

Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 118

Mit 56 Abbildungen, 18 Tabellen und 15 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1990

Geol. Jb. Hessen	118	311 S.	56 Abb.	18 Tab.	15 Taf.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	--------	---------	---------	---------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 118

Mit 56 Abbildungen, 18 Tabellen und 15 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1990

Geol. Jb. Hessen	118	311 S.	56 Abb.	18 Tab.	15 Taf.	Wiesbaden 1990
------------------	------------	--------	---------	---------	---------	----------------

ISSN 0341-4027

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, HARTMUT POSCHWITZ

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 3 A, 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 1990

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: Dinges & Frick GmbH, 6200 Wiesbaden

Inhaltsverzeichnis

BARGON, E.:	Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1989 (1. 1.–31. 12. 1989).....	283
BECKER, G.:	Eine Ostracoden-Fauna von Thüringer Gepräge aus dem unterkarbonischen Deckdiabas von Günterod (<i>typicus</i> -Zone; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge, Blatt 5216 Oberschedl). Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln.....	29
BRAUN, A.:	Oberdevonische Radiolarien aus Kieselschiefer-Geröllen des unteren Maintales bei Frankfurt a.M. Mit 2 Tafeln.....	5
DÜNKEL, H., & VATH, U.:	Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrias) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Süd-niedersachsen). Mit 6 Abbildungen, 3 Tabellen und 3 Tafeln.....	87
ENTENMANN, W.:	Untersuchungen zur Geologie und Ingenieurgeologie an der Aartalsperre bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). Teil 1: Allgemeine Geologie, Tektonik. Mit 13 Abbildungen...	235
HOTTENROTT, M., & STENGEL-RUTKOWSKI, W.:	Pliozän in einer Brunnenbohrung im Lahntal N Limburg-Eschhofen – ein Beitrag zur Pliozänstratigraphie in Hessen und zur jüngsten Vertikaltektonik im Limburger Becken. Mit 3 Abbildungen	155
KÜMMERLE, E.:	Schleichsand (Oligozän) bei Niederwalluf (Rheingau, Hessen). Mit 2 Abbildungen.....	149
KUPFAHL, H.-G.:	Vergleich von Profilen der höheren Givet- bis zur tieferen Nehden-Stufe bei Amönau und im Raum Buchenau (NE-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 3 Abbildungen und 3 Tabellen	63
POSCHWITZ, H.:	Hessisches Geologisches Schrifttum 1988 mit Nachträgen aus den Jahren 1952/53–1987.	265
RAUHE, M.:	Habitat-Habitus-Wechselbeziehungen von <i>Allognathosuchus gaudryi</i> STEFANO 1905 (= <i>Allognathosuchus haupti</i> WEITZEL 1935).....	53
ROH, R.:	Das Einzugsgebiet des Altschauerborns, einer Karstquelle bei Elz, NW Limburg. Mit 13 Abbildungen	211
SOMMERMANN, A.-E.:	Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms im Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle. Mit 8 Abbildungen und 10 Tabellen	167
URLICHS, M., & VATH, U.:	Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) bei Göttingen (Süd-niedersachsen). Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 7 Tafeln	127
ZULAUF, G.:	Die kraternahen vulkanischen Bildungen des Steinbruchs „Rauher Berg“ NNE Brauerschwend (NE-Rand des Vogelsberges). Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle.....	199
	Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung.....	299

Geol. Jb. Hessen	118	S. 5-27	2 Taf.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	---------	--------	----------------

Oberdevonische Radiolarien aus Kieselschiefer-Geröllen des unteren Maintales bei Frankfurt a. M.

Von

ANDREAS BRAUN*

Kurzfassung: Aus Geröllen heller oberdevonischer Kieselschiefer in pleistozänen Schottern des unteren Maintales bei Frankfurt a. M. (Herkunftsgebiet: Frankenwald) werden folgende 10 Radiolarien-Taxa beschrieben: *Archocyrtium* cf. *delicatum*, *Astroentactinia biaciculata*, *Astroentactinia?* sp., *Ceratoikiscum* sp., *Entactinia herculea*, *Entactinosphaera? palimbola*, Entactiniidae gen. et sp. indet., *Holoeciscus foremanae*, *Palaeosцениidium cladophorum*, *Polyentactinia?* sp. Das Vorkommen von *Holoeciscus foremanae* und das Fehlen von *Pylentonema* erlaubt eine Alterseinstufung der Gerölle in die HO-2-Zone nach CHENG 1986 (= *velifer*-Conodonten-Zone, Hembergium). Die Entactiniidae sind die häufigste und vielfgestaltigste Gruppe. Vertreter der Palaeosцениidae und Holoeciscidae sind artenarm und individuenreich vorhanden. Archocyrtiidae und Ceratoikiscidae sind selten und schlecht erhalten. Reste frühdiagenetischer Einkieselung sind in Form von Lepisphären an den Radiolarienskeletten nachweisbar. Bei *Holoeciscus foremanae* sind erstmals Teile des spikulären Cavearahmens sichtbar.

Abstract: From pebbles of Upper Devonian siliceous shales occurring in pleistocene gravel deposits of the lower Main valley near Frankfurt/Main (Germany) (Source area: Frankenwald, Bavaria) the following 10 radiolarian-taxa have been extracted: *Archocyrtium* cf. *delicatum*, *Astroentactinia biaciculata*, *Astroentactinia?* sp., *Ceratoikiscum* sp., *Entactinia herculea*, *Entactinosphaera? palimbola*, Entactiniidae gen. et sp. indet., *Holoeciscus foremanae*, *Palaeosцениidium cladophorum*, *Polyentactinia?* sp. The presence of *Holoeciscus foremanae* and the absence of *Pylentonema* allows to assign the age of the pebbles to the HO-2-Zone of CHENG 1986 (= *velifer*-Conodont-zone, Hembergian). The Entactiniidae are the most abundant and manifold group. Representatives of the Palaeosцениidae and Holoeciscidae are present in large numbers of individuals and very few species. Archocyrtiidae and Ceratoikiscidae are rare and badly preserved. Remnants of early diagenetic silicification are present as lepispheres of former Opal-CT on the radiolarian skeletons. In *Holoeciscus foremanae* parts of the spikular frame of the Cavea are visible for the first time.

* Dr. A. BRAUN, Institut für Geologie und Paläontologie im Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg, Universitätsgebiet Lahnberge, Hans-Meerwein-Straße, 3550 Marburg/Lahn.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
2. Entwicklung der Methode	7
3. Stratigraphische und regionale Verbreitung der devonischen Kieselschiefer im Liefergebiet	8
4. Der Erhaltungszustand der Fossilien	8
5. Systematischer Teil	9
Überklasse Actinopoda CALKINS 1909	9
Klasse Polycystinea EHRENBERG 1838	9
Ordnung Albaillellida DEFLANDRE 1953	9
Familie Ceratoikiscidae HOLDSWORTH 1969	9
<i>Ceratoikiscum</i> DEFLANDRE 1953	9
<i>Ceratoikiscum</i> sp.	9
Familie Holoeciscidae CHENG 1986	9
<i>Holoeciscus</i> FOREMAN 1963	9
<i>Holoeciscus foremanae</i> CHENG 1986	9
Ordnung ?Spumellarida EHRENBERG 1875	10
Familie Entactiniidae RIEDEL 1967	10
Unterfamilie Entactiniinae RIEDEL 1967	10
<i>Entactinia</i> FOREMAN 1963	11
<i>Entactinia herculea</i> FOREMAN 1963	11
<i>Entactinosphaera</i> FOREMAN 1963	12
<i>Entactinosphaera? palimbola</i> FOREMAN 1963	12
Unterfamilie Astroentactiniinae NAZAROV & ORMISTON 1985	13
<i>Astroentactinia</i> NAZAROV 1975	13
<i>Astroentactinia biaciculata</i> NAZAROV 1975	13
<i>Astroentactinia?</i> sp.	14
Entactiniidae gen. et sp. indet.	14
Familie ?Orosphaeridae HAECKEL 1887	15
<i>Polyentactinia</i> FOREMAN 1963	15
<i>Polyentactinia?</i> sp.	15
Ordnung incertae sedis	16
Familie Archocyrtiidae KOZUR & MOSTLER 1981	16
<i>Archocyrtium</i> DEFLANDRE 1972	16
<i>Archocyrtium</i> cf. <i>delicatum</i> CHENG 1986	16
Familie Palaeosцениidae RIEDEL 1967	17
<i>Palaeosцениidium</i> DEFLANDRE 1953	17
<i>Palaeosцениidium cladophorum</i> DEFLANDRE 1953	17
6. Reste frühdiagenetischer Einkieselung (Taf. 2, Fig. 10, 11)	18
7. Faunenzusammensetzung	19
8. Leitwert und stratigraphische Verbreitung der Faunenelemente	19
9. Alter der Fauna	20
10. Schriftenverzeichnis	20

1. Einleitung

Die Kiese der pleistozänen Mainterrassen führen auch im Gebiet des unteren Mains bei Frankfurt a. M. verbreitet bis 15 cm große Gerölle von Kieselschiefer aus dem Frankenwald. In den Jahren 1948 bis 1952 wurden diese Gerölle von mehreren Bearbeitern auf ihren Fossilinhalt untersucht (RICHTER 1948, 1951; MÜNCH [in RICHTER 1951]; STÜRMER 1952, 1966, 1971). Zur Bearbeitung kamen die Graptolithen der silurischen Kieselschiefer-Gerölle; alle anderen Kieselschiefer-Gerölle blieben unbearbeitet und undatiert. RICHTER (1948: 106, 1951: 156)

äußerte in diesem Zusammenhang die Hoffnung, daß sich solche Gerölle mit Hilfe der Radiolarien altersmäßig genauer zuordnen lassen könnten. Auf Anregung RICHTERS wandte A. SCHWARZ seine 1924 bekannt gemachte chemische Präparationsmethode auf die Gerölle an. Die Ergebnisse dieser Versuche sind nur z. T. bekannt. Sie führten nicht zu einer paläontologischen Bearbeitung der Radiolarien.

In den letzten Jahren erbrachte die Präparation einiger dieser Gerölle mit Hilfe neuerer Präparationsverfahren sehr gut erhaltene Radiolarien-Faunen verschiedenen Alters. Formen aus dunkelgrauen Kiesel­schiefer-Geröllen unterkarbonischen Alters wurden kürzlich in mehreren Publikationen beschrieben (BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1988 [Anstehendes aus dem Frankenthal], BRAUN 1989 a, b [Geröll-Faunen]). Auch die helleren, grauen oder grünlichen Kiesel­schiefer-Gerölle, die dem oberdevonischen Anteil der „Kiesel­schiefer-Serie“ des Frankenthal entstammen, lieferten sehr gut erhaltene Radiolarien, die in der vorliegenden Arbeit beschrieben werden.

Herrn Prof. Dr. R. SCHMIDT-EFFING sei für die Durchsicht des Manuskripts, Herrn Dipl.-Phys. K. FECHER für die Anfertigung der REM-Aufnahmen gedankt. Der Firma Hovestadt KG, Dudenhofen danke ich für die Duldung meiner Sammeltätigkeit auf dem Betriebsgelände.

Aufbewahrung des Materials: Die hier abgebildeten Exemplare sind auf einem REM-Präparateteller zusammen mit der Übersichtsaufnahme unter der Nummer Orig.Mbg. 4149 am Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg hinterlegt.

2. Entwicklung der Methode

Das Vorkommen von Radiolarien in Kiesel­schiefern ist seit langem bekannt. Erste Faunenbeschreibungen wurden Ende des letzten Jahrhunderts an Dünnschliffpräparaten von Kiesel­schiefern und Phosphorit-Konkretionen durchgeführt (RÜST 1892, HINDE 1899). Da chemische Methoden fehlten oder wenig bekannt blieben, hielt sich diese Präparationstechnik bis in dieses Jahrhundert (ABERDEEN 1940; CAMPBELL 1954). Schon früh versuchte SCHWARZ (1924) eine chemische Präparation, indem er Schichtflächen von Kiesel­schiefern mit einer kochenden Mischung aus Natron- und Kalilauge anätzte. Die völlige Isolierung von Radiolarien aus dem Gestein gelang jedoch erst DEFLANDRE (ab 1942), der unterkarbonische Radiolarien mit Salzsäure aus Phosphorit-Konkretionen herauslöste. Einige Jahre später gelang FOREMAN (1963) der Fund kieseliger Radiolarien in oberdevonischen Kalken von Ohio, USA, die ebenfalls mit einer Salzsäure-Präparation gewonnen werden konnten. Weitere Funde kieseliger Radiolarien aus Kalken folgten (vgl. u. a. ORMISTON & LANE 1976). 1972 fanden DUMITRICA und PESSAGNO & NEWPORT eine Flußsäure-Präparationstechnik (von PESSAGNO & NEWPORT 1972 publiziert), mit deren Hilfe Radiolarien aus kieseligen Gesteinen (Kiesel­schiefer, Radiolarite) gewonnen werden konnten. Dies erweiterte die Möglichkeiten der sich mit diesen Organismen beschäftigenden Paläontologen bedeutend und führte zu einer stetig anwachsenden Zahl von Veröffentlichungen auch über paläozoische Radiolarien aus einer Vielzahl von Gesteinen.

