimer Kiesen wurde neuerdings von BIRKENHAUER (1971: 100–101) vertreten, der die Hofheimer Kiese, die nach ihm nur von 220–325 m über NN reichen sollen, aufgrund ihres Habitus als „typisches Pliozän“ ansieht, das eine alte, von Niedernhausen bis Lorsbach verlaufende Talung verfüllte, die im gleichen Zuge wieder ausgeräumt wurde. Gegen die These einer solchen pliozänen Talverschüttung ohne die Mitwirkung von lokal differenzierten tektonischen Bewegungen sprechen jedoch, wie bereits an anderer Stelle (WERNER 1975) ausgeführt wurde, nicht nur die Tatsache, daß die Hofheimer Kiese in einem tektonisch klar abgegrenzten Bereich erst S der Verwerfung Vordevon/Rotliegendes auftreten und mit ihren vielfach gestörten Lagerungsverhältnissen weder im Längsprofil noch im Querprofil des heutigen Schwarz-Bach-Tales eine talartige Form ausfüllen, sondern auch die Ergebnisse der Formenanalyse (WERNER 1977: 79ff.), durch die in Übereinstimmung mit neueren Befunden aus anderen Teilen des Taunus (z. B. ANDRES 1967: 55f.; BIBUS 1971: 58; MÜLLER 1973: 40, 45ff.; HÜSER 1972: 157) eine deutlich geneigte Verebnungstreppe nachgewiesen werden konnte, die im gesamten Eppsteiner Horst außerhalb der tektonisch klar umrissenen Senkungsgebiete, wie z. B. der südlichen Verlängerung der Idsteiner Senke, an keiner Stelle mit mächtigeren und tiefliegenden tertiären Sedimenten in Verbindung gebracht werden kann (vgl. auch WERNER 1975). Außerdem sind die Hofheimer Kiese, wie KÜMMERLE (1969) und KÜMMERLE & THEWS (1975) ausführen, nicht ins Pliozän, sondern ins Oberoligozän bzw. in den gesamten Zeitraum vom Mitteloligozän bis zum Untermiozän zu stellen, und unterscheiden sich nach den durchgeführten Sedimentanalysen weder makroskopisch noch schwer- oder tonmineralogisch wesentlich von tertiären kiesig-sandigen Sedimenten aus anderen stratigraphischen Positionen (Tab. 1–4).

2.2. Die tertiären Sedimente in der südlichen Verlängerung der Idsteiner Senke

Getrennt von den im östlichen Randbereich der Rotliegend-Scholle von Lorsbach–Hofheim vorkommenden Hofheimer Kiesen durch die tektonische Hochscholle des Eppsteiner Horstes, in dem keine tertiären Sedimente nachweisbar sind, treten im Vortaaunus erst wieder im Gebiet zwischen den beiden großen Quarzgängen von Bremthal und Vockenhausen, das nach KUBELLA (1951: 60) tektonisch der südlichen Verlängerung der Idsteiner Senke entspricht, tertiäre Kiese und Sande auf. Sie wurden hier bereits von KOCH (1877a: 89ff., 1877b, 1880), LEPLA (1924: 38), GALLADÉ (1926: 86f.) und MICHELS (1932: 28f.) beschrieben, jedoch ähnlich wie auch

die Hofheimer Kiese stratigraphisch völlig unterschiedlich eingeordnet, so von GALLADÉ als pliozäne Seeablagerung, von LEPPLA auf Bl. Königstein als „Pliozän“, von MICHELS auf Bl. Wehen teils ebenfalls als Pliozän, teilweise aber auch als Oligozän.

Die Kiese setzen unmittelbar NE des Bremthaler Quarzanges bei R 34 52 80, H 55 56 30 in ca. 300 m über NN ein (RW 192), wo sie als Lesesteine auftreten und auch erbohrt werden konnten. Bei den in einer sandig-tonigen, schieferreichen Matrix vorkommenden Geröllen handelt es sich überwiegend um nur kantengerundete Quarze, etwas besser zugerundete Quarzite und Hermeskeilsandsteine sowie um z. T. gut abgerollte Eisenkrustenbruchstücke. Die Schotter sind teilweise auch selbst durch Eisenausscheidungen verbacken. Zu diesen als relativ verwitterungsresistent anzusehenden Komponenten treten auch überwiegend eisendurchtränkte, eckige bis kantengerundete Schiefer hinzu.

Das Schottervorkommen stellt keine mächtigere Akkumulation dar, da ab ca. 290 m über NN bereits wieder Schiefer den nach N zum Dais-Bach geneigten Hang aufbauen und die Sedimente keineswegs in der von LEPPLA (1924) kartierten großen Verbreitung vorkommen. Sie lassen sich höchstens als syngenetische, wahrscheinlich sogar verlagerte Sedimentdecke deuten, die entweder einem uFT-Niveau oder ursprünglich dem breit entwickelten mFT-Niveau, das auch den Quarzgang überzieht, zuzurechnen ist.

Die tertiären Sedimente setzen sich unmittelbar W Vockenhausen auf dem breiten, langgestreckten Riedel zwischen dem Dais- und dem Datten-Bach-Tal fort (RW 195, 196). Sie treten hier als lückenhafte, dünne Schotterstreu in löblehmhaltigem Solifluktionsschutt oder in situ als geringmächtiger Schotterkörper über intensiv zersetzten Schiefeln des Vordevon auf den zwischen 300 m und 320 m über NN liegenden Niveaus auf, die hier der mFT zugerechnet wurden, besitzen aber eine von den Sedimenten am Bremthaler Quarzgang abweichende Ausbildung. So handelt es sich bei den Vorkommen auf der Höhe 309,0 und NW von ihr am Waldrand (R 34 54 74, H 55 57 49, 300 m über NN) sowie bei R 34 54 25, H 55 58 00 in 310–320 m über NN überwiegend um kantengerundete bis gut gerundete Quarzite, Quarze und Sandsteine mit einem Durchmesser bis zu 20 cm. In Ausnahmefällen können aber vor allem die Quarzite auch größer werden. Außerdem treten vereinzelt kantengerundete Gangquarzblöcke von bis 1 m \varnothing auf. Die Gerölle sind überwiegend frisch, teilweise aber auch von gelblichen bis braunen Verwitterungsrinden überzogen, wovon vor allem die Sandsteine betroffen sind.

Die Schotter sind in ihrem Vorkommen an die zwischen 300 m und 320 m über NN hier verbreiteten Flächenterrassen gebunden und stellen deren genetisch zugehörige Sedimente dar. Dem entspricht auch, daß die Schotter nicht die von LEPPLA (1924) kartierte, sehr weit in das Dais-Bach-Tal bis auf 250 m über NN hinabreichende Verbreitung besitzen, wie dies neuerdings noch von BIRKENHAUER (1971: 100) unter Berufung auf LEPPLA behauptet wird. Wie Bohrungsreihen ergaben, sind die oberhalb des Hofes Hubertus sowie im nordöstlichen Neubaugebiet von Niederjosbach stellenweise anzutreffenden Kiese alle im pleistozänen, löblehmhaltigen Solifluktionsschutt eingelagert und müssen daher als von höheren Reliefteilen stammende, umgelagerte Sedimente angesprochen werden. Für diese Deutung spricht auch, daß im Liegenden

der teilweise Schotter führenden Solifluktionsschuttdecken an den Hängen jeweils immer nur Schiefer angetroffen wurde, aber niemals in situ lagernde tertiäre Sedimente.

Ähnliche Schottervorkommen wie auf den Flächenterrassen zwischen Vockenhausen und Niederjosbach finden sich auch auf den in 325 m über NN liegenden mFT-Niveaus S und SE Oberjosbach. Bei dem SE Oberjosbach liegenden Niveau scheint nur eine geringe, syngenetische Schotterbestreuung vorzuliegen. Anders ist die Situation dagegen auf der Höhe 325,2 S Oberjosbach, wo die auf der Höhe auftretenden Schotter offenbar eine größere Mächtigkeit besitzen und an den nach W bzw. SW zum Dais-Bach hinabführenden Hängen auf Bl. Wehen in zwei heute verfüllten Gruben bei R 34 52 30, H 55 58 14 in 314 m über NN und bei R 34 52 18, H 55 57 96 in 295 m über NN aufgeschlossen waren. In der oberen der beiden Gruben, die auch von GALLADÉ (1926: 86) beschrieben wurde, ist noch heute ein kleiner, ca. 1,5 m tiefer Aufschluß vorhanden, in dem ein weißer bis weißlichgelber, teilweise auch rostbraun gefärbter Grobkies mit schluffig-sandigem Feinmaterialanteil aufgeschlossen ist (Tab. 2—3, Probe RW 64/2).

Verbreitung und Lagerungsverhältnisse der Schotter S Oberjosbach lassen annehmen, daß es sich nicht, wie MICHELS (1932: 28) vermutet, um Äquivalente der oligozänen Vallendarer Schotter handelt, sondern um Bildungen, die genetisch der mFT zuzuordnen und daher wohl ins Pliozän zu stellen sind. Ihre gegenüber dem mFT-Niveau SE Oberjosbach größere Mächtigkeit läßt sich dabei auf differenzierte tektonische Absenkungsbewegungen zur Zeit der Entstehung der mFT zurückführen. Solche Absenkungen sind auch deshalb wahrscheinlich, weil auf Bl. Wehen in Niedernhausen entlang des Dais-Baches auch in noch tieferen Lagen tertiäre Sedimente auftreten (MICHELS 1932: 29), die vielleicht sogar noch postsedimentär verstellt wurden. In keinem Fall handelt es sich bei den Kiesen um eine Seeablagerung, wie es GALLADÉ (1926: 86f.) annimmt. Dem widerspricht nicht nur die Fazies der Schotter, sondern vor allem auch die in der Formenanalyse festgestellte Neigung der Flächenterrassen zum Vorland hin, die an keiner Stelle durch eine tektonische Barriere unterbrochen ist.

2.3. Die tertiären Sedimente in der Bucht von Medenbach

Ebenso wie in den beiden vorstehenden Vorkommensbereichen befinden sich auch die in der Bucht von Medenbach auftretenden tertiären Sedimente in einer tektonischen Scholle des Vortaunus, in der mit Senkungsbewegungen gerechnet werden muß. Die tektonisch tiefe Lage läßt sich hier sogar insofern genauer fassen, als mit dem E Medenbach liegenden, fossilmäßig belegten Meeressand- und Cyrenenmergelvorkommen (KOCH 1877a: 81, 1880: 27f.; KINKELIN 1889: 90f., 1892: 26f., 180f.; LEPLA 1919: 481, 1924: 35f.) und den Meeressanden und Rupeltonen N der Straße Wiesbaden-Igstadt—Medenbach (MICHELS 1932: 28, KÜMMERLE 1969: 30) im Unterschied zu allen übrigen Teilen des Vortaunus stratigraphisch sicher einzuordnende Sedimente auftreten, die hier als in einem Graben liegend angesehen werden müssen. Für die übrigen sandig-kiesigen Sedimente in der Bucht von Medenbach läßt sich eine solche Einordnung jedoch nicht durchführen.

Mächtigeren tertiäre Sedimente kommen neben den erwähnten Oligozän-Vorkommen auch am E-Rand der Bucht auf dem 315-m-Niveau im Nordenstädter Wald W Langenhain vor, das unter Vorbehalt der mFT zugeordnet wurde. Direkt auf der Verebnung sind bei R 34 55 42, H 55 52 36 (RW 84) in einem ca. 2 m tiefen Weganschnitt ockergelbe bis weiße Mittel- und Grobkiese in einer schluffig-sandigen Matrix aufgeschlossen (Tab. 1, Pr. RW 84/1). Die Kiese besitzen jedoch eine viel geringere Ausdehnung, als es LEPPLA (1924) angibt, da sie nur ca. 100 m weiter nördlich in knapp 300 m über NN bei R 34 55 65, H 55 52 40 (RW 1) in einem Weganschnitt zwar noch in situ liegen, in noch tieferer Lage dagegen nur in lößlehmhaltigem Solifluktionsschutt eingelagert erbohrt werden konnten, wobei ab ca. 250 m über NN mit Sicherheit bereits Phyllit bzw. schieferreicher Rotliegendzersatz ansteht.

Westlich jenseits des Klingen-Baches treten in Teilen des breiten Riedels, der vom Ober-Berg (241,4 m über NN) nach N bis zum Seien-Berg (321,5 m über NN) NW Wildsachsen verläuft, tertiäre Sedimente in tieferer Lage als im Nordenstädter Wald auf. Sie wurden bereits von KÜMMERLE (1969: 23f.) unmittelbar S des Blattbereiches im Gebiet um die BAB-Raststätte Medenbach beschrieben, ohne daß eine genaue stratigraphische Einordnung möglich war.

Im Bereich des Ober-Berges und N davon erwiesen sich die Sedimente als schwach bis stark kalkhaltig, jedoch ist es möglich, daß der Kalkgehalt durch den überlagernden, meist stark kalkhaltigen Löß hervorgerufen wurde. Dem würde entsprechen, daß die Sedimente in dem einzigen kleinen, in einem Straßeneinschnitt bei R 34 54 08, H 55 52 20 in ca. 230 m über NN unterhalb der Verebnung liegenden Aufschluß (RW 6) keinen Kalkgehalt aufweisen. Es handelt sich dort um einen weißlichen Mittel- bis Grobkies mit gelblichweißen, feinsandig bis schluffigen Zwischenlagen (Tab. 2, Pr. RW 6/1).

Nördlich des Ober-Berges scheinen etwa ab einer Höhe von 250 m über NN auf dem zum Seien-Berg führenden Riedel keine mächtigeren tertiären Sedimente mehr aufzutreten. In diesem Bereich konnte immer wieder der von einer mehr oder weniger mächtigen Lößlehmsschicht überdeckte Phyllitzersatz erbohrt werden. Die von LEPPLA (1924) hier kartierten tertiären Sande und Kiese treten dabei lediglich im Bereich des westlich oberhalb Wildsachsen in 275–280 m über NN liegenden, der uFT zugeordneten Verebnungsniveaus als Schotterstreu von gerundeten bis gut gerundeten Quarzen der Grobkiesfraktion auf (RW 159). Sie können hier durchaus als schon weitgehend abgetragene, genetisch mit der Verebnung verknüpfte Ablagerung angesehen werden, was für die oben beschriebenen, im Bereich des Ober-Berges auftretenden Schotter nicht unbedingt zutreffen muß, da sie nicht an die Verebnung gebunden sind.

Weiter im Hintergrund der Bucht von Medenbach können keine sicheren tertiären Sedimentvorkommen mehr festgestellt werden. Hier konnte unter der quaritären Bedeckung fast immer nur der meist stark zersetzte Phyllit erbohrt werden. Nur im Bereich des von LEPPLA (1924) auf dem Hang N Wildsachsen kartierten Kiesvorkommens treten zwischen 300 m und 320 m über NN im lößlehmhaltigen Solifluktionsschutt vereinzelt kantengerundete Quarzite mit einer 2 mm dicken Verwitterungsrinde sowie seltener auch gerundete Quarze auf. Jedoch ist deren

primäre Lagerstätte nicht sicher zu ermitteln. Wenn man mit noch jungen Verwerfungsbewegungen in der Bucht von Medenbach rechnet, so könnten diese Schotter vielleicht mit der Schotterstreu auf dem uFT-Niveau W Wildsachsen korreliert werden.

Andere von LEPPLA (1924) als tertiär angesprochene Kiesvorkommen, so eine stellenweise auftretende Schotterstreu auf der 240-m-Verebnung im Neubaugebiet N Medenbach, müssen dagegen schon als altpleistozän angesehen werden. Dies gilt auch für Teile der erwähnten Kiese auf dem Ober-Berg, die das von SEMMEL (1969) auf Bl. Hochheim kartierte Vorkommen von t (T1)-Sedimenten NE der BAB-Raststätte Medenbach fortsetzen.

2.4. Die tertiären Sedimente in der Hornauer Bucht

In der Hornauer Bucht setzen sichere tertiäre Sedimente erst an ihrem Ausgang zum Main-Taunusvorland in unmittelbarer Nähe zur verlängerten westlichen Rheingraben-Randverwerfungszone ein (vgl. dazu Kap. 3.2.). In den zentralen und hinteren Teilen der Bucht dagegen konnten die dort zwischen Fischbach und Schneidhain vorkommenden Schotter in Übereinstimmung mit LEPPLA (1924: 41), wenn auch bei abweichender genetischer Deutung als syngenetische Sedimente von Fußflächen, ins Altpleistozän datiert werden (WERNER 1974).

Neue Gesichtspunkte ergaben sich jedoch durch Bohrungen, die unmittelbar auf dem 305-m-Niveau der „Heide“ S Schneidhain im Zuge der Neutrassierung der B 455 vom Straßenneubauamt Rhein-Main niedergebracht wurden (WERNER 1976: Brg. 17). Die dort unmittelbar über dem anstehenden Vordevon in 1–2 m Mächtigkeit erbohrten Kiese könnten möglicherweise einen tertiären Schotterkörper darstellen, der genetisch zu der als mFT angesprochenen Verebnung gehört. Ähnliche Verhältnisse konnte DIETZ (1974) im Gebiet der Altkönig-Vorstufe, die ansonsten frei von tertiären Schottervorkommen ist (LEPPLA 1924, MICHELS & ZÖLLER 1930), auf den in 280 m über NN auf Bl. Frankfurt a. M.-West liegenden Verebnungsniveaus des Weißen Berges und des Börnchen-Berges N bzw. NE Schönberg nachweisen. Die dort gefundenen tertiären Schotterkörper setzen sich ausschließlich aus Quarz und Quarzit zusammen und weisen in ihrem Schwermineralspektrum nur Zirkon, Turmalin und Rutil auf. Da jedoch auf der „Heide“ keine genauere Untersuchung des Bohrgutes möglich war, können die dort vorhandenen Kiese möglicherweise aber auch noch zu den altpleistozänen, fußflächeneigenen Sedimenten gehören, die hier lediglich die ältere Flächenterrassen-Verebnung überziehen, die von den morphodynamischen Prozessen der Fußflächenbildung nicht zerstört werden konnte.

3. Die tertiären Sedimente im Main-Taunusvorland

Im Anteil des Bl. Königstein an dem dem Taunus unmittelbar vorgelagerten, zum östlichen Mainzer Becken gehörigen Main-Taunusvorland sind tertiäre Sedimente — meist von quartären Ablagerungen bedeckt — besonders weit verbreitet. Diese in der Regel sehr mächtigen, reich gegliederten und stratigraphisch meist besser faßbaren Schichtenfolgen sind in ihrer Verteilung, Mächtigkeit und z. T. auch Ausbildung an

die zuletzt von ANDERLE (1974) beschriebenen tektonischen Schollenbereiche gebunden, wobei sandig-kiesige Einschaltungen, die eventuell mit den kiesigen Ablagerungen im Vortaunus korreliert werden könnten, in den verschiedensten stratigraphischen Positionen vorkommen. Im folgenden sollen die tertiären Sedimente für die verschiedenen tektonischen Einheiten getrennt beschrieben werden.

3.1. Die tertiären Sedimente im Hattersheimer Graben

Die jüngsten tertiären, nachweislich ins Pliozän zu stellenden Schichten des Main-Taunusvorlandes treten in einer mit 60–120 m besonders großen Mächtigkeit in dem zum verlängerten Oberrheingraben gehörigen, tektonisch am tiefsten liegenden, auf Bl. Hochheim als Hattersheimer Graben (KÜMMERLE 1969: 101) bezeichneten Bereich unter einer meist mächtigen Quartärdecke auf. In dem in der SE-Ecke des Bl. Königstein im Gebiet zwischen Frankfurt-Zeilsheim und der Flur „Im Bauerloch“ hinziehenden Bereich des Hattersheimer Grabens lassen die von LEPPLA (1924: 55 f.) veröffentlichten Schichtenverzeichnisse sowie neuere Tiefbohrungen, die im Anwesen „Auf der Sandkaul“ und auf dem Gelände der ehemaligen Kreisabdeckerei „Am Saalbusch“ niedergebracht wurden (s. Kap. 5, Brg. 5816/26, 5816/30), ein ähnliches Bild der Ablagerungen erkennen wie auf Bl. Hochheim (KÜMMERLE 1969). Es handelt sich um Wechselfolgen aus hellen, kalkfreien, häufig tonigen Sanden und Kiesen sowie weißen und bunten, häufig sandigen Tonen und Schluffen. Die sandig-kiesigen Partien setzen sich, wie für alle Vorkommen übereinstimmend festgestellt werden kann, zum weitaus größten Teil aus verschieden gut gerundeten Quarzen unterschiedlicher Größe zusammen. Die restlichen Anteile bestehen teilweise nur aus Taunusmaterial (ausschließlich Quarzit), teilweise aber auch aus Mainmaterial. Das meist völlige Fehlen oder nur ganz vereinzelte Vorkommen von schiefrigen Komponenten (z. B. KINKELIN, zit. nach KÜMMERLE 1969: 50) ist für die Ablagerungen charakteristisch. Ebenso läßt auch das Schwermineralspektrum nur die sehr stabilen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil erkennen, wie die Analyse zweier Proben aus der Kiesgrube am „Kastengrund“ NE Weilbach (Bl. Hochheim) durch SEMMEL (unveröff.) ergab. Die Kiese zeigen in ihrer Zusammensetzung somit noch im Pliozän, wahrscheinlich sogar im Oberpliozän, ein einförmiges Bild mit dem fast völligen Fehlen von leichter verwitterbaren Komponenten. Dies entspricht auch den Ergebnissen von KÖRBER (1962: 136 f.), GOLWER (1968: 178 f.), STREIT (in: OKRUSCH et al. 1967; STREIT & WEINELT 1971), BIBUS & KÜMMERLE (1971), SEMMEL (1974a: 15) und SCHEER (1974: 27 ff.) aus anderen Teilen des Rhein-Main-Gebietes.

Für die Reliefentwicklung im Taunusbereich des Bl. Königstein bedeuten die mächtigen Vorkommen und die Fazies der pliozänen Sedimente im Hattersheimer Graben, daß es zur Zeit ihrer Ablagerung einen umfangreichen Transport von Kiesen, Sanden und Tonen gegeben haben muß. Nach den Ergebnissen der Formenanalyse kommen als Formen, über die der Transport stattgefunden hat, wohl hauptsächlich die jüngsten und am niedrigsten gelegenen tertiären Formen, die Flächenterrassen, in Betracht. Die Zusammensetzung der Kiese, die, wie auch der Großteil der bereits beschriebenen, im Gebirgsbereich ihnen entsprechenden syngenetischen Schotterkörper auf verschiedenen FT-Niveaus, fast ausschließlich aus schwer verwitterbarem

Material bestehen, weist ferner darauf hin, daß im Taunus offenbar bis ins Pliozän mit einer intensiven Verwitterung gerechnet werden muß.

3.2. Die tertiären Sedimente im Bereich der Miozän-Scholle von Kelkheim-Münster

Im Liegenden der mächtigen pliozänen Sedimentfüllung des Hattersheimer Grabens sind in verschiedenen Bohrungen auf Bl. Hochheim mergelige und kalkige Schichten mit vereinzelt sandig-kiesigen Lagen angetroffen worden, die zu den aquitanen Hydrobienschichten gehören (KÜMMERLE 1969: 49, Brg. 32, 36). Diese Schichten treten in einer schmalen Staffelscholle entlang der westlichen Rhein-graben-Randverwerfungszone auch oberflächennah auf (KÜMMERLE 1969: 48f.). Die Miozän-Scholle setzt sich nach neueren Befunden von KÜMMERLE & THEWS (1975) nach N im Stadtgebiet von Hofheim, hier als Pflingstweidescholle bezeichnet, noch jenseits des Schwarz-Bach-Tales über den auf der Geologischen Karte Bl. Hochheim angegebenen Bereich hinaus fort, hier allerdings mit einem häufigeren Auftreten von sandig-kiesigen Partien sowohl in den Hydrobienschichten selbst als auch in ihrem Liegenden und vor allem in ihrem Hangenden. Die Kiese und Sande im Hangenden der Hydrobienschichten, wechsellagernd mit kalkfreien, bunten Schluffen und Tonen, setzen sich nach KÜMMERLE & THEWS (1975: 275) auf dem dem Kapellen-Berg E vorgelagerten Stein-Berg (184,2 m über NN) und der sich N anschließenden Kuppe (180,3 m über NN) fort. Auf Bl. Königstein kommt diesen Bildungen besonders große Bedeutung zu. Was ihre stratigraphische Stellung anbetrifft, so könnten sie zwar als postaquitan angesehen werden, jedoch nicht ohne weiteres mit den im Hattersheimer Graben E sich anschließenden pliozänen Schichten gleichgesetzt werden, sondern reichen wohl noch weit in das Miozän hinein. In jedem Fall aber sind sie klar von den Hofheimer Kiesen zu trennen, denen auch nach KÜMMERLE & THEWS (1975: 274) eher die Kiese im Liegenden der Aquitanschichten bzw. diese selbst stratigraphisch entsprechen dürften.

In der nördlichen Fortsetzung des Stein-Berges setzt sich die Miozän-Scholle von Hofheim auf Bl. Königstein in einer am Fuße des Kapellen-Berges zunächst noch schmalen Zone fort. So konnten in einem Dellentälchen bei R 34 60 83, H 55 52 07 in 165 m über NN (RW 184) in der Nähe des bereits von LEPPLA (1924) ca. 1 km SSE der Viehweide verzeichneten Vorkommens von Hydrobienschichten unter gelbbraunen bis gräulichweißen, kalkfreien Kiesen, Sanden und Tonen ab einer Teufe von 2,60 m fossilführende (*Eucypris agglutinans* LIEN.) Mergel mit Mergelkalkbänkchen erbohrt werden (s. auch KÜMMERLE & THEWS 1975: 274).

Nördlich der bisher erwähnten Vorkommen verbreitert sich die am Fuße des Kapellen-Berg-Rückens entlangziehende Miozän-Scholle mit ihren hangenden, kalkfreien Sedimenten zwischen dem Hof Hausen v. d. Sonne und Kelkheim-Münster sehr stark. Die E des Hofes Hausen bereits von KINKELIN (1892: 125, 235f., 1912: 218) erwähnten und von LEPPLA (1924: 36) kartierten Mergel und Kalke der Hydrobienschichten besitzen in diesem Bereich nach den eigenen Aufnahmen eine sehr viel größere Ausdehnung als bisher bekannt war. Ein Großteil der als kalkfrei angesehenen und ins Pliozän gestellten Ablagerungen weist Kalkgehalte auf und ist den Hydrobienschichten zuzurechnen, die, teilweise mit geringmächtigen Sand- und

Tab. 5. Korngrößenzusammensetzung der Fraktion <2 mm in Proben aus den tertiären Sedimenten des Main-Taunusvorlandes (Bl. Königstein); Erläuterungen siehe Text

		K o r n g r ö ß e n i n %						
Probe Nr.	Ton		Schluff			Sand		
	<0,002 mm	0,006 0,002	0,02 0,006	0,06 0,02	0,2 0,06	0,6 0,2	2 0,6	
RW 14/1	9,1	1,4	1,9	1,7	4,2	37,4	44,3	
RW 20/1	78,0	4,8	12,8	3,6	0,8	-	-	
RW 34/1	1,3	4,3	21,6	32,6	21,0	13,5	5,7	
RW 34/6	2,1	0,4	3,4	22,6	28,6	38,4	4,5	
RW 34/9	70,0	5,6	15,2	6,4	2,8	-	-	
RW 68	42,3	4,0	12,5	23,4	13,4	4,3	0,1	
RW 92/1	60,0	13,6	16,8	6,0	3,2	-	-	
RW 111/3	6,8	0,3	0,3	6,8	2,1	33,9	49,8	
RW 111/5	43,2	16,0	26,0	11,2	3,6	-	-	
RW 112/1	71,7	4,0	14,4	9,6	0,3	-	-	
RW 112/2	6,3	0,9	3,5	6,1	2,2	9,0	72,0	
RW 113/1	2,4	1,7	6,2	4,0	15,5	70,1	0,1	
RW 117/1	15,4	2,0	9,8	26,8	7,3	15,6	23,1	
RW 117/2	1,4	3,8	6,2	2,0	78,5	7,9	0,2	
RW 117/3	74,5	6,4	9,5	8,4	1,2	-	-	
RW 117/4	42,0	20,4	23,6	12,8	1,2	-	-	
RW 117/5	5,9	1,7	3,6	11,2	36,2	25,2	16,2	
RW 117/7	28,0	12,4	45,2	8,8	5,6	-	-	
RW 131/2	17,0	11,2	4,2	11,8	55,0	0,8	-	
RW 131/3	70,4	5,6	15,6	8,0	0,4	-	-	
RW 149/5,6 m	29,2	8,0	15,2	46,8	0,8	-	-	
RW 151/4,8 m	7,0	2,0	8,2	7,8	11,7	53,2	10,1	
RW 151/6,2 m	7,4	0,9	7,5	14,1	7,5	23,7	38,9	

Kieslagen durchsetzt, im Straßeneinschnitt an der Eisenbahnbrücke (RW 20; R 34 61 82, H 55 54 26, 175 m über NN) sowie in mehreren Baugruben im Industriegebiet von Kelkheim-Münster besonders gut aufgeschlossen waren. Bei R 34 61 66, H 55 53 81 in 176 m über NN (RW 92) konnte dort neben Fischresten in den Mergeln folgende Fauna nachgewiesen werden, die die Datierung in die Hydrobienschichten bestätigt³:

Dreissena brardi (FAUJAS)

Hydrobia sp.

Candona candidula (LIENENKLAUS)

Ilyocypris tribullata (LIENENKLAUS)

³ Für die paläontologische Bestimmung dieser und der im folgenden noch erwähnten Faunen sowie für mehrere Diskussionen danke ich vielmals Herrn Dr. E. KÜMMERLE, Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden.

Im Bereich um den Hof Hausen lassen sich die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Miozän-Scholle gut erfassen. Von dieser Stelle ist schon seit langem bekannt, daß fossilführende Hydrobienschichten und fossilleere, als Pliozän angesehene Sande und Kiese in unmittelbarer Nachbarschaft vorkommen. Von KINKELIN (1892: 125, 235f.) wurde das Miozän-Vorkommen als horstartige Scholle gedeutet, die mit Verwerfungen an die Kiese angrenzt, während LEPPLA (1924) keine genauere Entscheidung über die Lagerungsverhältnisse traf. Von KLÜPFEL (1932: 603) wurde jedoch eine Unterlagerung der Kiese durch die Hydrobienschichten vermutet. Die eigenen Aufnahmen konnten an dem am Hof Hausen nach NW erfolgenden Übergang der Mergel und Kalke zu den Sanden und Kiesen durch eine Bohrungsreihe wahrscheinlich machen, daß die Kiese nicht mit einer Störung an die Mergel angrenzen, sondern mit einem steilen Einfallswinkel den Mergeln aufliegen (ANDRES & BIBUS & SEMMEL 1974: Abb. 4). Diese Lagerungsverhältnisse konnten neuerdings auch in der großen Kiesgrube N des Hofes Hausen (RW 34; R 34 61 45, H 55 53 70, 177 m über NN) bestätigt werden. Dort treten am Boden der Grube unter den in einer Mächtigkeit von ca. 7 m aufgeschlossenen gelben und weißen, gut geschichteten Sanden und Kiesen (Tab. 5—7, Pr. RW 34/1, 34/2, 34/5, 34/6), die durch Verwerfungen stark gestört sind, graue bis grünlichgraue Tone auf (Tab. 5 und 8, Pr. RW 34/9), die zwar in den durch Bohrungen und eine Profilgrube erschlossenen obersten Metern kalk- und fossilfrei sind, ansonsten aber den Mergeln der Hydrobienschichten aus dem Industriegebiet von Kelkheim-Münster makroskopisch und in ihrem Tonmineralspektrum (extrem hoher Basisreflex für Montmorillonit, vgl. Tab. 8, Pr. RW 34/7, 92/1) gleichen. An diese nur ca. 200 m entfernten Vorkommen lassen sich die grünlichgrauen Tone bei einem 18—20° nach SE ansteigenden Schichtenverlauf sogar direkt anschließen.

Die im Hangenden der Hydrobienschichten auftretenden Sande und Kiese stehen in der Umgebung des Hofes Hausen vor allem in westlicher Richtung in weiter Verbreitung an und sind außer in der oben beschriebenen großen Kiesgrube auch S des Hofes bei R 34 61 49, H 55 52 73 in ca. 165 m über NN in einer verfallenen, früher bereits von KINKELIN (1889: 50, 1892: 235) beschriebenen Grube noch 1,5 m tief als rötlichgelbe bis gelblichweiße Sande und Quarzkiese aufgeschlossen (RW 122).

Tab. 6. Petrographische Zusammensetzung der Schotter von Proben aus den tertiären Sedimenten des Main-Taunusvorlandes (Bl. Königstein)

Probe Nr.	Geröllanteile in % (Grobkiesfraktion)				
	Quarz	Quarzit	Sandstein	div. Schiefer	Fe-Krustenbruchstücke
RW 14/2	93,1	4,9	-	-	2,0
RW 34/1	69,4	28,4	2,2	-	-
RW 34/2	75,5	18,4	2,6	-	3,5
RW 111/3	98,2	1,8	-	-	-
RW 117/5	87,9	12,1	-	-	-
RW 151/6,2 m	81,1	15,9	3,0	-	-

Tab. 7. Schwermineralogische Zusammensetzung von Proben aus den tertiären Sedimenten des Main-Taunusvorlandes (Bl. Königstein)

Probe Nr.	Schwerminerale in Korn - %					Opake Minerale
	Transparente Minerale					
	Epidot	Rutil	Turma- lin	Zirkon	Sonst.	
RW 20/2	-	7	15	78	-	58
RW 34/5	-	2	8	90	-	68
RW 34/6	-	11	6	83	-	72
RW 111/4	-	1	2	97	-	58
RW 117/5	2	3	8	87	-	69

Stratigraphisch entsprechende Sedimente stellen wohl auch die Kiesvorkommen in der Flur „Am Zeilsheimer Weg“ SE Kelkheim-Münster dar. Die dort in den Gruben der ehemaligen „Fabrik feuerfester Steine“ von KINKELIN (1889: 50, 1892: 235) beschriebenen und ins Pliozän gestellten grauen und fleischfarbenen Tone können dabei möglicherweise aber auch noch direkt den Hydrobienschichten zuzurechnen sein, da sie zumindest z. T., wie die Befragung eines ehemals für den Tonabbau zuständigen Gemeindebeamten ergab, schon immer kalkhaltig waren. So waren „Am Zeilsheimer Weg“ auch während der Kartierung vorübergehend bei R 34 62 20, H 55 53 84 in ca. 166 m über NN (RW 68) zusammen mit weißen, kantengerundeten Fein- und Mittelkiesen noch kalkhaltige, jedoch fossilfreie, weiße, schluffige Mergel aufgeschlossen.

Tab. 8. Mineralzusammensetzung von Proben aus den tertiären Sedimenten des Main-Taunusvorlandes zur Bedeutung der Abkürzungen vgl. Tab. 4

Probe Nr.	Röntgendiffraktometrisch nachweisbarer Mineralgehalt
RW 34/7	\bar{I} , \bar{K} , \bar{Mo} , ML, \bar{Qz} , Fsp
RW 34/9	\bar{I} , \bar{K} , Mo, ML, \bar{Qz}
RW 92/1	I, K, \bar{Mo} , ML, \bar{Qz} , Ca, Ar
RW 111/5	\bar{I} , \bar{K} , Mo, ML, \bar{Qz} , Fsp, Par', Goe
RW 117/3	I, \bar{K} , ML, \bar{Qz} , Fsp
RW 117/7	I, \bar{K} , ML, \bar{Qz} , Fsp', Goe
RW 131/3	I, K, Mo, ML, \bar{Qz} , Fsp, Ca

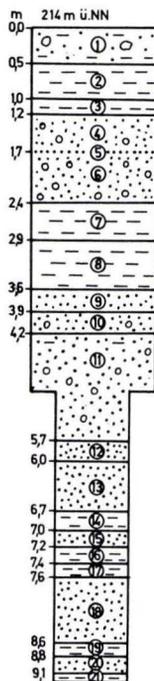


Abb. 5. Aufschluß- und Bohrprofil aus der W-Ecke des Sportplatzes am Hallenbad Kelkheim-Münster (RW 117; R 34 60 64, H 55 54 58).

- ① Lehm, gelb- bis rötlichbraun, kalkfrei, sandig-tonig, kiesig. Geröllkomponenten: Quarz, Quarzit, Schiefer, Eisenkrustenbruchstücke, Lateritknollen. Schwemmschutt, vermutlich ältestes Pleistozän. Im Hangenden stellenweise noch Lößbedeckung.
- ② Ton, ockergelb bis weiß, kalkfrei, stark schluffig, von Eisenkrustenbruchstücken durchsetzt. Pr. RW 117/7.
- ③ Ton, weinrot, kalkfrei, schluffig, weiß geflammt, an der Basis sandig.
- ④ Mittelsand, ocker- bis rostbraun, kalkfrei, lehmig, kiesig, stellenweise durch Eisenausscheidungen zu Sandstein oder Konglomerat verfestigt.
- ⑤ Sandband, violett bis weißlichgrau, kalkfrei, tonig.
- ⑥ Mittelsand, ockerbraun bis -gelb bis rötlichgelb, kalkfrei, schwach lehmig, stellenweise in Mittel- bis Grobkies übergehend. Auf längere Strecken durchziehende Eisenkrusten bis 6 cm Dicke, nur Goethit, schwarz bis rostrot. Geröllkomponenten: s. Tab. 6, Pr. RW 117/5.
- ⑦ Ton, ockerbraun, stellenweise weiß bis violett geflammt, kalkfrei, schluffig, steinfrei. Im Schlämmrückstand sehr selten feine Schalenrümmer. Pr. RW 117/4.
- ⑧ Ton, bläulichviolett, weinrot bis weiß bis gelb geflammt, kalkfrei, steinfrei, sehr selten bis 1 cm dicke Sandlagen wie ⑨. Pr. RW 117/3.
- ⑨ Feinsand, ockergelb, weiß geflammt, kalkfrei, schluffig. Pr. RW 117/2.
- ⑩ Mittelkies in Feinsandmatrix, ockergelb, im oberen Teil violett, kalkfrei. Geröllkomponenten: wie ⑥.
- ⑪ Mittel- bis Grobkies, violett, stellenweise ockergelb, weiß und weinrot geflammt, kalkfrei, sandig-lehmig, mit vereinzelt Sand- und Tonlagen. Pr. RW 117/1.
Fein- bis Mittelsand, gelb, kalkfrei.
- ⑫ Fein- und Mittelsand, wechsellagernd gelb und violett, stellenweise tonig, kalkfrei.
- ⑬ Ton, violett, kalkfrei, schluffig, stellenweise schwach sandig.
- ⑭ Sand, wechsellagernd gelb und violett, kalkfrei, schwach tonig.
- ⑮ Ton, violett, kalkfrei, schluffig.
- ⑯ Ton, weißlichgrau, violett geflammt, kalkfrei, schluffig, nach unten zunehmend weißlich werdend, vereinzelt dünne Sandlagen.
- ⑰ Mittel- bis Feinsand, gelblich bis rot, kalkfrei, schwach tonig.
- ⑱ Ton, weißlichgrau, schwach rötlich und violett geflammt, kalkfrei, schluffig.
- ⑲ Fein- bis Mittelsand, gelb, kalkfrei.
- ⑳ Ton, violett bis weißlichgrau, kalkfrei.

Besondere Bedeutung kommt den Sedimenten im Hangenden der Hydrobienschichten W Kelkheim-Münster im Übergang zum Vortaunus zu. In tieferer Lage zwischen 185 und 190 m über NN waren im Neubaugebiet W des Bahnhofs in mehreren Baugruben (RW 111—113) allerdings noch Schichten aufgeschlossen, die im Gegensatz zu LEPLA (1924) direkt zu den Hydrobienschichten zu stellen sind. Es handelte sich um hellgraue bis graugrüne, meist ockerbraun marmorierte Mergel sowie um Tone mit zahlreichen kleinen Kalkkonkretionen, in die weiße bis gelbbraune, teilweise von Eisen- und Mangenausscheidungen durchsetzte Feinsand- bis Mittelkieslagen von wenigen Dezimetern Mächtigkeit eingeschaltet waren (Tab. 5—8, Pr. RW 111/3—5, 112/1—2, 113/1). Eine bei R 34 61 43, H 55 54 41 in 1,80—1,95 m unter Flur aufgeschlossene Kalkbank lieferte hier folgende Fauna:

Fischreste

Hydrobia sp.

Eucypris agglutinans (LIENENKLAUS)

Discorbis globularis (D'ORBIGNY)

Bolivina moquntiacae (BARTENSTEIN & HEINEMANN)

Die Mergel und mit Kalkkonkretionen durchsetzten Tone der Hydrobienschichten lassen sich in Kelkheim-Münster in Baugruben an den zur Gundelhard und zum Lorsbacher Kopf ansteigenden Hängen bis in die Nähe des Reitplatzes (R 34 60 97, H 55 54 44) in ca. 200 m über NN verfolgen. Weiter aufwärts in 214 m über NN waren dann am Sportplatz in der Nähe des Hallenbades von Kelkheim-Münster (Abb. 5) wieder die hangenden kalkfreien Sedimente aufgeschlossen, hier vertreten durch eine leicht verbogene, flach nach SE einfallende Wechselfolge von buntem Ton, Sand und Kies (Tab. 5—8, Pr. RW 117/1—5, 117/7).

Ähnliche Kiese, Sande und Tone wie am Sportplatz von Kelkheim-Münster treten auch in zahlreichen verfallenen kleinen Gruben (z. B. bei R 34 60 80, H 55 54 08) unmittelbar SE der Zentralen Mülldeponie von Kelkheim in 220 m über NN wieder auf. Ebenso waren auch in der Mülldeponie selbst (RW 110, R 34 60 70, H 55 54 10), die der bereits von KINKELIN (1889: 52, 1892: 236f.) beschriebenen ehemaligen Tongrube entspricht, zu Beginn der Kartierarbeiten teilweise noch bräunliche bis weiße, von Eisenkrustenbruchstücken durchsetzte Tone zugänglich. Früher sollen hier auch bunte Tone erschlossen gewesen sein.

Die tonig-kiesigen, kalkfreien Ablagerungen lassen sich W der Mülldeponie hangaufwärts bis zur Höhe der Gundelhard verfolgen, ebenso auch in mehreren Aufschlüssen weiter N entlang des Fahrweges von Kelkheim-Münster zur Gundelhard. Auf der Höhe der Gundelhard selbst scheinen jedoch nur noch sandig-kiesige, durch Eisenkrusten (Goethit) verfestigte Sedimente ohne nennenswerte Tonlagen aufzutreten. Sie wurden hier bereits von KINKELIN (1892: 255f.) in der in 266 m über NN liegenden „Münsterer Sandgrube“ beschrieben und sind teilweise heute noch in einer verfallenen Grube in 273 m über NN (RW 13; R 34 60 00, H 55 54 32) sowie in 276 m über NN auf dem hinter dem heutigen Wirtshaus Gundelhard liegenden Grundstück (RW 14; R 34 59 91, H 55 54 50) in einer 2,5 m hohen Aufschlußwand der hier ehemals vorhandenen, ebenfalls noch von KINKELIN (1889: 83) beschriebenen „Kiesgrube in der Gundelhard“ zugänglich.

Weiter als bis zu dem in 280 m über NN an der Gundelhard ausgebildeten uFT-Niveau reicht die W Kelkheim-Münster an die Hydrobienschichten hangaufwärts anschließende Schichtenfolge nicht hinauf. Die sich daraus ergebende max. Mächtigkeit von ca. 80 m kann dabei u. U. geringer sein, wenn man noch Störungen annimmt, liegt aber durchaus im Bereich des Möglichen, wenn man bedenkt, daß die hangenden, unmittelbar an das jüngsttertiäre uFT-Niveau anschließenden Teile der Akkumulation noch bis ins Oberpliozän reichen können, und die liegenden Teile vielleicht noch fazielle Vertretungen der Hydrobienschichten darstellen. Dafür würde sprechen, daß auch schon in den oben erwähnten Baugruben W des Bahnhofes Kelkheim-Münster häufiger Sand- und Kieslagen auftreten, und daß aus einer bläulichvioletten Tonschicht im Aufschluß des Sportplatzes am Hallenbad von Kelkheim-Münster unbestimmbare Schalenreste ausgeschlämmt werden konnten.

Die um Kelkheim-Münster mit ihren hangenden Sanden, Kiesen und Tonen weit ausgedehnte Miozän-Scholles stößt in ihrer NW-Fortsetzung in die Hornauer Bucht hinein an der im Relief kaum kenntlichen Randverwerfungszone an die vordevonischen Phyllite an. Auf der Vorlandseite der Verwerfungszone jedoch nimmt sie das gesamte Gebiet zwischen Kelkheim-Münster, Oberliederbach und Bad Soden ein. Die aquitane Schichtenfolge wurde hier von mehreren zur Trinkwassererschließung niedergebrachten Tiefbohrungen bis in Teufen von weit über 100 m erschlossen. So wurden in der Talaue des Liederbaches am E-Rand von Kelkheim-Münster in den Bohrungen Kelkheim-Münster 1 und 2 (s. Kap. 5, Brg. 5816/12, 5816/32) fossilführende Mergel und Kalke angetroffen, die offenbar den Hydrobien-, *Corbicula*- und Cerithienschichten angehören und die in der Bohrung Kelkheim-Münster 2 in der Endteufe von 131 m noch nicht durchteuft waren. Sand- und Kieseinschaltungen treten in den Bohrungen gegenüber den näher zum Gebirge gelegenen Miozänvorkommen stark zurück und beschränken sich meist auf in kalkhaltige Schluffe eingelagerte Quarzgerölle und geringmächtige, teilweise sogar kalkhaltige Sand- und Kieslagen.

Gleichartige Schichtenfolgen von fossilführenden (Hydrobien) Mergeln und Kalken wurden ca. 1 km weiter WNW bei R 34 63 03, H 55 54 91 in ca. 162,5 m über NN am W-Rand der Siedlung „Heide“ erbohrt (s. Kap. 5, Brg. 5816/16), sowie in noch weiterer Entfernung vom Gebirge in der Brg. Niederhofheim 2 (s. Kap. 5, Brg. 5816/49). In der Versuchsbohrung Niederhofheim treten zwischen 0 und 116,5 m Teufe sandig-kiesige Schichten völlig zurück. Erst in den letzten Metern bis zur Endteufe treten kalkfreier Quarzkies und Ton auf, die möglicherweise auf das Ende der miozänen Schichtenfolge hindeuten. In der in der Brg. Niederhofheim 2 von 29 m bis zur Endteufe von 120 m angetroffenen Mergel- und Kalkserie dagegen treten überhaupt keine Sand- und Kieseinschaltungen mehr auf. Hier kommen nur im Hangenden der Hydrobienschichten wieder kiesige, sandige und tonige Schichten vor.

Die im Gebiet zwischen Kelkheim-Münster, Oberliederbach und Bad Soden in den erwähnten Tiefbohrungen angetroffenen und fossilmäßig belegten miozänen Mergel- und Kalkserien mit ihren kalkfreien Schichtenfolgen im Hangenden wurden zwischen Kelkheim-Münster und der Siedlung Heide auch in den Bohrungen des Straßenneu-

baumtes Rhein-Main⁴ zur neuen Trassenführung von B 8, L 3012 und L 3016 erschlossen (vgl. Bohrungsverzeichnis bei WERNER 1976: 332 ff.). Dabei konnten, wiederum in näherer Lage zum Gebirge, häufiger zwischen die kalkhaltigen Schluffe, Mergel und Kalke eingelagerte geringmächtige Sand- und Kiesschichten festgestellt werden.

Durch weitere Bohrungen zur neuen Trassierung der B 519 bei R 34 62 28, H 55 55 16 (projektierte Feldweg-Unterführung „Schmieherweg“, 179 m über NN, WERNER 1976: Brg. 9) und bei R 34 61 88, H 55 55 68 (projektierte Unterführung Ortsstraße „Nach dem Busch“, 205 m über NN; WERNER 1976: Brg. 10), die im Winter 1973/74 selbst aufgenommen werden konnten, war es möglich, die aquitane, von LEPPLA (1924) noch als pliozän kartierte Schichtenfolge weiter nach NW zu verfolgen. Fünf Mergelproben aus den Bohrungen für die Ortsstraße „Nach dem Busch“ erbrachten dabei mit *Hydrobia* sp., *Cypridopsis? similis* (LIENENKLAUS) und *Eucypris agglutinans* (LIENENKLAUS) eine Fauna, die eine Einstufung in die Hydrobienschichten erlaubt. Die Hydrobienschichten lagern, wie die Bohrprofile zeigten, hier jedoch nur noch in einer Mächtigkeit von mehreren Metern schon auf den vordevonischen Phylliten, die in unmittelbarer Nähe der Bohransatzpunkte dann auch ohne Sedimentdecke oberflächlich erbohrt werden konnten. Trotz dieser Nähe zum Phyllit liegen in der kalkhaltigen, schluffig-tonigen Schichtenfolge nur geringmächtige Sand- und Kiesschichten (Tab. 5, 6, Pr. RW 151/4, 151/6).

Die zwischen Kelkheim-Münster und Bad Soden aus den Bohrprofilen beschriebenen Schichten des Untermiozäns treten vor allem an dem nach W exponierten Hang W und N der Siedlung „Heide“ als Mergel und Kalke mit *Hydrobia elongata* und *Dreissena brardi* (FAUJAS) zutage (vgl. auch schon KOCH 1880; KINKELIN 1889: 47f., 1892: 119f., 234; LEPPLA 1924). Die Mergel und Kalke stoßen — im Gelände gut verfolgbar — etwa an der von LEPPLA (1924) dargestellten und von Herrn H.-J. ANDERLE (Hess. L.-Amt Bodenforsch., freundl. mündl. Mitt.) beim Bau der neuen B 8 in der Flur Kremsergasse auch im Aufschluß beobachteten Verwerfung an Phyllite, wenn auch weiter NW in der Flur „In der Schmie“ am Wasserbehälter (R 34 62 89, H 55 56 33; 210 m über NN) noch einmal kalkhaltige tertiäre Sedimente aufgeschlossen waren, was auf ein im Detail recht kompliziertes Verwerfungssystem hindeutet.

Die Hydrobienschichten konnten an der Heide-Siedlung bis ca. 185 m über NN hangaufwärts verfolgt werden, wo in Baugruben (z. B. RW 131, R 34 63 38, H 55 55 40, 184 m über NN) mehrfach graue bis grüngraue, stellenweise ockergelbe Mergel und von Kalkkonkretionen durchsetzte Tone (Tab. 5—8, Pr. RW 131/3) aufgeschlossen waren, in denen auch mehrere Dezimeter mächtige ockergelbe Feinsandlinsen (Tab. 5, Pr. RW 131/2) mit Eisenkrustenbruchstücken vorkamen. Noch weiter E und höher treten dagegen wieder die weißen bis bunten Sande, Kiese und Tone aus dem Hangenden der Hydrobienschichten auf. Sie wurden hier bereits von KINKELIN (1889: 48, 1892: 120, 234) als 11 m mächtiges Hangendes der Untermiozänschichten beschrieben. In Bestätigung der von ihm dargestellten Abfolge waren im Einschnitt der neuen B 8 zwischen der Heide-Siedlung und dem Hof Wilhelmshöhe

⁴ Für die freundliche Überlassung der Bohrverzeichnisse danke ich vielmals Herrn L. ANGER, Hess. Straßenneubauamt Rhein-Main, Wiesbaden.

weiße, kantengerundete Quarzkiese mit grauen und bunten, kalkfreien Ton- und Schlufflagen angeschnitten (freundl. mündl. Mitt. von Herrn H.-J. ANDERLE, Hess. L.-Amt Bodenforsch.) und konnten während der eigenen Kartierungen in der Nähe des Hofes Wilhelmshöhe auch mehrfach erbohrt werden. Da diese Schichten jedoch in der nur ca. 400 m entfernten Ziegeleigrube Bad Soden (RW 127) im Liegenden des dortigen Quartärprofils noch bis mindestens 170 m über NN hinabreichen, scheint insgesamt doch eine stärkere Störung der Schichtenfolge vorzuliegen, als dies die Geologische Karte (LEPPLA 1924) bzw. die Ausführungen von KINKELIN (1889, 1892) erkennen lassen. Möglicherweise macht sich in diesem Bereich eine nördliche Fortsetzung des Hattersheimer Grabens bemerkbar. Dafür würde sprechen, daß auch auf dem SE der Siedlung Heide gegen Oberliederbach nach S abfallenden Hang die kalkfreien, kiesig-tonigen Schichten größere Verbreitung bis zur Lieder-Bach-Aue hinab (ca. 150 m über NN) besitzen und in der auf dem gleichen Hang in 152 m über NN niedergebrachten Tiefbohrung Niederhofheim 2 bis 28,2 m Teufe (= 123,8 m über NN) reichen.

Was die Beziehung der im Bereich der Miozän-Scholle im Hangenden der Hydrobienschichten auftretenden Sedimente zu den tertiären Kiesen im Gebirgsbereich und zu den dort ausgebildeten tertiären Formenrelikten betrifft, so gehören diese aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung ins Jungtertiär als korrelierte Sedimente zu den Flächenterrassen und den auf ihnen stellenweise vorkommenden syngenetischen Sedimentdecken. Dies könnte möglicherweise auch noch für Teile der Hydrobienschichten selbst gelten, die faziell als Kiese vertreten sind, obwohl hierbei schon eher an eine Lieferung über die Troglflächen und an eine mögliche Korrelierung mit Teilen der Hofheimer Kiese zu denken wäre (vgl. auch KÜMMERLE & THEWS 1975: 274). In jedem Fall vollzog sich jedoch im Bereich der Miozän-Scholle zur Zeit der Entstehung der Flächenterrassen der Übergang der Formen von Abtragungsverebnungen in Aufschüttungsebenen. Der dabei wahrscheinlich glaciaartige Übergangsbereich ist heute jedoch infolge des Wirkens der vor allem pleistozänen Tektonik zerstört.

3.3. Die alttertiären Sedimente

Im Anteil des Bl. Königstein am Main-Taunusvorland treten oberflächennah keine tertiären Sedimente auf, die älter als Miozän sind. Für eine Korrelierung mit den älteren und höherliegenden tertiären Formenrelikten im Vortaunus und Taunuskamm müssen daher die auf Bl. Hochheim von KÜMMERLE (1969: 24 ff.) beschriebenen oligozänen Rupeltone und Cyrenenmergel herangezogen werden, die mit einer Verwerfung an die Rotliegendescholle von Lorsbach—Hofheim S anschließen. Diese Schichten zeigen trotz sandiger Einschaltungen zwar wenig Bezug zu den tertiären Sedimenten im Gebirge, vor allem nicht zu den unmittelbar an die Cyrenenmergel von Diedenbergen N anschließenden Hofheimer Kiesen, jedoch sind gerade die Cyrenenmergel nach KÜMMERLE (1969: 34) im Gebiet von Diedenbergen auch durch kiesige Mergel mit gerundeten Quarz- und Quarzitgeröllen bis Faustgröße vertreten, und in unmittelbarer Nähe zum Rotliegenden wurden in einer Bohrung sogar kalkfreie, dem Cyrenenmergel zuzurechnende Kiesschichten angetroffen (KÜMMERLE 1969: 34, Brg. 10). Nach den zwischen Hochheim und Flörsheim am Falken-Berg

zwischen Cyrenenmergel und Landschneckenkalk auftretenden Quarzkiesen (WENZ 1921: 141, KÜMMERLE 1969: 34ff.) scheinen diese grobklastischen fluvialen Schüttungen vor allem im höheren Oberoligozän Bedeutung erlangt zu haben. Es scheint daher durchaus nicht ausgeschlossen, daß zumindest Teile der Hofheimer Kiese als Faziesvertretungen der Cyrenenmergel aufzufassen und ins Oberoligozän zu stellen sind. Dies erscheint vor allem auch deshalb möglich, weil sie in der direkten Fortsetzung der Cyrenenmergel in gebirgsseitiger Lage zur westlichen Rheingraben-Randverwerfungszone auftreten und — wie die geomorphologischen Kartierungen ergeben haben — in ihrem Vorkommensbereich schon seit langen geologischen Zeiten in höheres Relief eingeschnittene und zur Küste geneigte Flachrelieftteile bzw. terrassenartige Formen, über die ein fluvialer Sedimenttransport stattfinden konnte, einen breiten Ausgang zum Mainzer Becken hatten. Außerdem scheinen im Oberoligozän überhaupt kiesige fluviale Bildungen eine größere Rolle zu spielen und auch in größerer Mächtigkeit aufzutreten. Dies zeigen nicht nur die bereits erwähnten Quarzkiese am Falken-Berg, sondern auch die in einigen neueren Brunnenbohrungen der Taunusvorlandgemeinden Kronberg, Bad Soden, Oberhöchstadt, Schwalbach und Oberursel im Liegenden der aquitanen Mergel- und Kalkserien angetroffenen Kies- und Tonfolgen (Archiv Hess. L.-Amt Bodenforsch., Brg. 5817/113, 211, 223, 232, 233, 281, 284), die sich mit zahlreichen Kiesvorkommen in ähnlicher stratigraphischer Position in Verbindung bringen lassen (vgl. Zusammenfassung der Literatur bei KÜMMERLE 1969: 38).

Die oberoligozänen Sedimente lassen sich nach den obigen Ausführungen somit als stratigraphische Äquivalente eines Teiles der Hofheimer Kiese und damit als korrelierte Sedimente der Trogflächen deuten. Dies konnte vor allem für die Cyrenenmergel wahrscheinlich gemacht werden. Da aber möglicherweise auch die Rupeltone mit ihren sandigen Einschaltungen und die auf Bl. Hochheim im Liegenden der Rupeltone erbohrten Sande und Kiese, die von KÜMMERLE (1969: 24—25) unter Vorbehalt mit den Meeressanden in Verbindung gebracht werden, noch mit den basalen Lagen der Hofheimer Kiese korrespondieren könnten, so wären auch noch Verebnungen des Rumpfflächen-Stockwerkes an deren Sedimentation beteiligt. Syn-genetische Sedimentdecken auf Rumpfflächen-Verebnungen im Taunus selbst sind zwar bisher weder auf Bl. Königstein noch von einer anderen Stelle bekannt (vgl. auch BIBUS 1971: 33, MÜLLER 1973: 50), jedoch zeigen die hier angesprochenen alt-tertiären Sedimente, daß offenbar bereits seit dem Beginn der Hebung und damit Zerschneidung des Taunus ein Sedimenttransport stattgefunden hat und daß neben der Abspülung von Schluff und Ton aus den intensiven Verwitterungsdecken zu allen Zeiten zumindest kurzfristig auch gröberes Material transportiert wurde.

4. Stratigraphische Gliederung

Abschließend soll die stratigraphische Stellung der in den vorstehenden Kapiteln untersuchten tertiären Sedimentvorkommen und der mit ihnen zu korrelierenden tertiären Flachformenrelikte überschaubar (Tab. 9) dargestellt werden. In diesem Zusammenhang sei auch auf die geologisch-geomorphologischen Querprofile in WERNER (1977: Abb. 12—14) hingewiesen.

Tab. 9. Stratigraphische Gliederung der tertiären Sedimente auf Blatt Königstein und ihre Beziehungen zur Reliefentwicklung

Zeit		Sedimentfolge im Main-Taunusvorland		Sedimentfolge im Vortaunus	Reliefentwicklung			
Pliozän	Oberes	kalkfreie, klastische Sedimente in der nördlichen Verlängerung des Hattersheimer Grabens	kalkfreie, klastische Sedimente im Hangenden der Hydrobienschichten der Aquitan-Scholle von Kelkheim-Münster	syngenetische Sedimentlagen auf Verebnungen der Flächenterrassen	untere Flächenterrasse mittlere Flächenterrasse obere Flächenterrasse			
	Unteres							
Miozän	Sarmat							
	Torton							
	Helvet							
	Burdigal							
Oligozän	Aquitan	Hydrobienschichten	am Gebirgsrand fazial als kalkfreie, klastische Sedimente	Hofheimer Kies	obere Trogfäche			
		<i>inflata</i> - (<i>Corbicula</i> -) Schichten						
		Cerithienschichten						
	Chatt	Fluviale Bildungen	Meeressand von Medenbach			untere Trogfäche		
		Cyrenenmergel						
	Rupel	Schleichsand					Oberer Unterer Meeressand	Rumpfflächen
		Oberer Rupelton						
Mittlerer Rupelton								
Unterer Rupelton								
Lattorf								
Eozän								

5. Bohrungen

Die Schichtenverzeichnisse von den in diesem Kapitel aufgeführten 6 Bohrungen sind im Archiv des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung hinterlegt. Mit Genehmigung der Auftraggeber durften sie eingesehen, ausgewertet und veröffentlicht werden. Die Nummern der Bohrungen sind die laufenden Bohrarchivnummern des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Die Schichtenverzeichnisse sind zur Veröffentlichung z. T. gekürzt worden, indem mehrere Schichtglieder der Originalschichtenverzeichnisse zusammengefaßt wurden. Außerdem erfolgte bei den alten Bohrprofilaufnahmen (Nr. 5816/12, 16, 26 und 30) eine formale Angleichung der Gesteinsbeschreibung an die heute übliche Form.

Brg. 5816/12

Bezeichnung: Wasserbohrung Kelkheim („Krautgärten I“)

Lage: R 34 62 05, H 55 54 61, ca. 164 m über NN

Zweck: Wassererschließung; Zeit : 1949

Bearbeiter: MICHELS 1949

— 0,50 Mutterboden	Holozän
— 0,80 Lehm, braun	„
— 2,60 Lehm, steinig	„
— 6,80 Ton, weiß, mit vereinzelten Kiesen, vielleicht umgelagertes Pliozän	(?)
— 8,70 Sand, eisenverkittet	Pleistozän
— 9,20 Gerölle, grob	„
— 9,70 Fein- bis Mittelsand	„
— 11,50 Kies, fein bis grob	„
— 12,50 Kiese und Gerölle	„
— 14,30 Sand und Kies, eisenverkittet	„
— 19,00 Ton, gelb, sandig	Pliozän

— 21,00	Glimmerton, blättrig, feinsandig	Pilozän
— 22,00	Fein-, Mittel- und Grobsand, gelb	„
— 22,50	Ton, gelb	„
— 24,00	Mergel, hellgrau	<i>Corbicula</i> -Sch.
— 24,50	Mergel, grau, kalkreich, schlierig; vielleicht Äquivalent eines Algenkalkes	„
— 28,90	Tonmergel, hell- bis dunkelgrau	„
— 29,10	Kalkmergelbänke, ziemlich fest	„
— 32,00	Tonmergel, grau	„
— 32,20	Muschelschalenbreccie, unbestimmbar	„
— 32,50	Glimmersande, tonig, etwas bituminös, feinstplattig	„
— 32,60	Mergel, schwach bituminös	„
— 33,00	Kalkton-Septarie	„
— 35,00	Mergel mit fossilreichen Kalkbrocken	„
— 38,40	Mergelton, dicht, hellgrau	„
— 41,00	Mergelkalk, fossilreich (verkittete Schalenbreccie)	„
— 41,30	Kalkkonkretionen	„
— 42,50	Kalkstein, tuffig	„
— 44,00	Mergel, hellgrau, kalkreich	<i>Corbicula</i> - bis Cerithien-Sch.
— 44,30	Kalkkonkretionen	„
— 48,00	Mergel, grau, tonig, dicht	„
— 51,00	Mergelton, feinsandig, dunkel, mit Einschluß einer <i>Corylus</i> -Frucht	„
— 51,50	Bank von verfestigtem Feinsand (mit Kalk verfestigt), vielleicht Cerithien-Sand	„
— 52,50	Tonmergel, graubraun	Cerithien-Sch.
— 53,00	gröberes Quarzgeröll, ganz schwach grünlich, tonige Quarze, sehr rein	Äquivalent d. Vilbeler Sch. ?
— 53,50	Quarzkies und -grobsand, gemischt	„
— 55,00	Quarzkies, hellgrau	„
— 58,20	Ton, graugrün	Cyrenenmergel ?

Brg. 5816/16

Bezeichnung: Versuchsbohrung Niederhofheim

Lage: 500 m NNE Ortskern Niederhofheim, R 34 63 03, H 55 54 91, ca. 162,5 m über NN

Zweck: Wassererschließung; Zeit: 1955

Bearbeiter: NÖRING 1955

— 0,40	Mutterboden	
— 1,40	Mergel, graugrün, mit rostbraunen Kalkfeinsandlagen	Aquitän
— 1,65	Kalkmergel, weiß, graugrün- und rostbraun gefleckt	„
— 3,80	Ton, schmutzigrün, kalkfrei	„
— 4,70	Kalkstein, weiß, wenig gelbgefleckt	„
— 7,00	Muschelschill, rostgelb	„
— 8,80	Ton, grün, rostbraun gefleckt	„
— 9,30	Kalksand, braungelb, von verschiedenen Körnungen	„
— 13,50	Ton, schwarzgrau, mit Schwefelkiesmulm auf den Schichtflächen, kalkfrei	„
— 44,00	Mergel, leuchtend- und schwarzgrün, mit Kalkschalen-trümmern	„
— 45,20	Kalkstein, hellgrün, braunfleckig, dicht	„
— 48,30	Mergel, schwarzgrün	„
— 49,50	Kalkstein, hell- und dunkelgrau, fleckig, dicht	„
— 55,60	Ton, grün und grünbraun	„

— 56,80	Kalkstein, grau und gelb- und graugefleckt, dicht, mit Hydrobierenresten	Aquitän
— 57,10	Mergel, grün, und weißer Kalkmulm mit Fossilresten	„
— 64,50	Ton und Mergel, grünbraun und graugrün, mit Einlagerungen von Kalkstein	„
— 69,80	Ton, grün, mit Wurzelresten und einzelnen fossilführenden Mergellagen	„
— 75,50	Kalkstein, grau, fossilführend, dicht, Kalzitrasen auf Klüften, poröser Algenkalk und schwarzgrauer Kalkstein	„
— 78,40	Mergel, schwarzgrün, mit Lagen von hell- und dunkelgrünem, fleckigem Kalkstein	„
— 85,50	Mergel, grünschwartz und blaugrün	„
— 86,40	Kalkstein, hellgrau, dicht	„
— 87,50	Mergel, dunkelgrau, mit Hydrobieren	„
— 88,40	Kalkstein, hellgrau, dicht	„
— 92,20	Mergel, dunkelgrünbraun, mit Hydrobieren	„
— 95,30	Mergel, hellgrün, mit weißlichem Kalkmulm	„
— 98,10	Kalkstein, hellgrün, dunkelfleckig, dicht	„
— 101,20	Mergel, hellgrün, kreidig	„
— 102,70	Kalkstein, grau, mit Hydrobieren, dicht, einzelne Quarzgerölle bis 1 cm \varnothing	„
— 104,30	Mergel, grau, mit Hydrobieren	„
— 106,50	Mergel, leuchtendgrün, mit Lagen von graugrünem, dichtem Kalkstein	„
— 108,50	Kalkstein, grün und hellgelb, fleckig	„
— 116,50	Mergel, grün- und braungrau, mit Kalkstein	„
— 117,30	Quarzkies, weiß, wenig gerundet, \varnothing bis 1 cm, kalkfrei	„
— 119,00	Mergel, grüngrau, mit Kalkmulm	„
— 121,00	Ton, grau, braun verwittert, mit Quarzgeröllen, kalkfrei	„

Brg. 5816/26

Lage: Hofheim, R 34 61 98, H 55 52 17, ca. 140 m über NN

Zweck: Wassererschließung; Zeit: 1954

Bearbeiter: KARSCHNY 1954

— 6,5	Schacht	(?)
— 11,6	Ton, weiß	Pliozän
— 15,3	Quarzkies, weiß, tonig	„
— 19,0	Ton, weiß	„
— 19,9	Quarzkies, weiß, tonig	„
— 20,7	Quarzkies, rot verfärbt	„
— 21,5	Ton, weiß, und Steine	„
— 27,0	Quarzkies, weiß, tonig	„
— 29,7	Ton, gelbweiß	„
— 30,0	Ton und Quarzkies, weiß	„
— 30,5	Ton, feinsandig	„
— 31,5	Quarzkies	„
— 34,0	Feinsand, tonig	„
— 35,5	Ton, weiß	„

Brg. 5816/30

Lage: „Am Saalbusch“, Kreisabdeckerei Oberliederbach, R 34 62 72, H 55 53 13, ca. 141 m über NN

Zweck: Wassererschließung; Zeit: 1934

— 0,30	Humus	Pleistozän
— 2,00	Letten, steinig	„
— 3,40	Sand, grau und rot, fest	„
— 4,00	Kies, eisenhaltig, und roter, harter Sand	„
— 6,80	Mergel (?), gelb und weiß	Pliozän
— 7,10	Quarzkies, leutig	„
— 7,70	Quarzsand	„
— 7,90	Kies, eisenhaltig	„
— 9,00	Quarzsand, gelb	„
— 10,30	Quarzsand, grau und weiß, leutig	„
— 12,00	Sand, fein, mit etwas Letten	„
— 13,10	Letten, weiß, sandig	„
— 14,80	Letten, braun	„
— 16,30	Quarzsand, leutig	„
— 17,00	Letten, braun	„
— 17,60	Sand, fein, mit etwas Letten	„
— 18,00	Quarzkies, fein, mit Letten	„
— 20,00	Sand, grau, fein, leutig	„
— 20,80	Quarzkies mit etwas Letten	„
— 21,20	Letten, braun, sandig	„
— 29,50	Quarzkies, fein bis grob, z. T. leutig	„
— 32,50	Letten, sandig	„
— 33,10	Sand, weiß	„
— 38,60	Letten, grau, mit Holz	„
— 41,00	Letten, grau, sandig	„
— 41,40	Sand, grau	„
— 46,30	Letten, grau, sandig	„
— 47,00	Rollkies	„
— 47,50	Kies, leutig	„
— 50,30	Letten, schwarz	„
— 50,70	Sand, schwarz, fein	„
— 51,80	Letten, schwarz	„
— 53,10	Sand, schwarz	„
— 53,60	Sandstein, grau	„
— 55,00	Kies, rein	„
— 57,00	Letten, gelb	„

Brg. 5816/32

Bezeichnung: Kelkheim-Münster 2 („Krautgärten II“)

Lage: Kelkheim, R 34 62 10, H 55 54 61, ca. 166 m über NN

Zweck: Wassererschließung; Zeit: 1960

Bearbeiter: THEWS 1961

— 0,30	Mutterboden	Holozän
— 0,70	Auelehm, hellgelbgrau, kalkfrei	„
— 0,90	Auelehm, grau, stark rostfleckig, kalkfrei	„
— 2,80	Geröll, \varnothing — 10 cm, gut gerundet, Quarzit, Quarz	Pleistozän
— 3,00	Sand, \varnothing 0,2—0,6 mm, und Schluff, einzelne Gerölle bis 4 mm, kalkfrei	„
— 3,50	Sand, \varnothing 0,2—0,6 mm, braun, und Kies, \varnothing bis 30 mm, kalkfrei	„
— 7,70	Schluff, weiß und gelb gebändert, mit Eisenschwarten, kalkfrei	Aquitän
— 9,80	Schluff, feinsandig, grünlichgrau, kalkfrei	„
— 12,40	Schluff, tonig, gelblichgrün, mit Mergelkalkbrocken	„

— 14,20	Ton, schluffig, hellgrün, kalkhaltig	Aquitän
— 17,00	Ton, dunkelgrau, mit Mergelbrocken, kalkhaltig	„
— 19,00	Kalkstein, feinklastisch, \varnothing 0,2—0,6 mm, an der Basis Bank aus Muschelschill	„
— 24,70	Schluff, hellgrünlich bis dunkelgrau, Kalkmergelgerölle, Fossilreste, kalkhaltig	„
— 24,90	Kalkstein, hellgrau, grobklastisch	„
— 40,20	Schluff, weißlichgrau und dunkelgrau, kalkhaltig, Fossilreste	„
— 43,00	Schluff, grünlichgrau, sandig, mit sehr viel Quarzgeröllen, \varnothing — 30 mm, kalkhaltig	„
— 45,00	Ton, grünlich-grau, kalkhaltig	„
— 49,40	Schluff, grünlich-grau, feinsandig, mit Quarzgeröllen bis \varnothing 10 mm, kalkhaltig	„
— 58,00	Schluff, grau, tonig, kalkhaltig	„
— 72,20	Schluff, grün und grau, schwach kalkhaltig	„
— 72,80	Kalkmergel, hellgrün	„
— 78,00	Schluff, dunkelgrau, mit Kalksteingeröllen bis 60 mm \varnothing , kalkhaltig	„
— 84,00	Schluff, dunkelgrau, kalkhaltig	„
— 84,60	Schluff, hellgrau und grünlich, mit Kalksteinbänkchen	„
— 86,20	Schluff, hellgrün, Kalksteingeröllehen bis 60 mm \varnothing , kalkhaltig	„
— 86,80	Kalkstein, hellgrün, mit sehr vielen Hydrobien	„
— 91,00	Schluff, schwarz, Fossilreste, schwach kalkhaltig	„
— 92,00	Schluff, hellgrau, kalkhaltig	„
— 101,00	Schluff, dunkelgrau, mit vielen Kalkgeröllen bis 6 mm \varnothing , kalkhaltig	„
— 103,70	Fossilschill, vorwiegend aus Schalen von <i>Mytilus socialis</i>	„
— 105,80	Feinsand, schluffig, grünlichgrau, Quarzgerölle bis 40 mm \varnothing , kalkhaltig	„
— 114,30	Schluff, grünlich-schwarz, feingeschichtet, mit Lagen von Hydrobienschill, kalkhaltig	„
— 115,40	Schluff, dunkelgrau, vermischt mit Quarzkies, Komponente bis 20 mm \varnothing , kalkhaltig	„
— 116,75	Feinsand, hellgrau, \varnothing 0,05 mm, kalkhaltig	„
— 118,35	Schluff, dunkelgrünlich-grau, mit eingelagertem Quarzkies, kalkhaltig	„
— 120,40	Schluff, grau, mit Mergelkalkbänkchen, kalkhaltig	„
— 125,30	Schluff, grünlich- und dunkelgrau, Lagen von feinem Fossilschill, kalkhaltig	„
— 131,00	Ton, hellgrau-grün, kalkhaltig, Mergeleinlagerungen	„

Br. 5816/49

Bezeichnung: Niederhofheim 2

Lage: Niederhofheim, R 34 63 48, H 55 54 44, 152 m über NN

Zweck: Wassererschließung; Zeit 1962

Bearbeiter: GOLWER 1963

— 0,30	Lößlehm, braun, mit wenig Feinkies und Grobsand, schwach humos, kalkfrei	Pleistozän
— 8,50	Löß und Lößlehm, hellockergelb, rötlich-gelb marmoriert, kalkfrei, stark tonig	„
— 9,00	Kies, gelbbraun, mittelkörnig, mit Feinkies und Grobsand, mit Geröllen bis 15 cm \varnothing (Gangquarz mit narbiger	„

	Oberfläche und Hohlräumen, die mit Mangan und Brauneisen ausgekleidet sind, Taunusquarzit, quarzitischer Sandstein, Krusteneisensteinbröckchen), lehmig, kalkfrei	
— 9,80	Kies und Lehm, hellgelb, fein- bis mittelkörnig, mit Geröllen bis 4 cm \varnothing , mit hellroten tonigen Lagen, kalkfrei	Pliozän
— 10,60	Kies, weiß, mittelkörnig (0,6–1,5 cm), besteht nur aus eckigen Milchquarzbruchstückchen bis 3 cm \varnothing , stark tonig-kaolinig, kalkfrei	„
— 11,40	Kies, bräunlichrot, fein- bis mittelkörnig (0,5–1,0 cm), tonig, Kies besteht aus eckigen Quarzbruchstückchen bis 2 cm \varnothing , kalkfrei	„
— 13,80	Ton, hellgelb, mit weißen und hellroten bis roten Lagen, mit Grobsand und Feinkies, kalkfrei	„
— 20,50	Ton, bunt, dunkelrot, weiß und ockergelb marmoriert, schwach feinkiesig, kalkfrei	„
— 22,40	Sand, hellgelbbraun, mittelkörnig (0,2–0,4 mm), mit wenig Grobsand und Feinsand, mit einzelnen 2–3 mm mächtigen, eisenschüssigen Lagen, kalkfrei	„
— 22,70	Krustenerz, dunkelrotbraun, dünnplattig, an Plattenflächen teils ockergelbe Verwitterungsrinden, mit einzelnen narbigen Quarzbruchstückchen bis 5 cm \varnothing , kalkfrei	„
— 23,70	Ton, bunt, dunkelrot, ockergelb, violettrot, weißgrau, mit wenig Quarzbruchstückchen bis 4 mm \varnothing und einigen Krustenerzbruchstückchen, kalkfrei	„
— 26,00	Schluff, hellgrünlichbraun, mit grauem Stich und weißgrauen Partien, schwach tonig, feinsandig, mit einzelnen Quarzkörnern bis 2 mm \varnothing , kalkfrei	„
— 28,20	Ton, dunkelgrau, teils durch graue, bis 1 mm mächtige glimmerhaltige, feinsandige Schlufflagen bänderartig geschichtet, auf Schichtflächen der Schlufflagen vereinzelt Pflanzenreste (?), mit hellgraugelben, tonig-schluffigen Lagen und Quarzen bis 1,5 cm, kalkfrei	„
— 29,00	Kalkstein, hellgraubraun mit gründlichem Stich, teils geröllähnliche Kalksteinbrocken mit hellbrauner Verwitterungsrinde	Aquitän
— 34,00	Ton, dunkelgrau, mit olivgrauen, schluffig-tonigen Partien, teils schwach glimmerschichtig, mit einzelnen Schalenresten und Kalksteinbröckchen, kalkhaltig	„
— 34,50	Kalkstein, grünlichgrau, teils hellgrünlichgrau gefleckt, mit einzelnen Schrumpfungsrissen, mit dunkelgrauen, porigen Algenkalkstein-Bruchstückchen	„
— 37,20	Mergel, grünlichgrau, mit Kalksteinbröckchen	„
— 39,40	Kalkstein, hellgrau, mit grünlichgelbem Stich und blaugrauen, unscharf begrenzten Farbflecken, mit einzelnen Schrumpfungsrissen und krustenartigen Algenkalkstein-Bruchstückchen	„
— 47,00	Ton, dunkelgrün, schwach kalkhaltig, mit einzelnen grünlichgrauen, schluffigen kalkhaltigen Lagen, ab 44 m mit Schalenresten	„
— 49,00	Kalkstein, hellgrau bis hellgraugrün, mit blaugrauen unscharf begrenzten Farbflecken, mit zahlreichen, teils angelösten Schrumpfungsrissen und Klüften	„
— 49,50	Bruchschill, hellgrau, vereinzelt Ostracoden, Bruchschill besteht vorwiegend aus dünnschaligen Muscheln	„

— 52,00	Ton, dunkelgrau und grau, mit einzelnen Hydrobien und Schalenschill-Lagen, kalkhaltig	Aquitain
— 56,50	Ton, graugrün, kalkhaltig, mit Kalksteinzwischenlagen	„
— 68,00	Ton, olivgrau, kalkhaltig, mit einzelnen dunkelgrauen, feinsandig-schluffigen, stark kalkhaltigen Lagen	„
— 71,00	a) Ton, graugrün, schwach schluffig, kalkhaltig b) Ton, graugrün, mit bläulichem Stich, kalkhaltig, mit Kalksteinzwischenlagen	„
— 78,50	Kalkstein, hellgraugrün, mit blaugrauen, unscharf begrenzten Farbflecken; mit Schrumpfungsrissen und einzelnen Hydrobien	„
— 89,50	Ton, dunkelgrau, mit grauen, schluffigtonigen Lagen, feinschichtig, kalkhaltig	„
— 90,75	Kalkstein, hellgraugrün, mit blaugrauen Farbflecken und einzelnen Schrumpfungsrissen	„
— 92,00	Ton, graugrün, stark kalkhaltig	„
— 92,75	Kalkstein, hellgraugrün, mit blaugrauen Farbflecken und einzelnen Schrumpfungsrissen	„
— 93,75	Schluff, grüngrau, stark kalkhaltig, mit weißen Mergelsteinbröckchen	„
— 97,00	Ton, dunkeloliv, kalkhaltig	„
— 97,20	Kalkstein, hellgraugrün, mit blaugrauen Farbflecken und einzelnen Schrumpfungsrissen	„
— 99,80	Ton, hellgrüngrau, mit Schalenresten, kalkhaltig	„
— 101,50	Kalkstein, hellgraugrün, mit dunkelgrauen Farbflecken, teils stark löcherig	„
— 105,50	Ton, graugrün und grauoliv, schwach kalkhaltig, mit einzelnen kohligen Pflanzenresten	„
— 108,00	Kalkstein, hellgraugrün, schwach gefleckt, mit zahlreichen Schrumpfungsrissen	„
— 120,00	Ton, grüngrau bis grau, schluffig, kalkhaltig	„

Mikropaläontologische Untersuchung durch KARSCHNY: Die Bohrproben aus 78,50 bis 89,50 m und aus 108,00–120,00 m sind vermutlich in die Cerithien-Schichten einzu-stufen.

6. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H. J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. — In: K. FUCHS & J. H. ILLIES (Hrsg.): Approaches to Taphrogenesis: 243–253; Stuttgart.
- ANDRES, W. (1967): Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. — Rhein-Main. Forsch., **61**, 88 S.; Frankfurt a. M.
- ANDRES, W., & BIBUS, E., & SEMMEL, A. (1974): Tertiäre Formenelemente in der Idsteiner Senke und im Eppsteiner Horst (Taunus). — Z. Geomorph., N. F., **18**: 339 bis 349; Berlin, Stuttgart.
- BIBUS, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes. — Rhein-Main. Forsch., **74**, 279 S.; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. & KÜMMERLE, E. (1971): Alter und Ausbildung der „Nauheimer Kantkiese“ und „Södeler Rundschotter“ der Wetterau. — Jb. nass. Ver. Naturk., **101**: 62–74; Wiesbaden.
- BIRKENHAUER, J. (1971): Verharren und Änderung der Hauptabdachung am Rheindurchbruch bei Bingen und im Gebiet der Idsteiner Querfurche, Westdeutschland. — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **12**: 73–106; Berlin, Stuttgart.
- (1974): Zur Frage jungtertiärer Formenelemente. — Z. Geomorph., N. F., **18**: 350 bis 369; Berlin, Stuttgart.

- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. — Geol. Rdsch., **40**: 11–16; Stuttgart.
- DIETZ, K. (1974): Geomorphologische Kartierung des Gebietes um Kronberg. — Unveröff. Staatsexamensarb. geogr. Inst. Univ. Frankfurt a. M.
- GALLADÉ, M. (1925): Zur Gliederung der jungtertiären Quarzschotter am Taunusabfall. — Jb. nass. Ver. Naturk., **77**: 22–26; München, Wiesbaden.
- (1926): Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein. — Jb. nass. Ver. Naturk., **78**: 1–100; München, Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184; Wiesbaden.
- HÜSER, K. (1972): Geomorphologische Untersuchungen im westlichen Hintertaunus. — Tübinger geogr. Stud., **50**, 184 S.; Tübingen.
- KINKELIN, F. (1889): Der Pliocänsee des Rhein- und Mainthales und die ehemaligen Mainläufe. Ein Beitrag zur Kenntnis der Pliocän- und Diluvialzeit des westlichen Mitteldeutschlands. — Ber. senck. naturforsch. Ges., Jg. 1888/89: 39–161; Frankfurt a. M.
- (1892): Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. — Abh. geol. Spec.-Kt. Preußen u. thür. Staat., **9**, 302 S.; Berlin.
- (1912): Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliocänsees in der Wetterau und im unteren Untermaintal bis zum Rhein. — Abh. senck. naturforsch. Ges., **31**: 197–238; Frankfurt a. M.
- KLÜPFEL, W. (1932): Zur Entstehung des Rheinsystems. — Z. dt. geol. Ges., **83**: 597–611; Berlin.
- KOCH, C. (1877a): Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. — Ber. senck. naturforsch. Ges., Jg. 1876/77: 75–93; Frankfurt a. M.
- (1877b): Über die Ursachen der Felsglättung am Grauenstein bei Naurod. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **34**, Corr.-Bl.: 112–117; Bonn.
- (1880): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten, Grad-Abt. 68, Bl. 49 Königstein am Taunus. — Berlin.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintales. — Würzburger geogr. Arb., **10**, 170 S.; Würzburg.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, 81 S.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1969): Geologische Übersicht. „Vordevon“. Perm. Tertiär. Lagerungsverhältnisse. Lagerstätten. — In: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl.: 1–12, 15–51, 100–108; Wiesbaden.
- & THEWS, J.-D. (1975): Zur Geologie des Stadtgebietes von Hofheim am Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 265–277; Wiesbaden.
- LEPPLA, A. (1919): Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahme des Blattes Königstein. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **37**, Tl. II: 479–482; Berlin.
- (1924): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lfg. **15**, Blatt Königstein (Nr. 49), 2. Aufl., 56 S.; Berlin.
- MAULL, O. (1919): Die Landschaft um Marburg a. d. Lahn und ihre morphologische Beziehung zur weiteren Umgebung. — Jber. Frankfurter Ver. Geogr. Statistik, Jg. 1919: 5–97; Frankfurt a. M.
- MICHELS, F. (1932), mit Beitr. v. K. SCHLOSSMACHER: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. — Lfg. **288**, Bl. 3369 Wehen, Gradabt. 67, Nr. 54, 56 S.; Berlin.
- & ZÖLLER, A. (1930), mit Beitr. v. W. WENZ: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. — Lfg. **300**, Bl. 3371 Frankfurt/Main-West (Höchst) — Steinbach, Gradabt. 68, Nr. 51, 96 S.; Berlin.
- MÜLLER, K. H. (1973): Zur Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens. Ein Beitrag zur tertiären Formengenesse. — Marburger geogr. Schr., **58**, 112 S.; Marburg/L.

- NÖRING, F. (1955): Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung über das Ergebnis der Versuchsbohrung Niederhofheim, Main-Taunuskreis. — Unveröff. Gutachten Hess. L.-Amt Bodenforsch., Archiv-Nr. 5816/16: 6 S.; Wiesbaden.
- OKRUSCH, M., & STREIT, R., & WEINELT, W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Bl. 5920 Alzenau i. Ufr. — 336 S.; München.
- PANZER, W. (1923): Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg, **23**: 1—48; Freiburg/Br.
- SCHEER, H.-D. (1974): Pleistozäne Entwicklung der östlichen Untermainebene. — Diss.; Frankfurt a. M.
- SEMMELE, A. (1969): Überblick über die Naturlandschaft. Quartär. Die Böden. — In: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl.: 13—14, 51—99, 145—148; Wiesbaden.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — In: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet, Rhein-Main. Forsch., **78**: 9—56; Frankfurt a. M.
- STREIT, R., & WEINELT, W. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Bl. 6020 Aschaffenburg. — 398 S.; München.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. — 351 S.; Heidelberg.
- WERNER, R. (1974): Zur Talentwicklung und zur Verbreitung pleistozäner Schotter in der Hornauer Bucht (Vordertaunus). — Mainzer naturwiss. Arch., **13**: 169—180; Mainz.
- (1975): Zur jungtertiären Reliefentwicklung und zur Frage tertiärer Talverschüttungen im Eppsteiner Horst (Vordertaunus). — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **23**: 62—74; Berlin, Stuttgart.
- (1976): Geomorphologische Untersuchungen im Vordertaunus unter besonderer Berücksichtigung der großmaßstäbigen geomorphologischen Kartierung. — Diss. (masch.), 407 S.; Frankfurt a. M.
- (1977): Geomorphologische Kartierung 1:25000 — erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein im Taunus. — Rhein-Main. Forsch., **86**, 165 S.; Frankfurt a. M.

Manuskript eingegangen am 19. 10. 1977

Die vulkanischen Tuffe im Löß-Profil von Wallertheim/Rheinhausen

Von

KARL BRUNNACKER und WOLFGANG TILLMANN*^{*}

Kurzfassung: Es wird die stratigraphische Position des Wallertheimer Tuffhorizontes in der Feingliederung des höheren Würm-Lösses dargestellt. Danach liegt dieser Tuff um eine Etage tiefer in der Abfolge als der Eltviller Tuffhorizont.

Abstract: The stratigraphic position of the Wallertheimer tuff-horizon in the upper Würm-loess is described. Accordingly this tuff is situated below the Eltviller tuff-horizon.

Im letzteiszeitlichen Löß treten, hinsichtlich der Verbreitung abhängig vom Raum und hinsichtlich der Überlieferung abhängig vom Standort, mehrere vulkanische Tuffe auf. Sie wurden, wenngleich die genauen Ausbruchsorte in der Regel nicht bekannt sind, im weiteren Umkreis des Laacher See-Gebietes gefördert.

Nächst der Basis der Würm-Profile liegt im Verband mit den Humuszonen ein Bims-Tuff: Metternicher Tuffhorizont (LÖHR & BRUNNACKER 1974). Durch WINDHEUSER (1977) wurde dieser Tuff inzwischen als der schon länger bekannte, in seiner zeitlichen Stellung jedoch nicht präzise faßbare Kahlenberg-Tuff identifiziert.

Der Eltviller Tuff liegt zwischen den Innerwürmböden II und III (LÖHR & BRUNNACKER 1974, BRUNNACKER et al. 1977, BIBUS & SEMMEL 1977). Ursprünglich hat man in ihm ein Zeugnis des Kärlicher Brockentuff-Ausbruches gesehen. Doch ist diese Auffassung längst berichtigt (BRUNNACKER 1968, 1971).

Den Abschluß bildet der allerödzeitliche Bims-Tuff, der im engeren Bereich des heutigen Laacher Sees gefördert wurde.

Daneben ist noch der eine oder andere Tuff im Würm-Löß bekannt (SEMMEL 1967). Zu dieser Gruppe gehört ein Tuff in der Ziegeleigrube von Wallertheim, Rheinhausen, welcher zuletzt von LESER (1970) eingehend beschrieben wurde. Der Tuff wurde im Liegenden des Eltviller Tuffes (etwa 1,5 m tiefer) von ANDRES (1969) bekanntgemacht. Dieser Tuff wird einerseits dem sogenannten Rambacher Tuff i. S. von SEMMEL (1967) zugesellt, andererseits als fast unmittelbar über dem Boden des „Paudorfer Interstadials“, beziehungsweise über dem Hainerberger, beziehungsweise Lohner Boden liegend (Abb. 2) angesprochen (ANDRES 1969, SEMMEL 1969).

* Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Dr. W. TILLMANN, Geologisches Institut der Universität Köln, Zülpicher Str. 49, 5000 Köln 1.

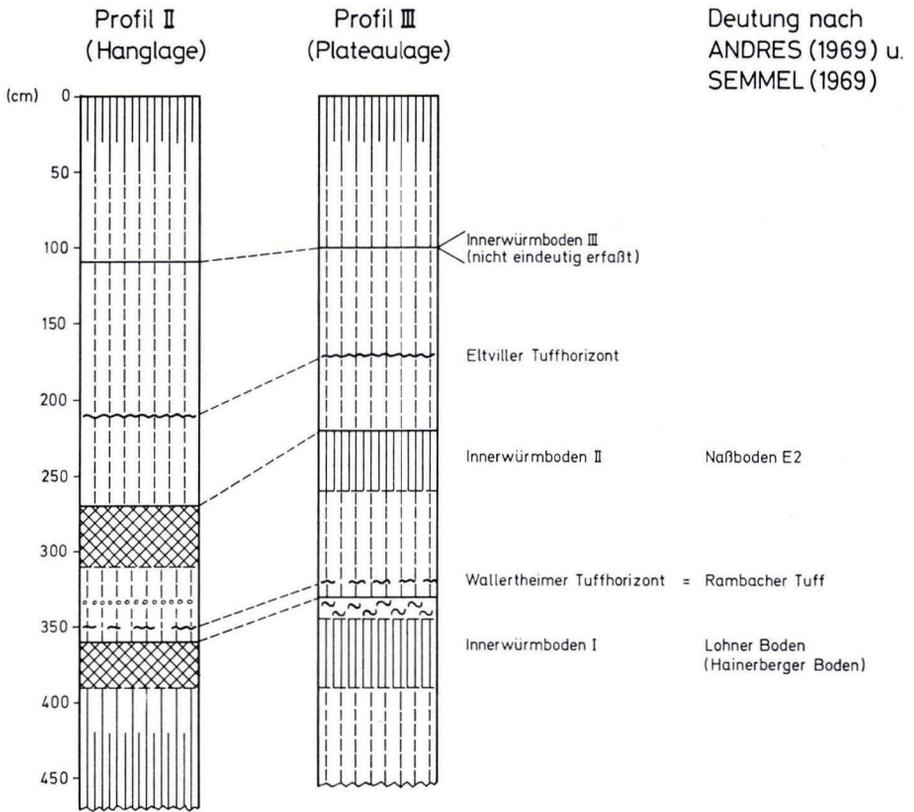


Abb. 1. Ausschnitte aus dem höheren Würm des Löß-Profiles Wallertheim.

Nach einer solchen Interpretation würde der Wallertheimer = Rambacher Tuff fast unmittelbar über dem Innerwürmboden II unserer Gliederung und der Eltviller Tuff etwas höher im (sandstreifigen) Löß folgen. Abgeschlossen wird diese Decke durch den Innerwürmboden III.

Bei Aufnahmen in Wallertheim (Februar 1977) wurde unter anderen das Profil II im höheren Teil der dort erschlossenen Schichtenfolge erfaßt (Abb. 1):

TK 25, Bl. 6114 Wörrstadt, R 34 31520, H 55 22000, 135 m über NN, schwach nach NE geneigter Hang

Mächtigkeit (cm)

30	humushaltiger, dunkelbraungrauer Schluff, bröckelig
20	schwach humushaltiger, hellbrauner Löß
60	hellgraubrauner Löß
100	hellgelbgrauer Löß, feinsandig
1	Tuffhorizont (Eltviller Tuff)
60	Löß wie oben

II	40	hellbrauner Löß
	20	hellgrauer Löß
	1	Sandband
	20	hellgrauer Löß wie oben
	1	Tuff, in Schmitzen aufgelöst (Wallertheimer Tuff)
	10	hellgraubrauner Löß
I	30	hellbrauner Löß mit Grabgängen von 3 mm \varnothing
	40	hellbrauner Löß
	30	sehr schwach humushaltiger, hellbrauner Löß
	50	schwach humushaltiger, graubrauner, feinsandiger Löß mit Kleinkies, Kalkpseudomyzel, Eisen-Mangan-Pigmenten
	80	humushaltiger, dunkelgraubrauner, feinsandiger Schluff, schwach bröckelig, unten schwach körnig

In einer weiteren Grube, die rund 250 m SW entfernt in Plateau-Position angelegt ist, wurde das Profil III aufgenommen (Abb. 1):

TK 25, Bl. 6114 Wörrstadt, R 34 31360, H 55 21820, 145 m über NN, ebene Lage in Plateau-Position

Mächtigkeit (cm)

	50	heutiger Boden
	50	hellbrauner Löß
	70	hellgraugelber Löß
	1	Eltviller Tuff
	50	hellgraugelber Löß
II	40	hellgraubrauner Löß, schwach humushaltig
	60	hellbrauner Löß
	1	Tuff, in Schmitzen aufgelöst, sandig (Wallertheimer Tuff)
	10	hellbrauner Löß
I	15	grau- und braunfleckiger Löß mit Eisen-Mangan-Konkretionen (1 mm \varnothing)
	40	schwach humushaltiger, hellgraubrauner Löß
	60	hellbrauner, feinsandiger Löß mit Kleinkies

In den beiden Profilen ist sowohl der Wallertheimer wie der Eltviller Tuff erschlossen (Abb. 1). Doch zeigt Profil III noch viel deutlicher als Profil II den feinstratigraphischen Verband, der für die Einordnung der Tuffe maßgebend ist. Im Profil III ist der Innerwürmboden II etwas humos entwickelt, wie es in derartigen ebenen bis flach geneigten Lagen unserer Trockengebiete am Rhein kennzeichnend ist (z. B. auch in Gönnersdorf, Neuwieder Becken). Keinesfalls kann man den Horizont in dieser Ausbildung typologisch als Naßboden (E 2) im Sinne von SCHÖNHALS et al. (1964) ansprechen. Im Hangenden dieses Bodens liegt, wie zu erwarten, der Eltviller Tuff.

Der darunterliegende Innerwürmboden I, also eine Etage tiefer, ist in Hanglage bräunlich ausgebildet (Profil II) und wegen seiner Führung kleiner Grabgänge hier besser zu identifizieren als Boden II. Es handelt sich aber letztlich um den als Braunen Verwitterungshorizont (kalkhaltige Variante) bezeichneten Bodentyp (vgl. BRUNNACKER 1957).

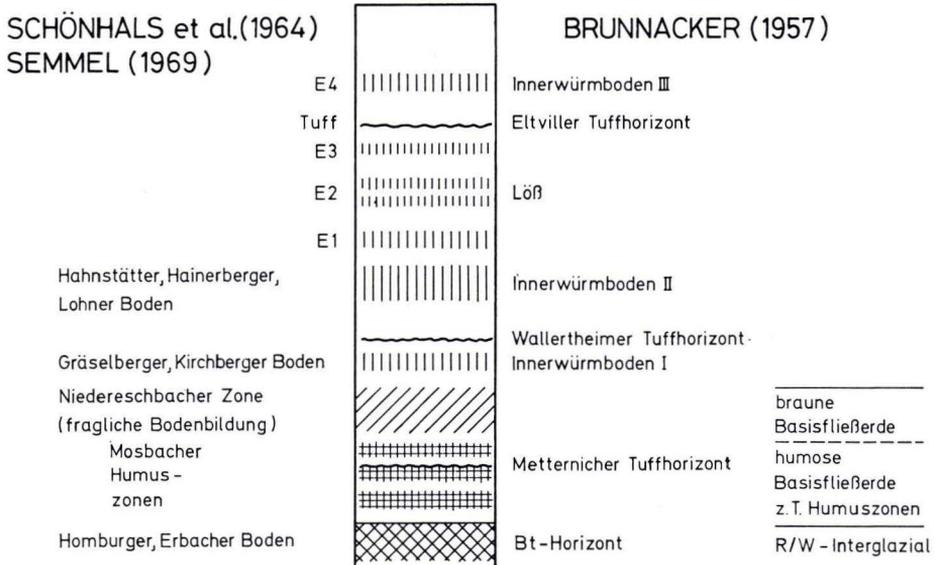


Abb. 2. Gliederung des Würm-Lößes im Rhein-Main-Gebiet (SCHÖNHALS et al. 1964) und in Mainfranken mit der stratigraphischen Position einiger Tuffe.

In ebener Lage (Profil III) ist auch dieser Boden etwas humos entwickelt und oben durch nachfolgende Nässeeinwirkungen etwas vergleyst. Etwa 10 cm darüber liegt, in Schmitzen aufgelöst, der Wallertheimer Tuffhorizont.

Dieser Wallertheimer Tuffhorizont ist andeutungsweise schwermineralogisch auch in Lommersum und wahrscheinlich auch in Brühl, beide Niederrheinische Bucht, in gleicher Position über dem Boden I erfaßt (RAZI RAD 1976, BRUNNACKER et al. 1977).

Im Profil Brühl finden sich in diesem Profilabschnitt bis zu 25% vulkanische Schwerminerale (überwiegend Pyroxene), im Profil Lommersum bis zu 3%. Zumindest im Profil Brühl dürfte damit ein — wenn auch durch Umlagerung stark reduziertes — im Aufschluß nicht mehr erkennbares Tuffband erfaßt sein.

Proben, die dem in Schmitzen aufgelösten Wallertheimer Tuffband entnommen wurden, zeigen die folgende Schwermineralführung: Stabile Schwerminerale (Turmalin, Zirkon, Rutilgruppe) sind mit 15%, Granat mit 29%, Epidot mit 8%, metamorphe Schwerminerale (Staurolith und Disthen) mit 5% und vulkanische Schwerminerale (überwiegend augitische Pyroxene, untergeordnet basaltische Hornblende und Titanit) mit 43% vertreten.

Wird berücksichtigt, daß der Wallertheimer Tuff in Schmitzen aufgelöst ist und damit schon bei der Probenahme Lößmaterial mit in die zu analysierenden Proben gelangt ist, so zeigt der Gehalt an 43% vulkanischen Schwermineralen deutlich das auch im Aufschluß verfolgbare Tuffband an.

Probleme treten jedoch dann auf, wenn es um die Gleichsetzung mit dem Rambacher Tuff von SEMMEL (1967) geht (Abb. 2). Nach dessen leider recht kargen An-

gaben zur Profilausbildung kann man eigentlich nur sagen, daß der Wallertheimer Tuff nicht identisch mit dem Rambacher Tuff sein kann, falls dieser Tuff tatsächlich über dem Lohner Boden liegen sollte.

Gegen eine solche Deutung kann angeführt werden, daß die „graue“ Lößfazies, die erfahrungsgemäß zwischen den Innerwürmböden II und III auftritt, in Wallertheim bereits über dem Boden I einsetzt. Doch kann es sich dabei um eine lokale, möglicherweise durch das Trockengebiet Rheinhessens bedingte Variante handeln.

Weiterhin ist nach der neuen Interpretation der Wallertheimer Profile der Innerwürmboden I etwas stärker ausgeprägt als der Boden II, während es sich in den Lößprofilen Süddeutschlands gerade umgekehrt verhält. Hierfür könnte die großregionale Situation verantwortlich sein: Nach NW hin tritt aus noch unbekanntem Gründen der Innerwürmboden I (Hengelo-Interstadial) und nach SE hin der Innerwürmboden II (Denekamp-Interstadial—Stillfried B-Interstadial) stärker hervor. Wallertheim gehört demnach bereits in den Übergang zum nordwestlichen Bereich, zeigt aber wegen der Lage in einem ausgeprägten Trockengebiet Modifikationen in der Ausbildung der Interstadialböden ebenso wie im sehr frühen Einsetzen der Lößakkumulation in der Würmeiszeit.

Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1969): Über vulkanisches Material unterschiedlichen Alters im Löß Rheinhessens. — Mainzer naturwiss. Arch., **8**: 134—139; Mainz.
- BIBUS, E., & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 141—147, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geol. Bavarica, **34**, 95 S.; München.
- (1968): Das Quartärprofil von Kärlich/Neuwieder Becken. — Geol. en Mijnbouw, **47**: 206—208; s'Grafenhege.
- (1971): Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profiles von Kärlich am Mittelrhein. — Mainzer naturwiss. Arch., **10**: 77—100; Mainz.
- BOENIGK, W., HAHN, J., & TILLMANN, W. (1977): Das Jungpleistozän-Profil von Lommersum/Niederrheinische Bucht. — Decheniana, **131**; Bonn.
- LESER, H. (1970): Die fossilen Böden im Lößprofil Wallertheim (Rheinhessisches Tafel- und Hügelland). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 108—121; Öhringen.
- LÖHR, H., & BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 168—189; Wiesbaden.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartärstratigraphie am Mittelrhein. — Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **28**, 164 S.; Köln.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H., & SEMMEL, A.: (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199—206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 104—108; Wiesbaden.
- (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 395—399; Wiesbaden.
- WINDHEUSER, H. (1977): Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär. — Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **31**: 223 S.; Köln.

Manuskript eingegangen am 20. 5. 1977

Zeitstellung und Tephrostratigraphie des quartären Osteifel-Vulkanismus

Von

HANS WINDHEUSER und KARL BRUNNACKER*

Kurzfassung: In der Osteifel verzahnen sich periglaziale Schichten und Paläoböden mit vulkanischen Bildungen. Diese Verzahnungen, ferner die Schwermineralführung der Sedimente sowie biologische Zeugnisse werden benutzt, um die Vulkanausbrüche der Osteifel zu gliedern. Demnach setzt der intensive Vulkanismus im Leutesdorfer Interglazial (4.—letzte Warmzeit) ein. Tephrostratigraphische Beziehungen werden zu den Terrassen am Niederrhein anhand der Schwermineralassoziationen sowie zu der Lößfolge der Wetterau anhand der Tuffe hergestellt. Ferner werden Gründe genannt, die für das Fehlen von Tuffen im Streubereich der Ausbrüche maßgebend sind.

Abstract: In the Osteifel (Lake Laach area, W-Germany) periglacial strata and paleosoils are mixed with volcanic formations. These linkages, further the heavy mineral contents of sediments, and biological evidence are used to classify chronologically the eruptions of the Osteifel. Hence the intensive vulcanism begins in the "Leutesdorfer Interglazial" (the fourth last interglacial). Tephrostratigraphical correlations are made with the terraces of the Niederrhein by heavy mineral contents, as well as to the loess sequence of the Wetterau by tuff intercalations. Further reasons for the lack of tuffs in the dispersion area of the eruptions are discussed.

Der Quartär-Vulkanismus in der Osteifel, im weiteren Umkreis des Laacher Sees, war und ist bevorzugtes Arbeitsfeld im Hinblick auf petrologische vulkanogenetische Fragestellungen (insbesondere BRAUNS; AHRENS; FRECHEN; SCHMINCKE; Literaturzusammenstellung in WINDHEUSER 1977). Nach ersten Ansätzen, diese Vulkantätigkeit in die Eiszeiten-Gliederung zu stellen (z. B. GÜNTHER 1924), wurde schließlich der Versuch unternommen, den Laacher Vulkanismus mittels absoluter Datierungen und anhand der Schwermineralführung in Quartärsedimenten mit der Rhein-Terrassen-Chronologie und Pleistozän-Gliederung zu verknüpfen (FRECHEN & LIPPOLT 1965, FRECHEN & HEIDE 1969, FRECHEN 1975).

Andererseits wurde die Stratigraphie der Terrassenreste am Mittelrhein samt auflagernden Löß-Paläoböden-Folgen schwerpunktmäßig von Mitarbeitern des 1963 an der Universität zu Köln eingerichteten Lehrstuhls für Eiszeitenforschung be-

* Dr. H. WINDHEUSER, Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Geologisches Institut der Universität Köln, Zulpicher Str. 49, 5000 Köln 41.

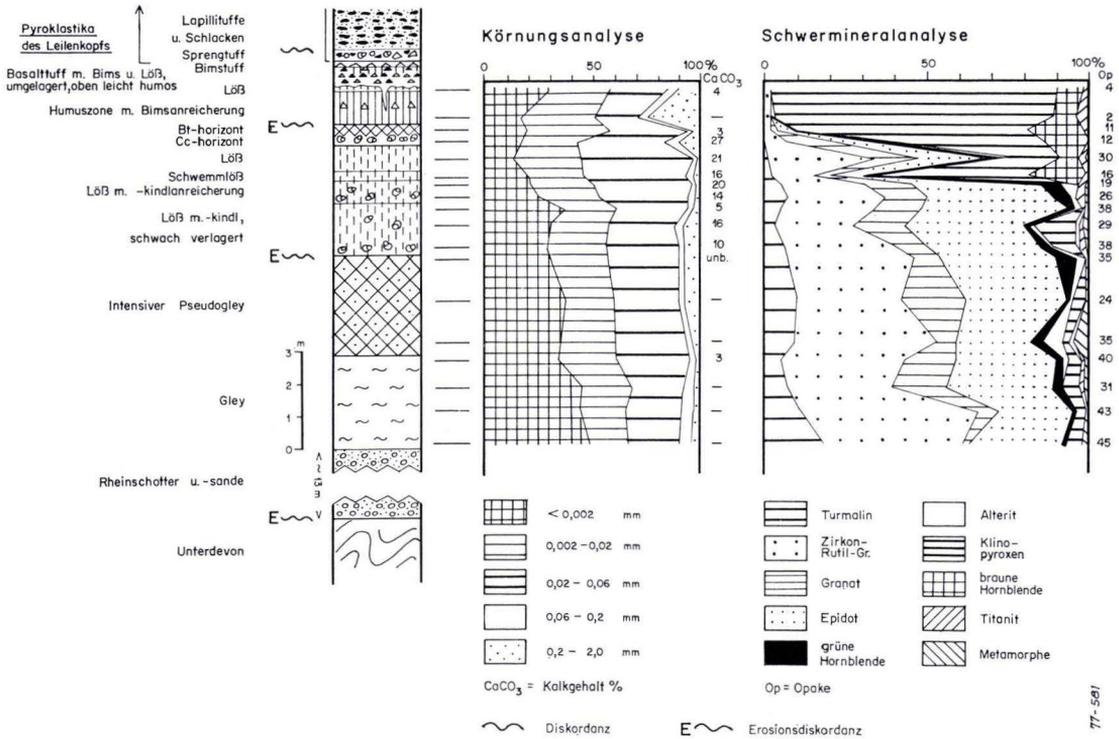


Abb. 1. Liegendschichten des Leienkopfs (Ausschnitt).

arbeitet. Die neuere Entwicklung hat sich anfangs auf Kärlich konzentriert (BRUNNACKER, STREIT & SCHRIMER 1969; zuletzt BRUNNACKER 1977). Dann wurden zunehmend weitere geeignete Aufschlüsse einbezogen, von denen Ariendorf, Leutesdorf und Gönnersdorf inzwischen veröffentlicht sind bzw. unmittelbar davor stehen (BRUNNACKER, LÖHR et al. 1975; BRUNNACKER, RAZI RAD et al. 1974; BRUNNACKER et al. 1978).