3. Stratigraphische und regionale Verbreitung der devonischen Kieselschiefer im Liefergebiet

Radiolarienreiche Kieselgesteine sind im Silur und Devon der „bayerischen Fazies“ des Frankenwaldes mächtig und weit verbreitet ausgebildet. Das Alter der devonischen Anteile dieser Gesteine war lange umstritten. Bis in die 60er Jahre hielt man den größten Teil, oft mit Blick auf die Verhältnisse in anderen Gebieten (Rheinisches Schiefergebirge, Harz) für unterkarbonisch (LIEBE & ZIMMERMANN 1911: 57; FELSCH 1911: 61; WURM 1926; 246; KORN 1938: 57; v. GAERTNER 1949: 417). Die Anwendung der neu entwickelten Conodonten-Stratigraphie in Gebieten mit paläozoischen Kieselschiefern brachte überall neue und unerwartete Ergebnisse. Die Pionierarbeit für den Frankenwald wurde von SANNEMANN (1953: 481–482) geleistet, der erstmals ein tiefoberdevonisches Kieselschiefer-Alter feststellte. Untersuchungen nachfolgender Jahre führten für den Frankenwald zu folgender Alterseinstufung: Die „Kieselschiefer-Serie“ der geologischen Blätter vertritt fast das ganze Devon. Sie ist erstmalig im höheren Unterdevon nachweisbar, enthält mitteldevonische Anteile, umfaßt in ihrem Hauptanteil das Adorfium bis unter Hembergium und setzt sich bis in das jüngere Oberdevon (Dasbergium-Wocklumium) fort (vgl. SANNEMANN 1955: 19–20; ZITZMANN 1966: 33, 1968: 630). Im Devon der „thüringischen Fazies“ tritt keine ausgesprochene Lyditfazies auf. Hier finden sich nur vereinzelt kieselige Tonsteine und Lydite in den Tentakuliten-Nereiten-Schichten und den oberdevonischen Tonschiefern (vgl. ZITZMANN 1966b: 34). Kieselschiefer unterkarbonischen Alters wurden erst kürzlich nachgewiesen (BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1988). Es bleibt zu überprüfen, ob die Sedimentation radiolarienreicher Kieselschlämme im Frankenwald stellenweise vom Oberdevon bis in den Tournaisium-Viseum-Grenzbereich lückenlos erfolgte, oder ob sie überall in der *Gattendorfia*-Stufe und den tieferen Teilen der *Pericyclus*-Stufe aussetzte.

4. Der Erhaltungszustand der Fossilien

Die äußeren Strukturen der Radiolarien-Skelette sind in den untersuchten Kieselschiefern gut bis sehr gut erhalten. Poren, Wandstrukturen und Außenstacheln sind auch nach dem Anätzen der Proben mit konzentrierter Flußsäure meist vollständig und gut sichtbar. Die Skelette sind wenig oder gar nicht deformiert. Die Skelettsubstanz ist zu mikrokristallinem Quarz umkristallisiert. Die Quarz-Tonmineral-Grundmasse des Gesteins ist feinkörniger als die Fossil-„Pseudomorphosen“. Diesem Korngrößenunterschied ist es vermutlich zu verdanken, daß die SiO₂-Skelette mit Hilfe von Flußsäure präpariert werden können. Der Präparationserfolg ist zeitabhängig, eine zu lange andauernde Flußsäure-Präparation führt zum Verschwinden auch der größeren Skelette.

Die Gattungseinstufung paläozoischer Radiolarien richtet sich häufig nach der Art und Ausbildung von Strukturen im Inneren des Skelettes. Die Überlieferung solchermaßen zarter Strukturen ist abhängig von der Art der diagenetischen Füllung des Skelett-Hohlraumes (vgl. NAZAROV, COCKBAIN & PLAYFORD 1982: 161). Eine Chance, Innenstrukturen zu erhalten, besteht nach den bisherigen Erfahrungen nur, wenn der Hohlraum durch feinkörniges Quarz-Tonmineral-Gemenge erfüllt ist. Da die Radiolarien in den vorliegenden Proben jedoch meist mit reiner SiO₂ variabler Ausbildung gefüllt sind, ist die Überlieferung von Innenstrukturen selten. In allen Fällen, in denen die Gattungszuweisung nicht schon aufgrund äußerer Merk-

male möglich war, wird in der vorliegenden Arbeit auf diese taxonomischen Unsicherheiten nomenklatorisch hingewiesen (Gattungszuweisung fraglich; vgl. auch Bemerkungen zu Entactiniidae gen. et sp. indet., S. 14–15).

5. Systematischer Teil

Überklasse Actinopoda CALKINS 1909
 Klasse Polycystinea EHRENBERG 1838
 Ordnung Albaillellida DEFLANDRE 1953
 Familie Ceratoikiscidae HOLDSWORTH 1969

Ceratoikiscum DEFLANDRE 1953

Typus-Art: *Ceratoikiscum avimexpectans* DEFLANDRE 1953.
 Diagnose: siehe HOLDSWORTH 1969: 224.

Ceratoikiscum sp.
 (Taf. 1, Fig. 6–7)

Bemerkungen:

Die beiden abgebildeten Exemplare zeigen gebogene cavearippen-artige Skelettelemente mit einem aufsitzenden Stachel sowie in einer Ebene liegende Außenstacheln mit zylindrischem Querschnitt. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes kann über diagnostische Merkmale (Zahl und Anordnung der Rippen und Außenstacheln, Form des Patagiums) keine Aussage gemacht werden. Die Beschreibung erfolgt daher in offener Nomenklatur.

Maße (in Mikron): Höhe des zentralen Skelettes: 108 (Taf. 1, Fig. 6) – 133 (Taf. 1, Fig. 7);
 Länge der zylindrischen Außenstacheln: 56–62.

Familie Holoeciscidae CHENG 1986

Holoeciscus FOREMAN 1963

Typus-Art: *Holoeciscus auceps* FOREMAN 1963.
 Diagnose: siehe FOREMAN 1963: 294.

Holoeciscus foremanae CHENG 1986 (Taf. 1, Fig. 1–3)

*1986 *Holoeciscus foremanae* n. sp. CHENG, Taxonomic studies: 91–92, Taf. 5, Fig. 4–6, 9, 19, 14, 18.
 1988 *Holoeciscus foremanae* CHENG. – ISHIGA & LEITCH, Stratigraphy of the western part: Taf. 1, Fig. 3.
 1988 *Holoeciscus foremanae* CHENG. – ISHIGA, Paleontological study of Radiolarians: 83–84, Taf. 3, Fig. 1–5.

1988 *Holoeciscus foremanae* CHENG. – AITCHISON, Late Paleozoic radiolarian ages: Taf. 2, Fig. 1.

Holotypus: siehe CHENG 1986: Taf. 5, Fig. 9.

Locus typicus, stratum typicum, Diagnose, Beschreibung: CHENG 1986: 91–92.

Zeitliche und räumliche Verteilung:

– Im Oberdevon und (fraglich) im unteren Unterkarbon der Ouachita Mountains, Oklahoma, U.S.A. (CHENG 1986).

– Im oberen Famennium von Ost-Australien (ISHIGA & LEITCH 1988, ISHIGA 1988, AITCHISON 1988).

Morphologie:

Cavea: Längliche, sich nach oben verbreiternde Cavea, die an den oberen Eckpunkten je einen flügelartigen, bifurkaten Fortsatz trägt. Die zwischen den Fortsätzen verlaufende Cavea-Oberkante ist auswärts gebogen, die Seitenkanten der Cavea verlaufen gerade. Auf der Cavea-Wand sind fünf undeutlich ausgeprägte, striemenartige Streifen zu erkennen, die von der Oberkante ausgehen und diagonal über die Cavea in Richtung basaler Öffnung ziehen. Vermutlich handelt es sich hierbei um Erhebungen oberhalb der inneren, die Cavea stützenden Rippen (vgl. Rekonstruktion bei FOREMAN 1963: 296). Bei allen abgebildeten Exemplaren ist die Cavea-Wandung in einer oberen Ecke der Cavea weggebrochen. Hierdurch werden Teile des inneren Spikularsystems in diesem Bereich sichtbar. Zu sehen ist der Kreuzungspunkt des gebogenen Stabes der Cavea-Oberkante mit dem geraden Stab einer Cavea-Flanke, sowie Reste der über diesen Kreuzungspunkt hinausragenden Stäbe, die in den flügelartigen Fortsatz hineinziehen (vgl. Rekonstruktion bei FOREMAN 1963: 296).

Stapia: Die Stapia besitzt einen V-förmigen Innenrand. Ihrem Außenrand sitzen vier zugespitzte Fortsätze auf. Der Stapia-Querschnitt ist in der vertikal durch beide Cavea-Flügel verlaufenden Ebene abgeflacht.

Bemerkungen:

In Länge und äußerem Umriß der Cavea sowie im Aussehen der Außenstapia besteht gute Übereinstimmung mit dem Holotypus. Das vorliegende Material hat im Vergleich zum Typus-Material kleinere Cavea-Flügel, was als im Rahmen der natürlichen Variabilität liegend angesehen wird. Aufgrund des guten Erhaltungszustandes der vorliegenden Exemplare ist es hier möglich, erstmals das von FOREMAN (1963) rekonstruierte innere Spikularsystem der Cavea von *Holoeciscus* zu dokumentieren.

Maße (in Mikron, 3 Exemplare): Gesamtlänge des Skeletts einschließlich der basalen Stapia-Fortsätze: 305, Länge der Cavea: 170–194, Breite der Cavea im unteren Teil: 72–77, Breite der Cavea im oberen Teil: 103–117, Breite des flügelartigen Cavea-Fortsatzes: 40, Abstand der als striemenartige Erhebungen sichtbaren Cavea-Rippen voneinander: 28, Länge der Stapia (ohne Fortsätze): 83–96, Länge der 4 Stapia-Fortsätze: 36–67.

Familie Entactiniidae RIEDEL 1967, emend. HOLDSWORTH 1977, GOODBODY 1986 (= Triplosphaeridae VINASSA DE REGNY 1898 bei KOZUR & MOSTLER 1981: 403)

Unterfamilie Entactiniinae RIEDEL 1967, emend. NAZAROV 1975

Entactinia FOREMAN 1963

Typus-Art: *Entactinia herculea* FOREMAN 1963.

Diagnose: siehe FOREMAN 1963: 271.

Entactinia herculea FOREMAN 1963

(Taf. 2, Fig. 1–4)

*1963 *Entactinia herculea* n. sp. FOREMAN, Upper Devonian Radiolaria: 271, Taf. 1, Fig. 3a–d.
1988 *Entactinia? herculea* FOREMAN. – SCHMIDT-EFFING, Eine Radiolarien-Fauna des Famenne: 34, Taf. 1, Fig. 9.

Holotypus: siehe FOREMAN 1963: Taf. 1, Fig. 3b.

Locus typicus, Stratum typicum, Beschreibung: siehe FOREMAN 1963: 271.

Zeitliche und räumliche Verbreitung:

– Im unteren Famennium von Ohio, U.S.A. (FOREMAN 1963).

– Im höheren Famennium des Frankenwaldes, Deutschland (SCHMIDT-EFFING 1988).

Morphologie:

Kugeliges Zentralskelett mit sechs meist im rechten Winkel zueinander angeordneten, dreiblättrigen Außenstacheln. Die Außenstacheln können kürzer oder länger als der Durchmesser der zentralen Skelettkugel sein. Ihre äußere Gestalt ist variabel. Es existieren Übergänge von kürzeren, einfach konisch verlaufenden Stacheln (Taf. 2, Fig. 1) zu längeren, verbreiterten Stacheln, die sich erst in ihrem Endteil rasch zuspitzen (Taf. 2, Fig. 3). In einzelnen Fällen tritt, vor allem bei längeren Stacheln, eine leichte Drehung der Stacheln auf (Taf. 2, Fig. 4).

Maße (in Mikron): Durchmesser der Skelettkugel: 123–140, Länge der Stacheln (meist an einem Skelett von unterschiedlicher Länge): 69–156, Breite der Außenstacheln an ihrer Basis: 28–40, Durchmesser der Gitterporen: 8–14.

Bemerkungen:

Die Abb. zeigen Beispiele einer kontinuierlichen Variationsreihe, die von Formen mit kürzeren, konischen Stacheln (Fig. 1) zu Formen mit längeren, verbreiterten Stacheln (Fig. 3) reicht. Die breitstacheligen Formen wurden von FOREMAN unter dem Namen *Entactinia herculea* beschrieben (vgl. Holotypus bei FOREMAN 1963: Taf. 1, Fig. 3b). Die auf Taf. 2, Fig. 1 abgebildete Form ist hingegen von der unterkarbonischen Art *Entactinia vulgaris* WON 1983 morphologisch nicht zu unterscheiden, was hier zunächst ohne taxonomische Konsequenzen festgestellt wird. Angesichts der relativen Merkmalsarmut und der recht großen Variationsbreite der sphaerischen Radiolarien des Paläozoikums ist die bis heute beschriebene Artenfülle generell erstaunlich und wohl nur z. T. gerechtfertigt. Eine Klärung kann hier nur eine notwendige gründliche Revision der oberdevonischen und unterkarbonischen Entactiniidae bringen. Zuvor müssen jedoch noch weitere Fragen zur Variabilität und Ontogenie fossiler und rezenter Radiolarien beantwortet, sowie Dokumentationslücken (besonders im Devon/Karbon-Grenzbereich) geschlossen werden. Im Rahmen dieser Arbeit soll zunächst nur die vermutliche Variationsbreite von *E. herculea* dargestellt und auf die taxonomischen Schwierigkeiten bei der Behandlung hexaspinoser Entactiniidae hingewiesen werden.

Entactinosphaera FOREMAN 1963

Typus-Art: *Entactinosphaera esostrongyla* FOREMAN 1963.

Diagnose: FOREMAN 1963: 274.

Entactinosphaera? *palimbola* FOREMAN 1963

(Taf. 2, Fig. 5, 6)

- *1963 *Entactinosphaera palimbola* n. sp. FOREMAN, Upper Devonian Radiolaria: 277–278, Taf. 2 Fig. 7, Taf. 3, Fig. 3.
 1982 *Entactinia* cf. *cometes* FOREMAN. – WOLF, Radiol. aus dem Unterkarbon: 23, Taf. 5, Fig. 5.
 non 1983 *Entactinosphaera?* *altasulcata* WON. – WON, Radiolarien aus dem Unterkarbon: 147–148, Taf. 3, Fig. 11 (vgl. Synonymieliste bei GOURMELON 1987: 52).
 1985 *Entactinosphaera palimbola* FOREMAN. – GOURMELON, Inventaire preliminaire: Taf. 2, Fig. 4.
 1987 *Entactinosphaera palimbola* FOREMAN. – GOURMELON, Les Radiolaires Tournaisiens: 53–53, Taf. 4 Fig. 7–10.
 1988 *Entactinosphaera?* *palimbola* FOREMAN. – SCHMIDT-EFFING, Eine Radiolarienfauna des Famenne: 34, Taf. 1, Fig. 5, 6.

Holotypus: s. FOREMAN 1963: Taf. 2, Fig. 7c, Taf. 3 Fig. 3c.

Locus typicus, stratum typicum, Diagnose, Beschreibung: siehe FOREMAN 1963: 277–278.

Zeitliche und räumliche Verbreitung:

- Im unteren Famennium von Ohio, U.S.A. (FOREMAN 1963).
- Im höheren Famennium des Frankenwaldes (Deutschland; SCHMIDT-EFFING 1988).
- Im mittleren und oberen Tournaisium von Frankreich (GOURMELON 1985, 1987) und Deutschland (Rheinisches Schiefergebirge; BRAUN, in Vorbereitung).

Morphologie:

Kugeliges Gitterskelett mit einem langen, dreiblättrigen Hauptstachel. Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 6 zeigt noch drei Reste weiterer, sehr viel kürzerer, ebenfalls dreiblättriger Stacheln, die im rechten Winkel zueinander und zu dem langen Stachel stehen. Vermutlich sind auf der Gegenseite noch zwei weitere solcher kurzer Stacheln vorhanden. Die rekonstruierte Außenbestachelung bestand also aus sechs rechtwinklig zueinander angeordneten dreiblättrigen Stacheln, von denen einer stark verlängert ist. An den Kreuzungspunkten des Porengitters sind kleine, schlecht erhaltene dornenförmige Stacheln sichtbar. Die Poren sind im Umriss gerundet, polygonal und von unregelmäßiger Größe. Es sind 15–18 Poren pro halbem Kugelumfang vorhanden.

Maße (in Mikron): Durchmesser der Skelettkugel: 133–143, Länge des langen Hauptstachels: 166–160, Breite des langen Hauptstachels an der Basis: 38–43, Länge der kürzeren Stacheln: 19–28, Durchmesser der Gitterporen: 7–12.

Bemerkungen:

In der externen Morphologie besteht sehr gute Übereinstimmung mit dem Holotypus von *Entactinosphaera palimbola* bei FOREMAN (1963: Taf. 2, Fig. 7c). Die für die Gattung *Entactinosphaera* FOREMAN 1963 charakteristischen inneren Skelettelemente (Innenspikula und eine weitere, kleinere Gitterkugel) sind weder im lichtmikroskopischen noch im rasterelektronischen Präparat sichtbar, weshalb die Gattungszuweisung hier unter Vorbehalt erfolgte.

Unterfamilie Astroentactiniinae NAZAROV & ORMISTON 1985

Astroentactinia NAZAROV 1975Typus-Art: *Astroentactinia stellata* NAZAROV 1975.

Diagnose: siehe NAZAROV 1975: 82.

Astroentactinia biaciculata NAZAROV 1975

(Taf. 2, Fig. 8)

- *1975 *Astroentactinia biaciculata* n. sp. NAZAROV, Lower and Middle Paleozoic Radiolaria: 84–85, Taf. 8, Fig. 8, Taf. 10, Fig. 6–7.
- ?1982 *Astroentactinia* sp. cf. *A. biaciculata* NAZAROV. – NAZAROV, COCKBAIN & PLAYFORD, Late Devonian Radiolaria: 170, Fig. 5A.
- 1983 *Astroentactinia stellata* NAZAROV 1975. – NAZAROV & ORMISTON, Upper Devonian Radiolarian Fauna: 459, Taf. 1, Fig. 8–9.
- 1984 spiny sphaellarian. – SANDBERG & GUTSCHICK, Hydrocarbon source rocks: Taf. 6, Fig. U.
- 1986 *Astroentactinia multispinosa* (WON 1983). – GOURMELON, Etude des Radiolaires: 185, Taf. 4, Fig. 2.
- non 1987 *Astroentactinia biaciculata* NAZAROV. – GOURMELON, Les Radiolaires Tournaisiens: 69–70, Taf. 8 Fig. 1–5 [siehe Bemerkungen in dieser Arbeit].
- 1988 *Astroentactinia biaciculata* NAZAROV. – BRAUN & SCHMIDT-EFFING, Radiolarienfaunen: 654, Abb. 18.
- 1988 *Astroentactinia biaciculata* NAZAROV. – SCHMIDT-EFFING, Eine Radiolarien-Fauna des Famenne: 34, Taf. 1, Fig. 8, Taf. 2, Fig. 3
- 1989 *Astroentactinia biaciculata* NAZAROV. – BRAUN, Unterkarbonische Radiolarien: 370, Taf. 2, Fig. 2.

Holotypus: siehe NAZAROV 1975: Taf. 8, Fig. 8.

Locus typicus, stratum typicum, Diagnose, Beschreibung: siehe NAZAROV 1975: 84–85.

Zeitliche und räumliche Verbreitung:

- Im Mittel- und Oberdevon des Urals, UdSSR (NAZAROV 1975).
- Im Frasnium West-Australiens (NAZAROV et al. 1982 (?), NAZAROV & ORMISTON 1983).
- Im höheren Famennium des Frankenwaldes, Deutschland (SCHMIDT-EFFING 1988).
- Im Tournaisium-Viseum Grenzbereich des Frankenwaldes, Deutschland (BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1988, BRAUN 1989a) und der Hautes Pyrenées, Frankreich (GOURMELON 1986).

Morphologie:

Kugeliges Gitterskelett mit 11–12 von der Oberseite sichtbaren, kurzen dreiblättrigen Stacheln, die oft nur in Resten erhalten sind. An den Kreuzungspunkten des Skelettgitters sind zudem noch undeutlich kleine, stark rekristallisierte Dornen vorhanden. Die Form der Poren des Skelettgitters (ca. 11–13 pro halbem Kugelumfang) ist erhaltungsbedingt nicht sichtbar. Innenstrukturen sind nicht zu erkennen, die Gattungszuweisung erfolgte hier aufgrund externer Morphologiekriterien.

Maße (in Mikron): Durchmesser der Skelettkugel: 126; maximale Länge der Stacheln: 29; Durchmesser der Gitterporen: 7–11.

Bemerkungen:

Der Holotypus von *A. biaciculata* bei NAZAROV (1975: Taf. 8, Fig. 8) zeigt, daß NAZAROV ursprünglich kugelige polyspinose Entactiniidae mit kurzen, gleichartig gestalteten Außenstacheln mit dem Artnamen *biaciculata* bezeichnete. Da zu wenig über die intraspezifische Variabilität dieser Formen bekannt ist, ist eine Zugehörigkeit einzelner längerstacheliger Formen zur Art *biaciculata* möglich, jedoch nicht hinreichend gesichert (vgl. Zitat NAZAROV, COCKBAIN & PLAYFORD 1982 in der Synonymieliste). Andererseits ist die artliche Unterscheidung weiterer polyspinooser, kurzstacheliger Formen oft unmöglich (vgl. Zitat NAZAROV & ORMISTON 1983 in der Synonymieliste). Die langstacheligen Formen, die von GOURMELON 1987 unter *Astroentactinia biaciculata* NAZAROV beschrieben wurden, sind in synchronen Faunen des Tournaisiums von kurzstacheligen Formen gut und deutlich getrennt und gehören einer anderen Art an (BRAUN, in Vorb.; vgl. Zitat GOURMELON 1987 in der Synonymieliste).

Astroentactinia sp.

(Taf. 2, Fig. 7)

Morphologie:

Recht großes, kugeliges Gitterskelett mit zahlreichen kurzen Stacheln von zwei unterschiedlichen Größen. Es sind vier dickere, dreiblättrige Stacheln auf der dem Betrachter zugewandten Kugeloberfläche sichtbar. Die Zahl und die Verteilung dieser Stacheln läßt darauf schließen, daß auf der gesamten Kugeloberfläche sechs kräftigere Außenstacheln vorhanden waren. Zwischen diesen kräftigeren Stacheln befinden sich zahlreiche feine, nadelartige Dornen, die etwa die Hälfte der Länge der kräftigeren Hauptstacheln erreichen. Die Poren der Gitterkugel sind erhaltungsbedingt nicht in Form und Größenverhältnissen beschreibbar. Es sind ca. 19–20 Poren pro halbem Kugelumfang undeutlich erkennbar. Innenstrukturen wurden nicht beobachtet.

Maße (in Mikron): Durchmesser der Skelettkugel: 179; Länge der kräftigeren Außenstacheln: 46; basale Breite der kräftigeren Außenstacheln: 21; Länge der kleinen, nadelartigen Stacheln: maximal 21.

Bemerkungen:

Es handelt sich um eine in dieser Bestachelung bisher nicht beschriebene Art, deren Innenstrukturen nicht sichtbar sind und die deshalb aufgrund externer Merkmale fraglich der Gattung *Astroentactinia* NAZAROV (1975) zugeordnet wurde. Da bei dem einzigen bislang vorliegenden Exemplar wesentliche Merkmale (Porenform und -größe, Variabilität) nicht zu erkennen sind, wird auf die Aufstellung einer Art verzichtet und das Exemplar statt dessen in offener Nomenklatur vorgestellt.

Entactiniidae gen et sp. indet.

(Taf. 2, Fig. 9)

Morphologie:

Kugeliges Gitterskelett mit sieben gut sichtbaren, schmalen, dreiblättrigen Außenstacheln. Die Gesamtzahl der Stacheln lag vermutlich höher. Nach undeutlich sichtbaren Stachelresten betrug sie ca. 10–11 auf der dem Betrachter zugewandten Kugelhälfte. Das Skelettgitter ist

stark rekristallisiert und zeigt nur wenige Reste von Einzelstrukturen. Im oberen Teil des Exemplars auf Taf. 2, Fig. 9 sind einige schlecht erhaltene Poren sichtbar. Deren Größe deutet auf eine Porenanzahl von 12–13 pro halbem Kugelumfang. Die Gitterkreuzungspunkte weisen keine dornenartige Bestachelung auf. Das Fehlen solcher Dornen kann im vorliegenden Fall jedoch auch durch diagenetische Lösung bedingt sein.

Maße (in Mikron): Durchmesser der Skelettkugel: 120; Länge der Außenstacheln: 95; basale Breite der Außenstacheln: 15; Durchmesser der Poren: ca. 9.

Bemerkungen:

Das vorliegende Exemplar ist ein Beispiel für die Schwierigkeit der Bestimmung von Entactiniidae in mäßigem Erhaltungszustand. Die diagnostisch wichtigen Merkmale innerhalb dieser Familie können in wechselndem Umfang durch selektive Lösung von Skelett-Teilen (meist Innenstrukturen; vgl. NAZAROV, COCKBAIN & PLAYFORD 1982: 161) oder Rekristallisationen zerstört sein. Die Innenstrukturen (Lage und Anzahl der Innenspikuläe, Zahl der konzentrischen Gitterkugeln) sind derzeit das diagnostisch wichtigste Merkmal bei der Gattungszuweisung der Entactiniidae. Sind, wie im vorliegenden Fall, die Innenstrukturen der Skelettkugel nicht sichtbar, so kann höchstens anhand charakteristischer Externmerkmale eine fragliche Gattungszuweisung über die Artbestimmung erfolgen (vgl. z. B. Vorgehen bei *Entactinosphaera? palimbola* FOREMAN 1963 in dieser Arbeit). Auch Unterschiede in der Wandstruktur (feinporig-spongiös/grobporig-netzartig) dienen als Basis für die Abtrennung von Gattungen (vgl. NAZAROV 1975). Hier ist häufig infolge starker Rekristallisation eine Entscheidung nicht mehr möglich. Wenn solche mäßig erhaltenen Exemplare dann im Gesamthabitus Merkmale zeigen, die bei kugeligen Radiolarien seit dem Altpaläozoikum häufig und vielfach unabhängig voneinander entwickelt wurden (wie in diesem Fall die Ausbildung zahlreicher gleichartiger Stacheln), so ist über das Familienniveau hinaus keine verlässliche Bestimmung mehr möglich.