An den genannten Vorkommen und an einigen anderen Lokalitäten konnte, auf den Geländebefunden aufbauend, anhand von Schwermineral-Untersuchungen das allmähliche Einsetzen und der dann sehr heftig ablaufende Vulkanismus erfaßt werden (RAZI RAD 1976). Schließlich kam als absolute Zeitmarke die Festlegung der MATUYAMA/BRUNHES-Grenze (0,7 Mio. a) im Kärlicher Profil hinzu (BRUNNACKER et al. 1976). Damit war die Grundlage geschaffen, den Osteifel-Vulkanismus in die erarbeitete Quartär-Stratigraphie einzuhängen.

Ausgegangen wurde dabei von den jeweiligen Liegendschichten der Vulkanbauten und Tufflager, von sedimentären Einschaltungen zwischen den vulkanischen Gesteinen und von den Deckschichten, Flora und Fauna wurden ebenfalls berücksichtigt; dazu kommt der Verband mit charakteristischen Tuffen in den vulkanischen Sequenzen und Sedimentfolgen (WINDHEUSER 1977). Als Beispiel für das angedeu-

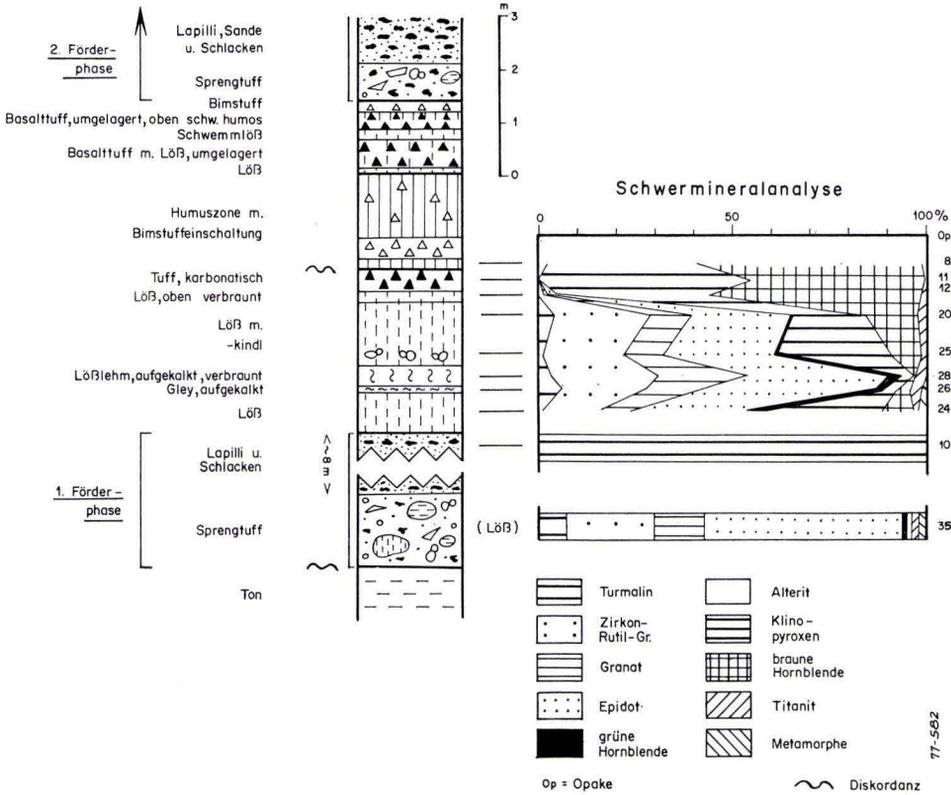


Abb. 2. Liegend- und Zwischenschichten des Herchenbergs.

tete methodische Vorgehen wird der Schichtaufbau der Liegendschichten am Leilenkopf und der Liegend- und Zwischenschichten am Herchenberg vorgestellt (Abb. 1 und 2) sowie die Abfolge am Herchenberg in Beziehung zum Profil von Kärlich gebracht (Abb. 3).

Unterstützt wurde das Vorhaben durch den Verein der Freunde und Förderer der Universität zu Köln und danach im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“ durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Dafür wird auch an dieser Stelle gedankt.

Anhand des Quartär-Profiles von Kärlich war zuvor schon eine frühe Zeit mit sporadisch auftretendem, relativ schwachem Vulkanismus bekannt, der durch einzelne Tufflagen oder über Pyroxene, braune Hornblende bzw. Titanit in den Schwermineralassoziationen angezeigt wird. Darauf folgt ab dem Leutesdorfer Interglazial, dem viertletzten vor heute (Abb. 4), der intensive, zum größten Teil explosive Vulkanismus, der Gegenstand der Untersuchungen von WINDHEUSER (1977) war. Er

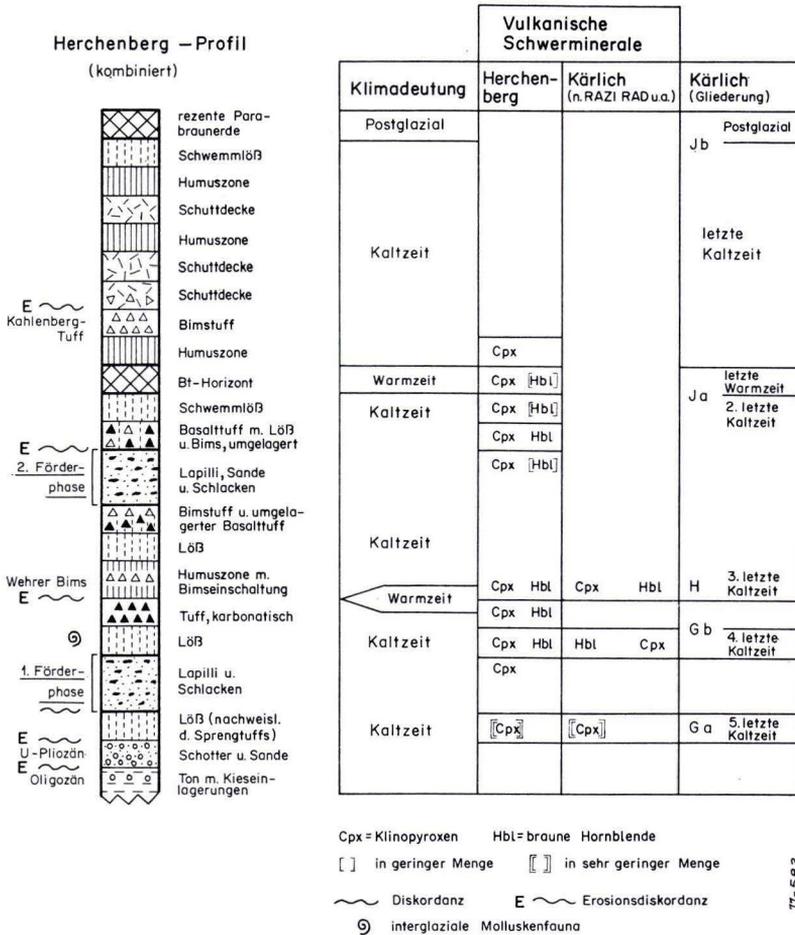


Abb. 3. Gesamtabfolge des Herchenbergs und Korrelation mit dem Profil von Kärlich

wird abgeschlossen durch die allerödzeitlichen Laacher Bims-Ausbrüche, denen noch die Förderung eines Staubbuffs nachfolgt (SCHMINCKE et al. 1973), der von THOSTE (1974) und WINDHEUSER (1977) an den Beginn der Jüngeren Tundrenzeit gestellt wird.

In stratigraphischer Hinsicht bietet der Osteifel-Vulkanismus insbesondere zwei Ansatzmöglichkeiten: Einmal durch Einschaltung kennzeichnender Tuffe und Auftreten typischer Schwerminerale in Quartärsedimenten, zum anderen durch Lagerung von Vulkanbauten und Lavaströmen auf Terrassenbildungen und in Deckschichten. Die stratigraphischen Untersuchungen im Vulkangebiet haben insofern überrascht, als es — über das angegebene methodische Vorgehen — bei insgesamt 31 untersuchten Eruptionspunkten bzw. -zentren möglich war, 12 Lokalitäten in ein rela-

tives Zeitschema einzufügen. Dazu kommen 12 Ausbruchsstellen, die Angaben über das Mindestalter und 1 Lokalität, die Angaben über das Maximalalter vor heute erlauben. Diese Abfolge, in Abb. 4 zusammengefaßt, läßt sich in 4 Förderphasen, anstelle von bisher 3, aufgliedern (Förderphasen 1—4 in Abb. 4). Auch ergeben sich z. T. gute Beziehungen zu den absoluten Daten von FRECHEN & LIPPOLT (1965).

Am Niederrhein hat zuerst VINKEN (1959) über das Auftreten der braunen Hornblende in der Oberen Mittelterrasse (jetzt MT I) das Einsetzen dieser intensiveren vulkanischen Tätigkeit nachgewiesen. Seither wurde die Gliederung der Hauptterrassequenzen und der Mittelterrassen ganz wesentlich verbessert (soweit für den Vulkanismus relevant: MUSA 1973; SCHNÜTGEN et al. 1975; BRUNNACKER, BOENIGK et al. 1977). In Abb. 5 ist diese Terrassenfolge und das von RAZI RAD (1976) entwickelte Schema der Schwermineral-Parallelisierung eingetragen. Darin entspricht dem Leutesdorfer Interglazial am Niederrhein das Frimmersdorfer Interglazial. Durch die Materialdurchmischung in den fluviatilen Bildungen am Rhein und in den Lössen, ferner infolge der Lückenhaftigkeit in der Überlieferung der einzelnen Sedimentfolgen und wegen der Aufschlußarmut dieses Raums stößt jedoch — von Ausnahmen abgesehen — eine strenge Parallelisierung der verschiedenen explosiven Förderungen mit Hilfe der Schwermineralassoziationen in den fluviatilen und äolischen Sedimenten z. T. auf erhebliche Schwierigkeiten.

Demgegenüber scheint hinsichtlich der Tuffhorizonte im Löß anderer Gebiete die tephrostratigraphische Ausgangsposition günstiger. Doch wird man hier im wesentlichen drei Areale unterscheiden müssen hinsichtlich der Vorkommen von Tuffen: einmal die Umgebung der Vulkane, also den weiteren Umkreis um das Neuwieder Becken, dann die südliche Niederrheinische Bucht und schließlich den Sektor nach S bis in das Mainzer Becken und von dort nach SE bis zur Wetterau. In den übrigen Lößgebieten oder Bereichen mit sonstigen geeigneten Sedimenten treten die Tuffbänder zumindest sehr stark zurück, wenngleich schwermineralogische Hinweise auch aus Belgien (JUVIGNÉ 1974) und vielleicht den Südvogesen (SERET, mündl. Mitteilung) vorliegen. Hinzu kommt die extrem weite Verbreitung des Laacher See-Tuffs, wobei aber besonders im SW (z. B. Schweizer Mittelland) zu überlegen ist, ob die Vorkommen tatsächlich aus dem Alleröd-Ausbruch in der Ost-eifel abgeleitet werden können.

Es fällt jedoch auf, daß den Lößlagern am Mittelrhein unverhältnismäßig wenig Tuffe zwischengeschaltet sind. Bei den Bimstufen könnte dies mit der Labilität zur Umlagerung erklärt werden. Es hat sich aber wiederum in der Arbeit von RAZI RAD (1976) gezeigt, daß nach Auswehung des Lößstaubes aus den aktiven Talzügen weitere Umlagerungen durch Wasser und Wind im Freiland möglich waren. In dieselben sind auch die feinkörnigen Tuffe einbezogen, so daß es zu einer Homogenisierung beider Komponenten gekommen ist, die ein entsprechendes Schwermineralspektrum zur Folge haben (vgl. auch BRUNNACKER, URBAN & SCHNITZER 1977).

Insgesamt aber haftet den Tufflagen der Nachteil an, daß es nur vereinzelt möglich ist, sie mit einem bestimmten Eruptionsort zu verknüpfen. Für den Metternicher Tuffhorizont (LÖHR & BRUNNACKER 1974) konnte inzwischen der Kahlenberg-Tuff oberhalb Burgbrohl identifiziert werden (WINDHEUSER 1977), wo er gemäß Materialführung nächst der Ausbruchsstelle liegt (AHRENS 1930).

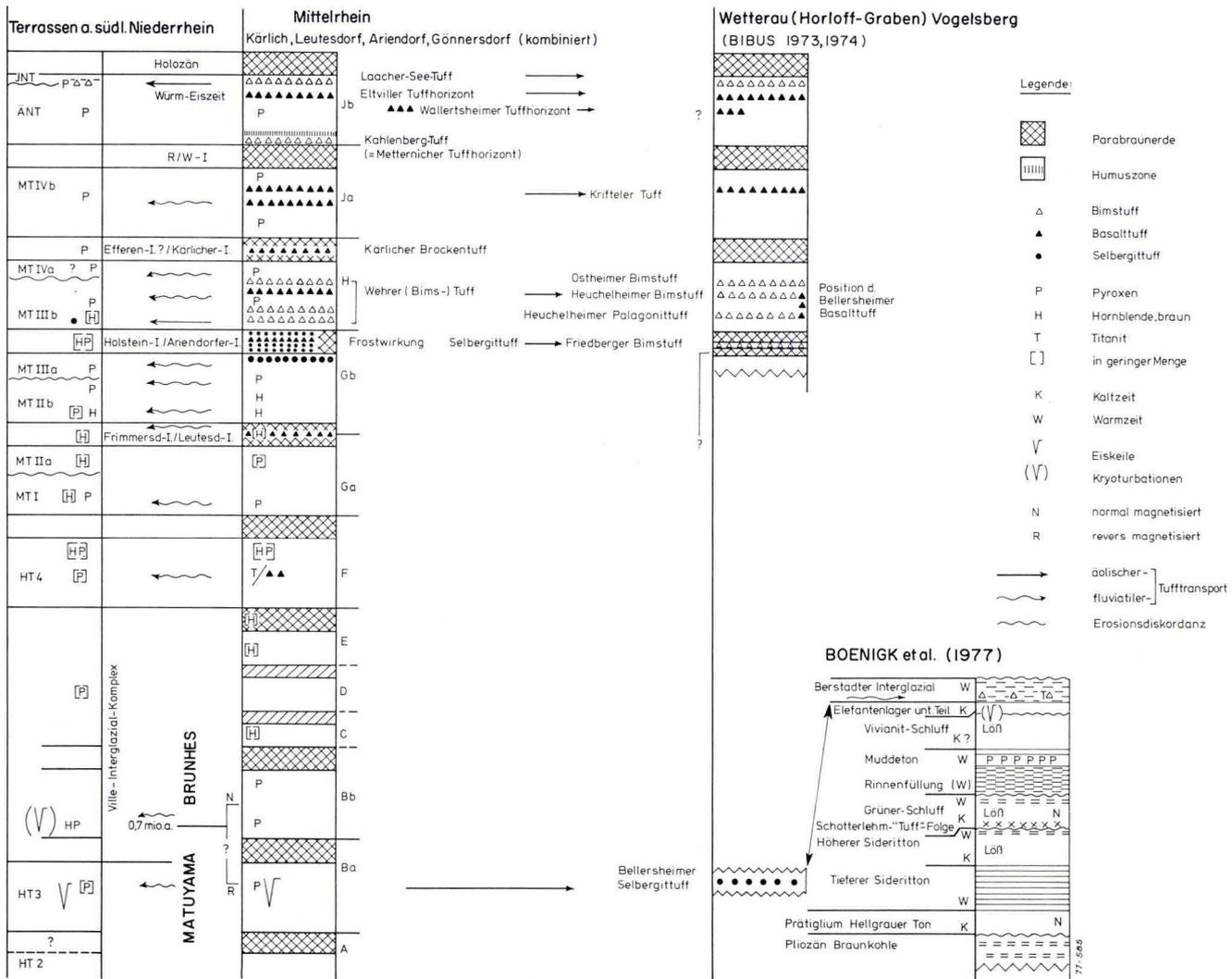


Abb. 5. Tephrostratigraphische Konnektierungen des Osteifel-Vulkanismus.

In der Niederrheinischen Bucht ist wegen sehr ausgeprägter Neigung zu Verspülungen während der Eiszeiten die Überlieferung von Tufflagen im Löß erheblich beeinträchtigt. So sind nur einige Tuffe bekannt: ein Selbergittuff durch PAAS (1961), der in die Mittelterrasse IIIa gehört (BRUNNACKER, BOENIGK et al. 1977), der Eltviller Tuffhorizont im Löß bei Brühl (LÖHR & BRUNNACKER 1974), ferner auf der Älteren Niederterrasse der Laacher See-Tuff des Alleröds und seine Abschlußförderung zu Beginn der Jüngeren Tundrenzeit S Köln (THOSTE 1974).

Ansonsten ist schwermineralogisch vom südlichen Niederrhein nur der Metternicher Tuffhorizont in Brühl, der Wallertheimer Tuffhorizont in Lommersum und vermutlich in Brühl sowie der Eltviller Tuffhorizont in Lommersum erfaßt (LÖHR & BRUNNACKER 1974; RAZI RAD 1976; BRUNNACKER & TILLMANN 1977; BRUNNACKER, BOENIGK, HAHN & TILLMANN 1977).

Demgegenüber ist in der Wetterau am Rande des Vogelsberges eine ganze Reihe von Tuffbändern im Löß gefunden worden (BIBUS 1973, 1974a, b, c). Teilweise sind sie in Sedimentfallen erhaltengeblieben, wodurch eine Durchmischung und Homogenisierung weitgehend unterblieb. Teilweise aber war wegen der Lößfazies in der Wetterau die Erhaltung der Tufflagen begünstigt. Die vorliegenden Untersuchungen über die Lößfazies zeigen nämlich eine zunehmende Neigung des Lößmaterials zu weiteren Umlagerungen durch Wasser und Wind während der Sedimentationszeiten nach NW hin. Davon wurden auch die in bezug auf die Gesamtzeit nur gelegentlich geförderten, dem Lößmaterial zwischengeschalteten Tuffe betroffen. Daher finden sich am Vogelsberg unverhältnismäßig viele Tufflagen im Löß (zumal dieses Gebiet noch in der Reichweite äolisch transportierter Tuffe liegt). Am Mittelrhein kommen nur relativ wenige Tuffe im Löß vor, während ein vom Vulkanismus geprägtes Schwermineralspektrum im Löß vorliegt. In der Niederrheinischen Bucht und westlich davon liegen schließlich nur selten Tuffvorkommen und eine rasch abnehmende vulkanogenetisch bedingte Schwermineralführung vor. Ursache mangelnder Überlieferung in dem anscheinend tufffreien nordöstlichen Lößsektor, der an den Vogelsberg-Bereich anschließt, ist möglicherweise die gleiche Tendenz zu Verschwemmungen.

In der Wetterau kommen noch Funde aus dem Ältestpleistozän hinzu (BOENIGK et al. 1977). Nach S und E klingen auch diese Bänder aus, wengleich sie z. B. noch bei Kitzingen (SEMMEL & STÄBLEIN 1971), ferner bei Wallertheim (ANDRES 1969, BRUNNACKER & TILLMANN 1977) bekannt sind. Daneben gibt es einige lokale Vorkommen (SEMMEL 1967, 1974).

Bei den Hinweisen in den alten Seeabsätzen in der Wetterau (BOENIGK et al. 1977) handelt es sich um sehr hohe Hornblende-Werte im „Muddeton“ und zum anderen um Tuff bzw. Tuffit, die in der Schotterlehm-, „Tuff“-Folge lokal an der Basis des sogenannten Grünen Schluffes gefunden wurden. Das Vorkommen im Muddeton könnte auf den Osteifel-Vulkanismus zurückgehen, wengleich die Hornblende-Werte für die weite Entfernung recht hoch erscheinen. Der Tuff in der Schotterlehm-, „Tuff“-Folge stammt vielleicht aus einem der Wetterau benachbarteren Förder-schlot.

In den hangenden Ablagerungen des „Berstadter Interglazials“, ebenfalls in der Wetterau, tritt als weiterer Hinweis abgerollter, auf sekundärer Lagerstätte liegender

Bims sowie Titanit auf (BOENIGK et al. 1977). Die Beziehung zu Kärlich, Abschnitt Ba, ist dabei insofern sehr deutlich, als ein Bezug zu frühen Bodenfrosterscheinungen (Eiskeile bzw. Kryoturbationen) vorhanden ist. Ferner hat BIBUS (1974b) einen Bellersheimer Selbergittuff ausgeschieden, der dem entsprechen könnte.

Die jüngeren Tuffe im Löß der Wetterau (BIBUS 1973, 1974a) lassen sich ebenfalls befriedigend mit den Eruptionen in der Osteifel verknüpfen (Abb. 5). Lediglich bei den dem Ariendorfer Interglazial zugeordneten Tuffen besteht insofern eine gewisse Unsicherheit, als es sich entweder um einen gedoppelten Boden in der Wetterau oder um zwei eigenständige Interglaziale handeln könnte. Für die Doppelung innerhalb eines Interglazials spricht bei der Typlokalität Ariendorf eine Lage im Tuff, die durch Frostwirkung zerbrochen ist und deren Bruchstücke gegeneinander verstellt sind.

Bemerkenswert ist die stratigraphische Übereinstimmung des Heuchelheimer Bimstuffs und des Bellersheimer Basalttuffs in der Wetterau mit dem Wehrer Bims und einer Vielzahl alkalibasaltischer Förderungen im Laacher See-Gebiet.

Eine weitere bemerkenswerte Feststellung ist, daß sich der rege explosive Vulkanismus ab dem Leutesdorfer Interglazial einstellt und dann anhält. Dem Leutesdorfer Interglazial ist, nach dem Ville-Interglazial-Komplex, eine erste Eiszeit mit Dauerfrostboden vorausgegangen. Ebenso scheint sich bis zu einem gewissen Grad der weitere explosive Vulkanismus in der Osteifel auf die Warmzeiten und die Übergangszeiten hierzu zu konzentrieren, zumal jetzt auch der Kärlicher Brockentuff in die Eichenmischwaldzeit des Kärlicher Interglazials eingestuft werden kann (URBAN 1977). Es ist daher nicht völlig ausgeschlossen, daß ein Zusammenhang zwischen unterschiedlicher Tiefenhydrologie, bedingt durch die eiszeitlichen Klimazyklen, und dem quartären Vulkanismus abzuleiten ist (WINDHEUSER 1977).

Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W. (1930): Beiträge zur Kenntnis der Phonolithe und Trachyte im Laacher See-Gebiet. — Chem. d. Erde, **5**: 1—21; Jena.
- ANDRES, W. (1969): Über vulkanisches Material unterschiedlichen Alters im Löß Rheinhessens. — Mainzer naturwiss. Arch., **8**: 134—139; Mainz.
- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 346—361; Wiesbaden.
- (1974a): Das Quartärprofil im Braunkohlentagebau Heuchelheim (Wetterau) und seine vulkanischen Einschaltungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 159—167; Wiesbaden.
- (1974b): Tagebau Heuchelheim. — Rhein-Mainische Forsch., **78**: 174—177; Frankfurt a. M.
- (1974c): Tagebau Bellersheim. — Rhein-Mainische Forsch., **78**: 177—181; Frankfurt a. M.
- BOENIGK, W., BRELIE, G. v. D., BRUNNACKER, K., KEMPF, E. K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R., & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben. — Geol. Abh. Hessen, **75**, 80 S.; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1977): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Rhein. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **28**; Krefeld.
- BOENIGK, W., DOLEZAK, B., KOČI, A., KEMPF, E. K., RAZI RAD, M., & WINTER, K. P. (1977): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **28**; Krefeld.

- — HAHN, J., & TILLMANN, W. (1977): Das Jungpleistozän-Profil von Lommersum/Niederheinische Bucht. — *Decheniana*, **131**; Bonn.
- — KOČI, A., & TILLMANN, W. (1976): Die Brunhes/Matuyama-Grenze am Rhein und an der Donau. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **151**: 358–378; Stuttgart.
- BRUNNACKER, M., KOČI, A., LEROI-GOURHAN, A., PUISSÉGUR, J. J., MEYER, H., RAZI RAD, M., URBAN, B., SCHWEINGRUBER, F., BOSINSKI, G., MALEK, F., & POPLIN, F. (1978): Geowissenschaftliche Untersuchungen in Gönnersdorf. — *Der Magdalenien-Fundplatz Gönnersdorf*, **4**; Wiesbaden.
- LÖHR, H., BOENIGK, W., PUISSÉGUR, J. J., & POPLIN, F. (1975): Quartär-Aufschlüsse bei Ariendorf am unteren Mittelrhein. — *Mainzer naturwiss. Arch.*, **14**: 93–141; Mainz.
- RAZI RAD, M., LOŽEK, V., & POPLIN, F. (1974): Das Interglazial von Leutesdorf/unterer Mittelrhein. — *Mainzer naturwiss. Arch.*, **13**: 197–212; Mainz.
- STREIT, R., & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau des Quartär-Profiles von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). — *Mainzer naturwiss. Arch.*, **8**: 102–133; Mainz.
- & TILLMANN, W. (1978): Die vulkanischen Tuffe im Löß-Profil von Wallertheim/Rheinessen. — *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 255–259, 2 Abb.; Wiesbaden.
- URBAN, B., & SCHNITZER, W. A. (1977): Der jungpleistozäne Löß am Mittel- und Niederrhein anhand neuer Untersuchungsmethoden. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1977**; Stuttgart.
- FRECHEN, J. (1975): Tephrostratigraphische Abgrenzung des Würmlöbes und der älteren Löße im Quartärprofil der Tongrube Kärlich, Neuwieder Becken. — *Decheniana*, **127**: 157–194; Bonn.
- & 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; Bonn.
- & LIPPOLT, H. J. (1965): Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **16**: 5–30; Öhringen.
- GÜNTHER, A. (1924): Vulkantätigkeit und Eiszeit im östlichen Eifelvorland zwischen Mosel und Vinxbach. — *Die Eiszeit*, **1**: 46–59; Leipzig.
- JUVIGNÉ, E. (1974): La Stratigraphie du Quaternaire en Belgique, État des Connaissances. — *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **97**: 39–57; Bruxelles.
- LÖHR, H., & BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würmlöß am Mittel- und Niederrhein. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 168–190; Wiesbaden.
- MUSA, I. (1973): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. — *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **23**, 151 S.; Köln.
- PAAS, W. (1961): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **12**: 165–230; Öhringen.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. — *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **28**, 164 S.; Köln.
- SCHMINCKE, H.-U., FISHER, R. V., & WATERS, A. C. (1973): Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. — *Sedimentology*, **20**: 553–574; Oxford.
- SCHNÜTGEN, A., BOENIGK, W., BRUNNACKER, M., KOČI, A., & BRUNNACKER, K. (1975): Der Übergang von der Hauptterrassenfolge zur Mittelterrassenfolge am Niederrhein. — *Decheniana*, **128**: 67–86; Bonn.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lößen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104–108; Wiesbaden.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Rhein-Mainische Forsch.*, **78**: 9–56; Frankfurt a. M.
- & STÄBLEIN, G. (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **22**: 24–34; Öhringen.

- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. — Diss. Univ. Köln, 130 S.; Köln.
- URBAN, B. (1977): Die Stellung des Kärlicher Brockentuffes im Kärlicher Interglazial. — (Manuskript).
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4: 127—170; Krefeld.
- WINDHEUSER, H. (1977): Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär. — Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, 31, 223 S.; Köln.

Manuskript eingegangen am 10. 10. 1977

Gliederung und Aufbau der Niederterrassen von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben

Von

HANS-DIETER SCHEER*

Kurzfassung: Aus dem nördlichen Oberrheingraben werden der Aufbau und die Zusammensetzung der beiden Niederterrassen von Rhein und Main beschrieben. Aufgrund der Verzahnung der Terrassensedimente, sowie durch ihre Höhenlage, Deckschichten, Überprägung durch bodenbildende Vorgänge und radiometrische Altersbestimmungen können die t6-Terrasse des Mains mit dem Rhein-„Hochgestade“ und die t7-Terrasse mit den Kiesen in der Rheinaue korreliert werden. Die absoluten Datierungen von Holz- und Knochenmaterial aus der Rheinaue widerlegen die Ansicht, daß hier ein holozäner Schotterkörper abgelagert wurde und eine holozäne Eintiefung die Rheinaue geschaffen hat. Die Sedimente der Niederterrassen werden auf ihren Schwermineralgehalt untersucht, der mit entsprechenden Untersuchungen an Sanden vom Mittel- und Niederrhein verglichen wird.

Abstract: From the northern Upper Rhinegraben the constitution and the composition of the both lower terraces of Rhine and Main are described. Because of the interlocking of the terrace sediments, as well as through their altitude, surface formation, superimposition through soil-forming processes and radiometric age determinations the t6-terrace of the Main can be correlated with the Rhine-„Hochgestade“ and the t7-terrace with the gravel in the Rhine-flood land. The absolute datings of wood- and bone-material from the Rhine-flood land is contradictory to the opinion that here a holocene accumulation of gravels has been sedimented and that a holocene deepening has created the Rhine-flood land. The sediments of the lower terraces are analysed concerning their concentrate of heavy minerals, which is compared to corresponding investigations of sands of the middle and lower Rhine.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	274
2. Quartäre Rheingrabenfüllung	275
3. Niederterrassen	279
3.1. Niederterrassen des Mains	279
3.1.1. t6-Terrasse	279
3.1.2. t7-Terrasse	280
3.2. Niederterrassen des Rheins	281
3.2.1. t6-Terrasse	281
3.2.2. t7-Terrasse	283

* Dr. H.-D. SCHEER, Geographisches Institut (Physische Geographie) der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

4. Parallelisierung der Niederterrassen von Rhein und Main	285
5. Schwermineralführung der Rheinsedimente	286
6. Schriftenverzeichnis	287

1. Einleitung

Am nördlichen Ende des Oberrheingrabens¹ verzahnen sich die Ablagerungen des Mains und des Rheins (Abb. 1). Weiterhin treten noch die Sedimente des Neckars hinzu, die in der breiten Aufschüttungsebene des Rheins aufgearbeitet wurden.

Die Altarme des Neckars, der heute bei Mannheim in den Rhein mündet, reichen bis Groß-Gerau und verzahnen sich bei Nauheim mit den Altarmen des Mains.

In den letzten Jahren erschienen als Neubearbeitungen aus diesem Raum die Blätter 6016 Groß-Gerau (1974), 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße (1972), 6316

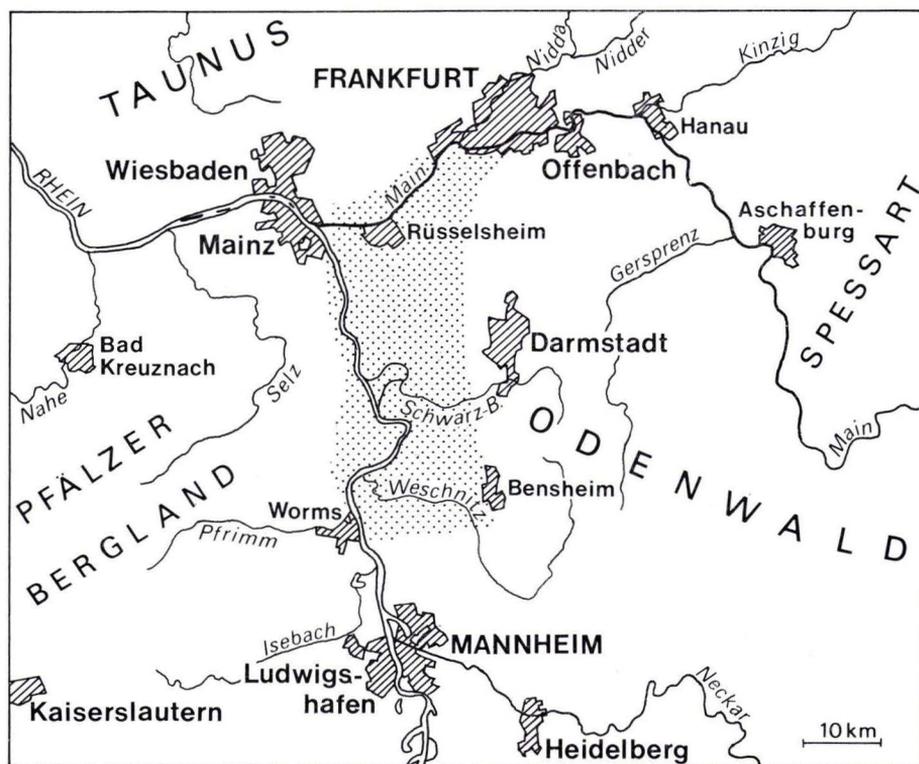


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

¹ Die Untersuchungen in diesem Gebiet wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt, wofür ich mich bedanke. Weiterhin bin ich dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung zu Dank verpflichtet, das mir Probenmaterial für die schwermineralogischen Untersuchungen zur Verfügung stellte und mir Einblick in Bohrergebnisse erlaubte.

Worms (1977), 5916 Hochheim a. M. (1969) und 5917 Kelsterbach (in Bearbeitung) der Geologischen Karte von Hessen 1:25000.

Von den neuen Veröffentlichungen, die sich vorwiegend mit den Sedimenten des Rheins und der Entwicklung des Oberrheingrabens befassen, sollen hier die Arbeiten von BARTZ (1976), QUITZOW (1974), STÄBLEIN (1968) und BÖKE (1976) genannt werden. Zahlreiche weitere Artikel sind in *The Rhinegraben Progress Report* (1967), *Graben Problems* (1970) und *Approaches to Taphrogenesis* (1974) zu finden.

Die Oberrheinebene, dieser Begriff wird hier rein beschreibend verwendet, läßt sich nach OSTHEIMER (1937) in die Alluvialniederung des Rheins, den alten Neckarlauf und die dazwischenliegende Niederterrasse untergliedern.

Zur Datierung der Sedimente dieser Aufschüttungsebene liegen z. Z. widersprechende Arbeiten vor. So nehmen mehrere Autoren, u. a. STÄBLEIN (1968: 11), BARTZ (1967, 1976), an, daß die Zerschneidung der Niederterrasse im Holozän erfolgte und im Bereich der Rheinniederung holozäne Sande und Kiese abgelagert wurden.

Dieser Ansicht widersprechen Datierungen der jüngsten Niederterrassenschotter des Mains in diesem Gebiet, die nach SEMMEL (1969, 1972a) spätwürmzeitlich sind. Als holozäne Sedimente liegen im Maintal nur Auenlehme vor.

Durch die Verzahnung der Niederterrassenschotter des Mains mit denen des Rheins im Raum von Groß-Gerau, sowie durch mehrere Datierungen von organischem Material aus den Kiesen liegt es nahe, auch die jüngsten Sande und Kiese im Bereich der Rheinaue dem Spätwürm zuzuordnen.

2. Quartäre Rheingrabenfüllung

Die Mächtigkeiten der pleistozänen Sedimente von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben sind aus zahlreichen Bohrungen weitgehend bekannt. Sie sind u. a. den Karten von ANDERLE (1968) und BARTZ (1967, 1974) zu entnehmen.

Danach beträgt die größte Quartärmächtigkeit im nördlichen Oberrheingraben ca. 150 m. Sie wurde bei Trebur erbohrt. Nach S hin nimmt sie zu und erreicht bei Heidelberg ca. 350 m (Abb. 2).

Nördlich der Rheingrabenverwerfungen, die von Nackenheim über Rüsselsheim nach Darmstadt verlaufen, liegen fast ausschließlich Ablagerungen des Mains, die eine Mächtigkeit von ca. 40 m nicht überschreiten.

Oft fällt es schwer, im Bohrkern die Sedimente des Pleistozäns von den liegenden pliozänen Schichten zu unterscheiden. Im allgemeinen wird die Grenze zwischen den Fazieswechsel von kalkhaltigen, kiesigen Sanden zu tonig-schluffigeren Sanden oder Tonen gelegt, die meist kalkfrei sind (ANDERLE 1968, BÖKE 1976, BARTZ 1976). Sie enthalten oft gebleichte Sandsteine.

Diese Grenze zum Tertiär kann dagegen durch Schwermineraluntersuchungen sicher nachgewiesen werden (BARTZ 1976). Diese Methode wurde auch erfolgreich am Main und am Niederrhein angewandt (BOENIGK et al. 1974, KÖRBER 1962, SCHEER 1976, SEMMEL 1972, u. a.).

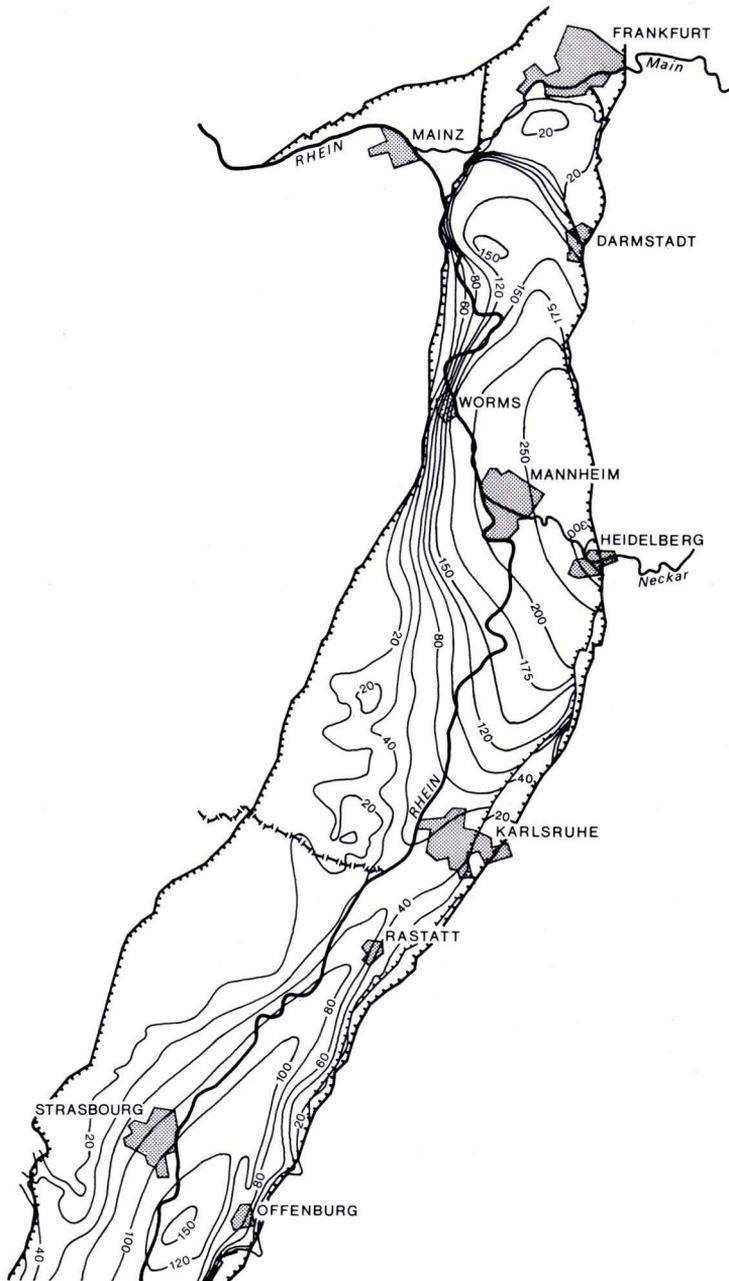


Abb. 2. Quartär-Mächtigkeit im Oberrheingraben (nach BARTZ 1974, Abb. 1).

Liegen humose Sedimente vor, läßt sich der Übergang zum Tertiär meist durch palynologische Analysen festlegen (BARTZ 1976; v. D. BRELIE 1966, 1974; MÜRRIGER & PFLANZL 1955).

Mit großer Sicherheit ist die Grenze zum Tertiär erreicht, wenn bunte, durch Bodenbildung verfärbte Tone größerer Mächtigkeit auftreten. Derartige Tone beschreibt z. B. WAGNER (1950) aus der Brg. Worms I und datiert sie in das Pliozän.

Eine sedimentologische Untergliederung der pleistozänen Rheingrabenfüllung nimmt BARTZ (1960) erstmals vor. Sie beruht auf der Auswertung von Bohrungen im Hardtwald bei Karlsruhe. Er unterscheidet eine untere sandig-tonige Abteilung, eine mittlere sandige Abteilung und eine obere kiesige Abteilung. Die Abfolge ist insgesamt 100 m mächtig. Die Ablagerungen der mittleren und unteren Abteilungen stellt er in das Altpleistozän. Nach den neuesten Ergebnissen von BARTZ (1976) liegen im Raum von Rastatt über ca. 20 m mächtigen, altquartären Sedimenten drei Kieslager, die durch sandig-schluffige Zwischenschichten getrennt sind. Diese drei Kiesschichten der oberen Folge werden in die Elster-, die Saale- und die Weichsel-Eiszeit datiert.

Eine derartige Gliederung läßt sich im nördlichen Oberrheingraben nicht nachweisen. Bohrungen, die zwischen Fehlheim und Hahn (Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße; BÖKE & KUPFAHL 1972: 132) niedergebracht wurden, zeigen, daß die ca. 100 m mächtigen quartären Sand- und Kiesschichten von zwei bis drei Tonlagen und bis zu sieben tonigeren Sandlagen unterbrochen werden. Eine Korrelation von Tonlagen und Kieslagern erscheint mir hier sehr schwierig und müßte durch pollenanalytische Untersuchungen bewiesen werden.

Auch die Auswertung von Bohrungen, die das Hessische Landesamt für Bodenforschung in der Rheinaue bei Geinsheim durchführte und an deren Aufnahme ich teilnahm, zeigt, daß hier eine unregelmäßige Abfolge von tonigeren und kiesigeren Schichten abgelagert wurde. — Gesicherte Datierungen von einzelnen Schichten der pleistozänen Rheingrabenfüllung, die durch Pollen- und ¹⁴C-Datierungen gewonnen wurden, liegen erst in geringer Zahl vor.

MÜRRIGER (1951, unveröff. Bericht in: KUPFAHL, MEISL & KÜMMERLE 1972) stellt Torfe aus 40 und 50 m Tiefe in Bohrungen bei Zwingenberg aufgrund des Vorkommens der Pollen von *Castanea*, *Pterocarya* und *Cypressinea* in das Altpleistozän. Entsprechendes Alter haben auch tonig-feinsandige Torfe aus der gleichen Tiefe bei Auerbach (TK 25, Bl. 6212 Zwingenberg a. d. Bergstraße; MÜRRIGER & PFLANZL 1955). An die Wende Pleistozän/Pliozän stellen diese beiden Autoren Schichten aus 80–85 m und 105–110 m Tiefe in der Brg. Wolfskehlen 2 (TK 25, Bl. 6117 Darmstadt-West).

Weitere pollenanalytische Untersuchungen liegen von v. D. BRELIE (1966, 1976) von Bohrproben bei Karlsruhe und Rastatt vor. Bei Karlsruhe konnte v. D. BRELIE (1966) in den pleistozänen Sedimenten, die bis 88 m Tiefe reichen, die einzelnen Interglaziale nachweisen. Die Ablagerungen des Cromer und Tegelen beginnen danach in 36 m Tiefe. Die neuesten Untersuchungen von v. D. BRELIE (1976) bei Rastatt zeigen, daß die altpleistozänen Schichten in ca. 90 m über NN (25 m Tiefe) und nach E abfallend in ca. 60 m über NN (58 m Tiefe) beginnen.

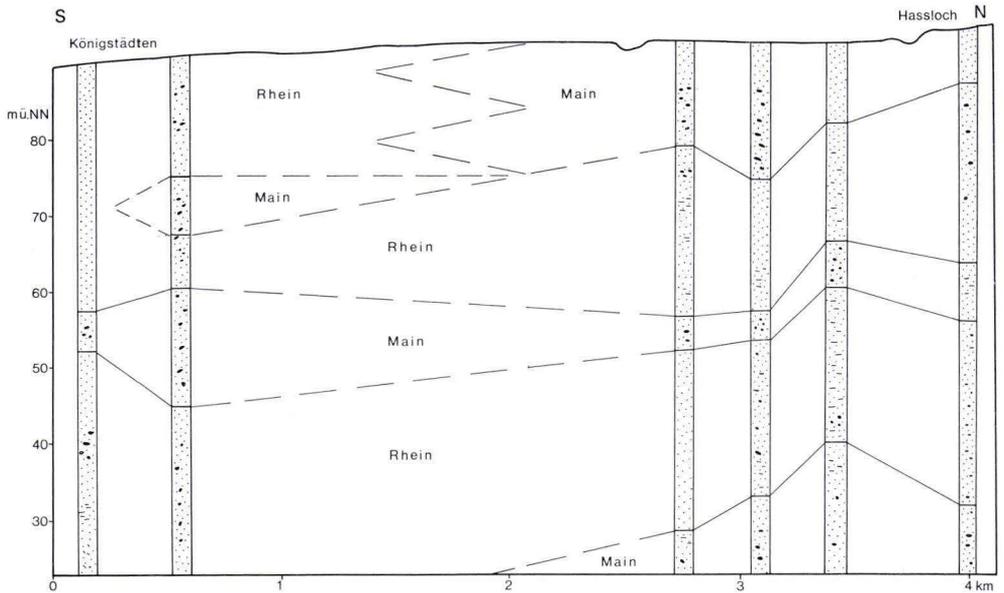


Abb. 3. Verzahnung von Rhein- und Mainsedimenten zwischen Königstädten und Haßloch (nach Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6016 Groß-Gerau, 2. Aufl., Wiesbaden 1974).

Die Auswertung der von mir entnommenen Tonproben aus Bohrungen zwischen Groß-Gerau und Worms ist noch nicht abgeschlossen, so daß noch keine Parallelisierung der Schichten vorgenommen werden kann.

Der Schwermineralgehalt der Sande des Rheins ändert sich nur geringfügig. Untersuchungen von Bohrproben aus dem Altarm von Geinsheim, die mir freundlicherweise vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung zur Verfügung gestellt wurden, zeigen, daß der Gehalt an metamorphen Mineralen dominiert und sich auch mit zunehmender Tiefe (bis 60 m) nicht wesentlich ändert.

Der Anteil an Epidot, Zoisit, Granat und grüner Hornblende liegt zwischen 82 und 91%. Die stabilen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil sind zwischen 2 und 12% vorhanden. Weiterhin treten noch geringe Mengen (bis 2%) Andalusit, Apatit, Augit, Disthen, Sillimanit und Staurolith auf. Diese Ergebnisse stimmen gut mit den Analysen von MAUS (in: BARTZ 1976: 144) überein. — Auch die Werte von v. ANDEL (1950) und WEYL (1951) liegen in diesen Prozentbereichen.

Verfolgt man die Sedimente im Oberrheingraben weiter nach N bis in das Einzugsgebiet des Mains, so läßt sich feststellen, daß sich bei Mörfelden und Rüsselsheim die Ablagerungen von Rhein und Main bis in größere Tiefen mehrmals verzahnen. Dies ergibt sich aus der Auswertung von Bohrungen zwischen Groß-Gerau und Rüsselsheim (Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000 Bl. 6016 Groß-Gerau, Wiesbaden 1974). In den oberen 70 m der quartären Sedimentfolge zeigt sich ein fünfmaliger Wechsel

zwischen Main- und Rheinsedimenten (Abb. 3). Die Ablagerungen dieser beiden Flüsse lassen sich in Bohrungen recht gut unterscheiden.

Bei den Kiesen und Sanden des Mains handelt es sich meist um bräunliche, kiesige Grobsande, die kalkfrei sind. Die Sande des Rheins dagegen sind kalkhaltig, bestehen mehr aus Fein- und Mittelsand und enthalten gelegentlich Feinkieslagen.

Auch im Schwermineralspektrum zeigen sich deutliche Unterschiede, wie die Auswertung von Proben zeigt, die mir das Hessische Landesamt für Bodenforschung aus Bohrungen bei Groß-Gerau und Mörfelden zur Verfügung stellte.

Die Sande des Mains haben einen wesentlichen höheren Anteil an stabilen Mineralen (Turmalin, Zirkon, Rutil), der zwischen 18 und 47% liegt. Entsprechend niedriger ist der Prozentgehalt an metamorphen Mineralen (Epidot, Zoisit, Granat und grüne Hornblende), der zwischen 45 und 70% schwankt. Höher ist auch der Gehalt an Staurolith, der meist bei 7% liegt. Er ist ein typisches Leitmineral für die Mainsedimente im Untermaingebiet (KÖRBER 1962, SCHEER 1976).

Die Verzahnung von Rhein- und Mainablagerungen hängt einmal mit der Verlegung des Mains in seinem früheren Mündungsbereich zusammen, er floß im Altpleistozän durch die Neu-Isenburger Pforte in den Rhein, zum anderen spielen aber auch die tektonischen Absenkungsbewegungen im Oberrheingraben eine wichtige Rolle, durch die es dem Main möglich war, sein Mündungsdelta weiter nach S bis nach Groß-Gerau zu verlagern.

3. Niederterrassen

3.1. Niederterrassen des Mains

Im westlichen Untermaingebiet werden zwei Niederterrassen unterschieden, die BECKER (1965, 1967) in eine Obere und eine Untere Niederterrasse unterteilt. Sie können weitgehend mit der $t_{(6)}$ - und der $t_{(7)}$ -Terrasse gleichgesetzt werden, die SEMMEL (1969) auf Bl. 5616 Hochheim a. M. auskartierte.

3.1.1. t_6 -Terrasse

Die t_6 -Terrasse ist als ein deutliches Niveau NW Schwanheim (TK 25, Bl. 5917 Kelsterbach) ausgebildet und liegt hier in einer mittleren Höhe von 92–93 m über NN. Sie wird von einer deutlichen Stufe zur „Kelsterbacher Terrasse“ begrenzt. — Eine deutliche Begrenzung dieser Terrasse läßt sich dann erst wieder bei Raunheim (TK 25, Bl. 5616 Hochheim a. M.) erkennen. Vor dieser Stufe lassen sich bis nach Haßloch (TK 25, Bl. 6016 Groß-Gerau) Altarme verfolgen, die dieses Terrassen-niveau deutlich begrenzen.

SEMMEL (1969) ist der Ansicht, daß dieses mit mächtigen Dünen überwehte Gebiet E Raunheim zur $t_{(6)}$ -Terrasse gehört. Ich neige jedoch mehr dazu, dieses Niveau aufgrund der Höhenlage und des geringeren Kiesgehaltes der Sedimente bereits der nächst älteren, der t_5 -Terrasse, zuzuordnen. Ein Hinweis dafür ist der Mineralgehalt der Sande. Sie enthalten in der Kiesgrube Bauer bei Raunheim ca. 25% stabile Schwerminerale. Die t_6 -Terrasse des Mains hat meist niedrigere Prozentwerte dieser Mineralgruppe. Weitere Hinweise für die Zuordnung zur t_5 -Terrasse liegen leider noch nicht vor.

Molarenfunde aus der Kiesgrube Willersinn, die ca. 3 km NE der Kiesgrube Bauer gegenüber von Okriftel (TK 25, Bl. 5917 Kelsterbach, R 34 64 40, H 55 45 40) in einer Höhe von ca. 93 m über NN liegt, weisen darauf hin, daß diese Kiese der $t_{(6)}$ -Terrasse zuzuordnen sind (SEMMELE 1969: 77). Eine Stufe zu höher gelegenen Kiesen der t5-Terrasse, die 3 km N bei Sindlingen (TK 25, Bl. 5917 Kelsterbach) in 95—99 m über NN liegt, läßt sich hier nicht auskartieren.

Auf dem südlich anschließenden Bl. Groß-Gerau lassen sich die Altarme des Mains bis nach Königstädten verfolgen. Bei SCHMITT & STEUER (1974) werden diese Sedimente der t6-Terrasse nach STEUER (1905) als jüngere, mittelpleistozäne Flußschotter (dmo) dargestellt, die an mittel (dm)- und altpleistozäne Schotter (du) E Königstädten angrenzen.

In demselben Niveau liegen nach STEUER (1905) bei Bauschheim ungegliederte, ältere Mainterrassen. Ich halte alle diese Ablagerungen, die hier in einer Höhe von 87—89 m über NN zwischen Bischofsheim, Bauschheim, Rüsselsheim und Königstädten liegen, für Sedimente der t6-Terrasse. Sie sind nur wenige Meter mächtig und liegen über altpleistozänen t1-Kiesen des Mains.

In zahlreichen Aufschlüssen sind diese Sedimente als bräunliche, grobsandige Kiese ausgebildet, die durch eine intensive Bodenbildung überprägt sind. Die Entkalkungstiefe reicht bis mindestens 2 m Tiefe. In diesem Profilabschnitt sind zahlreiche 3—5 cm dicke, rostbraune und tonigere Bänder ausgebildet, die typisch für eine Bänderparabraunerde sind. Unter diesem Bodenhorizont befindet sich ein 10—15 cm dicker Kalkanreicherungschorizont.

Diese deutliche Bodenbildung widerlegt die Ansicht von BECKER (1965), der in diesem Gebiet die Untere Niederterrasse des Mains, also die t7-Terrasse, kartierte. Die Sedimente der t7-Terrasse sind in diesem Gebiet meist noch vollkommen kalkhaltig und zeigen keine Merkmale einer intensiven Bodenbildung, da sie weitgehend von kalkhaltigem holozänem Hochflutlehm bedeckt sind.

Es wurden zahlreiche Bohrungen im Bereich der Altarme bei Rüsselsheim durchgeführt, um zu überprüfen, ob in ihnen jüngere Schotter des Mains über der t6-Terrasse abgelagert wurden. Es liegen jedoch überall nur kalkfreie Kiese unter den Altlaufurten.

Die Schotter- und Schwermineralführung der t6-Terrasse des Mains ist bereits mehrfach beschrieben worden (KÖRBER 1962, SCHEER 1976, SEMMELE 1969, u. a.). Die Schwermineralanalysen der t6-Terrassensande bei Rüsselsheim ergab folgende Werte:

Turmalin, Zirkon, Rutil	19—36%
Epidot, Zoisit, Granat, grüne Hornblende	61—67%
Staurolith	1—4%
Andalusit, Disthen, Sillimanit	1—2%
Augit	1—7%

3.1.2. t7-Terrasse

SEMMELE (1969: 79) gliedert auf Bl. 5916 Hochheim a. M. unterhalb der $t_{(6)}$ -Terrasse noch ein weiteres Niveau aus, das mit jungen, holozänen Hochflutlehmen bedeckt ist. Unter diesem kalkhaltigen Lehm liegen Schotter, die meist noch zahlreiche

Muschelkalkgerölle enthalten. SEMMEL rechnet diese Ablagerungen zur $t_{(7)}$ -Terrasse. Sie liegen bei Rüsselsheim in einer Höhe von ca. 85 m über NN und sind hier noch schwach kalkhaltig. Wie schon erwähnt wurde, konnte durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen werden, daß unter den Torfen in den Altläufen, die zwischen Rüsselsheim und Bauschheim den Main mit dem Rhein verbanden, keine kalkhaltigen Schotter zu finden sind. Sie dürften daher der t_6 -Terrasse zuzurechnen sein. Dies läßt sich auch weiterhin dadurch stützen, daß die Oberfläche der t_7 -Kiese des Mains bei Rüsselsheim tiefer liegt als die Altläufe, so daß auch in ihnen keine Sedimente der t_7 -Terrasse abgelagert werden konnten.

Über das absolute Alter der humosen Altlauffüllungen liegt mir bisher nur ein Ergebnis vor. Die radiometrische Altersbestimmung von Holz aus ca. 3 m Tiefe in der Kreuzlache zwischen Ginsheim und Bauschheim ergab 2585 ± 55 a. b. p. (Bestimmung durch das ^{14}C -Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung; Pr.-Nr.: Hv 7340). Der Baumpollengehalt aus dieser Schicht, die direkt auf dem Schotter der t_6 -Terrasse liegt, setzt sich wie folgt zusammen (Analyt.: Dr. I. BORGER):

<i>Pinus</i>	11,5%	<i>Fagus</i>	1,3%
<i>Betula</i>	3,0%	<i>Corylus</i>	2,7%
<i>Alnus</i>	68,7%	<i>Tilia</i>	1,3%
<i>Quercus</i>	6,7%	<i>Ulmus</i>	5,3%

Mit weniger als 1% sind *Abies*, *Picea*, *Salix*, *Acer* und *Carpinus* vertreten. — Der Torf läßt sich damit in das Holozän (Subboreal oder jünger) einstufen.

3.2. Niederterrassen des Rheins

Im Oberrheingraben lassen sich das „Hochgestade“, auf dem die Neckaraltarme liegen, und die Rheinaue mit der ausgeprägten Mäanderbildung unterscheiden. Die Stufe zwischen diesen beiden Niveaus hat im Raum von Karlsruhe eine Höhe von über 10 m, während sie N Worms infolge der stärkeren tektonischen Absenkung bis auf ca. 2 m absinkt.

KANDLER (1970) faßt diese beiden Verebnungen der Niederterrassen zwischen Mainz und Bingen zur $T^{1/2}$ -Terrasse zusammen, stimmt jedoch auch einer Zweistufigkeit der Niederterrasse zu.

3.2.1. t_6 -Terrasse

Verfolgt man die Altarme des Mains bei Rüsselsheim auf der t_6 -Terrasse, die bis Königstädten reichen, weiter nach S, so läßt sich eine Verbindung zu den Altarmen des Neckars feststellen, die bei Trebur in die Rheinaue münden.

Zwischen Königstädten und Groß-Gerau sind diese Altarme jedoch nicht ausgebildet, da sie hier von mehreren Bächen aus dem Rotliegendhorst zerschnitten und mit lokalen Sedimenten überschüttet wurden. Die t_6 -Terrasse kann daher niveaumäßig mit dem „Hochgestade“ des Rheins korreliert werden.

BECKER (1965) und OSTHEIMER (1937) geben eine Ausdehnung der Niederterrasse des Rheins wieder, die von der Rheinaue bis zu der Verbindungslinie Erzhausen—Wixhausen—Darmstadt reicht. Dieser Ansicht kann nicht zugestimmt werden. Die Niederterrassenschotter zwischen Darmstadt und Groß-Gerau liegen in einer Höhe von ca. 90 m über NN. Oberhalb dieses Niveaus stehen ältere Ablagerungen des Rheins und mächtige Flugsanddecken an. Diese älteren Schotter oberhalb 90 m über NN verzahnen sich nach N hin mit mittelpleistozänen Mainterrassen.

Einige Schwierigkeiten bereitet es, die Mächtigkeit der Niederterrassensedimente zu bestimmen, da sich die kalkhaltigen Kiese und Sande des Rheins aus verschiedenen Tiefen nicht unterscheiden lassen (vgl. auch BARTZ 1976). Sie haben weder eine verschiedene Schotterführung, die durch Verwitterungsauslese bedingt sein kann, noch besitzen sie eine andere Färbung oder einen anderen Mineralgehalt.

Am Main dagegen lassen sich die Niederterrassen recht gut von den liegenden altpleistozänen Kiesen durch ihre Färbung, den Mineralgehalt und die Schotterführung, vor allem durch den fehlenden Muschelkalk unterscheiden.

Am Rhein ist man auf die etwas unsichere lithologische Abgrenzung angewiesen, die durch Pollenanalysen bewiesen werden muß.

KUPFAHL (1972: 134) gibt die Dicke der Niederterrasse auf Bl. Zwingenberg mit ca. 20 m an und legt sie „mit Vorbehalt an die Obergrenze des obersten Tonhorizontes der gesamten Terrassenabfolge“. BARTZ (1976) grenzt bei Rastatt das „obere Kieslager“ mit einer Mächtigkeit von ca. 25 m gegen die „obere Zwischenschicht“ ab, die aus feinklastischen Sedimenten besteht und aufgrund ihres Pollengehaltes in das Eem datiert wird. — Die t6-Terrasse des Mains hat im westlichen Untermaingebiet dagegen nur eine Mächtigkeit von ca. 5 m.

Der Schwermineralgehalt der t6-Terrasse des Rheins zeigt wieder das für diesen Fluß typische Spektrum:

Turmalin, Zirkon, Rutil	7—12%
Epidot, Zoisit, Granat, grüne Hornblende	83—90%
Staurolith	1—3%
Augit	1—2%

Sind diese Sedimente nicht von kalkhaltigem Hochflutlehm, sondern von Dünen-sand bedeckt, wie z. B. am Hof Wasserbiblos zwischen Crumstadt und Eschollbrücken (TK 25, Bl. 6117 Darmstadt-West), so läßt sich eine intensive Bänderparabraunerde nachweisen, wie sie ja auch in den Kiesen der t6-Terrasse des Mains zu beobachten ist.

In zahlreichen Bohrungen konnte nachgewiesen werden, daß sich die Niederterrassensedimente des Rheins mit denen des Mains an der Linie zwischen Königstädten und Worfelden oberflächlich verzahnen. Die Sande der beiden Flüsse lassen sich durch ihren Schwermineralgehalt deutlich voneinander unterscheiden. So sind in den Mainsanden 36% stabile Minerale, 23% mehr als in Rheinsanden, und entsprechend weniger metamorphe Minerale (62%) zu finden. Die Rheinsande enthalten dagegen durchschnittlich 85% dieser Minerale.

Auffallende Unterschiede in der Schwermineralführung der Sande aus dem Bereich der Neckaraltarme zu dem Material aus der t6-Terrasse des Rheins lassen sich da-

gegen nicht feststellen. In einigen Proben tritt ein etwas höherer Anteil an Turmalin, Zirkon und Rutil auf, den man darauf zurückführen kann, daß der Neckar diese Minerale in höherer Konzentration aus dem Buntsandstein mitführte.

Diese Minerale können aber auch vermehrt aus dem älteren Löß und aus den Verwitterungsdecken der Odenwaldgesteine ausgespült worden sein, die z. T. hohe Anteile dieser stabilen Minerale enthalten (SEMMELE 1961).

3.2.2. t7-Terrasse

In das „Hochgestade“ des Rheins haben sich zahlreiche Talmäander eingetieft. Sie werden im nördlichen Oberrheingraben durch eine Kante von ca. 2 m Höhe begrenzt.

Diese Zerschneidung der Niederterrasse des Rheins soll nach Ansicht einiger Autoren, u. a. STÄBLEIN (1968: 10), SCHMITT (1974: 43), BARTZ (1976), im Holozän erfolgt sein. Daraus wird gefolgert, daß nicht nur der Hochflutlehm, sondern auch ein Teil der darunter liegenden Sande und Kiese im Holozän abgelagert wurden. Diese Ansicht vertritt BARTZ (1967, 1976), der bei Karlsruhe und Rastatt eine ca. 15 m mächtige, holozäne Rheinaufschotterung annimmt.

Eine genaue Abgrenzung dieser holozänen Schotter, die aus aufgearbeitetem Material des „oberen Kieslagers“ bestehen, gegen die Schichten des „oberen Kieslagers“ ist nach BARTZ (1976: 168) jedoch nicht möglich.

Pollenanalytische Datierungen, die als Beweis für ein holozänes Alter der obersten Kiesschichten angeführt werden, liegen aus zwei Schluff-Horizonten (Brg. R 78) vor, die unmittelbar aus dem Hangenden des „oberen Kieslagers“ in 109,25 und 109,90 m über NN, d. h. nur ca. 2 m u. Fl., stammen (BARTZ 1976: 155). Diese schluffigen Sande können daher bereits auch schon zu den unteren Schichten der Hochflut-sedimente in der Rheinaue gehören und sind damit in das Holozän zu datieren.

Die Pollenanalyse eines Torfes aus ca. 12 m Tiefe u. Fl. (Brg. R 32) im Bereich der Rheinaue zeigt nach v. D. BRELE (in: BARTZ 1976: 155), daß aufgrund des höheren Gehaltes an *Picea* diese Sedimente bereits ein präholozänes Alter haben. Diese Ansicht, daß unter dem Auenlehm in der Rheinaue ein spätwürmzeitlicher Schotterkörper liegt, vertritt auch SEMMELE (1972c: 40).

Zahlreiche Knochenfunde aus Kiesgruben, die z. B. im Altarm von Geinsheim angelegt sind, bestätigen diese angenommene Datierung. Die Knochen, die Dr. J. L. FRANZEN (Senckenberg-Museum, Frankfurt) freundlicherweise bestimmte, stammen von *Elephas primigenius*, *Megaloceros giganteus*, *Bison* sp. und *Rhinocerotidarum*, die in der letzten Kaltzeit lebten.

Die Knochen aus der Rheinaue von Geinsheim haben radiometrische Alter von 15130 ± 95 a. b. p. (Pr.-Nr.: Hv 7341) und $18300 \pm \begin{matrix} 1000 \\ 900 \end{matrix}$ a. b. p. (Pr.-Nr.: Hv 7343; Bestimmung durch das ^{14}C -Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung).

In diesem Zeitraum liegen auch die Alterswerte von Knochen und Holz, die Prof. Dr. R. PROTSCH (Anthropologisches Inst. d. Univ. Frankfurt a. M.) freundlicherweise untersuchte. Die Proben stammen aus dem Geinsheimer Altarm sowie aus der Rheinaue bei Gernsheim und Lampertheim.

Die nach der Radiokohlenstoff- und Radiokohlenstoff-Kollagen-Methode ermittelten Daten sind:

Knochenproben:	22 000 ± 320	a. b. p.
	17 200 ± 300	„
	17 600	„
	27 200 ± 290	„
	23 800 ± 290	„
	16 200 ± 420	„
Holzproben:	22 600 ± 400	„
	17 200 ± 300	„
	27 000 ± 900	„

Keines dieser Daten weist auf ein holozänes Alter der Kiese hin, sondern sie wurden im späten Mittelwurm und Spätwurm abgelagert.

Die genaue Entnahmetiefe der Proben kann nicht angegeben werden, da sie mit dem Saugbagger gefördert wurden. Die max. Entnahmetiefe der Kiese beträgt jedoch nicht mehr als ca. 15 m. Auch wenn man, wie BARTZ vermutet, Umlagerungen im Bereich der ca. 12 m mächtigen holozänen Schotter annimmt, müßten wenigstens einige Daten ein holozänes Alter bestätigen. BARTZ (1976: 166) gibt ein radiometrisches Alter von 29300 ± 600 a. b. p. an, das an Material aus ca. 16 m Tiefe (Brg. J 23) unter der Rheinaue bestimmt wurde.

Die beiden anderen Alter von Material aus ca. 12–15 m Tiefe (Brg. D 86 und D 72) liegen über 43 000 und 45 000 a. b. p. (BARTZ 1976: 166). Sie stimmen ziemlich genau mit zwei Daten von Holzproben aus ähnlicher Tiefe im Geinsheimer Altarm überein. Diese liegen bei $42750 \pm \begin{smallmatrix} 1650 \\ 1350 \end{smallmatrix}$ a. b. p. (Pr.-Nr.: Hv 7342) und größer 46 500 a. b. p. (Pr.-Nr.: Hv 7344; Bestimmung durch das ^{14}C -Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung).

Diese altwürmzeitlichen Holzproben dürften aus der liegenden t6-Terrasse stammen (Abb. 4). Die vorliegenden Datierungen weisen daraufhin, daß im Mittelwurm das „Hochgestade“, t6-Terrasse des Rheins, zerschnitten wurde und anschließend die Aufschüttung der jungpleistozänen t7-Terrasse begann.

Vergleicht man hierzu die Niederterrassenentwicklung des Mains, mit der sich SEMMEL (1972a) befaßt, so ergibt sich aufgrund der ^{14}C -Datierungen, daß die Zerschneidung der t₍₆₎-Terrasse vor ca. 20 000 Jahren begann. Am Rhein, als Vorfluter des Mains, müßte diese Entwicklung etwas früher begonnen haben.

Auf den altwürmzeitlichen Schottern des „Hochgestades“ wurden dann im Bereich des heutigen Auenbereichs vorwiegend jungpleistozäne Schotter abgelagert, die ich als einen selbständigen Schotterkörper des Rheins, t7-Terrasse, ansehe, der mit der t7-Terrasse des Mains korreliert werden kann. Einen 10–15 m mächtigen holozänen Schotterkörper sehe ich im Oberrheingraben als nicht bewiesen an.

Hierbei treten jedoch die bereits diskutierten Schwierigkeiten auf, daß in den Rheinsedimenten aufgrund ihrer Zusammensetzung, Färbung usw. noch keine klare Trennung der verschiedenen Aufschüttungen möglich ist. Es könnte daher auch angenommen werden, daß bei kontinuierlicher Absenkung des Oberrheingrabens eine entsprechende, nicht durch Phasen der Erosion und Akkumulation unterbrochene

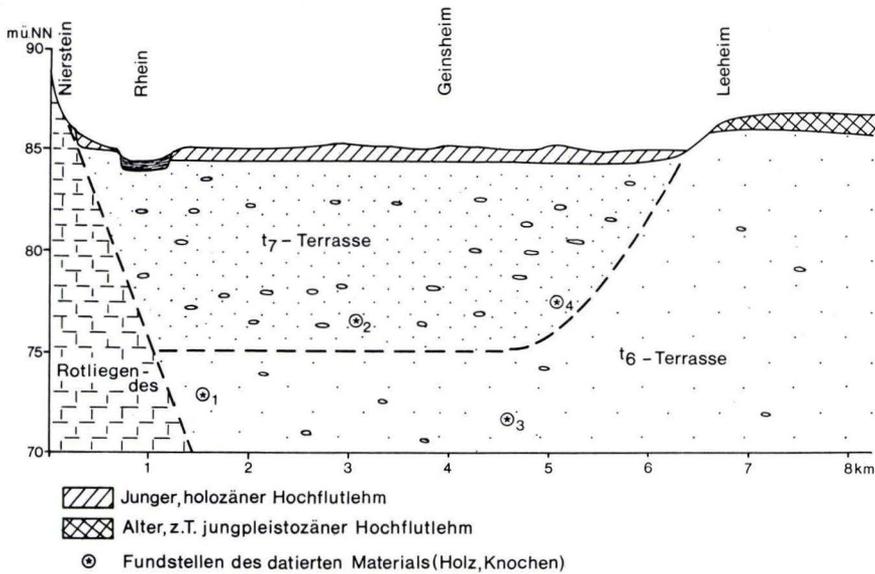


Abb. 4. Fundstellen von datiertem, organischem Material in den Sedimenten der Niederterrasse des Rheins bei Geinsheim.

Alter:	1. gr. 46 500 a. b. p.	3. 42 750 a. b. p.
	2. 15 130 a. b. p.	4. 18 300 a. b. p.

Aufschüttung vor sich ging, die jedoch dann eine holozäne Zerschneidung des „Hochgestades“ zur Folge haben mußte.

Gewisse Hinweise für eine Unterscheidung einer jüngeren Terrasse in den Altarmen des Rheins ergeben sich aus Bohrungen in der Ludwigsau (3 km W Geinsheim), die vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung durchgeführt wurden und an deren Aufnahme ich teilnahm. Hier sind die Sande in den oberen 10 m der Bohrung bräunlicher gefärbt als die liegenden grauen Sande. Eine mineralogische Unterscheidung ist jedoch nicht möglich.

4. Parallelisierung der Niederterrassen von Rhein und Main

Die t6-Terrasse des Mains zwischen Bischofsheim und Rüsselsheim, die durch Altarme gegen ältere Mainablagerungen begrenzt ist, läßt sich höhenmäßig mit dem „Hochgestade“ des Rheins, auf dem die Neckaraltarme eingetieft sind, korrelieren. In den Sedimenten beider Terrassen erfolgte nach ihrer Zerschneidung eine deutliche Bodenbildung, Entkalkung und nachfolgende Bänderparabraunerdebildung, sobald die überlagernden Deckschichten entkalkt waren. Die Bedeckung mit äolischen Sanden und Hochflutsedimenten begann bereits im Spätwürm. Die ältesten Dünen-sande werden in die Älteste Tundrenzzeit datiert.

Die Hochflutsedimente auf der t6-Terrasse des Mains zwischen Hochheim und Kelsterbach enthalten in ihrem unteren Profilabschnitt den Laacher Bimstuff, der im Alleröd ausgeblasen wurde (PLASS 1972, SEMMEL 1972a). Außerdem ist in diesen Lehmen eine mächtige Parabraunerde entwickelt.

Bisher ist es nicht gelungen, in den Hochflutsedimenten des Rheins den Laacher Bimstuff nachzuweisen. Auf ein spätwürmzeitliches Alter weisen jedoch deutliche Verwürgungen im basalen Teil der Hochflutlehme hin. Auch in ihnen sind ausgeprägte Parabraunerden entwickelt (BARGON 1969).

Ein alt- bis mittelwürmzeitliches Alter des t6-Schotterkörpers wird durch die angeführten Datierungen belegt.

Die Zerschneidung dieser Terrasse, die am Main nach SEMMEL (1972a) vor ca. 20000 Jahren begann, kann m. E. auch auf den Rhein übertragen werden, da die obersten, 10–15 m mächtigen Schotter des Rheins im Bereich der Rheinaue Alter zwischen 16000 und 27000 a. b. p. haben, also vorwiegend spätwürmzeitlich sind. Diese Sande und Kiese werden als t7-Terrasse des Rheins bezeichnet.

Ein holozänes Alter dieser Schotter, wie BARTZ (1976) es annimmt, scheint mir damit widerlegt. Dafür sprechen auch die pollenanalytischen Untersuchungen von v. D. BRELIE (1966), der eemzeitliche Ablagerungen in 10–13 m Tiefe nachwies. BLÜMEL & HÜSER (1974) fanden in nur 2 m Tiefe unter der Niederterrassenfläche bei Karlsruhe einen kräftig entwickelten Boden, den sie als Braunerdetschernosem bezeichnen. Sie halten diesen Boden für eine interglaziale Bildung und datieren ihn in das Eem, ohne jedoch diese Einstufung durch palynologische oder andere Datierungsmethoden zu belegen.

Die Hochflutlehme in der Rheinaue werden nach allen bisherigen Erkenntnissen in das Holozän datiert und haben damit das gleiche Alter wie die Lehme auf der t7-Terrasse des Mains. — Eine Parallelisierung des spätwürmzeitlichen Schotterkörpers der t7-Terrasse mit den obersten, ca. 10 m mächtigen Kiesen im Bereich der heutigen Rheinaue kann meiner Meinung nach aufgrund der Untersuchungen als gesichert angesehen werden. Im Holozän kam es dann infolge von Überschwemmungen und Stromstrichverlagerungen in der Rheinaue zur Ausbildung von verschiedenen Mäandersystemen und damit verbunden auch zu Sedimentumlagerungen (K. KUNTER, M. KUNTER, PLASS & SCHARPFF 1974, SCHARPFF 1977). Die Rheinaue wurde durch diese Vorgänge überprägt, jedoch meiner Meinung nach nicht wesentlich eingetieft oder entscheidend verändert.

5. Schwermineralführung der Rheinsedimente

Der Schwermineralgehalt der Niederterrassensande im nördlichen Oberrheingraben hat eine sehr typische Zusammensetzung, die durch das Vorherrschen der metamorphen Minerale Epidot, Zoisit, Granat und grüne Hornblende gekennzeichnet ist. Ihr Anteil liegt zwischen 75 und 90%. Entsprechend gering ist der Gehalt der stabilen Minerale (Zirkon, Turmalin, Rutil), der max. bis auf 15% ansteigt. Alle anderen Minerale, hierzu gehören Andalusit, Augit, Disthen, Sillimanit, Staurolith, treten max. bis zu 5% auf. Der Anteil der opaken Minerale liegt meist unter 30%.

Diese Werte stimmen gut mit den Ergebnissen von v. ANDEL (1950) und WEYL (1951) überein. Bei SINDOWSKI (1940, Tab. IV) treten in einigen Proben etwas höhere Werte in der stabilen Mineralgruppe auf.

Bei einem Vergleich mit den Analysenwerten von Sanden am Niederrhein treten insofern Schwierigkeiten auf, als diese Sedimente einen hohen Anteil an vulkanischen Mineralen (Augite, braune Hornblende, Titanit, Olivin) haben. Nach THOSTE (1974) enthalten die Niederterrassensande Zirkon, Turmalin und Rutil durchschnittlich bis max. 10%. Dies trifft ebenso für die Untersuchungen von FRECHEN & v. D. BOOM (1959) und VINKEN (1959) zu.

Auch die Sande der älteren Niederterrasse am unteren Mittelrhein enthalten nach FRECHEN & HEIDE (1969) in der Fraktion 0,2–0,06 mm weniger als 10% Zirkon, Turmalin und Rutil. Diese Terrasse läßt sich stets petrographisch und auch durch ihren Mineralgehalt von der jüngeren Niederterrasse unterscheiden. Leider ist es im Oberrheingraben nicht möglich, die beiden Niederterrassen aufgrund ihres Schwermineralgehaltes zu unterscheiden, da sie keine typischen Tuffbeimengungen enthalten.

6. Schriftenverzeichnis

- ANDEL, T. H. v. (1950): Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. — Proefschr. Univ. Groningen, 129 S.; Wageningen.
- ANDERLE, H.-J. (1968): Die Mächtigkeiten der sandig-kiesigen Sedimente des Quartärs im nördlichen Oberrhein-Graben und der östlichen Untermainebene. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 185–196; Wiesbaden.
- BARGON, E. (1969): Erl. Bodenk. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg, 60 S.; Wiesbaden.
- BARTZ, J. (1960): Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet. — Z. dt. geol. Ges., **111**: 653–661; Hannover.
- (1967): Recent Movements in the Upper Rhinegraben between Rastatt and Mannheim. — The Rhinegraben Progress Report 1967. Abh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **6**: 1–2; Freiburg i. Br.
- (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. — Approaches to Taphrogenesis (Inter-Union Commiss. Geodynamics, sci. Rep. 8): 78–87; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. — Jb. geol. L.-Amt Baden-Württ., **18**: 121–178; Freiburg i. Br.
- BECKER, E. (1965): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheinalgraben. — Diss., 157 S.; Frankfurt a. M.
- (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheinalgraben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**: 5–50; Öhringen
- BLÜMEL, W.-D., & HÜSER, K. (1974): Jüngere Sedimente in der südlichen Vorderpfalz. Ein weiterer Beitrag zur Pleistozänstratigraphie des Oberrheingrabens. — Karlsruher geogr. H., **6**: 29–69; Karlsruhe.
- BÖKE, E. (1976): Schichtenausbildung und Lagerungsverhältnisse am Ostrand des nördlichen Oberrheingrabens bei Neu-Isenburg (Hessen). — Geol. Jb. Hessen, **104**: 225–231; Wiesbaden.
- & KUPFAHL, H.-G. (1972): Terrassen des Rheins und Neckars. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl.: 129–133; Wiesbaden.
- BOENIGK, W., BRELIE, G. v. D., BRUNNACKER, K., KOČI, A., SCHLICKUM, W. R., & STRAUCH, F. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Nieder-rheinische Bucht). — Newsl. Stratigr., **3**: 219–241; Leiden.

- BRELIE, G. v. D. (1966): Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns im nördlichen Oberrheintal-Graben. — *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 902—903; Hannover.
- (1974): Mikrofloristische Untersuchungen zur Altersstellung der jungtertiären Ablagerungen im mittleren und nördlichen Oberrheingraben. — *Approaches to Taphrogenesis* (Inter-Union Commiss. Geodynamics, sci. Rep. 8): 72—78; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1976): Die Pollenuntersuchungen. — In: BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt.
- FRECHEN, J., & BOOM, G. v. D. (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **4**: 89—125; Krefeld.
- & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkanitätätigkeit im Laacher See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. — *Decheniana*, **122**: 35—74; Bonn.
- KANDLER, O. (1970): Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintales zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. — *Mainzer geogr. Stud.*, **3**: 92 S.; Mainz.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals. — *Würzburger geogr. Arb.*, **10**, 170 S.; Würzburg.
- KUNTER, K., KUNTER, M., PLASS, W., & SCHARPFF, H.-J. (1975): Ein Glockenbechergrab von Biblis-Wattenheim, Kreis Bergstraße. — *Fundber. Hessen*, **14**: 157—175; Bonn.
- KUPFAHL, H.-G. (1972): Niederterrasse des Rheins und Neckars. — *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl.: 134—135; Wiesbaden.
- MEISL, S., & KÜMMERLE, E. (1972): *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl., 276 S.; Wiesbaden.
- MÜRRIGER, F., & PFLANZL, G. (1955): Pollenanalytische Datierung einiger hessischer Braunkohlen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **83**: 71—89; Wiesbaden.
- OSTHEIMER, H. (1937): Die diluvialen Rhein- und Neckarterrassen im Rheintalgraben und am Odenwaldrande. — *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **84**: 48—79; Wiesbaden.
- PLASS, W. (1972): *Erl. Bodenkt. Hessen 1:25000*, Bl. 5917 Kelsterbach, 206 S.; Wiesbaden.
- QUITZOW, H. W. (1974): Das Rheintal und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese. — *Cent. Soc. Géol. Belgique*: 53—104; Liège.
- SCHARPFF, H.-J. (1977): *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 6316 Worms, 282 S.; Wiesbaden.
- SCHMITT, O. (1974): Quartärfüllung des Zentralgrabens. — *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 6016 Groß-Gerau, 2. Aufl.: 37—43; Wiesbaden.
- & STEUER, A. † (1974): *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 6016 Groß-Gerau, 2. Aufl. 202 S.; Wiesbaden.
- SCHEER, H.-D. (1976): Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene. — *Geol. Jb. Hessen*, **104**: 61—86; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1961): Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. — *Frankfurter geogr. H.*, **37**: 425—492; Frankfurt a. M.
- (1969): Quartär. — *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 5916 Hochheim a. M., 3. Aufl.: 51—99; Wiesbaden.
- (1972a): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd. 14*: 105—112; Berlin.
- (1972b): Fragen zur Quartärstratigraphie im Mittel- und Oberrheingebiet. — *Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **54**: 61—71; Stuttgart.
- (1972c): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. — *Erdkundl. Wissen*, **30**, 149 S.; Wiesbaden (Steiner).
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Rhein-Main-Forsch.*, **78**: 9—56; Frankfurt a. M.

- STÄBLEIN, G. (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. — Würzburger geogr. Arb., **23**, 191 S.; Würzburg.
- STEUER, A. (1905): Erl. geol. Kt. Großherzogtum Hessen 1: 25 000, Bl. Groß-Gerau, Lfg. 8, 27 S.; Darmstadt.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. — Diss. Univ. Köln, 130 S.; Köln.
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 127—170; Krefeld.
- WAGNER, W. (1950): Diluviale Tektonik im Senkungsgebiet des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**: 177—192; Wiesbaden.
- WEYL, R. (1951): Terrassengliederung und Schwermineralführung von Schotterablagerungen des südwestlichen Schwarzwaldes. — N. Jb. Geol., Mh., B: 262—272; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 28. 12. 1977

Untersuchungen zur quartären Tektonik am Taunus-Südrand

Von

ARNO SEMMEL*

Kurzfassung: Es wird über die Auswirkungen quartärer Tektonik am Taunus-Südrand, besonders aus dem Bereich des S-Teils des Eppsteiner Horstes berichtet. Aufgrund der Sprunghöhen kann mit einer max. Bewegung von 1 mm pro Jahrzehnt gerechnet werden. Die Bewegungen scheinen überwiegend kontinuierlich verlaufen zu sein. Ein Anwachsen der Geschwindigkeiten in holozäner Zeit hat möglicherweise seine Ursachen in anthropogenen Einflüssen. Die tektonischen Bewegungen führten zu einer differenzierten Entwicklung vieler Hänge des Untersuchungsgebietes. Dabei ergeben sich Schwierigkeiten, zwischen echten tektonischen Schollen und Rutschungsschollen zu unterscheiden, die infolge tonigen Untergrundes, großen Hanggefälles und künstlicher Störung des Hangprofils in Bewegung geraten.

[Analysis of Quaternary Tectonics of the Southern Taunus Margin]

Abstract: Effects of Quaternary tectonics are described from the southern Taunus margin, especially from the southern part of the Eppstein horst. In this area, throws evidence a maximum movement of 1 mm per decade. It appears that continuous movements have been prevailing. A Holocene increase of velocity is possibly caused by anthropogenic influences. In the research area tectonic movements led to a differential development of many slopes. It is, however, rather difficult to distinguish true tectonic blocks from "slump-blocks", which are set in motion either by clayey substratum, great slope-angles, or by artificial interferences of slope-profiles.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	291
2. Über Ausmaß und Geschwindigkeit quartärer Verstellungen	293
3. Auswirkungen im heutigen Relief	297
4. Schriftenverzeichnis	301

1. Einleitung

Der Taunus-Südrand zeichnet sich durch eine tektonisch bedingte „Kammerung“ aus, die das Landschaftsbild unverkennbar prägt. Gräben und Horste sind durch NW—SE-streichende Verwerfungen getrennt, deren Sprunghöhen gebirgseinwärts

* Prof. Dr. A. SEMMEL, Geographisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

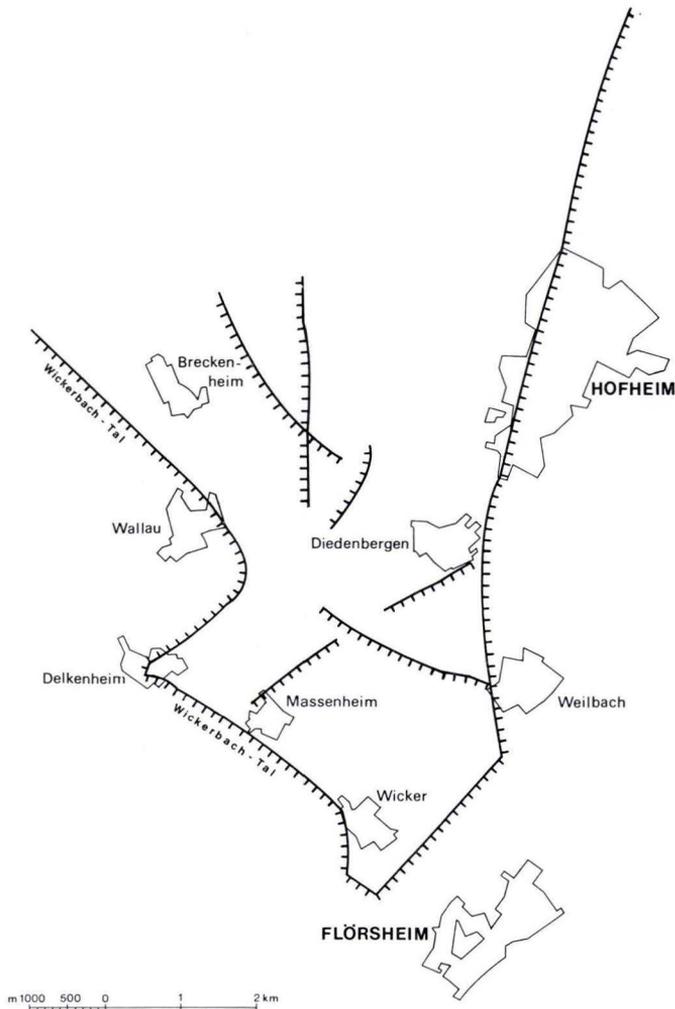


Abb. 1. Tektonik im Bereich des S-Teils des Eppsteiner Horstes (Taunus-Südrand). Zur topographischen Situation vgl. TK 25, Bl. 5916 Hochheim a. M.

abnehmen und häufig ganz ausklingen (vgl. ANDERLE 1974: Fig. 1). Besonders deutlich tritt der Eppstein-Lorsbacher Horst zwischen der Medenbacher Bucht im W und der Hornauer Bucht im E hervor (KUBELLA 1951: 37). In beiden Buchten reichen die tertiären Ablagerungen weit in das Gebirge hinein, woraus KÜMMERLE (1969: 100) auf eine Fortdauer der Vertikalbewegungen in spät- bis posttertiärer Zeit schließt. Bei der geologischen Neuaufnahme des Bl. 5916 Hochheim a. M. konnten vor allem in der südlichen Umrandung der Eppstein-Lorsbacher Scholle, im folgenden „Eppsteiner Horst“ genannt (Abb. 1), Beobachtungen über ein Anhalten der tektonischen Bewegungen bis in die Gegenwart gesammelt werden (SEMMEL 1969: 104f.). Im

Zusammenhang mit geomorphologischen Untersuchungen (SEMMELE 1974) sind später wiederholt sehr gute Aufschlüsse im Bereich der westlichen Randverwerfungen des Eppsteiner Horstes gefunden worden, die Einblicke in die Intensität quartärer Bewegungen erlaubten. Eine eingehendere Bearbeitung dieser Erscheinungen konnte nunmehr im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Vertikalbewegungen im Rheinischen Schiefergebirge“ erfolgen. Hierüber ist in einer Übersicht bereits berichtet worden (SEMMELE 1977).

2. Über Ausmaß und Geschwindigkeit quartärer Verstellungen

Das Ausmaß der im Quartär abgelaufenen tektonischen Verstellungen spiegelt sich in der unterschiedlichen Höhenlage der ältesten pleistozänen Kiese wider. Entsprechende Sedimente liegen z. B. N Diedenbergen in ca. 250 m Meereshöhe. Bei 285 m über NN wurden bereits eindeutig tertiäre Sande unter einer Lößlehmdecke erbohrt, die auf einem kleinen Verebnungsrest erhalten geblieben sind (SEMMELE 1974a: 165, WERNER 1975: 65f.). Ähnliche Höhen erreichen die ältesten pleistozänen Kiese am südlichen Taunusrand häufig, so im Bereich der Polizeikaserne Wiesbaden-Kohlheck und an der Antoniuskapelle N Geisenheim. Die Datierung stützt sich auf die spezifische Sedimentfazies, mit deren Hilfe die grauen altpleistozänen Sedimente, die überwiegend rostfarbig und nur selten noch rötlich verwitterten, von den überwiegend weißgelblichen pliozänen Kiesen und Sanden zu trennen sind. In den pleistozänen Ablagerungen sind Schiefergerölle enthalten, die in tertiären allenfalls im basalen Teil bei unmittelbar darunter anstehendem Schiefergestein vorkommen. Auch in der Schwermineralführung ergeben sich markante Unterschiede: Während in den pliozänen Sedimenten der Anteil an Turmalin, Zirkon und Rutil auf über 90% ansteigt, zeichnen sich die ältesten pleistozänen Ablagerungen durch deutlichen Gehalt an Epidot—Zoisit aus (20—30%).

Diese Sedimentgrenze ist auch in den tektonischen Senkungsgebieten am Untermain zwischen Rüsselsheim und Kelsterbach zu erkennen und stimmt mit den paläontologischen Stratifizierungen weitgehend überein (SEMMELE 1969: 57ff., 1974a: 15; v. D. BRELIE 1974: 90f.). Nur liegt hier diese Grenze ca. 200 m tiefer als am Taunusrand. S Rüsselsheim sinkt sie noch mehr ab (ANDERLE 1968: Taf. 8). Die (relativen) Absenkungen sind nicht an einer, sondern an mehreren Verwerfungen vonstatten gegangen, die entweder NE-SW-streichend den S-Teil des Eppsteiner Horstes queren, oder von N nach S laufend seine östliche Begrenzung darstellen, damit zugleich die westliche Begrenzung des Oberrheingrabens bildend (Abb. 1). Solche Störungen kommen auch als Lineationen auf den Luftbildern vor.

Die bedeutendsten Sprunghöhen lassen sich in der westlichen Begrenzung des Oberrheingrabens feststellen. Hier, am E-Rand des Eppsteiner Horstes, ist auch im mittleren und jüngeren Quartär die Bewegung intensiver gewesen als an der westlichen Horstbegrenzung. Das geht unschwer aus den Lagerungsverhältnissen der altmittelpleistozänen $t_{(2)}$ -Terrasse des Mains hervor. Diese Kiese liegen überwiegend auf den altpleistozänen $t_{(1)}$ -Sedimenten (Bezeichnungen nach SEMMELE 1969), selten auf tertiären Ablagerungen; das gilt sowohl für den Bereich des Eppsteiner Horstes als auch für die Nachbargebiete. Deutliche Differenzen ergeben sich jedoch bei einem

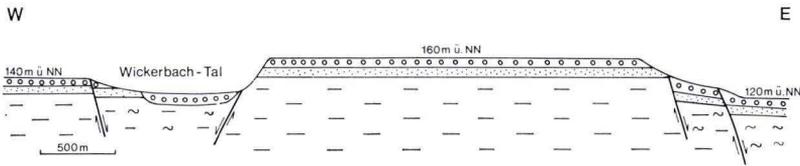


Abb. 2. Schnitt durch den S-Teil des Eppsteiner Horstes. Der Untergrund besteht mit Ausnahme der Wickerbach-Aue aus den hangenden $t_{(2)}$ -Kiesen, den darunter liegenden $t_{(1)}$ -Sanden und tertiären Sedimenten, die in den Hochschollen aus Oligozän, in den abgesunkenen Schollen aus Miozän und im äußersten E aus Pliozän bestehen.

Vergleich der $t_{(2)}$ -Unter- oder Oberkante: E des Eppsteiner Horstes, also im Oberrheingraben, erreicht z. B. die $t_{(2)}$ -Oberfläche bei der BAB-Raststätte Weilbach ± 120 m, am Wiesbadener Kreuz, also auf dem Eppsteiner Horst, ± 160 m, und am Erbenheimer Flugplatz, W des Horstes, ± 140 m über NN (Abb. 2). Hierin äußert sich die unterschiedliche Heraushebung der einzelnen Schollen. Herausgehoben (relativ) wurden seit der Ablagerung der $t_{(2)}$ -Kiese alle drei Schollen gegenüber dem Senkungsgebiet zwischen Rüsselsheim und Kelsterbach.

Ein Versuch, Aussagen über die Geschwindigkeit der Bewegungen zu machen, kann von folgenden Überlegungen ausgehen: Die ältesten pleistozänen Kiese haben vermutlich ein Alter von annähernd zwei Millionen Jahren. Dabei wird angenommen, daß die Grenze Pliozän/Pleistozän zwischen dem Olduvai- und dem Gilsa-Event der paläomagnetischen Zeitskala liegt (vgl. ZAGWIJN 1974). Wenn auch solche Überlegungen einen recht hypothetischen Charakter haben, so bleibt festzuhalten, daß verlässlichere Zahlen gegenwärtig nicht verfügbar sind. Unter dieser Prämisse ergeben sich Verstellungsbeträge von 1 mm pro Jahrzehnt für die ältesten pleistozänen Kiese.

Ähnliche Berechnungen sind für die $t_{(2)}$ -Kiese insofern nicht praktikabel, als sichere Äquivalente dieser Main-Sedimente im Senkungsfeld zwischen Rüsselsheim und Kelsterbach bisher nicht nachgewiesen werden konnten. Für die im Querprofil durch den Eppsteiner Horst (Abb. 2) auftretenden Verstellungen der $t_{(2)}$ -Kiese lassen sich folgende Überlegungen geltend machen: Das Alter der $t_{(2)}$ -Terrasse beträgt vermutlich ca. 400000 Jahre. Einer solchen Schätzung liegt die Annahme zugrunde, daß seit der Ablagerung dieser Kiese mindestens drei Warmzeiten und vier Kaltzeiten vergangen sind. Die Kaltzeiten haben auf den Kiesen jeweils einen Löß hinterlassen, auf dem in der nachfolgenden Warmzeit jedesmal ein Boden vom Parabraunerde-Typ gebildet wurde. Entsprechende Deckschichten-Profile sind beschrieben worden (SEMMEL 1968). Gegenwärtig wird aufgrund der verfügbaren absoluten Altersangaben davon ausgegangen, daß ein voller „Kaltzeitzyklus“ ungefähr 100000 Jahre beträgt (z. B. FINK & KUKLA 1977). Daraus leitet sich ein Mindestalter von 400000 Jahren für die $t_{(2)}$ -Kiese ab. Anzeichen für eine warmzeitliche Phase zwischen der Sedimentation der Kiese und der ältesten Löß-Deckschicht wurden bisher nicht gefunden, doch könnten solche Bildungen einer Abtragungsphase anheimgefallen sein. Ein höheres Alter der Kiese ist deshalb nicht mit Sicherheit aus-

zuschließen. Sie sind jedoch zweifellos um einiges jünger als 700 000 Jahre, denn die unter ihnen liegenden $t_{(1)}$ -Sedimente besitzen zum größten Teil schon normale Magnetisierung, sind also jünger als 690 000 Jahre. Deshalb scheint die Annahme eines Alters von ungefähr 400 000 Jahren für die $t_{(2)}$ -Kiese nicht abwegig. Allerdings wird dabei von folgenden Prämissen ausgegangen: 1. jeder Parabraunerderest in den Löß-Deckschichten der Terrasse ist eine echte Warmzeitbildung, eine wahrscheinliche, jedoch keine sichere Annahme (SEMMELE 1977: 78); 2. der Zeitraum vom Maximum einer solchen Warmzeit bis zu dem der nächsten umfaßt ca. 100 000 Jahre.

Stimmen diese Prämissen, so ist der S-Teil des Eppsteiner Horstes gegenüber dem E anschließenden Gebiet ebenfalls um durchschnittlich 1 mm pro Jahrzehnt gehoben worden, gegenüber der westlichen Nachbarscholle um 0,5 mm pro Jahrzehnt. Diese Durchschnittswerte gelten nicht für die gesamte E- oder W-Begrenzung, denn der Eppsteiner Horst ist — wie schon erwähnt wurde — in variscisch streichende Teil-schollen zerlegt, von denen nicht jede den angeführten Hebungsbeitrag erreicht.

Die Bewegungen scheinen überwiegend kontinuierlich und nicht ruckartig abgelaufen zu sein, denn ältere Bildungen sind stärker gestört als jüngere. Das gilt nicht nur für den Vergleich zwischen $t_{(1)}$ - und $t_{(2)}$ -Sedimenten, sondern auch für fossile Böden. So weisen die älteren fossilen B_t -Horizonte z. B. größere Sprunghöhen auf als die jüngeren. Der Lohner Boden des Mittelwürms wiederum ist stärker verstellt als der Eltviller Tuff im Jungwürm-Löß. Die geringsten Werte sind dementsprechend bei Gebäudeschäden (SEMMELE 1974: 540, HÜTTMANN 1973, HOFMANN 1975) und Feinnivellements (SCHWARZ 1976, Karte) festzustellen. Dennoch nimmt in jüngerer Zeit die Geschwindigkeit der Verstellungen anscheinend zu: so zeigt etwa ein fossiler A_h -Horizont an der Delkenheimer Turnhalle mit einem ^{14}C -Alter von ca. 6000 Jahren einen Verwerfungsbetrag von 1,5 m. Daraus ergibt sich ein Durchschnittswert von fast 3 mm pro Jahrzehnt. Die tatsächliche Sprunghöhe zwischen dem Eppsteiner Horst und der westlichen Nachbarscholle ist aber damit nicht erfaßt, denn bei dem angeführten Beispiel handelt es sich um eine lokale Rutschungsscholle, deren Bewegung nichts über das Ausmaß der Verstellung zwischen dem Eppsteiner Horst und der Nachbarscholle aussagt. Da der Hang zwischen diesen beiden Schollen von mehreren solcher lokalen Rutschungsschollen durchsetzt wird, ergäbe eine einfache Summierung der Einzelsprunghöhen viel zu hohe Werte als Gesamtbetrag der in den letzten 6000 Jahren erfolgten Verstellungen. Andererseits gibt es zahlreiche Belege dafür, daß durch Rodung, Bebauung usw. die Hänge des Untersuchungsgebietes in jüngster Vergangenheit besonders instabil wurden (SEMMELE 1974: 538 ff.). Deshalb muß auch von daher mit stärkeren Schollenbewegungen in jüngerer Zeit gerechnet werden. Aus diesen Gründen erscheint es nicht unbedenklich, wenn aus Einzelbeobachtungen über stärkere Verstellungen in den letzten 6000 Jahren auf eine Intensivierung der eigentlichen tektonischen Bewegungen geschlossen wird.

Gegen die Annahme kontinuierlich verlaufender tektonischer Vorgänge am Taunus-Südrand sprechen Aufschlüsse, die ein Ausklingen der Bewegungen im Laufe des Quartärs anzeigen. Ein gegenwärtig noch zugängliches Beispiel stellt die ehemalige Ziegeleigrube Bad Soden dar. Dort sind über pliozänen Tonen und altpleistozänen Schottern Lössen mit zahlreichen fossilen Böden freigelegt. Die älteren Ablagerungen sind durch einen kleinen N-S streichenden Grabenbruch gestört, die

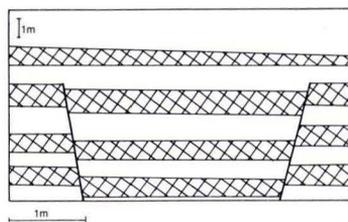


Abb. 3. Grabeneinbruch im Lößprofil Ziegeleigrube Bad Soden. Das W-E orientierte Profil zeigt, daß nur die älteren fossilen Bodenhorizonte (B_t in Kreuz-Schraffur) gestört sind, der oberste fossile (= 2. von oben) Boden zieht ungestört durch.

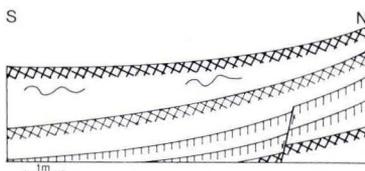


Abb. 4. Baugrubenaufschluß am N-Rand von Diedenbergen. Von unten nach oben sind aufgeschlossen: ein fossiler B_t -Horizont (Kreuz-Schraffur), zwei fossile Humuszonen (senkrechte Schraffur), der Lohner Boden (schwache Kreuz-Schraffur), der Eltviller Tuff (geschlängelte Linien) und die Parabraunerde an der Oberfläche. Gestört sind nur die drei ältesten fossilen Böden.

jüngeren fossilen Böden dagegen nicht (Abb. 3). Vor der Entwicklung des zweitjüngsten fossilen B_t -Horizontes hörten die Bewegungen auf.

Bis in die letzte Kaltzeit dauerten dagegen Verstellungen an, die sich entlang einer variscisch streichenden Verwerfung N Diedenbergen vollzogen. Dort war in einer Baugrube ca. 50 m W der Straße Diedenbergen—Langenhain, unmittelbar S des Waldrandes, das auf Abb. 4 dargestellte Profil aufgeschlossen. In die hier liegenden altpleistozänen Kiese der Taunusrandterrassen (SEMMEL 1969: 52ff.) ist eine Delle eingeschnitten, die später völlig mit Löß ausgefüllt wurde. Im Löß sind (von unten nach oben) ein fossiler B_t -Horizont, zwei Humuszonen und der Lohner Boden entwickelt. Diese Abfolge ist typisch für den Würmlöß in Hessen (SCHÖNHALS et al. 1964). Während die drei liegenden Böden deutlich versetzt sind, zieht der Lohner Boden ohne Störung durch. Der im Hangenden zu findende Eltviller Tuff weist demgegenüber wieder Versetzungen auf, jedoch handelt es sich hierbei eindeutig um frostbedingte (kryoturbate) Stauchungen. Eine ähnliche Schichtenabfolge war auch in der Baugrube des Wehrbereichskommandos IV am Moltkering in Wiesbaden aufgeschlossen. Während die Altwürm-Humuszonen gestört waren, wiesen weder die Naßböden im Jungwürmlöß noch der Eltviller Tuff Störungen auf; der Lohner Boden fehlte.

Die geschilderten Beispiele belegen, daß manche Verwerfung seit längerem inaktiv ist. Wiederholt zeigten sich auch zeitlich verschiedene Bewegungen entlang einer Störung. So lassen sich die Verstellungen an der bereits erwähnten variscisch

streichenden Verwerfung N Diedenbergen nur ca. 150 m weit verfolgen. In Richtung SW klingen sie ganz allmählich aus. Ähnliches gilt für die Störungszone NE Delkenheim, die in gleicher Richtung streicht. Gerade das letztangeführte Beispiel zeigt, daß für diese unterschiedliche Bewegungsintensität an einer Verwerfung echte tektonische Ursachen zu suchen sind und es sich nicht um Erscheinungen handelt, die durch lokale Verkarstung erklärt werden könnten. Auf unterschiedliche Bewegungsintensität deuten auch schwache Erdbeben (JACOB & HEINTKE 1969).

Solche Verstellungen, die Hohlraumbildung durch Lösung als Ursache haben, kommen in den Kalk- und Mergelsteinen dieses Gebietes ebenfalls vor. So haben sich im Streichen der SE—NW-Störung W des Wickerbachtals zwischen Wicker und Hochheim an der Oberfläche kleine Hohlformen gebildet, die durch Verkarstung entstanden sind. Neben solchen jüngst eingebrochenen Formen gibt es auch ältere, inaktive, die vollkommen aufgefüllt wurden. Ein entsprechendes Beispiel ist im Kiesgrubengebiet S der Straße Massenheim/Hochheim, E des Johanneshofes, aufgeschlossen. Hier liegen unter einer Lößlehm-Parabraunerde Taunuskiese, die die $t_{(2)}$ -Kiese des Mains überlagern. Darunter folgen $t_{(1)}$ -Sande und Mergel der Cerithien-schichten, die sehr kalkhaltig sind. In den Mergeln haben sich Hohlräume ausgebildet, in die die Hangendschichten nachgebrochen sind. Zuerst liegt in dem Einbruch kalkhaltiger Löß mit solifluidal verlagerten Schottern und einem fossilen B_t -Horizont. Dieser gehört wahrscheinlich in die letzte Warmzeit. Er wurde von den Einbruchsvorgängen nicht mehr erfaßt; auch der hangende Löß nicht, der die Hohlform bis zur Oberfläche ausfüllt. Der heutige Oberflächenboden zieht dementsprechend ohne Eindellung durch. Für diese Formen gilt, daß sie zwar durch Einbrüche an einer tektonischen Störung entstanden, jedoch erst infolge von Verkarstung in den kalkhaltigen Sedimenten, denn die niveaugleiche Lage der Kiesschichten beiderseits der Einbruchformen zeigt, daß echte tektonische Verstellungen fehlen. Durch die tektonischen Störungen ist die Verkarstung des Mergels wesentlich gefördert, wenn nicht überhaupt erst ermöglicht worden (vgl. auch MÜLLER et al. 1975: 346). Solche Vorgänge können, wie die aufgeführten Beispiele zeigen, entlang einer Störung zu verschiedenen Zeiten beginnen und aufhören.

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß auch starke Grundwasserentnahme zu Schollenbewegungen führen kann.

3. Auswirkungen im heutigen Relief

Alter und Intensität der tektonischen Bewegungen sind von entscheidender Bedeutung für ihre Auswirkung im heutigen Relief. Verwerfungen, die bereits im Tertiär inaktiv wurden, sind oft von der jüngeren Formung geschnitten worden und deshalb im Relief nicht mehr zu erkennen. Als Beispiel sei die altpleistozäne Terrasse in ca. 200 m über NN E Kelkheim angeführt. Sie schneidet eine Randverwerfung der Hornauer Bucht, die miozäne Mergel gegen vordevonische Phyllite versetzt (Abb. 5). Die Darstellungen auf der geologischen Karte Bl. 5816 Königstein sind an dieser Stelle korrekturbedürftig.

Auch durch jüngere Sedimente werden inaktive Störungen häufig überdeckt. Beispiele dafür sind bereits erörtert worden. Die bis in die Gegenwart andauernde

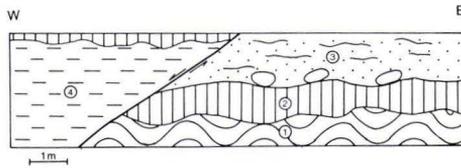


Abb. 5. Straßenanschnitt E Kelkheim (Unterführung B 519).

1 = vordevonischer Phyllit; 2 = Zersatzhorizont auf dem Phyllit; 3 = tertiäre Sande mit Geröllen aus Quarzit an der Basis; 4 = miozäne Mergel. Die Mergel sind an einer 160° streichenden Störung abgesunken. Die Störung wird von einer altpleistozänen Erosionsterrasse gekappt. Auf den Mergeln ist ein Boden mit Terra-fusca-Merkmalen entwickelt, im Sand ein gebänderter B_t -Horizont.

Heraushebung der südlichen Ausläufer des Eppsteiner Horstes zeigt sich im heutigen Relief sehr deutlich. Noch besser als in der Verstellung der $t_{(2)}$ -Terrassenfläche kommt dies dadurch zum Ausdruck, daß auf einem Niveau E des Eppsteiner Horstes am Kapellenberg in einer Höhe von nur 180 m über NN im Stadtgebiet von Hofheim keine pleistozänen Kiese zu finden sind. Vielmehr liegen hier tertiäre Schotter über Hydrobienschichten (KÜMMERLE & THEWS 1975). Knapp 3 km weiter westlich aber erreicht die ältestpleistozäne Terrasse auf dem Eppsteiner Horst N Diedenbergen 250 m über NN. Die tertiäre Oberfläche ist also im Hofheimer Stadtgebiet am Kapellenberg in quartärer Zeit stark abgesunken, ohne daß jüngere Sedimente, abgesehen von der Lößverkleidung an einigen Stellen, aufgeschüttet wurden. Eine nachträgliche Abtragung jüngerer Sedimente kann ausgeschlossen werden, denn die äußere Form dieser antithetisch gekippten Tertiärscholle zeigt keine Merkmale einer so weitgehenden Überformung. Leider konnten bisher diesen aquitanen oder pliozänen Kiesen keine sicheren stratigraphischen Äquivalente im Hebrungsgebiet des Taunus zugeordnet werden, mit deren Hilfe sich die Sprunghöhe ermitteln ließe.