Familie ?Orosphaeridae HAECKEL 1887

Polyentactinia FOREMAN 1963

Typus-Art: *Polyentactinia craticulata* FOREMAN 1963.

Diagnose: s. FOREMAN 1963: 281.

Polyentactinia? sp.

(Taf. 1, Fig. 8–9)

- ?1982 *Polyentactinia?* sp. – NAZAROV, COCKBAIN & PLAYFORD, Late Devonian Radiolaria: 170, Fig. 4H.
 1988 Paleoactinomids gen. et sp. indet. – ISHIGA, Paleontological study: Taf. 5, Fig. 6 [Abb. ohne Beschreibung].
 1988 „*Palaeoactinomma*“ sp. (sensu HOLDSWORTH 1977). – SCHMIDT-EFFING, Eine Radiolarien-Fauna des Fammenne: 35, Taf. 1, Fig. 10; Taf. 2, Fig. 4.

Zeitliche und räumliche Verbreitung:

– Im oberen Famennium von Ost-Australien (Alterseinstufung der Probe I-58-c durch ISHIGA & LEITCH 1988: 68).

- Im höheren Famennium des Frankenwaldes (Deutschland; SCHMIDT-EFFING 1988).
- Fraglich im Frasnium von West-Australien (NAZAROV, COCKBAIN & PLAYFORD 1982).

Morphologie:

Kugeliges Gitterskelett aus einer Gitterschale mit zahlreichen kurzen, nadelförmigen Stacheln mit rundem Querschnitt an den Ecken der Porenrahmen. Z. T. sind etwas längere, kräftiger ausgebildete Stacheln mit ebenfalls rundem Querschnitt vorhanden. Das Wandgitter ist mit zahlreichen, meist großen, unregelmäßigen polygonalen Poren durchsetzt (ca. 11–12 pro Kugelhalbmesser). Die Gitterrahmen zwischen den Poren sind schmal. Innenstrukturen wurden am vorliegenden Material nicht beobachtet.

Maße (in Mikron): Durchmesser der Skelettkugel: 200; Durchmesser der Poren: 10–40; Länge der dornenartigen Stacheln: 15–21; basale Breite der dornenartigen Stacheln: 15.

Bemerkungen:

In Skelettgröße und -struktur sowie der gering ausgeprägten Bestachelung bestehen Ähnlichkeiten zwischen den vorliegenden Exemplaren und rezenten Vertretern der Familie Orosphaeridae HAECKEL 1887. Solange jedoch phylogenetische Verbindungen zwischen den oberdevonischen und rezenten Formen nicht besser bekannt sind, bleibt eine solche Zuweisung fraglich (vgl. hierzu auch die fragliche Zuweisung von *Polyentactinia* zu den Orosphaeridae und deren Diskussion in NAZAROV & ORMISTON 1985: 9 u. 43).

Die hier beschriebene oberdevonische Form ist recht häufig und fällt durch ihre Größe und die groben Gittermaschen des Skeletts auf. Auch bei der Gattungszuweisung bestehen jedoch taxonomische Schwierigkeiten. Die bislang beschriebenen identischen Formen besitzen den Beschreibungen zufolge kein Innenspikular-Skelett und werden von den Bearbeitern daher zu den „Palaeoactinomiden“ gerechnet. Diese vorläufige Gruppe wurde von HOLDSWORTH (1977: 167) für vor allem im Altpaläozoikum verbreitete, meist große kugelige Radiolarien ohne Innenspikular-Skelett aufgestellt. Auf der Stereoaufnahme in SCHMIDT-EFFING (1988: Taf. 2, Fig. 4) sind indessen in Verlängerung kräftigerer Stacheln Reste einer Innenspikula auf der Innenseite des Skelettgitters zu erkennen. Die Merkmalskombination Innenspikula-unregelmäßig-grobmaschiges Skelettgitter deutet danach eher auf eine Zugehörigkeit der besprochenen Exemplare zur Gattung *Polyentactinia* FOREMAN 1963. Eine endgültige Zuweisung soll im Rahmen einer Spezialuntersuchung an reichem Material erfolgen, das kürzlich in einem weiteren Oberdevon-Geröll aufgefunden wurde.

Familie Archocyrtiidae KOZUR & MOSTLER 1981

Archocyrtium DEFLANDRE 1972

Typus-Art: *Archocyrtium riedeli* DEFLANDRE 1972.

Diagnose: DEFLANDRE 1972: 15, emend. WON 1983: 128, CHENG 1986: 123.

Archocyrtium cf. *delicatum* CHENG 1986 (Taf. 1, Fig. 10)

Morphologie:

Ein mäßig erhaltenes Exemplar mit einem zentral aufsitzenden, dreiblättrigen Apikalstachel und drei Podombeinen. Die Podombeine sind breit ausladend und besitzen eine kurze Verbindungswand mit gebogenem Unterrand. Die außen auf den Podombeinen aufsitzenden „Schneiden“ sind (erhaltungsbedingt?) nur schwach ausgeprägt. Die (rekonstruierte) Länge des Apikalstachels entspricht etwa der Höhe des Cephalons. Es sind keine Reste weiterer Cephalon-Stacheln erhalten. Auf der apikalwärtigen Seite des Cephalons sind einige schlecht erhaltene Poren sichtbar.

Maße (in Mikron): Gesamthöhe des Skeletts (Apikalstachel nicht vollständig): 94; Höhe des Cephalons: 24; Breite des Cephalons im mittleren Teil: 36; Breite der Einschnürung zwischen Cephalon und Podom: 32; Höhe des Podoms: 42; Breite des Podoms: 78; Breite des Apikalstachels im unteren Teil: 11.

Bemerkungen:

Das abgebildete Exemplar steht der Art *Archocyrtium delicatum* CHENG 1986 morphologisch am nächsten (vgl. den Holotypus bei CHENG 1986: Taf. 6, Fig. 12), ist jedoch kleiner als die Typus-Exemplare von CHENG. Aufgrund der mäßigen Erhaltung der Cephalon-Wand kann zudem die diagnostisch wichtige Porengröße und -gestalt nicht exakt festgestellt werden. Aus diesen Gründen erfolgte die Artzuweisung hier unter Vorbehalt.

Familie Palaeosцениidae RIEDEL 1967, emend. HOLDSWORTH 1977, FURUTANI 1983, GOODBODY 1986.

Palaeoscenidium DEFLANDRE 1953

Typus-Art: *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE 1953.

Diagnose: siehe DEFLANDRE 1953: 408, emend. GOODBODY 1986: 150.

Palaeoscenidium cladophorum DEFLANDRE 1953

(Taf. 1, Fig. 4–5)

- *1953 *Palaeoscenidium cladophorum* n. g. n. sp. DEFLANDRE, *Traité de Zoologie*: 408, Fig. 308 [nur Abbildung der Art und Gattungsdiagnose].
- 1960 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – DEFLANDRE, A propos du developpement des recherches: Taf. 1, Fig. 21.
- 1963 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – FOREMAN, *Upper Devonian Radiolaria*: 302, Taf. 8, Fig. 10; Taf. 9, Fig. 6.
- 1973 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – HOLDSWORTH, *Radiolaria Baltalimani Formation*: 128, Taf. 1, Fig. 19.
- 1975 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – NAZAROV, *Lower and Middle Paleozoic Radiolaria*: 96, Taf. 13, Fig. 4–5; Taf. 14, Fig. 5–6.
- 1982 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – WOLF, *Radiolarien aus dem Unterkarbon*: 44, Taf. 3, Fig. 8; Taf. 8, Fig. 1.
- 1983 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – NAZAROV & ORMISTON, *Upper Devonian Radiolarian Fauna*: 466, Taf. 2, Fig. 6–7; Abb. 5A, B.

- 1985 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – GOURMELON, Inventaire preliminaire: Taf. 1, Fig. 24.
- 1987 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – GOURMELON, Les Radiolaires Tournaisiens: 125–126, Taf. 21, Fig. 1–4.
- 1988 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – ISHIGA & LEITCH, Stratigraphy of the western part of the Hastings Block: Taf. 1, Fig. 7.
- 1988 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – ISHIGA, Paleontological study: 87–89, Taf. 2, Fig. 4, 6, 7, 8.
- 1988 *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE. – SCHMIDT-EFFING, Eine Radiolarien-Fauna des Famenne: 35, Taf. 1, Fig. 11–12.

Holotypus, locus typicus, stratum typicum, Diagnose, Beschreibung: In der Originalbeschreibung nicht angeben.

Lectotypus: Das Exemplar bei DEFLANDRE 1953: 408, Abb. 308 (vgl. NAZAROV 1975: 96).

Zeitliche und räumliche Verbreitung:

- Im Frasnium und Famennium von Ost-Australien (ISHIGA & LEITCH 1988; ISHIGA 1988).
- Im Frasnium von West-Australien (NAZAROV & ORMISTON 1983) und des Süd-Urals (NAZAROV 1975).
- Im höheren Famennium des Frankenwaldes (Deutschland; SCHMIDT-EFFING 1988).
- Im mittleren bis oberen Tournaisium der Montagne Noire, Frankreich (DEFLANDRE 1953; GOURMELON 1987) und des Rheinischen Schiefergebirges (Deutschland: WOLF 1982).
- Im Tournaisium der Türkei (HOLDSWORTH 1973).

Morphologie:

Das Skelett besteht aus drei kräftigen, divergierenden Basalstacheln, die jeweils ca. zehn kräftige zugespitzte, seitlich abstehende Dornen tragen. Im Apikalteil des Skeletts befinden sich vier dünnere, zugespitzte, nicht bedornete Apikalstacheln. Reste einer porenlosen Verbindungswand zwischen den proximalen Teilen der Basalstacheln sind nicht vorhanden.

Maße (in Mikron): Gesamtbreite des Skeletts mindestens 400 (unvollständige basale Stacheln); Höhe des basalen Teils: 190–210; Höhe des apikalen Teils: 60–91; Dicke der basalen Skelett-Stacheln: 12–15; Länge der Seitenstacheln: 45–77; Dicke der Seitenstacheln: 6–20.

6. Reste frühdiagenetischer Einkieselung

(Taf. 2, Fig. 10, 11)

An einzelnen Skelettelementen treten in z. T. ausgezeichnete Erhaltung ca. 1 Mikron große Kügelchen auf, die nach ihrem Aussehen und den Orten ihres Auftretens als Reste von Lepisphären (kugelige Opal-CT-Abscheidungen im frühdiagenetischen Stadium) interpretiert werden (vgl. Beschreibungen von Lepisphären aus känozoischen Sedimenten bei POLLARD & WEAVER 1973 und OEHLER 1975; hier auch weiterführende Literatur). Auch an anderen Fundorten haben sich solche für Sedimente paläozoischen Alters erstaunlich gut erhaltenen Lepisphären an Skelett-Teilen und in früheren Hohlräumen der Skelette gefunden (z. B. im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges; BRAUN, in Vorb.). Da die Lepisphären bei der Flußsäure-Präparation erhalten bleiben, ist ihre Umwandlung in ätzresistentere Quarz-Modifikationen (Mikroquarz) als sicher anzunehmen. Unklar ist, ob hier eine in situ-Umwandlung der Lepisphären über verschiedene Quarzphasen oder eine Wiederausfüllung von kugeligen Hohlräumen erfolgte, die nach einer Lösung der originalen Opal-Lepisphären entstanden. Die meisten der bislang untersuchten Lepisphären besitzen eine raue Oberfläche, die mit flachen,

gekreuzten Blättchen besetzt ist. Die auffällig glatte Oberfläche der Lepisphären im vorliegenden Material deutet auf die Möglichkeit einer Wiederausfüllung kugeligter Hohlräume durch Quarz.