Von besonderer Bedeutung ist die andauernde Heraushebung der S-Ausläufer des Eppsteiner Horstes für die Tal- und Hangentwicklung. Dies mag am Beispiel des Wickerbachtals veranschaulicht werden, das den westlichen Randverwerfungen des Eppsteiner Horstes großenteils folgt. N der Autobahn Frankfurt/Main—Wiesbaden dominiert die SE—NW-Richtung, dann schließt sich eine scharfe Knickung nach SW bis Delkenheim an. Von hier aus nimmt der untere Abschnitt des Tales wieder auf längere Distanz die vorhergehende Richtung ein, die sich entgegengesetzt an Delkenheim vorbei noch nach NW bis S Nordenstadt als junge Einsenkung (Anmoorbildung) bemerkbar macht. Bemerkenswerterweise steigt der Eppsteiner Horst entlang dieser senkrecht aufeinander stehenden Störungen auf. Wie schon erwähnt wurde, setzen sich die variscisch streichenden Verwerfungen zwischen Delkenheim und dem Wiesbadener Kreuz nicht mit erkennbaren Verstellungen nach NE fort. Erst NE des Weilbachtals folgt anscheinend ein Seitental dieser Richtung.

Querschnitte durch das Wickerbachtal zeigen ebenfalls den großen Einfluß der Tektonik auf das Relief. Wie auf Abb. 6 zu erkennen ist, besteht eine deutliche Talasymmetrie, bedingt durch den steileren, lößfreien, westexponierten und den flacheren, lößbedeckten, ostexponierten Hang. Eine solche Asymmetrie ist in Mittel-

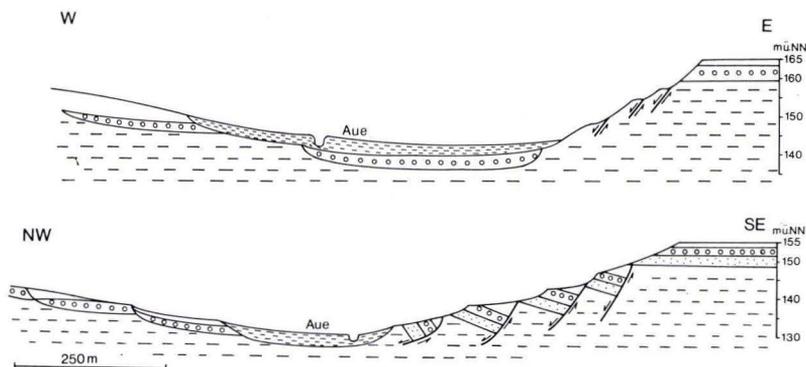


Abb. 6. Querschnitte durch das Wickerbachtal.

Oberer Querschnitt N Wallau: Auf dem flachen ostexponierten Hang liegt eine Lößdecke über einem alten Schotterkörper, der in tertiären Mergel eingeschnitten ist. Auf dem steilen Gegenhang fehlt der Löß; im Mergel kommt es zu Rutschungen.

Unterer Querschnitt NE Delkenheim: Auf dem flachen ostexponierten Hang liegt etwas Löß auf alten Terrassen des Wickerbaches, die ebenfalls in tertiären Mergel eingeschnitten sind. Auf dem steilen Gegenhang ist es zu Schollengleitungen gekommen, die die $t_{(1)}$ -Sande und $t_{(2)}$ -Kiese des Mains kräftig verstellten haben. Die Hohlräume an den Schollenkanten sind mit Löß und Kolluvium verkleidet.

europa weit verbreitet und wird — m. E. zurecht — als klimatisch verursacht erklärt (BÜDEL 1944, POSER & MÜLLER 1951, SEMMEL & STÄBLEIN 1971, u. a.). Wie viele solcher asymmetrischen Täler wurde auch das Wickerbachtal während des Pleistozäns von W nach E verlegt. Deshalb blieben in der Regel nur auf dem ostexponierten Hang ältere Wickerbachterrassen mit ihren Lößdeckschichten erhalten. Der steilere, westexponierte Hang ist, wenn er beackert wird, relativ glatt. Unter Grünland- und Waldnutzung stellt sich dagegen Terrassierung ein, die durch Rutschung in den tertiären Mergeln entsteht. Wiederholt lassen sich antithetisch gekippte Schollen mit hangaufwärts gerichteten Einbuchtungen beobachten. Stellenweise sind Fließerdeloben auf die abgesunkenen Schollen gewandert (z. Z. sehr gut am W-Hang des Rückersberges im ebenfalls tektonisch vorgezeichneten Weilbachtal zu finden). Solche Bodenflußerscheinungen gibt es bei entsprechender Hangneigung unter Wald nicht (SEMMEL 1974: 540), weil der Baumbestand Erdfließen in größerem Umfang hemmt oder verhindert. Die Kanten der Rutschungsschollen sind deshalb besonders gut erhalten. Auf beackerten Hängen werden sie und die Konturen der Fließerdeloben vollständig verwischt.

Solche Fließerden können große Ausmaße annehmen und andere Gesteine überwandern. So überziehen z. B. am steilen westexponierten Hang des Wickerbachtals N der Autobahn Frankfurt/Main—Wiesbaden Fließerden aus tertiärem Mergel mehrfach den Jungwürmlöß, der mehrere Meter mächtig ist. Dieser Löß sank mit Schollen ab, die geradlinig über mehrere 100 m begrenzt sind und nicht für lokale Rutschungsschollen angesehen werden, wie sie oben beschrieben wurden. Die Fließerden überwanderten den Löß nach der Rodung, denn der Löß trägt Rendzinen oder

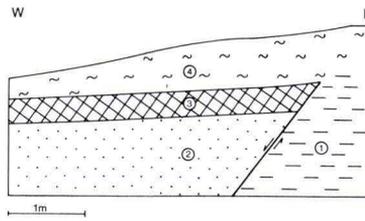


Abb. 7. Mergelfließerde über erodiertem Lössboden.
 1 = tertiärer Mergel; 2 = Würmlöss; 3 = stark erodierte Parabraunerde; 4 = Mergelfließerde. Die Überfließung der Parabraunerde begann erst, nachdem durch Boden-erosion der Oberboden und Teile des B_t-Horizontes abgetragen waren (Baugrube in Wallau).

erodierte Parabraunerden, die anzeigen, daß vor der Fließerdeüberdeckung geackert wurde (Abb. 7). An diesem Beispiel zeigt sich der Einfluß der jungen Tektonik auf die Hangentwicklung. Es könnte eingewendet werden, solche Überfließungen seien auch auf steileren Hängen nicht tektonisch beeinflusster asymmetrischer Täler möglich, jedoch ist durch die Heraushebung des Eppsteiner Horstes das Gefälle auf dem westexponierten Hang des Wickerbachtals zusätzlich vergrößert worden.

Noch besser erkennbar scheint der Einfluß der Tektonik auf die Talhangformung im unteren Profil auf Abb. 6 zu sein. Im Gegensatz zu dem vorstehend beschriebenen Beispiel ist hier auch der steilere Hang durch Schotterterrassen gestaffelt. Jedoch handelt es sich dabei nicht wie auf dem gegenüberliegenden Hang um Terrassen des Wickerbaches, sondern um die Mainterrassen $t_{(1)}$ und $t_{(2)}$. Beide Terrassen sind sehr gut zu unterscheiden, da die $t_{(2)}$ -Kiese von bräunlicher Farbe und kalkfrei sind, während die $t_{(1)}$ -Kiese graue Farbe und hohen Kalkgehalt besitzen. Die Terrassierung des Hanges entstand dadurch, daß Schollen von tertiärem Mergel mit den hangenden übereinanderliegenden Schotterkörpern $t_{(1)}$ und $t_{(2)}$ hangabwärts gerutscht sind. Die unterste Scholle, die dicht über der Aue liegt, besteht nur aus Mergeln mit einer Fließerdedecke. Auch in der Aue fehlen Kiese. Über dem Mergel liegt hier ein 60 cm mächtiges Anmoor, das aufgrund seiner Pollenführung als präboreal anzusehen ist. Darüber folgt brauner Auenlehm. An dieser Stelle fehlt also der Schotterkörper der Niederterrasse. Diese Beobachtung ist insofern von Bedeutung, als daraus geschlossen werden kann, daß der Talboden nicht erst durch Absenkung im Holozän entstand — damit ließe sich das Fehlen der Kiese erklären —, sondern schon zu Beginn des Holozäns bestanden haben muß, anders könnte sich das präboreale Anmoor nicht entwickelt haben.

Die Terrassierung des Hanges wurde zunächst als das direkte Ergebnis tektonischer Bewegungen gedeutet (SEMMEL 1969: 104), da die Kanten geradlinig über mehrere 100 m durchlaufen. Die nähere Untersuchung zeigte jedoch, daß es sich um viele kleine Einzelschollen handelt, die in verschiedener Höhe liegen und meist bogenförmig begrenzt sind. Der geradlinige, weitstreckige Verlauf der Kanten wird durch Ackerterrassen vorgetäuscht, die sich an einzelne Schollenkanten anlehnen (Abb. 8). Die Auflösung dieses Hanges in viele Rutschungsschollen erklärt auch die relativ

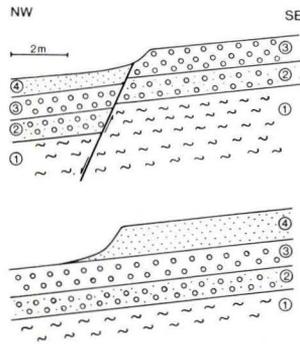


Abb. 8. Aufbau von Geländekanten NE Delkenheim. Durch die Anlage von Ackerterrassen wird die geradlinige Fortsetzung von durch Rutschung entstandenen Kanten vorgetäuscht (die Schnitte liegen in einer Stufe).

1 = tertiäre Mergel; 2 = $t_{(1)}$ -Sande; 3 = $t_{(2)}$ -Kiese; 4 = Kolluvium.

großen Sprunghöhen, die hier gemessen wurden. Zweifelsohne äußert sich in den kräftigen Rutschungen die künstliche Störung des Hanges durch Beackerung und Bebauung. In diesem Bereich treten auch starke Gebäudeschäden auf. So wirkt sich also hier die tektonische Heraushebung vor allem als Gefälle schaffender Faktor und weniger als unmittelbar formengestaltender Prozeß aus.

Die tektonischen Bewegungen bewirken indirekt noch andere Formenentwicklungen. Entlang von Störungen ist es unter periglazialen Klimabedingungen häufig zur Aufpressung von Mergeln und Tonen gekommen, die im Relief hervortreten. Die eindruckvollsten Formen findet man am E-Rand des Eppsteiner Horstes E Diedenbergen. Hier sind im Bereich der Miozänscholle, die zwischen dem Pliozän der Grabenfüllung und dem Oligozän des Horstes liegt, Mergel und Kalke der Hydrobienschichten entlang einer Verwerfung durch die hangenden Terrassenkiese und dem Löß bis an die Oberfläche gepreßt worden und bilden einen deutlichen Rücken im Gelände (SEMMELE 1974a: 39).

Danksagung

Herrn SCHAARSCHMIDT, Institut für Meteorologie und Geophysik, Frankfurt a. M., ist für Untersuchungen mit der Hammerschlagseismik zu danken.

4. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H. J. (1968): Die Mächtigkeiten der sandig-kiesigen Sedimente des Quartärs im nördlichen Oberrheingraben und der östlichen Untermain-Ebene. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 185–196, Taf. 8; Wiesbaden.
- ANDERLE, H. J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. — Inter-Un. Comm. Geodyn. Sci. Rep., **8**: 243–253, 1 Fig., 1 Kt.; Stuttgart.
- BRELIE, G. v. D. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen an warmzeitlichen Sedimenten in den Terrassen des Untermain-Gebietes. — Rhein-Main. Forsch., **78**: 83–99; Frankfurt a. M.

- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — *Geol. Rdsch.*, **34**: 482–519; Stuttgart.
- FINK, J., & KUKLA, G. J. (1977): Pleistocene Climates in Central Europe: At Least 17 Interglacials after the Olduvai Event. — *Quatern. Res.*, **7**: 363–371; New York-London.
- JACOB, K. H., & HEINTKE, H. (1969): Das Lorsbacher Erdbeben vom 21. 7. 1968. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 379–385, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1969): Lagerungsverhältnisse. — *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl.: 100–105, Abb. 9; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E., & THEWS, J. D. (1975): Zur Geologie des Stadtgebietes von Hofheim am Taunus. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **108**: 265–277, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **3**, 81 S., 14 Abb., 2 Kt.; Wiesbaden.
- MÜLLER, K. H., & PRINZ, H., & THEWS, J. D. (1975): Ursachen und Folgeerscheinungen von Kalksteinkorrosion in Hofheim am Taunus. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **108**: 339–348, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 17; Wiesbaden.
- POSER, H. & MÜLLER, TH. (1951): Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayerischen Hügellandes. — *Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl.*, Jg. 1951: 1–32; Göttingen.
- SCHÖNHALS, E., & ROHDENBURG, H., & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199–206; Öhringen.
- SCHWARZ, E. (1976): Präzisionsnivellement und rezente Krustenbewegung dargestellt am nördlichen Oberrheingraben. — *Z. Vermessungswes.*, **101**: 14–25; Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. — *Mainzer naturwiss. Arch.*, **7**: 74–79, 2 Abb.; Mainz.
- SEMMEL, A. (1969): Quartär. — *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl.: 51–99, Abb. 3–8, Tab. 3–7; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1974): Geomorphologische Untersuchungen zur Umweltforschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Tg.ber. u. wiss. Abh. dt. Geogr.-Tag Kassel 1973*: 537–549, 4 Abb.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1974a): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Rhein-Main. Forsch.*, **78**: 9–56; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1977): Grundzüge der Bodengeographie. — 120 S., 40 Abb.; Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1977a): Junge Erdkrustenbewegungen am Taunus-Südrand. — *Umschau in Wissenschaft und Technik*; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A., & STÄBLEIN, G. (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **22**: 23–34, 6 Abb.; Öhringen.
- WERNER, R. (1975): Zur jungquartären Reliefentwicklung und zur Frage tertiärer Talverschüttungen im Eppsteiner Horst (Vordertaunus). — *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd. 23*: 62–74, 3 Fig.; Berlin, Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. H. (1974): The Pliocene-Pleistocene Boundary in western and southern Europe. — *Boreas*, **3**: 75–97; Oslo.
- Unveröffentlichte Examensarbeiten im Geographischen Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.:
- HOFMANN, R. (1975): Schäden an Bauwerken im Gebiet zwischen Bad Soden und Hochheim a. M. und ihre möglichen tektonischen Ursachen.
- HÜTTMANN, M. (1973): Rezente Reliefformung im Weinbergsgebiet bei Wicker.

Vorschläge zur Aufnahme und Gestaltung geomorphologischer Karten — erläutert am Beispiel der Geomorphologischen Karte 1:25 000, Blatt 5125 Friedewald

Von

PETER GÖBEL*

Kurzfassung: Im Zusammenhang mit der Schaffung eines großmaßstäbigen geomorphologischen Kartenwerkes der Bundesrepublik Deutschland wurde ein verbessertes Kartierungssystem entwickelt und während der Aufnahme einer geomorphologischen Karte im Maßstab 1:25 000 erprobt. Die wichtigsten Grundsätze der inhaltlichen und graphischen Gestaltung sowie der Aufnahme dieser Karte werden erläutert und diskutiert.

[Proposals for detailed geomorphological survey and mapping]

Abstract: In connection with the preparation of the large scale geomorphological map of the Federal Republic of Germany an improved system of detailed geomorphological mapping has been developed. The most important principles of this conception are described and discussed with special regard to the contents, the means of representation and the survey of the respective geomorphological maps.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	303
2. Geomorphologische Charakterisierung des Kartierungsgebietes	304
3. Die Entwicklung der Konzeption	306
4. Die inhaltliche Gestaltung geomorphologischer Karten	307
5. Die graphische Gestaltung geomorphologischer Karten	310
6. Die Aufnahme großmaßstäbiger geomorphologischer Karten	312
7. Schlußbetrachtung	315
8. Zusammenfassung, Summary	315
9. Schriftenverzeichnis	316

1. Einleitung

Probleme der großmaßstäbigen geomorphologischen Kartierung bilden seit einigen Jahren im benachbarten Ausland einen Schwerpunkt geomorphologischer Forschung. In mehreren Ländern, so beispielsweise in Frankreich (DRESCH 1972), in den Niederlanden, in Polen oder in der CSSR, hat man nach der Erprobung verschiedener Kar-

* Dr. P. GÖBEL, Lehrstuhl B für Geographie (Physische Geographie und Landschaftsökologie) der Technischen Universität Braunschweig, Langer Kamp 19c, 3300 Braunschweig.

tierungssysteme bereits mit der systematischen, flächendeckenden Kartierung des Reliefs begonnen. Diese Arbeiten beschränken sich nicht — wie bisher üblich — auf die Wiedergabe einzelner ausgewählter geomorphologischer Erscheinungen (z. B. Endmoränen, Schichtstufen oder Karstformen) in Karten, sondern haben die vollständige Erfassung und Darstellung des gesamten Formenschatzes zum Ziel. Seit 1960 bemüht sich eine Kommission der Internationalen Geographischen Union um die Koordinierung der Untersuchungen auf internationaler Ebene, um so die Vergleichbarkeit der geomorphologischen Detailkarten auch über die Grenzen hinweg zu gewährleisten. Aus ihrer Arbeit resultiert ein umfassender Legendenentwurf für geomorphologische Karten der Maßstäbe 1:25000 und 1:50000 (BASHENINA et al. 1968, DEMEK 1972).

In unserem Land ist zwar — wie die Übersicht LESERS (1967, 1974) zeigt — in den vergangenen Jahren eine ganze Reihe geomorphologischer Karten erschienen, aber nur wenige Karten erfüllen die Anforderungen, die an moderne geomorphologische Karten gestellt werden. Die Karten weichen darüber hinaus in der inhaltlichen und graphischen Gestaltung stark voneinander ab und sind deshalb auch als Informationsquellen bei der wissenschaftlichen Arbeit in der Geomorphologie und in den Nachbar-disziplinen oder auch bei der Raumplanung nur bedingt brauchbar. Die positiven Erfahrungen, die man im Ausland bei der wissenschaftlichen und praktischen Auswertung geomorphologischer Karten sammeln konnte, regten vor einigen Jahren deutsche Geomorphologen dazu an, sich gezielt um die Entwicklung eines eigenen Kartierungssystems und die Schaffung eines großmaßstäbigen geomorphologischen Kartenwerkes der Bundesrepublik Deutschland zu bemühen (LESER 1974). Während mehrerer Arbeitstagen wurden erste Kartenentwürfe vorgestellt und die Aufgaben diskutiert, die ein solches Kartenwerk unter den verschiedenen schon vorhandenen geowissenschaftlichen Kartenwerken erfüllen sollte. Die Teilnehmer der Tagungen waren sich darüber einig, daß bei der Gestaltung der Karte der genetische Aspekt unter den übrigen Aspekten der Reliefbetrachtung durch die Auswahl der Inhaltelemente und den Einsatz der Darstellungsmittel besonders hervorgehoben werden sollte. Eine ähnliche Konzeption liegt unseren bodenkundlichen und geologischen Kartenwerken (Betonung des „genetisch-dynamischen“ bzw. des „genetisch-chronologischen“ Aspektes) zugrunde. Darüber hinaus sollten weitere wichtige Reliefeigenschaften wie die Gestalt der Formen und ihr Substrat bei der Kartierung und in der Karte berücksichtigt werden, nicht nur als Belegmaterial für die genetischen Aussagen, sondern auch weil offensichtlich bei den Nachbarwissenschaften und den Planungsbehörden ein großer Bedarf nach derartigen Informationen besteht. Dieser Bedarf wird wohl am eindeutigsten dadurch bestätigt, daß geomorphologischen Sachverhalten in anderen Kartenwerken z. T. großer Raum zugestanden wird (vgl. z. B. die „Hydrographisch-Morphologische Karte der Bayerischen Alpen 1:25000“, hrsg. vom Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft).

2. Geomorphologische Charakterisierung des Kartierungsgebietes

Der Verfasser hat in den Jahren 1973 und 1974 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. ARNO SEMMEL (Frankfurt a. M.) den Bereich des Blattes 5125 Friedewald der TK 25

geomorphologisch kartiert¹. Obwohl das Ziel dieser Untersuchungen in erster Linie die Entwicklung und Erprobung geeigneter Verfahren großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung und nicht die umfassende Charakterisierung dieses Relief-ausschnittes in Form einer Monographie war, soll doch, bevor die Vorschläge zur Aufnahme und Gestaltung geomorphologischer Karten erläutert werden, eine kurze Beschreibung dieses Raumes gegeben werden. Dies geschieht schließlich auch, weil die besonderen Verhältnisse im Arbeitsgebiet die Entwicklung der Konzeption nicht unwesentlich beeinflußt haben dürften.

Das Kartierungsgebiet liegt E Bad Hersfeld im Wasserscheidenbereich zwischen Fulda und Werra und umfaßt den hessischen Teil der TK 25, Bl. 5125 Friedewald. Die stratigraphische Folge der im Bereich des Bl. Friedewald an der Erdoberfläche anstehenden Gesteine (ohne die quartären und tertiären Gesteine) reicht vom Unteren Buntsandstein (etwa oberer Teil der Gelnhausen-Folge) bis zur Grenze Unterer/Mittlerer Muschelkalk. An einigen Stellen haben neogene Vulkanite die triassischen Gesteine in dünnen Schloten durchbrochen. Im tieferen Untergrund liegen die Kali- und Steinsalzlager des Zechstein 1, die S des Salzhanges erhalten geblieben sind. Der Buntsandstein weist die für den nordhessischen und südniedersächsischen Raum typische Gliederung in Sandstein-Folgen (mittel- bis grobkörnige Sandsteine) und Wechselfolgen (feinkörnige Sandsteine, Schluff- und Tonsteine) auf. Innerhalb des Sandsteingebietes liegen in einer N—S-streichenden Mulde (LANGE & KÄDING 1961), die nach SE hin mit der Eiterfelder Triasmulde in Verbindung steht, über dem Röt noch Reste des Unteren Muschelkalks. Die Struktur des Untergrundes ist im übrigen durch „ein Mosaik weitspannig und flach verbogener Bruchschollen“ (LAEMMLEN 1967: 135) gekennzeichnet.

Die Großformen sind eng an die wechselnde Widerstandsfähigkeit und Lagerung der Deckgebirgsschichten angepaßt. Die Strukturabhängigkeit zeigt sich besonders deutlich in den beiden markanten Muschelkalk-Zeugenbergen im Zentrum des Kartenausschnittes, aber auch in den ausgedehnten Strukturflächen am Fuße dieser Berge, die — von härteren Sandsteinen (vor allem der Solling-Folge) getragen — das Einfallen und Streichen der Schichten bis in Details hinein nachzeichnen. Durch die Struktur bedingt ist auch der Talnetzgrundriß (mit vorwiegend herzynisch und erzgebirgisch orientierten Talabschnitten) und die Feingliederung der Hänge in Kanten und Hangterrassen. Letztere sind im Buntsandstein regelmäßig an den Ausstrich der geringeresistenten Wechselfolgen gebunden, während die Sandsteinfolgen deutliche Hangkanten bilden.

Die fast lückenlose Verbreitung periglazialer Fließerden und Schuttdecken spricht dafür, daß diese Strukturformen vorwiegend während der pleistozänen Kaltzeiten durch fluvialdenudative Abtragung unter periglazialen Klimaverhältnissen herausgearbeitet worden sind. Dabei wurden die Abtragsimpulse, die von der Eintiefung

¹ Eine ausführlichere Erläuterung der Vorschläge zur inhaltlichen und graphischen Gestaltung geomorphologischer Karten, der ein umfassender Legendenentwurf und die Geomorphologische Karte 1:25 000, Bl. Friedewald beigelegt ist, erscheint demnächst in den „Rhein-Mainischen Forschungen“ (hrsg. vom Geographischen Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.).

der Werra während des Pleistozäns und des jüngeren Pliozäns (gut 100 m) ausgingen, durch das dichte Netz flacher Dellen auf größere Hangabschnitte übertragen. Die Eintiefung der Werra selbst wurde in dieser Zeit wiederholt durch Phasen der Seitenerosion und Akkumulation unterbrochen. Von der vielgliedrigen Terrassenfolge, die in jüngerer Zeit im benachbarten Thüringen eingehender untersucht worden ist (ELLENBERG 1968), sind im Blattbereich außer der ausgedehnten Niederterrasse nur noch Schotterreste in ca. 8–12 m, 20–25 m und 70–75 m über der Talauie erhalten. Als älteste Reliefeinheiten des Untersuchungsgebietes können flachkonvex gewölbte, ca. 2–5° geneigte Formelemente auf den beiden Muschelkalk-Zeugenbergen angesehen werden, die z. T. noch eine Decke aus Kalkstein-Rotlemm tragen (GÖBEL 1976). Diese Bodenrelikte wie auch die tiefgründig (bis >3 m) zu einer hellgrauen lehmig-sandigen Masse verwitterten Sandsteine, die an manchen Stellen auf den Flächen am Fuß der Zeugenberge angetroffen werden (LAEMMLEN 1967), deuten daraufhin, daß die Großgliederung des heutigen Reliefs in ähnlicher Form schon zu Beginn des Quartärs ausgeprägt gewesen ist (vgl. auch SEMMEL 1972: 79). Während des Holozäns und der jungpleistozänen Warmzeiten konzentrierte sich die morphodynamische Aktivität — wenn man von den direkt oder indirekt durch den Menschen verursachten Formungsvorgängen absieht — auf den engeren Bereich der Subrosionssenken, die im Untersuchungsgebiet häufiger zu finden sind, und die Hänge der Muschelkalk-Zeugenberge. Gravitative Massenverlagerungen, meistens in Form von „Rutschfließungen“ (ACKERMANN 1959), haben an den nach N und E gerichteten Hängen der Zeugenberge eindrucksvolle Spuren hinterlassen und zu einer wesentlichen Umgestaltung der pleistozänen Vorform beigetragen. Die „irreguläre Ausaugung“ der Zechsteinsalze dürfte auch heute noch unvermindert andauern.

3. Die Entwicklung der Konzeption

Die ersten Versuche, die vorliegenden Kartierungssysteme auf das Untersuchungsgebiet anzuwenden, ließen bereits erkennen, daß mit keinem der Systeme eine befriedigende Darstellung des Reliefs erreicht werden kann. Entweder sind die Legenden rein morphogenetisch aufgebaut und bieten keine Möglichkeit, beschreibende Informationen darzustellen, oder aber es bleibt neben der Kennzeichnung der habituellen Reliefmerkmale kein Raum mehr, um die Entstehung des Formenschatzes wiederzugeben. Um bei der Entwicklung eines eigenen Darstellungsverfahrens nicht wieder am „Nullpunkt“ beginnen zu müssen, wurde der Versuch unternommen, die Vorzüge verschiedener Kartierungssysteme in einer Konzeption zu vereinen. Als Grundlagen für eine solche Kombination boten sich für die Darstellung der beschreibenden Reliefmerkmale die von den Mitarbeitern des Leipziger Geographischen Institutes (KUGLER 1964, 1965) entwickelten Verfahren der morphographischen Reliefanalyse (im folgenden kurz als „Kugler-System“ bezeichnet) und für die Morphogenese der Legenden der Vorschlag der IGU-Kommission „Geomorphologische Aufnahme und Kartierung“ (= „IGU-System“, BASHENINA et al. 1968) an. Diese Grundlagen mußten nach den im Lauf der Kartierung gewonnenen Erfahrungen durch eigene Vorschläge oder durch Inhalts- und Darstellungselemente aus anderen Kartierungssystemen ergänzt werden.

4. Die inhaltliche Gestaltung geomorphologischer Karten

Auf den ersten Blick scheinen die meisten der bisher publizierten geomorphologischen Karten hinsichtlich der in ihnen dargestellten Inhaltselemente weitgehend übereinzustimmen. Die Ähnlichkeit der Karten im Hinblick auf ihren Inhalt ist verständlich, denn zu jeder komplexen geomorphologischen Reliefdarstellung gehören Angaben über die Gestalt der Oberflächenformen (Morphographie und Morphometrie), ihren Baustoff (Substrat), ihr Alter (Morphochronologie), ihre Entstehungsweise (Morphogenese) sowie über die Prozesse, die gegenwärtig an der Reliefbildung beteiligt sind (Aktuelle Morphodynamik). Untersucht man aber nun einmal die vorhandenen Karten daraufhin, welche Merkmale des Reliefs im einzelnen wiedergegeben werden, bzw. welche Inhaltselemente durch den Umfang der gebotenen Informationen und die Zuordnung der Ausdrucksmittel in den Vordergrund gestellt werden, so treten doch deutliche Unterschiede zutage.

Bei der Charakterisierung der äußeren Gestalt der Reliefeinheiten beschränkt man sich zumeist darauf, diese Reliefeinheiten bestimmten morphographisch-morphogenetischen Typen zuzuordnen. Man geht dabei von dem Idealbild eines genetischen Typs, also z. B. der Bogendüne oder dem Schwemmfächer aus. Ein solches Verfahren ist insofern problematisch, als es bekanntlich auch innerhalb einer Gruppe von Formen einheitlicher Entstehungsweise aus verschiedenen Gründen morphographisch unterschiedliche Formen geben kann. Die Schwierigkeiten wachsen bei diesem Verfahren in der Regel mit der Größe der Formen, da Mittel- und Großformen meistens eine polygenetische Entwicklung durchlaufen haben und in ihrer Gestalt äußerst differenziert sind, so daß sie in ihrer Gesamtheit weder einem morphographischen Formtyp noch einem morphogenetischen Formtyp eindeutig zugeordnet werden können. Im „Kugler-System“, das auch der hier erläuterten Konzeption zugrunde gelegt worden ist, geht man dagegen nicht von komplexen morphographisch-morphogenetischen Formtypen und auch nicht von rein morphographischen Formtypen aus, sondern zerlegt die Formen in kleinere, morphometrisch genau definierte Bestandteile, die „Form“- oder „Reliefelemente“. Wichtigstes Gliederungsmerkmal der Formelemente ist ihr Wölbungstyp (konvex-divergierend, konkav-divergierend usw., vgl. RICHTER 1962) und ihr Wölbungsgrad (ausgedrückt durch die Länge des Wölbungsradius). Danach werden zwei Hauptgruppen, die „flächenhaften Formelemente“ und die „stark gewölbten Formelemente“ (Kanten), unterschieden. Bei den flächenhaften Formelementen wird außer dem Wölbungscharakter noch die mittlere Neigung und die „Rauheit“ (das Mikrorelief) in der Karte zum Ausdruck gebracht. Kleinere Formen, die eine bestimmte vom Kartenmaßstab abhängige Grundrißbreite unterschreiten, können aus drucktechnischen Gründen nicht mehr in Formelemente zerlegt werden, sondern müssen einem morphographischen Formtyp zugeordnet werden. Wie mit einem Baukasten lassen sich im „Kugler-System“ mit einer relativ geringen Anzahl verschiedener Formelemente selbst komplizierte Formen eindeutig beschreiben. Ein komplexes Bild des Formenschatzes entsteht dabei jeweils erst durch die Zusammenschau der Formelemente auf der Karte.

In der hier erläuterten Konzeption bildet die „Morphogenese“ den Kerninhalt der Karten. Unter „Morphogenese“ wird hierbei die Entstehungsweise der Formelemente und Formen, ihre Zuordnung zu bestimmten (vorwiegend exogenen) Prozeßgruppen (z. B. fluviale, glazigene oder äolische Formen) oder Einzelprozessen (z. B. Solifluktion, Deflation oder Abrasion) verstanden. Alle anderen Aspekte der Reliefbildung, so z. B. auch das Alter der Formen, sind demgegenüber nur von untergeordneter Bedeutung, sollten aber dennoch so weit wie möglich als ergänzende Inhaltselemente zur Darstellung gebracht werden. Die Bevorzugung der „genetisch-dynamischen“ Informationen gegenüber Aussagen über das Alter der Formen ist m. E. aus mehreren Gründen gerechtfertigt und sinnvoll: Das Ziel geomorphologischer Untersuchungen besteht vor allem in der Klärung der Frage, welche Prozesse an der Gestaltung einer Form beteiligt waren. Die geomorphologische Klassifikation der Oberflächenformen baut auf diesem Aspekt auf, was auch durch die Gliederung der Geomorphologie-Lehrbücher unterstrichen wird. Das Alter der Formen, die Morphochronologie, ist allerdings auch aus praktischen Gründen als Grundlage geomorphologischer Reliefdarstellung wenig geeignet. Anders als z. B. die Gesteine der Erdkruste, deren Bildung im allgemeinen als abgeschlossen betrachtet werden kann und die man deshalb auch mehr oder weniger genau datieren kann, werden die Formen der Erdoberfläche bis auf den heutigen Tag weitergebildet und umgeformt. Nach einer konsequent nach morphochronologischen Gesichtspunkten aufgebauten Kartierungskonzeption müßte im Abtragungsbereich der deutschen Mittelgebirge beispielsweise das Alter ausgedehnter Reliefeinheiten als „Jungtertiär bis Holozän“ gekennzeichnet werden, und das danach gestaltete Kartenbild würde sicher in den meisten Fällen weder den Kartenbearbeiter noch den Kartenbenutzer sonderlich befriedigen. Durch die Differenzierung der Prozeßgruppe „fluvial-denudative Abtragung“ nach klimageomorphologischen Gesichtspunkten („fluvial-denudative Abtragung unter periglazialem Klima“, „... unter gemäßigttem Klima“ usw.) und die Möglichkeit der Kennzeichnung einer polygenetischen Formentwicklung werden aber — bei der vorwiegend nach paläoklimatischen Gesichtspunkten vorgenommenen Gliederung des Quartärs — mit der Darstellung der Morphogenese indirekt auch Aussagen über das Alter der Formen, zumindest über ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten „Reliefgeneration“ vermittelt.

Das Prinzip der Bevorzugung morphogenetischer Inhaltselemente gegenüber Informationen über das Alter der Formen wird allerdings nicht ganz konsequent eingehalten, denn der Wiedergabe der in der jüngsten geologischen Vergangenheit (in der Regel nicht weiter als ca. 100 Jahre zurückreichend) gebildeten Formen und Ablagerungen sowie der gegenwärtig wirkenden Formungsvorgänge, die sich nicht in typischen Formen äußern (z. B. Bodenkriechen), soll in der Karte ein hervorragender Platz eingeräumt werden. Dies geschieht zum einen, weil Gegenstand geomorphologischer Forschung nicht nur die Formen, sondern auch die Formungsvorgänge sind, zum anderen weil Informationen über die Aktuelle Morphodynamik — abgesehen von der Darstellung der Bodenerosion in großmaßstäbigen Bodenkarten — in den übrigen geowissenschaftlichen Kartenwerken nicht oder nur vereinzelt wiedergegeben werden. Die bislang nur ungenügende Erfassung und Darstellung der aktuellen Formungsvorgänge ist um so unverständlicher, als eine genaue Kenntnis des

gegenwärtigen Formungsgeschehens als Grundlage wissenschaftlicher Untersuchungen in verschiedenen Disziplinen (z. B. der Quartärgeologie oder der Landschaftsökologie) oder auch bei der Raumplanung sicherlich ebenso wichtig ist wie Kenntnisse über das Klima, den Boden, die Vegetation oder andere Geofaktoren.

Ein weiterer wichtiger Aspekt, nach dem die Oberflächenformen charakterisiert werden sollten, ist der Baustoff der Formen, das Substrat. In vielen geomorphologischen Karten (vor allem in den in Frankreich oder in der Sowjetunion geschaffenen Karten) tritt dieses Inhaltselement stark in den Vordergrund, wobei die Betonung entweder auf einer stratigraphisch-lithologischen oder aber auf einer tektonischen Kennzeichnung des Untergrundes liegt. Viele dieser Karten wirken deshalb auch mehr wie geologische Karten mit leichtem geomorphologischem Aufdruck. Es stand von vornherein fest, daß eine ähnlich ausführliche Darstellung des geologischen Untergrundes im geomorphologischen Kartenwerk der Bundesrepublik Deutschland nicht enthalten sein sollte, zumal ja bei uns — etwa im Gegensatz zu Frankreich — für die größten Teile des Landes geologische Detailkarten existieren und auch der „Morphostruktur“ bei der Reliefentwicklung nicht die überragende Rolle zugestanden wird wie in den erwähnten Ländern. Unbefriedigend — sicher nicht nur für die Geomorphologen — ist jedoch im allgemeinen die Wiedergabe des obersten Teiles der Lithosphäre in geologischen Karten, in dem die Reliefbildungsvorgänge vorwiegend ablaufen und aus dessen Zusammensetzung und Gliederung häufig Schlüsse auf die Entstehungsweise und das Alter der Reliefeinheiten gezogen werden können. Es hat nicht an Versuchen gefehlt, diesen Teil der Erdkruste bei der Gestaltung geologischer Karten besser zu berücksichtigen (vgl. etwa die vom Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung durchgeführten Kartierungen — VINKEN 1976), vielleicht sollte man sich aber innerhalb der Geowissenschaften doch zu einer sinnvollen Arbeitsteilung bei der Erfassung und Darstellung dieser Schichten (vorzugsweise in den bodenkundlichen Karten oder in geomorphologischen Karten) entschließen.

Bei den Kartierungen, die seit einiger Zeit vom Geographischen Institut der Universität Frankfurt a. M. durchgeführt werden, wird als Bezugsgrundlage für die Aufnahme und Darstellung des Substrats in geomorphologischen Karten der Bereich des „Oberflächennahen Untergrundes“ gewählt. Darunter sind die obersten Schichten der Erdkruste bis — bei Kartierungen in großen Maßstäben — zu einer Tiefe von 1–2 m zu verstehen. Innerhalb dieses Bereiches wird das Substrat flächenhaft dargestellt. Aus praktischen Gründen empfiehlt es sich, die Gesteine, die bis zu dieser Tiefe angetroffen werden, entweder dem „geologischen Untergrund“ (das ist das anstehende Gestein, dessen Bildung im allgemeinen lange vor der Bildung der heutigen Oberflächenformen abgeschlossen gewesen ist) oder den „Oberflächenformationen“ (das sind die „korrelaten Ablagerungen“ i. w. S., die gleichzeitig mit den Oberflächenformen gebildet worden sind) zuzuordnen. Während die Charakterisierung des geologischen Untergrundes in der Regel nur über die Zuordnung der Gesteine zu einem bestimmten Gesteinstyp („Grobsandstein“, „Dolomit“, „Feldspatbasalt“) vorgenommen wird, sind zur Kennzeichnung der Oberflächenformationen differenziertere Angaben (z. B. über die Korngrößenzusammensetzung, das Gefüge, den Chemismus, die Schichtigkeit und die Mächtigkeit) erforderlich.

5. Die graphische Gestaltung geomorphologischer Karten

Der Überblick über die Inhaltselemente geomorphologischer Karten zeigt, daß zur umfassenden Charakterisierung des Reliefs sehr viele verschiedenartige Informationen dargestellt werden müssen. Eine übersichtliche Darstellung und eindeutige Trennung der Inhaltselemente ist ohne Schwierigkeiten zu erreichen, wenn man sie getrennt in mehreren Kartenblättern wiedergibt. Ein Nachteil des Mehrblattsystems ist allerdings darin zu sehen, daß — zumindest wenn wie im Kugler-System die Darstellung in mehreren farbigen Kartenblättern erfolgen soll — die Druckkosten stark erhöht werden. Darüber hinaus wird auch bei der Aufsplitterung des Inhalts auf mehrere Einzelblätter auf einen wesentlichen Vorzug der komplexgeomorphologischen Kartierung, die synthetische Betrachtungs- und Darstellungsweise, verzichtet. Eine synthetische Darstellungsweise ist in geomorphologischen Karten noch mehr als z. B. in geologischen und bodenkundlichen Karten erforderlich, weil die Eigenart eines bestimmten Relieftyps erst bei einer komplexen Betrachtung sowohl aller Eigenschaften der Einzelformen als auch der Vergesellschaftung und Lagebeziehung verschiedener Formen voll zum Ausdruck gebracht werden kann. Die vorliegende Konzeption geht daher von der Darstellung des Reliefs in einem farbigen Kartenblatt aus, enthält aber auch Vorschläge zur Gestaltung einer mehrteiligen Schwarz-Weiß-Ausgabe, die bei entsprechender Bearbeitung der Druckvorlagen als Auszug aus der komplexen Karte (Lichtpausen oder billige Drucke) publiziert werden könnte.

Eine konzentrierte und doch übersichtliche Darstellung der verschiedenen Reliefmerkmale wird dadurch ermöglicht, daß die verwendeten Signaturen in der Regel zwei verschiedene Aussagen vermitteln. Dabei werden die beschreibenden Merkmale durch die Gestalt, Größe und Anordnung der Signaturen dargestellt, während mit der Farbe der Signaturen im allgemeinen eine genetische Ansprache der Reliefseinheiten verbunden ist. So erscheint beispielsweise ein mit bestimmten morphographischen Eigenschaften ausgestattetes flächenhaftes Formelement, das durch marine Abtragung geprägt worden ist (z. B. eine Abrasionsplattform), in der Karte in einem blauen Flächenfarbton. Geht der Kartenbearbeiter davon aus, daß dieses Formelement durch fluviale Aufschüttung entstanden ist, dann wird es in der Karte durch einen grünen Farbton wiedergegeben. Mit den Farbstufen dieses zur Darstellung der Morphogenese verwendeten Farbtones wird gleichzeitig die Neigung des Formelementes dargestellt, in der Weise, daß stark geneigte Formelemente in dunklen Farben (Hang eines marinen Kliffes: dunkelblau), schwach geneigte Formelemente dagegen in hellen Farben (Abrasionsplattform: hellblau) erscheinen. Bei der Darstellung der stark gewölbten Formelemente und der kleineren Reliefseinheiten (im Maßstab 1:25000 < 50 m Grundrißbreite) wird entsprechend verfahren, mit der Ausnahme, daß die für die Wiedergabe der verschiedenen Formtypen verwendeten Einzel- und Liniensignaturen stets im Farbvollton gedruckt werden. Durch die Farbgebung in „purpurrosa“ könnte man beispielsweise ausdrücken, daß eine halbkreisförmig gekrümmte Wallform bestimmter Größe und Aufrißgestalt glazigener Entstehung, also z. B. eine kleine Endmoräne ist, eine entsprechende gelbe Signatur würde dagegen eine äolische Form (z. B. eine Bogendüne) veranschaulichen.

Dieses Verfahren hat außer der schon erwähnten Konzentrierung der Aussagen und den zahllosen Variationsmöglichkeiten zwei weitere Vorzüge: erstens wirkt das Kartenbild durch die Verwendung unterschiedlicher Farbstufen für die verschiedenen Neigungsstufen äußerst plastisch und läßt auch die Großformen deutlich hervortreten, zweitens wird mit der eindeutigen Zuordnung der Darstellungsmittel auch die Zweischichtigkeit der Aussagen (hier die objektiv erfaßbaren, quasi „unveränderlichen“ morphographischen Eigenschaften der Formen, dort die vom allgemeinen Forschungsstand und den Kenntnissen des Kartenbearbeiters abhängige genetische Interpretation) im Kartenbild überzeugend zum Ausdruck gebracht. Eine weitere Verfeinerung der morphogenetischen Ansprache, insbesondere im Hinblick auf die Darstellung der polygenetischen Formentwicklung, wird durch die Verwendung farbiger Punkt- und Strichraster ermöglicht, die das gleichzeitige Zusammenwirken mehrerer Prozeßgruppen bei der Gestaltung einer Form (Beispiel: Aufschüttungsebene der Flußmarsch — fluviale Aufschüttung: hellgrüner Flächenton, marine Aufschüttung: türkisblaues Strichraster) oder die nachträgliche Überformung einer Reliefeinheit (Beispiel: durch periglaziale Hangübertragung überformte fluviale Schotterterrasse — fluviale Aufschüttung: hellgrüner Flächenton, periglaziale Hangabtragung: braunes Strichraster) symbolisieren. Zur Kennzeichnung bestimmter Einzelprozesse (z. B. Solifluktion, Abspülung, Tiefenerosion usw.) sind verschiedene Einzelsignaturen vorgesehen.

Der Grundsatz, daß die Farbe der Signaturen ausschließlich der morphogenetischen Charakterisierung des Formenschatzes vorbehalten bleibt, wird nur bei der Darstellung der Aktuellen Morphodynamik gebrochen: die Signaturen für die in jüngster Zeit gebildeten Formen und Ablagerungen sowie für die gegenwärtig ablaufenden Formungsvorgänge werden einheitlich in einer auffälligen orangeroten Farbe gedruckt. Damit soll die Bedeutung und Sonderstellung dieses Inhaltselementes unterstrichen werden. Im übrigen werden Angaben zum Alter der Formen durch einzelne Buchstaben- und Zahlensymbole (z. B. „Sa₁“ = Drenthe-Stadial) vermittelt.

Problematisch ist die Wiedergabe des oberflächennahen Untergrundes. Die Probleme rühren einerseits aus der Notwendigkeit her, eine ganze Reihe verschiedener Substratmerkmale darstellen zu müssen (von denen die Korngrößenzusammensetzung, das Gefüge und die Mächtigkeit wohl die wichtigsten sind), sie sind andererseits aber auch in der Tatsache begründet, daß sich der oberflächennahe Untergrund gewöhnlich durch eine ausgeprägte Schichtigkeit auszeichnet und somit nicht selten zwei oder drei verschiedene Substrattypen (Auenlehm über Schottern, Decksand über Grundmoräne usw.) wiedergegeben werden müssen. Dabei bereitet die Darstellung des „geologischen Untergrundes“ noch die geringsten Schwierigkeiten, da hierfür vielfach erprobte Flächensignaturen verwendet werden können. Im Hinblick auf die Darstellung der „Oberflächenformationen“ in geomorphologischen Karten fehlt es jedoch bisher noch an entsprechenden Erfahrungen, auf Grund derer man einem bestimmten Darstellungssystem den Vorzug geben könnte. Die hier erläuterte Konzeption enthält daher drei Alternativ-Vorschläge (Buchstabensymbole, Signaturen für Substrattypen und ein „Baukasten-System“), die wahlweise zur Kennzeichnung der Oberflächenformationen eingesetzt werden können. Im „Baukasten-System“

geht man — ähnlich wie bei der Darstellung der Formen — nicht von vorgegebenen Substrattypen („kiesig-sandige Grundmoräne“, „lehmiges Kolluvium“, usw.) aus, sondern stellt aus Einzelsignaturen (z. B. für die Korngrößen Ton, Schluff und Sand) ein Signaturenmuster zusammen, in dem die Anordnung der Signaturen beispielsweise das Gefüge, der prozentuale Anteil der verschiedenen Korngrößensignaturen die Anteile der verschiedenen Fraktionen bzw. das Mischungsverhältnis die Bodenart, der Abstand der Signaturen schließlich die Mächtigkeit der Ablagerung wiedergibt. Die genetische Ansprache (Zuordnung der Oberflächenformationen zu den jeweiligen exogenen Prozeßgruppen: äolische, glazigene, fluviale Ablagerungen usw.) wird wie bei den Formen über die Farbgebung der Signaturen vorgenommen. Die Vorteile dieses Verfahrens bestehen wiederum vor allem in der eindeutigen Trennung beschreibender Substratmerkmale und genetischer Aussagen sowie in der großen Ausbaufähigkeit. Eine derart differenzierte Darstellung dürfte jedoch die Druckkosten erhöhen und setzt voraus, daß der Kartenbenutzer mit der Methode vertraut ist.

Bei der graphischen Gestaltung soll schließlich dafür gesorgt werden, daß durch eine ausreichende Kartengrundlage die in der Karte enthaltenen Informationen auch ausgewertet werden können. Dies geschieht — wie in den geologischen und bodenkundlichen Kartenwerken — durch die Verwendung der entsprechenden topographischen Karten, deren reichhaltige Situation eine genaue Abgrenzung und Lokalisierung der dargestellten Objekte ermöglicht.

6. Die Aufnahme großmaßstäbiger geomorphologischer Karten

Bei der Schaffung eines großmaßstäbigen Kartenwerkes sind nicht nur Probleme der inhaltlichen und graphischen Gestaltung der Karten zu lösen, sondern es gibt in der Anfangsphase — was bei der Entwicklung einer Konzeption häufig nicht bedacht wird — in der Regel auch erhebliche Schwierigkeiten mit der Aufnahme der Karten. Für die Geomorphologie bedeutet die großmaßstäbige, möglichst vollständige und umfassende Kartierung der Reliefeinheiten eine neue Aufgabe, zu deren Lösung sicher noch viele Erfahrungen gesammelt werden müssen. Zwar wurde (und wird) bei geomorphologischen Untersuchungen seit jeher in großen Maßstäben kartiert, die Aufnahme beschränkte sich jedoch im allgemeinen nur auf relativ kleine Räume oder war auf die Erfassung bestimmter ausgewählter Objekte (z. B. Karstformen, fluviale Terrassen oder Eisrandlagen) ausgerichtet. Die flächendeckende Untersuchung eines größeren Gebietes und die Forderung, allen geomorphologischen Erscheinungen („von den Rumpfflächen bis zur Bodenerosion“) die gleiche Aufmerksamkeit widmen zu müssen, wirft Fragen auf, auf die auch die vorhandenen Methodenlehrbücher keine Antwort geben.

Eine der wichtigsten Fragen ist: In welchem Verhältnis steht die Analyse der geomorphologischen Erscheinungen im Gelände zur Auswertung schon vorhandenen Quellenmaterials, insbesondere topographischer Karten, Luftbilder, geologischer und bodenkundlicher Karten? Eng mit diesem Problem verknüpft ist die Frage, welche Inhaltselemente der geomorphologischen Karte während der Geländearbeiten bevorzugt untersucht werden sollen. Schließlich sind auch Überlegungen darüber an-

zustellen, welches Verfahren der flächendeckenden Geländeaufnahme die Forderung nach einer möglichst vollständigen und umfassenden Erfassung des Formenschatzes am besten erfüllt, ohne gleichzeitig mit einem übermäßigen personellen und technischen Aufwand bzw. einer zu langen Aufnahmezeit verbunden zu sein.

Gegen die ausführliche Darstellung morphographischer Inhaltselemente in geomorphologischen Karten wird häufig mit der Bemerkung argumentiert, derartige Informationen seien überflüssig, weil die Gestalt der Formen ja in ausreichender Genauigkeit durch das Isohypsenbild der topographischen Karte wiedergegeben würde. Tatsächlich können wichtige morphographische Reliefeigenschaften wie der Wölbungstyp, die Neigung und der Grundriß der Formen und Formelemente mit einer dem Veröffentlichungsmaßstab entsprechenden Genauigkeit anhand der topographischen Karte bestimmt werden. Ein ähnlicher Genauigkeitsgrad wäre bei reiner Geländeaufnahme nur innerhalb einer um ein Vielfaches verlängerten Aufnahmezeit zu erreichen. Andere morphographische Merkmale entziehen sich allerdings auch einer sorgfältigen Kartenauswertung und müssen im Gelände ermittelt werden. Dazu gehört vor allem die „Rauheit“ der Formelemente (die oft wertvolle Hinweise auf die aktuellen Formungsvorgänge liefert), die Querschnittsgestalt der kleineren Täler und der Wölbungsgrad der Formelemente (die beide den Reliefcharakter entscheidend prägen können). Für das Inhaltselement „oberflächennaher Untergrund“ sind die Voraussetzungen zur Gewinnung von Informationen durch Kartenanalyse meistens ungünstiger, Angaben über die Aktuelle Morphodynamik sind — wie oben erwähnt — in den anderen geowissenschaftlichen Kartenwerken nicht oder nur in begrenztem Umfang enthalten. Trotzdem wird man auch hier nicht völlig unvorbereitet ins Gelände gehen müssen, denn obwohl die in diesen Karten vorhandenen Hinweise auf die Oberflächeninformationen oft nur lückenhaft und nichtssagend („Gehängelehm“) sind, läßt sich aus ihnen — bei Einbeziehung auch der Karten der Bodenschätzung und der forstlichen Standortkartierung — doch ein „vorläufiges Substratmuster“ ermitteln, das dann im Laufe der Geländearbeiten „entschlüsselt“ und durch eigene Beobachtungen ergänzt und korrigiert werden kann. In entsprechender Weise können auch die Geländearbeiten zur Erfassung der Aktuellen Morphodynamik durch die Auswertung großmaßstäbiger Luftbilder vorbereitet werden.

Die bisher in den Maßstäben 1:25000 und 1:50000 durchgeführten geomorphologischen Kartierungen haben gezeigt, daß trotz der Möglichkeit, viele Informationen über das Relief durch die Auswertung von Karten und Luftbildern zu gewinnen, der überwiegende Teil (ca. 60—70%) der mit 12—18 Monaten angesetzten Aufnahmezeit für Untersuchungen im Gelände verwendet werden muß. Die Aufgabe der Feldarbeiten besteht dabei vor allem in der flächendeckenden Untersuchung der Morphographie (insbesondere Kleinformen und stark gewölbte Formelemente), der gegenwärtigen Formungsvorgänge (z. B. Bodenerosionsareale, Bereiche kolluvialer Aufschüttung oder Rutschungsgebiete) und des oberflächennahen Untergrundes. Daneben müssen zur genaueren morphogenetischen Ansprache und zur Datierung bestimmter Formen noch Detailuntersuchungen an ausgewählten Lokalitäten und Profilabschnitten, teilweise auch außerhalb des eigentlichen Kartierungsgebietes durchgeführt werden. Bei der flächendeckenden Geländeaufnahme wird die Analyse der Deckschichten wohl immer die meiste Zeit in Anspruch nehmen. Die besondere

Berücksichtigung des Substrats ist notwendig, weil eine sichere genetische Deutung des Formenschatzes (die ja die wichtigste Aufgabe der Karte ist) nur auf der Grundlage einer eingehenden Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes vorgenommen werden kann. Dabei sollte man jedoch im Hinblick auf die möglichst vollständige Erfassung und genaue Abgrenzung der Substratareale (wozu ein engmaschiges Netz von Bohrpunkten erforderlich wäre) keine allzu hohen Ansprüche stellen und die zur Verfügung stehende Zeit stattdessen für die genauere Untersuchung des Untergrundes an einzelnen ausgewählten Lokalitäten in bestehenden Aufschlüssen oder in Schürfen verwenden, denn viele Substrateigenschaften (z. B. Form, Größe und Einregelung des Grobmaterials), die über die genetische Ansprache der Ablagerung entscheiden, lassen sich nur im Aufschluß sicher beurteilen.

Ein Problem jeder flächendeckenden Detailkartierung ist die Auswahl der Untersuchungspunkte und die Führung der Aufnahmerouten: einmal sollte ja gewährleistet sein, daß das Untersuchungsgebiet möglichst vollständig und gleichmäßig kartiert wird, zum anderen sollte aber die Aufnahme auch zügig in einem vernünftigen Zeitraum durchgeführt werden können. Von den verschiedenen Kartierungsverfahren seien vier Beispiele genannt, die bei geowissenschaftlichen Kartierungen häufiger eingesetzt werden: die „Gitterpunkt-Methode“ (Untersuchung des Kartierungsgebietes an bestimmten, in \pm regelmäßigen Abständen angeordneten Punkten, Festlegung der Grenzen zwischen den Kartierungseinheiten durch Interpolation), die „Grenzlinien-Methode“ (DEMEK 1972: „boundary-mapping“, direktes Verfolgen der Begrenzungslinien, z. B. der Ausstrichgrenze einer Schicht, meistens in einer Zick-Zack-Route), die „Profilrouten-Methode“ (Untersuchung des Geländes auf Profilrouten, die in bestimmten Abständen und möglichst immer senkrecht zu den Höhenlinien angeordnet sind) und schließlich die „Mosaik-Methode“ (mosaikartige Untergliederung des Kartierungsgebietes in zahlreiche Teilräume, die gewöhnlich vor Beginn der Geländearbeiten vorgenommen wird, im Gelände selbst Untersuchung dieser Teilräume an jeweils einem oder mehreren Punkten). Während bei großmaßstäbigen Bodenkartierungen oft die „Gitterpunkt-Methode“, bei der geologischen Aufnahme dagegen die „Grenzlinien-Methode“ bevorzugt wird (FALKE 1975), sind für die geomorphologische Detailkartierung die beiden zuletzt genannten Verfahren am besten geeignet. Die flächendeckende Erfassung der Morphographie, der Aktuellen Morphodynamik und des oberflächennahen Untergrundes — soweit dies durch einfache Beobachtung der Bodenoberfläche (Bodenfarbe, Lesesteine, Vegetation) möglich ist — erfolgt auf Profilrouten, deren Abstand nicht mehr als 250 m betragen sollte. Im fluvial geprägten Tälerr relief werden die Profilrouten am besten mäanderförmig zwischen Talsohlen und Wasserscheiden geführt, in kuppig-muldigen Relieftypen, denen natürliche Leitlinien fehlen (z. B. Jungmoränengebieten), führt man die Aufnahme zweckmäßigerweise von einem Ausgangspunkt aus auf annähernd kreisförmigen Routen durch (TRICART 1965: „levé en tenaille“). Kurze Abstecher von der Hauptroute dienen der Ergänzung und Verdichtung des Beobachtungsnetzes.

Die genaue Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes in Aufschlüssen erfolgt anschließend an die morphographische Aufnahme nach der „Mosaik-Methode“. Als Bezugsgrundlage für die Auswahl der Untersuchungspunkte dient dabei

das Mosaik der flächenhaften Formelemente unterschiedlicher Neigung und Wölbung. Wenn nötig, kann darüber hinaus eine weitere Untergliederung der Formelemente, z. B. nach den Merkmalen Exposition, Situation (z. B. Lage innerhalb eines Hanges) oder geologischer Untergrund sowie nach dem durch Kartenauswertung ermittelten „vorläufigen Substratmuster“ (s. o.) vorgenommen und damit der Genauigkeitsgrad der Substratanalyse entsprechend verbessert werden. Die Kombination beider Verfahren hat vor allem zwei Vorzüge: zum einen ist es möglich, in einer relativ kurzen Zeit eine der Eigenart des jeweiligen Relieftyps angepaßte morphographische Aufnahme durchzuführen, zum anderen kommt bei dem zur Substratuntersuchung ausgewählten Verfahren bei jedem Arbeitsschritt die unmittelbare Beziehung zwischen Form und Untergrund zum Ausdruck.

7. Schlußbetrachtung

Die Arbeiten an dem großmaßstäbigen geomorphologischen Kartenwerk der Bundesrepublik Deutschland sind inzwischen schon weit fortgeschritten. Innerhalb eines DFG-Schwerpunktprogrammes werden z. Z. 30 Blätter im Maßstab 1:25000 nach einer Legende aufgenommen, die in wesentlichen Zügen nach den oben erläuterten Vorschlägen gestaltet worden ist (BARSCH 1976, LESER & STÄBLEIN 1975). Parallel dazu verläuft die Entwicklung und Erprobung einer Legende für mittelmaßstäbige Karten (1:100000—1:200000). Es zeigt sich schon heute, daß durch diese Arbeiten nicht nur die Verfahren der geomorphologischen Kartierung und Reliefdarstellung verbessert werden können, sondern daß sie — was m. E. noch wichtiger ist — zu einer genaueren Kenntnis der Reliefentwicklung in unserem Land beitragen und über den engen Rahmen des jeweiligen Kartierungsgebietes hinaus mit neuen Fakten und Fragen zur Diskussion grundsätzlicher geomorphologischer Probleme anregen können.

8. Zusammenfassung, Summary

Ausgehend von den Erfahrungen, die bei der Kartierung des Bereiches des Bl. 5125 Friedewald der TK 25 (nördliches Rhönvorland) gesammelt werden konnten, wurde ein verbessertes System geomorphologischer Kartierung entwickelt. Bei dieser Konzeption wird der Versuch unternommen, die Vorzüge schon mehrfach erprobter Kartierungssysteme, vor allem des „Kugler-Systems“ und des „IGU-Systems“, in einem Verfahren zu vereinen. Geomorphologische Karten sollen danach sowohl eine exakte morphographisch-morphometrische Charakterisierung des Reliefs als auch eine differenzierte morphogenetische Ansprache des Formenschatzes enthalten. Daneben werden weitere Informationen über das Alter der Formen, ihren Baustoff und die gegenwärtig ablaufenden Formungsvorgänge angeboten. Der Rangfolge dieser Inhaltselemente entsprechend wird der Flächenfarbton, das ausdrucksstärkste Darstellungsmittel, zur Wiedergabe der Morphogenese eingesetzt, während die beschreibenden Reliefmerkmale in der Regel durch die Form, Größe und Anordnung der Signaturen wiedergegeben werden. Durch die Konzentrierung der Aussagen können auch sehr viele verschiedenartige Informationen in einem Kartenblatt über-

sichtlich dargestellt werden, darüber hinaus ist auch eine separate Darstellung einzelner Inhaltselemente in einer schwarz-weißen Mehrblatt-Ausgabe vorgesehen. Bisher konnten bei der Aufnahme geomorphologischer Detailkarten noch nicht genügend Erfahrungen gesammelt werden, um schon heute einem bestimmten Kartierungsverfahren den Vorzug geben zu können. Die Probleme, mit denen ein Kartenbearbeiter konfrontiert wird, reichen von der Frage, inwieweit topographische Karten zur Auswertung herangezogen werden können bis zum Problem einer möglichst zweckmäßigen Aufnahmeroute. Nach meinen Erfahrungen können die morphographisch-morphometrischen Daten zum überwiegenden Teil mit hinreichender Genauigkeit aus den topographischen Karten ermittelt werden, während man sich bei der Geländeaufnahme auf die eingehende Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes und die Erfassung der Aktuellen Morphodynamik konzentrieren sollte. Ein sicheres Urteil darüber, ob sich die (hauptsächlich für das Mittelgebirgsrelief entwickelte) Konzeption auch für die geomorphologische Kartierung anderer Relieftypen eignet, kann wohl erst dann gefällt werden, wenn die gegenwärtig laufende Kartierung einer größeren Anzahl von Beispielblättern abgeschlossen worden ist.

Summary

Problems of detailed geomorphological mapping belong to the main subjects of geomorphological research in the Federal Republic of Germany. Until the end of this decade about 30 maps on the 1:25000 scale will be published in a programme supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft. In connection with these plans an improved system of geomorphological mapping has been developed. It tries to combine a thorough morphographic-morphometric analysis (as for example proposed in the "Kugler-System"—KUGLER 1964, 1965) with a detailed genetic interpretation of landforms (cf. BASHENINA et al. 1968). In addition to the morphographic and morphogenetic data, the maps will offer information about the age of landforms, the present-day geomorphic processes and—to a certain extent—information about bedrock and regolith. A clear and unequivocal representation of these contents within one sheet is achieved in the following way: all descriptive information is given through the size, shape and arrangement of signatures, whereas colours generally represent the origin of landforms. According to my experiences most of the morphographic-morphometric data can be obtained by the evaluation of large scale topographical maps. During field survey the investigation of micro-relief, regolith and present-day geomorphic processes has to be emphasized.

9. Schriftenverzeichnis

- ACKERMANN, E. (1959): Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalkschichtstufe. — *Z. Geomorph.*, N. F., **3**: 193–226 u. 283–304; Berlin.
- BARSCHE, D. (1976): Das GMK-Schwerpunktprogramm der DFG: Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik. — *Z. Geomorph.*, N. F., **20**: 488–498; Berlin, Stuttgart.
- BASHENINA, N. V., & GELLERT, J. F., & JOLY, F., & KLIMASZEWSKI, M., & SCHOLZ, E. (1968): Project of the unified key to the detailed geomorphological map of the world. — *Folia geographica*, Ser. geogr.-phys., II, 40 S., 23 S. Legende; Kraków.

- DEMEK, J. [Hrsg.] (1972): Manual of Detailed Geomorphological Mapping. — 344 S.; Brno.
- DRESCH, J. [Hrsg.] (1972): Cartographie géomorphologique. Travaux de la R. C. P. 77. — Mem. et Docum., **12**, 263 S.; Paris.
- ELLENBERG, J. (1968): Beziehungen zwischen Auslaugung und quartärer Sedimentation im thüringischen Werra-Kaligebiet. — Z. dt. geol. Ges., **117**: 670—679; Hannover.
- FALKE, H. (1975): Anlegung und Ausdeutung einer geologischen Karte. — VIII, 210 S.; Berlin, New York (de Gruyter).
- GÖBEL, P. (1976): Beobachtungen zur Schichtstufenentwicklung im Fulda-Werra-Bergland. — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **24**: 33—41; Berlin, Stuttgart.
- KUGLER, H. (1964): Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. — Wiss. Veröff. dt. Inst. Länderkde., N. F., **21/22**: 541—655; Leipzig.
- (1965): Aufgaben, Grundsätze und methodische Wege für großmaßstabiges geomorphologisches Kartieren. — Petermanns geogr. Mitt., **109**: 241—257; Gotha.
- LAEMMLEN, M. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5124 Bad Hersfeld, 2. Aufl. — 280 S.; Wiesbaden.
- LANGE, P. R., & KÄDING, K. C. (1961): Stratigraphie und Tektonik im Buntsandsteingebiet des hessischen Werra-Kaligebiets östlich Bad Hersfeld. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 242—265; Wiesbaden.
- LESER, H. (1967): Geomorphologische Karten im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland nach 1945. — Ber. z. dt. Landeskde., **39**: 101—121; Bad Godesberg.
- (1974): Geomorphologische Karten im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland nach 1945 (II. Teil). — Catena, **1**: 297—326; Gießen.
- & STÄBLEIN, G. [Hrsg.] (1975): Geomorphologische Kartierung — Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25000, 2. Aufl. — 39 S.; Berlin.
- RICHTER, H. (1962): Eine neue Methode der großmaßstäbigen Kartierung des Reliefs. — Petermanns geogr. Mitt., **106**: 309—312; Gotha.
- SEMMEL, A. (1972): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. Grundzüge, Forschungsstand, aktuelle Fragen — erörtert an ausgewählten Landschaften. — Erdkdl. Wissen, **30**: VII, 149 S., 60 Abb.; Wiesbaden (Steiner).
- TRICART, J. (1965): Principes et méthodes de la géomorphologie. — 496 S.; Paris.
- VINKEN, R. (1976): Neue Wege bei der Kartierung des Quartär in Niedersachsen. — Vortrag 18. Tag. dt. Quartär-Verein, Hamburg 1976.

Manuskript eingegangen am 29. 4. 1977

Über Schwarzerden in der Niederhessischen Senke*

Von

CHRISTOF HAUPENTHAL**

Kurzfassung: In der Niederhessischen Senke wurde die Verbreitung der Böden des Schwarzerdetyps kartiert. An ausgewählten Profilen vorgenommene Standarduntersuchungen charakterisieren die morphologischen, physikalischen und chemischen Eigenschaften der Böden. Die Ergebnisse dieser und weiterer Analysen zeigen, daß es sich um stark bis sehr stark degradierte und erodierte Schwarzerden handelt. Ihre bodensystematische Einordnung erfolgt als Parabraunerde-M-Tschernosem oder Tschernosem-Parabraunerde. Die Genese dieser im Frühholozän entstandenen Steppen- oder Waldsteppenböden wird durch folgende Prozesse erklärt: Degradation unter Wald — (Regradierung unter Grasland oder extensivem Ackerbau) — Zunahme der Krümmendegradation unter intensiver ackerbaulicher Nutzung bis in die Gegenwart.

Abstract: The distribution of chernozem soils was mapped in the depression of Lower Hesse (Hessische Senke). Selected soil profiles were analysed by standardized methods in order to characterize the morphologic, physical and chemical properties of the soils. According to the analytical data the soils are strongly to very strongly degraded and eroded chernozems. In terms of pedologic systematic they may be classified as parabraunerde-M-chernozem or chernozem-parabraunerde. The soils developed during the early holocene as steppe—or woodsteppe—soils by the following processes: degradation under forest vegetation—(regradation under grasland or extensive farming)—increasing chernozem-degradation which continued until today under intensive farming.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung	320
2. Das Untersuchungsgebiet.	322
2.1. Naturräumliche Gliederung.	322
2.2. Klima	322
2.3. Ausgangsgesteine und Bodengesellschaften	325
2.4. Vegetation	326
2.5. Siedlungsgeschichte	326

* Die ungekürzte Arbeit wurde von der Landwirtschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, als Inaugural-Dissertation angenommen. Sie wurde im Institut für Bodenkunde — Direktor: Prof. Dr. H. ZAKOSEK — angefertigt.

** Dr. C. HAUPENTHAL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

3.	Untersuchung der Schwarzerden in der Niederhessischen Senke	327
3.1.	Kartierung der Schwarzerde-Verbreitung	327
3.1.1.	Methodik	327
3.1.2.	Ergebnisse	327
3.2.	Profilbeschreibungen und Untersuchungen zur allgemeinen Charakteristik	333
3.2.1.	Profilauswahl	333
3.2.2.	Analysenmethoden	333
3.2.3.	Profilbeschreibungen und Analysendaten	335
3.3.	Charakteristika der untersuchten Schwarzerden	343
3.3.1.	Makromorphologische Merkmale	343
3.3.2.	Korngrößenverteilung	344
3.3.3.	Chemische Eigenschaften	345
3.4.	Zusätzliche Untersuchungen	347
3.4.1.	Bodenphysikalische Messungen	347
3.4.2.	Korngrößenverteilung (Kontrollanalysen)	350
3.4.3.	Untersuchungen zur Humusdegradation	350
3.4.4.	Tonmineralanalysen	355
3.4.5.	Mikromorphologie	356
3.4.6.	Ergebnisse der Standard- und Zusatzuntersuchungen (Zusammenfassung)	357
4.	Bodengenese und Bodensystematik	358
4.1.	Bodengenese	358
4.2.	Systematik der untersuchten Böden	360
5.	Zusammenfassung	362
6.	Danksagung	362
7.	Schriftenverzeichnis	363

1. Einleitung und Problemstellung

Bei der Bodenschätzung des Deutschen Reiches von 1934 wurde dem Tschernosem der Magdeburger Börde die höchste Bodenzahl (= 100) zugesprochen, was bedeutete, daß man sich in Deutschland keinen Boden vorstellen konnte, der eine höhere Fruchtbarkeit als gerade der Tschernosem besaß. Diese Tatsache verdeutlicht einerseits die Wichtigkeit dieses Bodentyps für die Landwirtschaft und erklärt andererseits, warum Landwirte und Bodenkundler sich schon in der Mitte des 18. Jahrhunderts mit ihm beschäftigten. Ausführlich erläutert VILENSKI (1957: 338—341) die Entwicklung der Meinungen über die Tschernosemgenese von LOMONOSSOW bis zu DOKUTSCHAJEW, der 1883 die erste Klassifikation schuf, indem er Tschernoseme nach dem Humusgehalt in vier Gruppen unterschied und dabei das Zonalitätsprinzip fand. KOSSOWITSCH (1912) leistete einen weiteren bedeutenden Beitrag zur Kenntnis des Tschernosems. Heute ist es möglich, sich in zahlreichen Originalarbeiten und Lehrbüchern über Entstehung, Aufbau, Eigenschaften und systematische Einordnung zu orientieren (u. a. RAMANN 1911; GLINKA 1914; STEBUTT 1930; STREMMER 1930a, b; KUBIENA 1948, 1953; KASCH, v. D. SAHLE & LORENZ 1954; FRANZ 1960; FIEDLER & REISSIG 1964; SCHRÖDER 1969; MÜCKENHAUSEN 1975, 1977; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1976).

Nach diesen Autoren besteht Einigkeit darüber, daß ein Tschernosem ein Boden mit einem A—C-Profil ist, der aus einem karbonathaltigen Lockersediment entstand.

Voraussetzung zu seiner Bildung ist ein kontinentales, semihumides bis semiarides Klima mit kaltem Winter und warmem Sommer. Die an diesen Orten zu findende Steppenvegetation bildet in der Hauptwachstumsphase (Frühjahr und Frühsommer) viel neue Grünmasse, die aber wegen des besonderen Witterungsverlaufes im Sommer, Herbst und Winter nicht völlig mineralisiert werden kann. Auf diese Weise sammelt sich Humus an, den die bodenbewohnenden Tiere in den Oberboden einmischen, so daß der A_h -Horizont vertieft wird.

Für den so entstandenen Boden in Steppe und Waldsteppe ist der russische Begriff „tschernosjom“ (verdeutsch *Tschernosem*, englisch *chernozem*) heute in der internationalen Literatur allgemein gebräuchlich. „Tschernosem“ hat nach SELLE (1935: 18) eine bodengenetische Bedeutung. Die deutsche Übersetzung „Schwarzerde“ wird dagegen auch bei Böden verwendet, deren Genese als Steppenböden nicht eindeutig geklärt ist, also nur als morphologische Aussage. Im übrigen werden beide Begriffe in der deutschsprachigen bodenkundlichen Literatur oft synonym gebraucht.

Etwa 3% der Landoberfläche werden von Schwarzerden im weiteren Sinne eingenommen. Den größten Teil davon findet man in den südrussischen Steppen- und Waldsteppengebieten. Von dort aus reicht der europäische Steppengürtel „westwärts über Podolien, Rumänien, Bulgarien, Syrmien und die Große Ungarische Tiefebene bis ins östliche Österreich, bis Mähren und Mitteldeutschland“ (FRANZ 1960: 255).

Schon früh wurde von Untersuchungen im großen, zusammenhängenden Schwarzerdegebiet der Magdeburger Börde berichtet (u. a. HOHENSTEIN 1919; STREMMER 1930a, b; v. HOYNINGEN-HUENE 1931; LAATSCH 1934). Kleinere Vorkommen im Oberrheintal beschreiben ZAKOSEK (1956, 1962 — dort auch Verweise auf ältere Arbeiten aus diesem Raum) sowie GANSEN & HARTH (1957). SELLE (1935) und zuletzt ROESCHMANN (1968) zeigten, daß Schwarzerden in Südniedersachsen bzw. der Hildesheimer Börde wesentlich vom Wasser beeinflußt sein können. Auch aus anderen engumgrenzten Gebieten liegen Untersuchungen über Schwarzerden mit mehr oder weniger starken Degradationsmerkmalen vor: so von MÜLLER (1951) und EISSELE (1955) aus dem Raum Stuttgart, von SCHEFFER & MEYER (1958) aus dem Leinetal, von HOHNVEHLMANN (1963) aus der Soester Börde, von KOPP (1965) am Niederrhein und in Westfalen, von RAU (1965) in Thüringen und von ALTMANNBERGER (1969) aus der Wetterau.

Ebenso wie von anderen Gebieten Hessens ist das Vorkommen von degradierten Schwarzerden auch in der Niederhessischen Senke bekannt (STREMMER 1930: 382; v. HOYNINGEN-HUENE 1931; SCHÖNHALS 1941, 1954: 79—82). Dennoch wurden keine umfassenderen Untersuchungen an diesen Böden unternommen. Ziel dieser Arbeit soll es nun sein, folgende Fragen klären zu helfen:

1. Wie ist die räumliche Verteilung der Schwarzerden in der Niederhessischen Senke?
2. Wie ist ein typisches Profil aufgebaut?
3. Welche Abweichungen davon gibt es?
4. Wie sind die Schwarzerden entstanden?
5. Wie sind die vorliegenden Bodenbildungen demnach zu benennen?

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1. Naturräumliche Gliederung

Das Untersuchungsgebiet gehört zur Niederhessischen (oft auch Westhessischen) Senke und umfaßt die Fritzlarer Börde, die Gudensberger Kuppenschwelle und den SW-Teil des Kasseler Beckens. Die Niederhessische Senke ist ein Teil des großen Senkenzuges, der sich in der nördlichen Verlängerung des Oberrheingrabens über Main-Taunus-Vorland, Wetterau, Marburg-Gießener Lahntal und Amöneburger Becken bis nach Nordhessen hin fortsetzt. Sie trennt das Rheinische Schiefergebirge mit seinen paläozoischen Gesteinen vom hauptsächlich aus flachliegenden Deckschichten des Mesozoikums bestehenden Osthessischen Bergland mit seinen die Landschaft prägenden Vulkandurchbrüchen (KLINK 1969: 9–10). Nur die Flußniederungen von Schwalm, Eder und Fulda, die mit ihren nachgeordneten Systemen die Senke zur Weser hin entwässern, sind eben. Im übrigen stellen sich die drei Teillandschaften als sanft gewelltes Hügelland mit einzelnen Basaltkuppen dar.

Die Fritzlarer Börde ist eine leicht eingemuldete Bördenplatte (BÜRGENER 1963) zwischen den Ostwaldecker Randsenken im W, dem Habichtswälder Bergland im N und NE und der Eder nördlich von Fritzlar. Die durchschnittliche Höhe der Lößbörde liegt bei 200–220 m über NN. Einige durch verschiedene kleine Bäche geschaffene Tälchen verlaufen in W–E- bis WNW–ESE-Richtung und haben die Ems (ca. 170 m über NN) zum Vorfluter.

30–40 m höher als die Fritzlarer Börde liegt die Gudensberger Kuppenschwelle, die am Südenende des Habichtswälder Berglandes den Übergang zum südwestlichen Kasseler Becken bildet. Kennzeichnend sind auch hier einzelne freigelegte Basaltstiele, die aus der flachen Lößbedeckung der Schwelle herausragen (KLINK 1969). Den größten Teil der Gudensberger Kuppenschwelle entwässert die Ems. Nur einige kleine Bäche münden im E direkt in die Eder.

Nach NE wird das Untersuchungsgebiet vom WNW–ESE fließenden Pilger-Bach begrenzt, bis zu dem hin die Geländeoberfläche sanft auf ca. 180 m über NN abfällt. Der übrige Teil des Kasseler Beckens wurde nicht in die Untersuchungen einbezogen.

In der Hauptsache liegt das Untersuchungsgebiet im Ostteil des Blattes 4821 Fritzlar der TK 25. Desweiteren gehören dazu Teile der Blätter 4721 Naumburg (SE), 4722 Kassel-Niederzwehren (SW) und 4822 Gudensberg (NW).

Eingehendere Beschreibungen der hier genannten Naturräume verfaßten BLUME (1951), BÜRGENER (1963), KLINK (1969) und KLAUSING (1974).

2.2. Klima

Die Fritzlarer Börde und die nach NE anschließenden Gebiete liegen im Regenschatten des östlichen Rheinischen Schiefergebirges mit dem Kellerwald. Sie sind Bestandteil des großen Trockengebietes in Nordhessen (Abb. 1).

Das langjährige Jahresmittel des Niederschlags liegt bei 591 mm. In den Grenzbereichen des Beckens steigen die Mittelwerte auf 650 mm an. An 20–40 Tagen im Jahr ist mit Schnee zu rechnen (BLUME 1951). Der Mittelwert des Niederschlags schwankt zwischen 681 mm (= +15%) im Naßjahr 1941 und 411 mm (= –31%) im

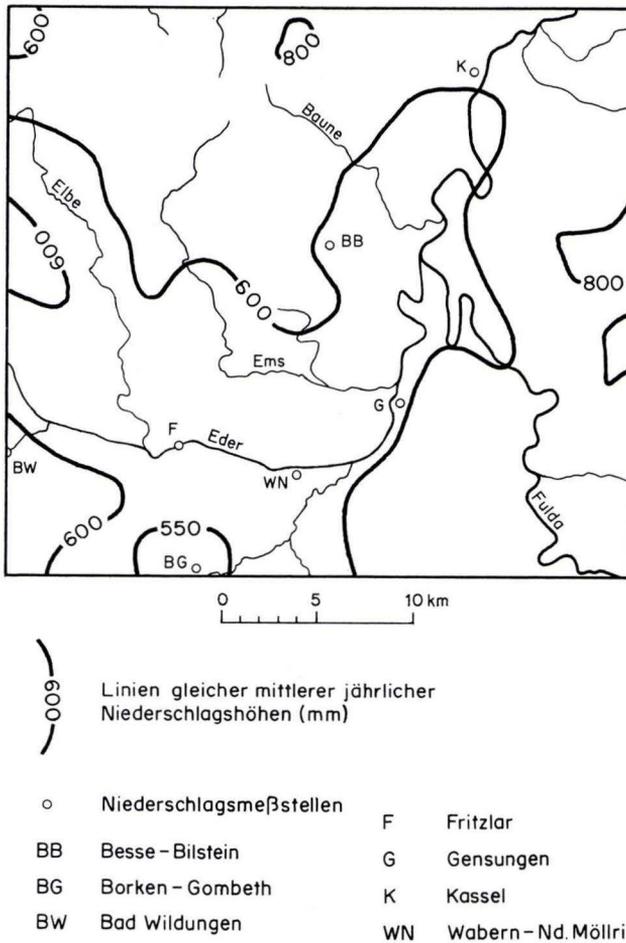


Abb. 1. Mittlere jährliche Niederschlagshöhen 1891/1955 (nach Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda, Kartenwerk, 1964, Kt. 19).

Trockenjahr 1934. Die Mittelwerte für das Doppelnäßjahr 1940/41 liegen 4% höher, die für das Doppeltrockenjahr 1933/34 16% niedriger als das langjährige Mittel. Daraus folgt, daß sich die extremen Trockenjahre auch relativ wesentlich stärker auswirken als extreme Näßjahre (Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda 1964).

Beim Vergleich der Klimadiagramme (Abb. 2—8) fällt auf, daß die Niederschlagskurven der im Trockengebiet liegenden Stationen (Fritzlar, Borken-Gombeth, Wabern-Nd.-Möllrich) ähnlich verlaufen. Der März ist der trockenste Monat; über ein Drittel des Jahresniederschlags steht von Juni bis August zur Verfügung, wobei der Juli einen geringfügigen Abfall der Kurve zeigt. Demgegenüber ist der Juli für die umgebenden Gebirgsrandlagen der niederschlagsreichste Monat. Die mittlere

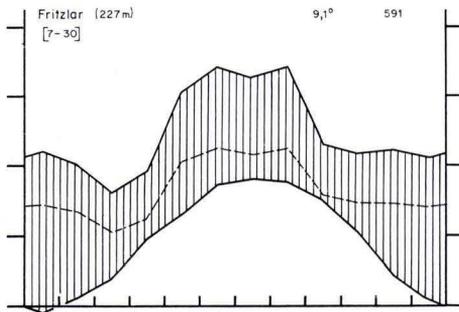


Abb. 2

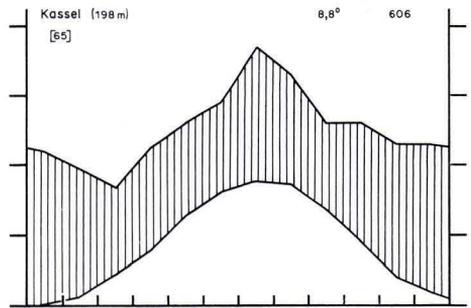


Abb. 3

Abb. 2. Klimadiagramm der Station Fritzlar (nach Deutscher Wetterdienst 1973¹).

Abb. 3. Klimadiagramm der Station Kassel (nach Deutscher Wetterdienst 1973).

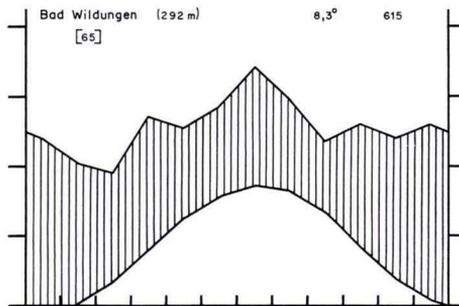


Abb. 4. Klimadiagramm der Station Bad Wildungen (nach Deutscher Wetterdienst 1973 und Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda 1964).

Jahreslufttemperatur der Niederhessischen Senke beträgt ca. 8°C. Für den Januar wurden 0,5°C, für den Juli 16,5°C ermittelt (BÜRGENER 1963). Das entspricht recht gut den für Fritzlar in Abb. 2 wiedergegebenen Werten (Deutscher Wetterdienst 1973).

Der Aufbau der Klimadiagramme folgt dem Vorschlag von WALTER & LIETH (1967). Die obere Kurve gibt die Monatsmittel der Niederschläge (mm), die untere die Monatsmittelwerte der Lufttemperatur (°C) an. Die seitlichen Skalen sind so eingeteilt, daß 1 Skalenteil 10°C bzw. 20 mm Niederschlag entspricht. Die mittleren, gestrichelten Kurven sind die erniedrigten Niederschlagskurven (1 Skalenteil = 30 mm). Die senkrecht schraffierten Flächen zeigen Verlauf und Intensität der humiden Jahreszeit an. Im Kopf der Diagramme findet man Beobachtungsort und Höhe über NN, darunter die Zahl der berücksichtigten Jahre: links die für die Luft-

¹ Klimadiagramme nach WALTER & LIETH (1967).

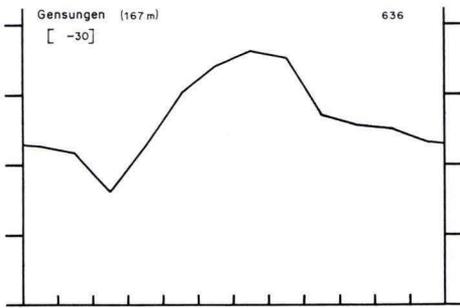


Abb. 5



Abb. 6

Abb. 5. Mittlere Monatssummen des Niederschlags — Station Gensungen (nach Deutscher Wetterdienst 1973).

Abb. 6. Mittlere Monatssummen des Niederschlags — Station Borken-Gombeth (nach Deutscher Wetterdienst 1973).

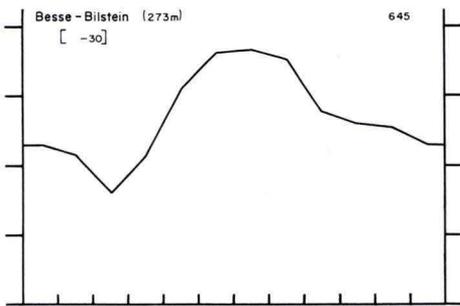


Abb. 7

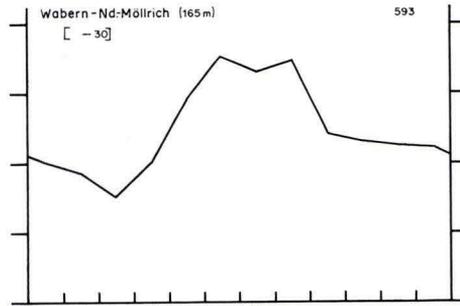


Abb. 8

Abb. 7. Mittlere Monatssummen des Niederschlags — Station Besse-Bilstein (nach Deutscher Wetterdienst 1973).

Abb. 8. Mittlere Monatssummen des Niederschlags — Station Wabern-Nd.-Möllrich (nach Deutscher Wetterdienst 1973).

temperatur, rechts die für den Niederschlag. Die Werte rechts oben geben die mittlere Jahrestemperatur der Luft ($^{\circ}\text{C}$) und rechts davon die mittlere jährliche Niederschlagssumme (mm) an.

2.3. Ausgangsgesteine und Bodengesellschaften

Neuere großmaßstäbige geologische Karten liegen für das Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des Bl. 4721 Naumburg (HORN 1971) nicht vor. Um den Veröffentlichungen von J. KULICK (Bl. 4821 Fritzlar und Bl. 4822 Gudensberg) sowie von

F. RÖSING (Bl. 4722 Kassel-Niederzwehren) nicht vorzugreifen, soll hier nur ein kurzer Überblick gegeben werden, der sich im wesentlichen auf Rösing (1973) stützt.

Der Untergrund der Niederhessischen Senke wird von Ton-, Schluff- und Sandsteinen des Oberen und des Mittleren Buntsandsteins gebildet, die auch z. T. an der Oberfläche anstehen. Diese triassischen Gesteine sind von Sedimenten des Eozäns, Oligozäns oder/und des Miozäns bedeckt, die stellenweise mächtiger als 100 m sind. Im Tertiär traten vulkanische Förderprodukte als Basalte, manchmal auch als Basaltpuffe, zutage. Aus Kiesen, weniger verbreitet aus Sanden, aufgebaute Terrassen des Pliozäns und Pleistozäns begleiten die Eder und ihre Nebenflüsse. Große Flächen der Niederhessischen Senke sind von Löß bedeckt. Er wird größtenteils dem Würm zugerechnet, jedoch wurde auch älterer Löß gefunden (ROHDENBURG & MEYER 1968). Die Mächtigkeit der Lößdecke schwankt bis zu 12 m (KULICK 1974), wie auch aus Abb. 10 zu ersehen ist.

Das Nebeneinander der Böden ist in der Hauptsache vom Ausgangsgestein bestimmt. Zu den vorherrschenden Bodenbildungen zählen die Schwarzerden, die allein auf dem Bl. 4821 Fritzlar 10% der Fläche einnehmen. Mit ihnen vergesellschaftet sind Pararendzinen, die an den Hangkanten durch Erosion entstanden sind. Im Bereich der Flußterrassen kommen Übergänge zu Parabraunerden, Pseudogley-Parabraunerden und Pseudogleyen aus Löß großflächig vor. Auf den anderen Gesteinen sind in der Regel Ranker, Rendzinen und flach- bis mittelgründige Braunerden entwickelt.

2.4. Vegetation

Die Niederhessische Senke ist nur schwach bewaldet. Die Flächen dienen vorwiegend der ackerbaulichen Nutzung, die intensiv betrieben wird. Natürliche Vegetation der Lößgebiete ist der Perlgras-Buchen-Wald. In den Randgebieten, d. h. höher gelegenen Positionen, ist der Eichen-Mischwald anzutreffen (BÜRGENER 1963). Blauschwengel-Felsfluren und verwandte Trockenrasen besiedeln die Basaltpuffen (KNAPP 1954). Aus der floristischen Literatur ergeben sich zahlreiche Hinweise auf Standorte und Pflanzenarten mediterraner Pflanzengesellschaften (PFEIFFER 1847, GRIMME 1958); auf das günstige Klima weisen auch Flurbezeichnungen wie „am Weinberg“ hin. Relikte von Steppenpflanzen konnten jedoch nicht gefunden werden.

2.5. Siedlungsgeschichte

Der Fritzlarer Raum wurde bereits in der mittleren Altsteinzeit von Jägern und Sammlern durchzogen, wie aufgelesene Steingeräte bezeugen (GENSEN 1974: 10). Im Neolithikum (Jungsteinzeit ab 5000 v. Chr.) begannen der Ackerbau und die Domestizierung von Haustieren. Belege dieser sogenannten bandkeramischen Bauernkultur sind Funde von Einkorn- und Gerstenkörnern sowie von Rinderknochen. Bandkeramische Siedlungen wurden in Gudensberg, im Ort Metzze, in Haddamar, Kirchberg und andernorts aufgefunden. Sie scheinen an das Vorkommen von Löß gebunden zu sein und liegen in flachen Bachmulden, in flachen Talschlüssen und an den Rändern der Niederterrassen (UENZE 1956). Die bandkeramischen Bauern wechselten ihre Wohnplätze, wenn die Fruchtbarkeit ihrer Äcker nachließ (SANGMEISTER 1951, zit. in GENSEN 1974). Nach einer Brache kehrten sie wieder an die alten

Wohnplätze zurück. Demnach wurden in einem bestimmten Umkreis um die erste Siedlung immer mehr Flächen kultiviert, d. h. die natürliche Vegetation gestört, wenn nicht gar zerstört.

Über den mit tiefschwarzem Bodenmaterial aufgefüllten Wohngruben der Bandkeramiker wurden in senkrechten Profilschnitten 60–100 cm mächtige „Deckschichten“ beschrieben (UENZE 1956: 56), die keine Scherben enthielten und steril zu sein schienen. Daran entzündete sich die Diskussion über die nachjungsteinzeitliche Reliefformung, über die UENZE (1956: 56–57) berichtet. Eigene Geländebeobachtungen bestätigen die Ansicht, daß es sich in solchen Fällen um intakte Bodenprofile handelt (u. a. BECK, zit. von UENZE 1956: 56–57).

Ebenfalls durch zahlreiche Fundstellen sind die nachfolgenden Kulturen der Jungsteinzeit (Rössener und Michelsberger Kultur, Steinkisten- und Einzelgrabkultur) belegt, die allerdings eher auf den Höhen zu finden sind (vgl. UENZE 1953). Eine neuerliche Ausdehnung der bewirtschafteten Fläche erfolgt in der Kupferzeit (ab 1800 v. Chr.). Durch die Intensivierung der Viehzucht wurden neben den schlechteren Böden der Niederung auch die Hänge der anschließenden Hügel als Weide genutzt (GENSEN 1974). — Von da an war die Umgebung von Fritzlar bis in die heutige Zeit dicht besiedelt, wie sich den verschiedenen Quellen entnehmen läßt (u. a. UENZE 1953 und 1956; GENSEN 1974).

3. Untersuchung der Schwarzerden in der Niederhessischen Senke

3.1. Kartierung der Schwarzerde-Verbreitung

3.1.1. Methodik

In dem Teil des Untersuchungsgebietes, welcher zum Bl. 4821 Fritzlar gehört, wurden über 3000 ha Lößflächen großmaßstäbig mit dem 1-m-Pürkhauer-Bohrstock und der 2-m-Bohrstange untersucht. — Die weitere Ausdehnung der Schwarzerden ergab sich aus Übersichtskartierungen auf den angrenzenden Blättern der TK 25. Die zu untersuchenden Flächen wurden nach der Auswertung der Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 festgelegt.

Bei allen Sondierungen wurde das in der Bohrnut gefördert Material bezüglich seiner Bodeneigenschaften nach der Kartieranleitung (Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde 1971) erfaßt und ausgewertet. In der Hauptsache sind dies Horizontierung, Textur, Farbe, Humusgehalt, Karbonatgrenze, Karbonatgehalt und Ausgangsgestein.

3.1.2. Ergebnisse

Aufschlüsse und Bodeneinschläge in 12 Gemarkungen ergänzten die Bohrstockbefunde. Sie dienten der Entnahme ungestörter Bodenproben für die verschiedenen an die Feldaufnahme anschließenden Untersuchungen im Labor.

Unterschiede in den einzelnen Bodenprofilen sind die Folge verschieden starker Ausprägung der Degradations- und Erosionserscheinungen sowie der wechselnden Mächtigkeit des Lösses, der andere Ausgangsgesteine örtlich >2 m bedeckt. In Tab. 1 wird versucht, die Prozesse darzustellen, die insgesamt die Degradation der Schwarzerden bewirken.

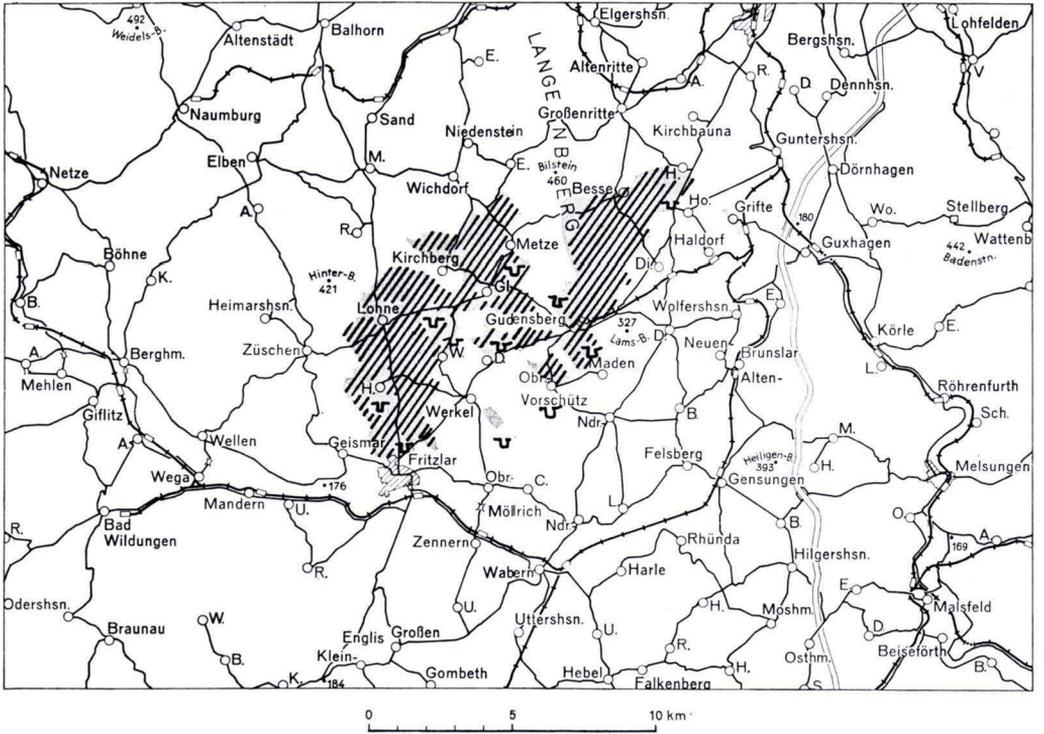
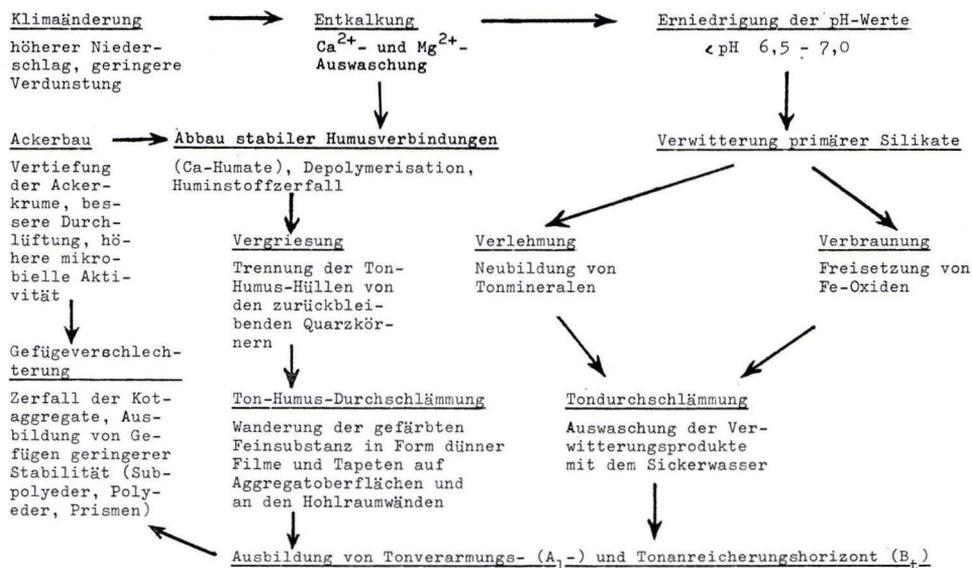


Abb. 9. Verbreitung der Schwarzerden in der Niederhessischen Senke sowie Lage der Bodeneinschläge.

Die meisten der in Tab. 1 gezeigten Abläufe sind in Bohrstockprofilen nachzuweisen (ROESCHMANN 1968: 845–847):

- a) Entkalkung: Nachweis der Karbonatgrenze mit HCl.
- b) Abbau der stabilen Humusverbindungen zeigt sich durch Farbaufhellung, wie sie sich durch ansteigende „Value“-Werte bei der Farbbestimmung (feucht) mit Hilfe der Farbtafel ausdrückt (z. B. der „Revised Standard Soil Color Charts“ von OYAMA & TAKEHARA 1967).
- c) Vergriesung (in den folgenden Profilbeschreibungen als Ton-Schluff-Trennungen bezeichnet): Die Destabilisierung der vorhandenen Ton-Humus-Hüllen ($< 2 \mu$), während die Quarzkörner der Schlufffraktion zurückbleiben und helle Partien im Profilbild darstellen.
- d) „Ton“-Durchschlammung: Die nun freie Feinsubstanz, die hier sowohl aus Ton und Humus als auch ausschließlich aus Ton bestehen kann, wandert abwärts und setzt sich in Form dünner Filme und Tapeten an den Aggregatoberflächen und Hohlraumwänden ab. Dieser Vorgang zeigt sich im Bohrstock als „Marmorierung“. Es handelt sich um ein Nebeneinander von Braun- und Gelbtönen, die ähnliche Farbmuster zeigen wie Pseudogleye. Die bei der Durchschlammung entstehende Bildung neuer Horizonte läßt sich meist durch die Ermittlung der Bodenarten mittels der Fingerprobe nachweisen.

Tab. 1. Schema der Degradation der Schwarzerden (nach ROESCHMANN 1968)



Die Trennung der Ton-Humus-Tapeten von den eigentlichen Ton-Tapeten geschieht makroskopisch aufgrund der Farbunterschiede, bleibt aber der Arbeit am Aufschluß oder in der Aufgrabung vorbehalten. Dort ist auch die Untersuchung der jeweiligen Gefügeformen möglich. Obwohl alle diese Kennzeichen im Bohrstock erfassbar und nach dem Grad ihrer Ausprägung zu beschreiben sind, konnten sie zur Ausscheidung der Kartiereinheiten nicht herangezogen werden. Die Bodeneigenschaften unterliegen einem so kleinräumigen und starken Wechsel, daß sie im gewählten Maßstab nicht darstellbar waren. Der im folgenden bei der Darstellung der Kartiereinheiten benutzte Ausdruck „Degradierter Schwarzerde“ trägt den offensichtlichen Bodenmerkmalen Rechnung, soll die bodensystematische Einordnung aber nicht vorwegnehmen.

Demnach wurden die „Degradierten Schwarzerden“ — insgesamt ca. 1340 ha — nach den verbleibenden Kriterien in fünf Kartiereinheiten unterschieden. Ihre Kurzbeschreibung folgt der Reihenfolge der Bodeneinheiten auf Taf. 25. Die in Abschn. 3.2.3. mitgeteilten Profile sind die Leittypen dieser Kartiereinheiten.

1. „Degradierter Schwarzerde“² aus Löß

Flächenanteil: ca. 1035 ha (~77,2%)
Relief: sehr schwach bis mäßig geneigte Hänge, Rücken

² Aufgrund der durchgeführten Untersuchungen wurden diese bodensystematisch als Tschernosem-Parabraunerden angesprochen. Sie sind unter diesem Namen auch in der Legende zu Taf. 25 aufgeführt.

Bodenartenfolge und	A _p	25–30 cm	stark lehmiger Schluff
Horizontmächtigkeit:	A _{h1}	10–20 cm	wie oben
	B _{th}	40–60 cm	wie oben
	B _v	15–30 cm	wie oben
	C	> 60 cm	Schluff bis stark lehmiger Schluff
Entwicklungstiefe:		70–140 cm	

2. „Degradierete Schwarzerde“, erodiert, aus Löß über tertiären Sanden oder über Material pleistozäner und pliozäner Terrassen (Raum S Werkel)

Flächenanteil:	ca. 40 ha (~3,0%)		
Relief:	schwach bis mäßig geneigte Hänge		
Bodenartenfolge und	A _p	25–30 cm	stark lehmiger Schluff
Horizontmächtigkeit:	A _{h1}	10–20 cm	wie oben
	B _{th}	20–30 cm	wie oben
	B _v	15–25 cm	wie oben
	C	10–30 cm	lehmiger bis stark lehmiger Schluff
	II C	> 50 cm	toniger Sand bis sandiger Ton, schwach kiesig
Entwicklungstiefe:		70–105 cm	

3. „Degradierete Schwarzerde“, erodiert, aus Löß

Flächenanteil:	ca. 77 ha (~5,8%)		
Relief:	mäßig geneigte Hänge, Rücken		
Bodenartenfolge und	A _p	25–30 cm	lehmiger bis stark lehmiger Schluff
Horizontmächtigkeit:	B _{th}	25–35 cm	wie oben
	C	> 50 cm	wie oben
Entwicklungstiefe:		50–65 cm	

4. „Degradierete Schwarzerde“, erodiert, aus Löß über Schluff- und Tonstein des Oberen Buntsandsteins (Röt)

Flächenanteil:	ca. 59 ha (~4,4%)		
Relief:	schwach bis mäßig geneigte Hänge		
Bodenartenfolge und	A _p	25–30 cm	stark lehmiger Schluff
Horizontmächtigkeit:	B _{th}	25–35 cm	wie oben
	C	10–20 cm	lehmiger bis stark lehmiger Schluff
	II C	> 20 cm	lehmiger Schluff bis schluffiger Ton, schwach steinig
Entwicklungstiefe:		50–65 cm	

5. „Degradierete Schwarzerde“, mäßig kolluvial überdeckt, mit seitlichem Wasserdurchzug im Untergrund

Flächenanteil:	ca. 128 ha (~9,6%)		
Relief:	Mulden, Talanfänge, schwach geneigte Hänge		
Bodenartenfolge und	A _p M	25–35 cm	stark lehmiger Schluff
Horizontmächtigkeit:	M	15–20 cm	wie oben
	fB _{th}	30–40 cm	wie oben
	GfB _v	45–55 cm	wie oben
	GC	> 60 cm	lehmiger bis stark lehmiger Schluff
Entwicklungstiefe:		115–150 cm	

Als Bodeneinheit 6 ist die Pararendzina aus Löß zu nennen, die im Verbreitungsgebiet der „Degradieren Schwarzerden“ als Endresultat der Erosion zu betrachten ist. Die Pararendzinen bestehen aus dem Pflughorizont, in dem nur vereinzelt Reste der ehemaligen B-Horizonte zu finden sind. In der Regel ist der A_p-Horizont ganz durch ackerbauliche Maßnahmen des Menschen entstanden.

Taf. 25 zeigt, daß auf dem Plateau S Werkel neben den „Degradieren Schwarzerden“ am Abfall zum Tal der Ems auch Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden entstanden sind. Da diese Böden für die Hochflächen im N der Eder typisch sind, sollen sie gleichfalls kurz charakterisiert werden:

7. Parabraunerde aus Löß über Material pleistozäner und pliozäner Terrassen

Relief:	Hochfläche, mäßig geneigte Hänge		
Bodenartenfolge und	A _p	25–30 cm	lehmgiger bis stark lehmgiger Schluff
Horizontmächtigkeit:	A ₁	10–20 cm	wie oben
	B _{th}	50–60 cm	stark lehmgiger Schluff bis schluffiger Lehm
	B _v	50–60 cm	stark lehmgiger Schluff
	C	20–30 cm	schwach lehmgiger Schluff
	örtlich		
	II C	> 20 cm	toniger Sand bis sandiger Ton, stark kiesig
Entwicklungstiefe:	135–170 cm		

8. Pseudogley-Parabraunerde, örtlich mäßig erodiert, aus Lößlehm über Material pleistozäner und pliozäner Terrassen

Relief:	mäßig bis stark geneigte Hänge		
Bodenartenfolge und	A _p	25–30 cm	lehmgiger Schluff
Horizontmächtigkeit:	S _w A ₁	10–30 cm	wie oben
	S _d B _t	30–40 cm	schluffiger bis tonig-schluffiger Lehm
	(örtlich)		
	S _d B _v	40–50 cm	lehmgiger Schluff bis schluffiger Lehm)
	II C	> 30 cm	toniger Sand bis sandiger Ton, mittel bis stark kiesig
Entwicklungstiefe:	65–100 cm (örtlich 105–150 cm)		
Stauunässe:	schwach bis mittel, örtlich als Hangstauunässe		

Die übrigen Einheiten der Taf. 25 seien nur der Vollständigkeit halber genannt:

- Mittel- bis tiefgründige Kolluvien aus Lößlehm, z. T. mit geringen Beimengen der anderen Gesteine des entsprechenden Erosionsgebietes.
- Terrestrische Böden: Ranker, Braunerden und Braunerden mit Tondurchschlammung aus Material pleistozäner und pliozäner Terrassen, aus Basalt, Sanden und Tonen des Tertiärs sowie aus Ton- und Schluffsteinen des Oberen Buntsandsteins. Dazu zählen auch Schutte und Fließerden aus diesen Gesteinen neben den verschiedenen Formen der Überdeckung oder Beimengung von Lößlehm und Löß.
- Stauwasserböden: Pseudogleye aus den gleichen Substraten wie unter 10.
- Grundwasserböden: Brauner Auenboden aus Löß-Schwemm-Lehm und Kolluviallehm; Gley, Naßgley, Anmoorgley und Niedermoor-Gley aus Schwemmlehm der Ems und kolluvial verlagertem Lößlehm, z. T. mit Beimengungen anderer Gesteine. Zwei Profilschnitte, deren Lage aus Taf. 25 zu ersehen ist, zeigen schließlich den Zusammenhang von Relief, Lößmächtigkeit und Bodenprofil (Abb. 10) sowie die Verbreitung und Vergesellschaftung der verschiedenen Böden unterschiedlicher Ausgangsgesteine (Abb. 11). Die Mächtigkeit der Lößdecke ergab sich aus zahlreichen Sondierbohrungen von KULICK (1974).