7. Faunenzusammensetzung

Ungefähre Häufigkeitsanteile der einzelnen Taxa: Am häufigsten und vielgestaltigsten sind Entactiniidae mit 1–6 dreiblättrigen Hauptstacheln vertreten, deren Länge selten die des Durchmessers des Zentralskeletts überschreitet. Extreme Stachelnängen wie in unterkarbonischen Faunen wurden nicht beobachtet. Gleichfalls häufig sind Entactiniidae mit zahlreichen, meist kleinen und gleichartig ausgebildeten Außenstacheln (*Astroentactinia*, *Helioentactinia*). Die Entactiniidae werden bezüglich der Häufigkeit gefolgt von den spikulären Palaeosceniidae, die in der Fauna individuenreich, jedoch artenarm vorhanden sind. Gleichfalls recht häufig sind die recht großen, gering bestachelten Kugelskelette, die hier fraglich den Orosphaeriidae zugeordnet werden. Sie sind, ebenso wie die Palaeosceniidae individuenreich, aber artenarm. Die Gattung *Holoeciscus* ist mit 1 Art in einem Anteil von geschätzt 5% an der Gesamtfäunenzusammensetzung beteiligt. Seltener Faunenelemente sind die Archocyrtiidae und die Ceratoikiscidae, die auch ausnahmslos in schlechter Erhaltung auftreten. In anderen oberdevonischen Faunen treten die Archocyrtiidae und Ceratoikiscidae bei besserer Erhaltung häufiger und vielgestaltiger auf (vgl. CHENG 1986). Mögliche ökologische Gründe für diese Zusammensetzungs-Unterschiede können hier nicht ausgeschlossen werden. In den spärlichen bisher bekannt gewordenen ökologischen Anhaltspunkten in paläozoischen Faunen traten jedoch bilateral-symmetrische Formen (in diesem Fall *Albaillella* und *Ceratoikiscum*) stets zusammen auf, bzw. fehlten gemeinsam (vgl. HOLDSWORTH 1966). Angesichts der sehr ähnlichen Morphologie von *Holoeciscus* im Oberdevon und *Albaillella* im Unterkarbon, kann man wohl auch hier davon ausgehen, daß *Holoeciscus* und *Ceratoikiscum* primär gemeinsam vorhanden waren. Wahrscheinlicher ist, daß die Seltenheit von *Archocyrtium* und *Ceratoikiscum* hier sekundär-diagenetisch bedingt ist. Beispiele unterkarbonischer Radiolarienfaunen aus dem Rheinischen Schiefergebirge (BRAUN, in Vorb.) zeigen, daß solche selektiven diagenetischen Lösungsprozesse zum zeitweisen Ausfall ganzer Gattungen und Familien in der Fossilüberlieferung führen können, wobei im Extremfall im Lösungsrückstand nur eine oder zwei besonders lösungsresistente Taxa übrigbleiben. Auf solche diagenetischen Vorgänge weist im übrigen bereits die durchweg schlechte Erhaltung von *Archocyrtium* und *Ceratoikiscum* hin.

8. Leitwert und stratigraphische Verbreitung der Faunenelemente

Bei einem Vergleich der Faunenkomposition der hier vorgestellten oberdevonischen Fauna mit Radiolarienfaunen des Unterkarbons ergeben sich einige stratigraphisch langlebige Formen:

- *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE 1953 reicht als Art unverändert vom Frasnium (vgl. NAZAROV, COCKBAIN & PLAYFORD 1982) bis in das höhere Tournaisium (BRAUN, in Vorb.).
- Die 6-stacheligen Entactiniidae („*vulgaris*-Typ“) sind auch in unterkarbonischen Faunen (bis in das obere Tournaisium) noch weit verbreitet. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen wer-

den, daß das Merkmal der sechs mäßig langen, rechtwinklig zueinander angeordneten Stacheln innerhalb der Entactiniidae mehrmals unabhängig voneinander entstanden ist.

Neben diesen langlebigen Faunenelementen stellen vor allem die Radiolarien mit bilateral-symmetrischem Skelett-Bauplan (*Holoeciscidae*, *Ceratoikiscidae*, im Unterkarbon die *Albaillellidae*) stratigraphisch kurzlebige Formen mit oft sehr gut erkennbaren Evolutionstendenzen und gutem Leitwert.

9. Alter der Fauna

Ausschlaggebender Anhaltspunkt für die Alterseinstufung der hier beschriebenen Radiolarienfauna ist das Vorkommen von *Holoeciscus foremanae* (s. zeitliche und räumliche Verbreitung dieses Taxons). Es erlaubt die Zuordnung zur *Holoeciscus-2* oder *Holoeciscus-3*-assemblage-Zone der in CHENG (1986: 13) aufgestellten Radiolarien-Zonierung. Das Fehlen von Arten der Gattung *Pylentonema* DEFLANDRE 1963 deutet auf eine Zuordnung zur *Holoeciscus-2*-assemblage-Zone, da *Pylentonema* nach CHENG (1986: 13) erst an der Basis der *Holoeciscus-3*-assemblage-Zone einsetzt. Nach CHENG (1986: 12) ist die HO-2-assemblage-Zone mit der *velifer*-Zone der europäischen und nordamerikanischen Conodonten-Zonierung zu parallelisieren (= Hembergium, Oberdevon III–IV der Goniatiten-Chronologie). Eine unabhängige Datierung wird durch recht seltene Funde von Conodonten im Lösungsrückstand möglich. Als einzige stratigraphisch näher eingrenzbar Form fand sich *Bispathodus stabilis* (det. BENDER, Marburg). Diese Form schließt jedoch nur tiefoberdevonisches Alter aus und bietet zum Unterkarbon hin keine Möglichkeit der Abgrenzung.

10. Schriftenverzeichnis

- ABERDEEN, E. (1940): Radiolarian Fauna of the Caballos Formation, Marathon Basin, Texas. – Journ. Paleont. **14** (2): 127–139, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Tulsa.
- AITCHISON, J. C. (1988): Late Paleozoic radiolarian ages from the Gwydir terrane, New England orogen, Eastern Australia. – Geology, **16**: 793–795, 2 Abb.; Boulder, Colorado
- BRAUN, A. (1989a): Unterkarbonische Radiolarien aus Kieselschiefergeröllen des Mains bei Frankfurt am Main. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **71**: 357–380, 4 Taf.; Stuttgart.
- (1989b): Neue unterkarbonische Radiolarien-Taxa aus Kieselschiefer-Geröllen des unteren Maintales bei Frankfurt a. M. – Geologica et Palaeontologica, **23**: 83–100, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Marburg/Lahn.
- & SCHMIDT-EFFING, R. (1988): Radiolarienfaunen aus dem tiefen Vise (Unter-Karbon) des Frankenwaldes (Bayern). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1988, **11**: 645–660, 23 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- CAMPBELL, A. S. (1954): Radiolaria. – In: CAMPBELL, A. S., & MOORE, R. C.: Treatise on invertebrate paleontology, Part. D., Protista **3**: 11–163, Abb. 6–86; Geol. Soc. Amer. (New York), & Univ. Kansas Press (Lawrence).
- CHENG, Y.-N. (1986): Taxonomic Studies on Upper Paleozoic Radiolaria. – Nat. Mus. Nat. Sci. Spec. Publ. **1**: 1–311, 41 Taf.; Taichung, Taiwan.
- DEFLANDRE, G. (1952): *Albaillella* nov. gen., Radiolaire fossile du Carbonifère Inférieur, Type d'une ligne aberrante Étainte. – C. R. Acad. Sci. Paris, **234**: 872–874; Paris.
- (1953): Radiolaires fossiles. – In: GRASSÉ, P. P.: Traité de Zoologie, **1**, pt. 2: 389–436, 37 Abb.; Paris (Masson & Cie).
- (1963): *Pylentonema*, nouveau genre de Radiolaire du Viséen: Sphaerellaire ou Nassellaire?– C. R. Acad. Sci., **257**: 3981–3984, 5 Abb.; Paris.
- (1972): Remarques complémentaires sur la morphologie et la nomenclature de quelques genres de Radiolaires du Paléozoïque. – C. R. Acad. Sci. Paris, **275**: 13–16; Paris.

- FELSCH, J. (1911): Die Schichtenfolge des unteren Culms in der Umgebung des Münchberger Gneissmassivs. – Diss. Phil. Fakultät Univ. Jena, 75 S.; Jena.
- FOREMAN, H. P. (1963): Upper Devonian Radiolaria from the Huron Member of the Ohio Shale. – *Micropaleontology*, **9** (3): 267–304; New York.
- FURUTANI, H. (1983): Middle Paleozoic Palaeoscienidae (Radiolaria) from Mt. Yokokura, Shikoku, Japan, part 1. – *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, **130**: 96–116, Taf. 21–27; Tokyo.
- GAERTNER V., H. R. (1949): Probleme des Saxothuringikums. – *Geol. Jb.*, **65**: 409–450, 7 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- GOODBODY, Q. H. (1986): Wenlock Palaeoscienidae and Entactiniidae (Radiolaria) from the Cape Phillips Formation of the Canadian Archipelago. – *Micropaleontology*, **32** (2): 129–157, 7 Taf.; Lawrence, Kansas.
- GOURMELON, F. (1985): Inventaire préliminaire des Radiolaires des Nodules phosphatés des lydienes d'antennes de la Montagne Noire (Hérault, France). – *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**: 1259–1263, 2 Taf.; Paris.
- (1986): Étude des Radiolaires d'un Nodule Phosphaté du Carbonifère inférieur de Bareilles, Hautes Pyrénées, France. – *Geobios*, **19** (2): 179–197, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Lyon.
- (1987): Les Radiolaires Tournaisiens des Nodules Phosphatés de la Montagne Noire et des Pyrénées Centrales. – *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **6**: 1–172, 46 Abb., 22 Taf.; Brest.
- HAECKEL, E. (1887): Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873–76. – *Rept. Voy. Challenger, Zool.*, **18**: 1–CLXXXVIII (1–1803), 140 Taf.; London.
- HINDE, G. J. (1899): On the Radiolaria in the Devonian rocks of New South Wales. – *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, **55** (1): 38–64, 1 Abb., 2 Taf.; London.
- HOLDSWORTH, B. K. (1966): A preliminary study of the paleontology and paleoenvironment of some Namurian limestone "bullions". – *Mercian Geologist*, **1**: 315–377; Nottingham.
- (1969): Namurian Radiolaria of the Genus *Geratoikiscum* from Staffordshire and Derbyshire, England. – *Micropaleontology*, **15** (2): 221–229, 1 Taf.; New York.
- (1973): The radiolaria of the Baltalimani Formation; Lower Carboniferous, Istanbul. – In: *Paleozoic of Istanbul*, Ege Uni. Fen. Fak. Kitaplar, **40**: 117–134, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Istanbul.
- (1977): Paleozoic Radiolaria: Stratigraphic Distribution in Atlantic Borderlands. – In: SWAIN, F. M. [Hrsg.]: *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and Borderlands*. – Reihe: *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, **6**: 167–184, 2 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- ISHIGA, H. (1988): Paleontological study on the Geology of the southern New England Fold Belt, Eastern Australia. – In: *Co-operative Research Group of Japan and Australia [Hrsg.]: Preliminary Report on the Geology of the New England Fold Belt, Australia (No. 1)*: 77–93, 5 Abb., 5 Taf.; Matsue, Japan.
- & LEITCH, E. C. (1988): Stratigraphy of the western part of the Hastings Block, New England Fold Belt, Eastern Australia. – In: *Co-operative Research Group of Japan and Australia [Hrsg.]: Preliminary Report on the Geology of the New England Fold Belt, Australia (No. 1)*: 33–45, 5 Abb., 2 Taf.; Matsue, Japan.
- KORN, H. (1938): Schichtung und absolute Zeit. Bewegungen, Schichtenaufbau und Sedimentationsgeschwindigkeiten in einer varistischen Mulde nach Studien im thüringisch-fränkischen Unterkarbon und Oberdevon. – *N. Jb. Min., Abt. A.*, **74**: 50–188, 16 Abb.; Stuttgart.
- KOZUR, H., & MOSTLER, H. (1981): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea HAECKEL, 1862, Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUSHEVSKAJA, 1979, Sponguracea HAECKEL, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderbd.*: 1–208, 69 Taf.; Innsbruck.
- LIEBE, K. Th., & ZIMMERMANN, E. (1911): Erläuterungen zur geol. Kte. von Preußen und benachbarter Bundesstaaten, Bl. 5535 Lobenstein, 154 S.; Berlin.
- NAZAROV, B. B. (1975): Lower and Middle Paleozoic Radiolaria of Kazakhstan (in Russisch). – *Academiya Nauk SSSR, Ordena Trudovogo Krasnogo znamenii Geologitscheskii Institut Trudy*, **275**: 1–197, 17 Abb., 6 Tab., 21 Taf.; Moskau.
- & ORMISTON, A. R. (1983): Upper Devonian (Frasnian) radiolarian fauna from the Gogo formation, Western Australia. – *Micropaleontology*, **29** (4): 454–466, 2 Taf.; Lawrence, Kansas.
- (1985): Radiolaria from the late Paleozoic of the Southern Urals, USSR and West Texas, U.S.A. – *Micropaleontology*, **31** (1): 1–54, 14 Abb., 6 Taf.; New York.

- , COCKBAIN, A. E., & PLAYFORD, P. E. (1982): Late Devonian Radiolaria from the Gogo Formation, Canning Basin, Western Australia. – *Alcheringa*, **6** (3): 161–173, 6 Abb.; Sydney.
- OEHLER, J. H. (1975): Origin and distribution of silica lepispheres in porcelanite from the Monterey Formation of California. – *J. Sed. Pet.*, **45** (1): 252–257, 1 Taf.; Tulsa.
- ORMISTON, A. R., & LANE, H. R. (1976): A unique Radiolarian Fauna from the Sycamore Limestone (Mississippian) and its Biostratigraphic Significance. – *Palaeontographica Abt. A*, **154** (4–6): 158–180, 6 Taf.; Stuttgart.
- POLLARD, C. O. Jr., & WEAVER, C. E. (1973): Opaline spheres: loosely packed aggregates from Silica Nodule in diatomaceous Miocene Fuller's Earth. – *J. Sed. Pet.*, **43** (4): 1072–1076, 6 Abb.; Tulsa.
- RICHTER, R. (1948): Gotländischer Kieselchiefer mit Graptolith als Geröll bei Frankfurt a. M. – *Senckenbergiana*, **29** (1/6): 101–106, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1951): Das gotländische Alter von Kieselchiefern in den Geröllen des unteren Mains. – *Senckenbergiana*, **32** (1/4): 155–159, 1 Taf., 42 Abb.; (Mit Beiträgen von STÜRMER, W. (157–159) und MÜNCH, A. (159–169)); Frankfurt a. M.
- RIEDEL, W. R. (1967): Some new families of Radiolaria. – *Proc. Geol. Soc. London*, **1640**: 148–149; London.
- RÜST, D. (1892): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der paläozoischen Schichten. – *Palaeontographica*, **38**: 107–192, Taf. 6–30; Stuttgart.
- SANDBERG, C. A., & GUTSCHICK, R. C. (1984): Distribution, Microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and Equivalents, Utah and adjacent states. – In: WOODWARD, J., MEISSNER, F. F., & CLAYTON, J. L. [Hrsg.]: *Hydrocarbon source rocks of the greater Rocky Mountain region: Denver, Colorado*, Rocky Mountain Association of Geologists, pp. 135–178, 17 Abb., 4 Tab., 8 Taf.; Denver.
- SANNEMANN, D. (1953): Neue stratigraphische Ergebnisse im Paläozoikum des Frankenwaldes auf Grund von Conodontenfunden. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*: 480–482; Stuttgart
- (1955): Ordovizium und Oberdevon der bayerischen Fazies des Frankenwaldes nach Conodontenfunden. – *N. Jb. Geol. Pal.*, **102** (1): 1–36; 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- SCHMIDT-EFFING, R. (1988): Eine Radiolarien-Fauna des Famenne (Ober-Devon) aus dem Frankenwald (Bayern). – *Geologica et Palaeontologica*, **22**: 33–41, 3 Taf.; Marburg/Lahn.
- SCHWARZ, A. (1924): Ein Verfahren zur Freilegung von Radiolarien aus Kieselchiefern. – *Senckenbergiana*, **6**: 230–244; Frankfurt a. M.
- STÜRMER, W. (1952): Zur Technik an Graptolithen und Radiolarien in Main-Kieselchiefern. – *Senckenbergiana*, **32** (5/6): 351–355, 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1966): Das Wachstum silurischer Sphaellarien und ihre späteren chemischen Umwandlungen. – *Paläontol. Z.*, **40** (3/4): 257–261, 3 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- (1971): Die Verwendung von silurischen Kieselchiefer-Geröllen bei der Verfolgung pleistozäner Flußablagerungen in Mainterrassen. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **21**: 3–12, 1 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- WOLF, U. (1982): Radiolarien aus dem Unterkarbon des Sauerlandes (Raum Menden). – Diplomarbeit (unveröffentl.), 85 S., 10 Abb., 10 Taf.; Münster.
- WON, M.-Z. (1983): Radiolarien aus dem Unter-Karbon des Rheinischen Schiefergebirges (Deutschland). – *Palaeontographica Abt. A*, **182** (4–6): 116–175, 6 Abb., 1 Tab., 14 Taf.; Stuttgart.
- WURM, A. (1962): Frankenwald, Fichtelgebirge, nördlicher Oberpfälzer Wald. – *Sammlung geologischer Führer*, Bd. **41**, 184 S., 5 Abb., 11 Tab.; Berlin (Gebr. Borntraeger).
- ZITZMANN, A. (1966): Neue Conodontenfunde in der devonischen Kieselchiefer-Serie der bayerischen Fazies des Frankenwalde. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **16**: 1–39, 7 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- (1968): Zur Kieselchieferserie des Frankenwaldes. Neuaufschlüsse auf Bl. 5735 Schwarzenbach am Wald. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **18**: 188–194, 1 Abb.; Erlangen.

Tafel 1 u. 2

Tafel 1

Oberdevonische Radiolarien aus Kieselschiefer-Geröllen in pleistozänen Mainkiesen (Herkunft: Frankwald); Kiesgrube Hovestadt, Rodgau-Dudenhofen (Hessen). Länge der Maßstabsbalken: 30 Mikron. Sammlungs-Nummer: Orig. Mbg. 4149.

Fig. 1–3. *Holoeciscus foremanae* CHENG 1986.

1. Komplettes Exemplar mit Ansätzen der Cavea-Flügel und der 4 Stapia-Fortsätze. Präparat REM 4/41.
2. Isolierte Cavea mit 1 vollständigen Cavea-Flügel (rechts). a: Teile der Spikulae des Cavea-Rahmens; b: striemenartige Linien auf der Cavea-Wand, die den Verlauf der im Inneren liegenden Cavea-Rippen nachzeichnen. Präparat REM 4/35.
3. Exemplar mit vollständig erhaltener Außenstapia. Pfeil: Spikulae des Cavea-Rahmens. Präparat REM 4/6.

Fig. 4–5. *Palaeoscenidium cladophorum* DEFLANDRE 1953.

4. Präparat REM 4/36; 5. Präparat REM 4/28.

Fig. 6–7. *Ceratoikiscum?* sp.

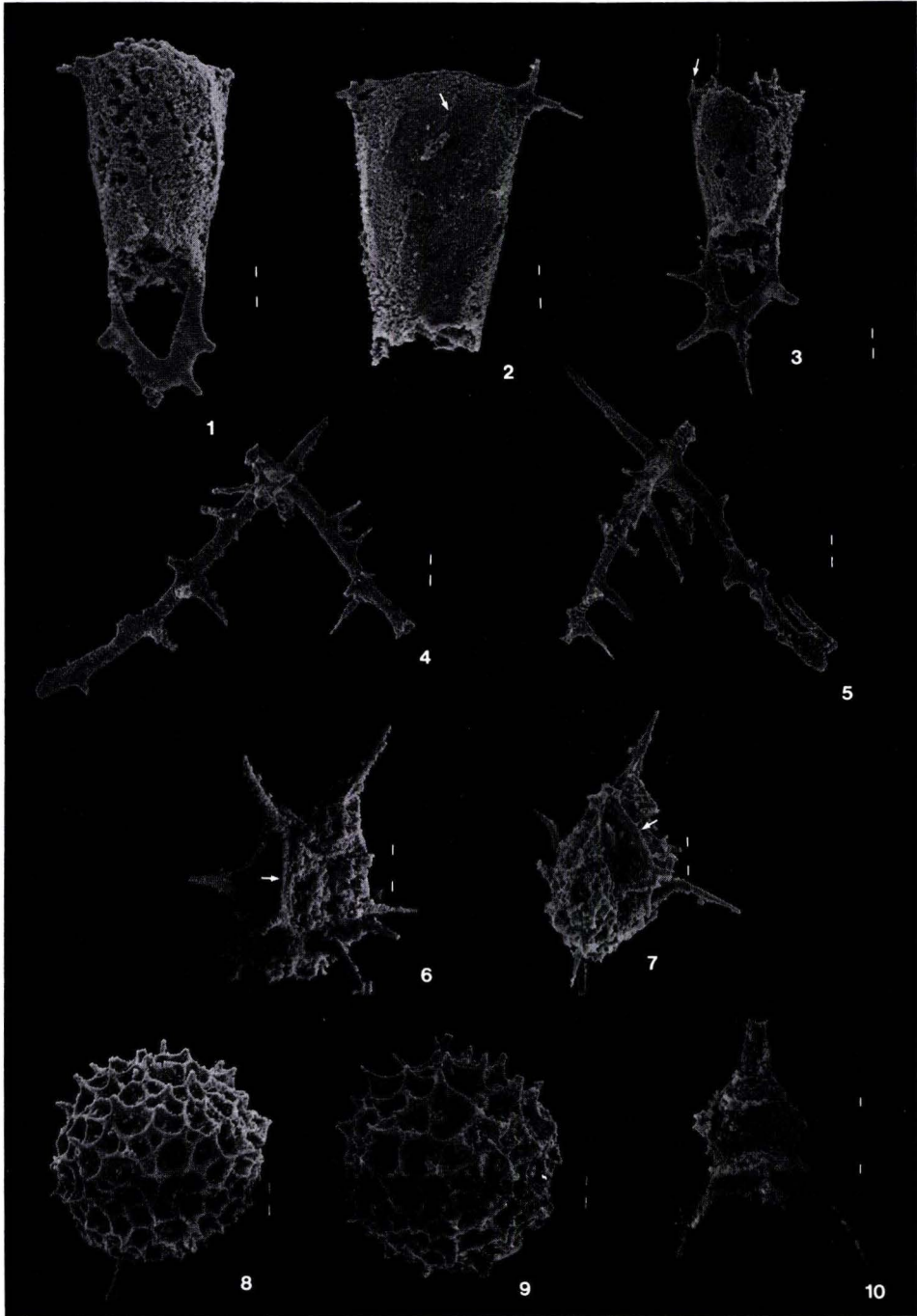
- Pfeile: Cavea-Rippen mit aufsitzendem Stachel. 6. Präparat REM 4/34; 7. Präparat REM 4/13.

Fig. 8–9. *Polyentactinia?* sp.

8. Präparat REM 4/17; 9. Präparat REM 4/1.

Fig. 10. *Archocyrtium* cf. *delicatum* CHENG 1986.

- Präparat REM 4/18.



Tafel 2

Oberdevonische Radiolarien aus Kieselschiefer-Geröllen in pleistozänen Mainkiesen (Herkunft: Frankwald); Kiesgrube Hovestadt, Rogau-Dudenhofen (Hessen). Sammlungs-Nummer: Orig. Mbg. 4149.

Fig. 1–4. *Entactinia herculea* FOREMAN 1963.

1. Präparat REM 4/11; 2. Präparat REM 4/47; 3. Präparat REM 4/15; 4. Präparat REM 4/30. Länge der Maßstabsbalken: Fig. 1–3: 30 Mikron; Fig. 4: 100 Mikron.

Fig. 5–6. *Entactinosphaera? palimbola* FOREMAN 1963.

5. Präparat REM 4/2; 6. Präparat REM 4/21. Länge der Maßstabsbalken: 30 Mikron. Pfeile: kleine, dreiblättrige Hauptstacheln in annähernd rechtem Winkel zueinander bzw. zum langen Hauptstachel angeordnet.

Fig. 7. *Astroentactinia? sp.*

Präparat REM 4/46. Länge des Maßstabsbalkens: 30 Mikron.

Fig. 8. *Astroentactinia biaciculata* NAZAROV 1975.

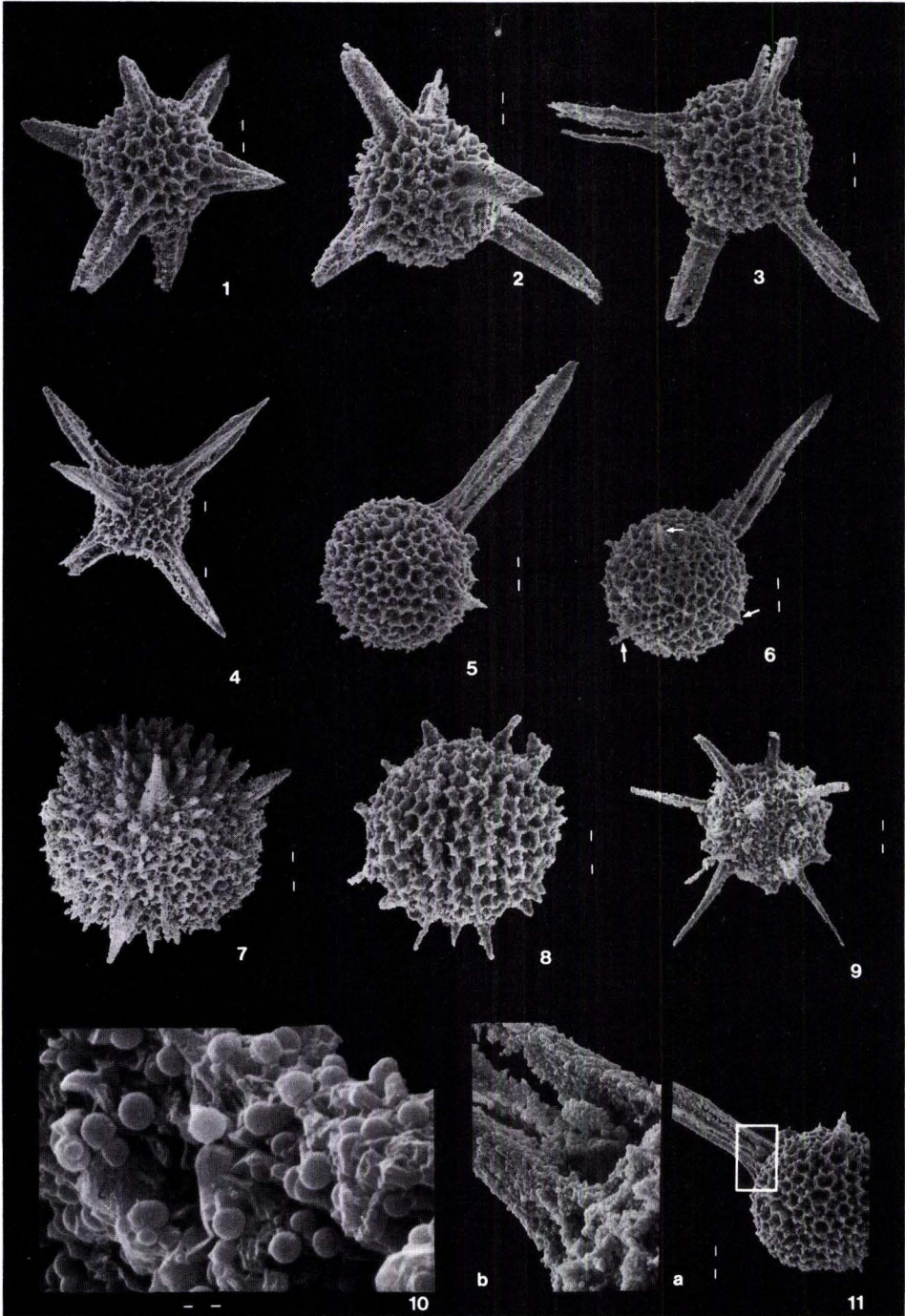
Präparat REM 4/42. Länge des Maßstabsbalkens: 30 Mikron.