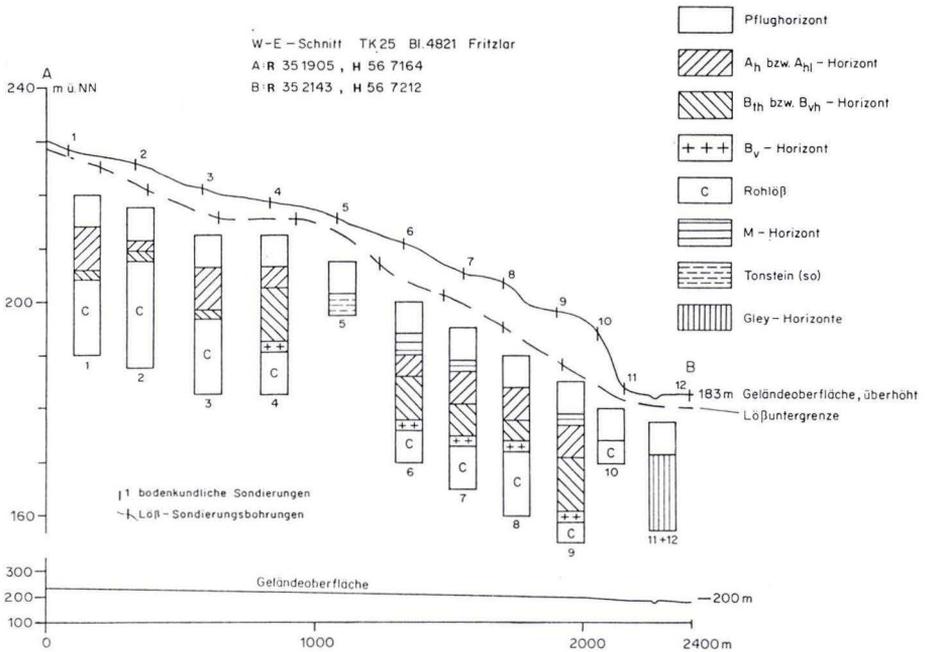


Abb. 10. Bodenprofile und Lößmächtigkeiten.

3.2. Profilbeschreibungen und Untersuchungen zur allgemeinen Charakteristik

3.2.1. Profilauswahl

Der Auswahl der Bodenprofile lagen folgende Kriterien zugrunde:

1. Wenn möglich, sollten für unterschiedliche Stufen der Degradation typische Profile erfaßt und untersucht werden. Gleichzeitig waren von der räumlichen Verteilung her Aufschlüsse über „regionale“ Besonderheiten zu erwarten.
2. Die Kartierung hatte den Einfluß von Bodenerosion und -auftrag gezeigt. Mehrere Aufgrabungen an einem Ort im Hangverlauf boten die Gelegenheit, Erosionsfolgen zu beobachten und zu beschreiben.

In Tab. 2 sind die untersuchten Profile zusammengestellt. Nachgestellte römische Zahlen geben die Lage innerhalb der Folge am Hang an, sofern eine Erosionsreihe erstellt wurde (von oben nach unten). Aus Vergleichsgründen wurde die Parabraunerde Obervorschütz als 16. Profil in die Originalarbeit hereingenommen (Tab. 2). Das Profil Wehren (P 1) war bereits früher veröffentlicht. Da an diesem Profil jedoch zusätzliche Untersuchungen geplant waren, wurde es noch einmal neu bearbeitet.

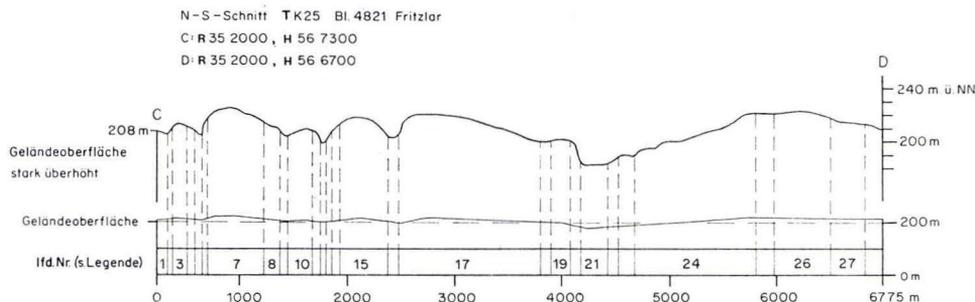


Abb. 11. Verbreitung und Vergesellschaftung der Bodentypen.

Lfd. Nr. der Kartiereinheit (von C nach D)	Bodentypologische Bezeichnung	Lfd. Nr. der Kartiereinheit (von C nach D)	Bodentypologische Bezeichnung
1, 18, 27	Kolluvium aus Lößlehm	14 14	„Degradierete Schwarzerde“, erodiert, aus Löß
2	„Degradierete Schwarzerde“, mäßig kolluvial überdeckt, aus Löß mit seitlichem Wasserdurchzug im Untergrund	19 19	Ranker aus Sand und Ton des Tertiärs
3, 6	„Degradierete Schwarzerde“, erodiert, aus Löß über Schluff- und Tonstein des Oberen Buntsandsteins	22 22	Parabraunerde aus Löß über Fließerdern aus Lößlehm mit Material des Oberen Buntsandsteins über Schluff- und Tonstein des Oberen Buntsandsteins
4, 11	Pararendzina aus Löß	24 24	Braunerde aus Schluff- und Tonstein des Oberen Buntsandsteins, örtlich mit Lößbeimengungen
5, 21	Brauner Auenboden aus Löß- und Kolluviallehm mit Beimengungen von Gesteinsmaterial des jeweiligen Erosionsgebietes	25 25	Pseudogley aus Sand und Ton des Tertiärs, örtlich mit Lößbeimengungen im Oberboden
7, 10, 13, 15, 17	„Degradierete Schwarzerde“ aus Löß	26 26	Pseudogley aus Lößlehm mit Material pleistozäner und pliozäner Terrassen über Material pleistozäner und pliozäner Terrassen
8, 20, 23	Ranker aus Schluff- und Tonstein des Oberen Buntsandsteins	28 28	Parabraunerde aus Löß über Material pleistozäner und pliozäner Terrassen
9, 12, 16	Gley aus Lößlehm und Kolluviallehm		

3.2.2. Analysenmethoden

Die chemischen und physikalischen Analysen wurden nach folgenden Verfahren durchgeführt:

pH-Wert nach DIN 19684, Blatt 31:

0,1 m CaCl₂-Lösung bei Mineralböden

C (organ.) nach DIN 19684, Blatt 32:

Na₂Oxidation mit Kaliumdichromat-Schwefelsäure; photometrische Bestimmung; bei C-Gehalten über 15% titrimetrische Bestimmung

N (gesamt) nach DIN 19684, Blatt 34:

Phenol-Schwefelsäureaufschluß mit Selenreaktionsgemisch nach WIENINGER

Gesamtkarbonate als CaCO₃, angegeben nach DIN 19684, Blatt 35:

Freisetzung der Kohlensäure durch Salzsäure und gasvolumetrische Messung

S-Wert und Aufgliederung in Einzelkationen Na, K, Ca, Mg nach DIN 19684, Blatt 38:

MEHLICH-Verfahren; Messung von Ca + Mg durch Atomabsorption, von Na + K emissionsflammenphotometrisch

Tab. 2. Übersicht über die beschriebenen und untersuchten Bodenprofile

Profilbezeichnung	R 35+	H 56+	Höhe ü. NN (ca.)	Horizontfolge	Entwick- lungstiefe
bereits veröffentlicht*					
Wehren	21 08	71 12	200 m	A ₁ -A ₂ -A ₂ /(B)-(B)-C A _p -B _t A _h -B _t -B _t B _v -C	110 cm 120 cm
Gleichen II	23 18	72 01	230 m	A _p -B _{th} -C	65 cm
Gleichen III	23 20	72 02	230 m	A _p -C	30 cm
Lohne I	19 93	72 00	218 m	A _p -A _{h1} -B _{th} -B _v -C	110 cm
Metze I	23 08	73 46	250 m	A _p -A _h -A _h B _{th} -B _{th} -C	90 cm
Werkel I	22 58	67 60	215 m	A _p -A ₁ B _{th} -B _{th} -B _{th} B _v -B _v -C _c	170 cm
in 3.2.3. beschrieben:					
Wehren (P 1)	21 08	71 12	200 m	A _p -B _t A _h -B _t -B _t B _v -C	120 cm
Dorla (P 2)	23 26	71 26	215 m	A _p -A _h -B _{th} -B _v -C _c -C	110 cm
Holzhausen (P 3)	28 10	75 11	187 m	A _p -A _h -B _{th} -B _t B _v -C	120 cm
Lohne III (P 4)	19 91	72 04	215 m	A _p -B _{th} -C	55 cm
Maden (P 5)	25 84	70 68	198 m	A _p +M-FA _h -FB _{th} -SC _c -C	140 cm
in der Originalarbeit beschrieben:					
Fritzlar (P 6)	19 35	67 50	224 m	A _p -A _h -A _h B _t -B _{th} -C	120 cm
Lohne II (P 7)	19 93	72 01	217 m	A _p -A _h -B _{th} -B _{t1} -B _t B _v -C	150 cm
Gudensberg (P 8)	25 78	73 68	255 m	A _p -A _h B _t -B _v -SC	110 cm
Lohne IV (P 9)	19 87	72 14	210 m	A _p -C	30 cm
Gleichen I (P 10)	23 18	72 01	232 m	A _p +M-FA _{h1} B _t -FB _{th1} -FB _{th2} -C	125 cm
Metze II (P 11)	23 17	73 49	250 m	A _p -M _h -FA _{h1} -FB _{th} -C	120 cm
Metze III (P 12)	23 07	73 52	250 m	A _p +M-FA _{h1} -FA _{h1} B _{th} -FB _{th} -C	135 cm
Haddamar (P 13)	18 26	69 22	220 m	A _p -M-FA _{h1} B _t -FSB _v -C	140 cm
Gleichen IV (P 14)	23 36	72 03	228 m	A _p -CM-B _t M-A _h M-FB _t A _h -fGA ₁ B _t -fB _v -C	450 cm
Werkel II (P 15)	22 71	68 30	213 m	A _p -B _{th} -B _v B _t -C _c -IIC	85 cm
Obervorschütz (P 16)	23 94	67 67	215 m	A _p -B _t A ₁ -B _t -B _v LFZ-B _v -C _c -C	140 cm

* Profil Wehren in SCHÖNHALS 1954:79 (obere Zeile) und HAUPENTHAL 1975:592 (untere Zeile); alle anderen Profile in HAUPENTHAL 1976:74-82.

H-Wert nach DIN 19684, Blatt 38:

MEHLICH-Verfahren; Messung titrimetrisch-acidimetrisch

T-Wert nach DIN 19684, Blatt 38:

MEHLICH-Verfahren; Rücktausch mit MgCl₂; Messung von Barium durch Atomabsorption

Fe-oxalatlöslich (Fe_o) nach DIN 19684, Blatt 36:

Messung von Eisen durch Atomabsorption

Fe-dithionitlöslich (Fe_D) im Verfahren nach MEHRA & JACKSON:

Messung von Eisen durch Atomabsorption

K₂O und P₂O₅ (laktatlöslich) nach EGNER-RIEHM:

Doppellaktatmethode

K₂O und P₂O₅ (gesamt):

Aufschluß mit Perchlorsäure/Flußsäure; Messung: K₂O emissionsflammenphotometrisch, P₂O/ photometrisch als Phosphormolybdänblau

Korngrößenverteilung nach DIN 19683:

Fractionen > 2 mm; Trockensiebung nach Blatt 1

Fractionen < 2 mm durch kombinierte Sieb- und Pipettanalyse nach KÖHN (Blatt 2)

3.2.3 Profilbeschreibungen und Analysendaten

Um durch die Vielzahl der Profilbeschreibungen und Daten nicht die Übersicht zu erschweren, sind im folgenden nur fünf typische Profile beschrieben und mit ihren chemischen und physikalischen Kennwerten angeführt. Alle weiteren Profilbeschreibungen und Daten sind im Anhang der Originalarbeit zu finden.

Profil Wehren (P 1; Abb. 12, Tab. 3)

TK 25; Bl. 4821 Fritzlar, R 35 21 08, H 56 71 12

Ort: alte Lehmgrube an der Straße Wehren—Kirchberg

Lage: ca. 200 m über NN; ebener bis schwach nach NE geneigter Mittelhang

Nutzung: früher Acker, jetzt Grubenrand mit Queckenrasen

Bodentypologische Bezeichnung: „Degradierete Schwarzerde“ aus Löß

A _p	0— 25 cm	schwarzbrauner (10 YR 2/2), schwach humoser, stark lehmiger Schluff; Krümel- und Subpolyeder-, z. T. Wurmlösungsgefüge; Wurzelfilz, stark von Regenwurmröhren durchsetzt; undeutlicher Übergang.
B _t A _h	25— 40 cm	schwarzbrauner (7.5 YR 3/1) bis schwarzer (7.5 YR 2/1), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff; feines bis mittelgroßes Polyedergefüge, teilweise auch Krümel- und Wurmlösungsgefüge, feinporig; sehr stark von Feinwurzeln durchwachsen und mit Regenwurmröhren durchsetzt, vereinzelt Krotowinen bis 2 cm ∅ mit Material des C-Horizontes; nach unten zu schwarze (7.5 YR 2/1) bis schwarzbraune (7.5 YR 3/1) und dunkelbraune (7.5 YR 3/3) Humustapeten auf den Absonderungsflächen; undeutlicher Übergang.
B _t	40— 80 cm	brauner (7.5 YR 4/4) bis mattbrauner (7.5 YR 5/4), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff, feines bis mittelgroßes Polyedergefüge, nach unten zu gröber werdend, feinporig; sehr starke Feindurchwurzelung, mäßig mit Regenwurmröhren durchsetzt; leicht mit dunkelbraunen (7.5 YR 3/3) Ton-Humustapeten ausgekleidet, schwarzbraune (7.5 YR 3/1) bis schwarze (7.5 YR 2/1) Humustapeten auch auf den Absonderungsflächen.
B _t B _v	80— 120 cm	brauner (7.5 YR 4/6), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff; gut ausgebildete Prismen (in grobe Polyeder zerfallend), an der Unterkante in Kohärentgefüge des Rohlösses übergehend, feinporig; mäßige Feindurchwurzelung, mäßig mit Wurmröhren durchsetzt; schwarzbraune (10 YR 2/3) Ton-Humustapeten an Wurmröhren und auf den Absonderungsflächen (braun — 7.5 YR 4/4); Krotowinen mit Material des B _t A _h -Horizontes bis 3 cm ∅; undeutlicher Übergang.
C	120— 200 cm +	gelblichbrauner (10 YR 5/6) bis hellgelblichbrauner (10 YR 6/6), stark lehmiger Schluff; feinporiger Rohlöß — stark

karbonathaltig — mit Kohärentgefüge; nur vereinzelt Wurzel- oder Wurmrohren; Regenwurmrohren öfter mit dickeren, graubraunen (7.5 YR 4/2) Humuseinwaschungen ausgefüllt; sehr vereinzelt Krotowinen mit Material des B_tA_h-Horizontes bis 2 cm \varnothing .

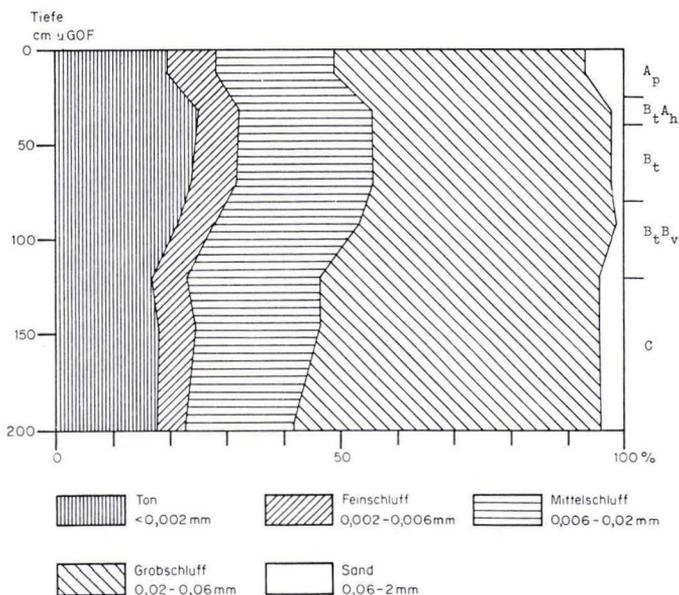


Abb. 12. Korngrößenverteilung in Profil Wehren (P 1).

Tab. 3. Ergebnisse der chemischen Analysen zu Profil Wehren (P 1)

Horizont	Entnahmetiefe in cm	pH	org. C %	N ges. %	C/N	CaCO ₃ %	Na	K	Ca	Mg
							mval/100 g Boden			
A _p	5 - 20	6,6	1,3	0,2	8,8	0,0	1,1	2,0	5,6	4,5
B _t A _h	30 - 35	6,7	0,7	0,1	8,1	0,0	1,6	2,1	5,7	4,7
B _t	60 - 80	6,7	0,3	-	-	0,0	0,6	2,3	5,4	5,1
B _t B _v	85 - 100	6,8	0,3	-	-	0,0	1,4	1,7	4,6	5,0
B _t B _v	105 - 115	7,0	0,2	-	-	0,0	1,0	2,1	3,4	4,4
C	140 - 150	7,5	0,1	-	-	14,0	2,4	2,6	16,0	6,0
C	190 - 200	7,6	0,1	-	-	12,1	1,1	1,9	14,5	5,4

Horizont	Entnahmetiefe in cm	S	H	T	V	Fe _D	Fe ₀	Fe ₀ /Fe _D	K ₂ O	P ₂ O ₅
		mval/100 g Boden			%	‰	‰		mg/100 g Boden	
A _p	5 - 20	13,2	2,4	14,6	90,4	12,3	6,9	0,6	20,6	1,0
B _t A _h	30 - 35	14,1	2,3	15,7	89,8	14,4	7,3	0,5	8,4	0,3
B _t	60 - 80	13,4	2,1	15,4	87,0	16,4	8,3	0,5	8,1	0,0
B _t B _v	85 - 100	12,7	1,9	14,4	88,2	15,2	8,3	0,5	-	-
B _t B _v	105 - 115	10,9	1,6	12,3	88,6	13,6	7,8	0,6	-	-
C	140 - 150	27,0	0,0	11,8	100,0	10,0	1,7	0,2	-	-
C	190 - 200	22,9	0,0	11,6	100,0	10,0	1,7	0,2	-	-

Profil Dorla (P 2; Abb. 13, Tab. 4)

TK 25: Bl. 4822 Gudensberg, R 35 23 26, H 56 71 26

Ort: alte Lehmgrube NE des Ortes Dorla: zwischenzeitlich aufgefüllt und eingeebnet

Lage: ca. 215 m über NN; ebener bis schwach nach S geneigter Oberhang

Nutzung: zur Zeit der Profilaufnahme Grubenrand mit Queckenrasen

Bodentypologische Bezeichnung: „Degradierete Schwarzerde“ aus Löß

A_p 0— 25 cm brauner (7.5 YR 4/4) bis dunkelbrauner (7.5 YR 3/4), schwach humoser, stark lehmiger Schluff; Krümel- und feines Poly-

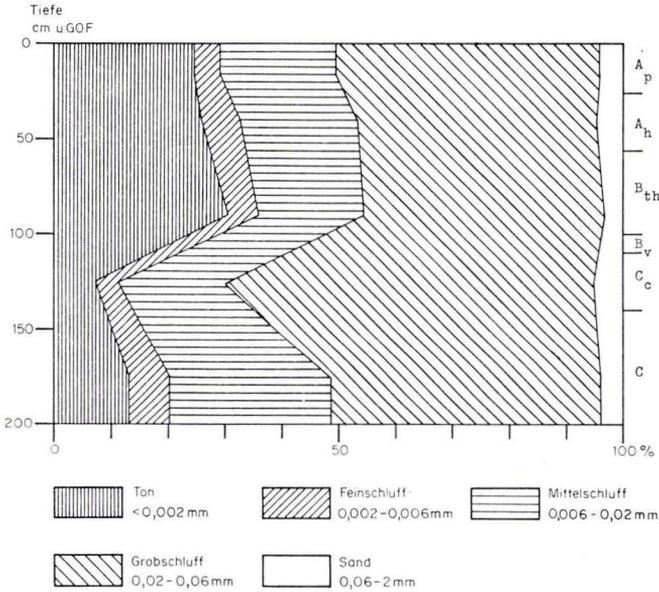


Abb. 13. Korngrößenverteilung in Profil Dorla (P 2).

Tab. 4. Ergebnisse der chemischen Analysen zu Profil Dorla (P 2)

Horizont	Entnahmetiefe in cm	pH	org.C %	N ges. %	C/N	CaCO ₃ %	Na	K	Ca	Mg
							mval/100 g Boden			
A _h	30 - 50	6,3	0,7	0,1	7,4	0,0	1,3	1,5	7,0	3,8
B _{th}	80 - 100	6,8	0,4	-	-	0,1	0,8	1,6	8,9	5,6
C _c	120 - 130	7,8	0,1	-	-	14,4	2,7	2,2	15,0	5,0
C	170 - 180	7,9	0,1	-	-	15,1	1,3	1,6	14,0	6,1

Horizont	Entnahmetiefe in cm	S	H	T	V	Fe _D	Fe ₀	Fe ₀ /Fe _D	K ₂ O	P ₂ O ₅
		mval/100 g Boden				‰			mg/100 g Boden	
A _h	30 - 50	13,6	2,0	15,0	90,7	12,4	7,3	0,6	6,0	3,1
B _{th}	80 - 100	16,9	2,5	19,1	88,5	18,9	8,3	0,4	7,0	1,8
C _c	120 - 130	24,9	0,0	12,6	100,0	9,4	1,5	0,2	-	-
C	170 - 180	23,0	0,0	14,0	100,0	10,6	1,3	0,1	-	-

		eder-, z. T. auch Wurmlosungsgefüge, feinporig; vereinzelt Steine bis 2 cm \varnothing ; starke Durchwurzelung mit Feinwurzeln, bis 10 cm Tiefe als Wurzelfilz, zahlreiche Regenwurmgänge; undeutlicher Übergang.
A _h	25— 55 cm	dunkelbrauner (10 YR 3/3—3/4) und schwarzbrauner (10 YR 2/2), schwach humoser, stark lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm; Krümel- und feines Subpolyedergefüge, feinporig; sehr stark mit Feinwurzeln und stark mit Regenwurmröhren durchsetzt; undeutlicher Übergang.
B _{th}	55—100 cm	brauner (7.5 YR 4/4), sehr schwach humoser, schluffiger bis schluffig-toniger Lehm; mittelgrobes, nach unten zu größer werdendes Polyedergefüge, prismatisch überprägt, feinporig; starker bis mäßiger Besatz mit Wurzeln und Regenwurm-gängen; in Bioporen und auf den Absonderungsflächen schwarzbraune (10 YR 3/1) Ton-Humustapeten; undeutlicher Übergang.
B _v	100—110 cm	hellbrauner (7.5 YR 5/6), sehr schwach humoser, lehmiger Schluff; gut ausgebildetes grobes Prismengefüge, nach unten zu in das Kohärentgefüge des Lösses übergehend; nur wenige Wurzeln und Regenwurmröhren; Bioporen mit schwarz-braunen (10 YR 3/1—3/2) Ton-Humustapeten; undeutlicher Übergang.
C _c	110—140 cm	mattgelborange (10 YR 6/4), karbonatreicher Schluff; feinporiger Rohlöß mit Kohärentgefüge und kleinen Kalkkonkretionen; sehr wenige Wurzelbahnen und Regenwurmröhren, Bioporen weitgehend mit dunkelbraunen (7.5 YR 3/4) Humuseinwaschungen ausgefüllt; deutlicher, scharfer Übergang.
C	140—200 cm +	mattgelborange (10 YR 6/4), karbonatreicher, lehmiger Schluff; Rohlöß wie im C _c , jedoch ohne Kalkkonkretionen.

Profil Holzhausen (P 3; Abb. 14, Tab. 5)

TK 25: Bl. 4722 Kassel-Niederzwehren, R 35 28 10, H 56 75 11

Ort: Nordseite der Ziegelei Holzhausen

Lage: ca. 187 m über NN; schwach bis mäßig nach SE geneigter Unterhang

Nutzung: Grubenrand mit Queckenrasen

Bodentypologische Bezeichnung: „Degradierete Schwarzerde“ aus Löß

A _p	0— 30 cm	brauner (7.5 YR 4/3) bis dunkelbrauner (7.5 YR 3/4), schwach humoser, stark lehmiger Schluff; überwiegend Krümel-, z. T. Wurmlosungsgefüge, feinporig, mäßig ausgebildete Pflugsohle bei 30 cm; sehr stark von Feinwurzeln und Regenwurmröhren durchsetzt; deutlicher Übergang.
A _h	30— 40 cm	brauner (7.5 YR 4/3) bis dunkelbrauner (7.5 YR 3/4), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff; feines Polyedergefüge, feinporig; sehr stark von Feinwurzeln und Regenwurmröhren durchsetzt; deutlicher Übergang.
B _{th}	40— 80 cm	hellbrauner (7.5 YR 5/6), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm; feines bis mittelgrobes Polyedergefüge, feinporig, ab 60 cm Tiefe: gröberes Polyedergefüge; sehr stark von Feinwurzeln und Regenwurmröhren durchsetzt; Bioporen und Absonderungsflächen mit dunkelrötlichbraunen (5 YR 3/3) bis dunkelbraunen (7.5 YR 3/4) Ton-Humustapeten und schwarzen (7.5 YR 2/1—1.7/1) Hu-

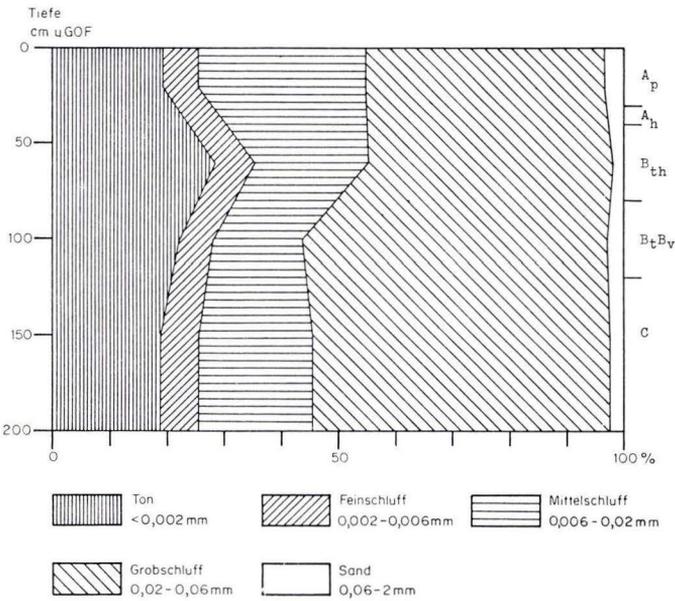


Abb. 14. Korngrößenverteilung in Profil Holzhausen (P 3).

Tab. 5. Ergebnisse der chemischen Analysen zu Profil Holzhausen (P 3)

Horizont	Entnahme- tiefe in cm	pH	org.C %	N ges. %	C/N	CaCO ₃ %	Na	K mval/100 g Boden	Ca	Mg
A _p	15 - 25	5,9	1,1	0,1	10,7	0,0	0,2	0,2	10,8	0,9
B _{th}	50 - 70	5,7	0,5	-	-	0,0	0,5	0,2	12,9	2,3
B _{tB_v}	90 - 110	6,2	0,2	-	-	0,0	0,4	0,2	10,6	1,9
C	140 - 160	7,5	0,2	-	-	13,0	0,5	0,1	13,3	1,5

Horizont	Entnahme- tiefe in cm	S mval/100 g Boden	H	T	V %	Fe _D ‰	Fe _O ‰	Fe _O /Fe _D	K ₂ O mg/100 g Boden	P ₂ O ₅ mg/100 g Boden
A _p	15 - 25	12,1	3,5	13,2	91,7	8,3	2,7	0,3	16,7	10,5
B _{th}	50 - 70	15,9	5,3	17,4	91,4	12,9	4,0	0,3	9,9	1,5
B _{tB_v}	90 - 110	13,1	2,8	13,7	95,6	9,8	2,6	0,3	-	-
C	140 - 160	15,4	0,0	10,7	100,0	9,3	2,4	0,3	-	-

mustapeten bekleidet, ab 60 cm auch Nadelporen mit Humus gefüllt, vereinzelt Regenwurmrohren mit Wurmlosung, vereinzelte mattgelborange (10 YR 7/3) Ton-Schluff-Trennungen; undeutlicher Übergang.

B_{tB_v} 80—120 cm gelblichbrauner (10 YR 5/6), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff; grobes Polyedergefüge, prismatisch überprägt, feinporig; stark mit Feinwurzeln und Regenwurmrohren durchsetzt; zahlreiche Regenwurmrohren mit Wurmlosung, Bioporen und Nadelstichporen mit schwarzbraunen

(10 YR 2/3) Ton-Humustapeten bzw. Humusfüllungen, schwarzbraune (10 YR 2/3) Ton-Humustapeten auch auf den Absonderungsflächen, bei 80–90 cm Tiefe vereinzelte mattgelborange (10 YR 7/3) Ton-Schluff-Trennungen; deutlicher Übergang.

C 120–170 cm + gelblichbrauner (10 YR 5/6) bis hellgelblichbrauner (10 YR 6/6), karbonatreicher, stark lehmiger Schluff; feinporiger Rohlöß mit Kohärentgefüge; einige Wurzelröhren und Regenwürgänge teilweise mit Wurmlosung gefüllt.

Profil Lohne III (P 4; Abb. 15, Tab. 6)

TK 25: Bl. 4821 Fritzlar, R 35 19 91, H 56 72 04

Ort: S der Straße Lohne–Gleichen

Lage: ca. 215 m über NN; schwach nach N geneigter Mittelhang (Abfall zum Rommesborn)

Nutzung: Ackerbau

Bodentypologische Bezeichnung: „Degradierete Schwarzerde“, stark erodiert, aus Löß

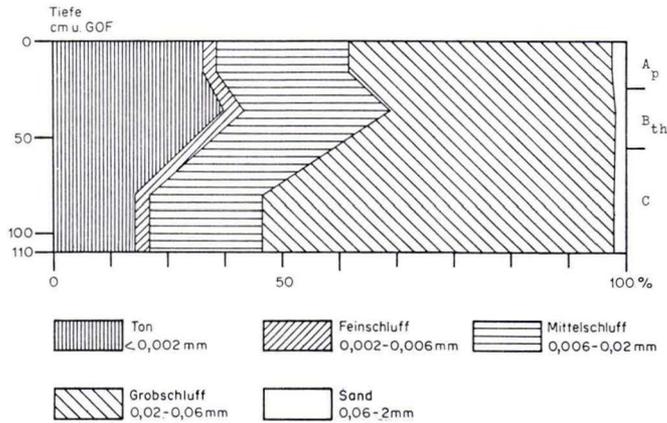


Abb. 15. Korngrößenverteilung in Profil Lohne III (P 4).

Tab. 6. Ergebnisse der chemischen Analysen zu Profil Lohne III (P 4)

Horizont	Entnahmetiefe in cm	pH	org. C %	N ges. %	C/N	CaCO ₃ %	Na	K	Ca	Mg
							mval/100 g Boden			
A _p	10 - 20	5,9	1,4	0,2	9,1	0,0	0,5	1,2	10,1	0,9
B _{th}	30 - 40	7,0	0,4	-	-	0,0	0,7	0,8	14,0	1,9
C	70 - 90	7,9	0,5	-	-	14,4	0,5	0,6	13,0	1,3

Horizont	Entnahmetiefe in cm	S	H	T	V	Fe _D	Fe _O	Fe _O /Fe _D	K ₂ O	P ₂ O ₅
		mval/100 g Boden				%	%	%	mg/100 g Boden	
A _p	10 - 20	12,7	2,8	13,3	95,5	11,4	2,8	0,3	27,0	13,2
B _{th}	30 - 40	17,4	0,8	17,6	98,8	12,3	3,5	0,3	7,5	4,0
C	70 - 90	15,4	0,0	9,9	100,0	7,5	2,5	0,3	-	-

A ₁	0— 25 cm	brauner (7.5 YR 4/3—4/4), humoser, stark lehmiger Schluff; vorwiegend Krümel-, teilweise auch Wurmlösungsgefüge; stark mit Feinwurzeln durchsetzt; scharfer Übergang.
B _{th}	25— 55 cm	hellbrauner (7.5 YR 5/6) bis brauner (7.5 YR 4/6), sehr schwach humoser, schluffiger Lehm bis schluffig-toniger Lehm; grobes Polyedergefüge, prismatisch überprägt, feinporig; stark mit Feinwurzeln und Regenwurmgingen durchzogen; an den Wurzelröhren mattorange (7.5 YR 7/4) Ton-Schluff-Trennungen im Anfangsstadium, zahlreiche Regenwurmginge mit dunkelbraunen (7.5 YR 3/4) Humustapeten, diese auch auf den Absonderungsflächen, daneben auch schwarzbraune (7.5 YR 3/2) Humustapeten kleinflächig auf den Absonderungsflächen; undeutlicher Übergang.
C	55— 80 cm +	hellgelblichbrauner (10 YR 6/6) bis mattgelborange (10 YR 6/4), karbonatreicher, lehmiger Schluff; feinporiger Rohlöß mit Kohärentgefüge; vereinzelt Regenwurm- und Wurzelröhren; Bioporen mit dunkelbraunen (7.5 YR 3/4) bis braunen (7.5 YR 4/4) Humuseinwaschungen gefüllt.

Profil Maden (P 5; Abb. 16, Tab. 7)

TK 25: Bl. 4822 Gudensberg, R 35 25 84, H 56 70 68

Ort: N des Bürger-Hofes an der Straße Maden—Gudensberg

Lage: ca. 198 m über NN; schwach nach S geneigter Oberhang

Nutzung: Ackerbau

Bodentypologische Bezeichnung: „Degradierete Schwarzerde“, kolluvial bedeckt, aus Löß mit Wasserdurchzug im Untergrund

A _p + M	0— 40 cm	dunkelbrauner (10 YR 3/4), humoser, lehmiger bis stark lehmiger Schluff; Krümel- und feines Subpolyedergefüge, schwach ausgeprägte Pflugsohle mit plattigem Gefüge, vereinzelt Basalte bis 2 cm \varnothing ; stark mit Feinwurzeln durchsetzt; deutlicher Übergang.
fA _h	40— 90 cm	dunkelbrauner (10 YR 3/3), schwach humoser, stark lehmiger Schluff; Krümel- und Wurmlösungsgefüge, feinporig, einzelne Basalte bis 2 cm \varnothing ; sehr stark mit Feinwurzeln durchwachsen und mit Regenwurmringen durchsetzt; Regenwurmringen mit schwarzbraunen (10 YR 2/2) Ton-Humustapeten ausgekleidet; ab 70 cm: dichter und etwas weniger durchwurzelt, schwarzbraune (7.5 YR 3/2) Ton-Humustapeten in den Bioporen; deutlicher Übergang.
fB _{th}	90— 140 cm	schwarzbrauner (10 YR 2/3) bis dunkelbrauner (10 YR 3/3), schwach humoser, stark lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm; feines bis mittelgrobes Subpolyedergefüge, feinporig; mäßig durchwurzelt, von zahlreichen Regenwurmringen durchsetzt; schwarzbraune (10 YR 2/2) Ton-Humustapeten in den Bioporen und auf den Absonderungsflächen; welliger Übergang über 10 cm.
SC _c	140— 155 cm	hellgelblichbrauner (10 YR 6/6) bis gelblichbrauner (10 YR 5/6), karbonatreicher, schwach lehmiger bis lehmiger Schluff; feinporiger Löß mit Kohärentgefüge, feucht; durchgehend zahlreiche hellgelblichbraune (10 YR 6/8) Rostflecken und Lößkindel, vereinzelt schwarzbraune (10 YR 2/2—2/3) Ton-Humusflecken; scharfer Übergang.

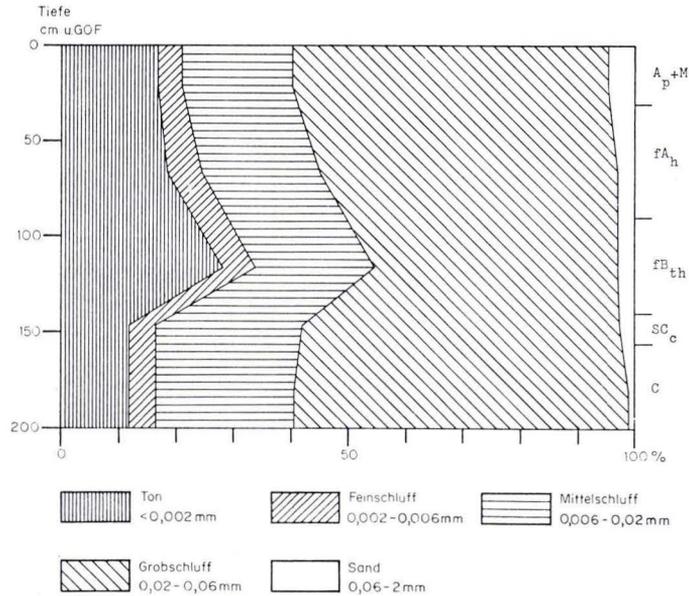


Abb. 16. Korngrößenverteilung in Profil Maden (P 5).

Tab. 7. Ergebnisse der chemischen Analysen zu Profilmaden (P 5)

Horizont	Entnahmetiefe in cm	pH	org. C %	N ges. %	C/N	CaCO ₃ %	Na	K mval/100 g Boden	Ca	Mg
A _p +M	15 - 25	6,8	1,2	0,1	10,9	0,1	0,2	0,6	12,4	1,2
fA _h	60 - 70	6,9	0,7	0,1	9,3	0,1	0,2	0,2	10,7	1,6
fB _{th}	110 - 120	6,8	0,8	0,1	11,4	0,1	0,3	0,3	16,3	2,6
SC _c	140 - 150	7,2	0,2	-	-	16,4	0,2	0,3	13,2	2,0
C	175 - 185	7,2	0,1	-	-	11,9	0,2	0,4	12,6	2,1

Horizont	Entnahmetiefe in cm	S mval/100 g Boden	H mval/100 g Boden	T mval/100 g Boden	V %	Fe _D ‰	Fe ₀ ‰	Fe ₀ /Fe _D	K ₂ O mg/100 g Boden	P ₂ O ₅ mg/100 g Boden
A _p +M	15 - 25	14,4	2,8	14,6	98,6	5,1	1,5	0,3	25,0	16,3
fA _h	60 - 70	12,7	1,5	14,0	90,9	6,1	2,3	0,4	5,3	5,0
fB _{th}	110 - 120	19,5	2,0	19,8	98,5	7,2	1,8	0,3	-	-
SC _c	140 - 150	15,7	0,0	10,5	100,0	6,0	0,4	0,1	-	-
C	175 - 185	15,2	0,0	10,2	100,0	6,5	0,4	0,1	-	-

C 155–185 cm + mattgelborange (10 YR 6/4), karbonatreicher, schwach lehmiger bis lehmiger Schluff; feinporiger Löß mit Kohärentgefüge, feucht; vereinzelt hellgelblichbraune (10 YR 6/8) Rostflecken, vereinzelt schwarzbraune (10 YR 2/2) Humusflecken, sehr vereinzelt Kalkkonkretionen.

3.3. Charakteristika der untersuchten Schwarzerden

3.3.1. Makromorphologische Merkmale

Auswertung und Vergleich der fünf Profilbeschreibungen in 3.2.3. erlauben die Zusammenstellung der typischen Merkmale. Bei Bedarf wurde außerdem auf die hier nicht veröffentlichten Profile P 6 bis P 16 zurückgegriffen (Abweichungen der Merkmale, größere Sicherheit der Aussagen).

Bei den nicht oder nur wenig erodierten Schwarzerden schwankt die Mächtigkeit des Solums zwischen 90 und 120 cm. Kolluviale Bedeckung erhöht die Solums-mächtigkeit bis zu 140 cm. Eine Ausnahme stellt Profil Lohne II (P 7) dar. Der Mächtigkeit (150 cm) nach war kolluviale Bedeckung zu erwarten, ist aber im Aufschluß nicht nachzuweisen. Zum Teil scheint auch der Bodenauftrag erst nach vorheriger Erosion eingetreten zu sein. So wäre zu erklären, daß z. B. die Profile Gleichen I (P 10), Metze II (P 11) und Metze III (P 12) zwar 120–135 cm tief entwickelt sind, nach Abzug des Auftrages (40–50 cm) jedoch 20–30 cm kürzer als die „normalen“ Profile sind.

Das Solum umfaßt:

1. den dunkelbraunen (7.5 YR 3/4, 10 YR 3/4) bis braunen (7.5 YR 4/4) kolluvialen Bodenauftrag. Im Pflughorizont tritt eine Aufhellung nach gelblichbraun (10 YR 5/6) oder mattgelbbraun (10 YR 5/4) auf. Die Mächtigkeit der M-Horizonte schwankt von 0 bis 45 cm;

2. die meist dunkelbraunen (7.5 YR 3/3–3/4, 10 YR 3/3), ebenfalls 40–50 cm dicken A-Horizonte, deren Farbe auch ins Schwarzbraune (10 YR 2/2, 7.5 YR 3/1), Schwarze (7.5 YR 2/1) oder Braune (7.5 YR 4/4) wechseln kann;

3. die B-Horizonte. In ihnen überwiegen die hellbraunen (7.5 YR 5/6) über die braunen (7.5 YR 4/4–4/6), mattbraunen (7.5 YR 5/4) und schwarzbraunen (10 YR 2/3–3/3) Farben. Die B-Horizonte sind im Normalprofil bis 80 cm mächtig.

Da der M-Horizont sich nur durch Farbaufhellung und Beimengungen vom A_n-Horizont unterscheidet, dazu auch meist weitgehend mit dem Pflughorizont zusammenfällt, kann auf seine nähere Betrachtung verzichtet werden. Gleiches gilt für den Pflughorizont, der durch die Bearbeitung sehr oft Pflugsohlenverdichtungen zeigt und durch Kulturmaßnahmen geprägt ist.

Ausgangsmaterial der Bodenbildung ist ein karbonatreicher, schwach bis stark lehmiger Schluff. Der Rohlöß ist feinporig, besitzt ein Kohärentgefüge und ist in der Farbtafel dem Bereich 10 YR 5/6–6/4–6/6 zuzuordnen. In der Regel wird der Rohlöß von einzelnen Wurzelröhren und Regenwurmgängen erreicht. Diese Bioporen sind überwiegend von dünnen, dunkelbraunen (7.5 YR 3/4–4/4) bis schwarzbraunen (10 YR 2/3) Humustapeten ausgekleidet oder völlig mit gleichfarbigem Humusmaterial ausgefüllt. Krotowinen mit Material des Solums kommen hingegen nur selten vor (P 1). Lateraler Wasserdurchzug von benachbarten Basaltkuppen her prägt einige Profile im Untergrund. Feuchtezustand und Rostflecken oder kleine Fe-Konkretionen sind Anzeichen der SC- (P 8, P 13) oder SC_c-Horizonte (P 5). Eine andere Variante stellen die C_c-Horizonte (P 2, P 15) mit Carbonatkonkretionen wechselnder Anzahl und Größe und der SC_c-Horizont des Profiles Maden (P 5) dar.

Hauptursache für die Differenzierung der A- und B-Horizonte sind Humusabbau und Tonverlagerung (Tab. 1). Das Material des A_h -Horizontes ist ein schwach bis sehr schwach humoser, feinporiger, stark lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm. Hier liegt ausschließlich feines bis mittelgrobes Krümel-, Subpolyeder- und Polyeder-, z. T. auch Wurmlösungsgefüge vor. Der Humus ist homogen verteilt, so daß die gleichmäßige dunkle Färbung hohe Humusgehalte vorgibt. Feinwurzeln (bis 15 cm oft als Wurzelfilz) und Regenwurmröhren sind sehr zahlreich vertreten, während nur wenige Krotowinen (bis 2 cm \varnothing) anzutreffen sind.

Anzeichen für Verlagerungsvorgänge sind seltener zu finden. In drei Fällen konnten in Regenwurmröhren (P 5, P 7) und auf Absonderungsflächen (P 1) dunkelfarbige Ton-Humus-Tapeten beobachtet werden. Großflächige, mattgelborange (10 YR 7/3) Ton-Schluff-Trennungen zeigen bei den zwei Profilen Metzke II und III (P 11, P 12) das Einsetzen der Tonwanderung aus dem A_{h1} -Horizont an.

Markantes Merkmal der B-Horizonte (B_t , B_{th} und B_n sowie deren Übergänge) sind neben der Farbaufhellung infolge des Humusabbaues (nur noch sehr schwach humos) die schwarzen (7.5 YR 1.7/1–2/1) und schwarzbraunen (10 YR 2/3) bis dunkelbraunen (10 YR 3/3, 7.5 YR 3/3) — teilweise auch braunen (7.5 YR 4/4) — Ton-Humustapeten in den Bioporen und auf den Absonderungsflächen. Ton-Schluff-Trennungen bilden sich anfangs in der Nähe der Grobporen (P 4) und sind in späteren Stadien im gesamten Horizont zu finden. Insgesamt treten sie öfter (P 3, P 4, P 6, P 7, P 10–P 13, P 15) als im A_{h1} auf.

Vorherrschende Bodenart ist stark lehmiger Schluff. Die Spanne reicht von Schluff (B_{th} -P 2) bis schluffig-toniger Lehm (B_{th} -P 4). Die Gefügeformen werden gegen die Tiefe hin gröber. Im unteren Teil der B-Horizonte sind Prismen zu finden, die nach mechanischer Einwirkung in grobe (blockige) Polyeder zerfallen. Wurzelröhren und Regenwurmgänge nehmen nach unten kontinuierlich ab. Beim Übergang zum C sind je nach Profil wenige (P 2) bis viele (P 3) Bioporen festzustellen. Krotowinen sind nur vereinzelt vorhanden.

Die Übergänge zwischen den Horizonten eines Profiles sind meist undeutlich, jedoch gibt es ebenfalls deutliche Horizontgrenzen.

Erosionsvorgänge führten ausschließlich zur Verkürzung der Profile, wie sie z. B. die Profile Lohne III (P 4) und Lohne IV (P 9) zeigen. Andere Abweichungen wurden nicht bemerkt.

Beim Vergleich des Profiles Werkel II (P 15) fällt auf, daß die Farben durchweg heller sind, d. h., daß der Humus stärker als in den anderen Profilen abgebaut wurde. Das gleiche gilt für die Auskleidungen der Bioporen und die Ton-Humustapeten auf den Absonderungsflächen. Demnach ist dieses Profil als stärker degradiert als die übrigen anzusehen.

3.3.2. Korngrößenverteilung

Bei den vorliegenden Böden sind Aussagen über die Verlagerung der Feinsubstanz nur mit Hilfe der Korngrößenanalyse möglich. Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen sind bei den Profilbeschreibungen mitgeteilt. Die Darstellung der Werte erfolgt in Diagrammen. In diesen wurde nur der Gesamtsandgehalt berücksichtigt, nicht die einzelnen Sandfraktionen.

Wie von anderen Arbeiten her bekannt ist, zeigen Korngrößenverteilungen bei Löß ausgeprägte Maxima in der Mittel- und Grobschlufffraktion. In diesem Fall beträgt der Schluffanteil im Rohlöß 77–88%, wovon 2,6–7,0% auf den Feinschluff entfallen. Eine ebenso nachgeordnete Rolle spielt der Sand mit 0,8–4,3%. Dies gilt gleichfalls für die anderen Horizonte (Feinschluff max. 8,5%, Sand 6,7% im A_p von Profil Wehren). Es scheint jedoch für die einzelnen Profile jeweils andere Schwankungsbreiten zu geben (Tab. 8).

Tab. 8. Schwankungsbreiten der Feinschluff- und Sandgehalte einiger Profile

Profil	Feinschluff	Sand
Lohne III (P 4)	2,4 - 3,5 %	
Wehren (P 1)	5,0 - 8,5 %	
Holzhausen (P 3)		1,8 - 3,3 %
Dorla (P 2)		3,7 - 4,9 %

Die Tongehalte der C-Horizonte bewegen sich zwischen 11,7 und 18,9%. Die C_c-Horizonte besitzen Tonanteile um 7% bei gleichzeitig erhöhten Grobschluffgehalten. Für die M-, A- und B-Horizonte wurden deutlich größere Tonfraktionen ermittelt. In allen Profilen treten Tongehaltsmaxima auf (absolut 30,3%, größte Differenz zum Rohlöß 17,2%), die in unterschiedlichen Tiefen anzutreffen sind (30–100 cm). Dies ist ebenso wie die Ton-Schluff-Trennungen und die Ton-Humustapeten als Indiz dafür zu deuten, daß die Degradation a) bereits relativ fortgeschritten und b) tiefere Profiltile erfaßt hat. So liegt das Tongehaltsmaximum im Profil Dorla in 80–100 cm Tiefe (B_{th}-Horizont). Den Tongehaltsmaxima entsprechen Minima in der Schlufffraktion (um 66%).

3.3.3. Chemische Eigenschaften

In der Tabelle zu jeder Profilbeschreibung sind die Ergebnisse der chemischen Analysen zusammengestellt. Auf gemeinsame Merkmale der untersuchten Profile soll im folgenden eingegangen werden.

Karbonatgehalt und Bodenreaktion: Mit Ausnahme der vom Wasser beeinflussten Profile, in deren Solum noch ca. 0,1% CaCO₃ nachweisbar waren, und der durch Erosion entstandenen Pararendzina (P 9) sind alle Profile 100 cm tief und mehr entkalkt. Der Karbonatgehalt des darunter anstehenden Rohlösses beträgt ca. 11–16% CaCO₃; seine pH-Werte bewegen sich im schwach alkalischen Bereich (pH 7,2–7,9). Bis dorthin steigen die pH-Werte aus dem mäßig bis schwach sauren Reaktionsbereich (pH um 6) kontinuierlich an. Auffallend ist, daß die pH-Werte der sich entsprechenden Horizonte stark schwanken (A_h: pH 6,3 in Profil Dorla — 6,9 in Profil Lohne III; B_{th}: pH 5,7 in Profil Holzhausen — 6,8 in Profil Lohne III). Die Einstufung der Bodenreaktion nach dem pH (CaCl₂) folgt SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1976: 114).

Organischer Kohlenstoff: Die Kohlenstoffgehalte betragen im Pflughorizont, den man je nach dem Erosionsgrad des Profils als A_p , A_{1p} , B_{tp} oder B_{thp} ansprechen müßte, ca. 1–1,4%. Dieser hohe Gehalt ist die Folge langen Ackerbaues und der durch diesen erfolgten Humuszufuhr. Wesentlich geringer sind die in den A-Horizonten zu findenden C-Gehalte mit 0,5–1% und diejenigen der B-Horizonte, die unter 0,5% liegen. Bis auf den Sprung beim Übergang vom Pflughorizont verläuft die weitere Abnahme des Kohlenstoffgehaltes allmählich entsprechend der Verringerung der Ton-Humustapeten und Wurzeln im Bodenprofil. Die Relationen der Analysenwerte entsprechen dem makromorphologischen Bild der Horizonte. Jedoch sind die absoluten Gehalte deutlich niedriger, als nach den Geländebefunden zu vermuten gewesen ist. Diese Erscheinung ist auch von den mitteleuropäischen Tschernosemen bekannt, da nicht die Menge des Humus farbbestimmend ist, sondern dessen Qualität und Verteilung in den Horizonten (MÜCKENHAUSEN 1962: 63). Den Humusgehalt ergibt konventionell die Multiplikation des C-Gehaltes mit dem Faktor 1,72. Die für die hier untersuchten Böden errechneten Werte bewegen sich im Bereich der von ALTMANNBERGER (1969: 32) für die Tschernoseme der Wetterau und der von ZAKOSEK (1962) für die Steppenböden des nördlichen Oberrheintales veröffentlichten Humusgehalte. Etwas höher liegen die unteren Grenzwerte für die jugoslawischen und österreichischen Steppenböden (ZAKOSEK 1962: 35).

C/N-Verhältnis: Die zur Ermittlung der C/N-Verhältnisse notwendige Stickstoff-Bestimmung wurde nur dann durchgeführt, wenn erfahrungsgemäß Gehalte über 0,1% N zu erwarten waren. In allen Fällen wurden Quotienten <12 errechnet. Das enge C/N-Verhältnis ist ein Indiz für gute Humusqualität, wie sie auch die mitteleuropäischen Schwarzerden besitzen. Die Humusform aller Profile ist als Mull anzusprechen (Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde 1971: 49).

Kationen-Austauschkapazität: Die als T-Wert ausgedrückte Austauschkapazität ist abhängig vom Gehalt an Ton und Humus sowie deren Zusammensetzung. Im Mittel der vorliegenden Analysen³ nehmen die T-Werte vom A_h - zum B_{th} -Horizont hin zu, sind im B_tB_v - oder B_v -Horizont etwas niedriger und sinken zum Rohlöß stark ab. Es zeigt sich, daß die Beziehung zum Tongehalt stärker die Höhe der Werte beeinflußt als die Menge und Zusammensetzung des Humus. A_hB_t , B_t und B_{th} -Horizonte erreichen T-Werte zwischen 13,7 und 19,8 mval/100 g Boden. Dem extrem hohen Tongehalt im A_hB_t -Horizont des Profils Gudensberg (P 8) steht ein ähnlich hoher T-Wert gegenüber (37,7% Ton – 26,5 mval/100 g Boden). Wesentlich niedriger ist die Austauschkapazität in den A_h - bzw. A_{h1} -Horizonten (12,6 bis 15,0 mval/100 g Boden), den B_tB_v - (12,2–14,4 mval/100 g Boden) und den C-Horizonten (<10 –14 mval/100 g Boden).

Austauschbare Kationen: Die Summe der austauschbaren Kationen (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} und Mg^{2+}) stellt den S-Wert dar. Den größten Anteil daran haben die austauschbaren Ca^{2+} -Ionen mit Werten um 80%, gefolgt von Mg^{2+} - (um 10%), Na^+ - und K^+ -Ionen, deren Einfluß auf die Bodeneigenschaften äußerst gering ist. Die S-Werte zeigen wie die T-Werte höhere Gehalte in Tonanreicherungs-horizonten. Häufig haben sie aber das eigentliche Maximum in den karbonatreichen C_c - und C-Ho-

³ Ausgewertet wurden alle Bodenprofile.

rizonten, wie z. B. im Profil Wehren (P 1). Eine Erklärung dafür ist, daß im Analysengang Ca^{2+} -Ionen erfaßt wurden, die nicht sorbiert waren. Auf die Korrektur der Ergebnisse (vgl. ZELLER 1970) bei Vorhandensein dolomitischen Kalkes, wie es die engen Ca/Mg-Verhältnisse in den Profilen Wehren und Dorla anzeigen, wurde verzichtet.

Die austauschbaren H-Ionen nehmen in der Regel vom Pflughorizont (~ 3 mval/100 g Boden) zum Rohlöß hin allmählich ab und erreichen dort den Nullwert. Sie verhalten sich damit entgegengesetzt zu den austauschbaren Ca^{2+} -Ionen, deren Gehalt von oben nach unten hin stetig zunimmt.

Basensättigung: Den gleichen Verlauf wie der Anteil der Ca^{2+} -Ionen nimmt auch der V-Wert. Er ist als $\frac{\text{S-Wert} \times 100}{\text{T-Wert}}$ definiert und dient als Maß für die Basensättigung. Nach SCHLICHTING & BLUME (1966: 24) sind die untersuchten Böden sehr hoch versorgt, d. h. die V-Werte für alle Horizonte sind $> 80\%$. (V-Werte $> 100\%$, die rechnerisch durchaus zu erhalten sind, wurden in die Tabellen nicht mit aufgenommen.)

Pedogene Oxide: Die Fe_D -Gehalte, die das Gesamt-Eisen charakterisieren, schwanken in den analysierten Horizonten zwischen 5,1 und 18,9⁰⁰/₀₀. Im allgemeinen sind die hohen Werte in den Tonanreicherungshorizonten zu finden. Niedrigere Gehalte treten in den C-Horizonten und manchmal in A-Horizonten auf. Das amorphe Eisen wird in der Fe_O -Fraktion erfaßt. Der Bereich für die Fe_O -Gehalte liegt bei 0,4–8,3%. Auch diese Werte haben Maxima in den Tonanreicherungshorizonten. Die Fe_O/Fe_D -Quotienten sind stets $< 0,6$. Bei einem Teil der Profile nehmen sie allmählich nach unten hin ab, z. B. in den Profilen Wehren und Dorla. In anderen Profilen bleiben die Quotienten in etwa konstant; so in den Profilen Lohne III und Holzhausen. Die Abnahme der Fe_O/Fe_D -Quotienten deutet an, daß die Fe-Oxide in den tieferen Horizonten stärker gealtert sind als in den höheren. Erklärungsmöglichkeiten sind nach BAILLY (1973: 55), a) die verstärkte Fe-Freisetzung in den oberen Horizonten („Verbraunung“) und/oder b) Kristallisationshemmung in den obersten, an organischer Substanz reichen Horizonten“.

Kali- und Phosphorsäure (pflanzenverfügbar): Die Analysen auf pflanzenverfügbares Kali und pflanzenverfügbare Phosphorsäure erlauben die Einordnung der Böden nach dem leichtlöslichen Nährstoffvorrat. Sie wurden nur für den Hauptwurzelraum ausgeführt. Die Kaligehalte bewegen sich zwischen 16,7 und 27 mg K_2O /100 g Boden in den beackerten Krumen, zwischen 5,0 und 9,9 mg/100 g Boden in den darunterliegenden Horizonten. Die P_2O_5 -Gehalte betragen 10,5 bis 16,3 mg/100 g Boden für den Pflughorizont und darunter 1,5–5,0 mg/100 g Boden. Damit sind die Böden in der Krume mit beiden Nährstoffen hoch versorgt (FINK 1969: 164). Direkte Beziehungen zur Ausprägung der Profile sind nicht gegeben, vielmehr ist der Einfluß der Düngung entscheidend für den Nährstoffgehalt.

3.4. Zusätzliche Untersuchungen

3.4.1. Bodenphysikalische Messungen

Die Proben zur Ermittlung des Wasser- und Lufthaushaltes der Schwarzerden wurden in den Profilen Wehren (P 1) und Dorla (P 2) entnommen. Zum Vergleich

dient die leicht pseudovergleyte Parabraunerde des Profiles Werkel I (Tab. 2). Sie entspricht im Aufbau dem Parabraunerdeprofil Obervorschütz (P 16). Zur Messung gelangten horizontal mittels Stechzylinder von 250 cm³ Volumen entnommene Proben aus den Profilen Wehren und Dorla. Davon abweichend wurden bei der Parabraunerde 100 cm³ große Stechzylinder vertikal eingeschlagen.

Folgende Meßverfahren sind angewendet worden:

1. Porengrößenverteilung nach RICHARDS & FIREMAN (1943) und RICHARDS (1949), modifiziert nach MÜLLER, RENGER & BENECKE (1970);
2. Gesättigte Wasserleitfähigkeit (kf) mit dem Haubenpermeameter nach HARTGE (1966);
3. Luftdurchlässigkeit mit dem Luftpermeameter nach KMOCH (1962);
4. Errechnung der anderen angegebenen Werte nach MÜLLER, RENGER & BENECKE (1970).

Sämtliche Ergebnisse der bodenphysikalischen Messungen sind in den Tab. 9–11 zusammengestellt. Das Gesamtporenvolumen bewegt sich bei den Schwarzerden zwischen 42,2 und 51,9% (= 48,1–57,8% Substanzvolumen). Die Werte für die Parabraunerde liegen bei 42,5–47,9% Gesamtvolumen (= 52,1–57,5% Substanzvolumen). Infolge unterschiedlicher biologischer Aktivität in den einzelnen Horizonten schwankt der Anteil der Grobporen (>10 µ) sehr stark. Besonders eng ist die Beziehung der Anzahl der Wurzel- und Regenwurmgänge in den Schwarzerden zum Anteil der weiten Grobporen (>50 µ), wie aus dem Vergleich der Profilbeschreibungen mit den entsprechenden Werten hervorgeht. Gut erkennbar ist auch

Tab. 9. Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen zu Profil Wehren (P 1)

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Porengrößenverteilung (Äquival.- ϕ in µ) in % des Gesamt-Bodenvolumens					FK für 10 dm 1/m ³	nFK 10 dm 1/m ³	LK Vol. %	GPV Vol. %
		$\phi > 600$ pF < 0.7	> 50 < 1.8	50-10 1.8-2.5	10-0.2 2.5-4.2	< 0.2 > 4.2				
B _t A _h	30 - 40	3,8	18,7	5,7	11,9	15,6	275	119	24,4	51,9
B _t	50 - 70	3,0	8,3	4,5	11,9	19,6	315	119	12,8	44,3
B _t B _v	85 - 105	1,7	10,1	8,0	12,9	15,8	287	129	18,1	46,8
C	130 - 150	0,9	4,1	9,8	17,5	10,8	283	175	13,9	42,2

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Spez. Gew. g/cm ³	TRG g/cm ³	LD g/cm ³	Wasserdurchlässigkeit				Luftdurchlässigkeit k ₀₀	
					Bohrloch-Mess. Hooghoudt-Ernst cm/Tag S	Stechzyl.-Mess. (kf) cm/Tag S*	µ ² S**			
B _t A _h	30 - 40	2,64	1,27	-	-	-	241,9	0,14	40,5	31,8
B _t	50 - 70	2,65	1,43	-	-	-	24,1	0,23	9,3	3,3
B _t B _v	85 - 105	2,65	1,41	-	-	-	115,5	0,52	15,3	2,8
C	130 - 150	2,65	1,53	-	-	-	30,0	0,11	1,7	0,2

* nach DIN 1319, Bl. 9

** arithmetische Streuung

Tab. 10. Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen zu Profil Dorla (P 2)

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Porengrößenverteilung (Äquival.- ϕ in μ) in % des Gesamt-Bodenvolumens					FK für 10 1/m ³	nFK 10 dm 1/m ³	LK Vol. %	GPV Vol. %
		$\phi > 600$	> 50	50-10	10-0,2	$< 0,2$				
		pF < 0,7	< 1,8	1,8-2,5	2,5-4,2	> 4,2				
A _h	30 - 50	4,6	16,6	7,3	10,8	14,5	253	108	23,9	49,2
E _{th}	70 - 80	3,3	14,3	3,7	11,1	19,1	302	111	18,0	48,2
E _{th}	90 - 100	3,8	10,5	8,0	11,3	17,7	290	113	18,5	47,5
C _c	120 - 130	0,0	6,9	13,1	12,8	11,7	245	128	20,0	44,5
C	150 - 170	0,0	6,4	16,4	10,0	11,5	215	100	22,8	44,3

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Spez. Gew. g/cm ³	TRG g/cm ³	LD g/cm ³	Wasserdurchlässigkeit		Luft-			
					Bohrloch- Mess. Hooghoudt- Ernst cm/Tag S	Stechzyl.- Mess. (kf) cm/Tag S*	durchlässig- keit k ₀₀ μ ²	S*		
A _h	30 - 50	2,64	1,34	-	-	-	645,3	0,17	36,8	7,4
E _{th}	70 - 80	2,65	1,37	-	-	-	36,3	0,20	-	-
E _{th}	90 - 100	2,64	1,39	-	-	-	-	-	14,9	1,9
C _c	120 - 130	2,65	1,47	-	-	-	57,7	0,13	8,2	0,4
C	150 - 170	2,65	1,48	-	-	-	28,8	0,18	6,5	1,8

* nach DIN 1319, Bl. 9

** arithmetische Streuung

deren Abnahme gegen die Tiefe hin. Die Mittelporenanteile (0,2–10 μ) zeigen in allen Profilen keine großen Veränderungen in den Horizonten, steigen aber in den C-Horizonten deutlich an. Die Zunahme der Werte korreliert zu den höchsten Grobschluff-Gehalten in den Profilen (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1976: 142). Der Anteil der Feinporen ($< 0,2 \mu$) verläuft parallel den Tongehalten in den Profilen. Dies ergibt ein Vergleich der entsprechenden Werte (Abb. 12–14, Tab. 9–11).

Feldkapazität (FK) und nutzbare Feldkapazität (nFK) wurden für pF 2,5–4,2 und bezogen auf 10 dm Profiltiefe errechnet. Ihre Werte sind der Klasse „mittel“ (MÜLLER, RENGER & BENECKE 1970) zuzuordnen. Wie zu erwarten, besitzen die Tonanreicherungsprofile höhere Feldkapazitäten. Ebenfalls als „mittel“ einzustufen sind die Werte der nutzbaren Feldkapazität, während die Luftkapazität, d. h. der Anteil der Grobporen $> 10 \mu$, zwischen „mittel“ und „sehr hoch“ schwankt.

Die Wasserdurchlässigkeit im gesättigten Zustand (kf) hängt im wesentlichen von der Korngrößenzusammensetzung und dem Gefüge ab. Die beiden Schwarzerdeprofile sind durchgehend wenigstens „mittel“ durchlässig. Bei Übergang der blockigen, prismatisch überprägten Polyeder zum Rohlöß steigen die Werte sehr stark an. Die sehr hohen Werte in den A_h-Horizonten sind durch kleine, offen gelagerte Gefügeformen in Verbindung mit hohen Grobschluff- und relativ hohen Humusgehalten zu erklären. Alle Klassifizierungen wurden nach MÜLLER, RENGER & BENECKE (1970) vorgenommen.

Tab. 11. Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen zu Profil Werkel I

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Porengrößenverteilung (Aequiv.- ϕ in μ) in % des Gesamt-Bodenvolumens					FK für 10 g 1/m ³	nFK 10 g 1/m ³	LK Vol. %	GPV Vol. %
		$\phi > 600$	> 50	50-10	10-0,2	$< 0,2$				
		pF < 0,7	< 1,8	1,8-2,5	2,5-4,2	> 4,2				
A _p	20 - 30	3,4	13,9	6,1	12,7	12,0	247	127	20,0	44,7
A ₁ B _{th}	45 - 55	4,7	14,3	7,9	13,5	12,2	257	135	22,2	47,9
B _{th}	90 - 105	1,0	5,0	7,3	13,0	17,2	302	130	12,3	42,5
B _{th} B _v	120 - 130	2,0	7,1	11,0	9,5	16,7	262	95	18,1	44,3
B _v	135 - 150	4,2	9,2	13,6	11,1	11,6	227	111	22,8	45,5
C _c	185 - 195	2,1	5,9	10,1	16,9	10,7	276	169	16,0	43,6

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Spez. Gew. g/cm ³	TRG g/cm ³	LD g/cm ³	Wasserdurchlässigkeit		Luft- durchlässigkeit k ₀₀	
					Bohrloch- Mess. Hooghoudt- Ernst	Stechzyl.- Mess. (kf)		
					cm/Tag S	cm/Tag S*	μ^2	S**
A _p	20 - 30	2,62	1,45	-			8,74	1,93
A ₁ B _{th}	45 - 55	2,64	1,38	-			37,54	13,96
B _{th}	90 - 105	2,65	1,53	-			8,50	7,21
B _{th} B _v	120 - 130	2,65	1,48	-			12,60	5,28
B _v	135 - 150	2,65	1,44	-			8,51	0,77
C _c	185 - 195	2,65	1,50	-			6,66	0,06

* nach DIN 1319, Bl. 9

** arithmetische Streuung

3.4.2. Korngrößenverteilung (Kontrollanalysen)

Bei der Bearbeitung der als Mischprobe aus den Horizonten entnommenen Proben stellte sich heraus, daß die im Profilbild sichtbare Tonverlagerung sich nicht eindeutig in den Ergebnissen der Korngrößenanalyse ausdrückte. Daher wurden in 10-cm-Abständen erneut Proben aus den Profilen Wehren, Dorla und Holzhausen entnommen. Deren Bearbeitung sollte einmal die Kontrolle der schon erhaltenen Daten erlauben, zum anderen aber auch eventuell genauere Aussagen ermöglichen. Die Ergebnisse sind den Abb. 17—19 zu entnehmen. Die Aussagen beider Analysenreihen stimmen recht gut überein. Bei den Profilen Wehren und Dorla verschiebt sich lediglich das Tonmaximum um ca. 10 cm nach unten bzw. um ca. 20 cm nach oben. Im Profil Holzhausen nimmt der Bereich des höchsten Tongehaltes einen etwas größeren Bereich des Profils ein. Änderungen in der Ansprache der Horizonte ergeben sich nicht. Bestätigt wird der niedrige Tongehalt in C_c-Horizonten mit gleichzeitig steigenden Grobschluffanteilen. Die ermittelten Abweichungen bewegen sich im Fehlerbereich.

3.4.3. Untersuchungen zur Humusdegradation

Aus zeitlichen und arbeitstechnischen Gründen wurde zur Kennzeichnung des Humus die Bestimmung der Farbquotienten gewählt, wie sie STRUNK-LICHTENBERG

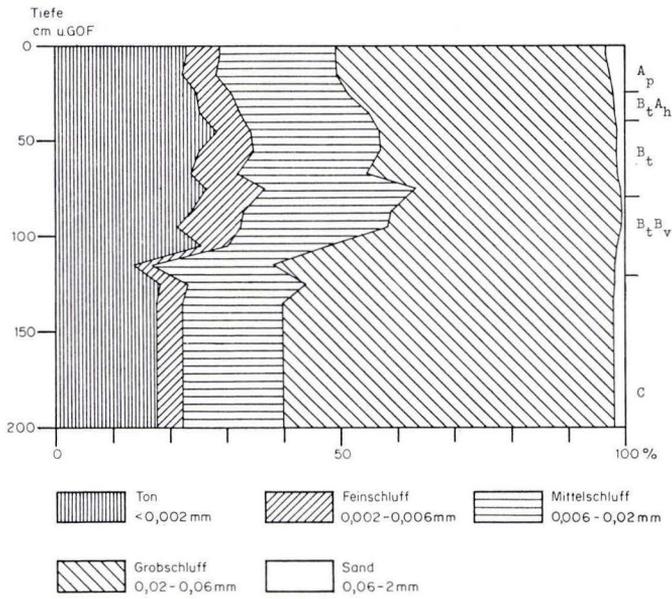


Abb. 17. Korngrößenverteilung in Profil Wehren (P 1) — Kontrollanalyse.

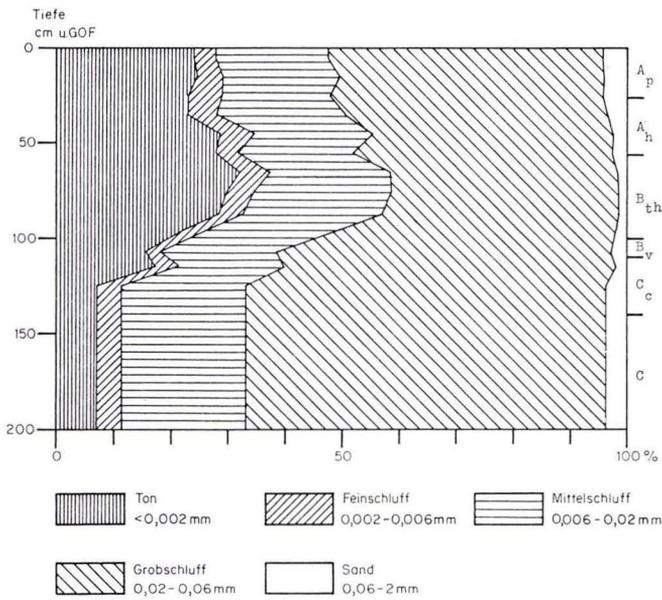


Abb. 18. Korngrößenverteilung in Profil Dorla (P 2) — Kontrollanalyse.

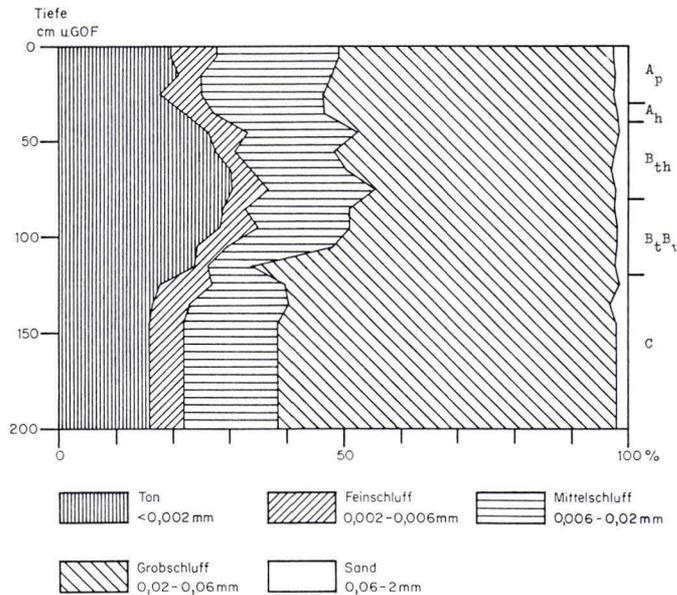


Abb. 19. Korngrößenverteilung in Profil Holzhausen (P 3) — Kontrollanalyse.

(1969) beschreibt. Die Extraktion des Humus geschah mit 0,1 m $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ und 0,1 n NaOH. Die durch Messung der Extinktionen gewonnenen Werte wurden mit einem FORTRAN II-Programm von Frau Dr. STRUNK-LICHTENBERG verrechnet. Tab. 12 zeigt die Mittelwerte verschiedener Extinktionsquotienten (EQ) mit den mittleren Fehlern der Mittelwerte. Untersucht wurden die Profile Fritzlar (P 6) und Metze I. Das in Tab. 2 genannte Bodenprofil entspricht im Aufbau Profil Metze III (P 12) bei Ausklammerung des Bodenauftrags. Aus Vergleichsgründen wurden der fB_tA_h -Horizont der 215 cm überdeckten Schwarzerde Gleichen IV (P 14) und die Parabraunerde Werkel I (Tab. 2) mit untersucht. Die Werte für die rezenten Schwarzerden von Voderady und Zavar in der SW-Slowakei sind der Arbeit von STRUNK-LICHTENBERG (1969) entnommen (Extraktion mit 5%iger NaOH und 0,5%iger $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$). Die Beziehungen der Quotienten untereinander sind in Abb. 20 dargestellt. Q 600/700 Werte, die im Profil Werkel I über 4,00 betragen, wurden aus Platzgründen ausgeschlossen.

Dabei zeichnen sich folgende Trends ab: Die Quotienten der A_p-Horizonte in den Profilen Fritzlar und Metze sind gegenüber dem Restprofil deutlich erhöht, was auf die Einmischung junger Substanz zurückzuführen sein dürfte.

Die geringsten Werte zeigen die B_{th}-Horizonte bzw. die daraus verlagerte Humussubstanz im Rohlöß. Da der Humus größtenteils als Ton-Humus-Komplex in den Ton-Humustapeten vorliegt, scheint es, als ob der Humus der A_h-Horizonte so vor Abbauerscheinungen geschützt ist, während in den A_h-Horizonten (a) rezenter Humus eingemischt und/oder (b) alter Humus abgebaut wird. Besonders wenig ab-

Tab. 12. Extinktionsquotienten des Humus nach Extraktion mit 0,1 m $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ und 0,1 n NaOH; Mittelwerte mit mittlerem Fehler der Mittelwerte aus 8 - 10 Wiederholungen

Horizont	Entnahme- tiefe in cm	org. C %	EQ 400/500	EQ 500/600	EQ 600/700	EQ 472/664
<u>Fritzlar (P 6)</u>				R 35 19 35	H 56 67 50	
A _p	10 - 20	1,6	2,79 ± 0,01	2,17 ± 0,02	2,54 ± 0,03	4,96 ± 0,06
A _h	35 - 45	0,5	2,28 ± 0,01	2,08 ± 0,03	3,08 ± 0,05	5,23 ± 0,07
A _h B _t	50 - 60	0,5	2,29 ± 0,01	2,08 ± 0,04	3,26 ± 0,20	5,60 ± 0,09
B _{th}	70 - 95	0,3	2,26 ± 0,02	2,13 ± 0,04	3,79 ± 0,06	5,89 ± 0,22
C	130 - 140	0,1	2,23 ± 0,04	2,10 ± 0,06	3,34 ± 0,13	4,77 ± 0,21
C	140 - 160	0,1	2,42 ± 0,17	1,99 ± 0,11	3,52 ± 0,42	4,68 ± 0,40
<u>Metze I</u>				R 35 23 08	H 56 73 46	
A _p	5 - 25	1,9	2,87 ± 0,03	2,19 ± 0,03	2,99 ± 0,07	5,42 ± 0,07
A _h	35 - 40	0,7	2,13 ± 0,02	1,96 ± 0,03	2,86 ± 0,05	4,69 ± 0,07
A _h B _{th}	45 - 55	0,4	2,09 ± 0,02	2,02 ± 0,02	3,35 ± 0,08	5,53 ± 0,11
B _{th}	70 - 80	0,6	1,95 ± 0,01	1,94 ± 0,02	3,08 ± 0,05	4,90 ± 0,07
C	100 - 120	0,2	2,28 ± 0,14	2,17 ± 0,06	3,14 ± 0,05	5,42 ± 0,06
<u>Gleichen IV (P 14)</u>				R 35 23 26	H 56 72 03	
fB _t A _h	220 - 250	0,9	1,85 ± 0,01	1,81 ± 0,01	2,34 ± 0,02	3,67 ± 0,03
<u>Werkel I</u>				R 35 22 58	H 56 67 60	
A _p	10 - 20	1,3	2,62 ± 0,77	2,50 ± 0,04	2,85 ± 0,12	6,14 ± 0,13
A _l B _{th}	40 - 55	0,3	3,16 ± 0,04	3,10 ± 0,12	4,91 ± 0,30	10,74 ± 0,40
B _{th}	75 - 95	0,2	2,97 ± 0,06	3,32 ± 0,20	6,75 ± 0,59	11,24 ± 0,38
B _{th} B _v	115 - 125	0,1	2,92 ± 0,05	2,92 ± 0,19	5,58 ± 0,55	10,08 ± 0,99
B _v	140 - 160	0,2	2,57 ± 0,06	2,66 ± 0,15	3,40 ± 0,09	6,63 ± 0,30
C	175 - 185	0,1	2,29 ± 0,04	2,54 ± 0,17	3,35 ± 0,23	6,12 ± 0,34
<u>Voderady*</u>						
A _p	5 - 15	2,1	2,65 ± 0,08	2,22 ± 0,03	2,62 ± 0,04	
A _{h1}	30 - 40	2,3	2,16 ± 0,61	2,08 ± 0,01	2,39 ± 0,02	
A _{h2}	60 - 70	1,8	2,15 ± 0,02	2,14 ± 0,04	2,47 ± 0,04	
<u>Zavar*</u>						
A _p	5 - 15	1,96	2,07 ± 0,03	2,03 ± 0,02	2,20 ± 0,04	4,02 ± 0,07

* Extraktion mit 5 %iger NaOH und 0,5 %iger $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$.

gebaut wurde der Humus im fB_tA_h-Horizont Gleichen IV. Nach dem Abstand der in Abb. 20 eingetragenen Punkte vom Koordinatenschnittpunkt läßt sich eine Reihe zunehmender Humusdegradation aufstellen:

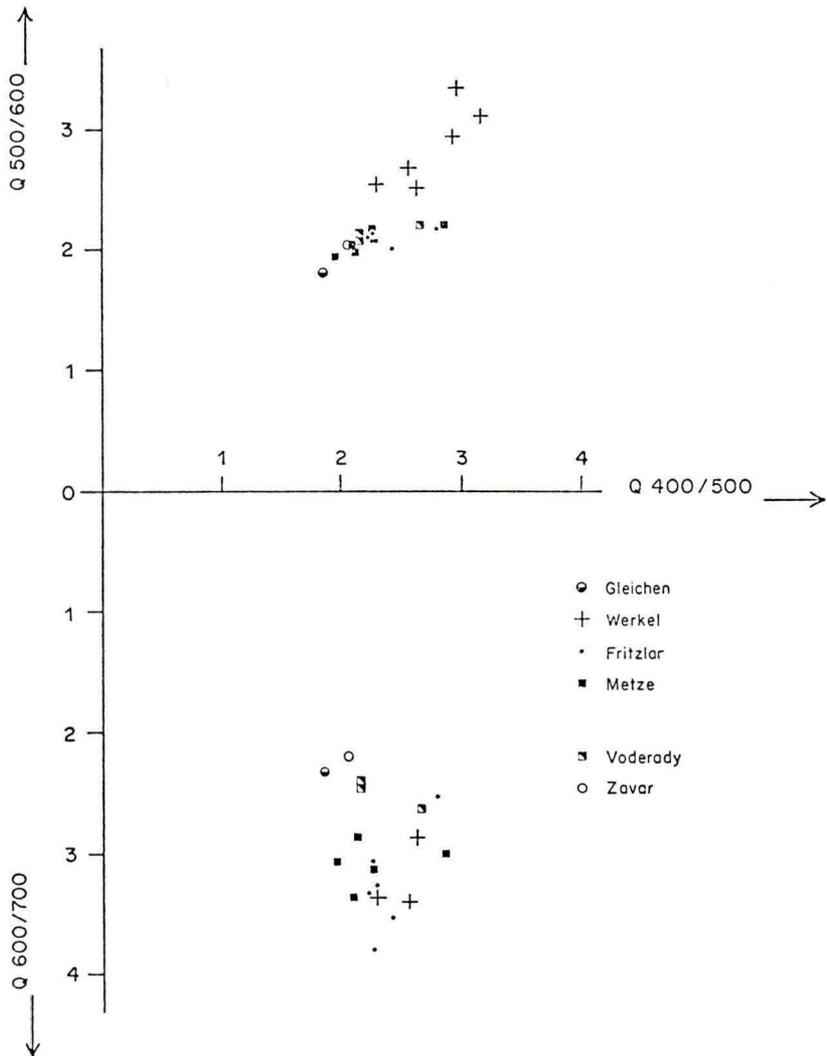


Abb. 20. Beziehungen der Extinktionsquotienten (Humusextraktion mit 0,1 m $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ und 0,1 n NaOH bzw. mit 5%iger NaOH und 0,5%iger $\text{N}_2\text{C}_2\text{O}_4$).

fA_nB_t -Horizont im Profil Gleichen IV < Metze II < Fritzlar < Parabraunerde Werkel I. Die EQ 400/500 der Vergleichsschwarzerden stimmen gut mit denen der Niederhessischen Senke überein (vgl. auch SALFELD & SÖCHTIG 1969, SÖCHTIG & SALFELD 1971).

Den Q 4/6-Werten zufolge überwiegt in den Schwarzerdeprofilen der Anteil der Braunhuminsäuren, während im Vergleichshorizont auch ein beträchtlicher Grauhuminsäuregehalt anzutreffen ist. Der Humus der Parabraunerde Werkel besteht

hauptsächlich aus niedrigmolekularen Humussäuren (SCHLICHTING & BLUME 1966: 136). Die Werte aller Profile liegen deutlich höher als die Q 4/6-Werte der Tschernoseme in der Wetterau (ALTMANNBERGER 1969: 64).

3.4.4. Tonmineralanalysen

Die Bestimmung der Tonminerale wurde mit Hilfe der Röntgen-Diffraktions-Methode durchgeführt. Dazu wurden die von Humus, Karbonaten und pedogenen Fe-Oxiden gereinigten Fraktionen (GEBHARDT, MEYER & SCHEFFER 1966, SCHWERTMANN 1962, TRIBUTH 1972) auf Keramikplatten aufgetragen und mit Cu-Strahlung geröntgt. Die Fraktionierung erfolgte durch Sedimentation ($2-6 \mu$, $<1 \mu$) bzw. mit der Zentrifuge für die Fraktion $<0,2 \mu$ (TANNER & JACKSON 1947, KÖSTER 1960, TRIBUTH 1970, ZIEHLKE 1975). Die Präparate waren — bei konstanter Dichte — wie folgt vorbereitet:

1. Ca-Ton (Ca-Belegung vom Flocken her, sonst nicht behandelt)
 2. Ca-Ton + Glycerin
 3. Ca-Ton + Glycerin + KCl
 4. Ca-Ton + Erhitzen auf 550°C
- (1.—3. nach TRIBUTH 1970, 4. nach SCHWERTMANN 1961).

Um eine Übersicht über den Tonmineralbestand zu erhalten, wurden Teile der zur Kontrolle der Korngrößen entnommenen Proben aufbereitet und die Fraktion $<1 \mu$ mit Zusatz von KCl und Glycerin geröntgt. Das Ergebnis ist aus Tab. 13 zu ersehen. Die Mineralnamen stehen in Anlehnung an SCHWERTMANN (1961) für eine

Tab. 13. Mineralbestand der Fraktion $<1 \mu$ in den Profilen Wehren (P 1), Dorla (P 2) und Holzhausen (P 3)

Entnahme- tiefe in cm	Glimmer			Kaolonit			Chlorit			Montmorillonit		
	P1	P2	P3	P1	P2	P3	P1	P2	P3	P1	P2	P3
0 - 10	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
10 - 20	+	+	+	+	+	+	-	-	+	-	-	-
20 - 30	+	+	+	+	+	+	-	-	+	-	-	-
30 - 40	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-	-
40 - 50	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+
50 - 60	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
60 - 70	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
70 - 80	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
80 - 90	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
90 - 100	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
100 - 110	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
110 - 120	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
120 - 130	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
130 - 140	+	-	+	+	-	+	-	-	+	-	-	+
140 - 150	-	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+

+ = nachweisbar - = nicht nachweisbar

Tab. 14. Mineralbestand der Feinschluff- ($2 - 6 \mu$) und Feintonfraktion ($< 2 \mu$) in den Profilen Wehren (P 1) und Holzhausen (P 3)

Horizontsymbol	Entnahme- tiefe in cm	Glimmer		Kaolinit		prim. Chlorit	
		fT	fU	fT	fU	fT	fU
Wehren (P 1)							
B _t A _h	30 - 35	+	+	+	+	-	+
B _t	60 - 80	+	+	+	+	-	+
B _t B _v	85 - 100	+	+	+	+	-	+
B _t B _v	105 - 115	+	+	+	+	-	+
C	140 - 150	+	+	+	+	-	+
Holzhausen (P 3)							
A _p	15 - 25	+	+	+	+	-	+
B _t h	50 - 70	+	+	+	+	-	+
B _t B _v	90 - 110	+	+	+	+	-	+
C	140 - 160	+	+	+	+	-	+

+ = nachweisbar - = nicht nachweisbar

Gruppe mit ähnlichen Eigenschaften. Da der Mineralbestand der untersuchten Proben weitestgehend gleich war, wurde die Untersuchung der Fraktionen $< 0,2 \mu$ und $2 - 6 \mu$ nunmehr an zwei Profilen mit insgesamt 9 Horizonten weitergeführt. Das Resultat zeigt Tab. 14.

Glimmer und Kaolinit sind durchgehend nachweisbar, Chlorite und Montmorillonite jedoch nicht im A_p bzw. im oberen Bereich der A_h-Horizonte. Außerdem war in unbehandelten Trockenpräparaten noch Calcit (und im Profil Wehren auch Dolomit) im Rohlöß nachzuweisen. Auf die quantitative Auswertung der Ergebnisse wurde im Rahmen dieser Arbeit verzichtet, da die mengenmäßige Erfassung wegen der offensichtlich geringen Unterschiede zu zeitaufwendig gewesen wäre.

3.4.5. Mikromorphologie

Abschließend wurden Dünnschliffe von den Profilen Lohne I und II (P 7), Gleichen I (P 10) und IV (P 14) sowie Metze I und II (P 11) angefertigt. Die Herstellung der Dünnschliffe folgte dem Verfahren von ALTEMÜLLER (1956), modifiziert nach STEPHAN (1974). Die Durchsicht der Schliffe erfolgte im Durchlicht. Von Interesse waren vor allem die A_h- und B-Horizonte, um Art und Ausmaß der Degradationserscheinungen festzustellen. Folgende Befunde sind das Ergebnis.

1. Der A_p-Horizont des „Normalprofils“ besitzt ein humoses, schwammiges Mikrogefüge. Die zahlreichen Hohlräume sind in Größe, Form und Richtung uneinheitlich ausgebildet. Die Leitbahnen liegen in der Regel nicht ausgekleidet vor und haben rauhe Wände. In einzelnen Leitbahnen sind jedoch neben dunkelbraunen auch hell-

braune, doppelbrechende Tonbeläge vorhanden, die Schichtung zeigen. Sonst ist der Ton von geringer Bedeutung. Er scheint verbraunt zu sein und liegt in feinen Partikeln verteilt vor.

2. Gleichfalls schwammartig ist das Gefüge der humosen A-Horizonte. Die Hohlräume nehmen größeren Raum ein als im A_p -Horizont. Teilweise sind Intergranularräume vorhanden. Große Hohlräume sind nur selten und haben runde Querschnitte. Leitbahnen sind entweder nackt oder haben dünne Beläge von dunkel- bis hellbrauner Farbe. Hell- und schmutzigbraune Tonfärbungen kommen nebeneinander vor, wobei die A_{h1} -Horizonte eher hellbraun, die A_h -Horizonte mehr schmutzigbraun gefärbt sind. Ab und zu sind die Leitbahnen auch völlig ausgekleidet. Dickere Tapeten sind geschichtet und zeigen Risse. Der Anteil des Tons in der Matrix geht zurück. Vereinzelt treten „Anreicherungszone“ auf, wo örtlich Fe-Körner in den Tonbelägen eingeschlossen sind. Dagegen sind Konkretionen sehr selten und haben rundliche Formen.

3. Die Tonanreicherungshorizonte drücken sich im Bild der zugehörigen Dünnschliffe aus. Der Tonanteil nimmt zu und bildet ein netzartiges zusammenhängendes Plasma, das meist hell- bis gelbbraun gefärbt ist und manchmal Intergranularräume frei läßt. Der Humusanteil in der Feinsubstanz (dunkelbraune Farben) nimmt etwas ab. Unregelmäßig geformte Hohlräume sind zahlreich vorhanden. Die Leitbahnen (rund oder unregelmäßig, auch länglich parallel geformt) sind mit dicken, mehrschichtigen (bis 5) Tonbelägen ausgekleidet oder gänzlich ausgefüllt, in denen Risse entstanden sind. Vereinzelt sind runde, scharf begrenzte Konkretionen von dunkelbrauner Farbe zu erkennen. In den ausgesprochenen B_t -Horizonten sind auch gröbere Einschlüsse im Ton zu finden.

4. In allen Profilen sind durchgehend Anzeichen für Bioturbation zu finden. Besonders deutlich wird die Verlagerung von Material aus dem oberen Profilteil in die B-Horizonte.

Alle Merkmale (außer 4.) sind zusammengenommen Kennzeichen für starke bis sehr starke Degradationserscheinungen. Dafür spricht auch der Vergleich mit dem fossilen $A_h B_t$ -Horizont des Profils Gleichen IV (P 14) sowie mit Dünnschliffen von Tschernosemen und Parabraunerden aus anderen Gebieten⁴. Der Vergleichshorizont zeigt fast ausschließlich ein lockeres Schwammgefüge. Ungeregelte Hohlräume haben Durchmesser von 0,2–0,4 mm. Vereinzelt sind Tonbeläge rötlichbraun, zeigen aber weder Schichtung noch Risse.

3.4.6. Ergebnisse der Standard- und Zusatzuntersuchungen (Zusammenfassung)

Die in den Abschnitten 3.2. und 3.3. beschriebenen Merkmale dienen der allgemeinen Charakterisierung der vorliegenden Profile aufgrund von Standardverfahren. Im Vergleich mit den Daten von Schwarzerden benachbarter Gebiete zeigte sich, daß die Schwarzerden der Niederhessischen Senke diesen in ihren Eigenschaften durchaus verwandt sind (makroskopische Erscheinung, C_{org} -Gehalte, C/N-Verhältnisse usw.).

⁴ Für die Bereitstellung der Dünnschliffe und die Einführung sei den Herren Dr. ALTE-MÜLLER und Dr. STEPHAN herzlich gedankt.

Die zusätzlich durchgeführten Analysen erlauben darüber hinaus weitere Schlüsse auf die Stellung innerhalb der Degradationsreihe:

1. Die Kennwerte des Wasser- und Lufthaushaltes zeigen Merkmale der Degradation. Gesamtporenvolumina und Grobporenanteile nehmen mit der Tiefe (und steigenden Tongehalten) ab, während die Mittelporen bleiben und die Feinporenanteile sich in etwa parallel zu den Tonkurven (Abb. 17—19) bewegen (s. auch STRAUTZ 1963, STREBEL 1966 und BAILLY & HARTGE 1966).

2. Feldkapazität und nutzbare Feldkapazität erreichen „mittlere“ bis „hohe“ Werte. Das deutet auf die Entwicklung zur Parabraunerde hin. Letzteres gilt ebenfalls für Luftkapazität und Wasserdurchlässigkeit.

3. Die tonmineralogischen Untersuchungen zeigen den Tonmineralbestand und dienen damit ebenfalls zur Charakterisierung; sie erlauben aber keine Rückschlüsse auf Tonwanderungsvorgänge.

4. Die Bestimmung der Extinktionsquotienten im Humusextrakt (0,1 m $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ und 0,1 n NaOH) ergeben für die Schwarzerden der Niederhessischen Senke Werte, wie sie ähnlich auch bei rezenten slowakischen Schwarzerden auftreten. Sie sind deutlich niedriger als die für die Löß-Parabraunerde ermittelten.

5. Die Durchmusterung der Bodendünnschliffe zeigt das Erscheinungsbild von stark bis sehr stark degradierten Schwarzerden.

Die Untersuchung der Profile mittels der Feld- und Labormethoden erbrachte den Nachweis, daß es sich bei den betreffenden Böden um durch Erosionsvorgänge mehr oder weniger veränderte Böden des Schwarzerdetyps handelt. Während der Humus nur relativ wenig ab- und umgebaut zu sein scheint, sind starke bis sehr starke Tonwanderungserscheinungen festzustellen. Unterschiede in der Degradation zwischen wasserbeeinflußten Profilen (P 5, P 8, P 13) und denen trockenerer Standorte waren nicht zu erkennen.

4. Bodengese und Bodensystematik

4.1. Bodengese

Wie in Kap. 3 erläutert, stimmen Erscheinungsbild und analytisch zu ermittelnde Merkmale bei den Schwarzerden der Niederhessischen Senke mit denen der benachbarten Gebiete weitestgehend überein. Die Frage, ob es sich bei jenen Böden um (bodengenetisch erklärte) Steppenböden oder um (makroskopisch beschriebene) Schwarzerden handelt, wurde mehrfach erörtert (WILHELMY 1950, ROHDENBURG & MEYER 1968, BAILLY 1973 sowie die in Kap. 1 genannten Autoren).

Im Untersuchungsgebiet treten Schwarzerdebildungen unter neolithischen Funden auf (Ziegeleigrube Großenritte nach ROHDENBURG & MEYER 1968; Baugrube bei Homberg/Efze⁵). Demnach sind die Schwarzerdebildungen in Übereinstimmung mit MÜCKENHAUSEN (1975) ins Frühholozän zu stellen. Ob eine Bodenbildung bereits ins Spätglazial reicht, wie z. B. KOPP (1965) meint, ist nicht zu beantworten. Die archäologischen Befunde werden auch von der C^{14} -Datierung gestützt. Der schon mehr-

⁵ Die Datierung der Funde besorgte dort Herr E. SCHABERICK, Fritzlar, dem ich für die Mühe danke.

fach zu Vergleichszwecken genannte fB_tA_h -Horizont des Profils Gleichen zeigt ein Mindestalter für Bodenbildung und Zeit der Bedeckung von 6480 ± 80 B. P., d. h. 4530 ± 80 v. Chr. (Tab. 15). Die Werte stimmen mit den bisher aus Schwarzerdegebieten ermittelten Werten gut überein (vgl. ZAKOSEK 1976). Die Messungen wurden nach den im Bonner C^{14} -Labor üblichen Verfahren durchgeführt (SCHARPENSEEL & PIETIG 1969).

Tab. 15. C^{14} -Alter einiger Schwarzerdehorizonte aus der Niederhessischen Senke

Referenz-Nr. *	Herkunft	Alter
Bonn - 2199	Gleichen IV, fB_tA_h , 240 - 260 cm u. GOF	6480 ± 80 B.P.
Bonn - 2047	Dorla **, fA_h , 90 - 100 cm u. GOF	3300 ± 70 B.P.
Bonn - 2049	Wehren, B_tA_h	4740 ± 80 B.P.

* Laborzeichen nach Radiocarbon, 13: 487-496 (1971).

** Profil in der Nähe von P 2, 40 cm kolluvial bedeckt.

Oftmals wird das warme und trockene Boreal als Hauptbildungszeit der Schwarzerden angenommen (LAATSCH 1954, ALTEMÜLLER 1957). Für diesen Zeitraum kommt SCHWAAR (1975, briefl. Mitt.) bei Pollenanalysen aus dem Weißenborn N Dorla zu der Annahme, daß im Boreal in der Umgebung dieses Ortes keine reine Grassteppe mehr bestanden haben kann. Offen bleibt, ob vielleicht im Präboreal Steppe vorhanden gewesen ist. Das dann folgende noch warme, aber feuchtere Atlantikum begünstigte die Waldausbreitung. Diese trat in Konkurrenz mit der Inanspruchnahme der Flächen durch die jungsteinzeitliche Besiedlung. Die Bandkeramiker lebten neben der Viehwirtschaft in zweiter Linie vom Getreidebau. Beide waren als Wald-Viehzucht bzw. wandernder Ackerbau durchaus flächenintensiv. Die Fritzlarer Börde ist Kern eines solchen neolithischen Siedlungsgebietes. Daher liegt die Annahme nahe, daß erstens dieses Gebiet damals relativ gehölzarm und zweitens die Senken waldfrei waren, was sie bis in die Gegenwart blieben (FIRBAS 1949, UENZE 1953, GENSEN 1974, KLINK 1969).

Mit dem Umschwung des Klimas vom kontinentalen zum ozeanischen Typ setzten die Degradationsvorgänge in den Schwarzerden (Tab. 1) ein. Dabei ist es für das Ergebnis gleichgültig, ob sie unter Wald oder in landwirtschaftlich genutzten Böden abliefen, da spätestens mit der erneuten Ausdehnung der genutzten Flächen bei der Einführung von Hafer und Roggen in der Bronze- bzw. in der Hallstatt-Zeit die eventuell vorhandenen Waldflächen im Kern des Gebietes gerodet worden wären. Die unter diesen Baumbeständen eingetretenen Änderungen in der Bodenreaktion (Versauerung) und im Gefüge (zu gröbereren Formen) konnten durchaus anschließend (a) rück-

gänglich gemacht werden (Regradation) und (b) mit der Intensivierung des Ackerbaues wieder bis zum jetzigen Zustand degradieren (SCHROEDER 1956, ZAKOSEK 1962, BAILLY 1973). Ob intensiver Ackerbau mehr regradierend oder degradierend wirkt, ist bisher nicht eindeutig nachgewiesen. Zumindest ist eine gewisse Krumendegradation anzunehmen (s. auch LAATSCH 1934, ZAKOSEK 1962).

Im Falle des Waldbewuchses macht das Entwicklungsglied Regradation die heutigen pH-Werte im schwach sauren bis alkalischen Bereich erklärbar. Ebenfalls deutbar wird damit das lockere Bodengefüge in den A_h -Horizonten, das von den Bodenlebewesen bewirkt wurde, in den Böden mit ehemaliger Waldvegetation aber sonst nicht derartig ausgeprägt gewesen wäre.

Tab. 16. Abläufe bei der Tschernosem-Entwicklung in der Niederhessischen Senke

Steppe bzw. Waldsteppe	Wald	Grasland, Ackerbau mit Brache	intensiverer Ackerbau
Schwarzerdebildung	→Degradation	→Regradation	→Degradation ?

Die geschilderten Tatbestände und Gedankengänge erlauben folgende Schlüsse:

1. Es handelt sich bei den Schwarzerden der Niederhessischen Senke um frühholozäne Steppen- bzw. Waldsteppenböden.
2. Diese haben wahrscheinlich eine erste Degradationsphase beim Vordringen des Waldes im Atlantikum erfahren.
3. Neolithische und spätere Besiedlung führte zur Rodung eventueller Waldbestände und darauffolgender Regradation der Bodenreaktion sowie der Gefüge.
4. Mit der Intensivierung des Ackerbaues nahmen die Krumendegradationsmerkmale, gleichzeitig die Erosionsgefährdung und die aktuelle Erosion zu.

4.2. Systematik der untersuchten Böden

Die Systematik der Steppenböden richtet sich im folgenden nach der Kartieranleitung (Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde 1971: 108). Da die Profile im Solum entkalkt sind und wegen der geringen räumlichen Entfernung liegt die Einstufung als Tschernosem⁶ und hier im besonderen als Mitteldeutscher Tschernosem nahe. Die Abgrenzung der Subtypen muß den Merkmalen der Tonverlagerung Rechnung tragen. Zur Wahl stehen zwei Übergangsformen (nach Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde 1971):

1. Parabraunerde-M-Tschernosem (= Mitteldeutscher Tschernosem mit Ton-Humusverlagerung, einschließlich Griserde, d. h. Ton-Schluff-Trennung).

Profil: $A_p - A_h A_1 - B_{th} - B_v - C$

Kennzeichen: $A_h A_1$ Ton-Humusverarmungshorizont im ehemaligen A_h mit 0,5–1,5% Humus

B_{th} Ton-Humus-Illuvialhorizont.

⁶ Der bisher verwendete Begriff „Schwarzerde“ kann hier im Einklang mit der Systematik durch „Tschernosem“ ersetzt werden.

2. Tschernosem-Parabraunerde

Profil: $A_p - A_n - A_l - B_t - C$

Kennzeichen: Ton-Humushäutchen neben Tonhäutchen im B_t ; Tschernosemmerkmale noch erkennbar.

Die meisten Profile wären als Zwischenformen einzuordnen. Bei der Kartierung wurde der Benennung Tschernosem-Parabraunerde der Vorzug gegeben, da die Tonwanderung mit Abbau des Humus aus den Ton-Humustapeten der B_t -Horizonte noch weiter fortschreitet.

In Tab. 17 wird der Versuch unternommen, die einzelnen Profile dieser Arbeit bodensystematisch einzuordnen.

Tab. 17. Systematische Stellung der untersuchten Böden

P 1 – Wehren:	Parabraunerde-Tschernosem
P 2 – Dorla:	Parabraunerde-Tschernosem
P 3 – Holzhausen:	Tschernosem-Parabraunerde
P 4 – Lohne III:	Tschernosem-Parabraunerde, stark erodiert
P 5 – Maden:	Parabraunerde-Tschernosem, kolluvial bedeckt, mit Wasserdurchzug im Untergrund
P 6 – Fritzlar:	Tschernosem-Parabraunerde
P 7 – Lohne II:	Parabraunerde-Tschernosem (möglicherweise kolluvial bedeckt?)
P 8 – Gudensberg:	Tschernosem-Parabraunerde, schwach erodiert, mit Wasserdurchzug im Untergrund
P 9 – Lohne IV:	Pararendzina
P 10 – Gleichen I:	Parabraunerde-Tschernosem, kolluvial bedeckt
P 11 – Metze II:	Tschernosem-Parabraunerde, kolluvial bedeckt
P 12 – Metze III:	Parabraunerde-Tschernosem, kolluvial bedeckt
P 13 – Haddamar:	Tschernosem-Parabraunerde, kolluvial bedeckt, mit Wasserdurchzug im Untergrund
P 14 – Gleichen IV:	mächtiges Kolluvium über Tschernosem
P 15 – Werkel II:	Tschernosem-Parabraunerde, mäßig erodiert
P 16 – Obervorschütz:	Parabraunerde

Im Vergleich mit anderen Autoren wären die besprochenen Profile nach ROESCHMANN (1968)

als „stark degradierte Acker-Schwarzerden mit Filtrationsverlagerung“ bzw.

als „Acker-Parabraunerde mit Resten eines Schwarzerdestadiums im Profil“,

nach ROHDENBURG & MEYER (1968)

als Griserde (III–IV–V) zu benennen.

RAU (1965: 22) stellt die Gemeinsamkeit des Profiles Wehren (SCHÖNHALS 1954) mit den „Schwarzerden mit Verlehmungszonen“ im Thüringer Becken heraus. Generell ähneln die Böden eher der von RAU (1965: 25) beschriebenen „Schwarzerde mit Texturdifferenzierung“. Eine weitere Möglichkeit zu Klassifikationsvergleichen ermöglicht schließlich ROESCHMANN (1968: 857).

5. Zusammenfassung

1. Im Rahmen einer großmaßstäbigen Kartierung wurde in der Niederhessischen Senke die Verbreitung von Schwarzerden kartiert.

2. Mittels Standardanalysen werden die Merkmale von 16 ausgewählten Profilen, die die Variationsbreite der Erscheinungen umfassen, in bodenphysikalischer und chemischer Hinsicht herausgearbeitet. Die Profilbeschreibungen und Analysendaten der Profile 1—5 sind in Kap. 3.2 zu finden, die restlichen Profile 6—16 in der ungekürzten Arbeit.

3. Zusätzliche Untersuchungen erweitern die Kenntnis des Wasser- und Luft-haushaltes sowie des Tonmineralbestandes.

4. Anzeichen der Tonwanderung und Degradation zeigen die Extinktionsquotienten im Humusextrakt sowie die Korngrößenanalysen und die Bodendünnschliffe.

5. Die Untersuchung der Profile mit Feld- und Labormethoden erbrachte den Nachweis, daß die untersuchten Böden als stark bis sehr stark degradierte Schwarzerden anzusprechen sind. Außerdem wurden Unterschiede in der Mächtigkeit des Bodenabtrages beschrieben. Unterschiede in der Tonwanderung zwischen trockenen Standorten und solchen mit Wasserdurchzug im Untergrund waren nicht erkennbar.

6. Die in Abschn. 4.1. dargelegten Geländebefunde erlauben den Schluß, daß es sich bei den Schwarzerden der Niederhessischen Senke um frühholozäne Steppen- bzw. Waldsteppenböden handelt. Ihre spätere Entwicklung wird mit Degradation unter Wald → Regradierung unter Grasland oder extensivem Ackerbau → Zunahme der Degradation unter intensiver ackerbaulicher Nutzung(?), zumindest aber der Krumendegradation, erklärt.

7. Nach der Bodensystematik handelt es sich um Übergangsformen zwischen dem Parabraunerde-M-Tschernosem und der Tschernosem-Parabraunerde.

6. Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde von den Herren Prof. Dr. Dr. Dr. h.c. E. MÜCKENHAUSEN und Prof. Dr. H. ZAKOSEK angeregt. Ihnen danke ich aufrichtig für ihr fortwährendes Interesse und für die vielfältige Unterstützung, die sie mir während der ganzen Zeit zukommen ließen.

Darüber hinaus haben zahlreiche Kollegen und Freunde mit Hinweisen und Hilfen zur Durchführung der Arbeiten im Gelände und in den verschiedenen Laboratorien beigetragen. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank, besonders aber den Herren Dr. ALTE-MÜLLER, Dr. BECKMANN, Dr. BEYMEL, Dr. BRONGER, Prof. Dr. FASTABEND, Dr. FICKEL, Dr. GEWEHR, Prof. Dr. W. MÜLLER, Prof. Dr. PLASS, Dr. REICHMANN, Prof. Dr. ROESCHMANN, Dr. RÖSING, Prof. Dr. SCHARPENSEEL, Dr. SCHRADER, Dr. D. SCHRÖDER, Dr. SCHWAAR, Dr. STEPHAN, Frau Dr. STRUNK-LICHTENBERG, Dipl.-Chem. THIELICKE, Dipl.-Geologe ZIEHLKE sowie den Mitgliedern der Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde für die fruchtbare Diskussion anlässlich der Führung im Untersuchungsgebiet (1975).

Bei zahlreichen Fragen, die sowohl die Analysendurchführung als auch die Gelände- und Auswertungsarbeiten betrafen, wurde mir Hilfe aus dem Institut für Bodenkunde, Bonn, und meinem eigenen Kollegenkreis zuteil. Den Damen KASTEN, KOPP, KRUSE, KUNZE und MENZEL sowie den Herren AHRENS, BARNETT, BAUER, BEINSTEIN, DENGLER, FINK, HENNING, KOLVENBACH, KRÜGER, MOHR, ROMSCHINSKI, ROSENBERGER, THIEL und SEDLATSCHKE bin ich zu großem Dank verpflichtet. Dieser Dank schließt auch die Landwirte ein, die während der Aufschlußarbeiten Unannehmlichkeiten auf sich nahmen.

Schließlich bin ich meiner Frau in Dank verbunden, die an der vorliegenden Arbeit regen und tätigen Anteil nahm.

7. Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H. J. (1956): Neue Möglichkeiten zur Herstellung von Bodendünnschliffen. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd., **72**: 56—62, 1 Abb.; Weinheim/Bergstr.
- (1957): Bodentypen aus Löß im Raume Braunschweig und ihre Veränderungen unter dem Einfluß des Ackerbaues. — Diss., 250 S., 63 Abb.; Bonn.
- ALTMANNBERGER, K. P. (1969): Eigenschaften und Genese von Tschernosemen in der nördlichen Wetterau. — 118 S., 24 Abb., 9 Tab.; Gießen.
- Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde (1971): Kartieranleitung. — 169 S., 4 Abb., 30 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BAILLY, F. (1973): Zur Vergesellschaftung der Böden aus Löß in der nördlichen Calenberger Börde. — Geol. Jb., F 1, 135 S., 38 Abb., 10 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- & HARTGE, K. H. (1966): Porenvolumen und Porengrößenverteilung in Lößparabraunerden im südlichen Niedersachsen. — Z. Pflanzenern. Bodenkd., **115**: 17—28, 2 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- BLUME, H. (1951): Das Land Hessen und seine Landschaften. — Forsch. dt. Landeskd., **55**, 110 S., 16 Tab., 3 Kt.; Remagen.
- BÜRGENER, M. (1963): Die naturräumlichen Einheiten auf Bl. 111 Arolsen (Geogr. Landesaufnahme 1: 200 000). — 94 S., 3 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg.
- Deutscher Wetterdienst (1973): Ergebnisse von Niederschlags- und Temperaturmessungen im Raum Fritzlar (schr. Mitt.).
- DOKUTSCHAJEW, W. W. (1883): Der russische Tschernosem. — St. Petersburg.
- EISSELE, K. (1955): Beitrag zum Schwarzerdeproblem in Fellbach — Schmidener Feld. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **1**: 478—486, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- FIEDLER, H., & REISSIG, H. (1964): Lehrbuch der Bodenkunde. — 544 S., 106 Abb., 130 Tab.; Jena.
- FINK, A. (1969): Pflanzenernährung in Stichworten. — 200 S., 49 Abb., 46 Tab.; Kiel.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — **1**, 480 S., 163 Abb.; Jena.
- FRANZ, H. (1960): Feldbodenkunde. — Als Grundlage der Standortsbeurteilung und Bodenwirtschaft. Mit besonderer Berücksichtigung der Arbeit im Gelände. — XII + 583 S., 54 Abb., 41 Tab., 12 Prof.; Wien u. München (Fromme).
- GANSSEN, R., & HARTH, H. (1957): Beiträge zur Kenntnis der Böden des Oberrheingrabens. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd., **76**: 213—223, 2 Abb., 6 Tab.; Berlin u. Weinheim.
- GEBHARDT, H., MEYER, B., & SCHEFFER, F. (1966): Zwischenschichtbelegung und Expansionsverhalten von Dreischicht-Tonmineralen im CaCO₃-gepufferten Hydrogencarbonatmilieu kalkreicher Lockersedimentböden (Beispiel: Löß). — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd., **114**: 90—100, 1 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- GENSEN, R. (1974): Frühgeschichte des Fritzlarer Raumes. — In: Fritzlar im Mittelalter. Festschr. 1250-Jahrfeier: 10—40, 11 Abb., 1 Taf., 3 Kt.; Fritzlar.
- GLINKA, K. (1914): Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassifikation und geographische Verbreitung. — 365 S., 65 Abb., 1 Kt.; Berlin.
- GRIMME, A. (1958): Flora von Nordhessen. — Abh. Ver. Naturkd., **61**, 212 S.; Kassel.
- HARTGE, K. H. (1966): Ein Haubenpermeameter zum schnellen Durchmessen zahlreicher Stechzylinderproben. — Z. Kulturtechn. Flurbereinigung, **7** (3): 155—163, 3 Abb.; Berlin, Hamburg.
- HAUPENTHAL, C. (1975): Über Steppenböden der Fritzlarer Börde. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **22**: 591—594, 1 Tab.; Göttingen.
- (1976a): Bodenkt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4821 Fritzlar. — Wiesbaden.
- (1976b): Erl. Bodenkt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4821 Fritzlar. — 90 S., 15 Tab., 15 Prof.; Wiesbaden.

- HOHENSTEIN, V. (1919): Die ostdeutsche Schwarzerde (Tschernozem) mit kurzen Bemerkungen über die ostdeutsche Braunerde (Schluß). — Internat. Mitt. Bodenkde., **9**: 1—31, 125—177; Wien.
- HOHNVEHLMANN, J. (1963): Vergesellschaftung, Entstehung und Eigenschaften der Böden im Soester Hellweggebiet. — Diss., 121 S., 10 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Bonn.
- HORN, M. (1971): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 4721 Naumburg, mit Erläuterungen. — 285 S., 29 Abb., 10 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- HOYNINGEN-HUENE, P. F. V. VON (1931): Die Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **51**: 524—564, 5 Tab., 7 Taf.; Berlin.
- KASCH, W., v. D. SAHLE, E., & LORENZ, P. (1954): Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands, ihre Systematik und Erläuterung. — 44 S., 1 Abb., 32 Prof.; Leipzig.
- KLAUSING, O. (1974): Die Naturräume Hessens. Mit einer Karte der naturräumlichen Gliederung im Maßstab 1:200000. — Schr. hess. L.-Anst. Umwelt, 86 S., 1 Kt.; Wiesbaden.
- KLINK, H.-J. (1969): Die naturräumlichen Einheiten auf Bl. 112 Kassel (Geogr. Landesaufnahme 1:200000). — 108 S., 3 Abb., 1 Kt.; Bonn-Bad Godesberg.
- KMOCH, H. G. (1962): Die Luftdurchlässigkeit des Bodens. — 90 S., 17 Abb., 22 Tab.; Berlin-Nikolassee (Borntraeger).
- KNAPP, R. (1954): Natürliche und wirtschaftlich bedingte Pflanzengesellschaften und Wuchsräume. — In: SCHÖNHALS, E. (1954): Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **2**: 40—51, 1 Taf.; Wiesbaden.
- KÖSTER, E. (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. — München (Hauser).
- KOPP, E. (1965): Über Vorkommen „degraderter Steppenböden“ in den Lößgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 97—112, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- KOSSOWITSCH, P. (1912): Die Schwarzerde. — Internat. Mitt. Bodenkde., **1**: 199—354, 20 Abb., 32 Tab.; Berlin-Wien.
- KUBIENA, W. L. (1948): Entwicklungslehre des Bodens. — 215 S., 7 Tab., 9 Taf.; Wien. — (1953): Bestimmungsbereich und Systematik der Böden Europas. — 392 S., 12 Abb., 26 Taf.; Stuttgart.
- KULICK, J. (1917): Schichtenverzeichnisse von Sondierungsbohrungen auf Bl. 4821 Frittlar. — Wiesbaden (Manuskript).
- LAATSCH, W. (1934): Die Bodentypen um Halle (Saale) und ihre postdiluviale Entwicklung. — Jb. halesch. Verb. Erforsch. mitteldt. Bodenschätze u. Verwertung, **13**: 57—112; Halle.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — 148 S., 13 Abb., 60 Taf. mit Bodenprof., Profilbeschr. u. Analysendaten; Frankfurt a. M.
- (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — 2. Aufl.; Frankfurt a. M.
- (1975): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. — 579 S., 185 Abb., 67 Tab., 24 Taf.; Frankfurt a. M.
- MÜLLER, S. (1951): Schwarzerderelikte in Stuttgarts Umgebung. — Jh. geol. Abt. württemb. statist. L.-Amt, **1**: 79—90, 4 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- MÜLLER, W., RENGER, M., & BENECKE, P. (1970): Bodenphysikalische Kennwerte wichtiger Böden, Erfassungsmethodik, Klasseneinteilung und kartographische Darstellung. — Beih. geol. Jb., **99**, bodenkdl. Beitr. 1—3: 13—70, 24 Abb., 16 Tab.; Hannover.
- OYAMA, M., & TAKEHARO, H. (1967): Revised Standard Soil Color Charts. — 63 S., 12 Taf.; Tokio.
- PFEIFFER, L. (1847): Flora von Niederhessen und Münden. — 2 Bd.; Kassel (Fischer).
- RAMANN, E. (1911): Bodenkunde. — 619 S., 63 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- RAU, D. (1965): Untersuchungen zur Morphologie und Genese der Lößböden im Thüringer Becken. — 71 + VI S., 12 Abb., 14 Tab.; Berlin.

- RICHARDS, L. A. (1949): Methods for measuring soil moisture tension. — *Soil Sci.*, **68**: 95—112, 4 Abb.; Baltimore.
- & FIREMANN, H. (1943): Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. — *Soil Sci.*, **56**: 395—404; 6 Abb.; Baltimore.
- ROESCHMANN, G. (1968): Pseudogley-Tschernoseme und deren Übergangsbildungen zu Parabraunerden im Lößgebiet der Hildesheimer Börde. — *Geol. Jb.*, **85**: 841—860, 1 Abb.; Hannover.
- RÖSING, F. (1973): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000. — 2. Aufl.; Wiesbaden.
- ROHDENBURG, H., & MEYER, B. (1968): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Göttinger bodenkdl. Ber.*, **2**: 1—135, 25 Abb., 12 Tab.; Göttingen.
- SALFELD, J. C., & SÖCHTIG, H. (1969): Ergänzung zum Exkursionsführer der Jahrestagung der DBG in Hannover, Exk. C (= F). Schwarzerde-Griserde-Morphosequenz. — 4 S., 1 Abb., 1 Tab. (Umdruck, unpaginiert).
- SANGMEISTER, E. (1951): Zum Charakter der bandkeramischen Siedlung. — *Ber. röm.-germ. Komm.*, **33**: 89ff.
- SCHARFENSEEL, H. W., & PIETIG, F. (1969/69): Einfache Boden- und Wasserdatierung durch Messung der C¹⁴- oder Tritiumkonzentration: *Geoderma*, **2**: 273—289, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam-London-New York.
- SCHEFFER, F., & MEYER, B. (1958): Bodenkundliche Untersuchungen an neolithischen Siedlungsprofilen des Göttinger Leinetalgrabens. — *Gött. Jb.*: 3—18, 3 Abb.; Göttingen.
- & SCHACHTSCHABEL, P. (1976): Lehrbuch der Bodenkunde. — 9. Aufl., 394 S., 153 Abb., 77 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- SCHLICHTING, E., & BLUME, H. P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. — 209 S., 35 Abb., 38 Tab., 1 Taf.; Hamburg, Berlin.
- SCHÖNHALS, E. (1951): Die Böden. — *Erl. geol. Kt., Hessen 1:25 000*, Bl. 4821 Fritzlar (Manuskript).
- (1954): Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300 000. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **2**, 288 S., 25 Abb., 60 Tab.; Wiesbaden.
- SCHROEDER, D. (1956): Der Einfluß der Vegetation und Bodennutzung auf die Bodenentwicklung ehemaliger Schwarzerden. — *VI. Congr. Sci. Sol, E (Comm. V)*: 143—148, 1 Tab.; Paris.
- (1969): Bodenkunde in Stichworten. — 144 S., 53 Abb., 22 Tab., 6 Taf.; Kiel.
- SCHWERTMANN, U. (1961): Der Mineralbestand der Fraktion 2 μ einiger Böden aus Sedimenten und seine Eigenschaften. — *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde.*, **95**: 209—227, 1 Abb., 4 Tab.; Weinheim/Bergstr.
- (1962): Eigenschaften und Bildung aufweitbarer (quellbarer) Dreischicht-Tonminerale in Böden aus Sedimenten. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **8**: 199—209, 2 Tab.; Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- SELLKE, M. (1935): Die Böden Niedersachsens. — *Veröff. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Nieders., e.V., Reihe B Forschungen*, H. 12, 221 S., 9 Abb., 24 Tab., 21 Taf., 5 Kt., 212 Prof.; Oldenburg.
- SÖCHTIG, H., & SALFELD, J. C. (1971): Characterization of Humic Systems in a Blackearth-Griserde-Morphosequence in the Area of Hildesheim. — *Transact. Intern. Symp. "Humus et Planta V"*: 247—254, 7 Abb.; Prag.
- STEBUTT, A. (1930): Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Der Boden als dynamisches System. — 518 S., 55 Abb.; Berlin.
- STEPHAN, S. (1974): Arbeitsvorschrift zur Herstellung von Bodendünnschliffen (Manuskript).
- STRAUTZ, W. (1963): Porengrößen-Verteilung in einer Feuchtschwarzerde-Parabraunerde-Reihe aus Löß. — *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **1**: 121—127, 3 Abb.; Göttingen.

- STREBEL, O. (1966): Beziehungen zwischen Bodengenese, Nutzungsart und Eigenschaften des Porensystems von Lößböden des Raumes Sarstedt. — Pflanzenern., DÜng. Bodenkde., **112**: 30—38, 2 Abb., 5 Tab.; Weinheim/Bergstr.
- STREMMER, H. (1930a): Die Steppenschwarzerden. — Handbuch der Bodenlehre, **3**: 257—287, 3 Abb., 12 Tab.; Berlin.
- (1930b): Die Böden Deutschlands. — Handbuch der Bodenlehre, **5**: 271—429, 10 Abb., 8 Tab.; Berlin.
- STRUNK-LICHTENBERG, G. (1969): Humusuntersuchungen mittels Farbquotienten an archäologischen Objekten aus dem Neolithikum. — 25 S., 3 Abb., 8 + III Tab.; Bonn (Umdruck).
- TANNER, C. B., & JACKSON, M. L. (1947): Nomographs of Sedimentation times for soil particles under gravity of centrifugal acceleration. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **12**: 60—65.
- TRIBUTH, H. (1970): Die Bedeutung der erweiterten Tonfraktionierung für die genauere Kennzeichnung des Mineralbestandes und seiner Eigenschaften. — Z. Pflanzenern. Bodenkde., **126**: 117—134, 3 Abb., 7 Tab.; Weinheim/Bergstr.
- (1972): Bedeutung und Methode der erweiterten Korngrößenanalyse. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **15**: 11—17, 3 Abb.; Göttingen.
- UENZE, O. (1953): Die Kultur der Urzeit (Altsteinzeit und Mittelsteinzeit). Vorgeschichte von Nordhessen. Tl. 1. — 40 S., 3 Abb., 20 Taf.; Marburg.
- (1956): Die ersten Bauern (Jungsteinzeit). Vorgeschichte von Nordhessen. Tl. 2. — 78 S., 22 Abb., 57 Taf.; Marburg.
- VILENSKI, D. G. (1957): Soil Science. — 3. Aufl., 488 S., 123 Abb., 95 Tab.; Moskau.
- WALTER, H., & LIETH, H. (1967): Klimadiagramm-Weltatlas. — ca. 9000 Diagr., 33 Hauptkt., 22 Nebentkt.; Jena.
- Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda (1964). — Atlas, 2 S., 78 Kt.; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten).
- WILHELMY, H. (1950): Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel- und Osteuropas. — Erdkunde, **4**: 5—34; 4 Abb.; Bonn.
- ZAKOSEK, H. (1956): Die Böden der Rheinpfalz. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 356—373, 6 Abb.; Wiesbaden.
- (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, 46 S., 1 Abb., 19 Tab.; Wiesbaden.
- (1976): Über das Alter des Rheintal-Tschernosems und der würmeiszeitlichen Humuszonen in der Ziegeleigrube Wallertheim (Rheinhausen). — Geol. Jb. Hessen, **104**: 51—52; Wiesbaden.
- ZELLER, H. (1970): Die Basensättigung von Böden aus verschiedenen Ausgangsgesteinen und verschiedener typologischer Entwicklung. — Diss., 233 S., 7 Tab.; Bonn.
- ZIEHLKE, C. P. (1975): Tonmineralanalysen mit dem Röntgen-Diffraktometer. Arbeitsanleitung. — Wiesbaden (Manuskript).

Manuskript eingegangen am 23. 11. 1977

Ein Eiskeil-Netz im Stadtgebiet von Darmstadt

Von

KLAUS FAHLBUSCH*

Kurzfassung: In Baugrubenaufschlüssen im südlichen Sprendlinger Horst, in Darmstadt (Hessen) im Bereich der östlichen Grabenschulter des Rheingrabens und besonders in einer Großbaustelle im Zentrum von Darmstadt konnten Zeugen eines periglazialen Klimas (u. a. Eis- und Sandkeile) nachgewiesen werden. Die in einer Schluff-Feinsand-Folge (Lehm) vorhandenen Anzeichen für ein Kryomer führten, nachdem die dichten Deckschichten entfernt und Wasser in die Sandfüllungen eindringen konnte, zu lokalen Böschungs-Zusammenbrüchen. Vorher kaum erkennbare Trennfugen im Lehm wurden durch den Aushub aktiviert, dadurch entstanden Gleitfugen. Die Entstehung dieser Trennfugen (Setzung, Schrumpfung oder Tektonik ?) wird diskutiert.

[Ice-wedge-structures at Darmstadt (Hessen)]

Abstract: During the Würm/Weichsel-glacial period in Rhine-Graben-Valley permanently frozen ground (continuous permafrost) was built up. Pore water was frozen and cemented the mineral particals at a variable—but unknown—depth beneath the surface of the earth. A geological preload was the result of frost action, although there was no glaciation in described area. Involutions (cryoturbations) were detected in the surroundings of Darmstadt (Hessen). Slumping and probable undercutting associated with periglacial environment at the end of the Würm-glacial period destroyed many frost features. Some ice-wedge casts were shifted by slip-action (e.g.: Fig. 2h; 5h; 6h), others remain in the former direction.

In loamy soils of an excavation at Darmstadt-Luisenplatz (Fig. 1) Pleistocene ice-wedges now infilled with sand (Fig. 2e, d; 4d) and/or gravel (Fig. 6r; 3n) were recognized. Original loess lay above solifluction deposits. Although the described ice-wedge-structures are poor examples, the identification is unquestionable. Probably a more detailed search in Darmstadt-area would reveal more distinctive frost features in Pleistocene beds.

The infillings (e.g. Fig. 2d, k; 3d, 4k) of the thawed ice wedges show two different main orientations of sandbeds. We believe, that the fossil features may be explained as real sand wedges and also as ice-wedge casts associated with moister climatic condition (Fig. 2d). Loess or loam wedges were not recognized. Some of the infillings of the former soil-wedges are vertically foliated (Fig. 2k; 3k; 4k) and the maximum width of the cast is only a few centimeters. There is no information as to successive increases in the thickness of superficial deposits during the time of frost cracking. On the other hand the voids left by melting ice, have no thin vertical layers. There are fine horizontal foliated casts (Fig. 2d; 3d; 4d; 6d) with mechanical sorting, involving interrupted downward move-

* Prof. Dr. K. FAHLBUSCH, Geologisch-Paläontologisches Institut der TH Darmstadt, Schnittspahnstraße 9, 6100 Darmstadt.

ments or as the result of collapse and cryostatic pressure in fine grained infillings, some "stromatolitic" bedding (Fig. 5s; 6s) but no intrusive phenomena were recognized.

In pebbel-layers lying in silty beds (Fig. 2f; 3f), we have seen no frost-heaved stones and no indications of sorting by frost action.

The former lamination (small scale cross bedding and microdelta bedding (Fig. 2a, b) of loamy and silty sediments was not attacked by frost action, also beds with fine coarse sand. But primary rather poorly sorted sediments (medium sand to coarse gravel) in former scour- and fill-structures of partly eroded silty deposits were attacked by frost action. Different migrating of gravel in the coarse layers of small braided channel sediments ("Odenwald-Bäche") was originated by frost action.

The result of natural consolidation during and after periglacial time was an increase in shear strength and stiffness of the silty and loamy layers. After thawing of permafrost this fine grained soil (Fig. 2a, 2b) was drained by natural filters, because the high permeability of the loosely connected sandy material (e.g. Fig. 4d) allows rapid transport of water. In construction sites the mean slope angle in described periglacial deposits decreased with increasing orders of magnitude of time (several hours to a few weeks). The sandy (e.g. Fig. 6d), gravelly sandy (Fig. 6r) and gravelly (Fig. 6n) casts of former ice wedges and vertical joints (Fig. 2c, jointplane) in loamy beds caused multiple retrogressive slides in stiff-loam, because the primary dry casts and also the joints were filled with rain-water during the excavation. The vertical discontinuities [joints or fissures (Fig. 2i; 7i)] in silty and loamy beds opened, when the soil abutment was removed. Rainwater and also melting snow reduced the shear strength of the fissure surface and caused a softening of the discontinuous surface (Fig. 2c; 6c). The discontinuities were not expected, it is suspected, that fissures of this order are of tectonic origin, because the Pleistocene sediments are spread over the Rhine-Graben-Fault-Zone (Fig. 1).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	368
2. Hinweise auf Periglazial-Erscheinungen	369
3. Aufschlüsse am Luisenplatz.	370
4. Periglazial-Bildungen in der Baugrube am Luisenplatz	372
5. Die Füllungen der ehemaligen Eiskeile	373
6. Ergebnisse	381
7. Danksagung	381
8. Schriftenverzeichnis	381

1. Einleitung

1.1. Durch bodenmechanische Untersuchungen und die periglaziale Deutung der Ergebnisse konnten Belege erbracht werden (CHAMBOSSE & FAHLBUSCH 1978), die die Ausbildung einer mächtigen Permafrostzone im Gebiet NE Worms während einer der Kaltzeiten des Pleistozäns wahrscheinlich machen. Die Permafrostzone wirkte im Untersuchungsgebiet als geologische Vorbelastung.

1.2. Bei baugeologischen Untersuchungen im Raum Darmstadt im Bereich des W-Randes der östlichen Rheingraben-Schulter, besonders bei Schlagsondierungen, konnten wir feststellen, daß über einer einige Dezimeter bis wenige Meter mächtigen Deckschicht (häufig kaum verfestigte äolische Sedimente) eine vorwiegend aus Sanden (mit unterschiedlichen Körnungslinien) aufgebaute relativ hoch verdichtete Zone auftrat, die die Gründungen für Maschinen erleichterte, die hohe dynamische

Kräfte in die Fundamente eintragen. Diese Befunde konnten zunächst nicht erklärt werden und werden jetzt ebenfalls auf eine geologische Vorbelastung durch eine Permafrostzone zurückgeführt (CHAMBOSSE & FAHLBUSCH 1978). Beim Aushub wurde festgestellt, daß über den verdichteten Sanden keine kryoturbaten Horizonte auftraten, die äolischen Sedimente lagen mit deutlichem Hiatus über den Sanden. An anderen Stellen (FAHLBUSCH 1975b: 70) konnten aber Würgeböden beobachtet werden.

2. Hinweise auf Periglazial-Erscheinungen

2.1. Beim Autobahnbau Darmstadt-Ost — Roßdorf („B 26 neu“) wurden an einigen Stellen neben engbegrenzten Vorkommen wahrscheinlich kryoturbat überformter, auf Paläozoikum aufliegender Deckschichten, einige Strukturen beobachtet, die auf Eiskeile schließen lassen. Im Geologisch-Paläontologischen Institut der TH Darmstadt ist seit einigen Jahren ein Eiskeil-Lackfilm ausgestellt (Eiskeil in permischen Schluff- und Feinsandsteinen), der von Hamburger Präparatoren und Herrn Kollegen BACKHAUS im Perm NW der Grube Messel (TK 25, Bl. 6018 Langen, R 34 80 . . . , H 55 32 . . .) geborgen wurde. In einer Baugrube für ein Lagerhaus N des Bahnhofs Messel, in der ein Perm-Profil auf Odenwald-Kristallin aufgeschlossen war (TK 25, Bl. 6018 Langen, R 34 82 . . . , H 55 32 . . .), konnten auf Eiskeileinfluß zurückzuführende Schichtverstellungen nachgewiesen werden, auch etwas weiter E war zeitweise ein Eiskeil aufgeschlossen.

2.2. Im Gebiet W des Mainzer Berges (TK 25, Bl. 6018 Langen, R 34 83 . . . , H 55 29 . . .), im Bereich der E-Wand eines Steinbruches (bei ca. 200 m über NN), wurden 1976 und 1977 mehrfach Kryoturbationen und Eiskeile mit Frostdruck-Deformationen im Löß-Sandlöß-Lehm-Profil über dem Kristallin beobachtet. Beim Bau des Fernmeldeturmes auf dem Mainzer Berg (Profil: Lehm, Löß, Flugsand bis Sandlöß, kryoturbat verändertes sedimentäres Perm, dann kaum noch entfestigte Arkosen, Schluffsteine und eingekieselte Sedimentite) wurde ein Eiskeil-Netz freigelegt („Polygon-Boden“).

2.3. Diese Geländebefunde im Bereich der Rheingraben-Schulter bzw. des Sprendlinger Horstes sind wegen der starken Morphogenese im Übergangsbereich Graben/Odenwald — Sprendlinger Horst bemerkenswert (u. a. FAHLBUSCH 1975a), weil auch nacheiszeitlich mit stärkerem flächenförmigem Bodenabtrag (KARRASCH 1972) und einer generellen Erosionsrichtung nach W zu rechnen ist. Am Mainzer Berg gruppieren sich die erkannten Eiszeitrelikte um ein Gebiet, das allseitig abfällt, und nur im engen Bereich um den 227 m hohen Berg sind in den quartären Deckschichten und in der paläozoischen Unterlage Belege für Permafrostbildungen überliefert. Auch im westlich anschließenden (Richtung Rheingraben) und tieferliegenden (ca. 160 bis 180 m über NN) Gebiet herrschten vor Jahren sehr gute Aufschlußverhältnisse. Dort konnten aber Sedimentverstellungen, die während eines Kryomers entstanden sind, nicht beobachtet werden. Es muß aber damit gerechnet werden, daß sie auch dort ehemals vorhanden waren und durch die Postwürm-Morphogenese abgetragen worden sind. Die Frostbodenstrukturen im Bereich des Mainzer Berges sind als insel-förmiges Relikt — z. T. durch äolische Deckschichten maskiert — anzusprechen.

3. Aufschlüsse am Luisenplatz

3.1. Im Bereich des Luisenplatzes (TK 25, Bl. 6117 Darmstadt-West, R 34 75 . . . , H 55 26 . . . Zentrum von Darmstadt; Abb. 1) sind in mehreren, über viele Jahre verteilten Bohrkampagnen zahlreiche Bohrungen (Ansatzpunkte ca. 140–145 m über NN) niedergebracht worden, die u. a. den Nachweis erbrachten, daß W und N des Odenwald-Kristallins (u. a. FAHLBUSCH 1975 b) in erreichbaren Bohrtiefen (< 30 m) stark verwitterte Rotliegend-Sedimente und Tuffe (?) des permischen Basalt-(Melaphyr-)Vulkanismus anstehen (Untergrenze des Aquifers). Nach W und NW versinkt dann auch das Perm mit einem treppenförmigen Abbruch unter das Niveau der baugelologischen Aufschlußbohrungen (hier bei 30 m u. Fl.) und wird von schnell-

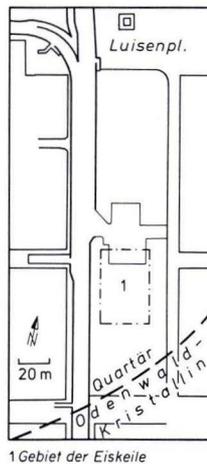


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes in Darmstadt.
Abb. 2–7 in diesem Gebiet aufgenommen.

wechselnden Erdstoff-Akkumulationen ersetzt, die seit mehreren Jahrzehnten in den Bohrregistern (die u. a. W. WAGNER vor 1939 anlegte) als Darmstädter Schutt-fächer-Sedimente bezeichnet werden. N–S-Längsprofile durch die heute bebauten Grundstücke S des Luisenplatzes ergeben generell ein Profil (FAHLBUSCH 1975 b: 41), das im S einen zersetzten, wasserstauenden, in größeren Tiefen stark zerscherten Granodiorit zeigt, der unter einem wenige Dezimeter mächtigen Schleier aus Sand, Sandlöß, Lößlehm und Löß (in schnellwechselnder Verteilung) ansteht. Dieser Granodiorit bricht in enggestellten Staffeln nach N und NW ab und wird überlagert von einer Wechselfolge von Erdstoffen, deren Aufbau, Lagerungsdichte und Porosität auch in horizontaler Erstreckung schnell wechselt. In den Baugruben konnte die Deutung der Bohrbefunde bestätigt werden, daß eine Folge aus einzelnen, engbegrenzten und in ihren Berührungsfrennten durch Aufarbeitungshorizonte ausgezeichnete, von S nach N schwach geneigten (sekundär in Richtung Rheingraben verstellt ?)

Schüttungskörpern vorliegt (in den Abb. mit a gekennzeichnet), die eine erhebliche Sedimentationsunruhe dokumentieren.

3.2. Einzelne Grobkieszonen (Herkunft: Odenwald-Bäche), die der Folge eingeschaltet sind (scour- and fill-structures), führten vor Beginn der Baumaßnahmen Wasser. Die Grobkieskomponenten zeigten eine seitliche Wanderung durch Frostphänomene, wie sie von WASHBURN (1973) beschrieben worden sind. Eine Frosthebung einzelner Steine (Abb. 2f und 3f) wurde nicht beobachtet.

3.3. Das auf dem wasserstauenden Kristallinsockel von S zudringende Grundwasser (Spiegeltiefe 3–5 m u. Fl.) „stürzte“ wasserfallartig (Gefälle 30–35%) am Abbruch des Kristallins ab und wurde in den Bohrungen N des Abbruches auf einige Dekameter Distanz in Tiefen von über 17 m u. Fl. wieder angetroffen. Die in den Abb. 2–7 dargestellten Eiskeilfüllungen lagen über dem Grundwasserspiegel.

3.4. Inkohlte organische Substanz tritt mehrmals im unteren Abschnitt der Bohrprofile auf (100 m weiter W konnten stark verunreinigte Torfe — in Bohrmeisterprofilen: Braunkohle — nachgewiesen werden; FAHLBUSCH 1975b: 43, Abb. 4). In ca. 16–20 m Tiefe wurden im späteren südlichen Baustellenbereich Profilabschnitte durchbohrt, die nach C^{14} -Datierungen (Physikalisches Institut Universität Heidelberg 1965) älter als 30000 Jahre BP waren. Entsprechend dem generell beobachteten Einfallen der Schüttungskörper und den in ihnen enthaltenen „Stillwasserablagerungen“ kann aber nicht geschlossen werden, daß die in Tiefen von >16 m u. Fl. horizontal nebeneinander auf der gesamten N–S-Erstreckung (über 200 m) anstehenden Erdstoffe gleichartige Alter aufweisen. Als sicher kann jedoch angesehen werden, daß die unter einer anthropogen stark gestörten obersten Profilfolge von 2–5 m beobachteten Sedimentveränderungen jünger als die datierte inkohlte Substanz sind.

Die Sedimentkörper, die in den Abb. 2–7 dargestellt werden, dürften in die Zeit der letzten skandinavischen und Alpen-Eisvorstöße zu stellen sein. Ihre kryoturbate Umprägung war wahrscheinlich abgeschlossen, als der Mensch diesen Bereich des Odenwaldes besiedelte (FAHLBUSCH & SCHMIDT 1977).

3.5. In den sommerlichen Auftauzeiten während des Kryomers dürfte die Rheingraben-Ebene von einem braided river eingenommen worden sein. Äolischer Sedimenttransport von der Ebene im W in Richtung Grabenschulter und limnisch-fluviatile (Odenwaldbäche — vgl. 3.2.) und solifluidale Sedimentumlagerung, gesteuert durch das Tieferlegen der Erosionsbasis (Rheingraben), dürften für die Gebiete im Übergangsbereich Graben/Odenwald während der Kältemaxima des Pleistozäns und während der Periode des ersten zögernden Baumwuchses bestimmend gewesen sein. Wie die Baugruben während der Bauperiode 1975–1976 und Sedimentanalysen belegen, liegt das Untersuchungsgebiet in diesem Übergangsbereich. Die Baugrube überspannt diesen Abschnitt des enggestaffelten Schollenmosaiks an der Grenze Graben/Odenwald (Einzelheiten FAHLBUSCH 1975a).

3.6. In den pleistozänen und holozänen Folgen wurde auf Hinweise geachtet, die Rückschlüsse auf tektonische Bewegungen im Untergrund zulassen. Wegen des überaus schnell fortschreitenden Aushubs [nachdem durch langwierige Sicherungsmaßnahmen — Trägerbohlwände, Stahlbeton-Bohrpfähle und Bodenverfestigungen — die senkrechten Wände der 14000 m² großen Baugrube (Abb. 1) bis in Tiefen von

über 13 m ausgesteift und für geologische Detailuntersuchungen dadurch nicht mehr zugänglich waren] konnten von den hier beschriebenen Strukturen keine Lackfilme zur späteren Auswertung gezogen werden.

4. Periglazial-Bildungen in der Baugrube am Luisenplatz

4.1. Im Rahmen des Bohrprogrammes 1963 war dem Verfasser bei den Standard-Penetration-Tests aufgefallen, daß in einigen Bohrungen, besonders im S des späteren Baugeländes, neben schwachen Schwankungen der Lagerungsdichte, aus Bereichen mit relativ hoher Dichte ohne erkennbaren Übergang lose Lagerung nachgewiesen wurde. Im Probenrohr befanden sich dann verdichtete braune Lehme oder gelbbraune, schwach feinsandige Schluffe über einem fast weißen, kohäsionslosen, gleichkörnigen Feinsand. Eine mögliche Deutung: kaum verfestigte Feinsandschichten in einer verdichteten Lößlehmfolge oder nachträgliches Herauslösen eines ehemals vorhandenen Bindemittels — wurde aus geologischen Gründen verworfen. Da der Befund des Tests für ein später in Erwägung zu ziehendes Injektionsprogramm von hoher Wichtigkeit war, wurde nach einer anderen Erklärung gesucht. Der Verfasser erinnerte sich an Frostkeilnetze, die er 1951/52 in Sandgruben im Kreis Pritzwalk (Prignitz, Bez. Potsdam) untersuchen konnte. Auch dort lagen die nicht verdichteten Ausfüllungen der ehemaligen Frostkeile nicht \pm senkrecht in den standfesten Grubenwänden, sondern waren (durch späteren Eisdruck?) verstellt, z. T. von der Region der tiefliegenden Spitze abgeschert und im Hangenden trotz geringer Hangneigung durch Solifluktion gekappt.

4.2. In einigen Standard-Penetration-Tests wurden im Probenrohr Trennflächen erkannt, deren geologische Deutung („rezente“ Abschiebungen in verdichteten Lehmen und Schluffen?) unbefriedigend blieb (vgl. 4.5.).

4.3. Im N-Abschnitt des Baugeländes wurden im Bohrgut zwar ähnliche Feinsandlagen (wie in 4.1. beschrieben) nachgewiesen, aber da erst im unteren Bereich der 1963 festgelegten Maximalteufen erbohrt, nicht durch Penetration-Tests in ausreichender Probedichte untersucht. Die Vermutung scheint berechtigt, daß der kryoturbar überformte Horizont dort in größerer Tiefe ansteht. Die Oberkante der hier näher untersuchten Lößlehm-Sandfolge lag im S bei ca. 140 m über NN, im Bereich der N-Begrenzung der Baustelle bei ca. 126 m über NN. Die Neigung der nicht gleichmäßig ausgebildeten Fläche beträgt zwischen 4 und 5°. Es ist nicht zu entscheiden, ob hier eine tektonisch überformte Sedimentfolge vorliegt.

4.4. Die Lößlehmfolge wird unterlagert von einer eng geschichteten, z. T. laminierten, durch schnellen Farbwechsel (braun/grau/gelb) ausgezeichneten, mehrere Meter mächtigen Profilfolge aus tonigen Schluffen mit einer Sandkornfraktion, die vorwiegend aus eckigen Quarzen und verwitterten Feldspäten besteht. Der Transportweg war kurz; die Verwitterung der Feldspäte (erfolgte nicht nur in situ!) läßt vermuten, daß Abtragungsprodukte eines Kryomers ausscheiden; die inkohlte organische Substanz liegt in dieser Schichtfolge. Die beobachteten Eiskeile, heute Sandkeile, enden im oberen Bereich dieses Profilabschnittes („Schichttorte“ der Bauarbeiter), während die Ablösungsflächen (vgl. 4.2.) in der Schluff/Sand-Folge weiter zu verfolgen sind.

4.5. Ein Zusammenhang zwischen den Flächen und den Kluftsystemen des Granodiorits (weiter im S gut meßbar) konnte nicht sicher festgestellt werden. Häufig sind die Ablösungsflächen als schwach gewölbte Flächen ausgebildet, sie sind nicht erst während der Bauzeit (vgl. 4.2.) durch Entfernung des Widerlagers infolge fortschreitenden Aushubs entstanden. Sie waren bereits vorhanden und öffneten sich, wenn die Aushubarbeiten zeitweise eingestellt wurden und man die frischen Böschungen für einige Zeit ohne Sicherung beließ. Regen und Schmelzwasser drangen ein, und die vorher trockenen Flächen (in den Abbildungen: c) verwandelten sich sehr schnell in Trennfugen mit schmierender Oberfläche. Entlang dieser Fugen bildeten sich Gleitkreise usw. aus.

Die aktivierten Flächen konnten von solchen unterschieden werden, die sich bei zu steilen Böschungswinkeln z. B. über lokal durchfeuchteten Zonen einstellten und eine beginnende Gleitung ankündigten.

4.6. Auch die primär trockenen, sandigen bis kiesigen Füllungen der ehemaligen Frost-Risse wirkten nach Abtrag der dichtenden Deckschicht wie mit Sand gefüllte Drainagestränge. Sie sammelten das Wasser, durchfeuchteten randlich die festen sandigen Lehme (a in den Abbildungen). Dadurch wurde im Laufe der Zeit eine Herabsetzung der Standfestigkeit der Böschungen verursacht.

5. Die Füllungen der ehemaligen Eiskeile

5.1. Eiskeile allgemein

5.1.1. Eiskeile und ihre Füllungen während der Permafrostperiode wurden durch eine Vielzahl von Autoren beschrieben (Zusammenfassungen bei BLACK 1954; EMBLETON & KING 1975: 33. ff; WASHBURN 1973). Mit ingenieurgeologischen Fragen rezenter Permafrostböden befaßt sich STEARNS (1966). DYLIK (1951), LINDNER (1976) und MUNDEL (1976) beschrieben Frostbodenhorizonte in Mitteleuropa und PÉWÉ (1959) berichtete über Sandkeile in der Antarktis. Die Füllungen der dort beschriebenen ehemaligen Eiskeile („Eiskeilpseudomorphosen“) sind nur in wenigen Fällen horizontal geschichtet (d in unseren Abbildungen). Häufig überwiegt wirre Lagerung, auch wurden Eisenverbindungen ausgefällt (LINDNER 1976: 407, 409), die hier weitgehend fehlen. DYLIK beschreibt 1951 verschiedenartige Ausfällungstypen und MUNDEL (1976) legt Wert auf Zusammenhänge zwischen Frostkeilnetzen und fossilen Eislinen, die in unseren Aufschlüssen nicht beobachtet wurden.

5.1.2. MUNDEL führt die Entstehung von Eiskeilen vor allem auf nahes Grundwasser zurück. Eine Beobachtung, die auf die hier beschriebenen Vorkommen (vgl. 2.2 und 3.3.) wahrscheinlich nicht zutrifft.

5.1.3. Die von LINDNER (1976: 406) beschriebene Auflockerung und Schichtaufrichtung an den Flanken von Trennfugen in Lias-Sandsteinen konnte von uns am Mainzer Berg (vgl. 2.2.) nicht beobachtet werden, in wenig verfestigten Erdstoffen, z. B. in den gut geschichteten Feinsandfolgen b, (z. B. Abb. 3b') tritt sie auf. Auflockerung von Sandstein-Abfolgen in Permafrost-Gebieten scheint aber im mitteleuropäischen Raum weiter als bisher vermutet stattgefunden zu haben. Atektonische Schichtverstellungen und sehr starke Aufweitungen des Gefüges entlang normaler

Schichtfugen, z. B. in Buntsandstein-Aufschlüssen zwischen Wetterburg und Neu-Berich (E Arolsen), dürften z. T. permafrostbedingt sein.

5.1.4. Nach HOPKINS et al. (1955) ist die Grundwasserbewegung im Permafrost sehr stark eingeschränkt, und nur in grobkörnigen Schüttungskörpern im Bereich von tiefen Seen und Flußläufen ist sie vorhanden. Zeitweises Durchfließen von Psephiten muß im Luisenplatzbereich stattgefunden haben und führte dort lokal zu Umorientierungen (vgl. 3.2.) von Grobkieskomponenten.

5.1.5. BLACK (1954) hat u. a. die Struktur des Eises in den Frostkeilen untersucht und Wachstumsrichtungen ermittelt. Auch diese Untersuchungen ergeben keine Hinweise auf den zeitlichen Ablauf, der hier so rekonstruiert wird: Bildung der ersten Spalte, Füllung mit Eis, teilweises Auftauen, Herantransport von Sediment aus der Auftauzone (active layer), erneutes Gefrieren, Wiederaufreißen in einem anderen — nicht zentralen — Bereich (dadurch wird die Symmetrie, die häufig vorhanden ist, zerstört).

5.1.6. Für die klimatische Deutung können Hinweise auf organische Substanz — sie wird im Eis gut konserviert — von Wichtigkeit sein. In den von mir untersuchten Eiskeilfüllungen waren Pflanzenreste nicht nachweisbar. PÉWÉ (1963) berichtete, daß in Alaska in Permafrostgebieten ohne zusammenhängenden Tiefenfrost (discontinuous permafrost) Eiskeile nur in feinkörnigen und schluffigen Sedimenten auftreten, während sie in grobkörnigen u. U. auftauen. Da in unserem Raum die Aufschlußverhältnisse ungünstig sind, kann PÉWÉ's Beobachtung hier nicht zur Rekonstruktion des Klimas herangezogen werden.

In der Antarktis treten in ariden, d. h. fast schneefreien Gebieten Sandkeile auf (PÉWÉ 1959). Die Füllungen sind durch gleichkörnigen, geschichteten Sand gekennzeichnet, der bei Hochdruckwetterlagen im Sommer herantransportiert wird. Die Sandfüllungen werden dann durch Eis von den Seiten zementiert, und bei weiterem „Schrumpfen“ der Erdstoffe können sich neue Risse bilden. Einige beobachtete Rißfüllungen entsprechen den von PÉWÉ mitgeteilten Kriterien (Abb. 2), als Liefergebiet wird die Rheinebene (vgl. 3.5.) angesehen.

5.1.7. Eiskeile und die gefrorene oberste Bodenschicht wirken hangstabilisierend; taut der Boden auf (active layer), setzt „Solifluktion“ ein. Die völlige Vernichtung einer oder mehrerer Generationen von Keil-Füllungen, das Abschneiden von Füllungen (in den Abbildungen h), die Verstellung von Feinsandlagen (in den Abbildungen e) und die Beseitigung der obersten Abschnitte der trichterförmigen Strukturen wird auf diese Gleitbewegungen zurückgeführt. In der Zone zwischen dem Permafrost (unten) und der active layer (oben) verbleibt nach dem Wiedergefrieren der active layer zeitweise eine dünne frostfreie Zone. Sie kann wassergesättigt sein. Scherbewegungen können bei entsprechender Hangneigung oder Bodenunruhe auf diesem Gleithorizont ablaufen, da der wieder gefrorene Auftauboden als feste „Felsplatte“ (Eis als Zement) angesprochen werden muß. In Baugruben ist zente eine Aktivierung dieser schlecht erkennbaren Trennflächen denkbar. Auch die Aufpressungsstrukturen in den Füllungen (in den Abbildungen s) mögen z. T. auf Pressung gleitender Massen zurückgehen, obwohl auch hydrostatischer Druck (Eis/Wasser/Erdstoff-Injektion) als Ursache vorliegen kann.

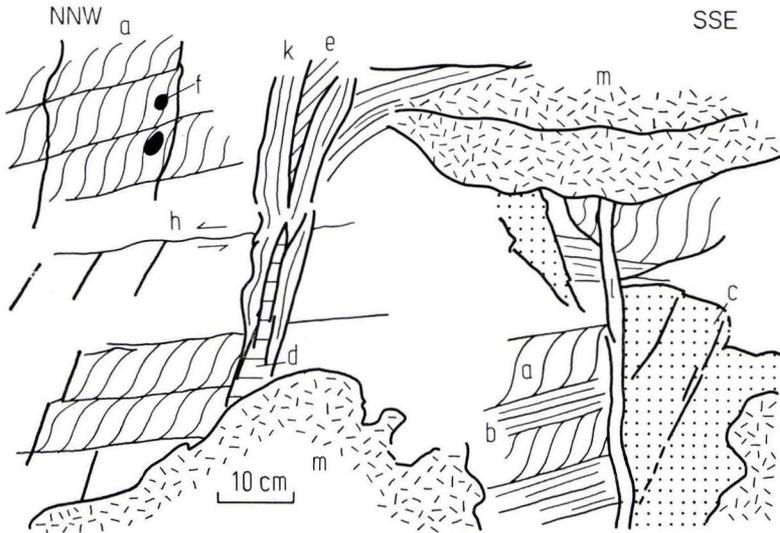


Abb. 2. Eiskeilpseudomorphosen und Sandkeile (vgl. 5.2.2.).

5.2. Beschreibung der Abbildungen

5.2.1. Im Untersuchungsgebiet (Abb. 1) war kein Polygon-Boden-Netz aufgeschlossen. Die Richtungen der erkundeten Eiskeile sind unterschiedlich, die Profile verlaufen baustellenbedingt als unbestimmte Schrägschnitte zu den Eiskeilen. Flächen, die überrieselt und verrutscht waren, erhielten keine Signatur. Die Schüttungskörper (a, b) sind stark vereinfacht, bei den einzelnen Fugen wurde, um die Übersichtlichkeit zu erhalten, die Unterscheidung in die unter 4.2. und 4.5. beschriebenen Typen nicht durchgeführt. Die Grenzen von Eiskeilfüllung zur Lößlehmfolge und innerhalb der Eiskeile sind als Trennfugen dargestellt, da sie mechanisch nach dem Aushub als Inhomogenitäten wirkten.

5.2.2. In Abb. 2 sind schmierende Trennflächen c dargestellt, die unter 4.5. beschrieben wurden. Die Fläche rechts von l verschwindet in den Riss l, der frei von Sediment war, die Folgen a und b wurden an c getrennt, d stellt wie e die letzte Füllung eines Keils dar, hier scheint äolischer (vgl. 5.1.6.) Antransport vorzuliegen, bei e ist die Füllung sekundär verstellt, da im Bereich h eine solifluidale Abschiebung vorliegt, der Übergang zwischen e und d in diesem Bereich ist undeutlich. Bei k wird eine vertikale Laminierung dargestellt, die in mehreren Keilfüllungen aufgeschlossen war. Die Füllung des 1. Keilstadiums ist nach Frostverfestigung — von den Seiten — erneut aufgerissen, der mehrmalige Vorgang wird durch die vertikalen Bänder dokumentiert (vgl. 5.2.7.). Sichere Hinweise für eine allgemein gültige Aussage über die Schichtung innerhalb dieser Bänder sind nicht möglich. Die Schichttypen sind durch Frost umorientiert worden. Über d war lokal eine Verkalkung erkennbar, der Eisenwert (vgl. 5.1.1.) lag nicht höher als in den anderen Erdstoffen. Das Haufwerk m, z. T. zur Sicherung des Hangfußes aufgebracht, stammt aus anderen Partien des Aushubs.

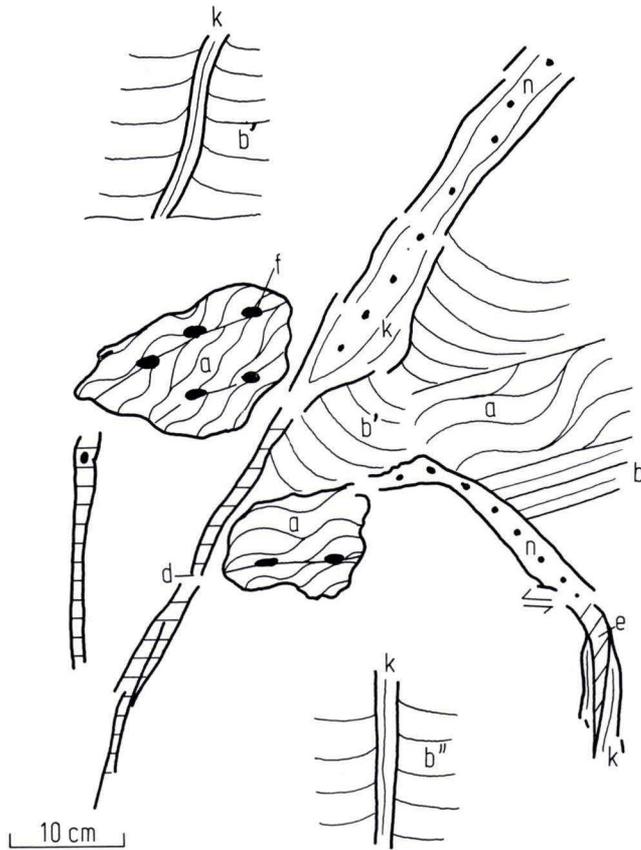


Abb. 3. Unterschiedliche Füllung von ehemaligen Eiskeilen (vgl. 5.2.3). Das Profil verläuft von E (rechts) über W nach N.

5.2.3. Abb. 3 zeigt wiederum laminierte Streifung *k* und die horizontale Schichtung *d*, die aber hier wahrscheinlich unter Wassereinfluß in eine gradierte Schichtung überführt wurde. Die Keilgrenzflächen müssen fest(-gefroren) gewesen sein, eine vollständige Gradierung unterblieb, weil das Wasser im Keil gefror. Bei *b'* sind für Eiskeile typische Aufschleppungen in den Randsedimenten dargestellt, oberhalb *e* verlief wieder eine Abschiebung (vgl. 5.2.2.). Der Eiskeil ist in einem letzten Stadium mit gröber- bis grobkörnigem Material *n* ungleichförmig gefüllt worden. Keine Frosthebung zeigen die Gerölle *f*, unter ihnen fehlt der typische Saum von Fremdmaterial, über ihnen eine „Stauchungs“-Zone. Die Kompaktion des Erdstoffes war bereits hoch, der für den Wasserantransport notwendige Porenraum nicht mehr verfügbar. Bei *b''* sind gleiche Schichten der Folge *b* durch den Frostriß getrennt und dann unterschiedlich stark angehoben worden, wobei der Ablauf unklar bleibt.

5.2.4. Die in den Abbildungen verwendeten Buchstaben weisen auf ähnliche Sedimente hin. Befunde der Abb. 2 und 3 können auf Abb. 4 weitgehend übertragen

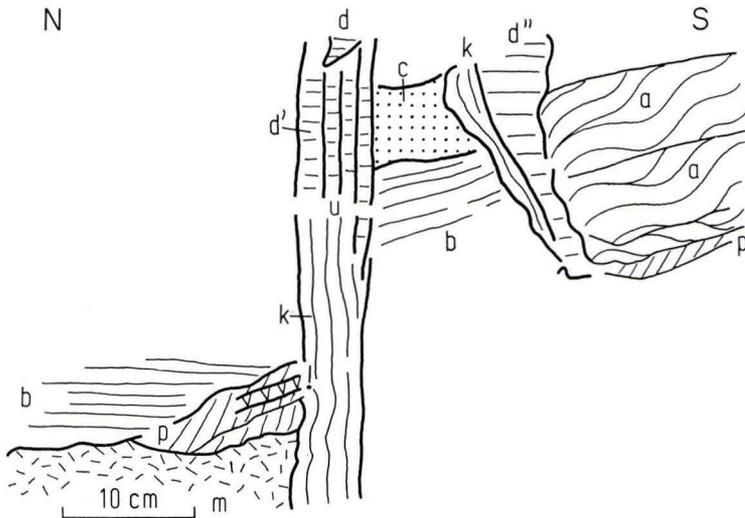


Abb. 4. Mehrfach aufgerissene und verfüllte Eiskeile (vgl. 5.2.4.).

werden. Bei d'' ist ein sehr weiter Keil von horizontal liegenden, gradierten Sandfolgen ausgefüllt. Durch einseitiges Aufreißen des Keils fehlt an seiner S-Seite die laminierte Schichtung k . Bei d' ist eine ähnliche Sedimentfüllung durch mehrere Frostriß-Fugen getrennt, d stellt die letzte Füllung des Keils dar, der bei u in einer undeutlichen Zone (Abschiebung mit Materialumlagerung?) in einen anderen Frostkeiltyp übergeht. Bei p und besonders bei $!$ sind Strukturen erkennbar, wie sie (WASHBURN 1973: 46ff.) entstehen können, wenn Eis-Zonen, die beim Wiedergefrieren über der sommerlichen Permafrost-Obergrenze entstanden sind, später durch Sedimente ersetzt werden.

5.2.5. Abb. 5 zeigt ein mehrmaliges Aufreißen des bei t dargestellten Keils, der insgesamt ca. 20 cm breit ist. Es sind zwei undeutliche Abscherungsbahnen ausgebildet (h), die auch den Keil zwischen s und n trennen. Bei n ist grobkörniges, bei r etwas feineres Material (aber noch gröber als s) als letzte Füllung nachweisbar. k ist ähnlich entstanden, wie bei 5.2.2. beschrieben. Über p wurde bei 5.2.4. berichtet. Über verstellte Schichtung bei s vgl. 5.1.7. Bei t ist eine primär schräggeschichtete Sedimentabfolge, die nicht mit a identisch ist, später mehrphasig — u. a. durch seitlichen Druck und Änderung des Porenwasserdruckes — verändert worden. Im Sedimentkörper links unten mit dem Schichtungsbild von a waren oben klaffende, nach unten völlig geschlossene Fugen vom Typ c zu erkennen (5.2.2.).

5.2.6. Die Abb. 6 ist durch eine Vielfalt von Sedimenttypen gekennzeichnet. Die Abschiebungsrichtung bei h verlief wahrscheinlich auf den Betrachter zu. Die Sedimente zeigen Eigenschaften wie sie bei 5.2.2.—5.2.5. beschrieben wurden. Bei s dürfte der Beginn einer echten Injektions-Schichtung vorliegen. Die Ablösungsflächen c waren dort, wo sie im oberen Drittel der Abbildung hinter dem Sedimentkörper b liegen, von einem stark schmierenden Film bedeckt. Ob r' die primäre Fül-

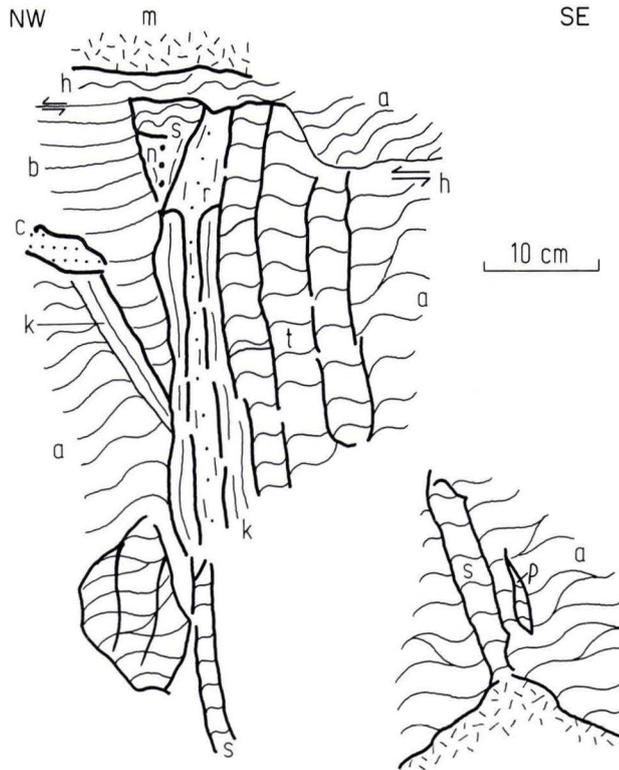


Abb. 5. Eiskeilpseudomorphosen mit sehr stark wechselnder Sedimentzusammensetzung (vgl. 5.2.5.). Abscherungsbahnen mit unbekannter Schubweite.

lung des oberen Eiskeiltrichters darstellt, ist nicht zu klären. Wahrscheinlich riß die Füllung des Keils mehrfach auf. Die Symmetrie bei n' weist darauf hin. Bei e wurde die normale Schichtung durch Scherbewegungen verstellt.

5.2.7. In Abb. 7 wird eine räumliche Darstellung versucht. Die Eiskeil-Spalte bei k ist eine Fortsetzung der Spalte k' in der Horizontalen. Die Schichten b liegen nicht horizontal, sondern fallen schwach nach E ein. Bei l eine Spalte, wie sie in 5.2.2. beschrieben wurde. Auch hier war schon Reibungsverlust infolge Durchfeuchtung eingetreten. Auf der linken Seite von k' ist eine lokal auftretende Grobsandfüllung nicht darstellbar. Die Spalte ist mehrmals aufgerissen, unterhalb b' ist eine Abschiebung wahrscheinlich. Bei k' standen die vertikalen Schichten kulissenartig wie Einzelbretter. Sie hatten eine relativ hohe Standfestigkeit, was auf gute Kornbindung, geringe Porosität, sekundäre Druckverfestigung und auf ausgeprägte Trennfugen zurückzuführen ist, das mehrmalige Aufreißen und Kompaktieren durch Eisdruck bei Wiedergefrieren der Eisfüllung dürfte dadurch belegt sein.

5.2.8. Die beschriebenen Eiskeilpseudomorphosen durchtrennen den Sedimentkörper des Darmstädter Schuttjägers. Die mechanischen Eigenschaften der Schicht-

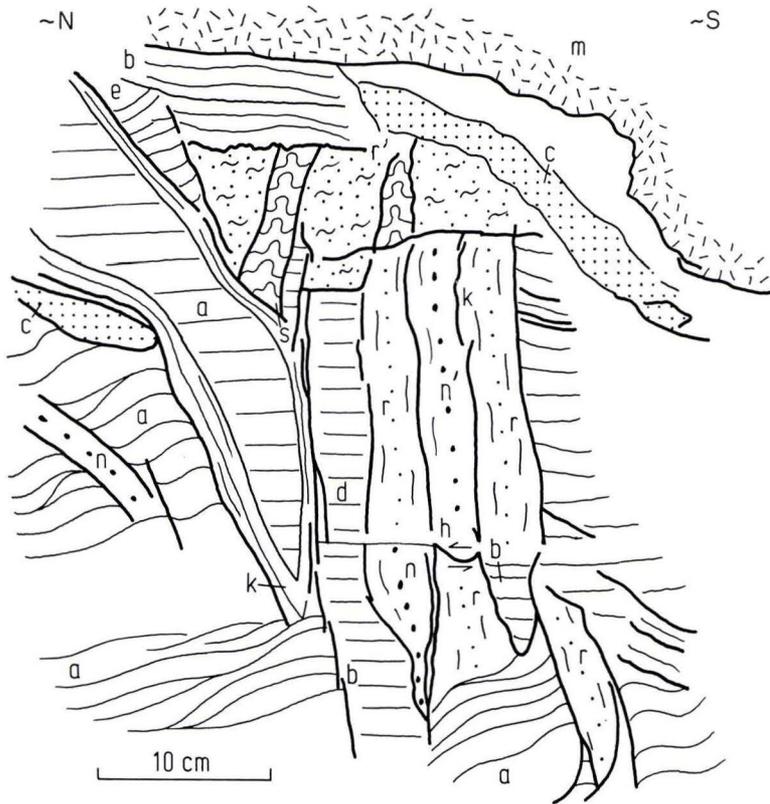


Abb. 6. Eiskeilpseudomorphosen mit verschiedenartigen Sedimenten und unterschiedlichen Texturen (vgl. 5.2.6.).

folge werden dadurch erheblich verschlechtert, weil sogar in einer Füllung (vgl. u. a. 5.2.7. k') noch weitere Fugen vorhanden sind. Der Durchtrennungsgrad gleicht lokal demjenigen eines enggeklüfteten Gesteins. Diese Durchtrennungsfugen werden beim Aushub aktiviert. Hinweise auf tektonische Bewegungen entlang der Fugen vom Typ I sind auch bei genauester Analyse nicht mit letzter Sicherheit zu erhalten, so daß sie, obwohl ein Durchpausen aus dem Grundgebirge denkbar wäre, auf „Schrumpfung“ infolge Frosteinfluß zurückgeführt werden müssen. Gleitung mit Abrißfugen in den Lehm/Feinsand-Folgen infolge Hangübersteilung unter nicht glazialen Klimabedingungen scheidet aus. Nicht alle „Schrumpfungsrisse“ werden zu Eiskeilen während des Pleistozäns umgestaltet, die nicht sichtbaren Durchtrennungsfugen bleiben aber erhalten und setzen genau wie die Eiskeile die Standfestigkeit herab. Bei den Füllungen handelt es sich nicht um Sedimentgänge, wie sie in Erdbebengebieten mehrfach beobachtet wurden. Auch wiederverfüllte Bergzerreißung über Steilwänden scheidet aus. In den zahlreichen Bohrungen N des Luisenplatzes

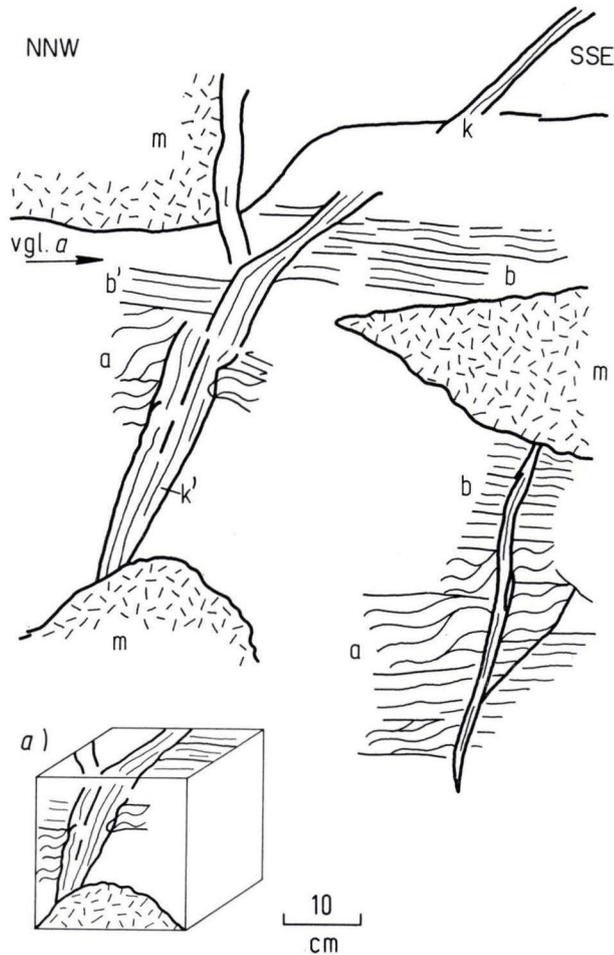


Abb. 7. Ehemalige, wiederverfüllte Eiskeile; sie wirken als Trennfugen, die die Böschungs-Standsicherheit herabsetzen (vgl. 5.2.7.).

waren keine Hinweise für eine abrupte Versteilung des Geländes vorhanden. In den erbohrten Folgen (nur geringe Anteile anmooriger Schichten — vgl. 3.4.) waren Belege für ungleichförmige Setzungen und in ihrem Gefolge Ausbildung eines Durchtrennungsgefüges nicht zu erkennen. Auch im Tiefaufschluß konnte dieser Befund bestätigt werden. Trotz des schnellen Sedimentwechsels (3.1.) dürfte das unterschiedliche Reagieren auf die natürliche Kompaktion nicht zur Ausbildung der Polygone führen. Es gelang nicht sicher, eine vollständige Verbindung zwischen Störungs- und Kluft-Inventar des Paläozoikums durch die laminierte Serie (4.4.) hindurch in die durch Eiskeile ausgezeichnete Schichtfolge herzustellen.

6. Ergebnisse

Im Raum Darmstadt (1.2.—2.) wie auch im Raum Worms (1.1) war eine Permafrostzone ausgebildet. Die entstandenen Frostkeile (heute Eiskeilpseudomorphosen) sind mit unterschiedlichen Sedimenten gefüllt (5.2.2.—5.2.7.), z. T. ist eine ausgeprägte Vertikalschichtung ausgebildet (5.2.7.). Tektonische Durchtrennungen sind mit letzter Sicherheit in den pleistozänen Sedimenten nicht nachweisbar (5.2.8.). Die verdichteten Erdstoffe wurden durch die Frostkeile und Fugen, die während des Kryomers entstanden sind, in einzelne Polygone unterschiedlicher Größe zerlegt (4.5.). Die Fugen werden bei Entlastung durch Aushub reaktiviert (4.5.; 5.2.2.), dadurch wird die Standfestigkeit herabgesetzt. Sie nimmt auch ab durch die Wirkung zunächst trockener Sande in den Füllungen, da diese beim Fortschreiten des Aushubs als Drainagezonen wirken (4.6.). Die Sande blieben zunächst trocken, da die oberen Zonen des ehemaligen Eiskeilnetzes durch Solifluktion gekappt wurden und die verschmierten Scherflächen ein Zudringen von Wasser so lange verhinderten bis sie entfernt wurden (4.6.; 5.2.2.—5.2.7.). Auch eine Reaktivierung von ehemaligen Gleitflächen führt zur Verminderung der Reibung innerhalb der Erdstoffe. In periglazial überformten Gebieten können ähnliche Strukturen von subrezentem bis rezentem Sedimenten überdeckt sein (3.4.) und werden u. U. bei Planungsarbeiten übersehen. Detaillierte Angaben über die Klimaentwicklung während des Pleistozäns können aus den Untersuchungen nicht abgeleitet werden.

7. Danksagung

Die Untersuchung der Bohrproben 1963 wurde in enger Zusammenarbeit mit Herrn Dr.-Ing. HEIL (s. Zt. Inst. für Bodenmechanik und Grundbau, TH Darmstadt) durchgeführt.

Herr Prof. SOLLE hat mit vielfältigem Rat die Untersuchungen am Mainzer Berg und am Luisenplatz gefördert. Im Physikalischen Institut Heidelberg war unser Gesprächspartner Herr Prof. MÜNNICH.

Die örtliche Bauleitung hat unsere Untersuchungen unterstützt, die Fa. Tritsch und Heppenheimer die Mitverwendung der bei ihr erarbeiteten Bohrergebnisse gestattet. Die DFG stellte Mittel zur Beschaffung von Luftbildern zur Verfügung, die bei der Suche nach Permafrost-Phänomenen am Rheingrabenrand mitbenutzt wurden.

Herrn Dr. REICHMANN (Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) danke ich für eine kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Die Abb. 1—7 wurden von Herrn WETTENGL für den Druck vorbereitet.

8. Schriftenverzeichnis

- BLANK, R. F. (1954): Permafrost—a review. — Bull. Geol. Soc. Amer., **65**: 839—856, 3 Abb.; New York.
- CHAMBOSSÉ, G., & FAHLBUSCH, K. (1978): Quartärgeologische Ausdeutung von Setzungsmessungen im Bereich des Kernkraftwerkes Biblis. — Tagungsbericht 1. Nat. Tagung f. Ing.-Geologie 1977, 28 S., 13 Abb.; Essen.
- DYLIK, J. (1951): Some periglacial structures in pleistocene deposits of Middle Poland. — Bull. Soc. Sci. et Lett. Łódź. Clas. III Sci. Math. et Nat., **3** (2): 1—6, 7 Abb.; Łódź.
- EMBLETON, C., & KING, C. A. M. (1975): Periglacial Geomorphology. — 203 S., 44 Abb., 15 Tab., 16 Taf.; London.

- FAHLBUSCH, K. (1975a): Störungszonen an den Rheingraben-Schultern (Hardt, Darmstadt) mit Hinweisen auf junge Bewegungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 315–326, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1975b): Zur Geologie von Odenwald und Rheingraben. — Jb. TH Darmstadt, **74**: 39–78, 9 Abb.; Darmstadt.
- & SCHMIDT, R. H. (1977): Versuch einer geologischen Deutung der Karten prähistorischer Funde im Raum Darmstadt. — Ober-Ramstädter Hefte, Jber. 1974/1975: 334–349, 3 Fundortkarten Maßstab ca. 1:30000; Ober-Ramstadt.
- HOPKINS, D. M., & KARLSTROM, TH. N. V., and others (1955): Permafrost and ground water in Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., **264-F**: 113–144, 11 Abb.; Washington.
- KARRASCH, H. (1972): Flächenbildung unter periglazialen Klimabedingungen? — Göttinger geogr. Abh., **60**: 155–168, 4 Abb.; Göttingen.
- LINDNER, L. (1976): Pleistocene periglacial and periglacialsoil structures in the western part of the Holy Cross Mts. — Acta geol. polonica, **26** (3): 405–411, 3 Abb.; Warschau.
- MUNDEL, G. (1976): Frostbodenhorizonte aus dem Rhin- und Havelländischen Luch. — Z. geol. Wiss. Berlin, **4**: 1379–1398, 12 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- PÉWÉ, T. L. (1959): Sand-wedge polygons (tesselations) in the Mc Murdo Sound Region, Antarctica. — Amer. J. Sci., **257**: 545–552, 3 Abb.; New Haven.
- (1963): Ice Wedges in Alaska—Classification, Distribution, and Climatic Significance. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **76**: 129 (Abstracts for 1963); New York.
- STEARNS, S. R. (1966): Permafrost—Cold Regions Res. & Eng. Labor. Part 1, Sec. A 2: V + 72 S., 61 Abb.; Hanover, N. H.
- WASHBURN, A. L. (1973): Periglacial processes and environments. — 320 S., 146 Abb., 9 Tab.; London.

Manuskript eingegangen am 21. 12. 1977

Geol. Jb. Hessen	106	S. 383-407	2 Abb.	10 Tab.	Taf. 26-28	Wiesbaden 1978
------------------	-----	------------	--------	---------	------------	----------------

Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus

Von

HEINZ BECKMANN, WALTER FICKEL, WOLFGANG PLASS, LUDOLF SCHRADER,
SIEGFRIED STEPHAN, HORST WIECHMANN und HEINRICH ZAKOSEK*

Kurzfassung: Bodenphysikalische, -chemische und mineralogische Untersuchungen an zwei Hügelgräbern der Hallstattzeit (ca. 600 v. Chr.) zeigten, daß es auch bei unterschiedlicher Ortslage und damit auch unterschiedlichem Kleinklima innerhalb des aufgeschütteten Lößlehms zur Bildung von Tonanreicherungshorizonten oder Bändern im Sinne einer Lessivierung gekommen ist, begünstigt durch den hohen Porenanteil, vor allem an Grobporen.

Die Dynamik und Entwicklungsintensität der Bodenbildung unter den Grabhügeln wurde durch die Grabaufschüttung vermutlich geschwächt, wie Vergleiche mit Bodenprofilen außerhalb der Grabhügel zeigen. Die Pseudogleymerkmale unter den Hügelgräbern sind, zumindest im Raum Ohren, wesentlich schwächer ausgeprägt, als neben dem Hügel.

Abstract: Physical, chemical and mineralogical soil investigations at two barrows of Hallstatt-age revealed, in the loess-loam material which makes up the barrows, horizons of clay enrichment or bands of clay formed by lessivation. The intensity of lessivation is independent of the local climate at the two sites, it was favoured by the high porosity of the soil, especially the high proportional content of large pores. The pseudogley characteristics of the soil underneath the barrows are much less pronounced than in soil profiles next to the barrows. Underneath the barrows the dynamics and intensity of the soil forming processes were possibly less intense due to the protecting cover of the barrows.

Résumé: Des recherches physiques et chimiques faites à deux tumulus de la période de Hallstatt (ca. 600 a. Ch.) montrent que des processus pédogénétiques ont eu lieu dans le limon loessoïde accumulé. Par l'influence des facteurs pédogénétiques ce limon est soumis au processus du lessivage, c'est-à-dire à la migration d'argile vers le bas du profil (voici le type de sol: Parabraunerde). En profondeur, un horizon d'accumulation d'argile fut formé. La porosité grossière dans les tumulus a favorisé la migration. La dynamique de sol et l'intensité de la pédogenèse sous les tumulus s'ont affaiblies par l'accumulation des tumulus (voici le type de sol fossile: Parabraunerde-Pseudogley). Au dehors des tumulus il y a le type de sol: Pseudogley.

* Dr. H. BECKMANN, Dr. S. STEPHAN, Prof. Dr. H. WIECHMANN, Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn. Dr. W. FICKEL, Dr. L. SCHRADER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Prof. Dr. W. PLASS, Geographisches Institut der Universität Frankfurt a. M., Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	384
2. Lage der Hügelgräber	384
3. Die Bodenuntersuchungen	385
3.1. Untersuchungsmethoden	385
3.2. Hügelgrab Ohren	387
3.2.1. Vergleichsprofil	387
3.2.2. Hügelgrab	388
3.3. Hügelgrab Hebekies	396
3.3.1. Vergleichsprofil	397
3.3.2. Hügelgrab	399
3.3.2.1. Profile II und IIa	399
3.3.2.2. Profil IIb	405
3.3.2.3. Profil IIc	406
4. Schlußfolgerungen	406
5. Schriftenverzeichnis	407

1. Einleitung

Die Frage nach der holozänen Tondurchschlammung ist wiederholt gestellt und bisher noch keineswegs einheitlich beantwortet worden. Bekanntlich ist die Tonverlagerung vor allem von der Art und Verteilung der vorhandenen Tonminerale, vom chemischen Milieu und von der Wasserbewegung im Boden stark abhängig. Untersuchungsergebnisse an Lößböden (u. a. SLAGER & VAN DE WETERING 1977, MÜLLER 1970, HEIDE 1964), die eine holozäne Tondurchschlammung ergeben haben, können nach dem derzeitigen Forschungsstand nicht ohne weiteres auf die Schuttdecken der Mittelgebirge übertragen werden.

Bei der bodenkundlichen Landesaufnahme von Hessen wurde in Hügelgräbern im Taunus, die aus Decksediment aufgebaut sind, eine Horizontierung durch Texturdifferenzierung beobachtet.

In den nachfolgenden Untersuchungen wird der Versuch unternommen, diese profilmorphologischen Beobachtungen analytisch zu unterbauen. Vor allem soll aber der bodenkundliche Aufbau dieser seltenen und mit großem Aufwand erstellten Aufschlüsse hier wiedergegeben werden.

2. Lage der Hügelgräber

Näher untersucht wurden zwei Hügelgräber, die nach feldbodenkundlichen Beobachtungen repräsentativ erschienen. Das eine Hügelgrab, über das bereits kurz berichtet wurde (FICKEL et al. 1977), liegt mit über 400 weiteren im Raume Ohren (TK 25, Bl. 5717 Idstein). Es wird nachfolgend kurz als Hügelgrab „Ohren“ bezeichnet. Seine Umgebung ist schwach nach SW geneigt und liegt ca. 295 m über NN. Das zweite Hügelgrab, „Hebekies“, liegt etwa 230 m über NN am Südabfall des Taunus direkt oberhalb des ZDF-Geländes im Wiesbadener Stadtwald (TK 25, Bl. 5815 Wehen) in schwach südwärts geneigter Lage. Am Hügelgrab Ohren herrscht Mittelgebirgsklima mit 7°C mittlerer Jahrestemperatur und 650 mm mittlerem

Jahresniederschlag, während sich beim Hügelgrab Hebekies mit 9°C und ebenfalls ca. 650 mm das mildere Klima des angrenzenden Rheingaus zeigt (Klima-Atlas 1950). Diese Werte lassen sich zwar nicht auf die gesamte Periode von der Hallstatt-Zeit bis heute übertragen, die vermutlich mit einer ausgesprochenen Trockenperiode begann und trockene, nasse, milde und kalte Zeiträume aufweist, wie aus einer Aufstellung von SCHWARZBACH (1974: 233) hervorgeht.

Beide Gräber befinden sich unter Laubwald. Offenbar waren auch beide Stellen nach der Hallstatt-Zeit vorwiegend bewaldet, wenn auch zeitweise durch Beweidung gestört und vielleicht von episodischem Ackerbau und Verheidung unterbrochen.

Beim Ausgangsmaterial der Hügelgräber (vgl. hierzu auch FICKEL & ZAKOSEK 1968, FICKEL 1970) handelt es sich sehr wahrscheinlich um zusammengetragenes jungpleistozänes Decksediment. Das Liegende besteht aus teilweise metamorphen unterdevonischen Ablagerungen und deren Verwitterungsprodukten. Nach den in den hessischen Mittelgebirgen gewonnenen Erkenntnissen (z. B. SEMMEL & PLASS 1965) besteht der lößfreie Basisschutt aus Bodenresten präpleistozäner Verwitterung und frischem Gesteinsmaterial. Nur im hangenden Mittelschutt und im obersten Decksediment ist Löß in reichem Maße eingearbeitet, so daß das Substrat einem Lößlehm sehr ähnlich ist.

Die Aufwehungen von Laacher Bimstuff während der Alleröd-Zeit wurden von einer schluffreichen Solifluktionsdecke der jüngeren Tundren-Zeit überlagert, die als Decksediment bezeichnet wird. Durch solifluidale und bioturbate Vorgänge sind die Tuffablagerungen weitgehend in das Decksediment eingearbeitet worden. So kann man den tuffhaltigen Deckschutt von dem tufffreien Mittel- und Basisschutt unterscheiden. Während die vulkanischen Gläser weitgehend verwittert sind und das chemische Milieu (z. B. K-Gehalt) verändert haben, sind resistendere Minerale kaum verwittert, z. B. das Leitmineral Ägirinaugit (POETSCH 1975).

Demnach dürfte der Beginn der heutigen Bodenbildung auf dem Deckschutt Ende der jüngeren Dryas-Zeit (um 8000 v. Chr., nach SCHWARZBACH 1974) liegen, so daß bis zur Hallstatt-Zeit etwa 7400 und bis heute etwa 10000 Jahre für eine Bodenentwicklung unter mäßig schwankenden Klimabedingungen zur Verfügung standen.

3. Die Bodenuntersuchungen

3.1. Untersuchungsmethoden

Die Feldansprache wurde nach der Kartieranleitung (1971) vorgenommen, der auch die Horizontbezeichnungen folgen. Weiterhin wurden die Symbole B_{bt} und B_{tb} benutzt für Horizonte mit Tonanreicherungsbandern und Tonverarmung in den Zwischenräumen. Die Körnung wurde mit der kombinierten Sieb- und Pipettmethode nach KÖHN analysiert (DIN 19683). Bei der Interpretation der Körnung ist zu berücksichtigen, daß die Schuttströme sehr inhomogen sind. Beispielsweise kann schon durch wenige zerfallende Grauwacke-Steine die Sandfraktion lokal erheblich verändert werden. So kann es angezeigt sein, die durch Gesteins-Zersatz deutlich heterogeneren Fraktionen über 60 µm Ø von den weiteren Betrachtungen auszuschließen. Daher wurden in Tab. 6 die Anteile der feineren Fraktionen auch auf Feinboden unter 60 µm bezogen, deren wesentliche Komponenten Lößlehm, Schiefer-

zersatz und Plastosolmaterial besonders von pedogenen Umverteilungen betroffen sind. Die chemischen Eigenschaften wurden wie folgt bestimmt: pH in Wasser und 0,01 m CaCl_2 -Lösung (Boden:Lösung = 1:2,5); organische Substanz durch nasse Oxidation nach RAUTERBERG & KREMKUS (DIN 19684) mit $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$; Sorptionswerte nach MEHLICH, und zwar S-Wert als Summe der gemessenen Kationen (DIN 19684); K und P nach EGNÉR & RIEHM (SCHLICHTING & BLUME 1966); Gesamt-Eisen aus dem Aufschluß mit HF und HClO_4 ; dithionitlösliches Eisen nach JACKSON (SCHLICHTING & BLUME 1966); oxalatlösliche Eisen nach SCHWERTMANN (SCHLICHTING & BLUME 1966).

Die Tonminerale wurden in der Körnungsfraction $< 2 \mu\text{m}$ nach entsprechender Vorbehandlung, z. B. Belegung mit Glycerin, Erhitzen auf 550°C , anhand der durch $\text{Cu K}\alpha$ -Strahlung erzeugten, mit Zählrohrgoniometer aufgenommenen Reflexe identifiziert. Beim Nachweis der Chlorite besteht die Schwierigkeit, daß den nicht hitzebeständigen Bodenchloriten primäre Chlorite zugesellt sind. Man darf aber davon ausgehen, daß verstärktes Auftreten von Chlorit im Oberboden z. T. pedogen ist (z. B. BLUM 1976).

Die Mikromorphologie wurde polarisationsoptisch an ungestörten, mit Vestopal imprägnierten und auf ca. $20 \mu\text{m}$ dünngeschliffenen Bodenproben untersucht. Die Auswertungstabellen verlangen einige Erklärungen:

In der Mikromorphologie werden Partikel, die ihrer Größe wegen nicht zum kolloidalen „Plasma“ gehören, als „Skelett“ bezeichnet. Als devonische Skelett-Elemente wurden Gesteinsbruchstücke von Quarzit, Schiefer und Grauwacke sowie die Sandfraktion der Grauwacke angesehen. Sie sind meist stark gebräunt und können makroskopisch mit Fe-Mn-Konkretionen verwechselt werden. Die feinkörnigen Phyllosilikate aus dem Schiefer wurden nicht erfaßt. Devon-Skelett ist auch wichtiger Bestandteil des Tuffs.

Als vulkanische Elemente können vor allem Amphibole und Pyroxene, manchmal auch Sanidin gefunden werden.

Lößartiges Skelett hat durch Sortierung auffällige Dominanz des Grobschluffs in Form von Quarz- und Feldspat-Körnern. Körner dieser Größe kommen auch im Devon (feinkörnige Grauwacke) und im Tuff vor. Wegen des erheblichen, eine entsprechende Sortierung anzeigenden Anteils kann nur der aus dem Tuff stammende Anteil unsere Abschätzung beeinflußt haben.

Für eine mineralogische Analyse auf die Leitminerale von Löß und Bimstuff hin ist der Bodendünnschliff nicht geeignet.

Beim doppelbrechenden Ton wurde zwischen Differenzierungen und einer dem Plasma zugerechneten Komponente unterschieden. Letztere ist durch die geringe Größe der polarisationsoptisch geordneten Bereiche gekennzeichnet. Da sich hiervon die Differenzierungen, d. h. größere durch Druck und Bewegung entstandene Bereiche mit geordneten und meist auch konzentrierten Tonkolloiden, ableiten, gibt es natürlich Übergänge, so daß Abgrenzung und Abschätzung etwas willkürlich sind. Die Vergleichbarkeit innerhalb der Tabellen konnte gesichert werden, indem alle Dünnschliffe direkt hintereinander auf diese Erscheinung hin untersucht wurden. Ebenso wurde für eine einheitliche Beurteilung der Brauneisen-Differenzierung gesorgt, wobei mehrere Kriterien abzuwägen waren: Größe, Dichte und Zwischenraum der Konzentrierung; Bleichung in den Zwischenräumen.

Die bodenphysikalischen Untersuchungen erstrecken sich auf die Bestimmung der Porengrößenverteilung, bzw. Wasserbindungskapazität. Sie wurde an 250 cm^3 Stechzylinderproben für die Wassergehalte bei $pF < 0,7$ bis $> 4,2$ ent-

sprechend der Porengrößen von $> 600 \mu$ bis $< 0,2 \mu$ im Drucktopf nach RICHARDS & FIREMAN (1943) bestimmt. Die Bestimmung für pF 4,2 erfolgte in der Druckmembranapparatur nach RICHARDS (1949) an Feinerdeproben, die in breiiger Form in Ringe eingefüllt werden. Die bei der Ermittlung der Porengrößenverteilung anfallenden Kennwerte des Wasserhaushaltes wurden wie folgt bestimmt:

Feldkapazität (FK) f. 10 dm bei pF 1,77 entsprechend der Wasserspannung von 60 cm Wassersäule. — Luftkapazität (LK) als Porenanteil $> 50 \mu$.

Weiterhin sind noch das Gesamtporenvolumen (GPV) und das Trockenraumgewicht (TRG) aufgeführt (Abb. 2).

3.2. Hügelgrab Ohren

3.2.1. Vergleichsprofil

25 m W vom Hügelgrab (R 34 43 05, H 55 73 82) und damit außerhalb des Gebietes, aus dem Material für den Grabhügel entnommen wurde, ist ein Pseudogley aus umlagertem Lößlehm über gelbem, verlehmttem Schieferzersatz vorhanden. Grab und Vergleichsschurf liegen in einem Wald mit folgender Baum- und Krautvegetation: Fichte, randlich Eiche, Rotbuche, Hainbuche, Flatterhirse, Dornfarn, Brombeere, Holunder und Hainsimse (Abb.2).

Profilaufbau:

- O_L 2–4 cm Fichtennadeln, daneben Laubstreu.
- O_F 1–3 cm Fichtennadeln und Laubstreu, zersetzt.
- O_H 1–4 cm braunschwarzer Moder.
- A_{eh} 0–2 (– 5) cm dunkelbrauner (10 YR 4/2), im unteren Bereich fahlbrauner bis weißer (10 YR 8/3–10 YR 8/2) IU, schwach steinig-grusig, Kohärent- bis Subpolyedergefüge, stark durchwurzelt, locker.
Im Dünnschliff zeigen sich in fast kohärentem Gefüge nur wenige Bioporen. Im Skelett erkennt man neben einer lößartigen Komponente etwas Sand und Kies (verbrautes Devon-Gestein, Quarzit) sowie Eisenkonkretionen. Das geflockte, humusreiche Plasma ist gering, organische Reste sind mäßig beteiligt.
- S_w 2–20/25 cm stark fahlbrauner (10 YR 7/3) IU, schwach marmoriert, vereinzelt kleine braune Flecken (7,5 YR 5/6), schwach steinig-grusig, mäßig dicht, im unteren Bereich vereinzelt Fe-Mn-Konkretionen, Kohärent- bis Subpolyedergefüge, schwach durchwurzelt. Im Dünnschliff wird die Staunässe angezeigt durch ausgeprägte Fe-Mn-Konkretionen mit zwischengeschalteten Bleichzonen. Außerdem sind verbrauchte Devon-Steine vorhanden und makroskopisch von Konkretionen kaum zu unterscheiden. Die Pseudogley-Merkmale finden sich in einem biogen vermischten Material, das fleckweise Fließplasma enthält, wobei dieses meist in die Matrix eingearbeitet ist, d. h., die ehemaligen Tonkutanen sind zerbrochen und von anderem Material eingehüllt.
- B_tS_wS_d 20/25–35/40 cm stark fahlbrauner (10 YR 7/4) IU bis utL, häufig mittlere bis kleine, braune (7,5 YR 5/6) Flecken (vor allem in der Nähe der zahlreichen Fe-Mn-Konkretionen), schwach steinig, Subpolyedergefüge, schwach durchwurzelt.
Im Dünnschliff zeigt sich ganz vorwiegend Lößlehm mit Devon-Trümmern, Absonderungsgefüge und ausgeprägtem B_t-Charakter. Stark entwickelte Fe-Oxidkonzentrierungen zeigen Staunässe an. Die Matrix ist teils hell und plasmaarm, teils aber auch braun mit geflocktem Plasma und kleinen Ton-Aggregaten. Vor allem auf den Klüften wurden dicke Tönhäutchen abgelagert.

- II S_d 35/40—85/90 cm gelblichbrauner (10 YR 5/6) uL bis utL mit zahlreichen stärkeren, braunen (7,5 YR 4/4) Tontapeten, einzelne Fe-Mn-Konkretionen (nach unten hin abnehmend), schwach steinig-grusig (gelbe, angewitterte Schieferbröckchen überwiegend im oberen Horizontbereich verteilt), prismatisches Gefüge (leicht zerteilbar in Polyeder), schwach durchwurzelt, vor allem im Spaltenbereich, sehr dicht.
Im Dünnschliff zeigt sich das Gefüge weniger dicht und ist durch Poren und Risse in Scherben unterteilt. Es gibt große, gebleichte Reste alter Tonbeläge. Autochthone B_t-Merkmale sind dagegen nur lokal entwickelt, die meisten Porenwände sind nackt. Ausgedehnten Bleichzonen steht nur eine mäßige Konzentrierung von braunen Fe-Oxiden (aufgelösten Konkretionen und einigen Fe-Mn-Belägen in Leitbahnen) gegenüber.
- II B_tS_d 85/90—160 cm stark brauner (7,5 YR 5/6) bis dunkelbrauner (7,5 YR 4/4) utL, Polyedergefüge, wobei alle Polyeder von starken Tonhäutchen mit mittleren Manganflecken (z. T. dendritenartig) überzogen sind, schwach bis sehr schwach steinig-grusig, keine bis sehr schwache Durchwurzlung, sehr dicht.
In umlagertem, lößreichem B_t-Material mit Plastosol-Komponente haben sich autochthon schwache B_t-Merkmale in Form von Tonhäutchen mittlerer Dicke entwickelt. Das Plasma überwiegt das Skelett, es enthält wenige Höhlungen und Feinrisse.
- Ab 160—280 cm allmählicher Übergang in den II C_v; stark brauner (7,5 YR 5/6) IU bis uL, schwach steinig-grusig, Polyeder- bis Subpolyedergefüge, nicht durchwurzelt, dicht.

Aus den in Tab. 1—4 zusammengestellten Analysendaten ergeben sich zur Schichtung des Ausgangsmaterials folgende Hinweise:

Eine vulkanische Komponente ist bis zum B_tS_wS_d-Horizont nachzuweisen, der demnach noch zum Deckschutt gehört. Darunter liegt Mittelschutt, der durch einen hohen Lößanteil als solcher gekennzeichnet ist. Auch der Sandanteil sinkt an dieser Schichtgrenze stark ab und bleibt dann recht einheitlich. Der Deckschutt ist jedoch ein inhomogenes Material aus Löß, Devonzersatz und Laacher Bimstuff.

Die bodenbildenden Vorgänge werden durch folgende Merkmale angezeigt:

Die Illuviationskutane im B_tS_wS_d zeigen eine starke Tonwanderung innerhalb des Deckschuttes an. Die im S_w so stark sichtbaren Fe-Oxide können teilweise aus dem A_{eh} eingewandert sein. Das völlige Fehlen von Fließplasma im A-Horizont kann auf eine Tonzerstörung hinweisen. Im Deckschutt fehlt der Montmorillonit, der teils chloritisiert, teils auch abgewandert sein kann. Eine Wanderung von Illit in den Mittelschutt hinein hat nicht in größerem Ausmaß stattgefunden. Der Mittelschutt selbst ist arm an Leitbahnen und hat einen primär hohen Tongehalt, so daß eine Tonwanderung dort erschwert zu sein scheint. Eine frühere mäßige Tonwanderung vom II S_d zum II B_tS_d ist allerdings anzunehmen.

Die sichtbare Fe-Oxid-Differenzierung ist im S_w und B_tS_wS_d besonders groß, in Übereinstimmung mit den Gehalten an oxalatlöslichem Eisen. Der Fe-Oxid-Gehalt im Mittelschutt und im B_tS_wS_d ist gleichmäßig sehr hoch, der Aktivitätsgrad nimmt im Mittelschutt stark ab.

3.2.2. Hügelgrab

Die Lage des Grabes und der Aufschluß selbst sind in Abb. 1 dargestellt, die Analysen in Tab. 1—5.

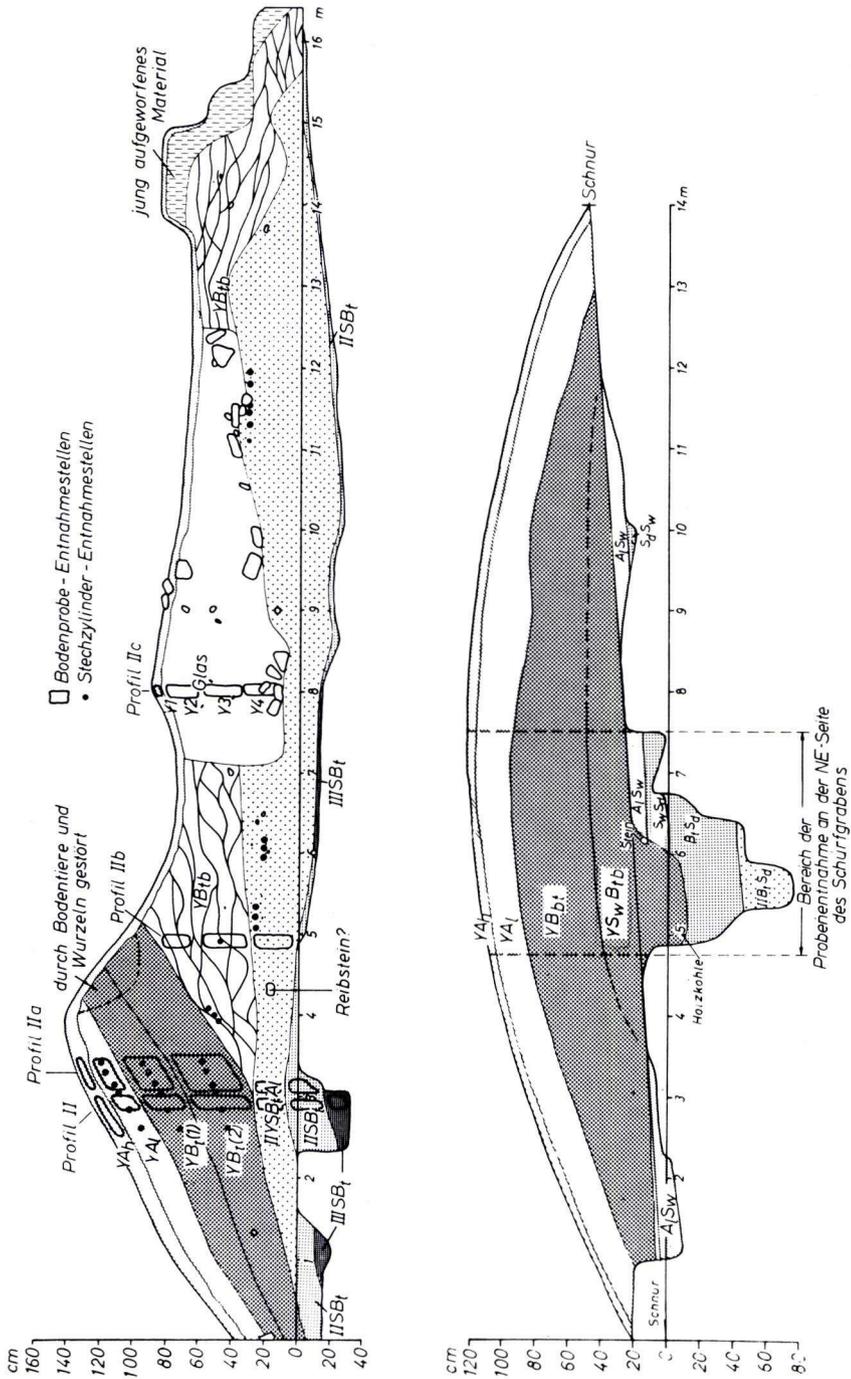


Abb. 1. Schnitt durch das Hügelgrab Ohren (unten) und durch das Hügelgrab Hebekies (oben).

Profilaufbau:

- O_L 3–5 cm Fichtennadeln mit Laubstreu.
- O_F 2–3 cm zersetzte Streu.
- O_H 1–3 cm braunschwarzer Moder (5 YR 2,5/1) mit Wurzelfilz. Die Dünnschliffe kennzeichnen die organische Auflage als Moder mit Tendenz zum Rohhumus und Einarbeitung von Mineralkörnern.
- $YA_h(1)$ 0–2 cm (stellenweise bis zu 5 cm, aber dann mit O_H -oder A_1 -Material vermischt oder schichtweise übereinander gelagert, d. h. anthropogen oder durch Tiere gestört) IU; dunkelgraubraun, 10 YR 3/2, teilweise auch 3/1 oder 4/2, auch Übergänge, je nach Humusgehalt und Bleichung teilweise mit dunkelbraunem Farbstrich nach 7,5 YR 3/2 und 5 YR 3/2; schwach steinig (max. 5 cm) aus überwiegend Gangquarz (teilweise Fe-reich), selten Schiefer; stark durchwurzelt; mäßig dicht; lockeres, schwammiges Kohärentgefüge; deutliche Begrenzung.
- $YA_h(2)$ 2–4/6 cm IU; dunkelbraun, 7,5 YR 3/2; Gefüge, Steingehalt und Durchwurzlung wie oben; Fe-Mn-Konkretionen wie in YA_1 ; deutliche Begrenzung. Bei der Feldansprache wurden diese Horizonte nach den Farben als YA_{eh} und YA_1B_{sh} eingestuft, wegen der ähnlichen analytischen Daten kann die sich anbahnende Differenzierung aber noch nicht berücksichtigt werden. Das sehr locker-feinkrümelige Material (z. B. Taf. 26 Fig. 1) ist gut feinaggregiert, enthält reichlich geformte und kolloidale organische Substanz und ist reich an Pilzhyphen. Unter der Voraussetzung einer hinreichenden Homogenität des aufgeschütteten Materials sollten auch die YA_h -Subhorizonte zunächst ein gelbes Fließplasma enthalten haben, das später zerstört oder lessiviert wurde.
- YA_1 4/6–25/32 cm IU; gelbbraun 10 YR 5/4, auch 10 YR 5/4 mit Farbstrich 7,5 YR 5/6 sowie 10 YR 5/4 mit Farbstrich 10 YR 5/6; Steingehalt w. o.; mittel durchwurzelt; etwas schwammiges, bei Druck grobbröckeliges Gefüge; wenige schrottkorngroße Fe+Mn-Konkretionen, max. 0,5 cm dick; vereinzelt 1–1,5 cm große Fe+Mn-Konkretionen oder sehr Fe+Mn-reiche Gangquarze, d. h. Gangquarze mit Fe+Mn-reichen Partien; wenige schwarze Holzkohlestückchen, max. 1 cm groß. Mit dem abnehmenden Gehalt an organischer Substanz wird die Aggregation schlechter und die Kolloid-Armut ist mikroskopisch deutlicher sichtbar. Das Bodenplasma ist frei von doppelbrechenden Partikeln, und auch an Hohlraumwänden kommt nur ganz ausnahmsweise etwas doppelbrechender Ton vor. Gegenüber dem $A_{eh}+S_w$ -Material des Vergleichsprofils hat somit eine ganz erhebliche Verarmung stattgefunden.
- YB_{bt} 25/32–70/75 cm uL–utL; braun, 7,5 YR 5/4 + 10 YR 5/4, teilweise braun bis 7,5 YR 4/4 und bis 5 YR 4/4 und 4/6; Steine und Konkretionengehalt wie im YA_1 ; mittel durchwurzelt; lockeres, schwach schwammiges Kohärentgefüge bis grobbröckelig oder grobpolyedrisch, teilweise prismatisch; örtlich deutlich scharfkantig polyedrisch, teilweise prismatisch (bes. S-Seite); schwach bis mittel dicht; wenige hauchdünne „Tontapeten“ (selten echte Tapeten, meist \pm breite Toninfiltrationsbahnen), braun, 5 YR 4/4–4/6, etwas marmoriert mit 2,5 Y 7/2, 7/4–5 Y 6/3; Marmorierung nach unten zunehmend; örtlich schon ab 35 cm braune Tonbänder (5 YR 4/4–4/6), 0,5–1,5 cm dick; wenig deutliche Begrenzung. Der Tongehalt von 25% – in Bändern höher – deutet auf eine Tonanreicherung. Der makroskopisch sichtbaren Bänderung entsprechend zeigen 7 Dünnschliffe aus verschiedenen Bereichen große Unterschiede. Ein Schliff, der am ehesten den ursprünglichen Verhältnissen in der Aufschüttung entsprechen dürfte, zeigt lockeres Material mit organischen Resten. Die Feinsubstanz entspricht der im YA_1 zuzüglich einer Fließplasma-Komponente, die jedoch in die Matrix eingearbeitet und \pm vererdet ist. Nur die Basis des Schliffes zeigt einige intakte, autochthone Tonbeläge. Im nächsttiefer entnommenen Material des gleichen

Horizontes sind autochthone Tönhäutchen häufiger, und auch die Matrix enthält mehr eingearbeitetes Fließplasma. Der nächsttiefere Schliff entspricht jedoch wieder dem erstgenannten. Nun folgt nach unten lockerer Material mit mehr Devon-Trümmern und vulkanogenen Mineralen. Größere Bereiche haben B_t-Charakter mit Tonbelägen in Leitbahnen und Kutanentrümmern in der Matrix (Taf. 26 Fig. 2). Dem folgt eine Probe mit recht lockerem Gefüge aus stark aggregiertem Material. Hier sind neben geflocktem Plasma häufig gelbe, doppelbrechende Tonteilchen anzutreffen, Streßkutanen und Tonbeläge kommen vor. Es tritt mäßige Eisenkonzentration auf. — Das Material an der Basis des YB_{bt} unterscheidet sich durch sein Schwammgefüge und durch zahlreiche dunkle Devon-Trümmer vom letztgenannten.

YS_wB_{tb} 70/75—90/95 cm sIU; braun, gelbbraun, gelbgrau, hellolivgrau marmoriert; Mischfarben des YA₁-YB_{bt}- und des A₁S_w-Horizontes; schwach durchwurzelt; Stein- und Konkretionengehalt w. o.; schwach schwammiges Kohärentgefüge, bei Druck feinbröckelig; locker; „Tontapeten“, Tonbeläge undeutlicher; meist deutlich braun gebändert, 5 YR 4/4—4/6; deutliche Begrenzung.

Körnung und Laborwerte sind gegenüber dem YB_{bt} kaum verändert. Die 5 untersuchten Dünnschliffe sind mikroskopisch wieder inhomogen, und zwar auch innerhalb der einzelnen Schliffe. Meist ist das Gefüge locker bis schwammartig. Das Plasma ist überwiegend erdig, doch treten in zwei Schliffen Braunplastosol-Bezirk auf. Es gibt Stellen mit gestörten oder ungestörten doppelbrechenden Tonbelägen; meist sind die Poren jedoch nackt. Auffallend ist ein ausgesprochener S_w-Charakter, der jedoch makroskopisch nicht entsprechend zu erfassen ist.

A₁S_w 90/95—100/105 cm ∅ I' U; stark marmoriert; hellbräunlichgrau 10 YR 6/3 + 2,5 Y 6/2, 10 YR 6/3 + 2,5 Y 6/4; hellbraun 10 YR 5/4; braun 7,5 YR 5/6 und Mischfarben; Wechsel von stark (=U) und weniger schluffigen (=I'U) Partien; helle und graue Partien schluffiger als andere, braune Partien ton- und Fe-reicher als andere; Steingehalt w. o., aber etwas mehr Steine als im S_wS_d; unregelmäßige Fe + Mn-Überzüge auf Steinen, Gefügeflächen und in Hohlräumen; Überz. nach unten zunehmend härter; wenige Fe + Mn-Konkretionen, nach unten zunehmend (rel.); Gefüge kohärent, bei Druck undeutlich subpolyedrisch; schwach durchwurzelt; wenig deutliche Begrenzung.

Damit ist der Boden unter der Aufschüttung erreicht, was auch durch den deutlichen Körnungswechsel (Tab. 1) belegt wird. Im Dünnschliff sieht man nur kleine Reste von Tonbelägen, fleckweise ist das Material plasmaarm mit nackten, rauhen Poren. Die Kolloid-Verarmung ist an den Poren besonders deutlich. Meist ist das Gefüge locker, erscheint aber als etwas gestört (Taf. 26 Fig. 3). Neben jungen Fe-Oxidkonzentrierungen finden sich zahlreiche dunkle Devon-Trümmer und alte Konkretionen. Zelluloseführende Wurzelreste kommen vor.

S_wS_d 100/105—102/125 cm Übergangshorizont zwischen A₁S_w und B_tS_d; ∅ braune Partien utL—uL, hellgraue Partien ∅ I'U—U; schwach durchwurzelt; schwach steinig; undeutlich grobbröckelig bis polyedrisch; häufig Fe + Mn-Überzüge auf Klüften und Gefügeflächen; viele Makroporen; Farben wie üblich grau und hellbraun und braun, aber braun zunehmend (Farben s. o.); bodenartlich im ∅ schwerer als A₁S_w, vermutlich ∅ IU—uL; Horizont überwiegend Lößlehm, wenig deutliche Begrenzung.

Dieser Übergangshorizont zeigt mikroskopisch von oben nach unten eine Zunahme an Kolloiden, Tonbelägen und (geringer) an Eisenflecken. Besteht er oben vorwiegend aus A₁S_w-Material mit eingearbeiteten B_t-Flecken, so zeigen die unteren Schliffe reines B_tS_d-Material.

B_tS_d 120/125—150/155 cm stark marmorierter, stark Fe + Mn-fleckiger utL (vermutlich überwiegend Lößlehm, nach unten vermischt mit Braunlehm); hellgrau, hellbraun, braun, gelbbraun, braunschwarz, schwarz, rötlich-braun sowie Farben des A₁S_w- und des S_wS_d-Horizontes bis zu 2,5 Y 6/2 hellgrau; häufig braun 5 YR 5/4, 5/6, 4/4, 4/6; überwiegend gelbbraun 10 YR 5/4; rötlichbraun 2,5 YR 3/6; rot-

braun 2,5 YR 2,5/4; schwarz 2,5 YR 2,5/0, 5 YR 2,5/1 und Mischfarben; viele braune Tontapeten; viele braunschwarze bis schwarze Fe + Mn-Überzüge; Gefüge subpolyedrisch, undeutlich; ziemlich dicht; schwach steinig (meist Gangquarze, etwas Taunusquarzit); nicht durchwurzelt; wenig deutliche Begrenzung.

Mikroskopisch läßt sich eine starke Einwaschung von Ton feststellen. Unter dem Mikroskop zeigen sich außer besonderem Plasmareichtum (Lößlehm) ausgeprägte, teils ungestörte, teils auch gestörte Tonkutanen. Die Toneinlagerung wird auch durch die Körnungsdaten belegt. Während einige Proben mehr den Lößlehm-Aspekt bieten, ist bei anderen der Pseudogley-Charakter besonders ausgeprägt (Taf. 26 Fig. 4, Taf. 27 Fig. 5). Zahlreiche Grobporen und Risse zeigen intensive Fe- und Mn-Fällung; andererseits gibt es Bleichstellen. Das Material ist arm an vulkanischen Mineralen.

II B_tS_d 150/155–190 cm (35–40 cm mächtig) gelbbrauner bis ockerbrauner tL–lT; schwach steinig (Gangqu.); auf Gefügeflächen schwarze bis braunschwarze Fe + Mn-Überzüge; viele dicke, rötlichbraune bis braune Tontapeten, 0,5–2 mm dick; nach unten zunehmender Steingehalt (rel.), im \varnothing Grus und Feinsteine, meist aus Gangquarz, selten Taunusquarzit oder Schiefer (Schieferbröckchen graugrün, max. Grusgröße); Gefüge undeutlich (schlecht bestimmbar, weil feucht), vermutlich polyedrisch, z. T. aber kohärent bis undeutlich blockig; viele Makroporen; nicht durchwurzelt; Farben überwiegend ockerbraun 10 YR 5/4 + 5/6 – 5/6 mit 5/4; rötlichbraune Tap. 5 YR 4/6, rotbraun 5 YR 4/6 mit 2,5 YR 4/6. Mikroskopisch findet sich viel Eisen in Devon-Trümmern und Resten alter Konkretionen, aber auch eine erhebliche autochthone Konzentrierung. Bleichstellen sind selten. Es treten Flecken von Plastosol-Material auf, das auch sonst in die Matrix eingearbeitet, aber unauffälliger ist. Die Flockung ist gering, das Material dicht. Es sind starke Illuviationskutanen ausgebildet und bisweilen gestört.

Tab. 1. Korngrößenanalysen, Ohren
(% vom Feinboden <2 mm)

Horizont	<2 μm	2-6 μm	6-20 μm	20-60 μm	60-200 μm	0,2-2 mm
Vergleichsschurf						
A _{eh}	17	6	24	42	6	5
S _w	28	8	22	31	5	6
B _t S _w S _d	38	7	14	27	5	9
IIS _d	38	11	17	28	2	4
IIB _t S _d	41	10	15	27	2	5
Hügelgrab						
YA _h (1)	18	8	28	34	6	6
YA _h (2)	18	9	26	35	6	6
YA _l	18	8	29	34	6	5
YB _{bt}	25	7	24	33	6	5
YS _w B _{tb}	27	8	20	35	5	5
A _l S _w	16	10	28	34	6	6
S _w S _d	22	10	24	32	6	6
B _t S _d	39	6	17	27	5	6
IIB _t S _d	38	6	18	28	2	8

Tab. 2. Chemische Analysen, Ohren

Horizont	pH in Wasser	pH in 0,01 m CaCl ₂	% organische Substanz	H-Wert mval/100 g	S-Wert mval/100 g	T-Wert mval/100 g	K mg/100 g Boden, Laktatauszug	P mg/100 g Boden, Laktatauszug	% Fe total	% Fe dithionitlöslich	% Fe oxalatlöslich	Aktivitätsgrad Fe _{dith.} /Fe _{oxal.}
Vergleichsschurf												
A _{eh}	3,8	3,4	6,7	22,8	1,3	24,1	11,6	0,4	1,88	0,57	0,22	0,39
S _w	4,0	3,7	1,4	11,4	1,0	12,4	4,2	0,0	2,64	1,10	0,28	0,25
B _t S _w S _d	4,2	3,8	0,5	16,1	4,1	20,2	7,9	0,0	4,27	2,17	0,35	0,16
IIS _d	4,9	4,1	0,7	7,3	13,5	20,8	6,6	0,0	4,22	2,01	0,17	0,08
IIB _t S _d	5,4	4,6	0,5	5,4	10,9	16,3	8,3	0,0	3,92	1,69	0,11	0,07
Hügelgrab												
YA _h (1)	3,5	3,2	12,5	60,4	2,3	62,7	6,2	3,1	2,13	1,11	0,49	0,44
YA _h (2)	3,5	3,3	5,8	30,0	1,1	31,1	5,0	0,4	1,97	1,03	0,47	0,46
YA _l	3,7	3,7	1,9	13,5	0,3	13,8	3,7	0,0	2,09	0,91	0,28	0,31
YB _{bt}	3,9	3,8	0,5	11,6	0,8	12,4	5,0	0,0	2,51	0,89	0,37	0,42
YS _w B _{tb}	4,2	3,9	0,5	8,5	1,3	9,8	3,7	0,3	2,56	0,75	0,35	0,47
A _l S _w	4,3	4,0	0,3	6,2	1,6	7,8	3,3	0,4	1,86	0,72	0,30	0,42
S _w S _d	4,7	4,1	0,3	7,0	2,9	9,9	4,2	1,2	2,41	0,80	0,39	0,49
B _t S _d	5,3	4,3	0,5	6,7	5,8	12,5	5,4	0,1	3,07	1,22	0,32	0,26
IIB _t S _d	5,2	4,3	0,5	7,2	9,6	16,8	6,6	0,0	5,08	1,89	0,21	0,11

In dieser Fließerde aus Lößlehm mit Plastosol-Material beeinflusst ein Grobskelett, in dem devonische Gesteinsreste zur Tiefe hin an Größe und Häufigkeit zunehmen, den Bodenaufbau. Da diese Komponente meist aus Teilchen > 2 mm Ø besteht, tritt sie im Schlift stärker in Erscheinung als in den Körnungsdaten.