Fig. 9. Entactiniidae gen. et sp. indet.

Präparat REM 4/43. Länge des Maßstabsbalkens: 30 Mikron.

Fig. 10–11. Erhaltung umkristallisierter frühdiagenetischer Opal-CT-Lepisphären zwischen den Stachelblättern von *Entactinosphaera? palimbola* FOREMAN 1963. 11a. Gesamtaufnahme mit Vergrößerungsausschnitt (11b). 10. Detailvergrößerung aus Abschnitt 11b. Präparat REM 4/45. Länge der Maßstabsbalken:

Fig. 11a: 30 Mikron; Fig. 10: 1 Mikron.



Eine Ostracoden-Fauna von Thüringer Gepräge aus dem unterkarbonischen Deckdiabas von Günterod

(*typicus*-Zone; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge,
Blatt 5216 Oberscheld)

Von

GERHARD BECKER*

Kurzfassung: Aus einer Tonschiefer-Einlagerung im höchsten Teil des Deckdiabas (cdDD) bei Günterod (Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge) wird eine Ostracoden-Fauna des Thüringer Ökotyps beschrieben, wobei 22 Arten genannt werden (meist unter offener Nomenklatur, darunter „*Spinella*“ sp. A forma guenterodensis n. f.). Die Ostracoden, sämtlich in Schiefer-Erhaltung, weisen enge Beziehungen zur E-thüringischen Becken-Fazies des cd I auf; die Conodonten, gewonnen aus kalkigen Begleit-Proben, zeigen die unterkarbonische *typicus*-Zone, d. h. den Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. das tiefste cd II β ,an.

Abstract: An ostracod fauna of the Thuringian Eco-Assemblage is described from a shaly, intercalary bed in the uppermost part of the „Deckdiabas“ (cdDD) near Günterod (Dill Syncline, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). 22 species are reported, mostly under open nomenclature (with „*Spinella*“ sp. A forma guenterodensis n. f.). The ostracod fauna, always documented by moulds, is closely related to faunas from the cd I basal facies of E Thuringia; the conodonts, obtained from the acid-digests of intercalated limestone lenses, are marking the Lower Carboniferous *typicus* Zone (limit cd II α /cd II β or lowermost cd II β).

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	30
2. Fundpunkt und Fundschicht	31
3. Material	33
4. Beschreibungen	34
Familie Hollinellidae BLESS & JORDAN	34
Familie Healdiidae HARLTON	35
Familie Quasillitidae CORYELL & MALKIN	38
Familie Pachydomellidae BERDAN & SOHN	39
Familie Bairdiocyprididae SHAVER	39
Familie Gerodiidae GRÜNDEL	41
Familie Bairdiidae SARS	43

*Prof. Dr. G. BECKER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberg-Anlage 32–34, 6000 Frankfurt a. M.

Familie Tricorninidae BLUMENSTENGEL	46
Familie Bythocytheridae SARS	47
Familie Entomozoidae PRIBYL	47
5. Paläökologie	49
6. Alter und Beziehungen	49
7. Schriftenverzeichnis	50

1. Einführung

Unterkarbonische basische Magmatite des variszischen „initialen Vulkanismus“ nehmen in der SW Dill-Mulde (Bl. Oberscheld) einen breiten Raum ein. Sie sind z. T. (d. h. zunächst) intrusiv („Intrusiv-Diabas, D_i“ bei BUGGISCH et al. 1981: 38 u. Abb. 2), dann effusiv („Erguß- oder Effusiv-Diabas, cdDD“ bei BUGGISCH et al. 1981: 38 u. Abb. 2; „Deckdiabas“ sensu stricto nach PAPROTH 1963: 39). Der Deckdiabas, wegen der Pillow-Strukturen als submarin ausgewiesen, stellt die Hauptmenge der Vulkanite. Seine Mächtigkeit wird mit mehreren hundert Metern angegeben; BUGGISCH et al. (1981: 38) nennen als Schätzwert rd. 500 m.

Auf Blatt Oberscheld setzen die Ergüsse nach BUGGISCH et al. (1981: 42f.) im S an der Devon/Karben-Grenze bzw. in der *Gattendorfia*-Stufe (cd I), weiter im N erst an der Wende zur *Pericyclus*-Stufe (cd I/II) ein und halten (lokal) bis in die tiefe *Goniatites*-Stufe (cd III α) aus. In die effusive Diabas-Folge sind „in allen Stockwerken“ autochthone Sedimente eingelagert, die schon „auf Grund ihrer faziellen Ausbildung einen gewissen Hinweis darauf geben, in welchem stratigraphischen Niveau man sich befindet“ (BUGGISCH et al. 1981: 49). Es sind dies unterschiedlich ausgebildete, häufig auch kalklinsen-führende Tongesteine. Conodonten aus den Karbonaten erlauben jeweils eine „exakte“ zeitliche Einstufung.

Schon KAYSER (1900: 134) beschreibt „darin“ Einlagerungen von „oft nur wenige Centimeter starken, aber nicht selten weit zu verfolgenden“ tonigen Sedimenten („Cypridinenschiefer“). Solche wurden als *anchoralis*-Zone datiert, erstmals durch RABIEN (1959: 632) und WALLISER (1959: 236). BENDER et al. (1977: 42–43) führten auf einer Exkursion der Paläontologischen Gesellschaft am 27.9.1977 ein entsprechendes Profil am SW-Ende der Dill-Mulde bei Herborn („Loc. 11“) vor.

Vorliegende Arbeit befaßt sich mit einer Sediment-Einlagerung in höchste Partien von Deckdiabas, aufgeschlossen unweit Günterod (E-Teil von Bl. Oberscheld). Es konnten nicht nur aus den Ätz-Rückständen von Kalkknollen Conodonten gewonnen (BUGGISCH, schriftl. Mittel.), sondern (durch RABIEN & HÜHNER) auf den Schichtflächen der (die Kalkknollen einhüllenden) Tonschiefer auch Ostracoden in „Schiefererhaltung“ entdeckt werden. Es ist dies der erste Fund dieses Faunenelements im Deckdiabas. Er wird im folgenden vorgestellt.

Dank schulde ich den Herren Dr. A. RABIEN und Dipl.-Ing. G. HÜHNER (Wiesbaden) für das mir liebenswürdigerweise zum Zwecke der Bearbeitung anvertraute Material und für Angaben zur Geologie des Fundpunkts; außerdem Herrn Prof. W. BUGGISCH (Erlangen) für die Conodonten-Datierung sowie Herrn B. KAHL (Frankfurt am Main) für die sorgfältige Ausführung der Foto-Arbeiten.

2. Fundpunkt und Fundschicht

Der Fundpunkt in der SW Dillmulde (Abb. 1) liegt im Streichen SW unweit der Ortschaft Günterod, auf dem E-Teil von Bl. 5216 Oberscheld. KAYSER (1907: geol. Kt.) hatte an dieser Stelle im Dach von (für ihn noch mitteldevonischen) Tonschiefern („tmt“) einen nach NE aushebenden schmalen Zug von Deckdiabas kartiert, unter Ausfall von „Culm-Kieselschiefer (cu1)“ überlagert von „Posidonienschiefer (cu2)“. In KAYSER & LOTZ (1907) findet das engere Fundareal keine Erwähnung.



Abb. 1. Lage des Ostracoden-Fundpunkts Günterod (G) in der Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Bei der Begradigung der von Günterod nach Bischoffen führenden Landstraße unweit Günterod im Jahre 1981 entstand ein neuer Aufschluß, allerdings geologischer Beobachtung nur kurzfristig zugänglich. Dabei wurde im Liegenden von Kulm-Kieselschiefern (cd II β) eine Folge von pillowstrukturen-zeigendem Deckdiabas aufgeschlossen, mit einer kalkknollen-führenden Schiefer-Einschaltung in den höchsten Partien (s. Prof.: Abb. 2).

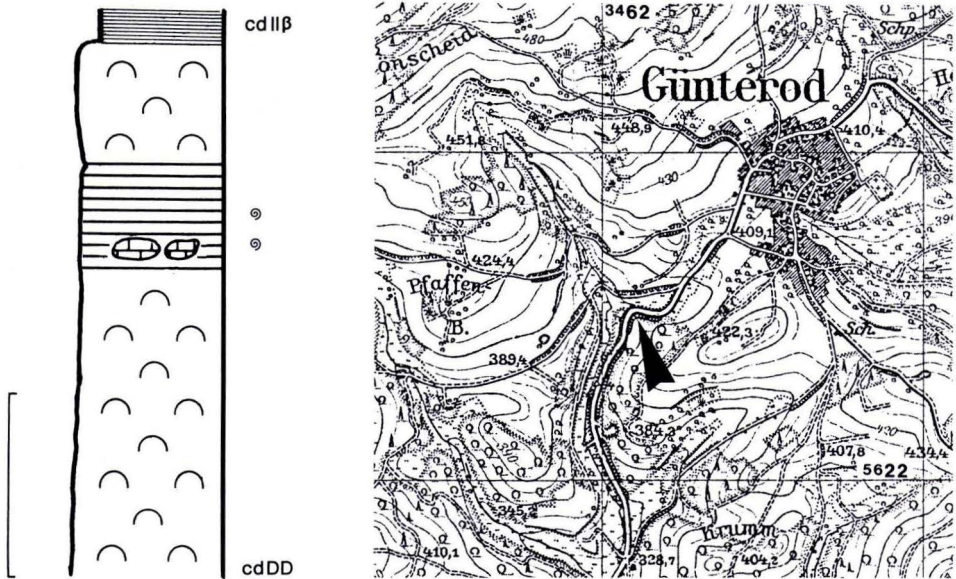


Abb. 2. Der Ostracoden-Fundpunkt im Unterkarbon von Günterod. Die topographische Karte zeigt noch die Situation vor der Straßen-Begradigung; der Pfeil markiert die Stelle der Proben-Entnahme und damit dort den Verlauf des heutigen Straßen-Einschnitts. Säulenprofil mit der Fundschicht 60 cm unterhalb Top Deckdiabas (Fossilzeichen: Probe 2446 sowie Kalkknollen 2351 und 2357) nach Daten freundlicherweise mitgeteilt durch Dr. A. RABIEN und Dipl.-Ing. G. HÜHNER. – Deckdiabas mit Pillow-Strukturen = cdDD, Kulm-Kieselschiefer = cd IIβ; Maßstab = 1 m.

Straßenanschnitt SW Günterod (Abb. 2)

Lage: E-Böschung im Einschnitt der (begradigten) Landstraße Günterod–Bischoffen (L 3049) SW Günterod, etwa 360 m SW P. 409,1; Bl. 5216 Oberscheld, R 34 62 14, H 56 22 48, Dill-Mulde.

Literatur: KAYSER (1907: geol. Kt.); cf. BUGGISCH & al. (1981: 49).

Ejnstufung: Grenzbereich Deckdiabas/Kulm-Kieselschiefer, (cdDD bzw. cd IIα/cd IIβ); nach Conodonten *typicus*-Zone des Unterkarbons (cd IIα/cd IIβ bzw. tiefstes cd IIβ), BUGGISCH: schriftl. Mittel., 19. 5. 1989.

Gesteinsausbildung (im Probenbereich): Feingeschichtete und plattig aufspaltende, gelblich verwitternde, ziemlich feste Tongesteine mit darin eingelagerten Kalkknollen.