Zum Ausgangsmaterial können folgende Aussagen gemacht werden:

Wie schon von FICKEL u. a. (1977) mitgeteilt, wurden die etwa 130 m³ Schüttmaterial des Grabhügels auf einer etwa 15 m breiten Ringfläche außerhalb des Grabes entnommen, wobei eine etwa 15 cm dicke Schicht des Oberbodens abgetragen wurde. Nachgewiesen wurde dies anhand der Lage der Schichtgrenze Deckschutt/Mittelschutt, die bei den Horizontgrenzen S_w/S_d angenommen wird, sowie durch

Tab. 3. Tonminerale in der Tonfraktion, Ohren

Horizont	Hauptbestandteile	Nebenbestandteile	Spuren
Vergleichsschurf ¹			
A _{eh}	I	K, C	
S _w	I	K, C	
B _t S _w S _d	I	K	C
IIS _d	I	K, C	M
IIB _t S _d	I	K, C	M
Hügelgrab			
YA _h (1)	I	K, C	w
YA _h (2)	I, C	K	w
YA _l	I, C		K
YB _{bt}	I	K, C	w
YS _w B _{tb}	I	K, C	w
A _l S _w	I	K	C, w
S _w S _d	I	K	C
B _t S _d	I	K, C	
IIB _t S _d	I	K, C	M

I = Illit, K = Kaolinit, C = Chlorit,
M = Montmorillonit, w = Wechsellagerungen zwischen 10 und 14 Å, mit K Cl auf 10 Å kontrahierbar.

Massenberechnungen, die auf Grundlage der unterschiedlichen Horizontmächtigkeit des S_w vorgenommen wurden. Das Material des Grabhügels muß demnach dem Deckschutt, und zwar ganz überwiegend den dort entwickelten S_w- und A_{eh}-Horizonten entnommen worden sein. Dies wird durch die Korngrößenzusammensetzung bestätigt:

Der mittlere Tongehalt des Hügels beträgt 23%, so daß eine Beteiligung von B_t-Material auch von der Körnung her unwahrscheinlich ist (Tab. 1). Da es sich um eine Aufschüttung handelt, kann nicht bereits die durchgehende Anwesenheit von Bimstuff eine Beimischung von Material aus den tieferen Schichten ausschließen. Im A_lS_w, dem obersten Horizont des natürlichen Profilrestes, macht sich der Bimstuff stärker bemerkbar. Wegen einer noch vorhandenen schwachen Beteiligung vulkanogener Minerale wird der B_tS_d, der seiner Lage nach dem II S_d des Vergleichsprofils entspricht (Taf. 27 Fig. 5), hier noch als Übergangshorizont angesehen. Der II B_tS_d unter dem Grab zeigt durch höheren Fe-Gehalt mit geringerem mobilem

Tab. 4. Wichtige mikroskopische Merkmale, Ohren

Horizont	Lokkerheit	Skelett devon.	vulkan.	lößartig	Plasma erdig	gelbe Komp. (1)	Differenzierungen Eisen (2)	Streß-Kutannen	Tonbeläge	Schliff-Nr.
Vergleichsschurf										
A _{eh}	(+)	++	r	+++	++	-	r	-	-	4307
S _w	+	++	+	+++	++	++	+++	++	+	4308
B _t S _w S _d	+	+	(+)	+++	++	++	++	++	+++	4309
IIS _d	(+)	++	-	+++	+	++	+	++	+	4310
IIB _t S _d	r	(+)	-	++	(+)	+++	(+)	-	++	4311
Hügelgrab (Auswahl)										
A _h (2)	+++	+	+	+++	+++	-	r	-	-	4297
YA ₁	+++	+	+	+++	+++	-	r	-	r	4295
YB _{bt}	++	+	+	+++	++	+	(+)	(+)	++	4289
YB _{bt}	++	+	+	+++	++	+	+	r	+	4287
YS _w B _{tb}	+	+	+	+++	++	r	+++	-	r	4282
A ₁ S _w	+	+	++	+++	++	(+)	++	-	r	4280
S _w S _d	r	+	+	+++	++	+	++	-	(+)	4276
S _w S _d	r	+	+	+++	++	+	++	-	++	4275
B _t S _d	r	++	(+)	+++	++	++	++	(+)	+++	4271
IIB _t S _d	-	+++	r	++	+	++	+	(+)	+++	4264

Schliff 4292 im YB_{bt} zeigte keinen B_t-Charakter. Im Schliff 4263, IIB_tS_d erscheinen besonders schöne, ungestörte Tonbeläge.

(1) kleine, doppelbrechende Tonpartikel als Bestandteile des Plasmas

(2) Eisenoxid-Konzentrierung

Schätzskala: - fehlt, r selten, +, ++ ... zunehmende Menge, Klammern "fast".

Anteil sein höheres Alter an, entscheidend aber ist das Fehlen von vulkanischen Mineralen im Mittelschutt. (Wegen der Entnahme nahe der Obergrenze, Taf. 27 Fig. 5, finden sich noch, Spuren die Tab. 4 als „r“ ausweist.) Tab. 1 zeigt deutlich an, daß die Fließdereströme in der Körnung zu inhomogen sind, als daß hieraus eine Parallelisierung von Schichten, d. h. eine stratigraphische Zuordnung möglich wäre.

Die Bodenentwicklung im Profilrest unter dem Grab zeigt geringere, teilweise schon durch die üblichen horizontalen Abweichungen erklärable Unterschiede zum Vergleichsschurf. Die unter dem Grabhügel gefundenen, gegenüber dem Vergleichsprofil geringeren Trockenraumgewichte (Tab. 5) machen eine anthropogene Beeinflussung oder einsetzende Bioturbation wahrscheinlich, die auch für ein tieferes Einbringen von Bimstoffpartikeln verantwortlich sein kann, d. h. für die Vertiefung des Decksedimentes bzw. der Mischzone. Man kann allerdings diesen Parabraunerde-Pseudogley auch im Sinne unserer früheren Deutung (FICKEL u. a. 1977) als Ergebnis

Tab. 5. Bodenphysikalische Untersuchungen, Ohren

Tiefe cm von bis	Porengrößenverteilung (Äquival. ϕ in μ) in % des Ges.Bo.Vol.					FK f.10 dm 50 μ pF _{1,8} 1/m ² bzw. mm	Luft- Kapa- zität >50 μ Vol.%	Gesamt- Poren- Vol. %	Trocken- Raum- Gew. g/cm ³
	ϕ : 600 pF: <0,7	>50 <1,8	50 - 10 1,8-2,5	10-0,2 2,5-4,2	<0,2 >4,2				
Schurf I									
Horizont									
YA ₁	4/ 6 25/ 32	7,9 23,7	3,4	13,8	12,4	295	23,7	53,3	1,24
YB _{bt}	25/ 32 70/ 75	5,5 19,4	3,3	14,6	12,2	301	19,4	49,5	1,34
S _w S _d	100/105 120/125	2,7 10,3	4,0	13,2	12,0	292	10,3	39,5	1,59
B _t S _d	120/125 150/155	2,0 4,4	2,2	13,4	17,9	337	4,4	38,1	1,64
Schurf II									
B _t S _w S _d	20/ 25 35/ 40	0,6 6,3	4,0	16,6	12,3	329	6,3	39,2	1,61
II S _d	35/ 40 85/ 90	0,4 3,1	1,0	5,3	21,7	280	3,1	31,1	1,82
II B _t S _d	85/ 90 160	0,3 2,2	2,2	8,7	19,0	299	2,2	32,1	1,80

einer gebremsten Entwicklung ansehen, die im Vergleichsprofil inzwischen einen Pseudogley hervorgebracht hat.

Die Bodenentwicklung im Grabhügel besteht in Verlagerungsvorgängen, die durch lockere Lagerung und gute Dränung begünstigt werden. Die innere Setzung des Grabhügels zeigen die bereits mitgeteilten physikalischen Werte (Tab. 5). Im Anstieg des Anteils der Tonfraktion von 18% im YA₁ auf 25% im YB_{bt} und 27% im YS_wB_{tb} zeigt sich eine Tonverlagerung, die sich im Aufschluß in Form von Parabraunerdebändern äußert. Der mittlere Tongehalt liegt bei 23%. Entsprechend der Bänderung wechselt die Mikromorphologie stark, bestätigt jedoch die postulierte Tonwanderung (vgl. Beschreibung der Horizonte). Am Grunde der Aufschüttung sind mikroskopisch besonders intensive Staunässe-Merkmale zu beobachten (Tab. 4, Schliff 4282), die aber keinen Niederschlag in Fe-Werten oder Profilmorphologie finden. Im YA₁ spielt Chlorit eine große Rolle. Nachweislich handelt es sich weitgehend um hitzestabilen Chlorit, der z. T. zu den Förderprodukten des Bimstoffes gehört (POETSCH 1975) und beim Abwandern der anderen Tonminerale relativ angereichert wurde. Auch die Bildung von Bodenschloriten aus Illit ist mit beteiligt, wie z. B. nach BLUM (1976) zu erwarten war und durch das Auftreten von Illit-Chlorit-Wechselagerungen (w in Tab. 3) bestätigt wird.

3.3. Hügelgrab Hebekies

Die Aufgrabungen liegen an der bereits gekennzeichneten Stelle (R 34 44 12, H 55 51 74) in einem Wald mit einer oberen Baumschicht aus Eiche, seltener Rotbuche, einer unteren Baumschicht aus Rotbuche, etwas Spitzahorn, selten Kirsche und einer Krautschicht mit Brombeere, Efeu (z. T. flächenhaft), etwas Brennnessel und Kleinem Springkraut.

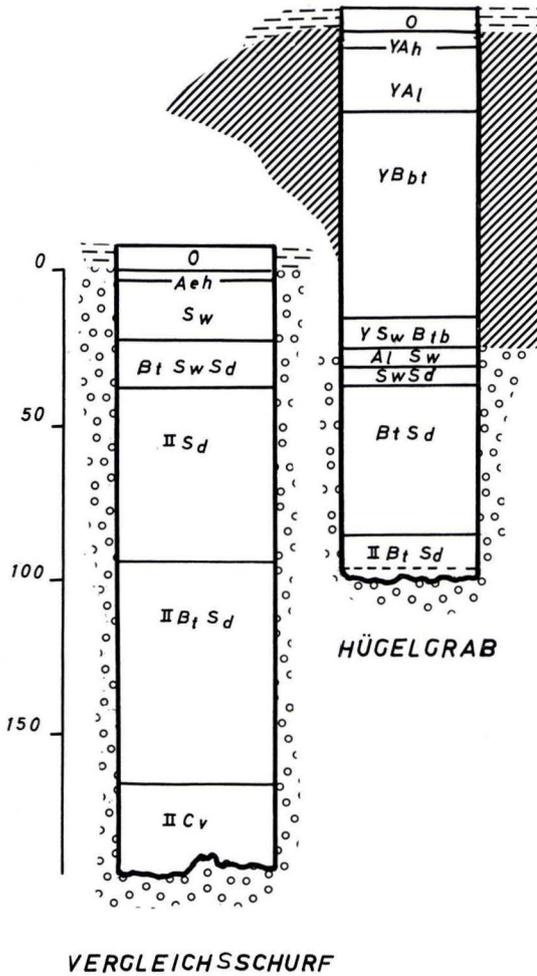


Abb. 2. Die beiden Profile von Ohren.

3.3.1. Vergleichsprofil

Etwa 30 m S vom Hügelgrab wurde ein Vergleichsprofil angelegt. Es handelt sich um eine Parabraunerde aus Deckschutt über Mittelschutt mit folgendem Aufbau:

- O_L 2–4 cm Laubstreu
- O_F 2 cm zersetzte Laubstreu
- O_H 0,5–örtlich 1 cm Moder, sehr dunkelgraubraun
- A_h 0–5/10 cm IU; dunkelbraungrau, 10 YR 2,5/1, auch 2,5/1 + 3/1 und 3/1 und 3/2; humos; schwach steinig (meist Quarz, teilw. durch Fe + Mn schwarz und braun gefärbt; Steine Ø 2 cm; stark durchwurzelt; kohärent bis undeutlich krümelig im Wechsel; einige Regenwurm-, viele Mäusegänge; deutliche Begren-

zung. Der Dünnschliff zeigt lockeres, fein- und feinstkrümeliges Material, das weitgehend aus dem Kot der Mesofauna besteht und feingeflocktes Plasma besitzt. Das stark beteiligte Grobskelett besteht vor allem aus Quarzit und verbrauchter Grauwacke. Der Streu-Abbau ist gehemmt.

A₁ 5/10—40/45 cm gelbbraun, 10 YR 5/4 + 5/6; schwach steinig (\varnothing 2 cm; vereinzelt bis zu 12 cm lang; meist Quarz s. o.); wenige schrot- bis erbsengroße Fe + Mn-Konkretionen; kohärent, stellenweise undeutlich krümelig und Wurmlösungsgefüge; stark durchwurzelt; einige Regenwurmgänge; deutliche Begrenzung.

Für die Mikromorphologie wurden drei Proben entnommen. Der obere Schliff zeigt einen Übergang vom Kotgefüge zum Subpolyedergefüge. Das Material zwischen 25 und 30 cm bildet Subpolyeder und Krümel und wechselt im Feinbau zwischen sehr lockeren und kompakten Partien. Lokal treten wenige Eisenflecken auf. Es ist etwas mehr Ton vorhanden, und schon haben sich einige Risse bilden können. Die Laborprobe wurde im Bereich dieses Schliffes und darüber entnommen. In einem tiefer entnommenen Schliff kommt ganz wenig Fließplasma hinzu (teils in der Matrix, teils als sehr dünne Tönhäutchen), und stellenweise tritt eine auffällige Fe-Oxidkonzentrierung auf.

A₁ II B_t 40/45—60/65 cm brockenförmiges und umgekehrt zapfenförmiges Nebeneinander von hellem gelbbraunem A₁-Material mit dunkelbraunem und dunkelgelbbraunem B_t-Material; dadurch I'U neben IU neben tL neben IT, stark durchwurzelt; schwach steinig (\varnothing 2 cm, aber einige Steine bis zu 10 cm, diese besonders in den untersten 10 cm des Horizontes; meist Quarz w. o., mit den üblichen Fe + Mn-Imprägnationen und teilweisen Verkrustungen; vereinzelt erbsengroße Fe + Mn-Konkretionen; einige Regenwurmgänge; Gefüge kohärent, nach unten zunehmend undeutlich fein- bis hin zu grobpolyedrisch, besonders im Bereich des Braunlehm-Materials; wenig deutliche Begrenzung. Unter dem Mikroskop: Mischzone, vermutlich bioturbat, mit subpolyedrischem bis schwammartigem Gefüge. Humushaltigem Material ist in rundlichen Flecken tonreiches Material eingefügt (Taf. 27 Fig. 6). Es treten rundliche, relativ große Poren auf. Das tonige, lößreiche Material ist stark gestört. Stellenweise tritt in größeren Flecken braunes, amorphes Gel auf (Taf. 27 Fig. 7).

II B_t 60/65—145 cm braun und dunkelgelbbraun, 5 YR 5/6 + 4/6 mit 7,5 YR 5/6; 5 YR 5/6 + 4/6; 5 YR 5/6; schwach steinig (\varnothing 2 cm, bis in die Tiefe von 100 cm auch wenige Mittelsteine; meist Quarz w. o.); sehr schwach durchwurzelt bis 100 cm; Gefüge nicht besonders deutlich polyedrisch und prismatisch bis 100 cm, darunter undeutlich werdend und unregelmäßig grob blockig; häufig dunkelbraune Tontapeten, Kluft- und Wurzelröhrenausfüllungen aus T, 5 YR 4/4, in Häufigkeit und Dicke nach unten abnehmend; wenige schrotkorn- bis bohnen-große, braunrote, rotbraune, violett-rote, sandkörnig-krustige Fe-Oxide, teilweise mit Quarz verkittet (?) 2,5 YR 2/4, 10 R 3/3—3/6 und 4/6—4/8.

Der Dünnschliff aus 65—70 cm Tiefe zeigt ein relativ kompaktes Material mit runden Poren und geschlossenen Spalten bei Tendenz zu Subpolyeder—Polyeder-Gefüge. Es ist noch etwas humoses Material beigemischt. Das Fließplasma ist meist stark gestört und am besten in Spalten entwickelt. Bei abnehmendem Skelett ist die Grundlage der Matrix ein bräunliches Plasma ohne Doppelbrechung (Taf. 27 Fig. 8).

Der Dünnschliff aus 105—110 cm Tiefe zeigt eine lößlehmreiche Fließerde mit erheblichem Anteil Quarzit-Kies, in der sich ein kaum gestörter B_t mit intensivem, sehr gealtertem Leitbahn-Illuviationsgefüge entwickelt hat (Taf. 28 Fig. 9).

Lithologisch gehört der obere Profiltail zum Decksediment. Der Mittelschutt setzt mit dem IIB_t-Horizont ein, der aber als IIB_t(1) bis 100 cm erheblich gestört ist, während der IIB_t(2) als kaum gestörter B_t ausgebildet ist. Art und Herkunft der im Übergangsbereich auffallenden bräunlichen, amorphen Kolloide (Taf. 27 Fig. 7, 8) sind

unbekannt, entsprechende Bilder kennen wir bisher nur von Mudden. Der IIB_t muß sich vor der Störung seiner oberen Partie und vor Bildung des Deckschuttes als Tonanreicherungshorizont entwickelt haben. Im Gelände war er als Braunlehm angesprochen worden, was auf den ungenügenden Nachweis der optisch so deutlichen Lößkomponente mittels der Fingerprobe hinweist. Für die Beurteilung der Bodenentwicklung im Grabhügel sind allerdings die tieferen Schichten des Profiles nicht von Bedeutung.

3.3.2. Hügelgrab

Wie Abb. 1 zeigt, waren die oberen Teile der Aufschüttung nur noch am Rande des Hügels erhalten. Hier wurden die Profile II und IIa in wenigen Dezimetern Abstand untersucht, wobei ihre Unterschiede ein Maß für die Heterogenität des Materials geben können. Diese erhebliche Heterogenität erschwert die Deutung der Labordaten sehr. Die Geländeaufnahme betrifft beide Profile, die Dünnschliffe erfassen nur den aufgeschütteten Teil von Profil II. Zum Innern des Hügels hin ist in der dort mächtigeren Aufschüttung ein Bänder-B_t ausgebildet, der mit Profil IIb erfaßt werden sollte. Profil IIc betrifft ein später aufgebrachtes Material, in dem bereits eine schwache Profildifferenzierung einsetzt.

3.3.2.1. Profile II und IIa

O-Lagen wie bei Profil I

YA_h 0–5/10 cm IU; hellgraugelbbraun, \varnothing 10 YR 4/2, 7,5 YR 4/2; schwach humos; oben dunkler und humoser, unten heller und weniger humos; örtlich obere 2 cm dunkler graubraun bis schwarzbraun, stark humos, 5 YR 2,5/2 + 10 YR 2,5/1; stark durchwurzelt; undeutlich subpolyedrisch bis undeutlich krümelig; örtlich viele Mäusegänge; schwach steinig (Grus und Feinsteine, selten Mittelsteine; meist eckige bis schwach gerundete Quarze); wenig deutliche Begrenzung.

YA₁ 5/10–30 cm IU; hellgelbbraun, 10 YR 4/4 + 7,5 YR 4/4; stark durchwurzelt; einige Mäusegänge; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch, stellenweise krümelig; schwach steinig w. o.; wenig deutliche Begrenzung.

Der Dünnschliff zeigt locker-krümeliges Material (Kotgefüge), das reich ist an geflocktem Plasma (Taf. 28 Fig. 10). Der Horizont ist stark vom Humus und vom Bodenleben geprägt. Es liegen kleine, umlagerte Eisenkonkretionen vor.

YB_t(1) 30–60 cm uL; farblich in der Körnung Mittelstellung zwischen YA₁ und YB_t(2), Farbe der B_t-Bereiche etwas heller als YB_t(2) und etwas dunkler als YA₁; A₁-Bereiche i. a. 7,5 YR 4/4 + 10 YR 4/4, B_t-Bereiche dunkler braun und vermischt mit 5 YR 3/4 und 4/4; stark durchwurzelt; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch; viele Fe + Mn-Flecken; einige Tontapeten, braun wie YB_t(2); undeutliche Begrenzung.

Das Material entspricht in der Körnung den folgenden Horizonten (Tab. 6), doch sieht man im Dünnschliff noch humoses neben tonreichem Material. Das Gefüge ist großporig-locker und bildet gerundete Aggregate. Es treten dicke Tonanreicherungen auf (Taf. 28 Fig. 11), die aber oft gestört sind. Eine Fe-Oxidkonzentrierung ist angedeutet.

YB_t(2) 60–100 cm suL–uL–t'L im Wechsel; gelbbraun; schwach steinig w. o.; stark durchwurzelt (meist Feinwurzeln); kohärent bis undeutlich subpolyedrisch; viele schwarze Fe + Mn-Flecken bis Pfenniggröße; vereinzelt schwarze Holzkohle (< 5 mm); vereinzelt Scherbenreste (< 2 cm); undeutliche Begrenzung. Deutliche

Trennung in schluffigere und tonigere Parteien, stellenweise (besonders im unteren Abschnitt) gebändert, bänderartige B_t -Bereiche 1–4 cm dick; Farbe des YB_t : 7,5 YR 4/4 + 10 YR 4/4 und Mischfarben unterschiedlichen Schwerpunktes; (teilweise brauner und/oder grauer bei Bänderungen und Fe + Mn Fleckungen) und 5 YR 3/4, 4/4 und Mischfarben, teilweise mit Stich nach 2,5 YR 3/6; Bänder in letztgenannten 5 YR-Farben.

Der Dünnschliff ist dem vom $YB_t(1)$ ähnlich, doch zeigen sich vorwiegend intakte Tonhäutchen sowie große, meist autochthone Eisenkonkretionen. Ein Tonanreicherungsband aus diesem Horizont besitzt mäßig dichtes Mikrogefüge, eine kolloidarme Matrix, an den Hohlraumwänden dichte, geschichtete, im Fe-Oxidgehalt differenzierte Tonbeläge (Taf. 28 Fig. 12) und starke Fe-Oxidkonzentrierungen.

- II YSB_tA_1 100–120 cm vermutlich grau gefärbter (durch Humus und/oder Brandasche) sLU; fahlgraubraun, 7,5 YR 4/4, 5/4, 4/4 + 5/4, teilweise 4/2 und Mischfarben (bei tonreichen Parteien), 10 YR 4/3, 5/3 und 4/3 + 5/3 (bei schluffreichen Parteien); schwach steinig (Grus und Feinsteine, aber auch einige Mittel- und Grobsteine; überwiegend Quarze); stark durchwurzelt (meist Feinwurzeln); kohärent bis schwach subpolyedrisch; einige schwarze Holzkohlestückchen (< 5 mm); einige Scherbenreste (< 2 cm); wenige braune Tontapeten, nach unten zunehmend; Tonanreicherungen meist diffus verteilt in bestimmten Bereichen dunkelbrauner Farbe; viele Fe + Mn-Flecken; Horizont vermutlich schwach humos (Humus anthropogen beigemischt); undeutliche Begrenzung.
- II SB_t 120–145 cm stL; schmutzig oder stumpf gelblichbraun, 10 YR 4/4, 7,5 YR 4/4 und Mischfarben; viele Tontapeten, braun, 5 YR 4/4, 4/6 und Mischfarben; stark steinig (Grus und Feinsteine, eckig bis schwach gerundet; überwiegend Quarz); viele schwarze Fe + Mn-Flecken bis Pfennigröße; schwach durchwurzelt; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch; durch die Differenzierungen in schluffigere und tonigere Parteien, durch Tontapeten und Fe + Mn-Fleckung farblich stark wechselnd; deutliche Begrenzung.
- III SB_t 145–160 cm IT–T (Braunlehm); leuchtend gelbbraun, 7,5 YR 5/6, 5/8 oder 5/6 + 5/8; stark steinig (Grus bis Grobsteine), meist Quarze; viele schwarze Fe + Mn-Flecken, teilweise auch Konkretionen bis Pfennigröße; viele Tontapeten, braun, 5 YR 4/3, 4/6, 3/4 und Mischfarben; schwach durchwurzelt; kohärent.

Zur Stratigraphie:

Die Schuttströme zeigen erhebliche Heterogenität. Aufgrund der Korngrößenanalysen (Tab. 6) ist bei deutlicher Abweichung vom Vergleichsprofil Hebekies I der unterste Abschnitt dem Basisschutt zuzuordnen, da eine Lößkomponente nicht mehr merklich beteiligt ist. Eine stratigraphische Parallelisierung mit dem Vergleichsprofil ist somit unmöglich, und man kann nicht angeben, wie weit das ursprüngliche Profil vor dem Aufwerfen des Hügels abgetragen war. Die Benennung des II YSB_tA_1 geht davon aus, daß es sich im wesentlichen um Mittelschutt handelt. Da Material der Aufschüttung eingemischt ist, tritt jedenfalls auch eine Bimstufkomponente auf, denn der Hügel enthält zumindest Anteile des Decksedimentes.

Der Boden unter dem Hügelgrab ist eine pseudovergleyte Parabraunerde. Über den Grad der Pseudovergleyung kann nichts gesagt werden, da der obere Profileil fehlt oder umgearbeitet ist. Es fällt auf und spricht für die starke anthropogene Beeinflussung im Bereich des Grabes, daß noch im III SB_t laktatlösliches Phosphat nachzuweisen ist. Der II YSB_tA_1 ist besonders stark anthropogen beeinflusst, denn auf

Tab. 6. Korngrößenanalysen, Hebekies

Horizont	% vom Feinboden unter 2 mm						% der Fraktionen unter 60 μ m			
	<2 μ m	2-6 μ m	6-20 μ m	20-60 μ m	60-200 μ m	0,2-2 mm	<2 μ m	2-6 μ m	6-20 μ m	20-60 μ m
Profil I (Vergleichsprofil)										
A _h	18	7	23	29	10	13	29	9	30	38
A ₁	23	7	21	27	9	13	29	9	27	35
A ₁ IIB	35	6	16	31	4	8	39	7	18	36
IIB _t (1)	49	2	15	20	5	9	57	2	17	23
IIB _t (2)	49	3	14	23	3	8	55	3	16	26
Hügelgrab, Profil II										
YA _h	21	10	19	30	9	11	26	13	24	37
YA ₁	19	14	15	29	9	14	25	18	19	38
YB _t (1)	32	4	23	22	8	11	40	5	28	27
YB _t (2)	28	6	21	27	8	10	35	6	26	33
IIYSB _t A ₁	28	9	20	24	10	9	34	11	25	30
IISB _t	31	3	17	15	6	28	46	6	25	23
IIISB _t	26	5	10	10	9	40	51	10	19	20
Profil IIa										
YA _h	22	6	22	29	9	12	28	8	27	37
YA ₁	20	9	22	29	9	11	25	11	28	36
YB _t (1)	27	7	23	25	8	10	33	9	28	30
YB _t (2)	31	6	19	26	8	10	39	7	23	31
IIYSB _t A ₁	20	9	22	26	10	13	26	12	28	34
IISB _t	28	9	18	21	9	15	37	12	24	27
IIISB _t	33	8	9	15	9	26	51	12	14	23
Profil IIb										
YB _{tb} (1)	28	6	22	27	8	9	34	7	26	33
YB _{tb} (2)	25	8	22	27	9	9	29	9	27	35
Zwischenbereich	19	10	23	29	9	10	24	12	28	36
Bänder	30	8	20	26	8	8	36	9	24	31
IIYSB _t A ₁	26	5	21	25	9	14	34	7	27	32
Junge Aufschüttung im Grabhügel, Profil IIc										
Y1	27	8	22	23	9	11	33	10	28	29
Y2	26	8	22	24	9	11	33	10	27	30
Y3	26	9	21	24	9	11	30	11	25	31
Y4	24	11	20	25	9	11	30	14	25	31

Tab. 7. Tonminerale in der Tonfraktion, Hebekies

Horizont	Haupt- bestandteile	Neben- bestandteile	Spuren
Profil I (Vergleichsprofil)			
A _h	I	K, C	
A ₁	I, C		K, W
A ₁ IIB	I, K		C, M
IIB _t (1)	I, K		M
IIB _t (2)	I, K		C, M
Hügelgrab			
Profil II			
YA _h	I	K, C	
YA ₁	I	K, C	
YB _t (1)	I	K	C
YB _t (2)	I	K	C, w
IIYSB _t A ₁	I	K	
IISB _t	I	K	C
IIISB _t	I	K	C, M
Profil IIa			
YA _h	I	K, C	
YA ₁	I	K, C	
YB _t (1)	I	K	C
YB _t (2)	I	K	
IIYSB _t A ₁	I	K	
IISB _t	I	K	C
IIISB _t	I, K		C, M
Profil IIb			
YB _{tb} (1)	I	K	C
YB _{tb} (2)	I	K	C
Zwischen- bereich }	I	K	C
Bänder	I	K	C, w
IIYSB _t A ₁	I	K	C
junge Aufschüttung im Grabhügel			
Profil IIc			
Y1	I	K	C
Y2	I	K	C
Y3	I	K	C
Y4	I	K	C

I=Illit, K=Kaolinit, C=Chlorit, M=Montmorillonit,
w=Wechselagerungen zwischen 10 und 14 Å, mit KCl
auf 10 Å kontrahierbar.

ihm wurde das Grab errichtet. Stark von Knochen oder Asche geprägt ist die Laborprobe aus Profil II, die in pH, T-, V-Wert und laktatlöslichem Phosphat auffällig erhöhte Werte zeigt (Tab. 8). Im Grabhügel selbst hat sich eine Tonverlagerung und Fe-Konzentrierung vollzogen, deren morphologische Ausprägung Gegenstand der

Tab. 8. Chemische Analysen, Hebekies

Horizont	pH in Wasser	pH in 0,01 m CaCl ₂	% organische Substanz	H-Wert mval/100 g	S-Wert mval/100 g	T-Wert mval/100 g	K mg/100 g Boden Laktatauszug	P mg/100 g Boden Laktatauszug	% Fe total	% Fe dithionitlöslich	% Fe oxalatlöslich	Aktivitätsgrad Fedith./Feoxal.
Profil I (Vergleichsprofil)												
A _h	4,0	3,6	7,5	23,2	1,8	25,0	11,2	1,0	1,85	0,98	0,37	0,38
A ₁	4,2	3,5	1,7	11,6	0,4	12,0	3,7	0,2	1,98	0,86	0,39	0,45
A ₁ IIB	4,0	3,7	0,5	21,0	0,8	21,8	5,8	0,7	3,37	1,69	0,33	0,20
IIB _t (1)	4,4	3,6	0,2	21,6	6,8	28,4	10,8	0,0	4,31	2,23	0,30	0,13
IIB _t (2)	5,1	4,0	0,3	7,5	11,5	19,0	12,5	0,0	4,55	2,70	0,11	0,04
Hügelgrab, Profil II												
YA _h	3,8	3,5	4,7	16,9	0,4	17,3	15,4	4,6	2,32	1,06	0,36	0,34
YA ₁	3,9	3,6	3,3	12,5	1,3	13,8	9,6	6,1	2,66	0,98	0,35	0,36
YB _t (1)	4,1	3,7	1,0	13,5	0,4	13,9	7,5	4,7	2,68	1,09	0,34	0,31
YB _t (2)	4,2	3,8	0,9	10,3	1,2	11,5	9,6	2,6	2,42	0,98	0,30	0,31
IIYSB _t A ₁	6,4	5,9	0,7	3,6	13,8	17,4	12,5	17,3	2,73	1,21	0,33	0,27
IISB _t	4,4	3,9	0,3	6,9	5,2	12,1	11,6	1,6	3,51	1,34	0,27	0,20
IIISB _t	4,7	4,3	0,5	5,0	8,9	13,9	19,5	0,5	3,62	1,94	0,14	0,07
Profil IIa												
YA _h	3,8	3,6	4,6	19,7	0,7	20,4	9,6	3,8	2,24	1,05	0,37	0,35
YA ₁	3,8	3,7	2,9	15,1	0,3	15,4	5,8	6,6	2,06	1,00	0,34	0,34
YB _t (1)	4,1	3,7	0,7	14,0	0,4	14,4	7,5	5,8	2,76	1,21	0,37	0,31
YB _t (2)	4,0	3,7	0,7	12,5	1,1	13,6	9,6	5,2	2,69	1,25	0,34	0,27
IIYSB _t A ₁	4,5	4,0	0,5	7,5	2,3	9,8	9,6	3,1	2,15	0,93	0,29	0,31
IISB _t	4,4	3,9	0,5	8,2	5,5	13,7	13,7	4,7	2,80	1,27	0,48	0,38
IIISB _t	4,8	4,2	0,3	4,9	13,1	18,0	22,8	0,3	3,80	2,28	0,14	0,06
Profil IIB												
YB _{tb} (1)	4,1	3,7	0,5	10,5	2,2	12,7	10,0	4,7	2,65	1,19	0,38	0,32
YB _{tb} (2)	4,3	3,8	0,3	8,7	3,0	11,7	13,3	3,8	2,37	0,99	0,30	0,30
Zwischenbereich	4,3	3,8	0,5	8,4	1,9	10,3	11,2	4,4	2,37	0,99	0,30	0,30
Bänder	4,3	3,8	0,5	10,3	2,7	13,0	17,0	5,8	2,80	1,33	0,35	0,26
IIYSB _t A ₁	4,6	4,0	0,7	8,2	4,5	12,7	14,1	6,0	2,45	0,96	0,34	0,35
Junge Aufschüttung im Grabhügel, Profil IIc												
Y1	4,2	3,8	2,6	13,1	2,4	15,5	21,6	7,6	2,49	1,04	0,37	0,36
Y2	4,2	3,7	1,5	12,0	1,6	13,6	14,1	8,6	2,69	1,03	0,49	0,48
Y3	4,4	3,9	1,2	10,0	3,2	13,2	8,7	9,9	2,68	1,09	0,35	0,32
Y4	4,6	4,1	1,2	8,2	4,0	12,2	9,1	9,9	2,58	1,03	0,34	0,33

Tab. 9. Wichtige mikroskopische Merkmale, Hebekies

Horizont	Lokkerheit	Skelett devon			Plasmaerdig	gelbe Komp. (1)	graue isotr. Komp. (2)	Differenzierungen			Schliff-Nr.
		vulkan.	lößartig					Braun-Eisen	Tonbeläge	derer Dicke	
Profil I (Vergleichsprofil)											
A _h	++	++	+	++	++	(+)	?(3)	-	-	-	4320
A ₁ (1)	++	++	(+)	++	++	-	?(3)	-	-	-4321	4321
A ₁ (2)	+	++	+	++	++	r	(+)	(+)	-	-	4322
A ₁ (3)	+	++	(+)	++	++	+	(+)	+	r	(+)	4323
A ₁ IIB	+	++	r	+	++	++/(+)	+	-	(+)	++	4324
IIB _t (1)	(-)	+	-	+	+	++	++	-	(+)	++	4326
IIB _t (2)	(-)	+	-	++	+	++	++	(+)	++	++	4327
Hügelgrab											
Profil II											
YA ₁	+	++	(+)	+++	++	(+)	?(3)	+	-	-	4176
YB _t (1)	+	++	(+)	++	+	++	(+)	+	++	++	4177
toniges Band	(+)	+	(+)	++	++	(+)	+	+++!	+++	+++	4179
junge Aufschüttung											
Profil IIc											
Y2	(+)	++	+	++	++	(+)	+	+++!	+	+	4180
Y4	(+)	++	+	++	++	(+)	+	+++!	+++!	+ / ++	4182

(1) doppelbrechende Tonpartikel, klein, als Plasmabestandteile

(2) Konzentrierung von Eisenoxiden

(3) kann nicht beurteilt werden.

Schätzsкала: - fehlt, r selten, +, ++ ... zunehmende Menge, Klammern "fast".

Profilbeschreibung war, aus Tab. 9 hervorgeht und von den Laborwerten gestützt wird. Im YA_h und YA₁ zeigt sich wieder die bereits für das Hügelgrab Ohren diskutierte relative oder teils auch absolute Anreicherung von Chlorit (Tab. 7). YB_t(1) und YB_t(2) differieren im Tongehalt nur wenig, doch zeigt sich im YB_t(1) die Anwesenheit von humosem Material und die Einarbeitung eines großen Teils des Fließplasmas. Der Schliff aus dem YB_t(2) läßt zusätzlich zu den namengebenden Merkmalen eine erhebliche Fe-Oxidkonzentrierung infolge von Staunässe erkennen. Die Unterschiede in den physikalischen Werten gehen aus Tab. 10 hervor.

Tab. 10. Bodenphysikalische Untersuchungen, Hebekies

	Tiefe cm von bis		Porengrößenverteilung (Äquival. \varnothing in μ) in % des Ges.Bo.Vol.					FK f. 10 dm 50 μ pF ^{1,8} 1/m ² bzw. mm	Luft- Kapa- zität >50 μ Vol.-%	Gesamt- Poren- Vol. %	Trocken- Raum- Gew. g/cm ³
			\varnothing : pF:	600 <0,7	>50 <1,8	50 - 10 1,8-2,5	10-0,2 2,5-4,2				
Vergleichsprofil											
A ₁	5/10	40/45	6,6	22,3	6,0	9,6	11,2	268	22,3	49,1	1,34
A ₁ IIB	40/45	60/65	0,6	5,2	3,7	13,5	15,9	331	5,2	38,3	1,63
IIB _t	60/65	145	0,4	1,5	2,0	4,0	25,6	316	1,5	33,1	1,77
Profil II und IIA											
YA ₁	5/10	30	14,9	32,3	5,8	10,2	8,9	160	32,3	57,2	1,12
YB _t (1)	30	60	6,2	20,1	4,6	3,6	19,0	272	20,1	47,3	1,39
YB _t (2)	60	100	3,5	14,5	5,7	10,5	15,9	321	14,5	46,6	1,41
IIYSB _t A ₁	100	120	2,0	15,2	6,2	13,4	11,4	310	15,2	46,2	1,42
Profil IIc											
Y ₁	0	5/ 7	2,8	7,1	2,3	8,4	18,1	288	7,1	35,9	1,69
Y ₂	5/ 7	30	7,2	15,5	5,5	16,7	16,0	382	15,5	53,7	1,22

3.3.2.2. Profil IIb

Wo der Grabhügel höher ist (Abb. 1), liegt unter dem YB_t ein YB_{tb}, ein Bänder-B_t, der sich keilförmig einschiebt.

YB_{tb} max. 65 cm mächtig, deutlich dunkler (als Umgebung) braune, z. T. schon rötlich-braune, 1–2 cm dicke, etwa horizontal, aber wellig und miteinander verbunden verlaufende Bänder aus suL–tL; Farben 5 YR 3/4 + 2,5 YR 3/6, 5 YR 4/4 + 2,5 YR 3/6, 5 YR 3/6 aber etwas brauner nach 5 YR 3/4 oder 4/4 zwischen den Bändern helleres tonärmeres Material aus \varnothing slU; 10 YR 4/4, 4/4 + 5/4, jeweils mit Stich nach 7,5 YR 4/4 und 10 YR 4/4 + 7,5 YR 4/4 (im trockenen Zustand sehr hellbraun, fahl, bleich, 10 YR 7/3, teilweise sogar 7/2), stark schwarz oder braunschwarz Fe + Mn-fleckig; stark durchwurzelt; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch; schwach steinig (< 3 cm, meist Quarz); wenige Scherbenreste (< 3 cm); über 20/30 cm gestört durch viele Mäusegänge, Baumwurzeln, Regenwurmgänge und anthropogene Störungen.

Die Durchschlammung wird in dem recht einheitlichen Material durch die Körnungsunterschiede zwischen Band und Zwischenmaterial nachweisbar; auch zeigt das Band-Material erhöhte Werte für T-Wert, laktatlösliches P und laktatlösliches K. Die Probe aus dem nachstehend besprochenen IIYSB_tA₁ ist der aus den Bändern sehr ähnlich.

II YSB_tA₁ Grauer Horizont unter der Hügelgrab-Aufschüttung im Schurfgraben. uL; graubraun, \varnothing Mischfarbe aus 7,5 YR 4/2 + 3/2 mit 10 YR 4/2 + 3/2, je nach Ton-, Schluff- und Humusgehalt heller (7,5 YR 4/2 + 3/2 mit 10 YR 4/3) oder dunkler (7,5 YR 4/2 + 3/2 mit 10 YR 3/1); schwach humos, örtlich mäßig humos; im oberen Teil stark, im unteren mittel durchwurzelt (meist Feinwurzeln); schwach steinig (Grus bis Mittelsteine, meist Quarz); einige schwarze Holzkohlestückchen (< 1 cm); wenige Scherbenreste (< 3 cm); einige Regenwurmgänge; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch, z. T. undeutlich krümelig und bröckelig; viele Grobporen (ehem. Wurzelröhren); schwache Differenzierungen in hellere und dunklere

Partien, \pm bandartig verlaufend wie im hangenden YB_{tb} (= Differenzierungen in schluffigere und tonigere Bereiche).

3.3.2.3. Profil IIc

Im Schurfgraben bei 8 m an der S-Seite (Abb. 1) liegt über dem grauen II YSB_tA_1 -Horizont die Füllung einer Aufgrabung von ca. 1810.

- Y 1 0–5/7 cm sLU–uL; graubraun, 10 YR 3/2–3/2 + 4/2, teilweise auch 7,5 YR 4/2; mäßig humos; krümelig bis bröckelig; stark durchwurzelt; einige Regenwurm- und Mäusegänge; schwach steinig (Grus bis Mittelsteine, meist Quarz); wenig deutliche Begrenzung.
- Y 2 5/7–30 cm sLU–uL; hellgraubraun; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch, aber auch krümelig und bröckelig; stark durchwurzelt; Steingehalt wie in Y 1; stellenweise schwach humos; stellenweise dunkelbraune, rötlichbraune Partien = ehemalige B_t -Reste oder Bänder- B_{tb} -Reste; deutliche Begrenzung.
- Y 3 30–58 cm sLU–uL; \emptyset etwas dunkler gelbbraun; Steingehalt w. o.; stark durchwurzelt; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch; in der Körnung und Farbe stark wechselnd durch vermutlich mehr Reste von B_t und B_{tb} ; 1 Glasstückchen bei 35 cm; vermutlich Lessivierung durch Auflösung der B_t - und B_{tb} -Reste; Farben des Y 2, Y 4 und II YSB_tA_1 wechselnd nebeneinander und miteinander vermischt; wenig deutliche Begrenzung.
- Y 4 58–80/84 cm uL; rötlichstichigbraun, 5 YR 3/4 + 4/4 mit Stich nach 5 YR 3/6, sowie 5 YR 3/6 mit Stich nach 5 YR 3/4; außerdem Farben des Y 2, Y 3 und des II YSB_tA_1 neben- und miteinander; stark durchwurzelt; schwach steinig w. o., aber mehrere Blöcke (Abb. 1), teils eckig, teils gerundet, aus Serizitgneis, Quarzit, Hermeskeilsandstein; kohärent bis undeutlich subpolyedrisch; deutliche Begrenzung.

Nach den Laborwerten ist dieses Material so einheitlich, daß daraus keine Anzeichen für eine Bodenentwicklung abgelesen werden können. Einheitlich sind Skelett, Plasma und auch die erhebliche Fe-Konzentrierung. Das Fließplasma tritt oben in Form mäßig vieler, lokaler, oft gestörter, manchmal autochthoner Tonkutanen auf. Dicke Tonpakete sind selten. Geflocktes Plasma überwiegt. Im unteren Teil der unteren Probe finden sich zahlreiche Illuviationskutanen, doch die Matrix ist ärmer an Fließplasma. Die mittlere Probe leitet zur unteren über; doch wechseln diese Differenzierungen innerhalb der Proben so stark, daß sie nicht beweiskräftig sind. Sie wären indessen erklärbar: Das aufgebrachte Material hat eine Fließplasma-Komponente enthalten. Diese beginnt sich zu reaktivieren, d. h., zusammen- und abzufließen. Nun steht einerseits die häufigere Austrocknung und andererseits die biologische Aktivität in den oberen Bereichen diesem Vorgang im Wege, so daß er in gewisser Tiefe schneller vorankommt. So muß die bei der Feldaufnahme vorgeschlagene Bezeichnung unterbleiben, derzufolge ein YA_n - YA_1 - YA_1B_t - YB_t -(Y) SB_tA_1 -Profil vorliegt. Dünnschliffe standen vom Y 2, Y 3 und Y 4 zur Verfügung.

4. Schlußfolgerungen

Nach der im Gelände beobachteten Texturdifferenzierung in hallstattzeitlichen Grabhügeln wurde eine pedogene Tonverlagerung angenommen, die vornehmlich durch Ergebnisse mikromorphologischer Untersuchungen bestätigt wird. Die aus

den Laboruntersuchungen ersichtliche starke Heterogenität des Bodenmaterials erlaubt allerdings keine Quantifizierung der umgelagerten Mengen. Vermutlich hat die Verwitterung nach der Aufschüttung der Grabhügel keine wesentliche Rolle für die Bildung von Feinsubstanz gespielt. Die Tonverlagerung hat nur bereits vorhandenes Fließplasma reaktiviert und zu einer Neuverteilung geführt. Dadurch bildete sich im aufgeschütteten Hügel ein Parabraunerdeprofil, z. T. mit B_t-Bändern im Untergrund. Die Tondurchschlämmung wird durch die Lockerung und durch günstigen Sickerwasserabzug im aufgeschütteten Material begünstigt. Die in den Horizonten unter dem Grabhügel sehr niedrigen pH-Werte können eine sehr frühzeitige Versauerung des Bodenmaterials anzeigen; demnach läuft der Prozeß der Tonverlagerung auch im sauren Milieu ab. Der dichtere Mittelschutt dient als Stausohle, die eine tiefere Toneinschlammung verhindert. Makro- und mikromorphologisch nachweisbare Bleichzonen und Fe-Oxidkonzentrierungen weisen den Mittelschutt sowie B_t-Horizonte und B_t-Bänder als Ursache von Staunässe aus.

5. Schriftenverzeichnis

- Kartieranleitung. Anleitung und Richtlinien zur Herstellung der Bodenkarte 1:25000. — Arb.-Gem. Bodenkunde, 2. Aufl., 169 S., 4 Abb., 30 Tab., 1 Taf.; Hannover 1971.
- BLUM, W. E. (1976): Bildung sekundärer Al-(Fe-)Chlorite. — Z. Pflanzenern. Bodenkde.: 107—125; Weinheim.
- KNOCH, K. (1950): KlimaAtlas von Hessen. — 75 Kt., 9 Diagr., Erl.; Bad Kissingen.
- FICKEL, W. (1970): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5715 Idstein, 108 S., 24 Tab., 24 Prof.; Wiesbaden.
- BECKMANN, H., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H., & ZAKOSEK, H. (1977): Über Bodenentwicklungen in Hügelgräbern im Taunus. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 25: 639—644; Göttingen.
- & ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5815 Wehen, 102 S., 33 Tab., 50 Prof.; Wiesbaden.
- HEIDE, G. (1964): Kulturböden aus künstlich umgelagertem Bodenmaterial. — 8th Intern. Congr. Soil Science, Bucharest, Romania.
- MÜLLER, S. (1970): Historisch datierbare Parabraunerden im Neckarland. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 10: 327—331; Göttingen.
- (1977): Bodengenetische Prozesse im hallstattzeitlichen Grabhügel Magdalenenberg bei Villingen. — Magdalenenberg V, 5: 69—77; Villingen (Neckar-Verlag).
- POETSCH, T. J. (1975): Untersuchungen von bodenbildenden Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung ihrer vulkanischen Komponenten. — Gießen (Lenz).
- RICHARDS, L. A. (1947): Pressure membrane apparatus construction and use. — Agric. Engin., 28: 451—454.
- & FIREMAN, H. (1943): Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. — Soil Sci., 56: 395.
- SCHLICHTING, E., & BLUME, H.-P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. — 209 S., 35 Abb., 1 Farbtaf., 38 Tab.; Hamburg und Berlin (Parey).
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit. — Stuttgart (Enke).
- SEMMEL, A., & PLASS, W.: Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 4: 33—40; Göttingen.
- SLAGER, S., & VAN DE WETERING, H. T. J. (1977): Soil formation in archaeological pits and adjacent loes soils in Southern Germany. — J. Archaeol. sc., 4: 259—267.

Kriechen, Solifluktion, Gelifluktion, Kongelifluktion Ein terminologischer Irrgarten

Von

HELMUT REICHMANN*

Kurzfassung: Der Bedeutungswandel des Begriffes „Solifluktion“ wird untersucht. Dabei zeigt sich, daß einerseits die Neigung besteht, das langsame Abwärtswandern des Hangschuttes auf den Auftauboden periglazialer Bereiche zu beschränken, während andererseits Autoren diesen Ausdruck auch auf Materialverlagerungen an Hängen der feuchten Tropen, des Mittelmeerraumes und der Sahara ausdehnen. Auch ergaben sich Schwierigkeiten bei der Unterscheidung zwischen Solifluktion und Kriechen. Darüber hinaus wird die Bildung von Frostmusterböden in ebener Lage als Variante der Solifluktion angesehen. Um Doppeldeutigkeiten aus dem Wege zu gehen, wurden neue Begriffe geprägt, Gelifluktion und Kongelifluktion. Beide bezeichnen Bewegungsvorgänge über gefrorenem Boden, wobei von Kongelifluktion nur bei Dauerfrostboden gesprochen werden darf. Im Augenblick sieht es so aus, als bevorzugten hauptsächlich Amerikaner den Begriff „Gelifluktion“, während polnische Autoren eine Vorliebe für „Kongelifluktion“ zeigen. Andere haben sich wiederum für die Beibehaltung des Wortes „Solifluktion“ ausgesprochen, wobei die Übertragung dieses Begriffes auf Vorgänge ohne Frosteinwirkung als Verwässerung verurteilt wurde. Schließlich wird an einem Beispiel aus einem für die automatische Datenverarbeitung geschaffenen Thesaurus geowissenschaftlicher Schlüsselwörter gezeigt, wohin Fahrlässigkeit in terminologischen Fragen führt.

Abstract: The author traces the change of meaning to which the term "solifluction" has been subjected. There are two trends, the restriction to mass-wasting in periglacial environments under freeze and thaw, and the amplification to flow and sliding of soil materials downhill under the conditions of the humid tropics, as well as in Mediterranean or even arid climates. Furthermore, the distinction between creep and solifluction caused difficulties, and, in addition, some authors put into the word the formation of patterned ground by frost action. In order to avoid ambiguity, other terms were introduced, so gelifluction and congelifluction. Both of them imply an association with frozen ground. The terminological distinction is that congelifluction involves perennially frozen ground. At present, it seems that the term gelifluction is particularly preferred by American authors and congelifluction by Polish ones, whereas many other scientists are in favor of the original term restricted to frosty climates. Finally, warning consequences of terminological carelessness are demonstrated in the case of a thesaurus due to documentation of geoscientific literature by data processing.

Résumé: Le changement de signification est présenté en cas de «solifluxion». La plupart des auteurs restreignent ce terme au déplacement lent de débris dégelé dans des environs périglaciaires, tandis que les autres emploient pareillement ce mot désignant

* Dr. H. REICHMANN, Hess. Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

des mouvements descendants le long des pentes dans les tropiques humides et même dans des régions Méditerranées et Saharienne. En outre, il y avait beaucoup de peine en distinguant le « creep » de la solifluxion, et, de plus, la signification de la solifluxion a été amplifiée de manière à comprendre aussi la formation des sols polygonals par l'action de froid. Enfin, des auteurs ayant en vue le danger d'ambiguïté, ont introduit les nouveaux termes « gélifluxion » et « congélifluxion », selon toute apparence sans le savoir de l'un à l'autre. Tous deux comprennent le glissement sur un sous-sol gelé, mais le terme en dernier lieu signifie un permagel comme sous-sol. A présent, il me semble que l'on préfère « gélifluxion » dans les Etats-Unis et « congélifluxion » en Pologne, tandis que des autres auteurs soutiennent le terme « solifluxion » désignant un mouvement descendant au milieu froid. A la fin, un exemple à ne pas suivre est présenté, démontrant la conséquence de négligence terminologique en thésaurisant des mots-clés des sciences de la terre pour l'automatisation du traitement-données.

Neuerdings zieht die Wortschöpfung „Kongelifluktion“ auch in die deutschsprachige geowissenschaftliche Literatur ein (GELLERT 1975: 247). Gleichzeitig gebrauchen amerikanische Autoren in ähnlichem Zusammenhang den Begriff „Gelifluktion“ (WASHBURN 1967, 1973; BENEDICT 1976), während viele andere Autoren noch in jüngster Zeit auch in Verbindung mit periglazialer Massenverlagerung an Hängen den älteren Begriff „Solifluktion“ beibehalten. Es fällt deshalb auf, wenn derartige Ausdrücke überhaupt gemieden werden, wie z. B. im Symbolschlüssel Geologie (BARCKHAUSEN et al. 1975) mit Symbolen für die Dokumentation und Automatische Datenverarbeitung. Dort gibt es nur das Symbol „fl → Fließerde (periglaziär)“¹.

Als Urheber des Wortes „Solifluktion“ gilt der Schwede ANDERSSON (1906: 95–96). Er bezeichnete den Prozeß des langsamen Fließens von Gesteinsschuttmassen hangabwärts in wassergesättigtem, „semifluidem“ Zustand als „solifluction“ (von lateinisch solum → Boden, fluere → fließen). Seitdem ist das Schrifttum darüber ins Unübersehbare angewachsen. Ein wesentlicher Grund liegt darin, daß die Definition keine Beschränkung auf ein kaltes Klima enthält, obwohl die angeführten Beispiele aus Regionen mit derartigem Klima stammen (DYLIK 1967: 167 f.; WASHBURN 1967: 11). Es ist sehr mühsam, sich die wichtigsten einschlägigen Schriften zu beschaffen. Deshalb soll hier versucht werden, einen Überblick zu geben.

Um sich nicht in allzu viele Einzelheiten zu verlieren, sollen zunächst einige Varianten der Solifluktion nur erwähnt werden. HEIM (1908) bezeichnete subaquatische Rutschungen als Subsolifluktion, TICHY (1960) verglich rezente Massenbewegungen im sommertrockenen und winterfeuchten Lukanischen Apennin mit „periglaziären und periglazialen Fließerden der Gegenwart oder der Eiszeiten“ und

¹ Gegen das Wort „Fließerde“ mit oder ohne Zusatz anstelle von Solifluktion oder eines der hier erörterten Ersatzworte zur Kennzeichnung der Genese eines Gesteinskörpers kann mehreres eingewandt werden. Fließerde ist eine Erdmasse, Solifluktion beschreibt dagegen einen Vorgang. Kehrt man die Wortbestandteile um, so trifft auch hier die Kritik WASHBURNS (1967: 11–12) an DYLIKs (1951) Definition der Kongelifluktion zu, daß nämlich SHARPE (1938, 1960: 50–55) mit „earth flow“ eine rasche Fließbewegung bezeichnete, z. T. Fließgebilde mit „Flaschenhals“. Allerdings wurden die deutschen Ausdrücke „Erdfließen“ und „Fließerde“ schon früher im Zusammenhang mit Solifluktion benutzt (HÖGBOM 1914; SØRENSEN 1935 u. a.). Ferner beschreibt DYLIK (1967: 174) einen „periglacial earth flow“, den er ausdrücklich nicht mit seiner Kongelifluktion gleichsetzt.

gab ihnen den Namen „mediterrane Solifluktion“², und KAISER (1970) nannte die gegenwärtig in allen Höhenbereichen des Tibesti-Gebirges aktiven, jedoch insgesamt recht trägen und meist flächenhaften Schuttverlagerungen, die überwiegend durch Einwirkung wechselnder Luftfeuchtigkeit auf salzigem Lockergestein zustande kommen, „aride Solifluktion“. Bei SØRENSEN (1935), TROLL (1944, 1947), BÜDEL (1948) u. a. finden sich Unterscheidungen, wie z. B. Mikrosolifluktion für Bodenfließen von der Mitte zu den Rändern einzelner Frostbodenformen in ebenem Gelände (auch endozyklische Solifluktion) und Makrosolifluktion (auch Hang- oder klinotype Solifluktion) sowie die Gegensätze zwischen differenzierter Solifluktion (mit Sortierung und Strukturierung des Materials) und amorpher Solifluktion (bei Fließen in ungeordneter Weise) und zwischen freier und gebundener Makrosolifluktion (mit und ohne bindende Vegetationsdecke). Kammeis-Solifluktion ist nach TROLL (1944) ein Sonderfall der tageszeitlichen Solifluktion und beruht auf kurzfristigem Wechsel von Frost und Tauen. Ihr Mechanismus ist mit dem von DAVISON (1889), SHARPE (1938, 1960) und WASHBURN (1967, 1973) beschriebenen „frost creep“ identisch. Er beruht auf Frosthebung senkrecht zum Hang und Setzung annähernd in Lotrichtung. KIRKBY (1967) wies nach, daß auch andere Ursachen als Frostwechsel meßbare Beiträge von „soil creep“ hervorrufen, z. B. Quellen und Schrumpfen durch wechselnde Bodenfeuchtigkeit. Nach LEWIS (1975) genügt dieser Vorgang, um die langsamen Hangbewegungen in tropischen Trockengebieten zu erklären.

Die Auseinandersetzung darüber, ob Solifluktion einen Fließvorgang darstellt, oder ob es sich allein oder teilweise um „Kriechvorgänge“ handelt, ist nicht weniger verwirrend. GÖTZINGER (1907: 50f.) hatte bei Untersuchungen im Wienerwald „die ganz schleichende Bewegung des Wanderschuttes von der Bewegung bei sichtbaren Rutschungen“ unterschieden. Er bezeichnete sie als Kriechen, „dem verdeutschten ‚creep‘ des Schuttes, welcher Ausdruck aus DAVIS durch PENCK in die deutsche Literatur eingeführt wurde“. Nach seiner Auffassung wirken die Ursachen dieser Bewegung überall. „Sollten die gegenwärtigen genügen, um die Bewegungen in einer gewissen Spanne Zeit auszulösen, so ist von neuem der Beweis für das rezente Alter der Bewegung erbracht, wie wir ein solches für die Nachzuckungen der rutschenden Bewegung in vernarbenden Rutschungen annehmen zu müssen glauben. Weil nun jene die Übergangsformen der Bewegung zu der des Gekriechs bilden, so ist es naheliegend, daß auch das Kriechen ebenso wie das Rutschen im Wiener Wald in der Durchtränkung von Boden, Schutt und Gestein seine vornehmste Ursache hat . . . Sowohl im rutschenden wie im kriechenden Material ist das Wasser das Schmiermittel der Bewegung . . . Für das allmähliche Herabwandern des Schuttes ist aber neben der Durchtränkung noch die heutige Wirkung des Frostes, des wiederholten Gefrierens und Auftauens von großem Einfluß. Frost ist der Hauptfaktor für das Wandern des Grobschuttes . . .“ Nach WICHE (1958) ist das „Gekriech“ des Wienerwaldes allerdings „den Solifluktionsdecken der deutschen Mittelgebirge vergleichbar und ist wie diese eine periglaziale, in der Würmzeit entstandene Bildung“.

In seiner Klassifikation der Massenbewegungen unterteilte SHARPE (1938, 1960: 20f.) u. a. Slow Flowage und Rapid Flowage.

² Da das kleingeschriebene Wort „mediterran“ im Französischen „binnenländisch“ bedeutet, sollte die Bezeichnung in diesem Zusammenhang groß geschrieben werden.

In der zuerst genannten Kategorie führte er neben mehreren Arten des Kriechens, wie z. B. „the best-known and most widely contributed“ soil-creep, auch die Solifluktion auf und merkte dazu an, daß soil-creep in tropischen und gemäßigten Klimaten vorkomme und in Regionen mit Dauerfrostboden durch Solifluktion ersetzt werde.

WILHELMY (1972: 46) unterschied „hochmobile, wasserdurchtränkte Schuttmassen (Muren) oder Fließerden (periglaziale Solifluktion), bei geringerer Durchfeuchtung langsame Bodenbewegung unter der Schwerkraft („Gekriech“ unter mitteleuropäischen Bedingungen)“.

Zum besseren Verständnis der Wandlungen, die der Begriff Solifluktion im Lauf der Zeit erfahren hat, muß beachtet werden, daß ANDERSSON seine Definition an Beobachtungen auf der Bären-Insel zwischen Nordkap und Spitzbergen knüpfte. Mit Bezug auf die polaren und subpolaren Gebiete führte er aus: „In these regions, characterized by a ‚subglacial‘ climate with heavy deposits of winter snow melting in summer, solifluction is a chief agent of destruction.“ Es darf allerdings nicht vergessen werden, daß er hinsichtlich Wassersättigung seiner Definition zugefügt hatte: „This may come from snow-melting or rain.“ ANDERSSON erwähnte weder die Begriffe Bodengefrorenis, noch Frostboden oder gar Dauerfrostboden. Dem Beispiel rezenter Solifluktion auf der Bären-Insel stellte er den Fall „fossiler“ Solifluktion auf den Falklandinseln in der subantarktischen Region zur Seite. Er vermutete ferner Solifluktion in den Hochgebirgen niederer Breiten.

Wichtig für das folgende ist das Wort „subglacial“. Auf dem XI. Internationalen Geologenkongreß hielt nämlich v. LOZINSKI (1911) einen Vortrag, in dem er mit Bezug auf den „südwärts an den Eisrand angrenzenden Streifen Europas während der Eiszeit“ die Begriffe „periglaziales Klima“ und „periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung“ gebrauchte. Unter Hinweis auf ANDERSSON unterschied er dessen „subglaziale“ Verwitterungsfazies von der periglazialen dadurch, daß er „das seltene Schuttgleiten in den subpolaren Gebieten“ als eine sekundäre Begleiterscheinung der durch Spaltenfrost verursachten Gesteinszertrümmerung kennzeichnete, „die zum Wesen der periglazialen Verwitterung nicht gehört . . . Indes hängt die Möglichkeit des teilweisen Hinabgleitens von Blockbildungen von lokalen Neben Umständen ab, wobei allerdings die Neigung der Gehänge nicht an erster Stelle hervorzuheben wäre . . . Vor allem scheint der Schichtenbau, insbesondere das Vorhandensein einer undurchlässigen, schlüpfrigen Unterlage in Betracht zu kommen“.

HÖGBOM (1914) antwortete darauf, daß er die Mechanik, wie auch die geologische Bedeutung der Frostsprengung und noch mehr das Erdfließen oder die Solifluktion des Interesses besonders wert erachte, „die als geologischer Faktor von den meisten Geologen — mit besonderer Ausnahme für J. G. ANDERSSON — unterschätzt“ werde. Er verband den Begriff Solifluktion mit dem wiederholten Gefrieren und Auftauen (Regelation) der Tjäle³: „Die Wassermengen des Niederschlags, des schmelzenden Eises und des Schnees haben folglich oberhalb der Tjäle abzufließen. Dadurch wird gern der Boden mit Wasser ganz durchtränkt, ebenso wird die an der Tjäleoberfläche

³ Das schwedische Wort „Tjäle“ bezeichnet nach HÖGBOM (1914: 260) nicht nur gefrorenen Boden, sondern auch den Zustand der fraglichen Bodenschicht.

am nächsten grenzende Schicht wasserhaltig, wenn die Tjäle im Sommer sich einwärts zieht. Darin und in der Bedeutung der Tjäle für die Regelation liegen die wichtigsten Bedingungen für das Entstehen von Frostsprengung und Erdfließen . . . Es ist aber deutlich, daß die arktische Solifluktion eine viel größere Leistungsfähigkeit als die gewöhnlichen, kriechenden Bodenbewegungen unter mehr temperierten Klimaverhältnissen hat . . . Auch kennt man aus anderen Gegenden keine so auffallenden und unwidersprechlichen Zeugnisse von allgemein auftretenden Bodenbewegungen, wie in arktischen und hochalpinen Regionen.“ Zum Schluß schreibt HÖGBOM, daß die Solifluktion während der Eiszeit eine allgemeine periglaziale Verbreitung gehabt haben mag.

Diese Ausführungen fanden in der Folgezeit breite Zustimmung. SALOMON (1929) faßte „das Götzingersche Kriechen“ und die Solifluktion ANDERSSONS als Bodenfließen zusammen und definierte, daß er unter Solifluktion nur die Bodenbewegung über einer Tjäle im Gegensatz zum Kriechen verstehe. Demgemäß liegt der grundlegende Unterschied zwischen den Bewegungen der Solifluktion und des Kriechens „nur darin, daß die einen sich über einer Tjäle vollziehen, die anderen ohne den ewig gefrorenen Untergrund“. Er setzt damit den Begriff Tjäle mit dem ebenfalls von HÖGBOM gebrauchten Ausdruck „perennierende Tjäle“ gleich.

TROLL (1944: 566—567) wandte sich gegen die Bedeutungsverengung durch SALOMON, da „die Vorgänge über einer langwährenden jahreszeitlichen bis in den Sommer reichenden Gefornis so ähnlich sind, daß eine Unterscheidung an den Wirkungen nicht möglich ist, und da auch die Entscheidung, ob wirklich perenne oder nur jahreszeitliche Gefornis vorliegt, recht schwierig sein kann, wird man die Solifluktion, wie es meist geschieht, auch auf Bodenfluß über jahreszeitlichem Frostboden ausdehnen müssen“. Zugleich empfahl TROLL dringend, die Bezeichnung Frostboden im ursprünglichen Sinn regelmäßig durch „Dauerfrostboden“ zu ersetzen, „denn es gibt auch langdauerndes, jahreszeitliches Gefrieren, für die man die Begriffe Frostboden und Gefornis verwenden muß. Auch das Wort Tjäle bedeutet erst in der Verbindung ‚perenne Tjäle‘ den Dauerzustand“⁴.

Nach dem Zweiten Weltkrieg gelangte dann DYLIK zu der Auffassung, daß die rasch wachsende Zahl von neuentdeckten Erscheinungen und ihrer Erklärungen neue adäquate Definitionen und Bezeichnungen erfordere. Nach seiner Meinung sind folgende Punkte die Hauptgründe der Verwirrung bei der Anwendung des Begriffes Solifluktion (DYLIK 1967: 168): (a) die Neigung der Ableitung vom wahren Sinn der ANDERSSONSschen Definition unter dem Einfluß falscher Vorstellungen, hervorgerufen durch die Klimabedingungen der Regionen, in denen er seine Beobachtungen machte, (b) die zu allgemeinen und ungenügenden Daten in ANDERSSONS Definition über die Mechanik der solifluidalen Bewegung, (c) eine mechanische Anwendung des Begriffes „Solifluktion“ durch viele Autoren, oft ohne Rücksicht auf die Bewegungsart und die Bedingungen, unter denen sie stattfinden. Er legte dar, daß die Wassersättigung von lockerem Oberflächenmaterial die grundlegende Voraussetzung der Solifluktion

⁴ BRYAN (1946: 635) bezeichnete den Ausdruck „Permafrost“ als eine „etymological monstrosity“, da sich weder der Wortbestandteil „permanent“ noch das Wort „frost“ in seiner Bedeutung auf den Boden bezieht. Er meinte ferner, der Ausdruck klinge wie der Markenname eines Kühlschranks.

sei, und warf HÖGBOM vor, daß sein Verständnis der Solifluktion nicht frei von Mißdeutungen gewesen sei. Schließlich glaubte er sich zu der Feststellung berechtigt, daß ANDERSSONS Solifluktion keine klimatische Begrenzung enthalte und die Dynamik des Vorganges in einer äußerst allgemeinen Weise beschreibe. Um Solifluktion über Dauerfrostboden zu bezeichnen, führte er den Ausdruck „Kongelifluktion“ ein und beschränkte ihn auf fortschreitende, seitliche Bewegungen (DYLİK 1951, zitiert nach DYLİK 1967: 170). Die von ihm ebenfalls erwogene Bezeichnung „Kongelisolifluktion“ verwarf er wieder, weil sie ihm zu lang erschien.

Anscheinend unabhängig hiervon prägte BAULIG (1956, 1957) den von DYLİK geringfügig abweichenden Begriff „géli(soli)fluxion“. Im Gegensatz zum lateinischen „congelare“ und dem englischen „to congeal“ → „zu Eis erstarren“ zieht das französische die kürzere Wortform „geler“ vor. Die Gelifluktion bezeichnet nach BAULIG das langsame Abgleiten von aufgetautem, wassergesättigtem Material über gefrorenem — nicht unbedingt dauernd gefrorenem — und dadurch wasserundurchlässigem Untergrund. Als Begründung führte BAULIG an, daß Bodenfließen (flux du sol, flow of soil) in allen Klimabereichen beobachtet werden könne. „Il joue un rôle de premier ordre sur les pentes des tropiques sur-humides.“ Hierauf beriefen sich später BIGARELLA et al. (1965: 8) bei der Anwendung des Begriffes „Solifluktion“ auf brasilianische Verhältnisse. „It is solely necessary the presence of a subsuperficial impermeable layer, which would not allow the infiltration of the water or reduce it toward greater depth, promoting therefore, the soaking of the upper layers, thus providing their loss of stability.“

Hinsichtlich des Unterschiedes von BAULIGS Definition zu seiner eigenen räumte DYLİK (1967: 171) zwar ein, daß der gefrorene Untergrund nicht unbedingt ein Dauerfrostboden zu sein brauche, unterstrich jedoch, daß trotz der Ähnlichkeit des Vorganges zwischen der Solifluktion über Dauerfrostboden und über nur jahreszeitlich gefrorenem Untergrund ein quantitativer Unterschied bestehe und daß Kongelifluktion allein ein zonaler hangbildender Prozeß sei. Im Hinblick auf die Mechanik des Bewegungsvorganges führte DYLİK (1967) schließlich noch aus, daß bei einer Wasserübersättigung die Kongelifluktion verschwinde, da in diesem Zustand im wesentlichen das Wasser das wirksame Mittel des Bewegungsablaufes sei. Anstelle der Kongelifluktion tritt dann der „mud flow“, der sich seinerseits durch einen Überfluß an Wasser im Verhältnis zur Menge an festem Material vom „sheetwash“ unterscheidet.

CZAJKA (1958) befaßte sich als dritter mit der Neubenennung der „Bodenverlagerung unter Frosteinfluß“. Ohne Hinweis auf DYLİK und BAULIG vertrat er die Auffassung, daß „auch der wirklichen sprachlichen Klarheit wegen die Form ‚Gelisolifluktion‘ (oder Kongelisolifluktion) anstelle von verkürzt ‚Solifluktion‘ vorzuziehen ist“. „Bodenbewegung am Hang“ wird nach seiner Ansicht zwar ein Oberbegriff bleiben, jedoch könne man in diesem weiten Sinne zur Zeit die Bezeichnung Solifluktion (ohne Beiwort) noch nicht empfehlen. Bezüglich Wasserübersättigung nimmt CZAJKA einen anderen Standpunkt als DYLİK (1967) ein. „Durch die Gelisolifluktion wird der Boden und das in ihm vorhandene Wasser in eine Verteilung gebracht, die beim Auftauen eine räumliche Differenzierung in der Übersättigung mit Wasser ergibt, so daß die Hangsolifluktion als Fließbewegung zustande kommt.“ Derartige

Überlegungen hatte bereits BESKOW (1930) mitgeteilt. „Der für das Erdfließen erforderliche Wasserüberschuß ist in dem gefrorenen Boden vorhanden, während der Gefrierung durch den sehr komplizierten Bodenfrosthumbungsprozeß von unten aufgesaugt und im Boden als Eis deponiert. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Fließbewegung im kleinen diskontinuierlich vor sich geht, so nämlich, daß, wenn das Auftauen nach unten geht, sukzessiv jede Eisschicht in eine Wasserschicht übergeht, d. h. eine friktionsfreie Fläche bildet, auf der die überliegende Bodenmasse gleiten kann. Hierdurch erleidet die Oberfläche die größte Totalversetzung, nämlich die Summe von allen kleinen Verschiebungen in den unterliegenden Lagern . . .“ Auch SCHENK (1954) sah die Wasserübersättigung des Auftaubodens als die entscheidende Ursache der Solifluktion an, wobei die im Auftauprozess freiwerdende Wassermenge vorher durch den Gefrierprozeß im Boden in Eisbildungen angereichert worden war. SCHUNKE (1975) wiederum schrieb auf Grund seiner Beobachtungen auf Island: „Das Auftreten von Solifluktionsformen in relativ frostunempfindlichem sandigem Detritus führt zu der Schlußfolgerung, daß die Solifluktion weniger eine Folge der Regelation als vielmehr der Substratdurchfeuchtung ist, wie beispielsweise an Schneeflecken unmittelbar beobachtet wurde.“ Er verwies dabei auch auf WILLIAMS (1959), der auf Grund seiner Messungen unterhalb eines Schneefleckens wegen der unerwartet niedrigen Porenwasserdrücke zu dem Schluß kam, daß die Solifluktion im Auftauboden weniger auf hohen Porenwasserdruck beruhe als auf der durch die Frosthebung verursachten Verminderung der Kohäsion zwischen den Bodenteilchen. Die niedrigen Porenwasserdrücke führte er darauf zurück, daß die Setzung des gerade getauten Bodens langsam abläuft, während sich der seitliche Schmelzwasserabzug rasch vollzieht. HARRIS (1977) wies allerdings darauf hin, daß diese Beobachtungen an einem ziemlich steilen Hang gemacht wurden. Er beobachtete ebenfalls unterhalb eines Schneefleckens, daß Porenwasserdrücke überwogen, die einem Wasserspiegel an der Geländeoberfläche entsprachen. Einige Meßstellen zeigten sogar artesische Wasserdrücke. Einen solchen Wasserüberdruck hielt er für notwendig, damit eine Massenbewegung am Hang in Gang kommen kann. Als Ursache sah er einen undurchlässigen, gefrorenen Untergrund an. Das Maß der Bodenversetzung übertraf den Betrag, der durch Frost creep erklärt werden könnte.

Es bleibt noch immer die Frage offen, ob die zur Solifluktion an schwach geneigten Hängen nötige Wasserübersättigung des Bodens auch ohne den Wechsel von Gefrieren und Auftauen möglich ist.

Für ROHDENBURG (1971) scheint diese Frage beantwortet zu sein, da er kurz und bündig schreibt, daß „jedes Übersättigungsfließen“ ohne Einschränkung auf Periglazialgebiete als Solifluktion zu bezeichnen sei.

Bei der Verfolgung der neueren Literatur gewinnt man den Eindruck, daß BÜDELS Versuch, die Bezeichnung Solifluktion periglazialen Vorgängen vorzubehalten, nicht völlig vergeblich war. BÜDEL (1959: 298) tadelte die „Verwässerung“ des Begriffes als „modische Beliebtheit des Gegenstandes in neuerer Zeit“ und bekräftigte, daß Solifluktion die frostbedingten langsamen und tiefgründigen Fließbewegungen der polaren Böden seien, die der Schwerkraft hangabwärts folgend, auf flachen bis mittelsteilen Hängen zeitlich kontinuierlich und räumlich allgemein verbreitet vor sich gehen, solange und soweit das erzeugende Frostklima herrscht.

WASHBURN (1967: 12–13) begründete andererseits seine Vorliebe für die Bezeichnung Gelifluktion gegenüber DYLIKS Kongelifluktion mit ähnlichen Argumenten, wie TROLL (1944) sie hinsichtlich der Schwierigkeit gebrauchte, um die Wirkungen von jahreszeitlicher und dauernder Gefornis im Boden zu unterscheiden. WASHBURN meinte für den Fall, daß eine Unterscheidung getroffen werden könne: „It can be explained without introducing another term.“

Nicht zuletzt mit Rücksicht auf die Literaturdokumentation ist es wünschenswert, daß die Experten möglichst bald einen Ausweg aus dieser Sprachverwirrung finden. Der Thesaurus Geowissenschaften (1975) soll hier als warnendes Beispiel angeführt werden, obwohl gerade er beansprucht, durch die Art seines Aufbaues Mißverständnisse vermeiden zu können. Das Schlagwort „Solifluktion“ ist dort im Diagramm 36 (Ingenieurgeologie) aufgeführt, was bedeutet, daß es angeblich in diesem Sachgebiet am häufigsten benutzt wird. Man erinnert sich dabei an BÜDELS (1959: 298) Aufzählung beklagenswerter Beispiele: „Rutschungen . . . ja selbst an künstlichen (Straßen- und Kanalbauten) ihres stützenden Widerlagers beraubten Hangböden.“ Prüft man daraufhin die Diagramme 38 (Geomorphologie) und 39 (Oberflächenbildungen), so sucht man vergeblich Solifluktion oder ein Ersatzwort unter den Schlagwörtern am Rande, die auf logische Verbindungen zu den Wortfeldern anderer Tafeln hinweisen sollen. Dagegen glänzt das Diagramm 39 mit den Schlagwörtern „periglazialer-detraktiv“⁵ und „periglazialer-horizontal“. Der Hinweis „siehe auch“ führt von dort zum Diagramm 23 (Sedimentologie), wo „periglazialer“, „Solifluktion“ u. a. vom Rande her durch eine gestrichelte Linie und Pfeil mit dem Wortfeld „Klimaspur“ verbunden sind.

Fazit: Meines Erachtens empfiehlt sich der Ausweg, alle langsamen Fließbewegungen von Schuttmassen an flachen bis mittelsteilen Hängen ohne Beschränkung auf bestimmte Klimabedingungen als Solifluktion zu bezeichnen und jeweils ein ergänzendes Wort zur näheren Bestimmung hinzuzufügen (z. B. periglaziale Solifluktion). Die dargelegten Beispiele sollten zu mehr Rücksicht bei Einführung und Gebrauch von Fachausdrücken veranlassen. Leser geowissenschaftlicher Schriften und Karten, Bibliothekare u. a. werden dafür danken.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSSON, J. G. (1906): Solifluction, a component of subaërial denudation. — *J. Geol.*, **14**: 91–112, 5 Abb.; Chicago.
- BARCKHAUSEN, J., & LOOK, E. R., & VINKEN, R., & VOSS, H. H. (1975): Symbolschlüssel Geologie. Symbole für die Dokumentation und Automatische Datenverarbeitung — ADV — geologischer Feld- und Aufschlußdaten, 2. Aufl.: 1–135; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch. u. Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe).
- BAULIG, H. (1956): Pénéplaines et pédiplaines. — *Bull. Soc. belge Etudes géogr.*, **25**: 25–58, 4 Abb.; Louvain.

⁵ Detraktion (von lateinisch *detrahere* → wegziehen, fortschleppen, entreißen) bezeichnet nach WILHELMY (1972) Eisschurf, das Entreißen von Gesteinsmaterial aus der Gletschersohle und Fortschleppen durch das Gletschereis. Um das Schlagwort „periglazialer-detraktiv“ in den Griff zu bekommen, muß man schon an Gedankengänge WASHBURNS (1973: 3) anknüpfen, wonach das Nebeneinandervorkommen von „glaciation and periglaciation“ komplementäre Aspekte kalter Umgebungen seien, allerdings „glaciation is not periglacial by definition“.

- BAULIG, H. (1957): Penepains and pediplains. — Bull. geol. Soc. Amer., **68**: 913—929; New York. [Übersetzung aus dem Französischen durch C. A. COTTON.]
- BENEDICT, J. B. (1976): Frost creep and gelifuction features. A review. — Quaternary Research, **6**: 55—76, 13 Abb.; New York/London.
- BESKOW, G. (1930): Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. Preliminäre Mitteilung. — Geol. Föreningens i Stockholm Förhandl., **52**: 622—638, 11 Abb., 1 Tab.; Stockholm.
- BIGARELLA, J. J., & MOUSINHO, M. R., & SILVA, J. X. DA (1965): Processes and environments of the Brazilian Quaternary. — 71 S., 26 Abb.; Curitiba/Brasil.
- BRYAN, K. (1946): Cryopedology—the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. — Amer. J. Sci., **244**: 622—642; New Haven.
- BÜDEL, J. (1948): Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. — Erdkunde, **2**: 22—53, 8 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- (1959): Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. — Erdkunde, **13**: 297—314, 7 Abb.; Bonn.
- CZAJKA, W. (1958): Lage- und Materialbestimmtheit von Frostmusterböden. — Schlern-Schriften, **190**: 31—43, 2 Taf.; Innsbruck.
- DAVISON, C. (1889): On the creeping of the soilcap through the action of frost. — Geol. Mag., N. Ser., Decade 3, **6**: 255—261, 1 Abb.; London.
- DYLIK, J. (1951): Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. — Bull. Soc. Sci. math. et Lettres de Lodz, **3**, 2: 1—6; Lodz. [Originalarbeit konnte nicht beschafft werden; zitiert nach WASHBURN (1967)]
- (1967): Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. — Geograf. Annaler, **49** A: 167—177, 1 Abb.; Stockholm.
- GELLERT, J. F. (1975): 100 Jahre Glazialtheorie und das quartäre Erdbild von heute. — Petermanns geogr. Mitt., **119**: 241—252; Gotha/Leipzig.
- GÖTZINGER, G. (1907): Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. — Geogr. Abh., **9**, 1: 1—174, 17 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Leipzig.
- HARRIS, C. (1977): Engineering properties, groundwater conditions, and the nature of soil movement on a solifuction slope in North Norway. — Quart. J. Engng. Geol., **10**: 27—43, 13 Abb., 1 Tab.; London.
- HEIM, A. (1908): Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. — N. Jb. Min. Geol. Paläont.; **1908** (2): 136—157, 3 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- HÖGBOM, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes. — Bull. geol. Inst. Univ. Upsala, **12**: 257—390, 49 Abb.; Uppsala.
- KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer“ Oberflächenformen und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. — In: BOESLER, K.-A., & KÜHN, A. [Hrsg.]: Aktuelle Probleme geographischer Forschung. — Abh. 1. geogr. Inst. Freie Univ. Berlin, **13**: 147—188, 19 Abb.; Berlin.
- KIRKBY, M. J. (1967): Measurement and theory of soil creep. — J. Geol.; **75**: 359—378, 12 Abb., 5 Tab.; Chicago.
- LEWIS, L. A. (1975): Slow slope movement in the dry tropics: La Paguera, Puerto-Rico. — Z. Geomorph., N. F., **19**: 334—339, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- LOZINSKI, W. VON (1911): Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. — Naturwiss. Wochenschr., N. F., **10**: 641—647, 2 Abb.; Jena. [Vortrag, 11. Internat. Geologenkongreß zu Stockholm 1910]
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs. — XI + 350 S., 41 Abb.; Gießen.
- SALOMON, W. (1929): Arktische Bodenformen in den Alpen. — Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1929, Abh., **5**: 1—31, 6 Abb.; Berlin, Leipzig.
- SHARPE, C. F. S. (1960): Landslides and related phenomena. A study of mass-movements of soil and rock. — Columbia geomorph. Stud., **2**: I—XII + 1—136, 34 Abb.; Pater-

- son/New Jersey (Pageant Books). [Erstdruck: New York (Columbia Univ. Press) 1938]
- SCHENK, E. (1954): Solifluktion. — Z. dt. geol. Ges., **105**: 197—202; Hannover.
- SCHUNKE, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-nat. Kl., (III) 30: 273 S., 68 Abb., 1 Taf., 1 Kt.; Göttingen.
- SØRENSEN, T. (1935): Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrønland. — Medd. om Grønland, **93**, 4: 1—69, 6 Abb., 1 Taf.; København.
- TICHY, F. (1960): Beobachtungen von Formen und Vorgängen „mediterraner Solifluktion“. — Tag.-Ber. u. wiss. Abh. deutsch. Geographentag Berlin 1959: 211—217, 1 Abb., 2 Taf., 2 Kt.; Wiesbaden (Steiner). [Verh. deutsch. Geographentag, **32**]
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. — Geol. Rdsch., **34**: 545—694, 72 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1947): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde, **1**: 162—175, 5 Abb.; Bonn.
- WASHBURN, A. L. (1967): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig District, Northeast Greenland. — Medd. om Grønland, **166**, 4: 1—296, 175 Abb., 43 Tab., 1 Kt.; København.
- (1973): Periglacial processes and environment. — 320 S., 146 Abb., 1 Taf.; London (Arnold).
- WICHE, K. (1958): Ergebnisse klimamorphologischer Untersuchungen im Wienerwald. — Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **167**: 173—199, 2 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Wien.
- WILHELMY, H. (1972): Geomorphologie in Stichworten. II. Exogene Morphodynamik. Verwitterung — Abtragung — Tal- und Flächenbildung. — 223 S., 40 Abb. [Hirts Stichwortbücher, Erscheinungsort nicht zu ermitteln]
- WILLIAMS, P. J. (1959): An investigation into processes occurring in solifluction. — Amer. J. Sci., **257**: 481—490, 5 Abb.; New Haven.
- Thesaurus Geowissenschaften, deutsch-französisch, D 1 — Schlagwörter. — 111 S., Hannover (Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe) 1975.

Manuskript eingegangen am 23. 1. 1978

Offretit und Erionit von Gedern (Vogelsberg)

Von

VOLKER BETZ und GERHARD HENTSCHEL*

Kurzfassung: Hohlräume des Basalts von Gedern enthalten neben anderen Mineralen Kristalle von Offretit und Erionit. Die Formen der Hohlraum-Mineralen werden beschrieben.

Abstract: Crystals of offretite and erionite were found with other minerals in cavities of basalt near Gedern, Vogelsberg (Hesse). Forms of minerals in the cavities are described.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	419
2. Mineralbeschreibung	419
3. Schriftenverzeichnis	421

1. Einleitung

Am südwestlichen Ortsrand von Gedern (TK 25, Bl. 5521 Gedern) ist in einem großen Steinbruch Basalt aufgeschlossen. Das Gestein enthält stellenweise Hohlräume, in denen sich hydrothermale Minerale gebildet haben, von denen bisher Chabasit, Phillipsit und Gismondin bekannt waren (GREIM 1894). Als weitere Hohlraum-Mineralen wurden Offretit, Erionit, Calcit und Montmorillonit beobachtet, die im folgenden beschrieben werden.

2. Mineralbeschreibung

Chabasit ist wie auch an anderen Vorkommen des Vogelsberges das auffälligste und zusammen mit Phillipsit das häufigste Drusen-Mineral in Gedern. Die Kristalle sind farblos, klar und bis etwa 1 mm groß. Ähnlich wie an dem kürzlich beschriebenen Vorkommen von Ober-Widdersheim (HENTSCHEL & VOLLRATH 1977) kommt Chabasit sowohl in einfachen (Grund-)Rhombodern vor, die z. T. nach $(10\bar{1}1)$ bzw. (0001) verzwilligt sind, als auch in komplizierter aufgebauten Zwillingen von linsenförmiger Gestalt.

* V. BETZ, Talstr. 13, 6124 Beerfelden-Gammelsbach. — Dr. G. HENTSCHEL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.



Abb. 1. Parallel verwachsenes Offretit-Erionit-Bündel.

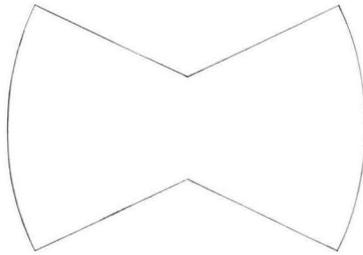


Abb. 2. Umriss subparallel verwachsener Offretit-Kristalle.

Phillipsit wurde in Gedern nur in Form der üblichen pseudotetragonalen Vierlinge beobachtet (vgl. HENTSCHEL & VOLLRATH 1977). Die Kristalle sind farblos, klar oder weiß und < 1 mm. Sie sind meistens radialstrahlig verwachsen (Taf. 29 Fig. 1) und bilden mehr oder weniger kugelige Aggregate bzw. dicht verwachsene, geschlossene Überzüge auf den Hohlraumwänden.

Gismondin ist eins der selteneren Minerale in Gedern. Die Gismondin-Kristalle täuschen durch Verzwilligung tetragonale Dipyramiden vor (Taf. 29 Fig. 2), die denen aus einem anderen von HENTSCHEL (1973) beschriebenen Vorkommen gleichen. Sie erreichen fast 1 mm Größe, sind farblos und klar und sitzen auf Krusten von Phillipsit-Kristallen.

Offretit und Erionit sind 2 sehr ähnliche Minerale, die bis vor einigen Jahren als ausgesprochen selten galten; in jüngster Zeit sind jedoch zahlreiche Vorkommen dieser Minerale bekannt geworden (WISE & TSCHERNICH 1976). Im Bereich des Vogelsberges ist Gedern nach Geilshausen (HENTSCHEL & SCHRICKE 1976) und Ober-Widdersheim (HENTSCHEL & VOLLRATH 1977) bereits der 3. Fundort von Offretit.

An dem hier beschriebenen Vorkommen ist der Habitus der Kristalle gewöhnlich langprismatisch bis nadelig, die Länge der Nadeln beträgt nur wenige Zehntel Millimeter. In manchen Hohlräumen bilden wenige Nadeln wirrstrahlige Gruppen (Taf. 29 Fig. 3, 4). Oft sind viele Individuen radialstrahlig oder parallel verwachsen (Taf. 30 Fig. 5). Die parallel verwachsenen Aggregate bestehen gewöhnlich aus vielen gleichlangen Nadeln, die in der Mitte durch eine schmale, dichte Zone gebündelt werden (Abb. 1). Solche Nadelbündel bilden in vielen auch größeren Hohlräumen eine geschlossene Kruste und überziehen auch ältere Kristallbildungen (Taf. 30 Fig. 6).

Die mikroskopische Untersuchung der Nadeln, vor allem der Charakter der Längserstreckung, ergab in der Mehrzahl Offretit, weniger häufig Erionit. An den gebündelten Aggregaten läßt sich oft ein Übergang von Offretit im inneren Teil über eine

optisch isotrope Zwischenzone in Erionit-Ränder beobachten, ähnlich den Offretit-Erionit-Aggregaten von Sasbach (HENTSCHEL 1976).

Eine besondere Rarität stellen dicktafelige, subparallel verwachsene Offretit-Aggregate dar. Sie haben einen stark gebauchten tonnenförmigen Umriß mit trichterförmiger Basis (Abb. 2; Taf. 30 Fig. 7) und deutlich 6seitigem Querschnitt (Taf. 30 Fig. 8). Sie sind farblos und klar und ihr Durchmesser beträgt etwa 1 mm.

Calcit ist in manchen Hohlräumen in Form weißer Krusten aus subparallel verwachsenen Rhomboedern enthalten.

Montmorillonit. Weiße bis blaugraue Minerale der Montmorillonit-Gruppe kommen als Krusten und sphärolithische Aggregate vor.

3. Schriftenverzeichnis

- GREIM, G. (1894): Die Mineralien des Großherzogtums Hessen. — 60 S.; Gießen (Roth).
- HENTSCHEL, G. (1973): Begleitminerale des Basaltes vom Arensberg bei Zilsdorf/Eifel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 310–316, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1976): Die Zeolithe im Limburgit von Sasbach/Kaiserstuhl. — Aufschluß, **27**: 285–288, 13 Abb.; Heidelberg.
- & SCHRICKE, W. (1976): Offretit von Geilshausen (Vogelsberg, Hessen). — Geol. Jb. Hessen, **104**: 173–176, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- & VOLLRATH, R. (1977): Die Zeolithe im Basalt von Ober-Widdersheim, Vogelsberg. — Aufschluß, **28**: 409–412, 13 Abb., 1 Taf.; Heidelberg.
- WISE, W. S., & TSCHERNICH, R. W. (1976): The chemical compositions and origin of the zeolites offretite, erionite, and levyne. — Amer. Mineral., **61**: 853–863, 11 Abb., 1 Tab.; Washington D. C.

Manuskript eingegangen am 6. 10. 1977

Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Ense-Scholle südwestlich der Stadt Korbach/Kreis Waldeck-Frankenberg (Hessen)

Von

BERNWARD HÖLTING *

Kurzfassung: Die hydrogeologisch isolierte Ense-Scholle bei Korbach mit verkarsteten Karbonatgesteinen des Zechsteins und Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins wird über ein oberirdisches Gewässer entwässert, in dem ein Pegel steht. Aus dem Abfluß während einer 240 Tage langen niederschlagsarmen Periode des Jahres 1976 lassen sich nach der MAILLETSchen Gleichung abflußfähige Grundwassermenge und Speicher-(Kluft-)Volumen errechnen und hydrogeologische Basisdaten über Grundwasserneubildung und Grundwasservorräte in der Ense-Scholle gewinnen. Aus Ergebnissen radioaktiver Altersbestimmungen und einem Sporenttriftversuch ist zu schließen, daß weitgehend nur der oberflächennahe Teil des Grundwasserkörpers am Kreislauf teilnimmt.

Abstract: Near Korbach, Hesse, exists a tectonic unit, made up of Upper Permian (Zechstein) carbonates and Lower Triassic (Buntsandstein) sandstones, with well defined hydrologic boundaries and no subsurface runoff. The groundwater discharges through springs into one stream channel, whose runoff is recorded at a gauging station. From these records are calculated, by using the equation of MAILLET, the groundwater runoff and the storage capacity of the fractured aquifer.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	424
2. Die geologischen Verhältnisse in der Ense-Scholle	424
2.1. Geologische Übersicht	424
2.2. Stratigraphische Verhältnisse	424
2.3. Lagerungsverhältnisse	424
3. Die hydrogeologischen Verhältnisse in der Ense-Scholle	426
3.1. Hydrogeologische Übersicht	426
3.2. Die Auswertung der Abflußmessungen im Pegel Dorffitter	426
3.2.1. Ermittlung der abflußfähigen Grundwassermenge	426
3.2.2. Ermittlung des Speichervolumens	428
3.3. Radioaktive Altersbestimmungen	430
4. Zusammenfassung	431
5. Schriftenverzeichnis	432

* Dr. B. HÖLTING, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

1. Einleitung

Im Rahmen der Untersuchungen über die gewinnbaren Grundwassermengen in der Umgebung der Kreisstadt Korbach, insbesondere im Gebiet der rd. 31 km² großen Ense-Scholle (Abb. 1), wurden in den letzten Jahren Erkenntnisse gewonnen, die von allgemeinem hydrogeologischen Interesse sind. Begünstigt wurden diese Untersuchungen durch die ungewöhnliche Niederschlagsarmut während der Monate Januar bis Oktober 1976, so daß aus einem Pegel, der den oberirdischen Abfluß aus der Ense-Scholle kontrolliert, optimale hydrogeologische Daten erhalten werden konnten.

2. Die geologischen Verhältnisse in der Ense-Scholle

2.1. Geologische Übersicht

Die Stadt Korbach liegt nach der geologischen Kartierung von KULICK (1968: 149) auf dem Itter-Halbhorst. Dieser setzt an einem Schiefergebirgsvorsprung SE Korbach an und erstreckt sich von dort abtauchend in NW-Richtung (Abb. 1). Der Itter-Horst wird von zwei abgesunkenen Schollen flankiert, W durch die Ense-Scholle, E durch die Meininghausener-Scholle.

2.2. Stratigraphische Verhältnisse

Die Ense-Scholle wird W, S, SE und N von Tonschiefer- und Grauwacken-Serien des Unterkarbons (Kulm) umrahmt. Wegen des Abtauchens des Itter-Horstes bilden den NE-Rand der Scholle, im Stadtgebiet von Korbach, die die Kulm-Folgen überlagernden Schichten des Zechsteins.

Die Schichten des Zechsteins bestehen aus überwiegend verkarsteten Kalk- und Dolomitsteinen mit zwischengeschalteten Ton-/Schluffstein- und wenigen Anhydrit-Lagen. Die Zechsteinschichten werden von Sandsteinen überlagert, die an der Grenze Zechstein/Unterer Buntsandstein meist sandig-konglomeratisch (Grenzsande) sind, dann jedoch im Unteren Buntsandstein (Korbach-Folge) zunehmend feinkörniger und schluffiger werden.

Pleistozäne Lößlehmschleier überdecken im Schollengebiet weithin die älteren Schichtfolgen.

2.3. Lagerungsverhältnisse

Nach den Ergebnissen der geologischen Kartierung und von Bohrungen (KULICK 1968: 249ff; HÖLTING, KULICK & RAMBOW 1974) ist der Itter-Horst ein Halbhorst, der den stärker herausgehobenen Teil der nach W antithetisch gegen das Schiefergebirge gekippten Ense-Scholle bildet (KULICK 1968: 147). Die Schichten fallen damit im Bereich der Scholle nach W ein, so daß von den Kulm-Folgen im Itter-Horst in W-Richtungen fortlaufend jüngere Schichten zutage anstehen. Im morphologisch mehr ebenen zentralen Hauptteil der Scholle ist durchweg der Untere Buntsandstein verbreitet. Das N-S-Profil (Abb. 1) läßt außerdem erkennen, daß die Schichten zum Zentrum der Scholle im Gebiet Nordenbeck/Ober-Ense von N und S her abfallen. Die

Hydrogeologische Kenndaten der Brunnen								
	Nr. in der Übersicht	OK Gelände m über NN	Unterkante s_u	Unterkante Z	Ruhespiegel m unter Gelände	Abgesenkter Spiegel m unter Gelände	Leistung l/s	Q/A l/s.m
Nordenbeck	1	357,6	352	213,6	28,2	43,7	11,1	0,72
Ober- Ense	2	348	301	ca. 189	12,8	55,0	34,5	0,82
Korbach- PäddeMarke	3	375	240	ca. 105	85,8	91,0	72	13,8
Ober- Waroldern	4	296	194	87	5,9	12,1	47,2	7,6
Twiste	5	271	142	9	ca. 23m ü. Gel.	nur Überlauf genutzt ca. 20 l/s		

Ense - Scholle (31 km²), nutzbare Grundwasserneubildung ca. 108 l/s
Mittlere Entnahme 1976: 29,0 l/s (916 000 m³/a)

Meineringhauser Scholle ca. 60 km²
(bis Twiste-Tal), Grundwasserneubildung 150 - 180 l/s

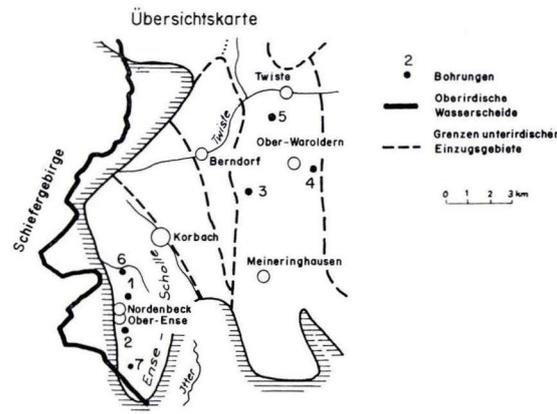
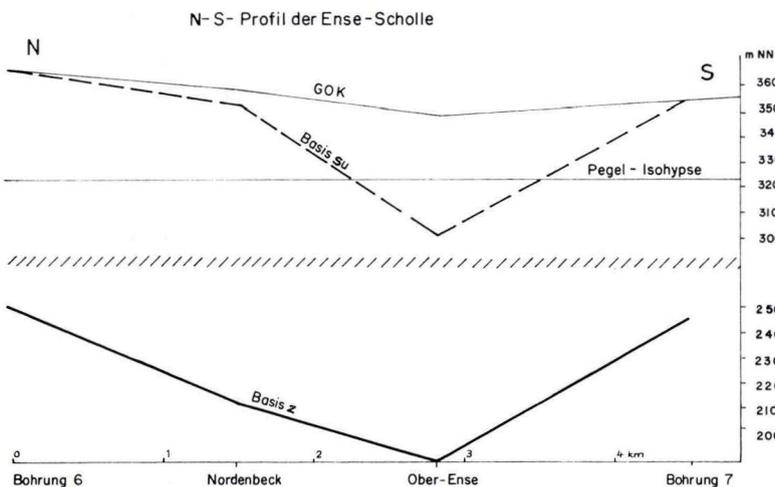


Abb. 1. Übersichtskarte, N-S-Profil und hydrogeologische Kenndaten von Brunnen der Ense-Scholle.

tiefste Einsenkung wurde in der Brunnenbohrung Ober-Ense (s. Tab. in Abb. 1) festgestellt, wo die Basis des Zechsteins ca. 159 m unter Gel. (= ca. 189 m über NN) liegt, während sie 3 km E auf rd. 320 m über NN zutage ausstreicht.

3. Die hydrogeologischen Verhältnisse in der Ense-Scholle

3.1. Hydrogeologische Übersicht

Hinsichtlich der Klüftungs- und Durchlässigkeitsverhältnisse sind zu unterscheiden:

schlecht durchlässig: die Kulm-Folgen;

besser durchlässig: die Schichten oberhalb des Zechstein-Plattendolomits (Grenz-sande, Folgen des Unteren Buntsandsteins und des Pleistozäns);

gut bis sehr gut durchlässig: die verkarsteten Karbonatgesteine (untergeordnet auch Anhydrite) innerhalb der Zechstein-Folge.

Nach der Verbreitung dieser Gesteine stellt die Ense-Scholle eine weitgehend all-seits durch schlecht durchlässige Kulmschichten isolierte hydrogeologische Einheit dar, bestätigt durch die Ergebnisse eines im Jahre 1962 durchgeführten Sporentrift-versuches (HÖLTING & MATTHESS 1963: Abb. 2). Danach bildet der Itter-Horst eine unterirdische Wasserscheide, die trotz Abtauchens des Horstes in NW-Richtung noch wirksam ist.

3.2. Die Auswertung der Abflußmessungen im Pegel Dorffitter

3.2.1. Ermittlung der abflußfähigen Grundwassermenge

Der gesamte oberirdische Abfluß der Ense-Scholle erfolgt über ein Gewässer, die Itter, die E der Ortschaft Ober-Ense den Itter-Horst durchbricht. Da die Ense-Scholle hydrogeologisch eine isolierte Einheit darstellt und der Gesamtabfluß über ein Gewässer erfolgt, ergibt sich die Möglichkeit, weitgehend gesicherte hydrogeologische Basisdaten aus dem Abfluß der Itter zu gewinnen. Deshalb wurde in diesem Gewässer im Gebiet der schlecht durchlässigen Kulmschichten des Horstes bei der Ortschaft Dorffitter ein Pegel (TK 25, B. 4719 Korbach, R 34 92 06, H 56 77 96; 323 m über NN) eingerichtet.

Während des Jahres 1976 fielen in den Monaten Januar bis Oktober in 240 Tagen kaum Niederschläge, so daß sich für den Pegel Dorffitter über die Trockenwetterfalllinie eine Auslaufkurve (Abb. 2) aufstellen ließ. Diese Kurve zeigt eine Dreiteilung. Zunächst fällt sie steiler ab, vermutlich verursacht durch den verhältnismäßig raschen Abfluß aus den verkarsteten Karbonatgesteinen am steileren W-Hang des Itter-Horstes (Q_1). Langsamer erfolgt dann der Abfluß aus dem morphologisch mehr ebeneren Bereich der eigentlichen Ense-Scholle (Q_2), während unterhalb des auslaufenden Teils der Kurve (Q_3) der eigentliche Speichervorrat in der Ense-Scholle oberhalb des Pegel-Niveaus (323 m über NN) bleibt.

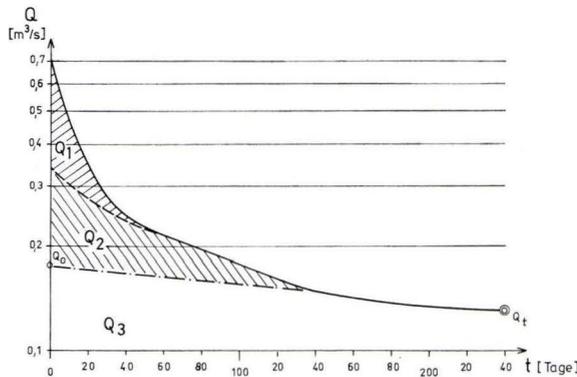


Abb. 2. Abflüsse der Itter im Pegel Dorffitter über 240 Tage des Jahres 1976.

Aus der Auslaufkurve lassen sich nach der MAILLETSchen Gleichung (UDLUFT: 1972; RICHTER & LILICH 1975: 149) abflußfähige Grundwassermenge und Speichervolumen in der Ense-Scholle ermitteln. Es ist:

$$Q_s = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (1)$$

Q_s = abflußfähige Grundwassermenge (m^3),
 Q_0 = maximaler unterirdischer Abfluß (m^3/s) des eigentlichen Speicherraumes (Q_3 in Abb. 2) zur Zeit t_0 , erhalten durch rückwärtige Verlängerung der Auslaufkurve bis zur Ordinate,
 α = Auslaufkoeffizient (d^{-1}).

Der Auslaufkoeffizient errechnet sich aus:

$$\alpha = \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{\Delta t \cdot \log e} \quad (2)$$

Darin ist Q_t die nach einer bestimmten Zeit (Δt) noch abfließende Wassermenge. Aus der Auslaufkurve (Abb. 2) ergeben sich folgende Werte:

$$Q_0 = 0,175 \text{ m}^3/\text{s} = 0,175 \cdot 86400 \text{ m}^3/\text{d},$$

$$\Delta t = 240 \text{ d},$$

$$Q_t = 0,13 \text{ m}^3/\text{s} = 0,13 \cdot 86400 \text{ m}^3/\text{d}.$$

Nach Einsetzen in die Gleichung (2) errechnet sich α zu $1,24 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$.

Der Wert α ist damit ähnlich hoch wie der von UDLUFT (1972: 61) genannte ($\alpha = 5,64 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$; nicht s^{-1}). In dessen Untersuchungsgebiet (NE-Spessart) handelte es sich jedoch um feinkörnige Sandsteine des Unteren Buntsandsteins. ZEINO-MAHMALAT (1973: Tab. 10) fand in Plänerkalken der Kreide-Sackmulde bei Alfeld/Leine höhere Werte ($6 - 70 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$; vereinzelt sogar noch höher). RICHTER & LILICH (1975: 149) geben für klüftige Kalke Werte von $2,5 - 50 \cdot 10^{-3} \text{ an}$. Der danach verhältnismäßig

niedrige α -Wert in der Ense-Scholle könnte durch die schon im letzten Quartal des Jahres 1975 niedrigeren Niederschläge bedingt sein, da ja der Auslaufkoeffizient z. T. witterungsbedingt ist. Der Pegel Dorfitter besteht erst seit Juni 1975, so daß aus früheren Jahren keine Vergleichswerte herangezogen werden können. Andererseits wurde das Abflußmaximum im Pegel Mitte Januar 1976 erreicht, auch hat der 10jährige Betrieb der Brunnen Nordenbeck und Ober-Ense keine wesentlichen Spiegelschwankungen ergeben. Da die von ZEINO-MAHMALAT untersuchten Flächen (0,6–2,4 km², nur in 2 Teilflächen 7,6 und 25,9 km²) im Verhältnis zur Ense-Scholle mit 31 km² verhältnismäßig klein waren, könnte das Auslaufverhalten in der Kreidemulde wegen der unterschiedlichen Flächengrößen anders und damit der Grund dafür sein, daß der α -Wert in der Ense-Scholle niedriger ist. Da niedrige Auslaufkoeffizienten auf gutes Rückhaltevermögen deuten (KAISER 1976: 137; Abb. 18), könnte der niedrige α -Wert aber auch durch eine verhältnismäßig hohe Retention der Karstgesteine bedingt sein. Ein höherer Auslaufkoeffizient würde zu einer geringeren abflußfähigen Grundwassermenge führen.

Nach (1) ist die abflußfähige Grundwassermenge (Q_s) zu Beginn des Betrachtungszeitraumes von 240 Tagen:

$$Q_s = \frac{Q_0}{\alpha} = \frac{0,175}{1,24 \cdot 10^{-3}} \cdot 86\,400 = 12,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3.$$

Der abflußfähige Rest (Q_r) nach 240 Tagen läßt sich bestimmen aus der Beziehung:

$$Q_r = \frac{Q_t}{\alpha} = \frac{0,13}{1,24 \cdot 10^{-3}} \cdot 86\,400 = 9,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3. \quad (3)$$

Die in der Betrachtungszeit von 240 Tagen abgeflossene Wassermenge (Q_a) ergibt sich aus:

$$Q_a = Q_s - Q_r = 3,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3.$$

Dazu muß die Grundwassermenge addiert werden, die aus den Brunnen Nordenbeck und Ober-Ense (Abb. 1) während der Betrachtungszeit gefördert wurde; sie betrug $0,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Insgesamt sind damit in den 240 Tagen des Jahres 1976 $3,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ abgeflossen. Da sich die abflußfähige Grundwassermenge (Q_s) in der Ense-Scholle mit $12,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ errechnete, waren 31% dieser Menge abgeflossen.

Unter Zugrundelegung der Abflußmenge von $3,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ in 240 Tagen bei einer Fläche der Ense-Scholle von 31 km² errechnet sich ein Abfluß von $5,9 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. MATTHESS (1968: 196) gibt nach Auswertung von Abflußmessungen im September 1961 für dieses Gebiet unter Anwendung eines Reduktionsfaktors, erhalten aus Pegelabflußmessungen benachbarter Gebiete in den Jahren 1951–1965, einen mittleren langfristigen Grundwasserabfluß von $5,5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ an. Die aus dem Pegelabfluß im Jahre 1976 erhaltenen Werte und die älteren Messungen stimmen also gut überein.

3.2.2. Ermittlung des Speichervolumens

Aus den Werten der abflußfähigen Grundwassermenge (Q_s) läßt sich das Kluftvolumen errechnen, das deshalb interessant ist, weil es sich bei den Grundwasserleitern um verkarstete Karbonatgesteine handelt. Es ist (UDLUFT 1972: 54):

$$V_{kt} = \frac{Q_s}{V_e}. \quad (4)$$

V_{kl} = grundwassererfülltes Kluftvolumen,
 Q_s = abflußfähige Grundwassermenge,
 V_e = Volumen des entwässernden Gesteinsspeichers.

Für die weiteren Überlegungen hinsichtlich der hydrogeologischen Daten in der Ense-Scholle ist von folgenden Voraussetzungen auszugehen:

- Durch die Abflußmessungen wird nur der durch das oberirdische Gewässer entwässerbare Teil des Grundwasserspeichers der Ense-Scholle erfaßt, also der oberhalb des Pegel-Niveaus (323 m über NN) gelegene.
- Da die Morphologie in der Ense-Scholle ziemlich uneinheitlich ist, wird angenommen, daß der entwässerbare Grundwasserkörper bis zur 350-m-Isohypse reicht; dieses Niveau stellt also eine Ausgleichsfläche dar, deren Höhe in einigen Teilen der Scholle zwar nicht erreicht, in anderen jedoch überschritten wird.
- Schließlich sind die unterschiedlichen Durchlässigkeiten in den verkarsteten Karbonat-(Anhydrit-)Gesteins- und Sandstein-Folgen (Abschnitt 3.1.) zu berücksichtigen.

Aus einem maßstabsgetreuen Modell, das nach allen bisherigen geologischen Erkenntnissen von der Ense-Scholle angefertigt wurde, ergaben sich folgende Daten¹:

Gesamtvolumen der Ense-Scholle (V_g): $2,55 \cdot 10^9$ m³;

Volumen der Ense-Scholle oberhalb der 350-m-Isohypse: $0,65 \cdot 10^9$ m³;

Volumen der Ense-Scholle oberhalb der Pegel-(323-m-)Isohypse: $1,35 \cdot 10^9$ m³;

Volumen der Ense-Scholle unterhalb der Pegel-(323-m-)Isohypse (V_r): $1,2 \cdot 10^9$ m³.

Das über die Itter entwässerbare Gesteinsvolumen (V_e) ergibt sich aus der Differenz zwischen den Volumina oberhalb der Pegel-(323-m-)Isohypse und oberhalb der 350-m-Isohypse:

$$V_e = 1350 \cdot 10^6 - 650 \cdot 10^6 = 700 \cdot 10^6 \text{ m}^3.$$

Nach (4) ist dann:

$$V_{kl} = \frac{Q_s}{V_e} = \frac{12,2 \cdot 10^6}{700 \cdot 10^6} = 1,74 \cdot 10^{-2}$$

$$V_{kl} = 1,7\%.$$

Das Kluftvolumen für V_e beträgt also 1,7% des Gesteinsvolumens. Aus dem Modell wurde nun abgeleitet, daß im entwässerbaren Anteil der Ense-Scholle oberhalb der Pegel-Isohypse (V_e) 18% der Sandstein- und 82% der Zechstein-Folge angehören, in dem restlichen Anteil der Ense-Scholle unterhalb der Pegel-Isohypse (V_r) aber nur 3% der Sandstein- und 97% der Zechstein-Folge. Beide Folgen unterscheiden sich auf Grund ihrer petrographischen Eigenschaften hinsichtlich ihres Kluftvolumens. Nach Ergebnissen von Pumpversuchen ist das nutzbare Kluftvolumen in den Folgen des Unteren Buntsandsteins mit 0,8% anzunehmen. Bei Umrechnung auf die petrographischen Verhältnisse im tieferen Teil der Ense-Scholle errechnet sich dann für V_r ein Kluftvolumen von 2%. Selbst wenn davon auszugehen ist, daß nicht die gesamte

¹ Seitliche und untere Grenzfläche der Ense-Scholle=Grenze Zechstein/Unterkarbon.

Zechstein-Folge aus verkarstungsfähigen Gesteinen besteht, sondern nur etwa 64% ihrer Schichten, so ist das Kluftvolumen doch bemerkenswert gering. Es ist deshalb zu vermuten, daß zwar — wie in Tagesaufschlüssen zu erkennen — die Karstklüfte ziemlich weit klaffen, die einzelnen Kluftzonen jedoch verhältnismäßig weitständig sind.

Abschließend ist zu erwähnen, daß sich bei einem Kluftanteil von 2% des Gebirgs-volumens unterhalb der Pegel-Isohypse (V_r) ein Kluftvolumen von $2,4 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ errechnet, so daß das grundwassererfüllte Gesamtkluftvolumen in der Ense-Scholle $3,6 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ beträgt. Bei einer jährlichen Förderung von $9,2 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{a} = \text{i. M. } 29 \text{ l/s}$ (1976) durch die Wassergewinnungsanlagen dieses Gebietes wäre eine Förderung über 39 Jahre ohne Ergänzung durch Niederschläge möglich.

3.3. Radioaktive Altersbestimmungen

Am 29. 6. 1977 wurden Proben für radioaktive Altersbestimmungen aus den Brunnen Nordenbeck und Ober-Ense entnommen und vom ^{14}C - und ^3H -Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, Leiter: Prof. Dr. GEYH, mit folgenden Daten ermittelt (Tab. 1):

Tab. 1. Ergebnisse radioaktiver Altersbestimmungen

Brunnen	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^3H (TU)	tatsächliches Alter (b. p.)
Nordenbeck	— 8,5	25	> 1700 a ≈ 9000 a
Ober-Ense	— 10,1	52	> 1500 a ≈ 10600 a

In diesen Zahlen zeigen sich verhältnismäßig hohe Alter für die Grundwässer in der Ense-Scholle an. Dieses Ergebnis steht im scheinbaren Widerspruch zu den früheren Untersuchungen, erhalten aus dem Sporentriftversuch, bei dem für dieses Gebiet Triftgeschwindigkeiten von etwa 200 m/h festgestellt wurden. Es ist jedoch zu bemerken, daß im Hinblick auf die Gewinnung hygienisch einwandfreien Grundwassers nur der tiefere Teil des Grundwasserkörpers ausgefiltert wurde (HÖLTING, KULICK & RAMBOW 1974: 241—244). Durch den Sporentriftversuch wurde der oberflächennahe Teil des Grundwasserkörpers erfaßt, bei der Probengewinnung aus den Brunnen für die radioaktiven Altersbestimmungen jedoch der tiefere Teil, in dem die Brunnenfilter stehen. Nach Auswertung der radioaktiven Altersbestimmungen durch das genannte Laboratorium beträgt der Anteil von Rezentwasser 50—60%. Offensichtlich ist der unterirdische Kreislauf weitgehend auf den Bereich des Grundwasserkörpers beschränkt, der zur Itter hin entwässert, während im tieferen Teil die Grundwasserbewegung ziemlich gering ist. Daraus folgt, daß auch in relativ flachen Karstgebieten höhere Verweildauer erzielt und damit hygienisch einwandfreie Grundwässer gewonnen werden können, wenn allein der tiefere Teil des Grundwasserkörpers genutzt wird, jedoch nur soviel, daß genügend unterirdischer Abfluß zur Beseitigung mög-

licherweise eingesickelter verunreinigter Grundwässer im oberflächennahen Teil des Grundwasserkörpers bleibt. Die Ergebnisse chemischer und bakteriologischer Untersuchungen haben dann auch gezeigt, daß das aus den Brunnen in der Ense-Scholle geförderte Wasser trotz zahlreicher Verunreinigungsmöglichkeiten aus Bebauungsgebieten am Rande der Scholle bisher stets hygienisch einwandfrei geblieben ist.

4. Zusammenfassung

Die 31 km² große Ense-Scholle SW der Stadt Korbach stellt hydrogeologisch eine isolierte Einheit dar, in der verkarstete Karbonatgesteine des Zechsteins und Sandsteine des Unteren Buntsandsteins mit pleistozäner Lößlehmüberdeckung anstehen. Der Grundwasserabfluß erfolgt über ein oberirdisches Gewässer, die Itter, in der bei der Ortschaft Dorffitter ein Pegel installiert wurde. Während einer Periode von 240 Tagen (Januar—Oktober 1976) fielen in diesem Gebiet kaum Niederschläge, so daß sich die Möglichkeit ergab, optimale hydrogeologische Basisdaten zu erhalten. Aus der Auslaufkurve des Abflusses in der Itter wurde nach der MAILLETschen Gleichung abgeleitet, daß zu Beginn des Zeitraumes von 240 Tagen die abflußfähige Grundwassermenge $12,2 \cdot 10^6$ m³, am Ende dieser Zeit ein abflußfähiger Rest von $9,1 \cdot 10^6$ m³ vorhanden war. Unter Berücksichtigung der in dieser Zeit über Brunnen geförderten Grundwassermenge errechnete sich, daß in 240 Tagen 31% der abflußfähigen Grundwassermenge abgeflossen waren. Die Grundwasserneubildung ergab sich zu $5,9$ l/s · km².

Bei der Ermittlung des Speichervolumens in der Ense-Scholle ist zu berücksichtigen, daß über die Itter nur Grundwasser im Niveau oberhalb des Pegels Dorffitter über das oberirdische Gewässer abfließen kann und daß die Durchlässigkeiten in den Zechstein- und Buntsandstein-Folgen unterschiedlich sind. Unter Annahme einer morphologischen Ausgleichsfläche errechnete sich das Kluftvolumen der insgesamt $2,55 \cdot 10^9$ m³ großen Ense-Scholle im Niveau oberhalb der Pegel-Isohypse mit vorherrschenden Buntsandsteinschichten zu 1,7% des wassererfüllten Gesteinsvolumens ($700 \cdot 10^6$ m³). Da nach Pumpversuchen das Kluftvolumen in den schlechter durchlässigen Schichten des Unteren Buntsandsteins 0,8% beträgt, errechnet sich für den Teil der Scholle unterhalb der Pegel-Isohypse ($1,2 \cdot 10^9$ m³) mit vorherrschenden verkarsteten Zechsteinschichten ein Kluftvolumen von 2%. Dieses für verkarstete Karbonatgesteine verhältnismäßig niedrige Kluftvolumen läßt darauf schließen, daß die Karstklüfte weitständig sind.

Das gesamte grundwassererfüllte Kluftvolumen der Ense-Scholle beträgt $3,6 \cdot 10^7$ m³, eine Menge, die ausreicht, um die gegenwärtige Förderung von im Mittel 29 l/s über 39 Jahre ohne Ergänzung durch Niederschläge zu ermöglichen.

Radioaktive Altersbestimmungen des Wassers im tieferen Teil des Grundwasserkörpers der Ense-Scholle erbrachten ein verhältnismäßig hohes Alter. Dieses Ergebnis steht im scheinbaren Widerspruch zu einem Sporentriftversuch, ausgeführt im Jahre 1963, bei dem höhere Triftgeschwindigkeiten ermittelt wurden. Die Ursache wird darin gesehen, daß der unterirdische Kreislauf des Wassers weitgehend auf den oberflächennahen Teil des Grundwasserkörpers beschränkt ist, der zur Itter hin entwässert.

5. Schriftenverzeichnis

- HÖLTING, B., KULICK, J., & RAMBOW, D. (1974): Stratigraphische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Schichtfolgen des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins im Nordteil des Kreises Waldeck/Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 229–269, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 12–13; Wiesbaden.
- & MATTHESS, G. (1963): Ein Sporentriftversuch im Zechstein von Korbach/Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 237–255, 9 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- KAISER, G. (1976): Hydrogeologische Untersuchungen im Niederschlagsgebiet der Ohm (Hessen). — Gießener geol. Schr., **10**, 210 S., 31 Abb., 40 Tab.; Gießen (Lenz).
- KULICK, J. (1968): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4719 Korbach, 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 8 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- MATTHESS, G. (1968): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4719 Korbach: 187–206, 2 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- RICHTER, R., & LILLICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. — 281 S., 96 Abb., 18 Tab.; Stuttgart (Schweizerbarth).
- UDLUFT, P. (1972): Bestimmung des entwässerbaren Kluftraumes mit Hilfe des Austrocknungskoeffizienten nach MAILLET, dargestellt am Einzugsgebiet der Lohr (Nordost-Spessart). — Z. dt. geol. Ges., **123**: 53–63, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- ZEINO-MAHMALAT, H. (1973): Hydrogeologie der Sackmulde bei Alfeld/Leine (unter besonderer Berücksichtigung von Wasserhaushalt und Hydrochemie). — Geol. Jb., **C 6**: 3–63, 13 Abb., 12 Tab., 7 Taf.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 12. 1. 1978

Zur Hydrochemie neuer Tiefenwasservorkommen in Nordhessen

Von

HANS-JÜRGEN PICKEL und HORST SCHUBUTH*

Kurzfassung: Die in den Jahren 1976 und 1977 durch Bohrungen neu erschlossenen thermalen Mineralwasservorkommen von Emstal und Edertal werden beschrieben und verglichen. Es handelt sich in beiden Fällen um Wässer mit ähnlicher Charakteristik.

In beiden Bohrungen sind als mineralwasserführende Schichten Gesteine des Zechsteins erschlossen. Die stratigraphische Gliederung beider Bohrungen wird in Kurzfassung wiedergegeben.

Für die chemischen Vergleiche der Wässer von Emstal und Edertal mit den gleichfalls im Zechstein erschlossenen Wässern von Zwesten und Kassel-Wilhelmshöhe werden die Errechnung von Ionenverhältnissen nach Äquivalentgewichten durchgeführt und die Ergebnisse erörtert.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	433
2. Stratigraphischer Überblick	435
3. Pumpversuche	436
3.1. Bohrung Emstal	436
3.2. Bohrung Edertal	436
4. Charakteristik der erschlossenen Wässer	437
4.1. Bohrung Emstal	437
4.2. Bohrung Edertal	438
5. Ionenverhältnisse	439
6. Schriftenverzeichnis	441

1. Einleitung

Natürliche Mineralwasseraustritte oder Grundwässer mit starker erhöhter Mineralisation waren bisher im Raum Emstal nicht bekannt. Eine Erschließung von Thermal- oder Mineralwasser konnte dabei nur mittels Bohrung in größere Tiefen realisiert werden. Die hydrogeologischen Verhältnisse im Raume Emstal ließen es aussichtsreich erscheinen, in den karbonatisch ausgebildeten Schichten des Zechsteins in rd. 800 m Tiefe chloridhaltige Mineralwässer zu erschließen, wobei auf Grund der Anhydrit- und Gipsvorkommen in der Zechsteinabfolge auch mit stärkeren Sulfatgehalten zu rechnen war.

* Dr. H.-J. PICKEL, Dr. H. SCHUBUTH, Geologisches und Ingenieurbüro Dr. Pickel, Niedervellmarsche Str. 30, 3501 Fulda 1.

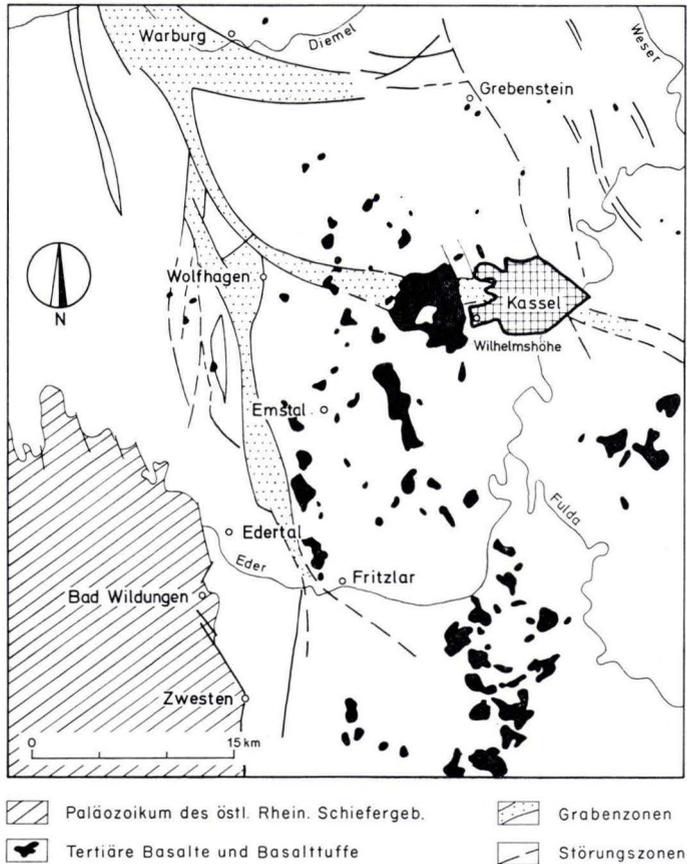


Abb. 1. Geologisch-tektonische Übersicht des Raumes Kassel (nach Geol. Übers.-Kt. Hessen 1:300000).

Bedingt durch die Tiefenlage des Erschließungshorizontes war mit einer natürlichen Aufheizung des Wassers aufgrund der normalen geothermischen Tiefenstufe zu rechnen.

Die Thermalwasserbohrung Emstal, deren Ansatzpunkt in einem unveröffentlichten Gutachten aus dem Jahre 1970 festgelegt wurde, ist mit 795,50 m Tiefe bis jetzt die tiefste genutzte Bohrung, die in diesem Jahrhundert im nordhessischen Raume zum Zwecke der Wassererschließung abgeteuft wurde. Lediglich zwei Versuchsbohrungen, die zu Beginn dieses Jahrhunderts auf ein Vorkommen von Thermalsole im Plattendolomit von Kassel-Wilhelmshöhe abgeteuft wurden, haben mit 1316 m bzw. 1279 m größere Tiefen erreicht (PICKEL 1975).

Die Bohrarbeiten für die Thermalwasserbohrung Emstal wurden von Oktober 1975 bis März 1976 durchgeführt.

Die Gemeinde Edertal hat in der Zeit von April bis Juli 1977 eine Untersuchungsbohrung auf Mineralwasser, speziell auf Thermalwasser, niederbringen lassen. Voraus-

gegangen waren im Jahre 1966 zwei Untersuchungsbohrungen nach Süßwasser, die von der Stadt Bad Wildungen an den Hängen E der Eder im Buntsandsteingebiet von Bergheim-Wellen abgeteuft wurden. Die damaligen Bohrungen — im Unteren Buntsandstein angesetzt — erreichten Endteufen von 102 m bzw. 250 m u. G. und erschlossen in Pumpversuchen ein sehr hartes Wasser mit einer Gesamthärte bis zu 47° d. Die Temperatur des gefördertten Wassers soll dabei erhöht gewesen sein.

2. Stratigraphischer Überblick

Erschließungshorizonte der Mineralwasserbohrungen Emstal und Edertal sind die überwiegend kalkig-dolomitisch ausgebildeten Gesteinsserien des Zechsteins, die in unterschiedlichen Tiefen angefahren wurden.

Der Schichtenaufbau der Brg. Emstal und Edertal konnte anhand des Bohrgutes (überwiegend Spülproben) ermittelt werden. Im oberen Grenzbereich zum Zechstein sind bei der Brg. Emstal in den Teufen zwischen 721 und 773 m insgesamt 5 Kernstrecken gefahren, wobei ein 6''-Kernrohr mit Diamantkrone eingesetzt wurde. Die max. Länge der einzelnen Kernstrecken betrug 12 m.

Die Brg. Edertal wurde ausschließlich im Rotary-Spülbohrverfahren (Saugbohrverfahren) bis zu einer Tiefe von 350 m u. G. abgeteuft. Eine weitere wichtige Kontrolle des Schichtenaufbaus wurde durch geophysikalische Bohrlochmessungen mittels Gamma-log, die in beiden Bohrungen durchgeführt wurden, ermöglicht.

Auf stratigraphische und petrographische Einzelheiten des Schichtenaufbaus der Bohrprofile soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden. Es wird daher im folgenden nur ein kurzer stratigraphischer Überblick gegeben.

Beide Bohrungen setzen in Gesteinen des Buntsandsteins an, jedoch in einem unterschiedlichen stratigraphischen Niveau. Der Ansatzpunkt der Brg. Emstal liegt im höheren Teil des Mittleren Buntsandsteins, in der Hardeggen-Folge, bei 280 m über NN. Die Brg. Edertal setzt bereits in Schichten des Unteren Buntsandsteins bei ca. 265 m über NN an. — Die von den Bohrungen durchteuften Buntsandsteinmächtigkeiten betragen in der Brg. Emstal 724 m, in der Brg. Edertal 230 m.

Zusammengefaßt ergaben sich folgende Profile:

Bohrung Emstal

Mittlerer Buntsandstein

0—166,0 m	Hardeggen-Folge
—259,0 m	Detfurth-Folge
	Detfurther Ton (—200 m)
	Detfurther Wechselfolge (—230 m)
	Detfurther Sandstein (—259 m)
—416,0 m	Volpriehausen-Folge
	<i>Avicula</i> -Schichten (—300 m)
	Volpriehausener Wechselfolge (—390 m)
	Volpriehausener Sandstein (—416 m)

Unterer Buntsandstein

—537,0 m	Waldeck-Folge (Salmünster-Folge)
—685,0 m	Korbach-Folge (Gelnhausen-Folge)
—724,0 m	Bröckelschiefer-Folge

Zechstein (Z 4)

– 754,0 m Roter Salzton (T 4)

Zechstein (Z 3)

– 787,0 m Plattendolomit (Ca 3)
– 795,5 m Grauer Salzton (T 3)

Bohrung Edertal

Unterer Buntsandstein

0–199,0 m Waldeck u. Korbach-Folge
(Salmünster- u. Gelnhausen-Folge)
– 230,0 m Bröckelschiefer-Folge

Zechstein (Z 4)

– 237,0 m Roter Salzton (T 4)

Zechstein (Z 3 + Z 2)

– 248,0 m Plattendolomit (Ca 3)
– 270,0 m [Grauer Salzton (T 3)]
[Zwischenschichten (A 2 T)]
– 275,0 m Hauptdolomit (Ca 2)
– 296,0 m Braunroter Salzton (T 2)

Zechstein (Z 1)

– 350,0 m Randdolomit (A 1 Ca)

3. Pumpversuche

3.1. Bohrung Emstal

Nach Erreichen der Endteufe von 795,50 m u. G. wurde in der Brg. Emstal ein Leistungspumpversuch gefahren. Zuvor waren die oberen Grundwasserstockwerke des Buntsandsteins durch zementierte Rohre abgedichtet worden, so daß ausschließlich aus dem Bereich des Plattendolomits gefördert wurde. Da das Zechsteinwasser gespannt war, stieg der Ruhewasserspiegel in der nach oben hin abgedichteten Bohrung bis auf ca. 82 m u. G. (198 m über NN) an.

Der Pumpversuch, der in mehreren Leistungsstufen gefahren wurde, zeigte bei einer Leistung von 8,4 m³/h eine Absenkung von 82 auf 90 m u. G. (190 m über NN), wobei ein Beharrungszustand erreicht wurde. Nach einer Leistungssteigerung auf 14,4 m³/h wurde der Wasserspiegel auf 131 m u. G. (149 m über NN) abgesenkt und blieb hier gleichfalls im Beharrungszustand.

3.2. Bohrung Edertal

Im Oktober 1977 wurde in der Brg. Edertal ein Pumpversuch von 167 Stunden Dauer gefahren. Er erfolgte in den drei Leistungsstufen 12, 24 und 36 m³/h, wobei in jeder Leistungsstufe bis zum hydraulischen Beharrungszustand gefahren wurde. Die Absenkungsbeträge waren sehr gering: der Ruhewasserspiegel lag vor Beginn des Pumpversuches bei 39,85 m u. G. (ca. 225 m über NN) und wurde bei einer Leistung von 12 m³/h auf 40,27, bei 24 m³/h auf 41,36 und in der höchsten Leistungsstufe bei 36 m³/h auf rd. 42,95 m u. G. (ca. 222 m über NN) abgesenkt.

4. Charakteristik der erschlossenen Wässer

4.1. Bohrung Emstal

Das aus dem Plattendolomit des Zechsteins der Brg. Emstal geförderte Wasser kann definitionsgemäß als Mineralwasser gekennzeichnet werden, da seine Summe der

Tab. 1. Mineralwasseranalyse der Bohrung Emstal (HÖLL 1976)

In 1 Kilogramm des Thermalwassers sind enthalten:

<u>Kationen:</u>		<u>Milligramm</u>	<u>Millival</u>	<u>Millival l</u>
Natrium-Ion	(Na ⁺).....	416,0	18,094	30,23
Kalium-Ion	(K ⁺).....	11,4	0,292	0,48
Ammonium-Ion	(NH ₄ ⁺).....	0,16	0,009	0,02
Calcium-Ion	(Ca ²⁺).....	705,0	35,179	58,78
Magnesium-Ion	(Mg ²⁺).....	68,1	5,600	9,36
Strontium-Ion	(Sr ²⁺).....	12,73	0,291	0,48
Eisen(II)-Ion	(Fe ²⁺).....	10,55	0,378	0,63
Mangan-Ion	(Mn ²⁺).....	0,08	<u>0,003</u>	<u>0,01</u>
			59,846	100,0
<u>Spurenelemente:</u>				
Kupfer-Ion	(Cu ²⁺).....	0,000	0,000	0,00
Zink-Ion	(Zn ²⁺).....	0,000	0,000	0,00
Silber-Ion	(Ag ⁺).....	0,000	0,000	0,00
Quecksilber-Ion	(Hg ²⁺).....	0,000	0,000	0,00
Cadmium-Ion	(Cd ²⁺).....	0,000	0,000	0,00
Blei-Ion	(Pb ²⁺).....	0,000	0,000	0,00
<u>Anionen:</u>				
Chlorid-Ion	(Cl ⁻).....	503,4	14,198	23,73
Sulfat-Ion	(SO ₄ ²⁻).....	1887,0	39,288	65,66
Hydrogencarbonat-Ion	(HCO ₃ ⁻).....	387,48	6,35	10,61
Hydrogenphosphat-Ion	(HPO ₄ ²⁻).....	0,008	0,000	0,00
Hydrogensulfid-Ion	(HS ⁻).....	0,00	0,000	0,00
Jod-Ion	(J ⁻).....	0,00	0,000	0,00
Brom-Ion	(Br ⁻).....	0,00	0,000	0,00
Nitrat-Ion	(NO ₃ ⁻).....	0,0	0,00	0,00
Nitrit-Ion	(NO ₂ ⁻).....	0,000	<u>0,000</u>	<u>0,00</u>
			59,836	100,00
<u>Undissoziierte Bestandteile:</u>		<u>Millimol</u>		
Kieselsäure, meta	(H ₂ SiO ₃)	27,3	0,356	
Börsäure, meta	(HBO ₂)	1,0	0,023	
Summe der gelösten festen Bestandteile		4030,708		=====
<u>Gasförmige Bestandteile:</u>				
Freies Kohlendioxid, CO ₂		156,2	3,545	
Freier Schwefelwasserstoff	H ₂ S	0,00	0,000	

Charakteristik:

Eisenhaltiges Calcium-Natrium-Sulfat-Chlorid-Thermal-Wasser

gelösten festen Bestandteile 4030,7 mg/kg und somit mehr als die 4fache Menge des in den „Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen“ festgelegten Mindestgehaltes von 1000 mg/kg an gelösten festen Bestandteilen enthält.

Als Tiefenwasser erfährt das Emstaler Mineralwasser eine natürliche Aufheizung im Untergrund auf ca. 30° C. Durch den Aufstiegsweg im Brunnen tritt in Abhängigkeit von der Förderleistung eine mehr oder minder deutliche Abkühlung auf ca. 26–28° C ein, wobei in jedem Falle die Austrittstemperatur über der für Thermen definitionsgemäßen Mindesttemperatur von 20° C liegt. Damit handelt es sich um ein natürliches Thermalwasser.

Die Herkunft des Wassers spiegelt sein Mineralgehalt wider. Es ist als ein „eisenhaltiges Calcium-Natrium-Sulfat-Chlorid-Thermal-Wasser“ zu definieren. Die hohen Konzentrationen an Calcium, Natrium, Sulfat und Chlorid entstammen den Schichten des Zechsteins. — Die Werte der chemischen Wasseruntersuchung sind in Tab. 1 aufgeführt.

4.2. Bohrung Edertal

Das aus der karbonatischen Zechsteinabfolge der Brg. Edertal geförderte Mineralwasser besitzt mit einer Summe der gelösten festen Bestandteile von 2313,07 mg/kg eine geringere Konzentration als das Emstaler Wasser. Dennoch handelt es sich auch hier definitionsgemäß um ein Mineralwasser.

Der Charakteristik nach handelt es sich um ein Calcium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Thermal-Wasser. Die Austrittstemperatur des Wassers beträgt hierbei 21° C. Unter

Tab. 2. Mineralwasseranalyse der Bohrung Edertal (HÖLL 1977)

<u>In 1 Kilogramm des Wassers sind enthalten:</u>				
<u>K a t i o n e n</u>		<u>Milligramm</u>	<u>Millival</u>	<u>Millival %</u>
Natrium - Ion	(Na ⁺)	115,0	5,002	15,36
Kalium - Ion	(K ⁺)	4,9	0,125	0,38
Ammonium - Ion	(NH ₄ ⁺)	0,00	0,000	0,00
Calcium - Ion	(Ca ²⁺)	482,4	24,072	73,90
Magnesium - Ion	(Mg ²⁺)	38,9	3,199	9,82
Eisen(II) - Ion	(Fe ²⁺)	4,4	0,158	0,48
Mangan - Ion	(Mn ²⁺)	0,55	<u>0,020</u> 32,576	<u>0,06</u> 100,00
<u>A n i o n e n</u>				
Chlorid - Ion	(Cl ⁻)	59,92	1,690	5,19
Sulfat - Ion	(SO ₄ ²⁻)	1088,0	22,653	69,61
Hydrogencarbonat - Ion	(HCO ₃ ⁻)	500,4	<u>8,201</u> 32,544	<u>25,20</u> 100,00
<u>Urdissoziierte Bestandteile</u>			<u>Millimol</u>	
Kieselsäure, meta	(H ₂ SiO ₃)	<u>18,6</u>	0,238	
Summe der gelösten festen Bestandteile, insgesamt		2313,07 =====		
<u>Gasförmige Bestandteile</u>				
Freies Kohlendioxid	(CO ₂)	279,4	6,35	
Freier Schwefelwasserstoff (als ges. titrierbarer Schwefel)		0,65	0,019	
<u>Charakteristik:</u> Calcium - Sulfat - Hydrogencarbonat - Thermal-Wasser				

den Kationen sind vorherrschend die Calcium-Ionen mit 73,90 mval-% und die Natrium-Ionen mit 15,36 mval-%. Unter den Anionen herrschen die Sulfat-Ionen mit 69,61 mval-% und die Hydrogenkarbonat-Ionen mit 25,20 mval-% vor (Tab. 2).

Ein Vergleich mit dem Emstaler Wasser zeigt, daß in der Brg. Emstal das Calcium-Ion mit 58,78 mval-% und das Natrium-Ion mit 30,23 mval-% bei den Kationen vorherrschen. Bei den Anionen sind es das Sulfat-Ion mit 65,66 mval-% vor dem Chlorid-Ion mit 23,73 mval-%. Das Hydrogenkarbonat, das in der Brg. Edertal 25,20 mval-% erreicht, ist in der Brg. Emstal nur mit 10,61 mval-% vertreten. Der Chloridgehalt erreicht in der Brg. Edertal nur 5,19 mval-%. Der Eisengehalt liegt in der Brg. Emstal mit 10,55 mg/kg (0,63 mval-%) deutlich höher als in der Brg. Edertal mit 4,4 mg/kg (0,48 mval-%).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß bei der Brg. Emstal gegenüber der Brg. Edertal die Gehalte an Eisen sowie an Natrium und Chlorid zusätzlich in die Charakteristik eingehen. Dagegen tritt bei der Brg. Edertal der Hydrogenkarbonatanteil nomenklatorisch in Erscheinung.

5. Ionenverhältnisse

Für den chemischen Vergleich der Wässer von Emstal und Edertal (Abb. 1) mit dem S gelegenen, oberflächennah austretenden Zechstein-Mineralwasservorkommen in Zwesten (PICKEL 1972) und dem N gelegenen, in großer Tiefe erschlossenen Mineralwasservorkommen von Kassel-Wilhelmshöhe (dessen Wasser ebenfalls dem Zechstein entstammt) wurde die Errechnung von Ionenverhältnissen nach Äquivalentgewichten durchgeführt.

Nach HÖLTING (1969a, 1969b, 1970) eignen sich erfahrungsgemäß besonders die Ionenverhältnisse für derartige Vergleiche, wobei die Anionenverhältnisse wegen ihrer verhältnismäßig guten Konstanz für großräumige hydrochemische Vergleiche günstiger sind als die Kationenverhältnisse, die wesentlich stärker auf örtliche geologische Veränderungen reagieren. In Tab. 3 werden die Analysen der Brg. Emstal und Edertal mit Analysen des Alten Löwensprudels (Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Wasser) in Zwesten aus dem Jahre 1964 und der Kasseler Tiefbohrung Wilhelmshöhe 1 (Thermal-Sole) aus dem Jahre 1909 verglichen, wobei sowohl die Kationen als auch die Anionenverhältnisse berücksichtigt sind.

Folgende Ionenverhältnisse finden Verwendung:

- Alkaliverhältnis ($\text{Na}^+ : \text{K}^+$)
- Erdalkaliverhältnis ($\text{Ca}^{++} : \text{Mg}^{++}$)
- Erdalkali-Alkali-Verhältnis ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) : ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)
- Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis (HCO_3^-) : ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$)
- Salinarverhältnis ($\text{Cl}^- : \text{SO}_4^{--}$)
- Chlor-Natrium-Verhältnis ($\text{Cl}^- : \text{Na}^+$)

Das Alkaliverhältnis zeigt erwartungsgemäß bei allen vier Analysen eine starke Natriumvormacht gegenüber dem Kalium. Auffallend sind jedoch die recht erheblichen Schwankungen, wobei das Verhältnis in Edertal mit 40,02, gefolgt von Emstal mit 61,97 am niedrigsten liegt. Auffällig ist weiterhin der extrem hohe Wert in der Analyse der Brg. Kassel-Wilhelmshöhe 1, bedingt durch den hohen Natrium-Chlorid-Gehalt in der Thermalsole von Kassel-Wilhelmshöhe.

Während das Erdalkaliverhältnis in den Analysen des Alten Löwensprudels in Zwesten und der Solebohrung in Kassel-Wilhelmshöhe nahezu gleich liegt und nur eine verhältnismäßig geringe Calciumvormacht aufweist, liegen die Verhältniszahlen in den Brg. Emstal und Edertal deutlich höher.

Betrachtet man das Erdalkali-Alkali-Verhältnis, so werden auch hier starke Unterschiede deutlich. Während in Kassel-Wilhelmshöhe — bedingt durch den hohen Natrium-Chlorid-Gehalt — dieser Wert niedrig liegt, wird bei der Analyse Edertal die starke Calcium- bzw. Erdalkalivormacht des Wassers deutlich. Auch in der Brg. Emstal liegt dieser Wert verhältnismäßig hoch. Im Gegensatz hierzu zeigt das Wasser des Alten Löwensprudels eine, wenn auch verhältnismäßig geringe Alkalivormacht gegenüber den Erdalkali-Ionen.

Auch bei den Anionenverhältnissen treten große Schwankungen auf. Das Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis ist bei den untersuchten Analysen jeweils < 1 , wobei erwartungsgemäß die Salinar-Vormacht in der Brg. Kassel-Wilhelmshöhe am höchsten liegt. Den günstigsten Hydrogenkarbonatanteil weist der Alte Löwensprudel auf. Hier liegt das Verhältnis bei 0,40, gefolgt vom Edertaler Thermalwasser mit einer Verhältniszahl von 0,34. In der Brg. Emstal hingegen ist das Verhältnis mit 0,12 deutlich geringer. Nach HÖLTING zeichnen sich die Tiefenwässer Nord- und Nordostdeutschlands durch große Salinarvormacht aus, die sich nach S bis in die Gegend von Kassel verfolgen läßt. Dies wird durch die vorliegenden Analysen bestätigt.

Im Salinarverhältnis zeigt die Brg. Edertal eine deutliche Abweichung von den übrigen untersuchten Bohrungen. Ein gleichfalls niedriger Wert ist bei dem Wasser der Emstaler Bohrung zu verzeichnen. Während sowohl der Alte Löwensprudel als auch die Brg. Kassel-Wilhelmshöhe 1 eine deutliche Chlorid-Vormacht erkennen lassen, ist in den Brg. Edertal und Emstal ein deutliches Überwiegen des Sulfat-

Tab. 3. Ionenverhältnisse der Zechsteinwässer von Zwesten, Edertal, Emstal und Kassel (von S nach N)

Ionenverhältnisse	Zwesten Alter Löwen- sprudel 1964	Edertal Thermalwasser- bohrung 1977	Emstal Thermalwasser- bohrung 1976	Kassel Wilhelmshöhe 1909
Alkali-Verhältnis ($\text{Na}^+ : \text{K}^+$)	82,75	40,02		314,57
Erdalkali-Verhältnis ($\text{Ca}^{++} : \text{Mg}^{++}$)	1,47	7,52	6,28	1,36
Erdalkali-Alkali-Verhältnis ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) : ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)	0,74	5,32	2,22	0,098
Hydrogenkarbonat- Salinar-Verhältnis (HCO_3^-) : ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$)	0,40	0,34	0,12	0,002
Salinar-Verhältnis ($\text{Cl}^- : \text{SO}_4^{--}$)	2,95	0,075	0,36	22,07
Chlorid-Natrium-Verhältnis ($\text{Cl}^- : \text{Na}^+$)	0,94	0,34	0,78	1,05

gehalten gegenüber dem Chloridanteil feststellbar. Dieser ist offensichtlich auf die hohen Gipsanteile in den Zechsteinschichten zurückzuführen.

Das Chlorid-Natrium-Verhältnis im Meerwasser beträgt heute 1,15, zeigt also eine gewisse Chlorid-Vormacht an. Nach HÖLTING (1970) kann das Chlorid-Natrium-Verhältnis als Maß für die chemischen Änderungen der Salzwasserzusammensetzung im Laufe ihrer Diagenese aufgefaßt werden, wenn man das heutige Meerwasser-Verhältnis als in geologischen Zeiträumen mehr oder weniger unverändert und damit für alle von marinen Ablagerungen herzuleitenden Salinarwässer primär als konstant annimmt. Danach haben die tieferen Salzwässer des Nord- und Nordostdeutschen Beckens, die vorwiegend aus Lösungen von Zechsteinsalinen bestehen, Chlorid-Natrium-Verhältnisse zwischen 1,0 und 1,2 entsprechend der Größenordnung des Meerwassers. Ein solches Verhältnis zeigt im vorliegenden Falle nur die Brg. Kassel-Wilhelmshöhe, die den Wert 1,05 aufweist. Die Werte des Alten Löwensprudels, des Emstaler Wassers und vor allem des Edertaler Wassers sind < 1 , das heißt, es herrscht hier eine Natrium-Vormacht gegenüber dem Chlorid.

Nach HÖLTING (1970) ist eine Veränderung in Richtung Alkalisierung, also eine Abnahme des Chlorid-Natrium-Verhältnisses gegenüber dem Meerwasser typisch für Gebiete höherer Hydrogenkarbonat-Vormacht und Salinararmut. Dies trifft jedoch für die Wässer von Emstal und Edertal nicht zu, da das Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis bedeutend unter 1 liegt. Es ist daher als wahrscheinlich anzusehen, daß sich in der sulfathaltigen Schichtenabfolge des Plattendolomits neben Gips und Anhydrit Natriumsulfate gebildet haben, die das Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis beeinflussen.

6. Schriftenverzeichnis

- HÖLTING, B. (1969a): Die Ionenverhältnisse in den Mineralwässern Hessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 333—351, 12 Abb.; Wiesbaden.
- (1969b): Zur Herkunft der Mineralwässer in Bad Kreuznach und Bad Münster a. St. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 367—378, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1970): Beiträge zur Hydrochemie der Tiefenwässer. — Z. dt. geol. Ges., **121**: 19—44, 6 Abb.; Hannover.
- (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 211—221, 1 Abb.; Wiesbaden.
- PICKEL, H.-J. (1972): Das Mineralwasservorkommen von Zwesten. — Der Mineralbrunnen, **22**, 9: 312—315, 3 Abb.; Bonn-Bad Godesberg.
- (1975): Die Solebohrungen von Kassel-Wilhelmshöhe — Geschichte und Ausblick. — bbr, **26**, 8: 277—281; Köln.

Manuskript eingegangen am 27. 12. 1977

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1977 (1. 1.—31. 12. 1977)

Im Jahre 1977 lagen die Schwerpunkte der Arbeit des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung auf den Gebieten geologische und bodenkundliche Landesaufnahme, Erkundung von Rohstoffvorkommen im Vorfeld wirtschaftlicher Nutzung und gutachtliche Tätigkeit, vor allem in den Bereichen Hydrogeologie und Ingenieurgeologie.

Am 10. Juni 1977 stellte Staatsminister Heinz-Herbert Karry die Leistungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung auf einer gut besuchten Landespressekonferenz vor. Diese war gleichzeitig der Start für eine Ausstellung zur Information der Öffentlichkeit über die Arbeiten des Landesamtes. Die Ausstellung wurde bei gutem Besuch in Wiesbaden, Eltville, Limburg, Frankfurt a. M., Hofheim, Offenbach, Fulda, Bad Hersfeld, Kassel, Korbach, Marburg und Gießen gezeigt. Ein für die Ausstellung hergestelltes Informations-Faltblatt fand weit über Hessen hinaus Beachtung und Anerkennung.

1. Geologische Landesaufnahme

Geologische Karte 1 : 25000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit
4520 Warburg	Feldaufnahme
4521 Liebenau	Druckvorbereitung
4722 Kassel-Niederzwehren	Arbeiten unterbrochen
4723 Oberkaufungen	Druckvorbereitung
4821 Fritzlar	Arbeiten unterbrochen
4822 Gudensberg	Arbeiten unterbrochen
4925 Sontra	Feldaufnahme
5018 Wetter (Hessen)	Feldaufnahme
5216 Oberscheld	Arbeiten unterbrochen
5320 Burg-Gemünden	Feldaufnahme
5325 Spahl	Druckvorbereitung
5326 Tann	Druckvorbereitung
5514 Hadamar	Druckvorbereitung
5518 Butzbach	Feldaufnahme
5617 Usingen	Herausgabe
5620 Ortenberg	Druckvorbereitung
5622 Steinau	Feldaufnahme
5721 Gelnhausen	Herausgabe
5917 Kelsterbach	Druckvorbereitung
6316 Worms	Herausgabe

Herausgegeben wurden die Blätter der Geologischen Karte 1:25000 mit Erläuterungen

5617 Usingen (2., ergänzte Auflage)
5721 Gelnhausen (2., neu bearbeitete Auflage)
6316 Worms

Damit verbleiben im Bearbeitungsgebiet des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung noch 18 bisher unveröffentlichte Blätter. Für die Geologische Übersichtskarte 1:200000 (GÜK 200) Bl. Kassel wurde der hessische Anteil bearbeitet.

Zur Vorbereitung eines Untersuchungsprogramms auf Kupferschiefer wurden mit Mitteln aus den geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben 2 Forschungsbohrungen in Knüllwald-Rengshausen (Bl. 4923 Altmorschen) und Schemmern (Bl. 4824 Hessisch Lichtenau) ausgeführt.

Die großmaßstäblichen geologischen Unter- und Übertage-Kartierungen zur Prospektion auf Gold- und Buntmetallerze am Eisenberg (Bl. 4718 Goddelsheim und 4719 Korbach) wurden fortgesetzt (vgl. auch Abschn. 3). Weitere Objektkartierungen geringeren Umfangs, z. T. auch unter Einsatz geophysikalischer Methoden, wurden für Projekte ausgeführt, die in den Abschnitten 3 und 6 genannt sind.

Wissenschaftler des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung arbeiteten in den Subkommissionen Altpaläozoikum, Devon-Stratigraphie, Karbon-Stratigraphie und Perm- und Trias-Stratigraphie der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften mit.

Biostratigraphie, Paläontologie

Bei der geologischen Landesaufnahme und der Untersuchung von wichtigen Neuaufschlüssen und Bohrprofilen wurden zur biostratigraphischen Alterseinstufung der Schichtenfolgen Makro- und Mikrofossilien aufgesammelt oder durch verschiedene Aufbereitungsmethoden gewonnen. Das im Berichtsjahr aufgesammelte oder bearbeitete Material stammt aus folgenden Gesteinsschichten und Blattgebieten:

- 740 Schiefer- und Kalksteinproben aus paläozoischen Gesteinsfolgen (Devon, Karbon) der Blätter 5215 Dillenburg, 5216 Oberscheld, 5315 Herborn, 5515 Weilburg, 5516 Weilminster, 5517 Cleeburg, 5614 Limburg an der Lahn und 5615 Villmar;
- 60 Ton- und Kalksteinproben aus mesozoischen Gesteinsfolgen (Trias, Jura) der Blätter 4421 Borgentreich, 4520 Warburg, 4620 Arolsen und 5020 Gilserberg;
- 207 Ton-, Mergel- und Sandproben aus känozoischen Schichten (Tertiär, Quartär) der Blätter 4520 Warburg, 4622 Kassel West, 4723 Oberkaufungen, 4921 Borken (Hessen), 4922 Homberg (Efze), 5123 Niederaula, 5514 Hadamar, 5518 Butzbach, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5914 Eltville am Rhein, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim am Main, 5919 Seligenstadt und 6013 Bingen.

Paläontologische Untersuchungen von Aufschlußproben oder Proben von Sondierbohrungen und Schürfen der Blätter 4520 Warburg, 4922 Homberg (Efze), 5216 Oberscheld und 5518 Butzbach wurden zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik im Rahmen der geologischen Landesaufnahme durchgeführt. Mikropaläontologische Untersuchungen von Bohrproben der Blätter 4622 Kassel West, 4723 Oberkaufungen, 4921 Borken (Hessen), 5123 Niederaula und 5919 Seligenstadt dienten der Einstufung und geologischen Deutung von Bohrungen, die zur Erkundung oberflächennaher

Lagerstätten oder zur Erstellung von hydrogeologischen und ingenieurgeologischen Gutachten niedergebracht wurden. Bei der Aufnahme geologisch wichtiger, nur kurzfristig zugänglicher Aufschlüsse wurden zahlreiche Fossil- und Gesteinsproben geborgen, deren Bearbeitung vorläufig zurückgestellt werden mußte. Zu diesen Vorhaben gehörten besonders die geologische Aufnahme der Ferngasleitungsgräben bei Warburg-Arolsen und Wetzlar-Limburg, der Umgehungsstraße Herborn und der Autobahntrasse Gambach-Berstadt.

Geophysik

Zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme wurden auf Bl. 4520 Warburg magnetische Messungen auf Basalten und eine geoelektrische Kartierung auf Bleiglanzvorkommen ausgeführt. Auf den Blättern 5325 Spahl und 5326 Tann wurden bekannte Erdfälle zum Nachweis von vulkanischem Material im Untergrund magnetisch vermessen. Geoelektrische und magnetische Verfahren zur Erkundung vermuteter Förderschloten in Schlackentuffen wurden auf den Blättern 5620 Ortenberg und 5622 Steinau eingesetzt.

Regionale magnetische Messungen zur Erstellung einer magnetischen Karte von Hessen 1:300000 wurden ausgeführt auf den Blättern 4522 Hofgeismar, 4523 Münden, 5021 Ziegenhain, 5121 Schrecksbach, 5122 Neukirchen und 5318 Allendorf (Lumda).

Für Fragen der angewandten Geologie wurden folgende Arbeiten ausgeführt:

Bl. 4521 Liebenau: Geoelektrische Sondierungen an der geplanten Staustufe der Diemel bei Hueda zur Erkundung der Grenze Gips/Ton im Mittleren Muschelkalk.

Bl. 4921 Borken (Hessen): Geoelektrische Kartierung zur Erkundung der Randverwerfungen eines Braunkohlevorkommens.

Bl. 5223 Queck und Bl. 5323 Schlitz: Lokalisierung von Erdfällen durch geoelektrische Kartierung und magnetische Messungen.

Geologischer Naturschutz

Zum „Entwurf eines Hessischen Ausführungsgesetzes zum Bundesnaturschutzgesetz“ sind 2 Stellungnahmen mit Verbesserungs- und Ergänzungsvorschlägen verfaßt worden. Zu 25 Verordnungsentwürfen für Naturschutzgebiete wurden für die Höhere Naturschutzbehörde Stellungnahmen abgegeben, soweit in den geplanten Naturschutzgebieten Belange der Geologie, Hydrogeologie oder der oberflächennahen Lagerstätten berührt werden. Mit einer Zusammenstellung aller geologisch wichtigen Naturschutzobjekte im Regierungsbezirk Kassel wurde auf Anfrage der dortigen Höheren Naturschutzbehörde begonnen. Zum Schutz geologisch bedeutsamer Aufschlüsse auf den Blättern 5315 Herborn, 5514 Hadamar und 6219 Brensbach sind gutachtliche Stellungnahmen abgegeben worden.

2. Bodenkunde

Bodenkarte 1:25000

Der Schwerpunkt der bodenkundlichen Landesaufnahme 1:25000 liegt z. Z. in den Ballungsgebieten, wo wegen des hessischen Landschaftspflegegesetzes und des Auf-

stellens von Landschaftsplänen im Rahmen der Bauleitplanung großer Bedarf an Bodenkarten besteht.

Es wurde gearbeitet auf den Blättern:

Blatt-Nr. und Name	Ausgeführte Arbeit
4523 Münden	Druckvorbereitung
4622 Kassel West	Feldaufnahme
4722 Kassel-Niederzwehren	Feldaufnahme beendet
5418 Gießen	Feldaufnahme
5518 Butzbach	Druckvorbereitung
5519 Hungen	Feldaufnahme
5716 Oberreifenberg	Herausgabe
5717 Bad Homburg vor der Höhe	Druckvorbereitung
5814 Bad Schwalbach	Druckvorbereitung
5818 Frankfurt a. M. Ost	Feldaufnahme
5819 Hanau	Feldaufnahme
6118 Darmstadt Ost	Feldaufnahme

Herausgegeben wurde das Bl. 5716 Oberreifenberg der Bodenkarte 1:25000 mit Erläuterungen.

Gutachten und Berichte wurden erstattet über:

Allgemeine bodenkundliche Beurteilung von Straßennetzvarianten geplanter Bundesfernstraßen im Raum Friedberg—Bad Nauheim.

Bodenverhältnisse in der Karlsaue und Fuldaue als Planungsunterlagen für die Bundesgartenschau 1981 in Kassel.

Bodenphysikalische Untersuchungen, die z. T. der Planung von Dränmaßnahmen dienten, wurden auf den Blättern 4921 Borken (Hessen) und 5021 Ziegenhain durchgeführt.

Bodenphysikalische Messungen für ein Flugmeßprogramm erfolgten auf Bl. 5620 Ortenberg.

Wissenschaftler aus Korea, Ungarn, Großbritannien und Neuseeland besuchten das Hessische Landesamt für Bodenforschung, um sich über die Methodik der bodenkundlichen Landesaufnahme in Hessen und über Durchführung von Spezialkartierungen zu informieren.

3. Lagerstätten

Eisen- und Manganerze

Im Lahn- und Dillgebiet wurden die Arbeiten zur Erfassung der Vorräte an kiesigen Roteisenerzen fortgesetzt. Die Untersuchungen in einem vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung beratenen Forschungsvorhaben, die sich mit dem Roteisenerz, seinem Nebengestein und den untereinander bestehenden Bildungsbeziehungen auf der Grundlage lagerstättenkundlicher Arbeiten anlässlich der Neuaufnahme des Bl. 5216 Oberscheld befaßten, wurden beendet.

NE-Metallerze

Im Rahmen der geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgabe „Geochemie“ wurde auch in Hessen die schon in den Vorjahren laufende geochemische Übersichtsprospektion durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung weitergeführt. Das Hessische Landesamt für Bodenforschung ist maßgeblich bei der Planung, Beratung und Auswertung beteiligt. Nach den bisherigen Ergebnissen konnten im Lahn-Dillgebiet einige Bereiche für Spezialarbeiten abgegrenzt werden, die aber noch nicht abgeschlossen sind.

Die Arbeiten für das Forschungsvorhaben „Untersuchung der Au-Cu-Se-Lagerstätte am Eisenberg bei Goldhausen (Kr. Waldeck/Frankenberg)“ wurden nach einem im Vorjahr erweiterten Programm fortgesetzt.

Uran

Programmgemäß wurden die Arbeiten im Rahmen des Forschungsvorhabens „Uranprospektion im hessischen Teil des Odenwaldes“ fortgesetzt, das vom Bundesministerium für Forschung und Technologie gefördert und in Partnerschaft von einer Industriefirma und dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung betrieben wird. So wurden im Steinbruch Mackenheim (Bl. 6418 Weinheim) die Neuaufschlüsse tektonisch und radiometrisch aufgenommen; in der Umgebung des Bruches und an einigen anderen Punkten wurden Bodenproben entnommen und geochemisch analysiert.

Außerdem konnten die Proben aus zwei Tiefbohrungen im Steinbruch Nieder-Ramstadt (Bl. 6118 Darmstadt Ost) geologisch ausgewertet und radiometrisch untersucht werden. Daneben wurden Untersuchungen zur Mineralparagenese der Uranvererzung in Mackenheim und Nieder-Ramstadt betrieben und radiometrisch an zahlreichen Proben die Urangehalte bestimmt. — In Nordhessen wurden im Raum Dillich—Ziegenhain (Bl. 4921 Borken (Hessen) u. 5021 Ziegenhain) Sz-Messungen durchgeführt.

Braunkohle

Zur Lagerstättensicherung für die Planung des zukünftigen Abbaus einer nordhessischen Lagerstätte und zur Abwägung von Interessen der Bergwirtschaft und der Rohstoffvorsorge gegenüber konkurrierenden Interessen der Wasser-, Forst- und Fremdenverkehrswirtschaft wurden Beiträge zu einer Stellungnahme des vorgesetzten Ministeriums geleistet.

Steine und Erden

Für das „Programm zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“, das bereits 1972 angelaufen ist, wurden für das Hessische Landesamt für Bodenforschung 35 Kernbohrungen mit insgesamt 1025,45 Bohrmeter abgeteuft. Während in vergangenen Jahren Sand/Kies- und Tonvorkommen abgebohrt wurden, waren im Berichtjahr vor allem Kalk- und Gipssteinvorkommen zu untersuchen. Gegenwärtig erfolgt die Bearbeitung der Proben, die nach der geologischen Aufnahme der Bohrkerne entnommen wurden. 8 weitere Bohrungen mit 255,00 Bohrmeter in Verbindung mit anderen Untersuchungsprogrammen wurden auf den Blättern 5615 Villmar und 6019 Babenhausen niedergebracht. Die Aufschlüsse oberflächennaher Lagerstätten in Hessen wurden auf Blättern der TK 25 erfaßt und beschrieben. Neben

Reserve- und Erkundungsgebieten wurden auch Bohransatzpunkte ausgewiesen. Außerdem wurde am SE-Rand des Westerwaldes und am S-Rand des Vogelsberges zur Voruntersuchung der dortigen Tonvorkommen mittels Sondierbohrungen tonhöfliches Gelände abgegrenzt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sowie die Angaben über oberflächennahe Lagerstätten aus anderen Unterlagen konnten in die Lagerstättenkarten übernommen werden. Außerdem wurden Stellungnahmen zu 22 Raumordnungsverfahren, zu 88 Flächennutzungsplänen, zu 10 Flurbereinigungs-, zu 5 Planfeststellungsverfahren, zu 25 Naturschutzgebieten, zu 1 städtebaulichen Entwicklungsmaßnahme, zu 1 Raumordnungsplan-, zu 1 Landschaftsplanvorentwurf und zu einigen Beanstandungsverfahren erarbeitet. Zusätzlich wurden noch 4 Gutachten mit z. T. schwieriger Fragestellung über Sand/Kies-, Ton-, Kalkstein- und Diabaswerksteinvorkommen abgegeben. Allgemein nahmen die Verhandlungen über Maßnahmen zur Raumordnung, zur Landesplanung und zum Lagerstättenschutz mit staatlichen und kommunalen Behörden, regionalen Planungsgemeinschaften, Industrie- und Handelskammern, Fachverbänden und Industriefirmen an Umfang erheblich zu.

4. Petrologie/Geochemie

Für die Erläuterungsabschnitte „Sedimentgesteine“ und „Magmatite“ der Blätter 4723 Oberkaufungen, 5216 Oberscheld, 5325 Spahl, 5326 Tann, 5518 Butzbach, 5620 Ortenberg, 5622 Steinau und 5721 Gelnhausen wurden teils Proben im Gelände entnommen, z. T. die im Berichtsjahr oder früher gesammelten Proben bearbeitet und die entsprechenden Textbeiträge druckreif abgeliefert. Die Bearbeitung der Bohrkerne der Vogelsberg-Forschungsbohrungen (Bl. 5421 Ulrichstein) wurde fortgesetzt. Ein Bericht galt den geritzten Basaltblöcken aus dem Ringwall vom Almerskopf bei Barig-Selbenhausen (Bl. 5415 Merenberg). Der Klärung der Mineralparagenese von Uran-, Gold- und Buntmetallerzen aus dem Odenwald und vom Eisenberg bei Goldhausen dienten neben erzmikroskopischen Untersuchungen auch Arbeiten mit der Mikrosonde.

Eine größere Anzahl von Gesteinen, u. a. auch von Tonproben und von Tonfraktionen von Böden von den Blättern 4519 Niedermarsberg, 4520 Warburg, 4718 Goddelsheim, 4822 Gudensberg, 4921 Borken (Hessen), 5318 Allendorf (Lumda), 5324 Hünfeld, 5415 Merenberg, 5422 Herbstein, 5515 Weilburg, 5518 Butzbach, 5522 Freiensteinau, 5615 Villmar, 5619 Staden, 5620 Ortenberg, 5622 Steinau, 5623 Schlüchtern, 5817 Frankfurt a. W. West, 6019 Babenhausen, 6218 Neunkirchen, 6317 Bensheim, 6417 Mannheim Nordost, 6418 Weinheim wurde röntgenographisch untersucht. Außerdem erfolgten laufend SRS-Messungen auf Haupt- und Spurenelemente. Für die rechnergesteuerte Messung und Auswertung mit dem Röntgenspektrometer (SRS) wurden Rechenprogramme entwickelt und die dazu erforderliche Bedienungsanleitung ausgearbeitet. Daneben nahmen die laufenden ADV-Arbeiten in der HZD ihren Fortgang.

5. Chemisches Laboratorium

Für die bodenkundliche Landesaufnahme wurde von 81 Böden die Kornverteilung bestimmt; bei 57 Böden ist die Trennung von Ton- und Feinschluffanteilen durch-

geführt worden. Außerdem wurden 3 Böden auf je 1 Bestandteil, 67 Böden auf je 3 Bestandteile, 4 Böden auf je 7 und 59 Böden auf je 13—20 Bestandteile untersucht. 38 Gesteinsproben wurden auf je 1 Komponente, 66 auf 2—6 Komponenten, 29 auf 7—8 und 105 auf 13—15 Komponenten analysiert. Für das Projekt Eisenberg wurden 1610 Goldbestimmungen nach Spezialaufschlüssen und Extraktionen vorgenommen, 14 Standardproben auf je 12—16 Bestandteile untersucht und bei 291 Proben die Eisengehalte bestimmt. Für ein Selen-Bestimmungsverfahren wurden zahlreiche Versuche gefahren. — 80 Wasseranalysen mit je 11—24 Bestandteilen, 5 mit je 8—11 Bestandteilen, 39 mit je 5—9 Bestandteilen, 27 mit je 2—5 und 305 mit je 1—2 Bestandteilen wurden angefertigt. 104 Wasserproben unterlagen bauchemischen Wasseranalysen mit je 10—14 Komponenten.

6. Hydrogeologie

Das Geschäftsjahr 1977 brachte eine deutliche Steigerung der Beratungstätigkeit. Es wurden 278 (1976: 241) Gutachten und 176 (1976: 131) Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert, Gesamtzahl 454 (1976: 372), erstattet.

Wissenschaftliche Tätigkeit

Hydrogeologische Feldkartierungen mit Abflußmessungen wurden auf den Blättern 5622 Steinau und 5716 Oberreifenberg durchgeführt. Bei den Abflußmessungen auf Bl. 5622 Steinau wurde erstmals eine Salzung-Verdünnungsmethode angewendet. Abflußmessungen erfolgten auch im NW-Teil des Rheingau-Taunus-Kreises um Aarbergen.

Die hydrogeologischen Erläuterungsanteile zu den Blättern 5620 Ortenberg und 5813 Nastätten wurden fertiggestellt. An dem Abschnitt „Rheinisches Schiefergebirge“ für den Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland wurde mitgearbeitet.

Für tonmineralogische Untersuchungen an der Universität Göttingen wurde Untersuchungsmaterial zur Verfügung gestellt und an der Auswertung der Meßergebnisse mitgewirkt.

Luftbildauswertungen für hydrogeologische und tektonische Fragestellungen wurden im großen Rahmen in der Niederhessischen Senke, in Osthessen, am Taunusoststrand, im Untermaingebiet und im nördlichen Odenwald durchgeführt. Weiterhin erfolgten Luftbildauswertungen für eine Reihe von örtlichen Untersuchungsvorhaben.

Im Werra-Kalirevier wurde die Möglichkeit einer Auslösung von „man made earthquakes“ durch den Kalibergbau und die Kaliabwasserversenkung eingehend untersucht. Die wissenschaftliche Auswertung von Druckmessungen im Versenkgestein des Plattendolomits wurde fortgeführt.

Zur Neuordnung der Grundwasserbewirtschaftung im Hessischen Ried und im Vogelsberg wurde in der Arbeitsgruppe Ried und der Kommission Vogelsberg beim Regierungspräsidenten in Darmstadt mitgearbeitet, ebenso bei der Erstellung eines Versuchsprogramms zur Auswahl der zweckmäßigsten Anlagen für die künstliche Grundwasseranreicherung im Hessischen Ried.

Für das Untersuchungsprogramm „Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Rhein-Neckar-Raum“ wurde die Bearbeitung des gemeinsamen Berichts der Länder Baden-Württemberg, Hessen und Rheinland-Pfalz und der zugehörigen Karten fortgeführt. Im Rahmen des Untersuchungsprogramms „Straße“ wurden Wasser- und Schlammproben entnommen, das Meßprogramm durchgeführt sowie Analysen ausgewertet. Der Abschlußbericht zum Teilprogramm „Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit anorganischen toxischen Spurenstoffen im Gebiet von Straßen“ wurde dem Bundesminister für Verkehr zugeleitet.

Der Abschnitt V „Unterirdisches Wasser und Quellen“ der Hydrologischen Bibliographie für das Jahr 1973 wurde fertiggestellt.

Gutachtliche Tätigkeit

		Gutachten
1. Wassererschließungen		
a) Zentrale Wasserversorgung	33	
b) Aus- und Neusiedler	4	
c) Dienstgehöfte und Gewerbe	5	
d) Notversorgung, Luftschutz-, Militär-, Bahn-, Postanlagen	3	
e) Sonstiges	2	
	<hr/>	47
2. Uferfiltratgewinnung, künstliche Grundwasseranreicherung		1
3. Beurteilung vorhandener Wassergewinnungsanlagen		4
4. Wasserschutzgebiete		40
5. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in qualitativer Hinsicht		
a) Lagerflüssigkeiten	13	
b) Müllablagerungen	42	
c) Baumaßnahmen	21	
d) anderer Art	37	
	<hr/>	113
6. Abwasserversenkung, Gasspeicher, Aquiferspeicher, Kavernendeponien etc.		2
7. Erlaubnisse, Bewilligungen und Genehmigungen zum Bau oder Betrieb von Wassergewinnungsanlagen		8
8. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in quantitativer Hinsicht		9
9. Beurteilung von Grundwasserständen und Grundwasserstandsänderungen		4
10. Heil- und Mineralquellen		
a) Erschließungen	—	
b) Schutzgebiete	2	2
11. Ausnahmegenehmigungen in Schutzgebieten		
a) Heilquellen	8	
b) Trinkwasser	4	12
	<hr/>	
12. Talsperren, Rückhaltebecken und Staustufen		2
13. Untersuchung größerer Gebiete, Rahmen-, Sonder-, Generalpläne		2
14. Landwirtschaftlicher Wasserbau, Dränung, Bewässerung, Beregnung		2

15. Vernässung, Wasserhaltung oder Bauwerkswasserfragen im Zusammenhang mit		
a) Friedhöfen	23	
b) anderen Anlagen	3	26
16. Hydrogeologische Luftbildauswertung und tektonische Gefügeanalyse		4
		<u>278</u>

Aufwendige Bearbeitungen waren im Zusammenhang mit der Einrichtung der Abfallbeseitigungsanlage Grube Messel sowie mit der geplanten Wiederaufnahme des Braunkohleabbaues auf dem Hohen Meißner erforderlich. Mehrere Stellungnahmen wurden abgegeben. Auch am Erörterungstermin für das Genehmigungsverfahren zum Bau des Blockes C des Kernkraftwerkes Biblis wurde teilgenommen. Umfangreiche Beratungen erforderte auch der diesjährige Schwerpunkt der Grundwassererschließungsmaßnahmen im W-Teil des Kreises Hersfeld-Rotenburg, wo ein größeres Bohrprogramm zur Ersatzwasserbeschaffung für den E-Teil des Kreises durchgeführt wurde.

In 46 von Angehörigen der Abteilung angesetzten und betreuten Wasserbohrungen wurden rd. 500 l/s gewinnbaren Grundwassers nachgewiesen (Vorjahr 862 l/s).

Verfolg von Bohrungen

Im Berichtsjahr 1977 wurden rd. 300 Bohrungen und Aufschlüsse verfolgt. Die Bohrungen dienten vor allem der Grundwassererschließung, daneben der Einrichtung von Grundwasserstandsmeßstellen und untergeordnet auch der Baugrunderkundung.

7. Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind (in Klammern Vergleichzahlen der Jahre 1974/1975/1976)

248 Gutachten (275/305/229)

51 Berichte und Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert (65/75/45)

505 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen (490/620/800)

erstattet bzw. abgegeben worden.

Die Zahl der Gutachten verteilt sich wie folgt:

25 Behördenbauten (25/22/17)

7 Universitäts- und Hochschulbauten (9/17/9)

36 Bauvorhaben für Bundeswehr (16/15/15)

32 Bauvorhaben der Landkreise und Kommunen, einschließlich Industriegelände (34/33/29)

12 Bauvorhaben nach dem RSGm FBG u. d. WWD (11/10/6)

50 Allgemeine Straßenbauvorhaben (32/42/55)

3 Gutachten für BAB-Teilstrecken (17/15/8)

37 Gutachten für BAB-Ingenieurbauwerke (102/114/61)

11 Gutachten für Talsperren und HRB (19/23/21)

4 Gutachten über Rutschungen und Rutschgebiete (1/1/1)

1 Gutachten für DB Neubaustrecken (-/2/3)

30 Gutachten für Aufsichtsbehörden (Ministerien, RP, OBA).

Für Maßnahmen der Straßenbauverwaltung Hessen sind insgesamt 91 Gutachten erstattet worden, d. s. 37% der gesamten Gutachtentätigkeit (55% / 56% / 54%). Hinzu kommt die ständige ingenieurgeologische Beratung folgender Neubaustrecken:

- A 45 Gießen—Stuttgart, Abschnitt Gambach-Landesgrenze
- A 48 Koblenz—Reiskirchen, Abschnitt Krebsbachtal
- A 49 Kassel—Marburg, Abschnitt Fritzlar—Borken
- A 7 Kassel—Hattenbach, Abschnitt Kirchheim—Homburg/Efze
- B 277 Umgehung Herborn
- B 7 Umgehung Kaufungen—Helsa—Fürstenhagen

Die angewandte Forschung über bei der Gutachtentätigkeit anfallende Probleme wurde weitergeführt. Folgende Untersuchungen sind besonders zu erwähnen:

Die langjährigen grundsätzlichen Untersuchungen über Geländesenkungen und Gebäudeschäden infolge Grundwasserentzugs haben 1977 bei der Beurteilung der umfangreichen Gebäudeschäden im Hessischen Ried eine sichere und rasche Abwicklung von bisher über 30 Einzelgutachten ermöglicht.

Die Untersuchungen über Rutschungen, ihre Ursachen und Sanierungsmöglichkeiten wurden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme und durch Bewegungsmessungen an rutschungsanfälligen Böschungen weitergeführt.

An der Krebsbachtalbrücke (A 49) werden Extensometermessungen zur Ermittlung der Tiefenwirkung einer Großbohrpfahlgründung in tertiären Tonen vorgenommen.

Kontrollmessungen des Kohlensäuregehaltes im Grundwasser in Pegelbohrungen an geplanten Talsperrenstandorten und Erddruckmessungen an Brückenwiderlagern wurden weitergeführt.

8. Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1977 betrug 4065 Einheiten. Davon entfallen 2754 auf Bände und 1311 auf Karten. Die Anzahl der Tauschpartner hat sich von 388 auf 393 erhöht. Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 4308 Bände und 331 Karten.

9. Vertriebsstelle

In der Vertriebsstelle wurden verkauft:

1081 Geologische Karten 1:25 000	672 Übersichtskarten
207 Bodenkarten 1:25 000	836 sonstige Veröffentlichungen

10. Archive, Datendokumentationen

Der Zuwachs betrug 3461 Stück, davon 703 Gutachten und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie 2063 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen. Ausgeliehen und wieder vereinnahmt wurden 1809 Stück.

In Zusammenarbeit mit der HZD, Wiesbaden, und mit verschiedenen Arbeitsgruppen und -gemeinschaften wurden weitere Verbesserungen der Datenerfassung und Dokumentation von Archivmaterial in die Wege geleitet bzw. durchgeführt. Das Dokumentations- und Abfrageprogramm für Schichtenverzeichnisse (DASH-T/Bohr-

punkte) wurde für alle seit dem 1. 1. 1977 eingehenden Schichtenverzeichnisse und für 5 Bohrregister der für die Publikation der Geologischen Karte 1:25000 demnächst vorgesehenen Blätter angewandt (5080).

Die Zeichenprogrammsysteme STAMPEDE und PUNKT der HZD wurden weiterhin erfolgreich eingesetzt (Zeichnen von Rohstoff- und Bohrpunktkarten sowie Diagrammen).

Ferner kamen wiederum verschiedene Programme und Programmsysteme sowohl bei der HZD als auch an eigenen Anlagen der mittleren Datentechnik zum Einsatz, besonders für gefügekundliche/tektonische Untersuchungen (Programmsystem GELI), außerdem für geochemische, bodenkundliche und ingenieurgeologische Berechnungen aus Auswerteverfahren.

11. Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1977 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 105, 294 S., 47 Abb., 7 Tab., 16 Taf., 3 Bilder.

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf.

Band 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf.

Geologische Karte von Hessen 1:25000

Blatt 5617 Usingen und Erläuterungen, 2., ergänzte Aufl., 92 S., 5 Abb., 5 Tab., 1 Taf.

Blatt 5721 Gelnhausen und Erläuterungen, 2., neu bearbeitete Aufl., 256 S., 35 Abb., 14 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.

Blatt 6316 Worms und Erläuterungen, 282 S., 42 Abb., 5 Tab.

Bodenkarte von Hessen 1:25000

Blatt 5716 Oberreifenberg und Erläuterungen, 120 S., 20 Prof.

Hochschultätigkeit

Geologiedirektor Dr. BARGON

als Lehrbeauftragter an der Technischen Hochschule Darmstadt
(Bodenkunde)

Geologieoberrat Dr. BERNHARD

als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel
(Geologie für Bauingenieure)

Geologieoberrat Dr. GOLWER

als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe Universität Frankfurt a. M.
(Hydrogeologie)

Geologieoberrat Dr. HÖLTING

als Lehrbeauftragter an der Philipps-Universität Marburg/Lahn
(Allgemeine Hydrogeologie)

Geologiedirektor Prof. Dr. LIPPERT

als Honorarprofessor an der Justus-Liebig-Universität Gießen
(Allgemeine und angewandte Geologie)

- Geologiedirektor Prof. Dr. MEISL
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
(Petrologie, Geochemie)
- Geologieoberrat Dipl.-Ing. MÜLLER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
(Baugrundgeologie)
- Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn
(Ingenieurgeologie)
- Geologiedirektor Dr. RÖSING
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
(Germanische Trias, ihre Stratigraphie und morphologische Interpretation)
- Geologierat Dr. SCHRADER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
(Angewandte Bodenphysik)

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ANDERLE, H.-J. (1977): Lagerstätten. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6316 Worms: 97—104, Abb. 29; Wiesbaden.
- BARGON, E. (1977): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1976 (1. 1.—31. 12. 1976). — Geol. Jb. Hessen, **105**: 275—293; Wiesbaden.
- BARTH, W., & HICKETHIER, H. (1977): Röt und tertiäre Sedimente im Raum Schlüchtern (Hessen) nach Kernbohrungen. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 99—114, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BÖKE, E. (1977): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Januar-Niederschlag und Spiegelgang. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 223—233, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- & DIEDERICH, G. (1977): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6316 Worms: 105—129, Abb. 30—38, Tab. 3—4; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. (1977): La dépression de Hesse. — Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1500000, Notice explicative Feuille C4 Berlin, p. 45—47, 1 fig.; Hannover (Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe) — Paris (Unesco).
- in: CARLÉ, W., DIEDERICH, G., & VILLINGER, E. (1977): L'Odenwald et le Spessart. — Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1500000, Notice explicative Feuille C4 Berlin, p. 37; Hannover (Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe) — Paris (Unesco).
- & EHRENBERG, K.-H. (1977): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5721 Gelnhausen, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- — (1977), mit Beiträgen von HARRE, W., KREUZER, H., MEISL, S., MENDE, G., MENDE, R., REICHMANN, H., REUL, K., ULRICH, H.-J., WENDLER, R. †: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5721 Gelnhausen, 2. Aufl.: 256 S., 35 Abb., 14 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1977): s. BÖKE, E., & DIEDERICH, G.
- VILLINGER, E., & STRUCKMEIER, W. (1977): Le Graben du Haut-Rhin et le Bassin de Mayence. — Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1500000, Notice explicative Feuille C4 Berlin: p. 66—68; Hannover (Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe) — Paris (Unesco).
- EHRENBERG, K.-H. (1977): s. DIEDERICH, G., & EHRENBERG, K.-H.
- FICKEL, W. (1977): Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von ASTHALTER, K., & THIELICKE, G. (1977): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg, 120 S., 20 Prof.; Wiesbaden.

- (1977): Böden. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5617 Usingen, 2. Aufl.: 49—55; Wiesbaden.
- BECKMANN, H., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H., ZAKOSEK, H. (1977): Über Bodenentwicklungen in Hügelgräbern im Taunus. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **25**: 639—644; Göttingen.
- HENTSCHEL, G. (1977): Neufunde seltener Minerale im Laacher Vulkangebiet. — Aufschluß, **28**: 129—133, 4 Abb.; Heidelberg.
- (1977): Selected minerals from the volcanic district of Laacher See, Germany. — Miner. Rec., **8**: 313—326, 82 Abb.; Bowie.
- ABRAHAM, K., & SCHREYER, W. (1977): Roedderit und Osumilith aus dem Laacher Vulkangebiet. — Fortschr. Miner., **55**, Beih. 1: 43—44; Stuttgart.
- & VOLLRATH, R. (1977): Die Zeolithe im Basalt von Ober-Widdersheim, Vogelsberg. — Aufschluß, **28**: 409—412, 13 + 1 Abb.; Heidelberg.
- HERZBERG, A. (1977): Hessisches Geologisches Schrifttum 1976 mit Nachträgen aus den Jahren 1969 bis 1975. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 263—273; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H., & HOLTZ, S. (1977): Ein weiteres Vorkommen von Oberem Muschelkalk im südlichen Vogelsberg. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 131—139, 2 Abb., Taf. 16; Wiesbaden.
- (1977): s. BARTH, W., & HICKETHIER, H.
- HÖLTING, B. (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 211—221, 1 Abb.; Wiesbaden.
- HOLTZ, S. (1977): Geophysikalische und geologische Untersuchungen für das Hochwasserrückhaltebecken Mackenzell/Nüst, Kreis Fulda. — Gießener geol. Schr., **12**, Festschrift Richard Weyl: 123—140; Gießen.
- (1977): s. HICKETHIER, H., & HOLTZ, S.
- HORN, M. (1977): RALPH WENDLER †. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 261—262, 1 Bild; Wiesbaden.
- KARSCHNY, A. (1977): Vorwort. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5617 Usingen, 2. Aufl.: 5—6, 1 Abb.; Wiesbaden.
- & THEWS, J.-D. (1977): Schriftenverzeichnis. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5617 Usingen, 2. Aufl.: 89—92; Wiesbaden.
- (1977): s. PRINZ, H., & KARSCHNY, A.
- LIPPERT, H.-J. (1977): MAX TEIKE †. Geol. Jb. Hessen, **105**: 255—259, 1 Bild; Wiesbaden.
- PAULY, E. (1977): Oberflächennahe Lagerstätten, ihre Bewertung und ihre Berücksichtigung im Rahmen der Landesplanung in Hessen. — Z. dt. geol. Ges., **128**: 221—229; Hannover.
- PRINZ, H., & SCHWARZ, E. (1977): Nivellement. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6316 Worms: 137—140, Abb. 39, Tab. 5; Wiesbaden.
- & KARSCHNY, A. (1977): Erdbeben. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6316 Worms: 146—151, Abb. 42; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung in Nordhessen. — Z. dt. geol. Ges., **128**: 297—304, 2 Abb.; Hannover.
- REICHMANN, H. (1977): Böden. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5721 Gelnhausen: 157—166; Wiesbaden.
- (1977): Böden. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6316 Worms: 130—136; Wiesbaden.
- REUL, K. (1977): Die tektonische Gefügeanalyse durch Fernerkundung, eine neue Untersuchungsmethode. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 149—153; Wiesbaden.
- (1977): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen, Bl. 5721 Gelnhausen: 167—189; Wiesbaden.
- & THEWS, J.-D. (1977): Unser Lebensraum aus 900 km Höhe. — Umschau, **77**: 529—530; Frankfurt a. M.
- RÖSING, F., in: BUSSE, E., RÖSING, F., & VAUPEL, O. (1977): Der Wellenkalk (Trias) am Kalkberg bei Niederkaufungen östlich von Kassel. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 121—130; Wiesbaden.

- SCHARPFF, H.-J. (1977): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 6316 Worms; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BÖKE, E., BRELIE, G. v. D., DIEDERICH, G., KARSCHNY, A., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., ULRICH, H.-J., WENDLER, R. † (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 6316 Worms, 282 S., 42 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- SCHMITT, O. (1977): Geologie. — In: Verbesserung der Umweltverhältnisse am Rhein, T. I, Sanierung der Altrheine. — Herausg. Hess. Min. Landwirtsch. u. Umwelt, Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1977): s. FICKEL, W., BECKMANN, H., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H.
- THEWS, J.-D. (1977): Die Mineralwasservorkommen im Rheingau/Hessen. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 185—210, 7 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1977): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5617 Usingen, 2. Aufl.: 56—67, Abb. 4—5, Tab. 2—5; Wiesbaden.
- (1977): Bohrungen. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5617 Usingen, 2. Aufl., 68—88; Wiesbaden.
- (1977): s. KARSCHNY, A., & THEWS, J.-D.
- (1977): s. REUL, K., & THEWS, J.-D.
- WIEGAND, K. (1977): Die geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des Vogelsberges (Hessen). — Geol. Jb. Hessen, **105**: 177—184, 5 Abb.; Wiesbaden.
- WENDLER, R. † (1977): in: ULRICH, H.-J., & WENDLER, R. †. — Geophysik. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5721 Gelnhausen: 150—156, Abb. 32—34; Wiesbaden.
- (1977): in ULRICH, H.-J., & WENDLER, R. † (1977): Geophysik. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 6316 Worms: 141—145, Abb. 40—41; Wiesbaden.

Nachtrag

- GOLWER, A., MATTHESS, G., & SCHNEIDER, W. (1975): Effects of waste deposits in groundwater quality. — Proc. of the Moscow Symposium Groundwater Pollution, August 1971, JAHS-AISH Publ. No. **103**: 159—166.

Wissenschaftliche Vorträge von Angehörigen des Landesamtes

- BEURER, M., & PRINZ, H. (vorgetragen durch BEURER, M.): Entlastungsbruch als Ursache von Rutschungen an Einschnittsböschungen. — 1. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie in Paderborn, 14. 4. 1977.
- FICKEL, W.: Parabraunerdebildungen in Hügelgräbern. — Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, 4. 3. 1977.
- Über Bodenentwicklungen in Hügelgräbern im Taunus. — Jahrestagung der DBG in Bremen, 9. 9. 1977.
- GOLWER, A.: Versickerungsverhalten von Mineralölen, Ausbreitung im Boden und auf Wasserflächen. — Seminar für Sachverständige zur Bewertung und Beurteilung von Unfällen mit wassergefährdenden Stoffen in Salzkotten, 28. 11. 1977.
- Ausrüstung und Abwehrmittel bei Unfällen mit wassergefährdenden Stoffen. — Seminar für Sachverständige zur Bewertung und Beurteilung von Unfällen mit wassergefährdenden Stoffen in Salzkotten, 28. 11. 1977.
- HENTSCHEL, G., ABRAHAM, K., & SCHREYER, W. (vorgetragen von HENTSCHEL, G.): Roedderit und Osumilith aus dem Laacher Vulkangebiet. — Jahrestagung d. Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Bochum, 6. 9. 1977.
- HÖLTING, B.: Ergebnisse hydrogeologischer Arbeiten im nordwestlichen Hessen. — Geol. Institut der Universität Marburg, 12. 1. 1977.

- HOLTZ, S., & EWERT, F. K. (vorgetragen von HOLTZ, S.): Abdichtungsarbeiten an der Talsperre Antrifttal, Vogelsbergkreis, Hessen. — 1. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie in Paderborn, 14. 4. 1977.
- KULICK, J.: Der Eisenberger Bergbau. — Waldeckischer Geschichtsverein, Korbach, 10. 9. 1977.
- Berg und Schloß Eisenberg. — Waldeckischer Geschichtsverein, Korbach, 11. 9. 1977.
- LAEMMLEN, M.: Die Rhön und ihre geologische Geschichte. — Volkshochschule Fulda-Land, Außenstelle Eiterfeld, 24. 2. 1977.
- PAULY, E.: Lagerstätten erfassung und ihre volkswirtschaftliche Bedeutung. — Lehrgang für Funktionsbeamte 1 an den Hessischen Forstämtern, Rauischholzhausen, 15. und 18. 11. 1977.
- PRINZ, H.: Grundwasserentnahme als indirekte Ursache von Gebäudeschäden. — 1. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie in Paderborn, 14. 4. 1977.
- s. BEURER, M., & PRINZ, H.
- RAMBOW, D.: Grenzen der Grundwassernutzung in Nordhessen. — Tagung der FH-DGG in Kassel, 21. 4. 1977.
- REUL, K.: Analysenschritte bei der flächenhaften tektonischen Gefügeanalyse in der Fernerkundung. — Fachbereich Geowissenschaften d. Universität Frankfurt a. M., 13. 1. 1977.
- SCHARPFF, H.-J.: Die Geologie als Grundlage der Landschaftsplanung. — Seminar „Landschaftsplanung in der Bauleitplanung“ der Architektenkammer Hessen in Grünberg/Hessen, 16. 9. 1977.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Geologische Streifzüge in den Sahel-Ländern West-Afrikas. — Nass. Ver. Naturkunde, Wiesbaden, 15. 3. 1977.

Personalbestand 31. Dezember 1977

Leiter (kommissarisch): Geologiedirektor Dr. agr. ERNST BARGON

Geologiedirektoren:

Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ALFRED FINKENWIRTH	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. ERNST PAULY
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS KULICK	Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. HELMUT PRINZ
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS-GÜNTHER KUPFAHL	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARNOLD RABEN
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED LAEMMLEN	Dr. rer. nat. FRANZ RÖSING
Dipl.-Geol. Prof. Dr. phil. nat. HANS-JOACHIM LIPPERT	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. OTTO SCHMITT
Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. STEFAN MEISL	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH THEWS

Geologieoberräte:

Dr. rer. nat. HORST BERNHARD	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED HORN
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MARTIN BEURER	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. EBERHARD KÜMMERLE
Dr. rer. nat. ECKHARD BÖKE	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. RENATE MOTZKA
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. GIBBERT DIEDERICH	Dipl.-Ing. KARL-HANS MÜLLER
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KARL-HEINZ EHRENBERG	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH RAMBOW
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WALTER FICKEL	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT REICHMANN
Dr. rer. nat. KUNIBERT FRIEDRICH	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. KONRAD REUL
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARTHUR GOLWER	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS-JÜRGEN SCHARPFF
Dipl.-Geogr. Dr. phil. nat. ANNELIES HERZBERG	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WILLI SCHRICKE
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT HICKETHER	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. WITGO STENGEL-RUTKOWSKI
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. BERNWARD HÖLTING	Dipl.-Chem. GÜNTER THIELICKE
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. SIEGFRIED HOLTZ	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KLAUS WIEGAND

Geologiegeräte:

Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN ANDERLE	Dipl.-Min. GERHARD STRECKER
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WALTER BARTH	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS TANGERMANN*
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. PETER HELBIG	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS WESTRUP
Dr. rer. nat. GERHARD HENTSCHEL	Dipl.-Geol. CARL-PETER ZIEHLKE
Dipl.-Landw. Dr. agr. LUDOLF SCHRADER	* Geologierat z. A.

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JÜRGEN FAZAKAS	Dipl.-Geol. EBERHARD KAUFMANN
Mag. d. Hydrogeol. u. Ingenieurgeol. JOACHIM GRABOWSKI	Dipl. Chem. MARIJAN SUSIC
Dipl.-Ing. agr. CHRISTOF HAUPENTHAL	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ALBERT-KARL THEUERJAHR

Bibliothek und Vertriebsstelle:

ILSE FRÖLICH	RUTH HEISER-SALZBURG	IRMGARD KÖNIG
GERTRUD GROSSMANN	CHRISTINE KINDSVOGEL	

Technische Bedienstete:

PAUL ANDOR
LIENHARD BARNETT
OTTO BEINSTEIN
Ing. (grad.) NORBERT BLECK
EDMUND BREMSER
Ing. (grad.) EWALD CLOEREN
PETER DIEZ
GEORG DOMES
ROLF ETZ
KARL FINK
ROSEL FISCHER
PETER FUHRMANN
ANTON GLASER
Ing. (grad.) LUDWIG GRÜBER
SIEGFRIED HENNING
Ing. (grad.) WERNFRIED HÜBLER

Ing. (grad.) GERNOT HÜHNER
ALBERT KARSCHNY
HANS KLING
GERHARD KNAB
FRITZ KRÜGER
HEINZ LEICK
Ing. (grad.) PETER MOHR
HELMA MÜNCH
Ing. (grad.) ULRICH PFEFFER
ILSE POSUR
NORBERT PREISNER
WILHELM RICHTER
Ing. (grad.) ALBERT ROMSCHINSKI
Ing. (grad.) WINFRIED ROSENBERGER
SUSANNE SALCHER

Ing. (grad.) HANS-HEINRICH
SCHMIDT
Ing. (grad.) RUDI SCHNEIDER
Ing. (grad.) NORBERT SCHOLZ
MONIKA SCHRECKENBACH
ECKHARD SCHULZ
Ing. (grad.) ALOIS SEDLATSCHEK
OTTO SOHN
Ing. (grad.) WILHELM STICH
Ing. (grad.) OTTO STIEGLER
ERICH STRAUCH
WILHELM TERME
Ing. (grad.) ERWIN THIEL
Ing. (grad.) ROLAND WIEDERER
GERHARD WOELKE
URSULA ZÖLLER

Landkartentechnisches Büro:

Leitung: PAUL UHL
JÜRGEN BARTHOLOMAY
HERBERT BAUER
HERMANN BRENNER
JENS DENGLER
JUTTA VON DZIEGIELEWSKI
MONIKA ECKEL

ANNEROSE FUCHS
ADELHEID FUSS
RUDOLF HEUSER
KARL HIELSCHER
ANTONIE HOCH

GISELA KRAHNKE
ERIKA LIESKE
ECKHARD STEINBRECHER
KARIN STOLL
MICHAEL STRYJ

Verwaltung:

Leitung: Regierungsrat HUBERTUS CHRISTIAN
HARALD GEIST
HUBERT GROSSMANN
IRENE HEUSER

URSULA MICHNA
CHRISTA MÜLLER

GILDE RÖSSLER
URSULA ROTH

Schreibbüro:

ELISABETH BAUER
ANGELA BÜSSER-WESTERHOFF
KÄTE FLOR
URSULA FRANZ

HEIDRUN GEBAUER
URSULA KOPP
ILSE SCHMITZ
URSULA STOBER

INGEBORG STRANGFELD
HEIDEMARIE THIEL
EDELTRAUD ZIERZ

Lohnempfänger:

Fahrer FERDINAND FLEISS
Fahrer NORBERT HÖPFNER
Fahrer FRIEDRICH LUDWIG
Fahrer FRITZ MEILINGER

Fahrer SIEGFRIED WENZKE
Bohrgehilfe SIEGFRIED BIERBRAUER
Bohrgehilfe GÜNTER DZUBA
Bohrgehilfe KLAUS-DIETER GEIS

Bohrgehilfe KONRAD KOZOK
Bohrkernlagerverwalter
WILLI EBEL
Hausmeister HORST HÖHLER

Freiwillige Mitarbeiter:

Dr. h. c. ERWIN BUSSE, Verwaltungsoberinspektor i. R., Kassel-Ki., Mittelbänge 6
Prof. Dr. phil. habil. HANS HENTSCHEL, Regierungsdirektor a. D., Wiesbaden, Fontanestraße 2
Prof. Dr. ARNO SEMMEL, Geographisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M.,
Senckenberg-Anlage 36
Prof. Dr. HEINZ TOBIEN, Paläontologisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Mainz, Saarstraße 21

Ausgeschieden bis 31. 12. 1977:

ROSEMARIE REUBOLD

ERNST BARGON

Hessisches Geologisches Schrifttum

Von

ANNELIES HERZBERG

Eine Zusammenstellung des hessischen Geologischen Schrifttums aus dem Jahre 1977 wird in diesem Band des Jahrbuchs nicht gebracht. Da die Literatur des laufenden Jahres zum Teil erst nach Drucklegung des Jahrbuchs eingeht, werden jeweils längere Nachträge zum vergangenen Jahr erforderlich. Um diese zu vermeiden, wird ab dem nächsten Band (107) des Jahrbuchs das hessische Geologische Schrifttum des jeweils vorvergangenen Jahres hier zusammengestellt. Im Jahre 1979 wird demgemäß das Schrifttum aus dem Jahre 1977 veröffentlicht werden.

Bohrprobenlager Villmar-Aumenau

Die nachfolgende Aufstellung ergänzt die im Geologischen Jahrbuch Hessen, **104**: 321—328 u. **105**: 294 veröffentlichte Zusammenstellung von eingelagerten Proben geologisch wichtiger Bohrungen. Erläuterung der Abkürzungen siehe Geol. Jb. Hessen, **104**: 322.

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4520 Warburg	Volkmarsen 1 (1961)	350732	569770	181,65	Buntsandstein: sm. KB	st.
4520 Warburg	Volkmarsen 2 (1961)	350735	569763	118,10	Buntsandstein: sm. KB	st.
4719 Korbach	Conti I (1954)	349093	568306	100,00	Perm: z, Unterkarbon: cd 3. KB, A	1987
4719 Korbach	Nordenbeck 1 (1961)	348926	568036	131,00	Perm: z, Unterkarbon: cd 3. KB	st.
4719 Korbach	Nordenbeck 2 (1961)	348920	568025	66,00	Quartär, Perm: z. KB	st.
4824 Hessisch Lichtenau	Schemmern 1 (1977)	355705	566519	118,20	Buntsandstein: su, Perm: z, Unterkarbon: cd 3. KB	1987
4923 Altmorschen	Knüllw.-Rengshsn. (1977)	353733	565306	402,70	Buntsandstein: su, Perm: z, ? Unterkarbon. KB	1987
4925 Sontra	C/77—B 3 (1977)	356048	566017	47,40	Perm: z. KB	1982
4925 Sontra	C/77—B 5a (1977)	356105	565869	42,30	Perm: z. KB	1982
4925 Sontra	C/77—B 6 (1977)	356208	565648	33,25	Perm: z. KB	1982
4925 Sontra	C/77—B 10 (1977)	356402	565849	68,20	Perm: z, r. KB	1987
4925 Sontra	C/77—B 11 (1977)	356615	565835	59,80	Perm: z. KB	1982
5019 Gemünden (Wohra)	Schiffelbach (1963)	349894	564687	241,03	Buntsandstein: su, Perm: z, ? Unterkarbon: cd 3. KB	1987
5020 Gilserberg	Jesberg (1962)	351099	564890	135,00	Buntsandstein, Perm: z, Unterkarbon: cd 3. KB	1987
5020 Gilserberg	Gilserberg (1965)	350572	564589	131,00	Buntsandstein: su, Perm: z, Unterkarbon: cd 3 oder Devon. KB	1987
5416 Braunfels	B/77—B 4 (1977)	345386	559668	50,60	Devon. KB	1982
5515 Weilburg	B/77—B 1 (1977)	344122	559252	50,00	Devon: dm. KB	1982
5515 Weilburg	B/77—B 2 (1977)	344329	559335	50,00	Devon: dm. KB	1982
5515 Weilburg	B/77—B 3 (1977)	344845	559035	49,70	Devon: dm. KB	1982
5516 Weilminster	B/77—B 5 (1977)	345418	559551	46,50	Devon. KB	1982
5615 Villmar	BH/77—B 1 (1977)	344672	558024	40,00	Devon. KB	1982
5615 Villmar	BH/77—B 2 (1977)	344681	558013	58,50	Devon. KB	1982
5919 Seligenstadt	A/77—B 3 (1977)	349531	555047	12,00	Quartär, Tertiär. KB	1982
5919 Seligenstadt	A/77—B 6 (1977)	349454	554990	12,00	Quartär, Tertiär. KB	1982
5919 Seligenstadt	A/77—B 11 (1977)	349047	554740	26,40	Quartär, ab 25,70 m ? Tertiär. KB	1982
5919 Seligenstadt	A/77—B 13 (1977)	349111	554590	36,00	Quartär, ab 35,10 m ? Tertiär. KB	1982
5919 Seligenstadt	A/77—B 15 (1977)	348940	554210	54,90	Quartär, ab 53,45 m ? Tertiär. KB	1982
5919 Seligenstadt	A/77—B 22 (1977)	349852	554258	24,00	Quartär, Tertiär: plio. KB	1982

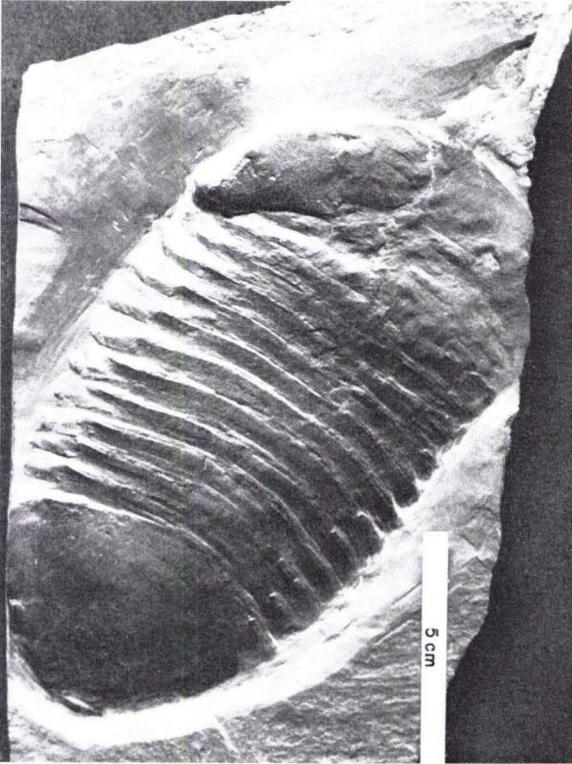
Stand 31. 12. 1977

GERNOT HÜHNER

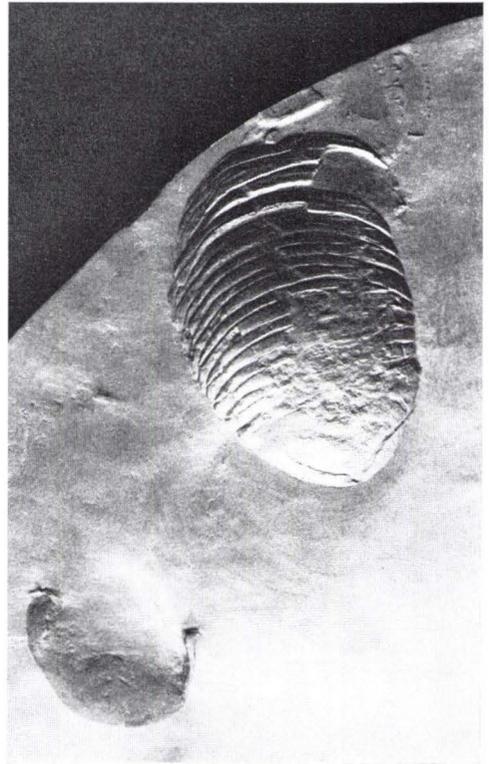
Tafeln 1-30

Tafel 1

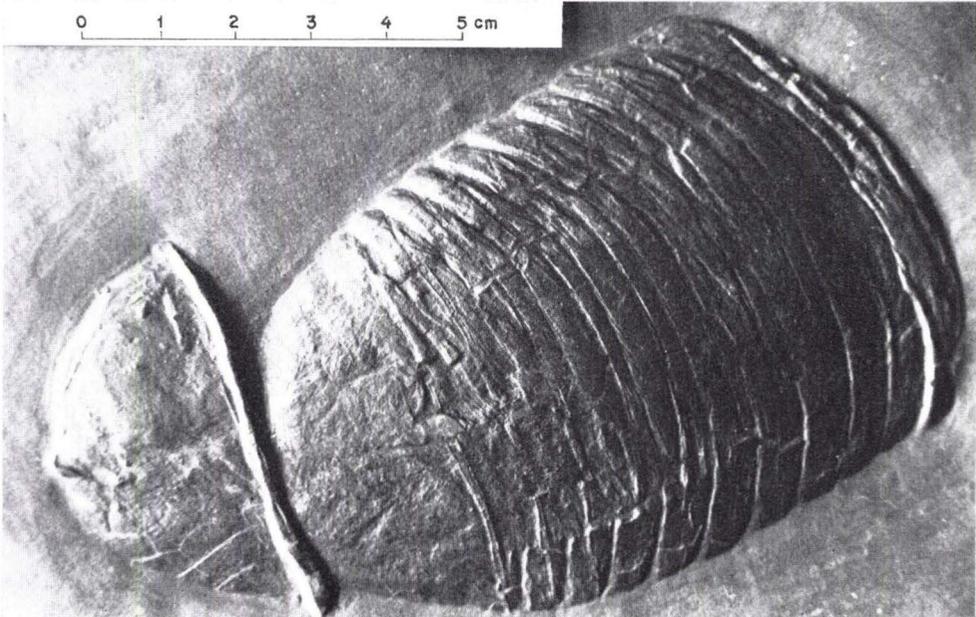
- Fig. 1. *Parahomalonotus planus*, vollständiges Exemplar, aus dem Hunsrückschiefer des Taunus. $\frac{1}{2}$ nat. Größe.
Slg. u. Pröp. F. SCHWEITZER, Westerbürg.
- Fig. 2. Exuvie von *Parahomalonotus planus* aus dem Hunsrückschiefer des Taunus. Das Pygidium wird von einem angeschwemmten Cephalon überlappt (Saltersche Einbettung?). Siehe auch Abb. 1. Nat. Größe.
Slg. u. Pröp. G. BRASSEL, Flensburg.
- Fig. 3. Saltersche Einbettung bei *Parahomalonotus planus* aus dem Hunsrückschiefer des Taunus. $\frac{1}{2}$ nat. Größe.
Slg. u. Pröp. G. BRASSEL, Flensburg.



1



3



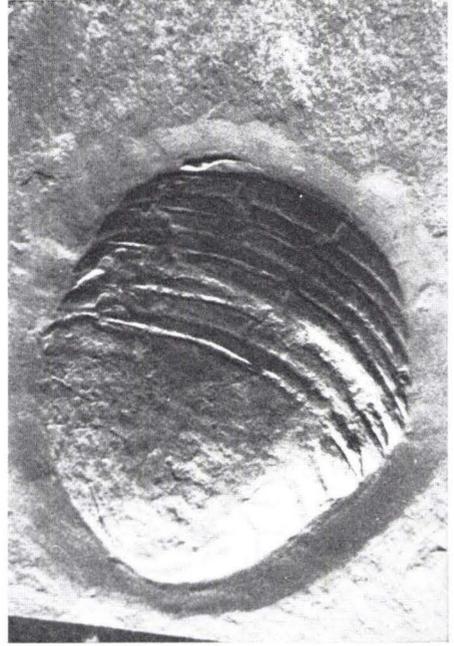
2

Tafel 2

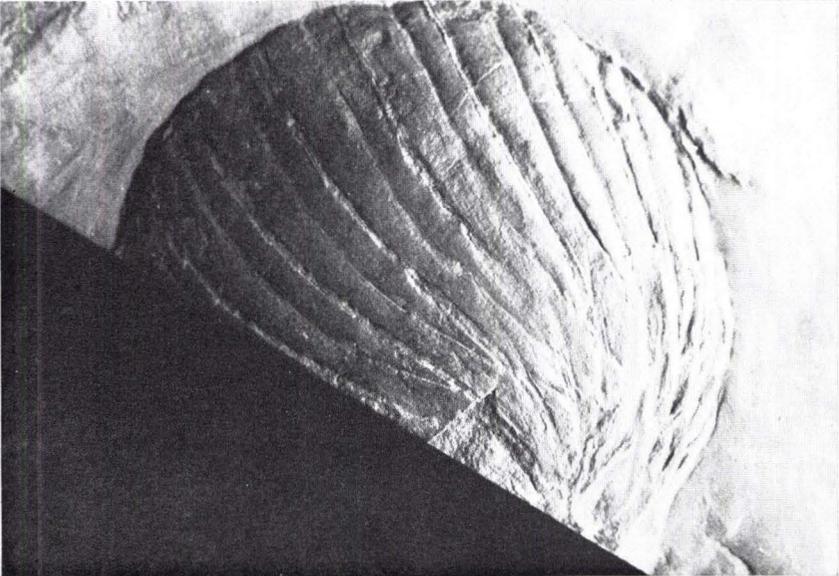
- Fig. 4. Cephalon eines spiroidal eingerollten *Parahomalonotus planus* aus dem Hunsrückschiefer des Taunus. Nat. Größe.
Slg. F. SCHWEITZER, Westerburg, Präp. G. BRASSEL, Flensburg.
- Fig. 5. Pygidium eines spiroidal eingerollten *Parahomalonotus planus* aus dem Hunsrückschiefer des Taunus. $\frac{1}{2}$ nat. Größe.
Slg. F. SCHWEITZER, Westerburg, Präp. G. BRASSEL, Flensburg.
- Fig. 6. Spiroidal eingerollter *Parahomalonotus planus* in Seitenlage aus dem Hunsrückschiefer des Taunus. Nat. Größe.
Slg. F. SCHWEITZER, Westerburg, Präp. G. BRASSEL, Flensburg.



4



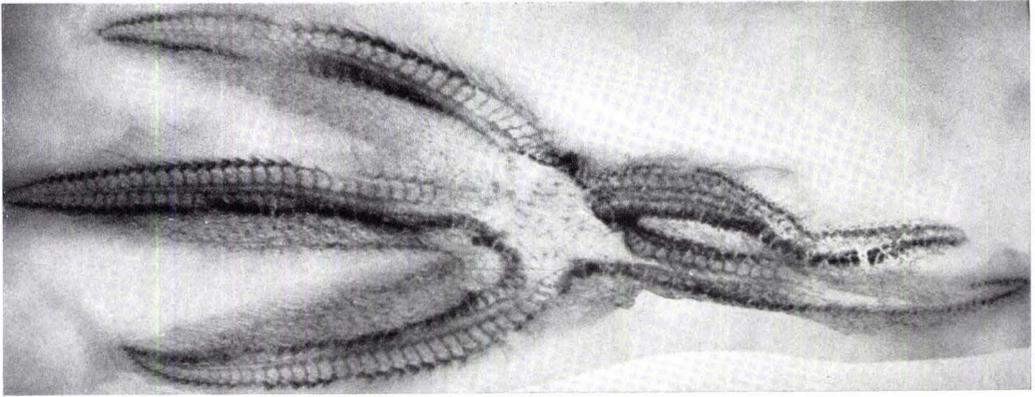
5



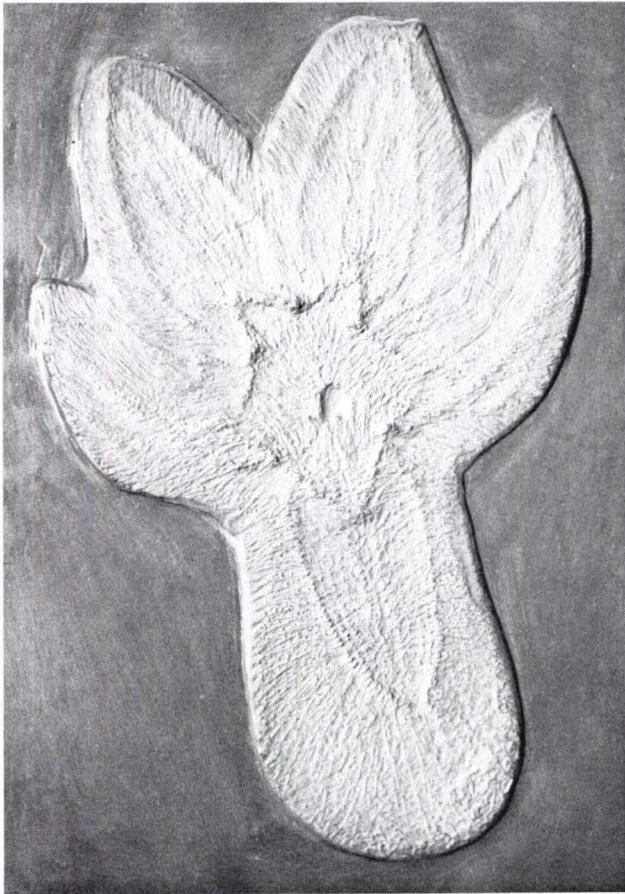
6

Tafel 3

- Fig. 1. *Erinaceaster tenuispinosus* LEHMANN, Hunsrückschiefer, Bundenbach. Bonner Exemplar M 8, Röntgenaufnahme, $\times 0,8$. Aus LEHMANN 1957, Taf. 1 Fig. 4.
- Fig. 2. *Erinaceaster* cf. *spinosissimus* (F. ROEMER). Hunsrückschiefer, Bundenbach. Sammlung J. FATH. Oberflächenaufnahme der Aboralseite. Wahrscheinlich $\times 0,9$.



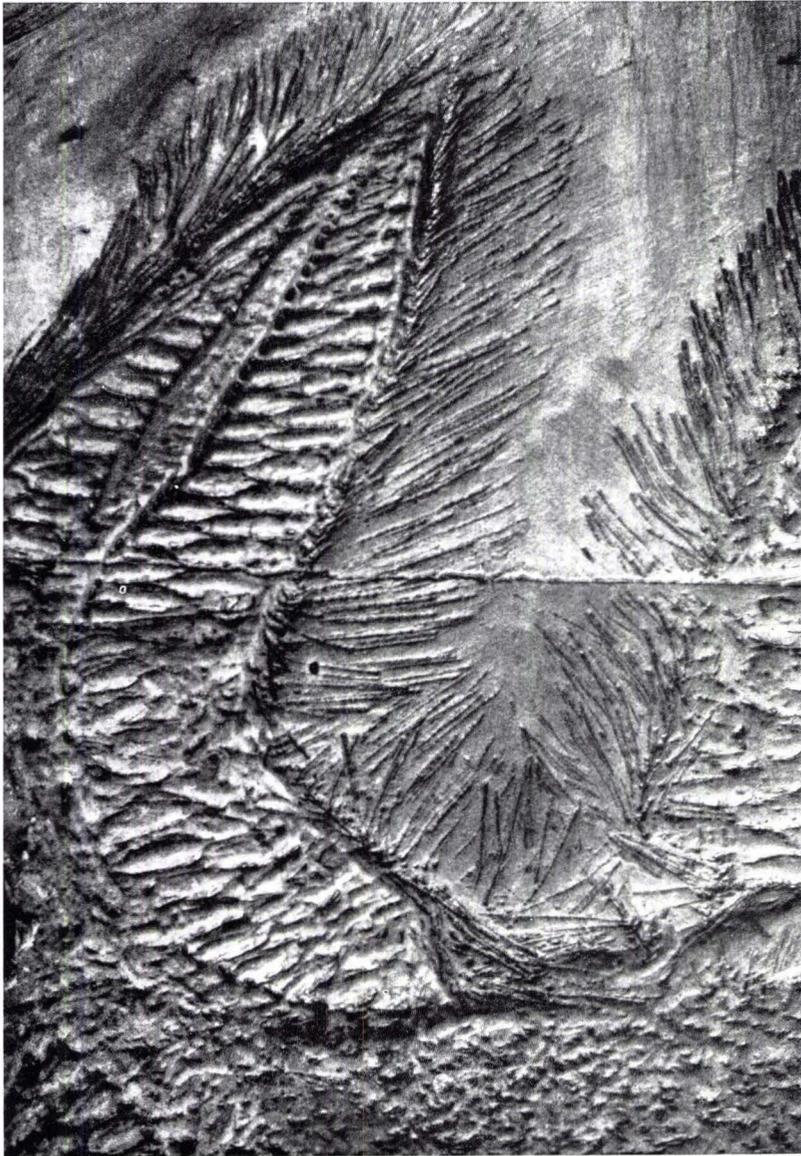
1



2

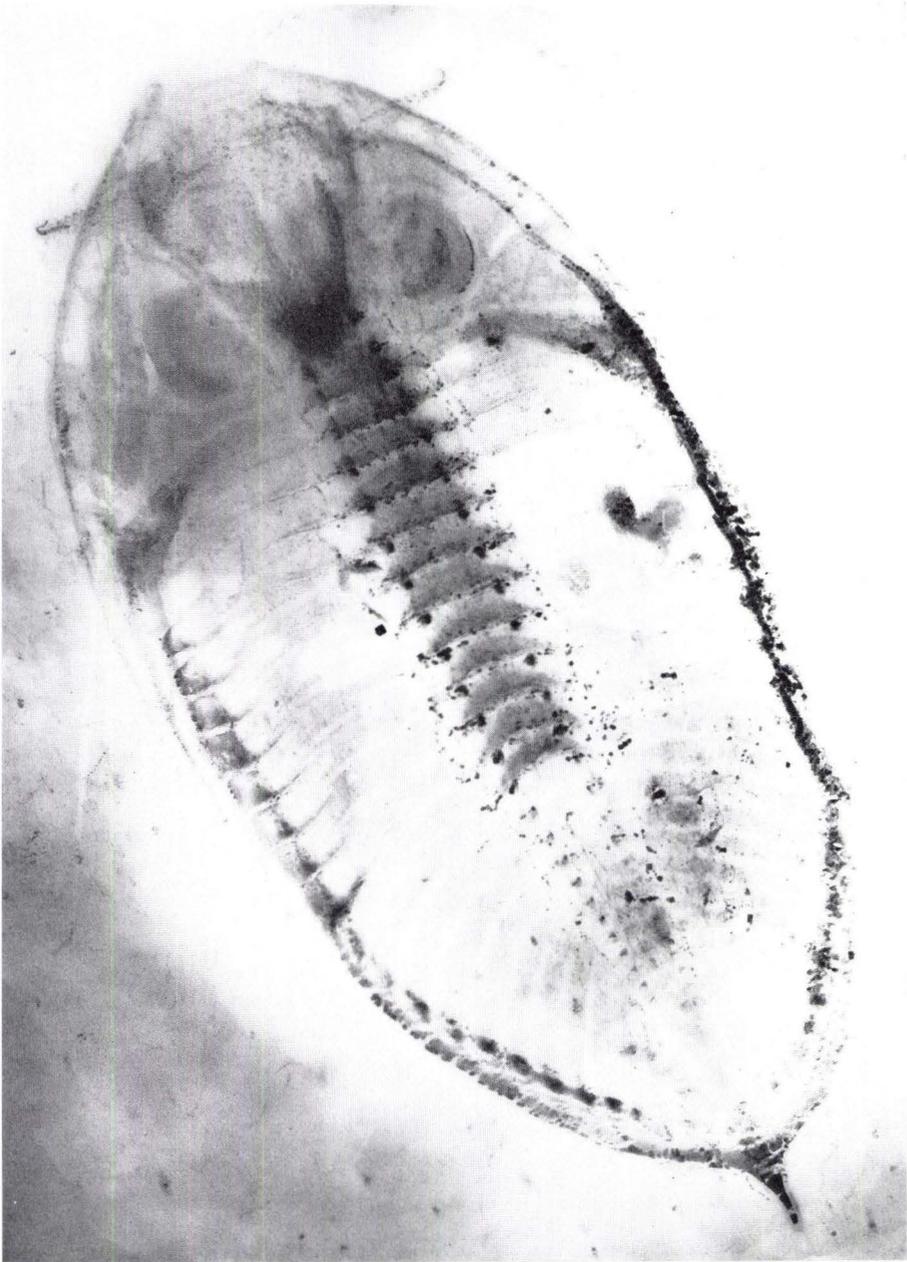
Tafel 4

Erinaceaster giganteus LEHMANN. Berliner Exemplar G. L. 244. Oberflächenaufnahme eines Arms in oraler Ansicht. $\times 1,75$. Aus LEHMANN 1957, Taf. 3.



Tafel 5

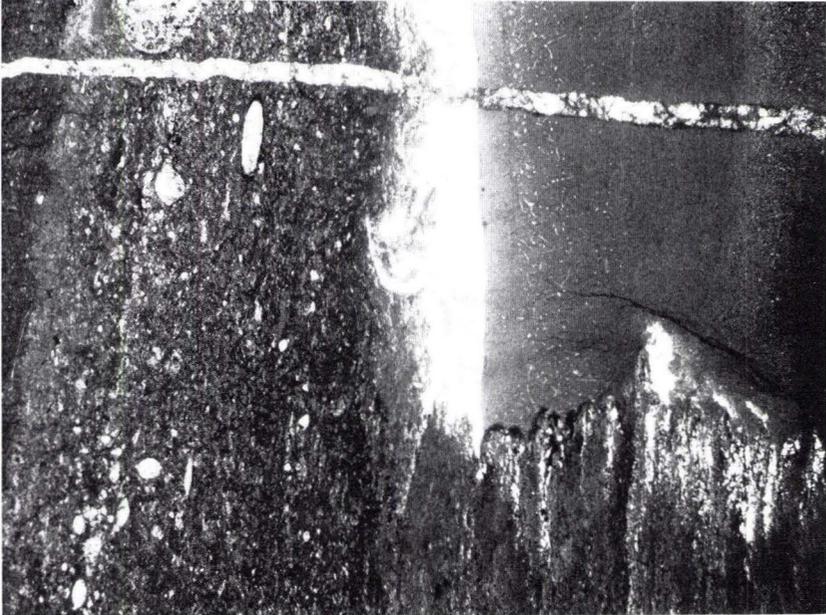
Odontochile rhenanus KAYSER aus dem Hunsrückschiefer. Vollständiges Exemplar aus einer Privatsammlung. 3/4 natürlicher Größe. Röntgenaufnahme von W. STÜRMER, Nr. 4419.



Tafel 6

Dünnschliffaufnahmen (Großschliffe) zum Profil Diana.

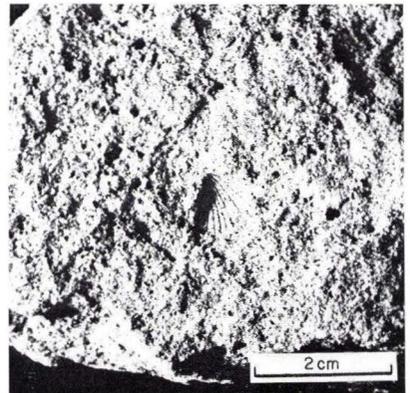
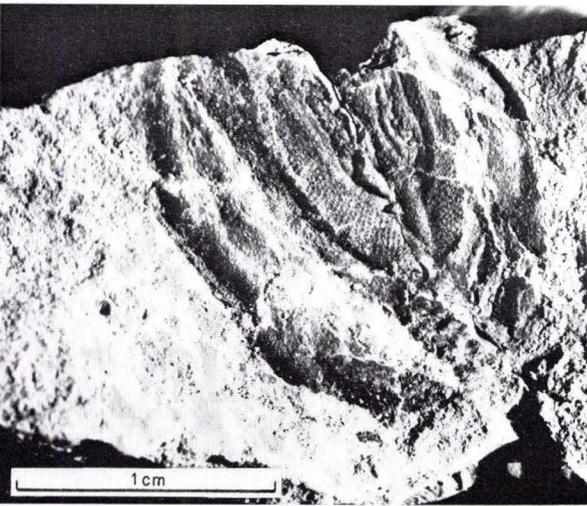
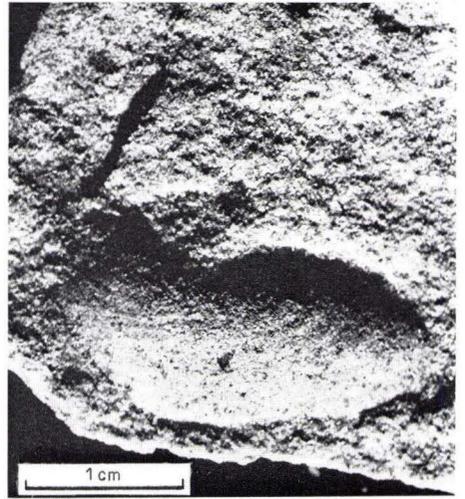
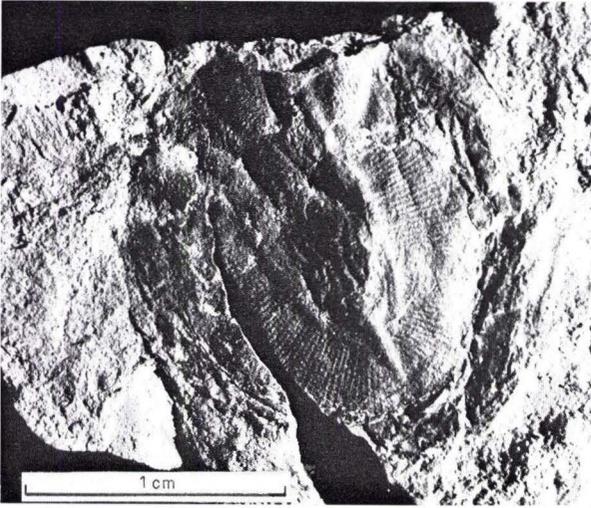
- Fig. 1. Tentaculiten- und ostracodenführender Mikrit mit Grabgängen, die mit Mikrosparit als Internsediment und Sparit (fossile Wasserwaage) ausgefüllt sind. Nähere Erläuterungen im Text: Kap. 5.6., Schichtenfolge, Scht. 28, 0–6 cm über UK. Schliff-Nr. Pal. 48.
- Fig. 2. Mikrosparit mit Cephalopoden (zwei verschiedene Internsedimente, innerhalb der verschiedenen Kammern abgestuft), Crinoiden, Ostracoden, Tentaculiten. Nähere Erläuterungen im Text: Kap. 5.6., Schichtenfolge, Scht. 28, 6–10 cm über UK. Schliff-Nr. Pal. 47.
- Fig. 3. Mikrosparitischer Kellwasserkalk, verzahnt mit Mikrit (unten rechts). Am Rand und besonders unter der Kellwasserkalk-Fazies Sparitbildung. Nähere Erläuterungen im Text: Kap. 5.6., Schichtenfolge, Scht. 30, unterer Teil im Bereich von Fs. 7. Schliff-Nr. Pal. 43.



2

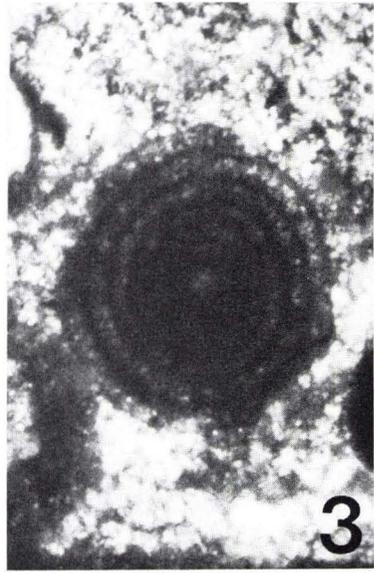
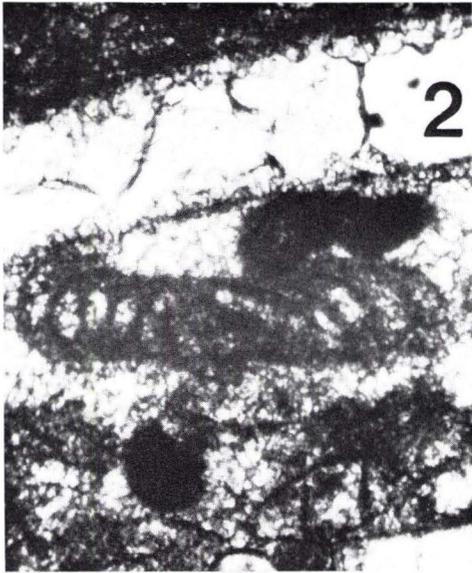
Tafel 7

- Fig. 1. *Halicyne ornata* TRÜMPY
Dorsalansicht des Panzers.
Karlshafen/Trendelburger Schichten, oberer Teil.
N-Hang Grauer Berg S Volkmarsen.
- Fig. 2. *Halicyne ornata* TRÜMPY
Bruchstück des Panzers, Dorsalansicht.
Fundpunkt wie Fig. 1.
- Fig. 3. *Myoconcha gastrochaena* (GIEBEL)
Stammener Schichten.
Fundpunkt 1 E Rhoden.
- Fig. 4. *Myoiphoria costata* (ZENKER)
Stammener Schichten.
Fundpunkt wie Fig. 3.



Tafel 8

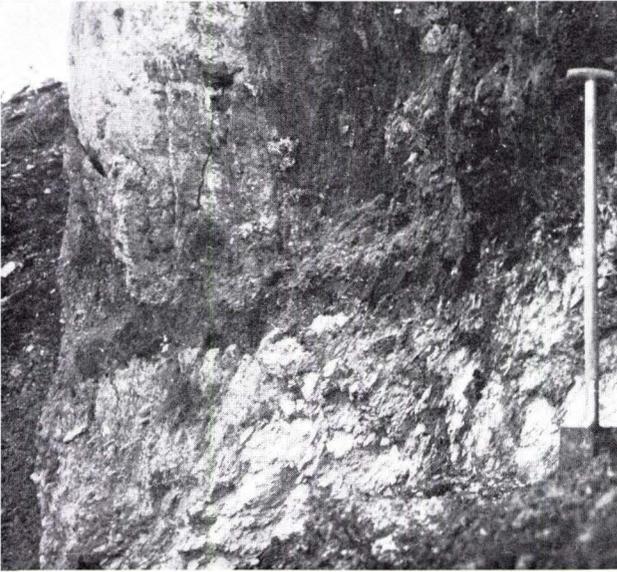
- Fig. 1. Querschnitte durch zwei agglutinierende Foraminiferen der Gattung *Glomospirella* PLUMMER 1945; Proben im Geol.-Paläont.-Inst. der Univ. Frankfurt a. M.; Originalgröße der Foraminiferen ca. 0,5–0,8 mm; Vergrößerung ca. 88×; Ausschnitt aus einem komponentenreichen Kalk des Gelben Zwischenmittels (Oolithzone, μ_1) bei Dietershausen/Rhön (TK 25, Bl. 5424 Fulda; R 35 56 84, H 55 97 10).
- Fig. 2. Querschnitt durch *Glomospirella* PLUMMER 1945; Originalgröße der Foraminifere ca. 0,7 mm; Vergrößerung ca. 83×; stratigraphisches Niveau und Fundort wie bei Fig. 1; die Foraminifere liegt hier unter einer sparitisierten Muschelschale.
- Fig. 3. Schnitt durch eine agglutinierende Foraminifere der Gattung *Ammodiscus* REUSS 1862; Originalgröße der Foraminifere ca. 0,3 mm; Vergrößerung ca. 123×; Ausschnitt aus einem komponentenreichen, oolithischen Kalk der Mittleren Schaumkalkbank (μ_2) bei Dietershausen (R 35 57 26, H 55 97 18).



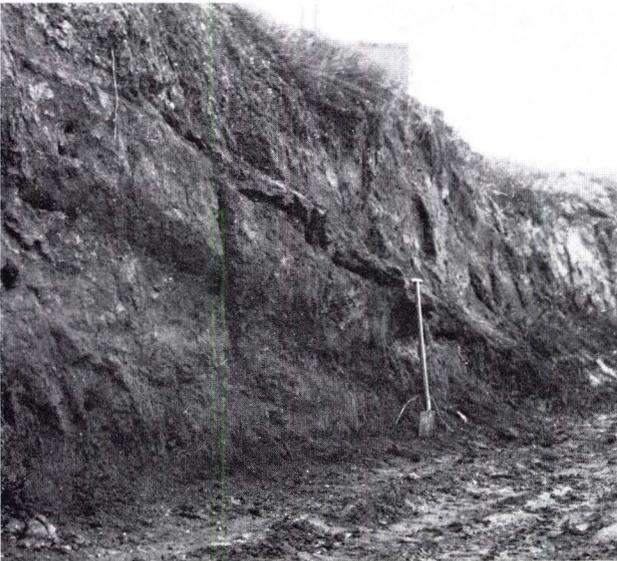
Tafel 9

Tagebau Kirchgrube bei Geisenheim am Rhein. S-Wand, oberer Teil.

- Fig. 1. Auflagerung von sandig-kiesigem bis konglomeratischem Geisenheimer Meeressand auf kaolinisierten Bunten Schiefen. Profil 1. (Punkt I der Abb. 1.)
- Fig. 2. Geisenheimer Meeressand mit Austerbank (in Höhe des Spatengriffes). Teil von Profil 2 (Punkt II der Abb. 1).
- Fig. 3. *Pycnodonte (Pycnodonte) callifera* (LAMARCK), rechte Klappen von innen, aus der Austerbank des Profils 2. Foto R. HEUSER.
- Fig. 4. Transgressionskonglomerat des Geisenheimer Meeressandes auf kaolinisierten Bunten Schiefen (letztere im unteren Bildviertel). Höhe des Bildausschnittes etwa 0,5 m. Die besonders hell erscheinenden Komponenten sind gebleichte Schiefer der Unterlage.



1



2



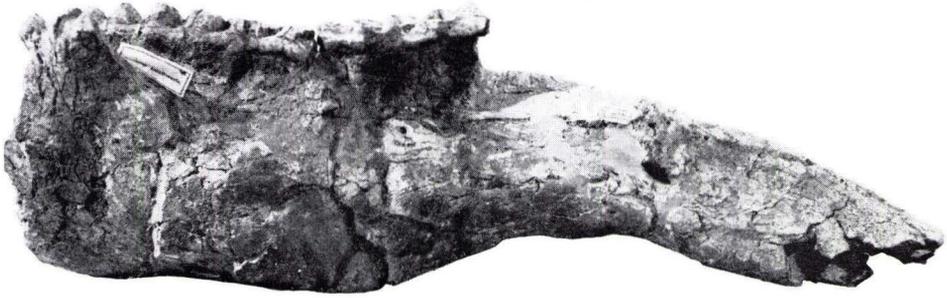
3



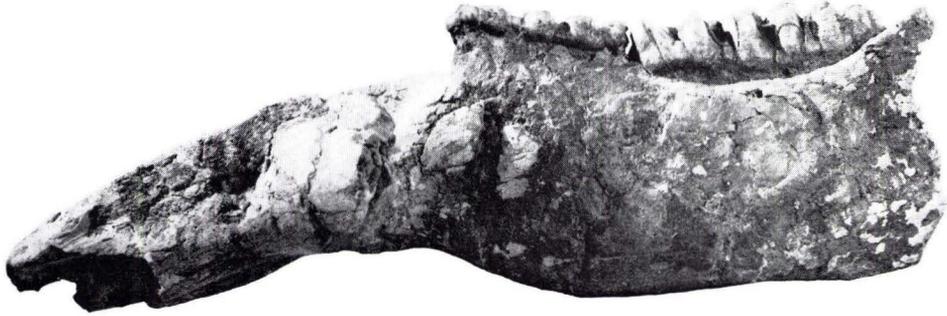
4

Plate 10

Fig. 1. *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832); type mandible with right M_2 and M_3 ; Darmstadt, Hess. Landesmus., Geol.-Pal. Abt., Din 111; Eppelsheim (Rheinhessen); *Dinotherium* sands, Vallesian; a: labial view, b: lingual view, c: occlusal view; all $0.02 \times$; d: right M_2 and M_3 ; occlusal view; $0.35 \times$. (After TOBIEN 1976 a: fig. 29.)



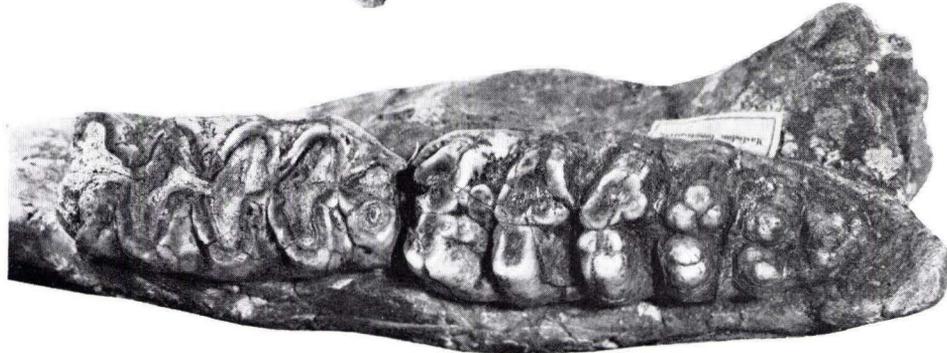
a



b



c



d

1

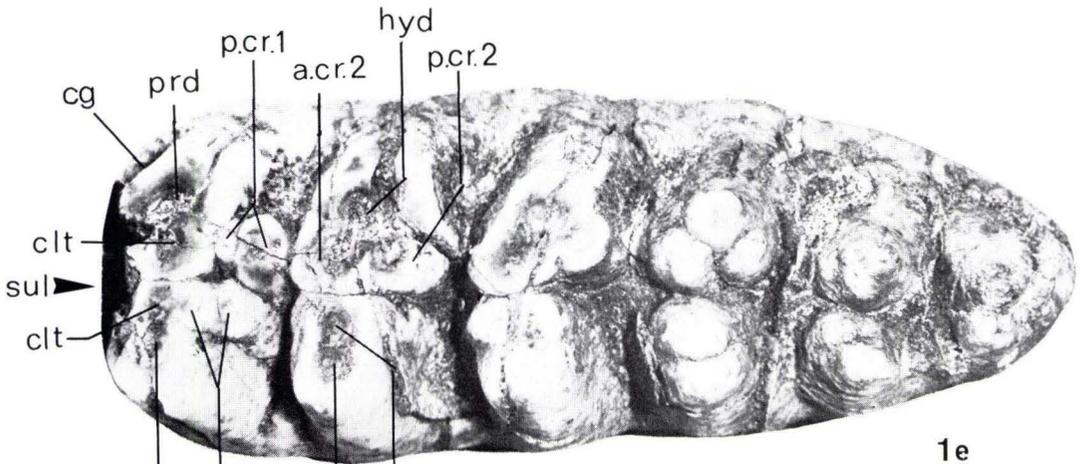
Plate 11

Fig. 1e. See caption pl. 10 fig. 1a—d; right M_2 with structural analysis of crown elements; $0.69 \times$.

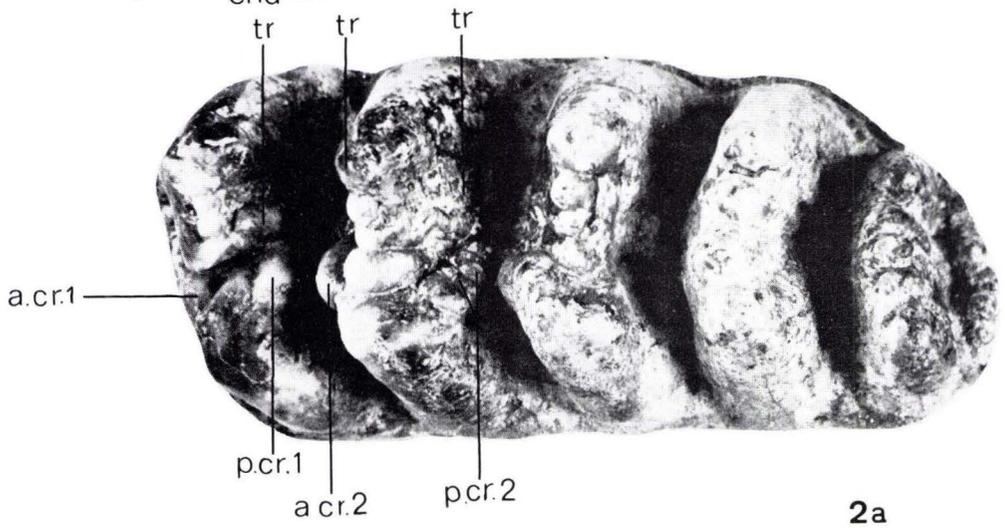
Abbreviations here and on the following figures:

ab:	abaxial	p.cr. 1,2:	posterior crescentoid (= conule) of first or second
ad:	adaxial		pretrite
a.cr. 1,2:	anterior crescentoid (= conule) of first or second	post:	posttrite halfloph(id)
	pretrite	pr:	protocone
ce:	cement	prd:	protoconid
cg:	cingulum	pre:	pretrite halfloph(id)
clt(s):	conelet(s)	sul:	median sulcus
cr:	crescentoid (= conule)	tal:	talon
end:	entoconid	tald:	talonid
hy:	hypocone	tr:	posttrite enamel pillars or secondary trefoils
hyd:	hypoconid		
me:	metacone		
med:	metaconid		
pa:	paracone		

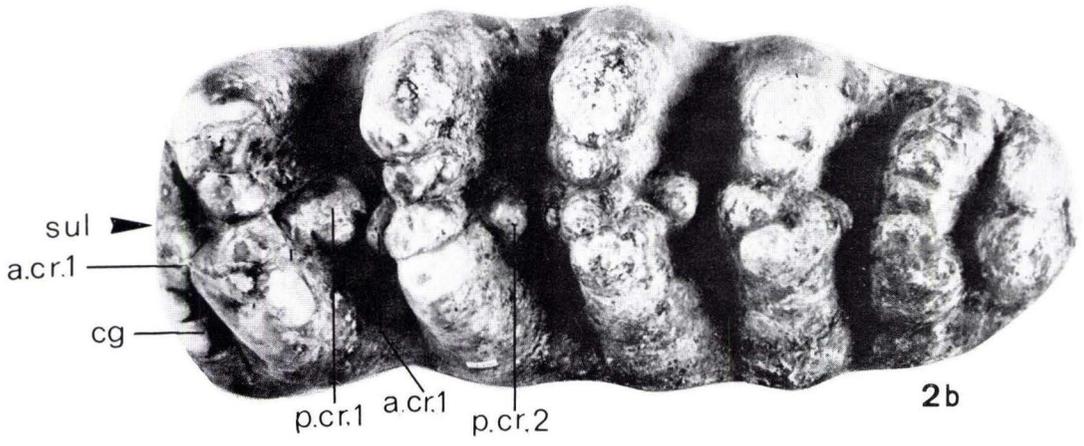
Fig. 2. *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832); M_3 ; Graz, Joanneum; Breitenfeld near Riegersburg (Styria); Lower Pannonian (Vallesium); abbreviations see fig. 1e. a: left M^3 ; $0.51 \times$; b: left M_3 ; $0.51 \times$ (After MORTL 1969: pl. 3, fig. 6, pl. 2, fig. 4). (In fig. 2b for a.cr. 1 read: a.cr. 2.)



1e



2a



2b

Plate 12

- Fig. 2c. See caption pl. 11, fig. 2a—b; right mandible with M_2 and M_3 ; labial view; $0.09 \times$ (after MOTTI 1969: pl. 1, fig. 1).
- Fig. 3. *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832); left mandible with M_2 and M_3 ; Vienna, Mus. Nat. Hist.; ca. $0.16 \times$; Stettenhof near Gösing (Lower Austria); Pannonian; — C. alv. ant.: canalis alveolaris anterior; Cond.: condylus; For. ment.: for. mentale; Mass. ans.: insertion of musc. masseter; Pr. cor.: processus coronoideus; Temp. gr.: insertion of musc. temporalis (after SCHLESINGER 1917: pl. 13 fig. 4), labial view.
- Fig. 4. *Tetralophodon* cf. *maluvalensis* (SARWAR, 1974); transitional specimen *Tetralophodon/Anancus*; anterior view of a shortened mandibular symphysis with rudimentary incisors (I_2); Calcutta, Indian Mus.; $0.26 \times$; Punjab (after LYDEKKER 1880: pl. 43 fig. 2).
- Fig. 5. *Tetralophodon* cf. *maluvalensis* (SARWAR, 1974); transitional specimen *Tetralophodon/Anancus*; anterior view of a shortened mandibular symphysis without incisors; Calcutta, "Indian Mus. no. A 83"; $0.26 \times$; "from near Jabi, Punjab, probably Dhok Pathan fm." (fide OSBORN 1936: caption of fig. 610). (After LYDEKKER 1880: pl. 43 fig. 1.)
- Fig. 6. *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832); anterior view of the mandible, figured pl. 15 fig. 8a—c; Eggenburg (Lower Austria) Krahuletz Mus.; ca. $0.16 \times$; Hohenwarth; Upper Pannonian (\sim Turolian). (After ZAPFE 1957: pl. 25 fig. 3.)

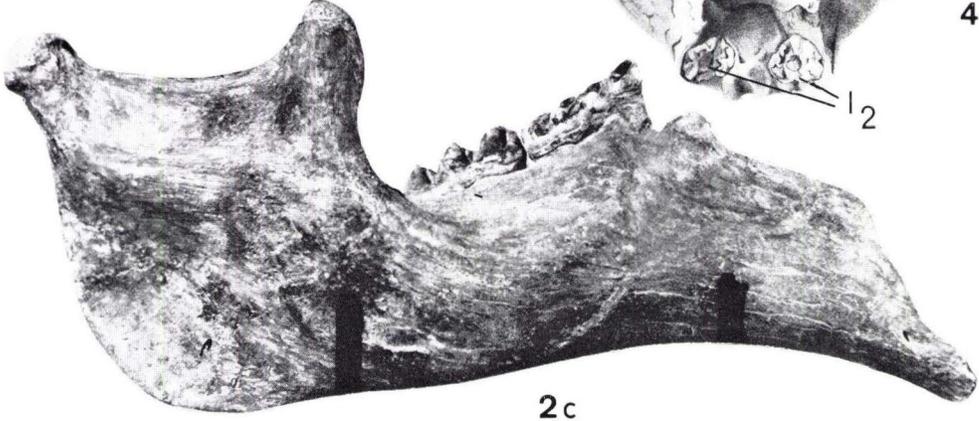
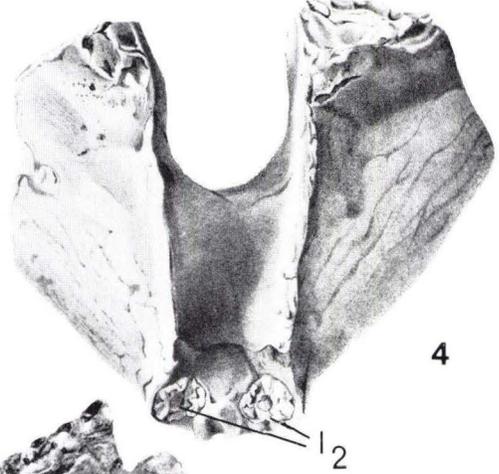
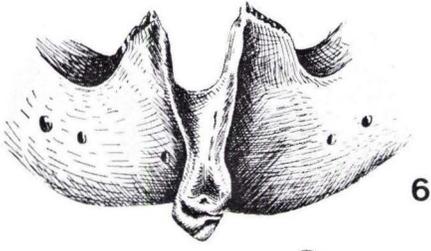
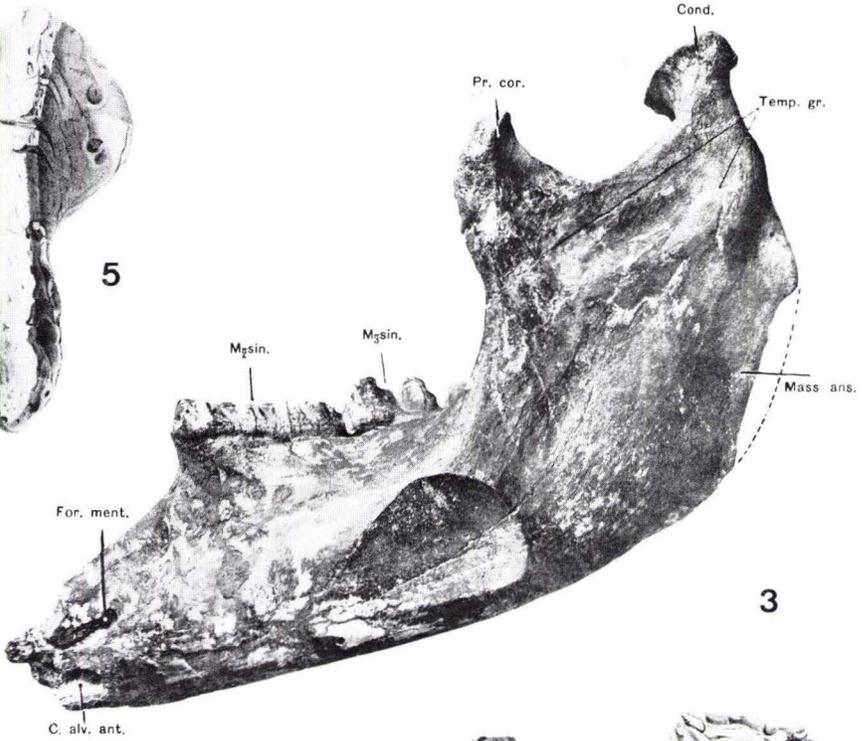
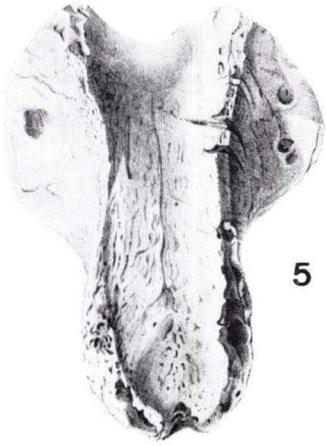
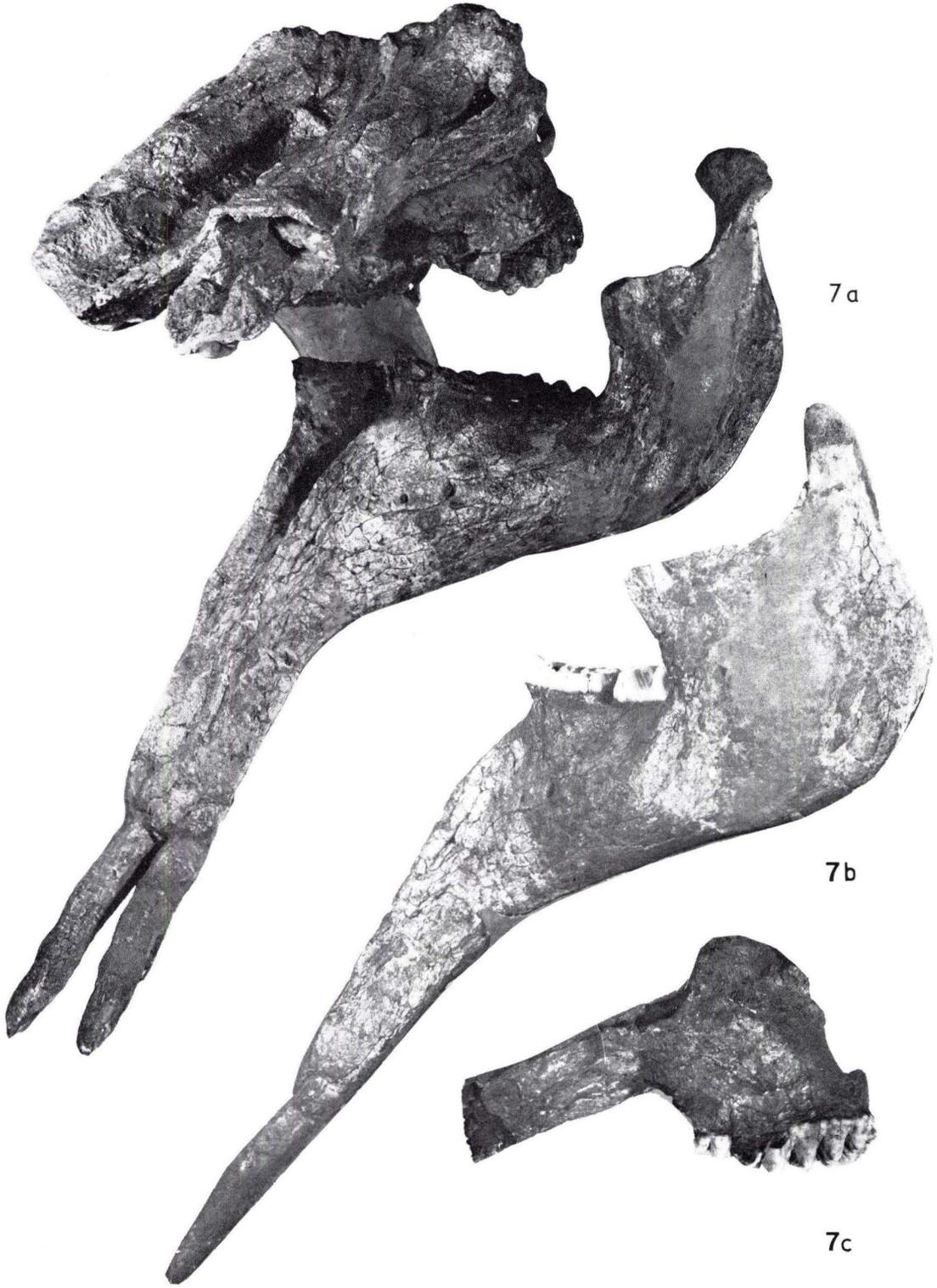


Plate 13

Fig. 7. *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832); palate with M² fragmentary, M³ and the incisor alveoles, mandible with M₂, M₃ and left incisor; (right I₂ reconstructed in plaster); Darmstadt, Hess. Landesmus., geol.-pal. Abt. no. Din 1087; Esselborn near Eppelsheim/Rheinhausen; *Dinotherium* sands (Vallesian) — a: anterior and left view; reduced (after TOBIEN 1976 a: fig. 30); b: mandible with whitened M₂ and anterior part of M₃, labial view; 0.125 ×; c: palate, maxillary with fragmentary left M², complete left M³ (whitened) and the incisor sockets; labial view; 0.12 ×.



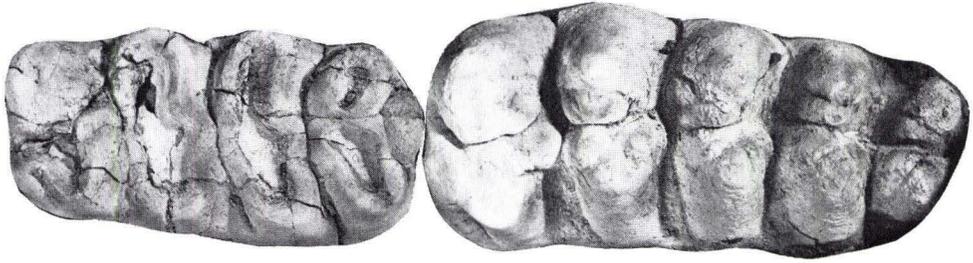
7a

7b

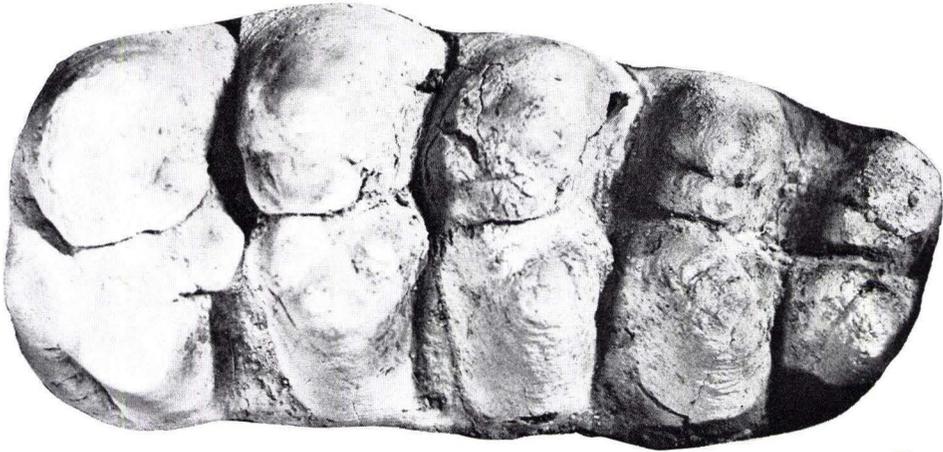
7c

Plate 14

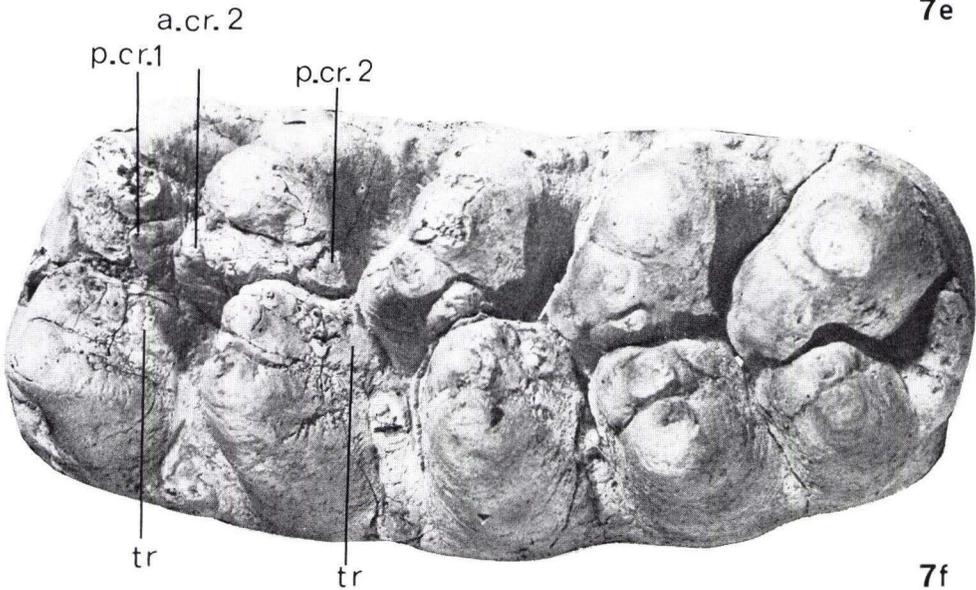
Fig. 7d-f. See caption pl. 13 fig. 7; d: left M_2 and M_3 , occlusal view; $0.39 \times$; e: left M_3 , occlusal view; fifth lophid incomplete, posterior talonid still in alveolo and covered by bone; $0.66 \times$; f: right M^3 , occlusal view; $0.57 \times$.
For explanation of abbreviations see pl. 11.



7d



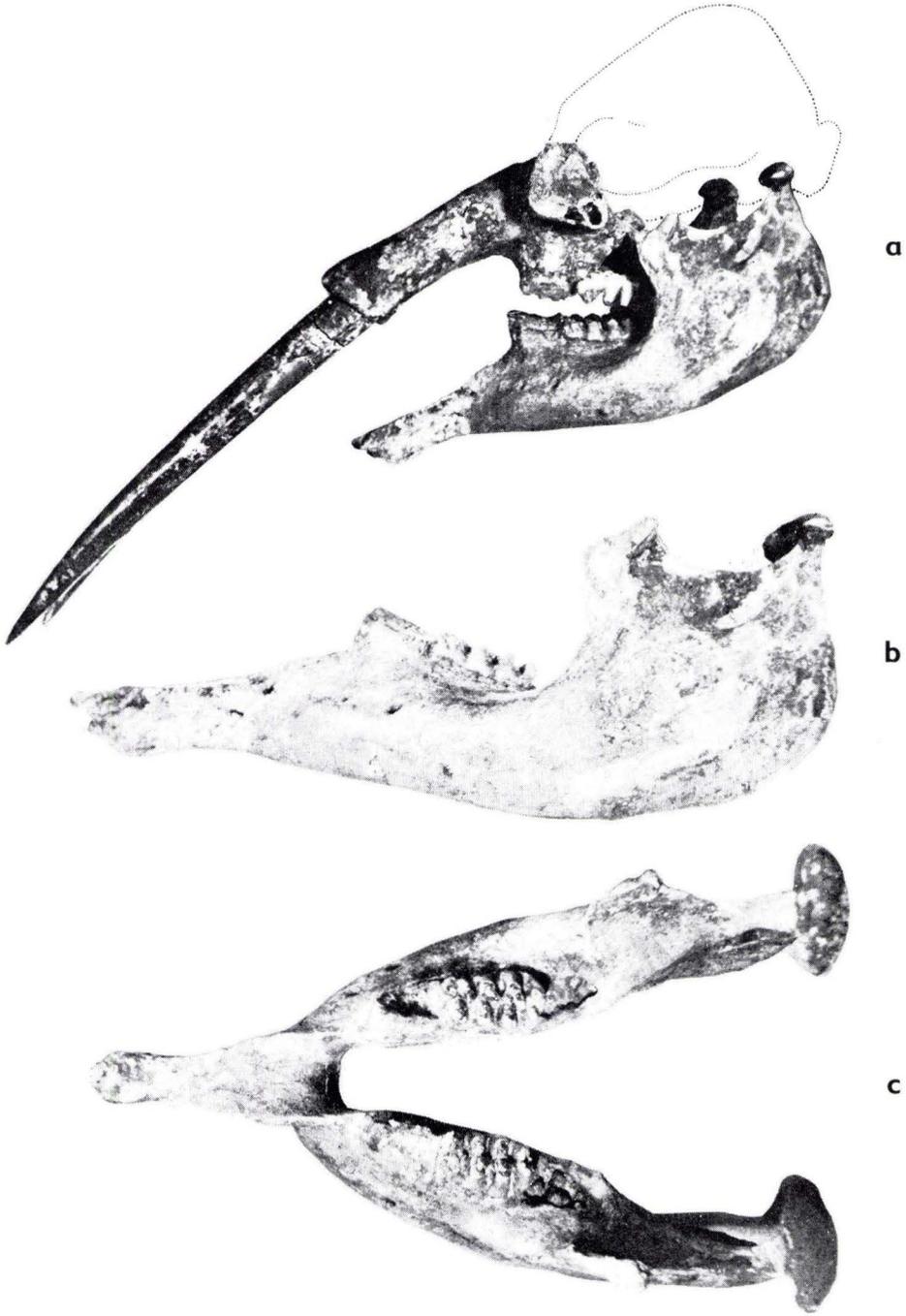
7e



7f

Plate 15

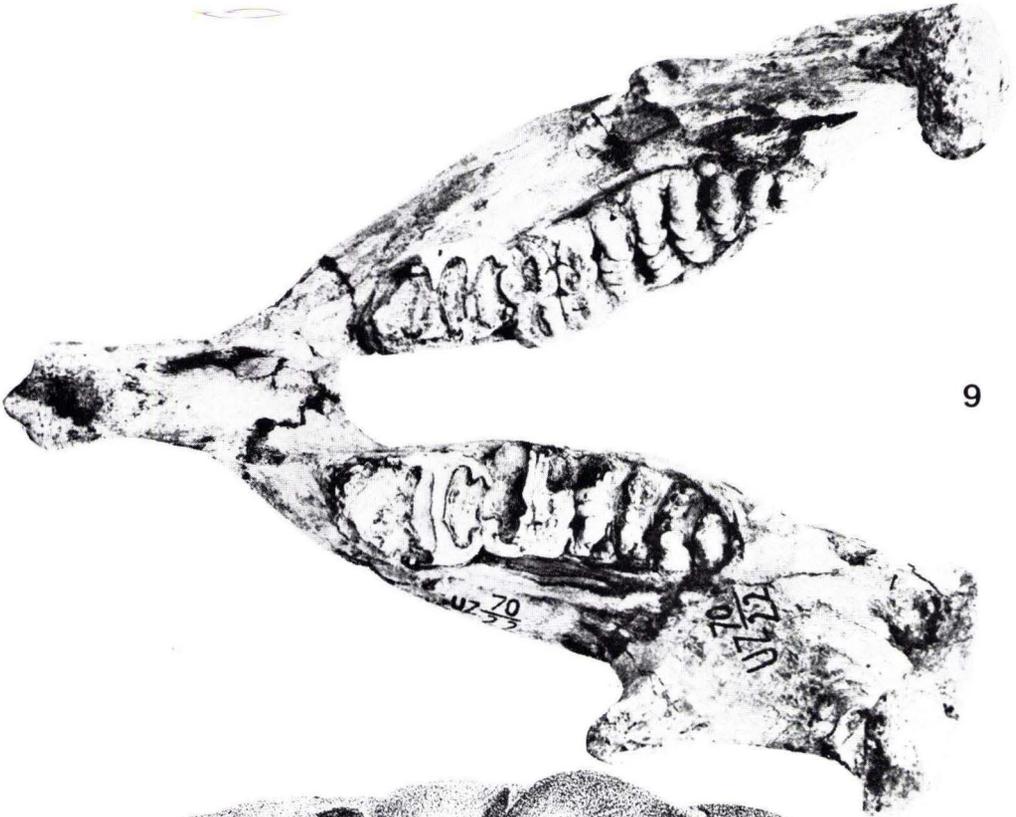
Fig. 8. *Tetralophodon longirostris* (KAUP, 1832); Eggenburg (Lower Austria), Krahuletz-Mus.; Hohenwarth (Lower Austria); Upper Pannonian (~ Turolian); (after ZAPFE 1957: pl. 25); a: parts of the skull with I², M¹, M² and mandible with M₁, M₂, lateral view; ca. 0.075 ×; b: mandible with M₁ (deeply worn) and M₂, lateral view; ca. 0.12 ×; c: the same, occlusal view; ca. 0.12 ×.



8

Plate 16

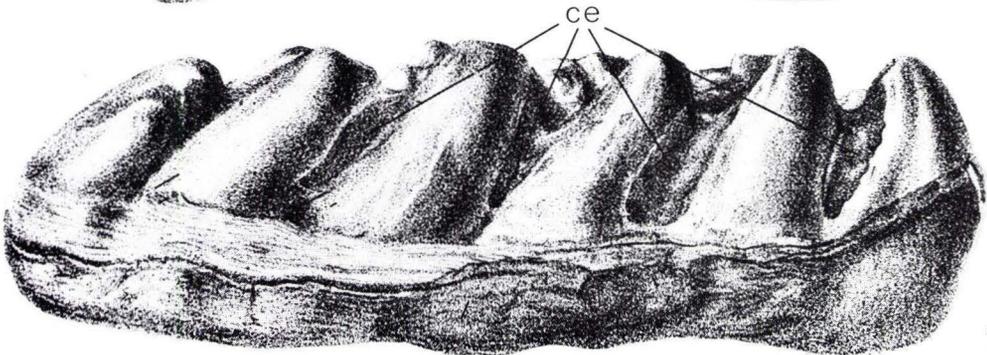
- Fig. 9. *Tetralophodon maluvalensis* (SARWAR, 1974); mandible with M_2 and M_3 ; occlusal view; Lahore, Univ. of the Panjab, Dept. Zool. U. Z. 70/22; ca. $0.18\times$; Maluval, district Jhelum, Panjab; Dhok Pathan fm.; (after SARWAR 1974: fig. 54).
- Fig. 10. *Anancus falconeri* (OSBORN, 1926); cast of left M_3 ; London, Mus. Geol. Soc.; Red or Norwich Crag of Suffolk, England. — a: occlusal view; $0.6\times$; b: lingual view; $0.6\times$. (after FALCONER 1868b: pl. 4 fig. 3, 4.)



9



10a



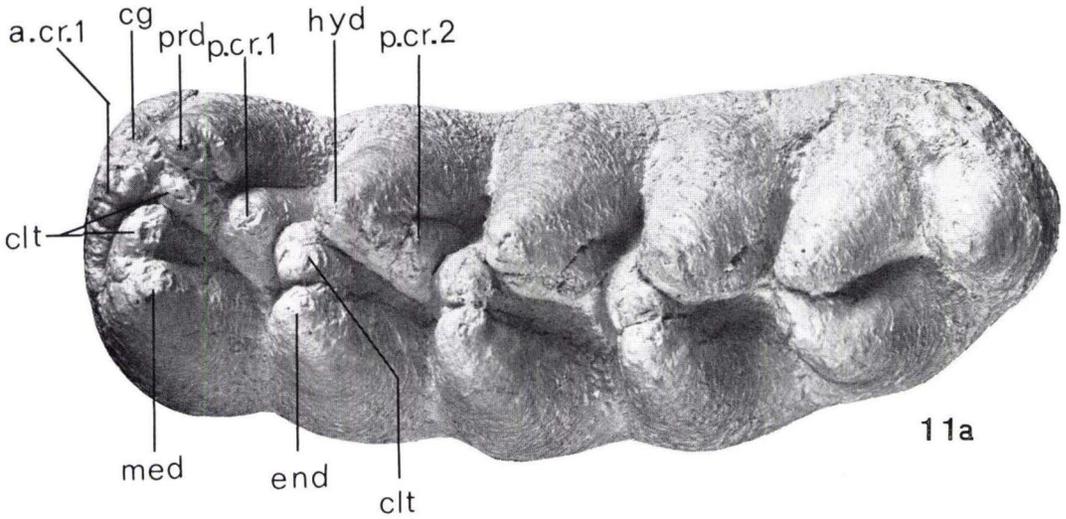
10b

Plate 17

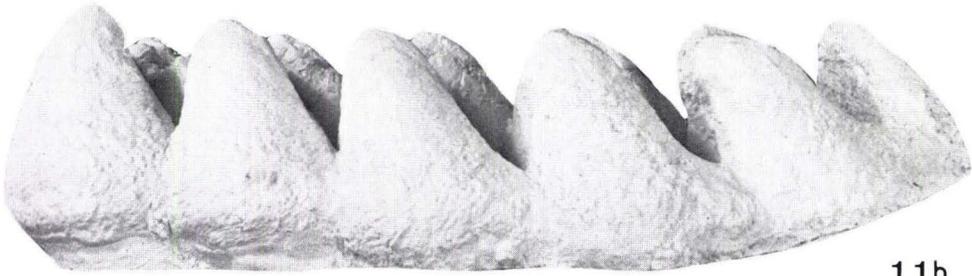
Anancus arvernensis (CROIZET & JOBERT, 1828); Frankfurt/Main, Senckenberg-Mus.; Wölfersheim (north of Frankfurt/Main); Ruscinian (= late Pliocene).

Fig. 11. Cast of right M_3 ; no. of original specimen: Wö 14; a: oclusal view; $0.54 \times$; b: lingual view; $0.54 \times$.

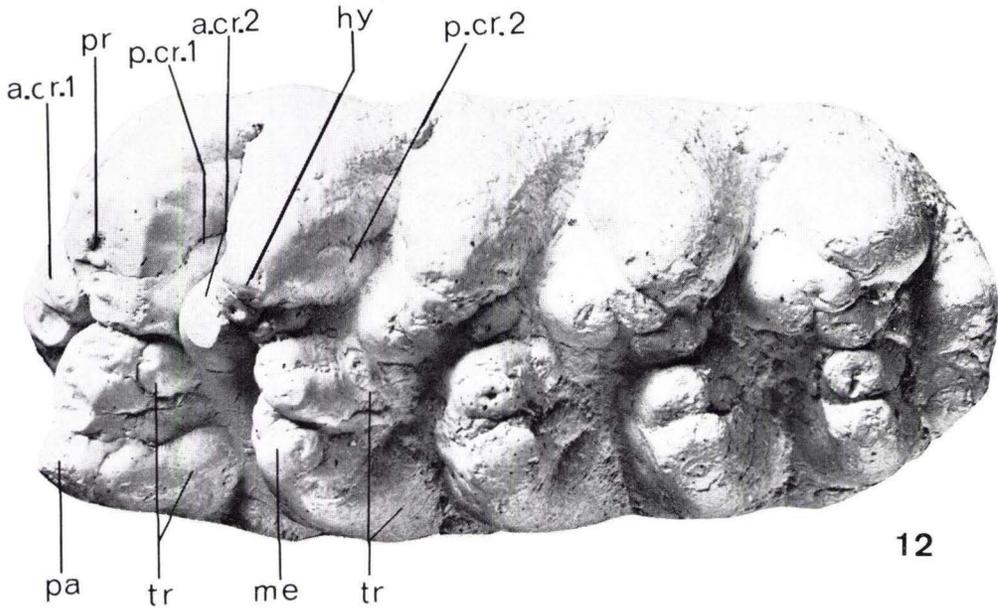
Fig. 12. Cast of right M^3 ; oclusal view; no. of original specimen: Wö 714; $0.63 \times$.
For explanation of abbreviations see pl. 11.



11a



11b



12

Plate 18

- Fig. 13. *Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT, 1828); right M_3 ; occlusal view; Budapest, Hungarian Nat. Mus.; $0.55\times$; Haynacka (Ajnácskö olim), CSSR; Russian (late Pliocene); (after SCHLESINGER 1922: pl. 12 fig. 3).
For explanation of abbreviations see pl. 11; for p. cr. 2 read: p. cr. 1.
- Fig. 14. *Stegotrabelodon grandincisivus* (SCHLESINGER, 1917); skull and mandible reconstructed, strongly reduced; Budapest, Hungarian Geol. Survey; Pestszentlőrincz (Kom. Pest); Upper Pannonian (\sim Turolian) — a: lateral view of skull and mandible; b: occlusal view of mandible (after SCHLESINGER 1922: pl. 1 fig. 1, 2).

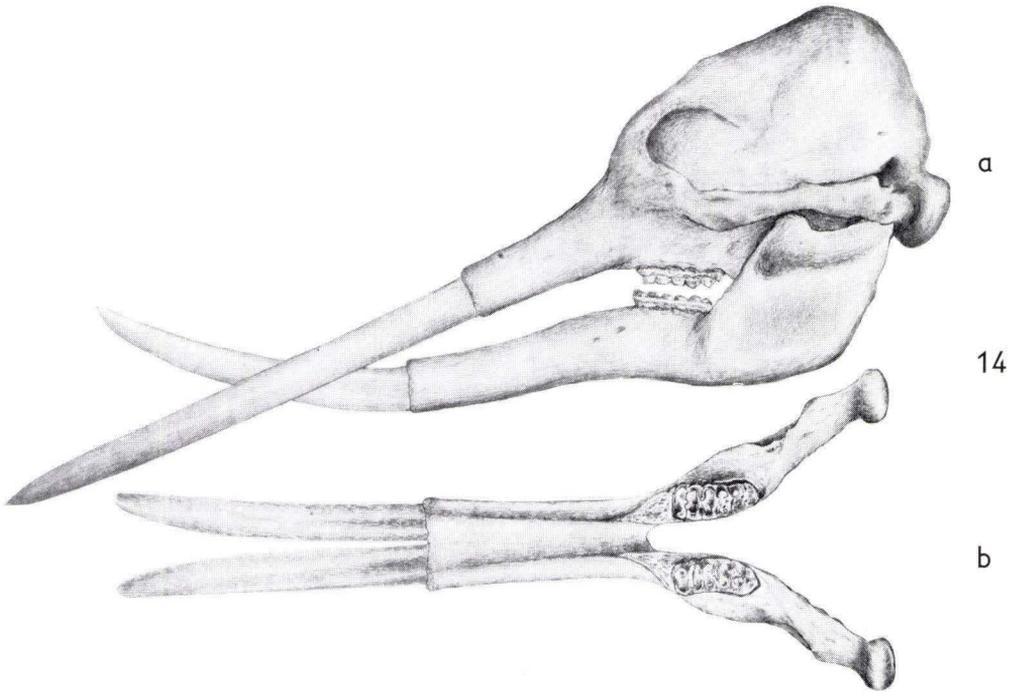
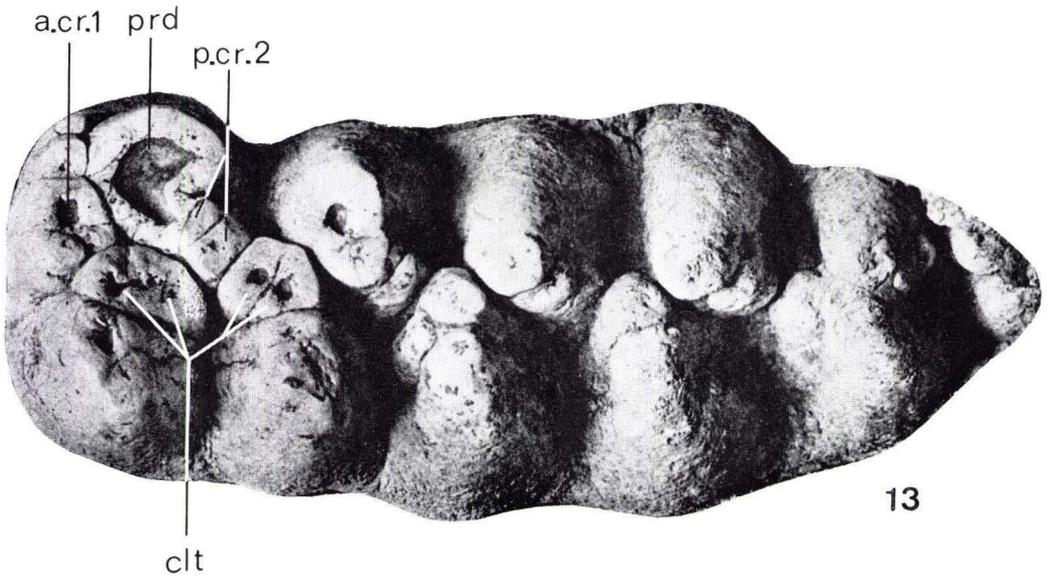


Plate 19

- Fig. 15. *Stegotetabelodon grandincisivus* (SCHLESINGER, 1917); mandible with I_2 and M_3 , incisors placed in front of the symphysis; occlusal view; Sofia, Nat. Hist. Mus.; ca. $0.067 \times$; Orjachovo (= Orehovo), nw of Pleven (Bulgaria); "Sarmatian" (= Pannonian of the Vienna Basin) (after BAKALOV & NIKOLOV 1962: pl. 66).
- Fig. 16. *Tetralophodon* cf. *longirostris* (KAUP, 1832); "grandincisivoid" specimen; mandible with right M_3 , labial view; Graz, Joanneum; $0.1 \times$; Kornberg near Feldbach (Styria); Lower Pannonian (\sim Vallesian) (after MOTTL 1969: pl. 13 Fig. 24).
- Fig. 17. *Tetralophodon* cf. *longirostris* (KAUP, 1832); mandible with I_2 , M_2 and M_3 , labial view; Mainz, Nat. Hist. Mus. no. 1945/235; $0.063 \times$; Bermersheim, near Eppelsheim (Rheinhessen); *Dinotherium* sands, Vallesian; (after KLÄHN 1931: pl. 3 fig. 3b).

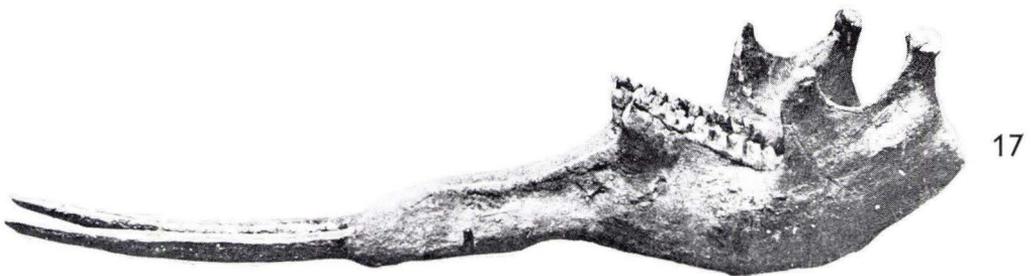
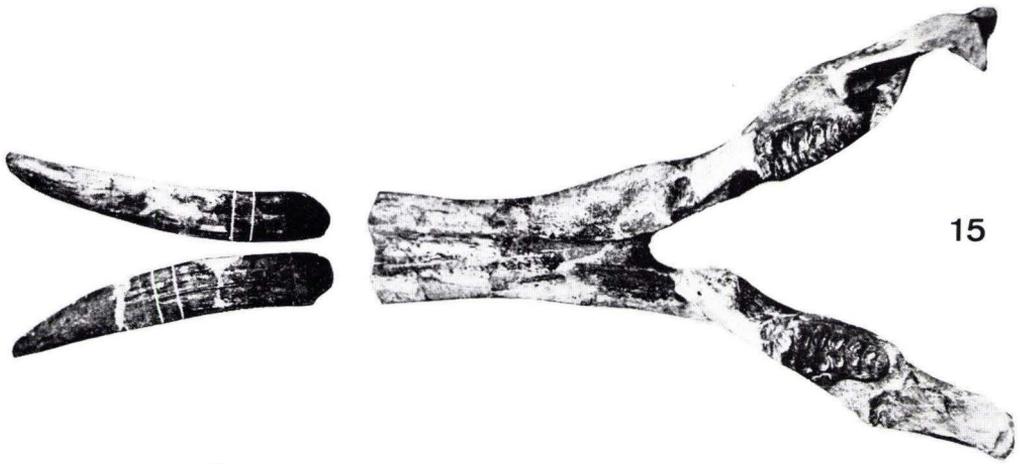


Plate 20

Stegotrabelodon lybicus (PETROCCHI, 1941); Sahabi (Libya); Ruscinian (late Pliocene).

- Fig. 18. Skull and mandible, lateral view, cranial parts above the dotted line reconstructed; Tripoli, Libyan Mus. Nat. Hist.; strongly reduced (after PETROCCHI 1954: pl. 1 fig. 1).
- Fig. 19. Right M_3 , occlusal view; Rome, Geolog. Inst. Univ.; ca. $0.23 \times$ (after MAGLIO 1973: pl. 1 fig. 3).
- Fig. 20. *Stegotrabelodon orbus* (MAGLIO, 1970); right M_3 , occlusal view; Nairobi, National Museum of Kenya, no. LT 359; ca. $0.28 \times$; Lothagam 1, Kenya, early to medial Pliocene (after MAGLIO 1973: pl. 1 fig. 4).
For explanation of abbreviations see pl. 11.

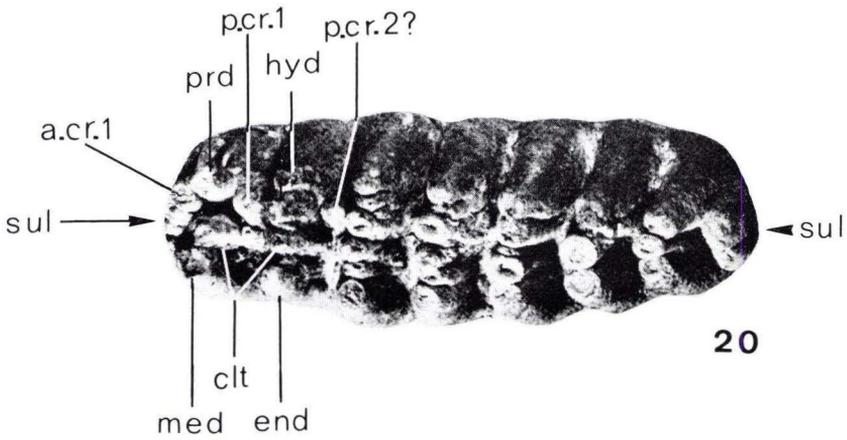
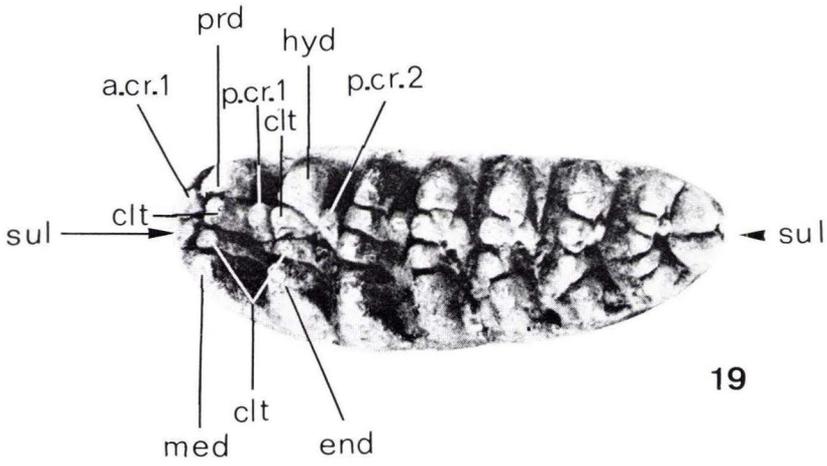
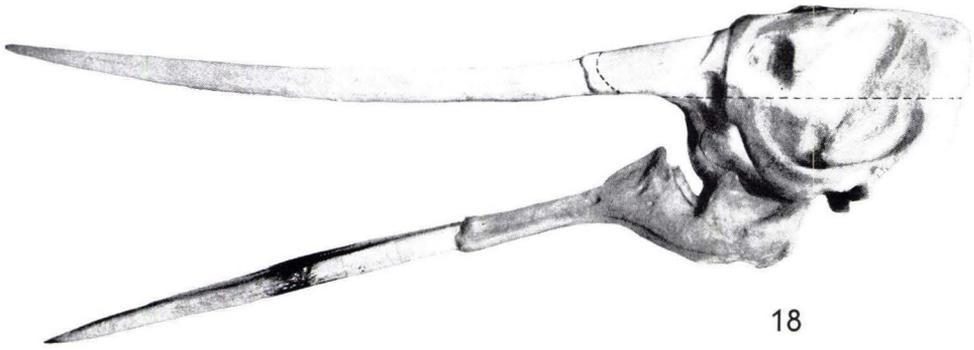
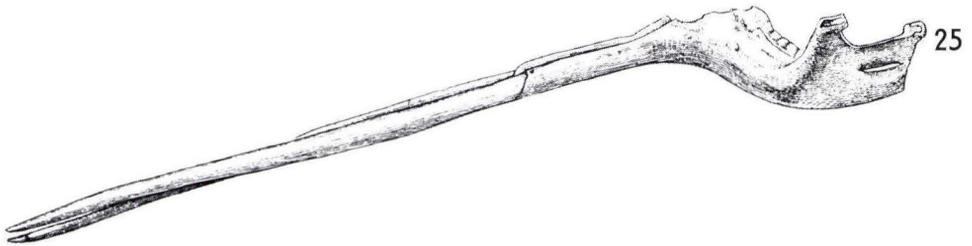
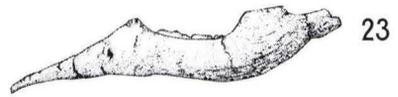
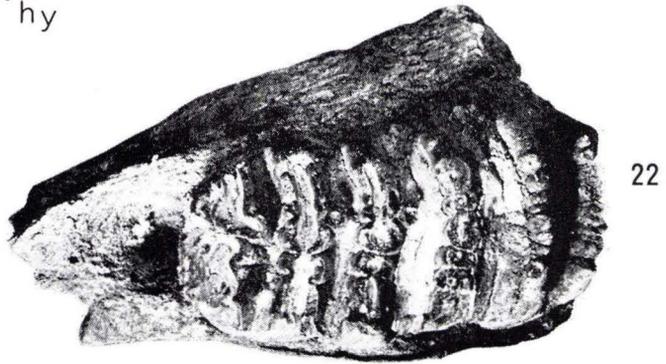
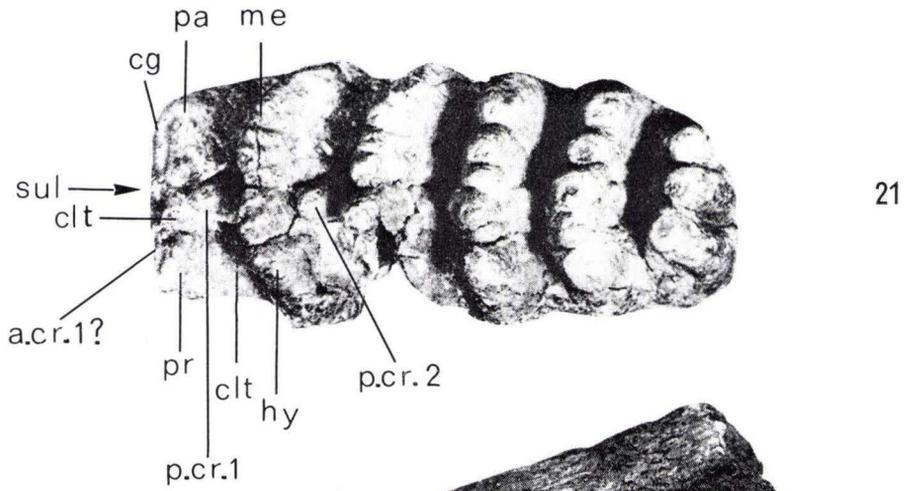


Plate 21

Stegotrabelodon orbus (MAGLIO, 1970); Nairobi, National Museum of Kenya; Lothagam 1, Kenya; later Pliocene.

- Fig. 21. Left M^3 , occlusal view; no. LT 359; ca. $0.35 \times$; (after MAGLIO 1973: pl. 1, fig. 5). For explanation of abbreviations see pl. 11.
- Fig. 22. Mandibular fragment with right M_2 ; occlusal view; no. LT 342; $0.33 \times$ (after MAGLIO 1973: pl. 2 fig. 4).
- Fig. 23—25. Comparison of the mandibles of 23: *Stegodibelodon schneideri* (COPPENS 1972); Paris, Inst. Paléontologie; Menalla (Chad); Pliocene; 24: *Stegotrabelodon orbus* (MAGLIO, 1973); Nairobi, National Museum of Kenya, no. LT 354; Lothagam 1, Kenya; later Pliocene; (see also this pl. fig. 21, 22; pl. 20 fig. 20); 25: *Stegotrabelodon lybicus* (PETROCCHI, 1941); Tripoli, Libyan Mus. Nat. Hist.; Sahabi (Libya); Ruscinian (late Pliocene). All figures strongly reduced (after COPPENS 1972).



Tafel 22

Fig. 1. *Valvata cristata*.

Fig. 2. Operculum von *Bithynia tentaculata*, Innenseite; 2a Außenseite.

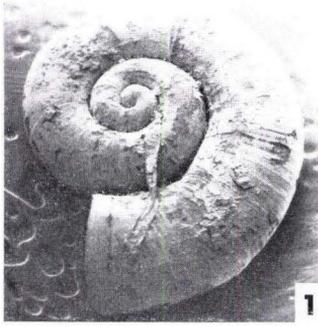
Fig. 3. Operculum von *Bithynia leachii*, Außenseite; 3a Innenseite.

Fig. 4. *Anisus leucostomus*.

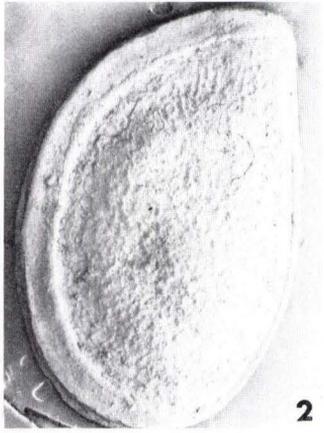
Fig. 5. *Vertigo antivertigo*; 5a Erläuterung der Mündungsarmatur: col = Columellaris, infr = Infracolumellaris, bas = Basalis (klein), pinf = Palatalis inferior, psup = Palatalis superior, ang = Angularis, par = Parietalis.

Fig. 6. *Vallonia pulchella pulchella*.

(Die Vergrößerungsmaßstäbe sind auf jeder Tafel angegeben, in der Regel entspricht der schwarze Streifen 400μ , ausgenommen sind lediglich die Abb. 5a und 11a, hier entspricht dieser Streifen 200μ , er ist in beiden Fällen eingezeichnet.)



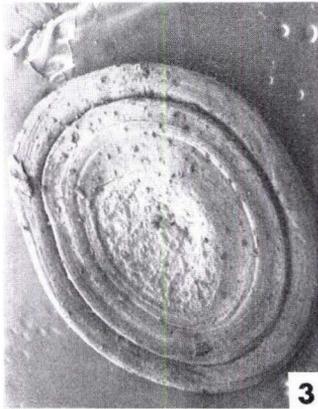
400 μ 



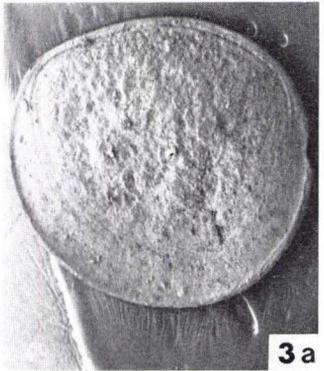
2



2a



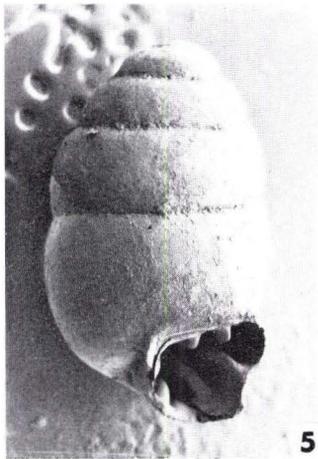
3



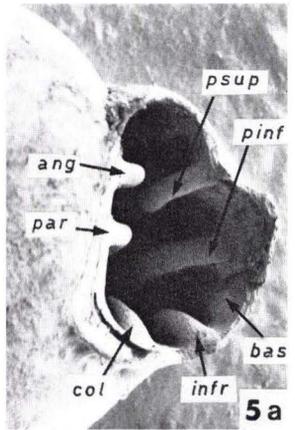
3a



4



5



5a

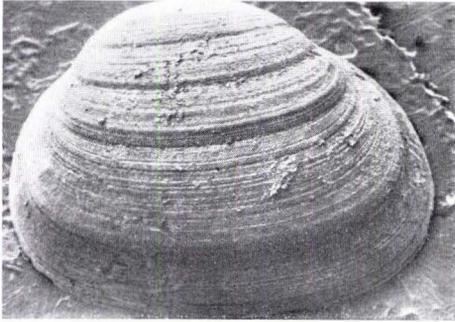
200 μ 



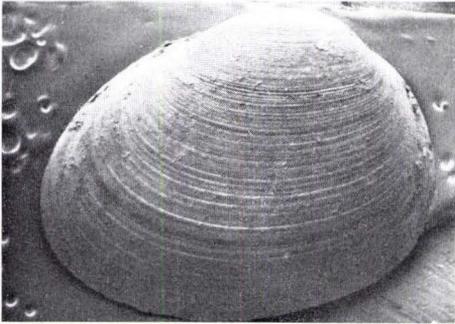
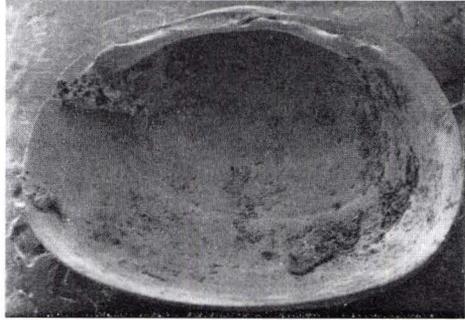
6

Tafel 23

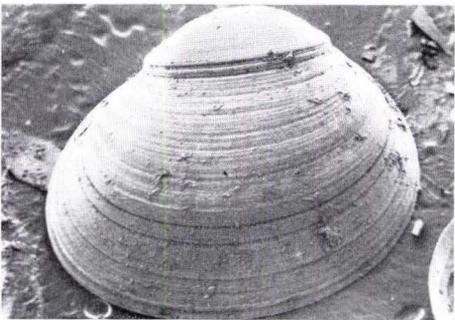
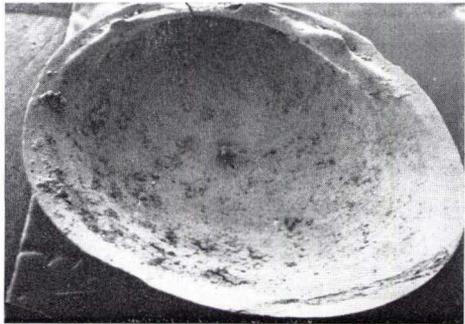
- Fig. 7. *Pisidium milium*, Außenansicht und linke Klappe von innen.
Fig. 8. *Pisidium subtruncatum*, Außenansicht und linke Klappe von innen.
Fig. 9. *Pisidium personatum*, Außenansicht und rechte Klappe von innen.
Fig. 10. *Pisidium obtusale*, Außenansicht und linke Klappe von innen.



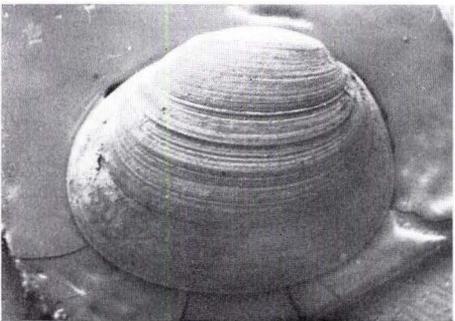
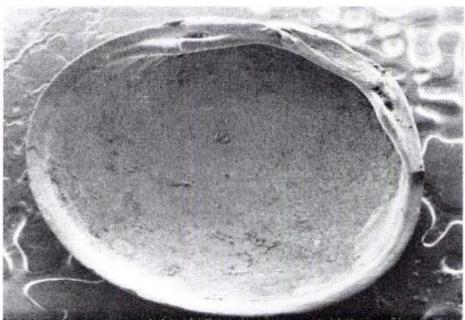
7



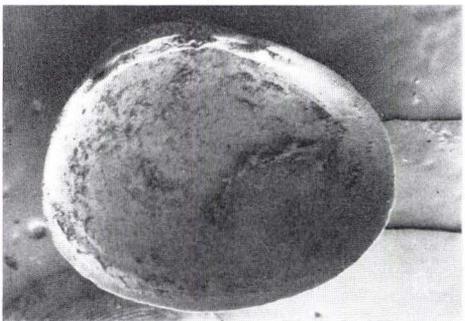
8



9



10

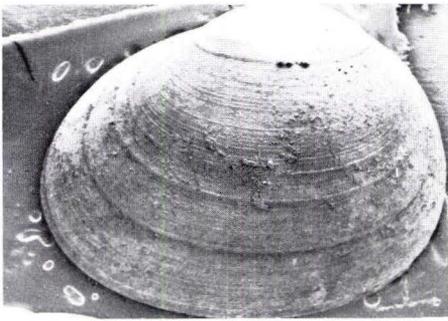


400 μ 

Tafel 24

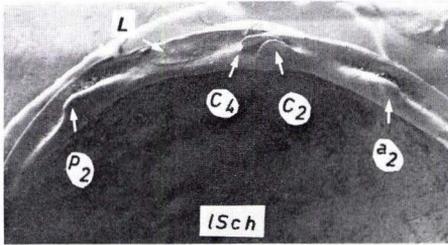
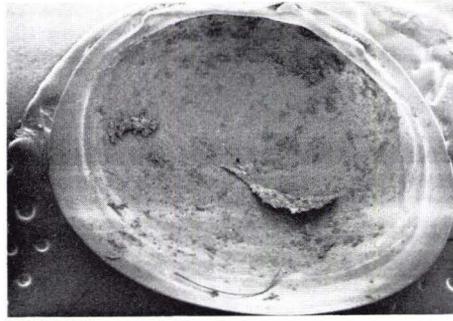
Fig. 11. *Pisidium casertanum*, Außenansicht und linke Klappe von innen.

Fig. 11a. Erläuterung des Pisidienschlosses am Beispiel von *P. casertanum*:
lSch = linke Schale, rSch = rechte Schale, L = Ligamentgrube, C = Cardinalzähne (die geraden Zahlen bezeichnen jeweils die Zähne der lSch), a = vordere Seitenzähne, p = hintere Seitenzähne.



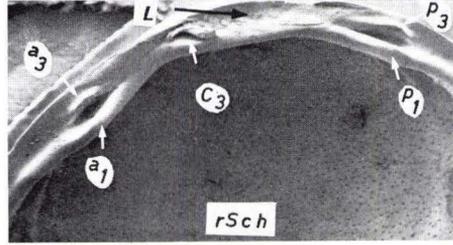
400 μ

11



200 μ

11a

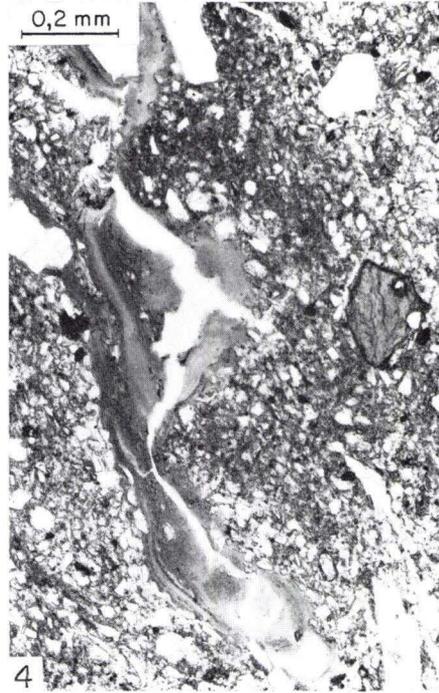
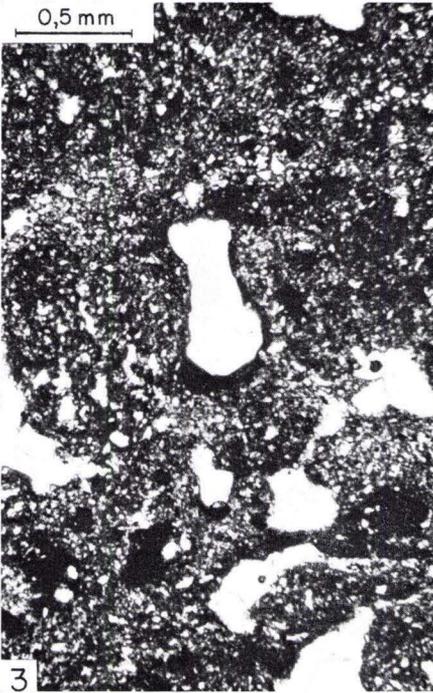
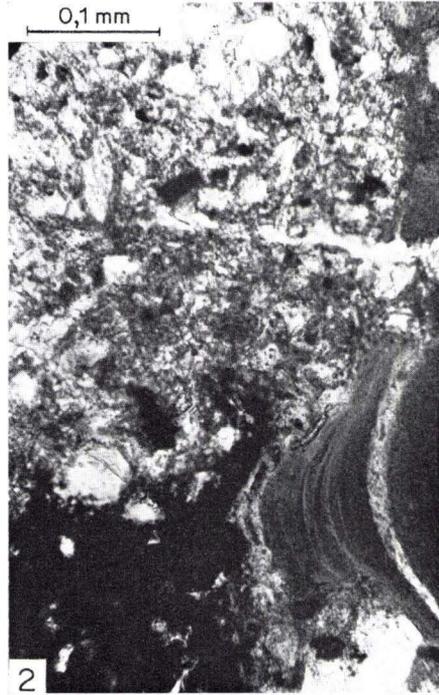
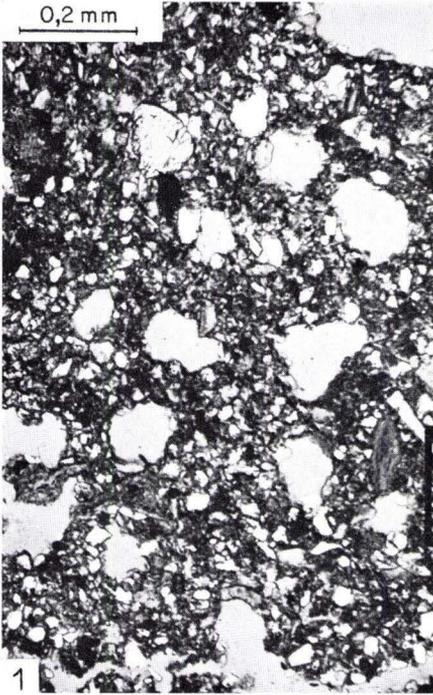


Tafel 25 am Schluß des Tafelteils.

Geol. Jb. Hessen, 106, 1978

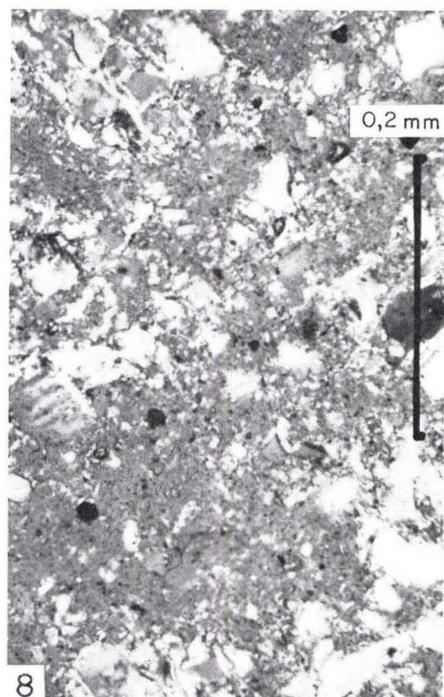
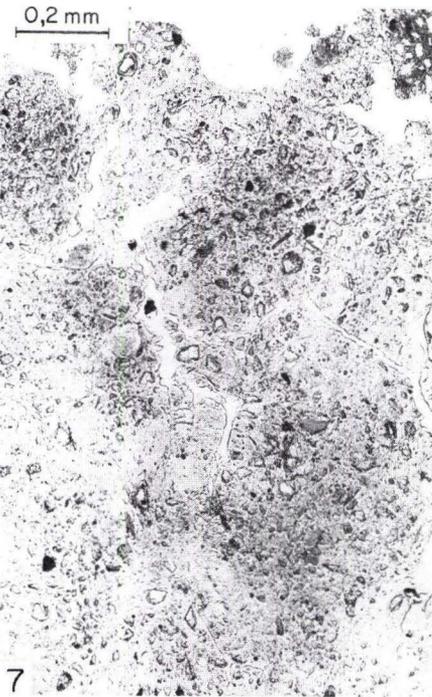
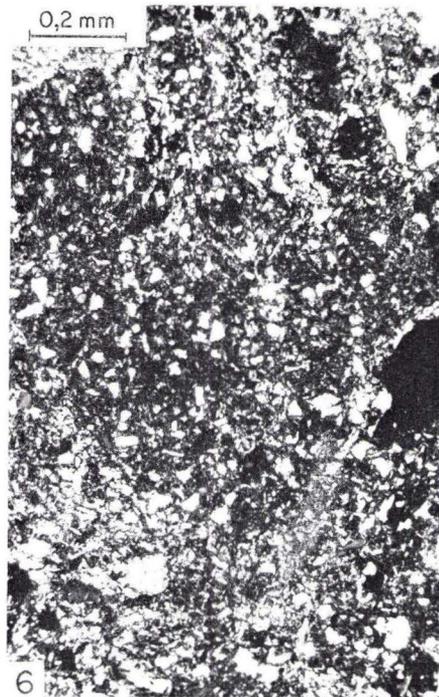
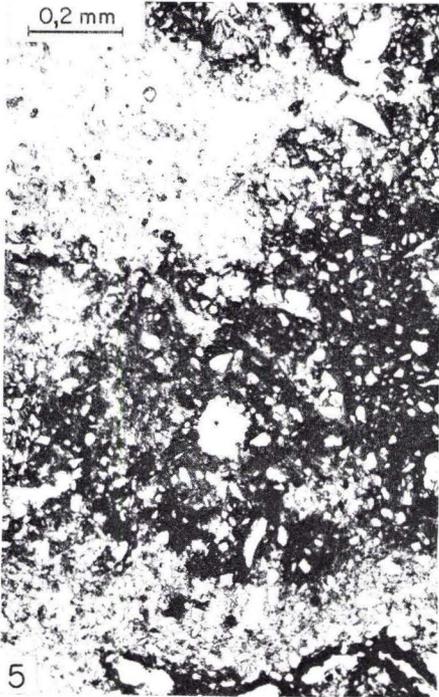
Tafel 26

- Fig. 1. Hügelgrab Ohren, YA_h(2), Dünnschliff zwischen teilweise gekreuzten Polarisatoren. Das gut aggregierte Material (dunkelgrau mit unterschiedlich aufgehellten Mineralkörnern) ist schwammartig von großen Poren durchsetzt (hellgrau).
- Fig. 2. Hügelgrab Ohren, YB_{bt}, Durchlicht. Die rechte Bildseite zeigt eine dicke Feinton-Anreicherung.
- Fig. 3. Hügelgrab Ohren, A₁S_w, Durchlicht. Das Gefüge ist locker. Die Formen der Bezirke mit unterschiedlichem Material und der Hohlräume zeigen eine mäßige Verwürgung an.
- Fig. 4. Hügelgrab Ohren, B_tS_d, Durchlicht. Körnung und Feinton-Infiltration zeigen den Lößlehm-Charakter an. Es sind vulkanogene Minerale vorhanden.



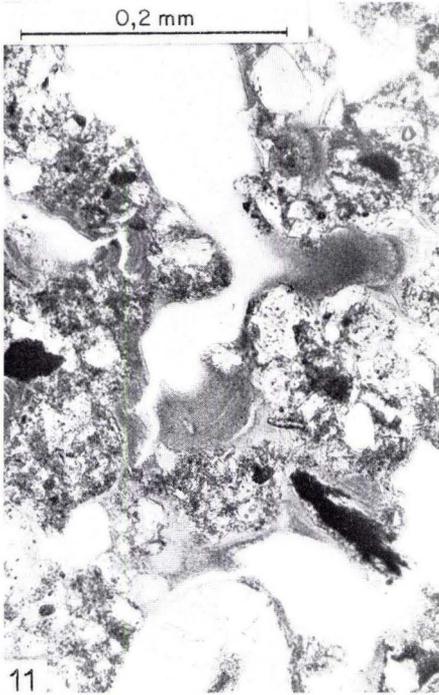
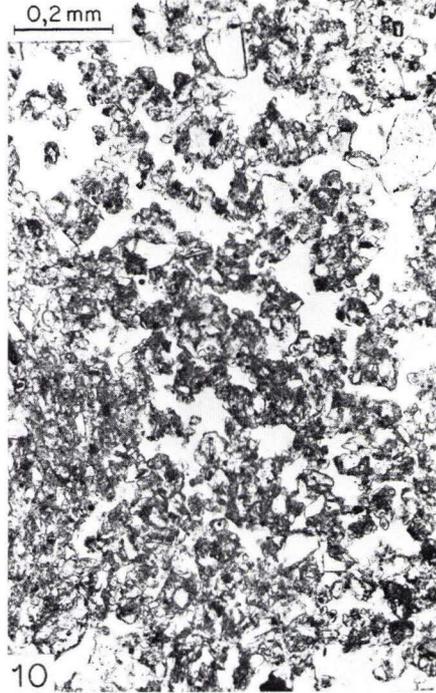
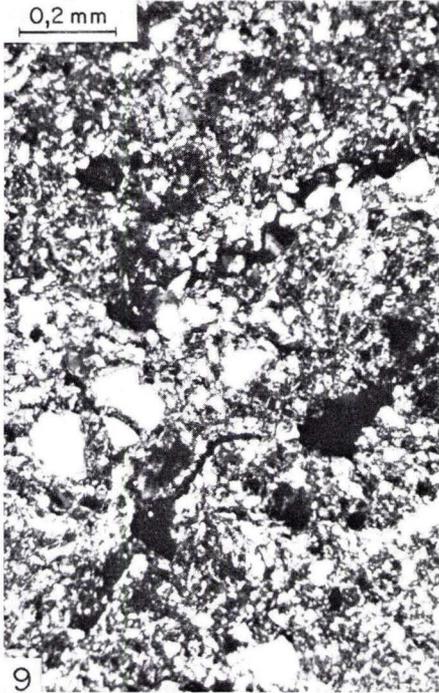
Tafel 27

- Fig. 5. Wie Taf. 26 Fig. 4. Hier zeigt die Eisenoxid-Konzentrierung (schwarz) den Pseudogley-Charakter.
- Fig. 6. Vergleichsprofil Hebekies I, A₁IIB, gekreuzte Polarisatoren. Hohlräume schwarz, geflockte Kolloide dunkel, Mineralkörner und Fließplasma vorwiegend aufgehellte. Hellere, Fließplasma-reiche Stellen mit IIB_t-Material (z. B. links unten) sind von dunklem, nur durch Einzelkörner aufgehelltem A₁-Material unterscheidbar.
- Fig. 7. Vergleichsprofil Hebekies I, A₁IIB, Durchlicht, verengte Aperturblende. Eine dünner geschliffene Stelle zeigt den Aufbau der optisch isotropen, muddeartigen, skelettarmen Komponente. Die Farbe ist fahl graubraun bis oliv.
- Fig. 8. Vergleichsprofil Hebekies I, II B_t(1), teilweise gekreuzte Polarisatoren. Hier herrscht das isotrope Plasma vor. Es enthält mehr oder weniger aufgehellte Mineralkörner und aufgehelltes Fließplasma, dieses meist in Form von Kornhüllen.



Tafel 28

- Fig. 9. Vergleichsprofil Hebekies I, II B_t(1), gekreuzte Polarisatoren. Unter den aufgehellten Mineralkörnern sind solche von Grobschluff-Größe vorherrschend. Auch im Plasma sind aufgehellte Partien (Fließplasma) gut vertreten, wenngleich bei dieser Darstellung nicht auffällig.
- Fig. 10. Hügelgrab Hebekies, YA₁, Durchlicht. Das vorherrschende schwammartige Gefüge setzt sich weitgehend aus Kotpartikeln zusammen.
- Fig. 11. Hügelgrab Hebekies, YB_t(1), Durchlicht. Die Poren sind ausgekleidet und teilweise gefüllt mit Feinton, der Fließgefüge zeigt.
- Fig. 12. Hügelgrab Hebekies, YB_t(2), Tonanreicherungsband; Durchlicht. Die Schichtigkeit der Feinton-Füllungen wird durch Eisenoxid-Einlagerungen noch betont.



Tafel 29

Fig. 1. Radialstrahlig verwachsene Phillipsit-Kristalle auf Offretit-Erionit-Kruste. Bildauschnitt etwa 2×3 mm.

Fig. 2. Gismondin-Kristalle auf Phillipsit-Kruste. Bildauschnitt etwa 5×7 mm.

Fig. 3. Offretit-Nadeln auf Phillipsit-Kruste. Bildauschnitt etwa $1,5 \times 2$ mm.

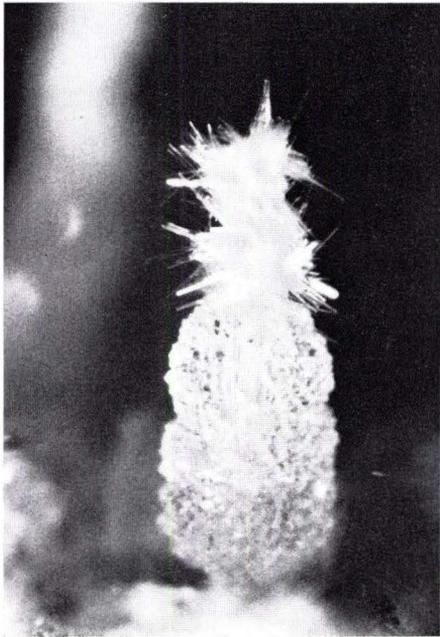
Fig. 4. Offretit-Nadeln auf Phillipsit-Kruste. Bildauschnitt etwa 2×3 mm.



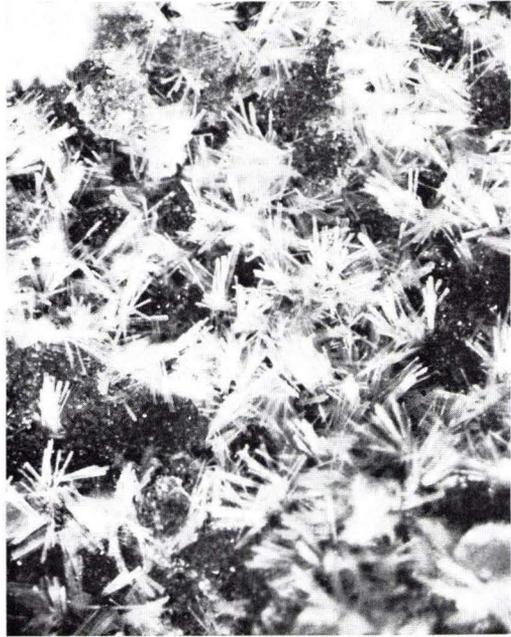
1



2



3



4

Tafel 30

Fig. 5. Offretit-Bündel umgeben von Montmorillonit-Aggregaten. Bildausschnitt etwa $1,5 \times 2$ mm.

Fig. 6. Offretit-Erionit-Kruste als Perimorphose nach einem unbekanntem Kristall. Bildausschnitt etwa 5×7 mm.

Fig. 7. Subparallel verwachsene Offretit-Kristalle, rechts Chabasit-Kristalle. Bildausschnitt etwa 2×3 mm.

Fig. 8. Aggregat von subparallel verwachsenen Offretit-Kristallen in der Aufsicht, daneben Montmorillonit (dunkel). Bildausschnitt etwa $1,5 \times 2$ mm.

Sammlung und Fotos: VOLKER BETZ



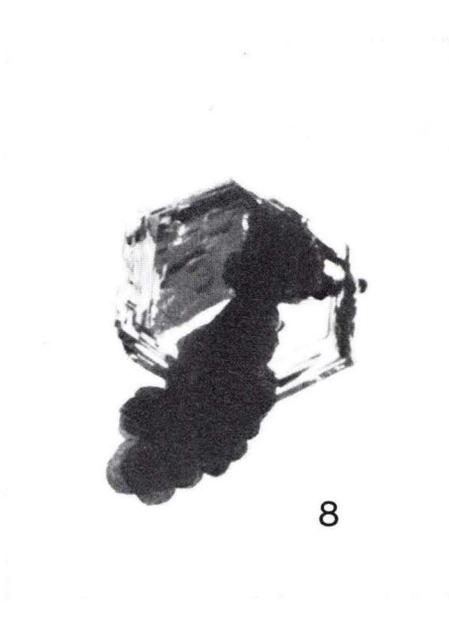
5



6



7



8



Karte der Schwarzerden und anderer Bodenbildungen im Nordosten von Fritzlar

Böden aus Löß

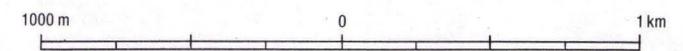
- 1 Tschernosem-Parabraunerde aus Löß
- 2 Tschernosem-Parabraunerde, erodiert, aus Löß über tertiären Sanden oder über Material pleistozäner und pliozäner Terrassen
- 3 Tschernosem-Parabraunerde, erodiert, aus Löß
- 4 Tschernosem-Parabraunerde, erodiert, aus Löß über Schluff- u. Tonstein des Oberen Buntsandsteins (Röt)
- 5 Tschernosem-Parabraunerde, mäßig kolluvial überdeckt, mit seitlichem Wasserdurchzug im Untergrund
- 6 Pararendzina
- 7 Parabraunerde
- 8 Pseudogley-Parabraunerde, z.T. mäßig erodiert (Lößmächtigkeit < 200 cm)
- 9 mittel- bis tiefgründige Kolluvien aus Lößlehm, z.T. mit Beimengungen anderer Ausgangsgesteine

Böden aus anderen Ausgangsgesteinen

- 10 Terrestrische Böden
- 11 Stauwasserböden
- 12 Grundwasserböden

Ortslagen und künstlich verändertes Gelände ohne Flächennummer

Lage der Profilschnitte (A-D)

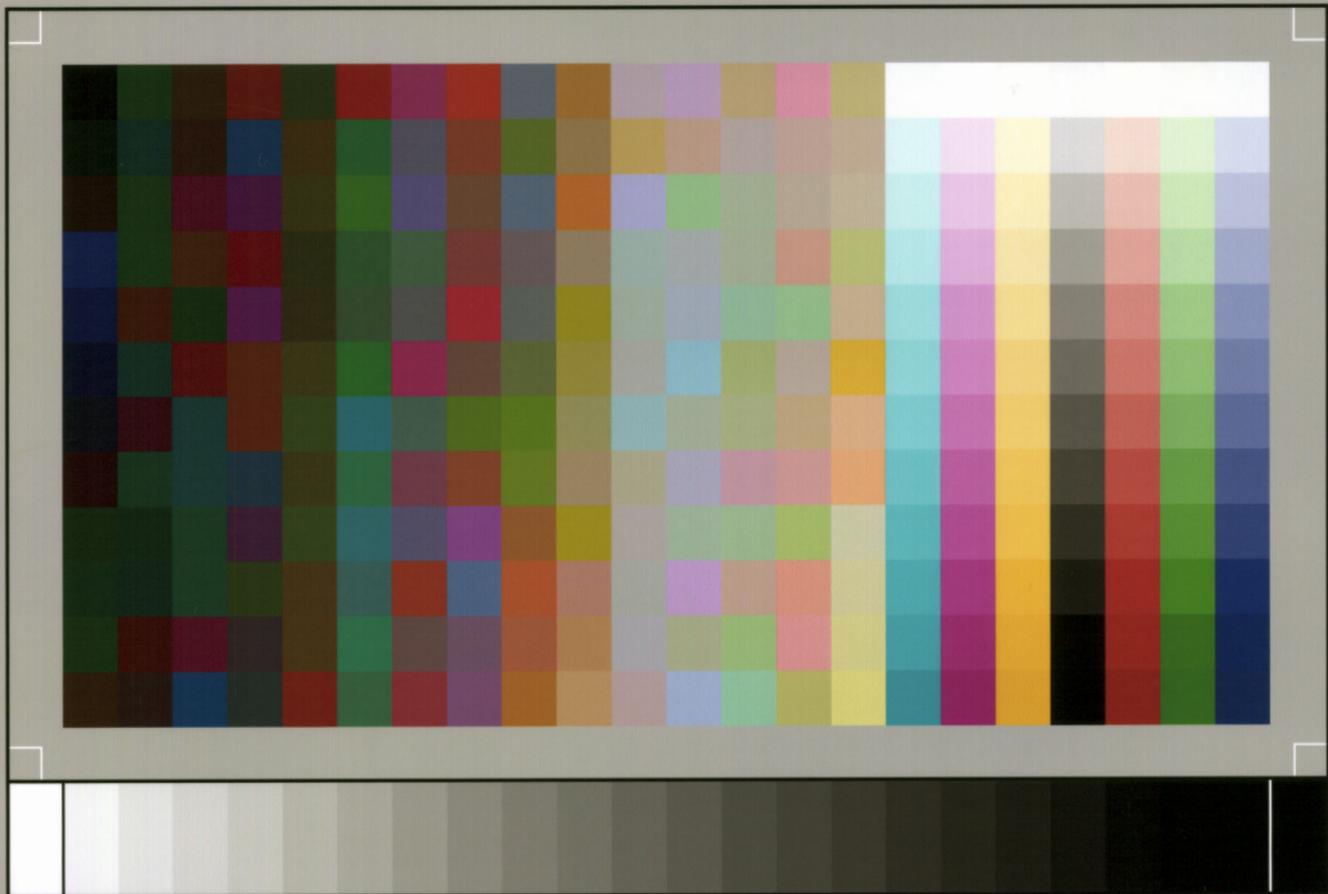


NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG ZU WIESBADEN

VI. Folge, Heft 1, 1950: 344 S., 35 Abb., 6 Tab., 11 Taf.	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2, 1951: 256 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
Band 101, 1973: 426 S., 105 Abb., 29 Tab., 30 Taf.	40,— DM
Band 102, 1974: 355 S., 76 Abb., 14 Tab., 13 Taf.	74,— DM
Band 103, 1975: 400 S., 152 Abb., 19 Tab., 18 Taf., 1 Bild	81,— DM

GEOLOGISCHES JAHRBUCH HESSEN

Band 104, 1976: 328 S., 53 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 1 Bild	72,— DM
Band 105, 1977: 294 S., 47 Abb., 7 Tab., 16 Taf., 3 Bilder	65,— DM



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0