Fauna:

Ostracoden

- Hollinellidae g. et sp. indet.
- Fellerites* sp. A
- Healdia thuringensis* GRÜNDEL
- Healdia* sp. A

Timorhealdia sp. A
Healdianella sp. indet.
Ovatoquasillites ? n. sp. A
Rectoplacera dorsoclinata BLUMENSTENGEL
Silenites sp. indet.
Baschkirina sp. A
Reptonaria muelleri GRÜNDEL
Orthonaria rectagona GRÜNDEL
Bairdia (Bairdia) feliumgibba BECKER
Processobairdia ? sp. indet.
Orthocypris sp. indet.
Basslerella sp. indet.
Tricornina (Bohemina) gracilis RABIEN
 „Spinella“ sp. A forma guenterodensis n. f.
Præbythoceratina brueggei (GRÜNDEL) ?
Maternella geniceraensis JORDAN & BLESS
Maternella sp. indet.
Ungerella mempeli (KUMMEROW)

Conodonton (det. BUGGISCH, vorläufige Liste für Proben HLB Ra 2351–53, 2357)

Gnathodus delicatus BRANSON & MEHL
Gnathodus cuneiformis MEHL & THOMAS
Gnathodus semiglaber BISCHOFF
Gnathodus texanus texanus ROUNDY
Gnathodus typicus COOPER
Paragnathodus ? commutatus (BRANSON & MEHL)
Protognathodus praedelicatus LANE, SANDBERG & ZIEGLER

Bemerkungen: Die Ostracoden-Probe (HLB Rb 2446) stammt von der E-Böschung des (zwischen Bau-km „1,8+45 bis 1,8+90“ gelegenen) Geländeeinschnitts (HLB-Protokoll v. 27.8.1981), bei R 34 62 14, H 56 22 48 (Aufschlußmitte). Dort war im Liegenden von etwa 48° E streichendem und 38° SE einfallendem Kulm-Kieselschiefer (cd IIβ) pillow-führender Deckdiabas (cdDD) aufgeschlossen mit einer etwa 65 cm mächtigen, kalkknollen-führenden Tonschiefer-Einschaltung rd. 60 cm unter Top. Conodonten-führend waren die Kalkproben HLB Ra 2351 und 2357, das Alter der *typicus*-Zone belegend. Dasselbe Alter ergab sich auch für die Conodonten-Proben (HLB Ra 2352, 2353) aus dem Liegenden der Tonschiefer-Einschaltung (BUGGISCH: schriftl. Mitteil., 19. 5. 1989).

3. Material

Sämtliche Ostracoden wurden auf Schichtflächen eines ziemlich festen, homogenen und eben spaltenden, gelblich verwitternden Tongesteins (Tonschiefer) gefunden. Es handelt sich durchweg um Abdrücke und Steinkerne („Schiefererhaltung“). Die Überlieferung ist (wegen der Feinkörnigkeit und Homogenität des Substrats) vergleichsweise sehr gut.

Fotografiert wurde mit einem „WILD-Makroskop M 400“, d. h. „herkömmlich“ im Auflicht. Auf REM-Aufnahmen mußte wegen der Flachheit der Objekte, aber auch wegen der oft erheblichen Größe der Handstücke verzichtet werden. Desgleichen auf das sonst obligatorische Oberflächen-„Coating“ (von Magnesiumoxid) wegen der meist diffusen Begrenzung der Stücke. Wegen der sehr einheitlichen Färbung der Tonschiefer mit nur selten (an Klüften) auf-

tretender Mangan-Fleckigkeit („Mimikrie-Effekt“, s. Taf. 1 Fig. 2 und vgl. BECKER 1989: Taf. 1) erwies sich dies nicht als unbedingt nachteilig. Die Stücke wurden i. d. R. fotografiert, wie sie nach Spalten der Tonschiefer anfielen; randliches Nachpräparieren (von Steinkernen) erwies sich als schwierig und risikoreich.

Das Material zu vorliegender Studie ist hinterlegt im Hessischen Landesamt für Bodenforschung (Katalog HLB 5216/2149a–2168).

4. Beschreibungen

Bei den Beschreibungen und in den Tafelerklärungen werden folgende Abkürzungen benutzt:

St	= Steinkern(e)	VoR	= Vorderrand
A	= Abdruck (Abdrücke)	HR	= Hinterrand
G	= Gehäuse	FR	= freier Rand
L	= linke Klappe(n)	VoE	= Vorderende
R	= rechte Klappe(n)	HE	= Hinterende
K	= Klappe(n)	LF	= Lateralfäche
St	= Steinkern(e)	uv.	= unvollständig
DR	= Dorsalrand	l	= größte Länge
VR	= Ventralrand	h	= größte Höhe

Überfamilie Hollinacea SWARTZ 1936

Familie Hollinellidae BLESS & JORDAN 1971

Hollinellidae g. et sp. indet.

Taf. 1 Fig. 1

Material: StL, Taf. 1 Fig. 1, HLB 5216/2166b.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 1 Fig. 1: l = 0,95 mm, h = 0,53 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Das einzige Exemplar einer Hollinellidae zeigt (durch den langen S2 und die diffuse Präsulcal-Lobation) Anklänge an *Adelphobolbina* STOVER 1956, für die durch BECKER & BLESS (1971: 540, 543) bereits ein Nachweis aus Europa (Ardennen; Frasnium) vorliegt. Ähnlich ist auch *Jordanites* BLESS 1967, Arten dieser Gattung sind bislang aber nur aus dem hohen Westfal (von N-Spanien) bekannt geworden. Das eher „abrupte“ Ende des Velums (BLESS & JORDAN 1971: 884) deutet auf eine *Adelphobolbina*-Art hin.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Familie unsicher

Gattung *Fellerites* GRÜNDEL 1962

Typus-Art: *Fellerites bohlenensis* GRÜNDEL 1962.

Fellerites sp. A

Taf. 1 Fig. 2

Material: StL, Taf. 1 Fig. 2, HLB 5216/2156a. – Nicht abgebildet: 1 StL, HLB 5216/2166a.
Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 1 Fig. 2: l = 1,21 mm, h = 0,68 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Die beiden Exemplare zeigen Gestalt und Bedornung von *Fellerites* GRÜNDEL, wobei das abgebildete, allerdings deformierte Stück den anterodorsalen Dorn deutlicher zeigt. Das nicht abgebildete Exemplar läßt die für die Gattung ebenfalls bezeichnende randliche G-Abflachung, zumindest am VoR, erkennen. Ob Beziehungen zur hoch-oberdevonischen bis tief-unterkarbonischen Typus-Art bestehen, bleibt unklar.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Überfamilie Healdiacea HARLTON 1933

Familie Healdiidae HARLTON 1933

Gattung *Healdia* ROUNDY 1926

Typus-Art: *Healdia simplex* ROUNDY 1926.

Healdia thuringensis GRÜNDEL 1961

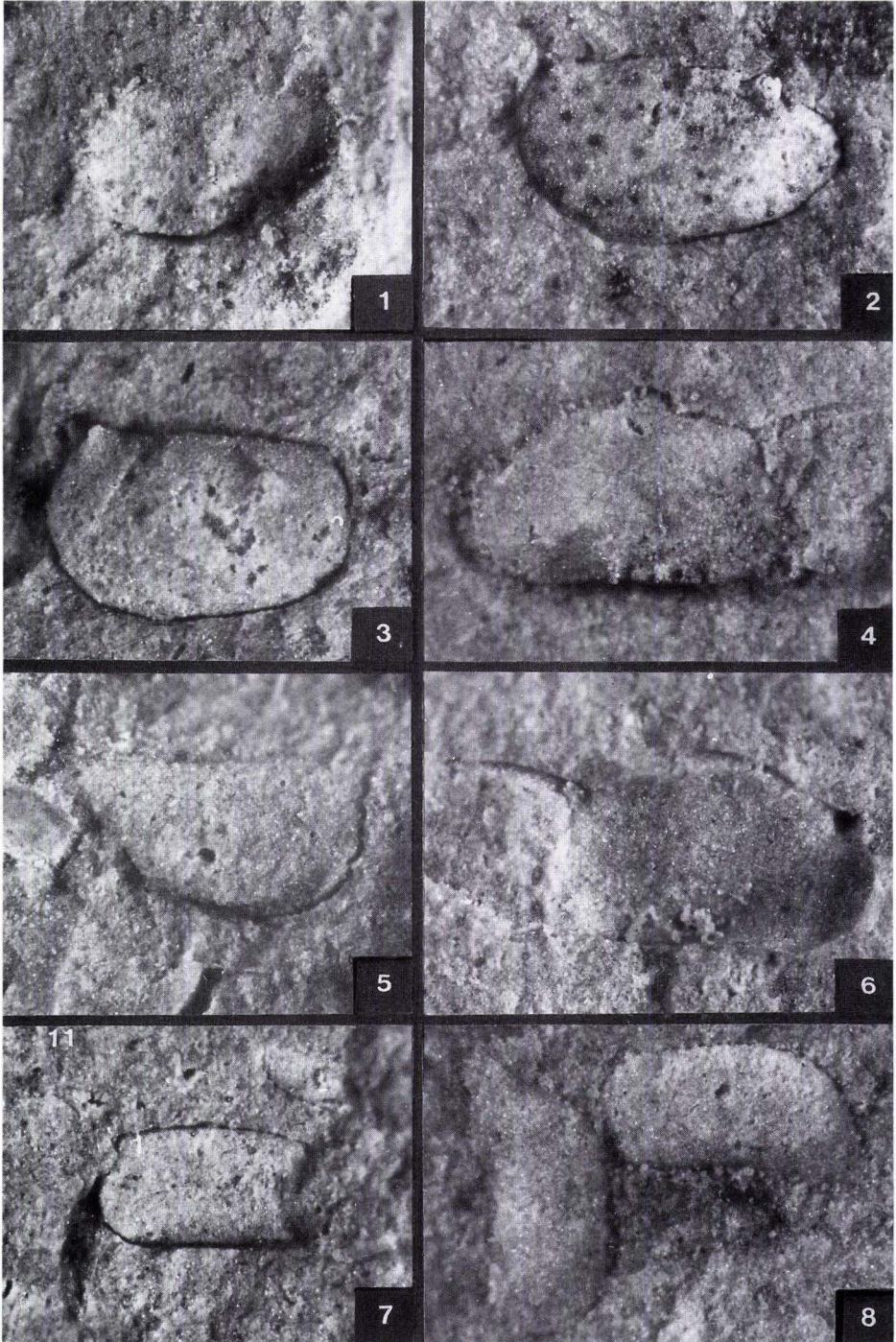
Taf. 1 Fig. 4

- * 1961 *Healdia thuringensis* GRÜNDEL: 99–101, Taf. 4 Fig. 3–5, Taf. 14 Fig. 4.
- 1962 *Healdiopsis thuringensis thuringensis* – GRÜNDEL: 76, Abb. 1, Tab. 2–4.
- 1962 *Healdiopsis thuringensis gibbosa* GRÜNDEL: 77–88, Abb. 1, 5–8, Tab. 2–4, 11–12, Taf. 3 Fig. 1–5.
- 1963 *Healdiopsis thuringensis thuringensis* – GRÜNDEL: 100, Taf. 3 Fig. 7.
- ? 1972 *Healdia* sp. 1 GRÜNDEL: 21–22, Taf. 2 Fig. 16.

Material: StL, Taf. 1 Fig. 4, HLB 5216/2156c. – Nicht abgebildet: 1 StR, HLB 5216/2156c.
Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 1 Fig. 4: l = 1,23 mm, h = 0,71 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Beide Exemplare zeigen G-Umriss und Bestachelung der Titel-Art, wobei die Stacheln zarter und länger erscheinen (biotop-indikatives Merkmal oder nur besondere Erhaltung). Beim Stück, Taf. 1 Fig. 4 ist der DR deutlich buckelförmig aufgewölbt. Hierdurch ergibt sich (falls es sich nicht überhaupt nur um eine Zufälligkeit infolge post-mortaler Deformation handelt) ein Hinweis auf das Vorliegen von *H. thuringensis gibbosa* GRÜNDEL 1962. Aus GRÜNDELS Materiallisten (1962: Tab. 2–3) ist allerdings ersichtlich, daß beide „Subspezies“ synchron und sympatrisch sind, d. h. vermutlich nur Phäna einer einzigen Spezies sind. – In die nahe Verwandtschaft gehört vermutlich *Healdia* sp. 1 GRÜNDEL 1972 aus dem unteren Visé des Harzes. Siehe hierzu außerdem bei *Timorhealdia* sp. A.

Vorkommen: do VI–cd I; E-Thüringisches Schiefergebirge. Vermutlich auch Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.



Healdia sp. A

Taf. 1 Fig. 7

Material: StL, Taf. 1 Fig. 7, HLB 5216/2165a. – Nicht abgebildet: 1 StL, HLB 5216/2158c.
Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 1 Fig. 7: l = 0,58 mm, h = 0,35 mm

Bemerkungen und Beziehungen: Die vergleichsweise kleine *Healdia* sp. A zeigt durch den rektangulären Seitenumriß und die kurzen, kräftigen Stacheln gute Übereinstimmung mit *Healdia* sp. BLESS (in DREESEN et al. 1985: Abb. 9/18) aus dem oberen Visé von SW-Marokko. Ob Art-Gleichheit vorliegt, kann nicht entschieden werden.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Gattung *Timorhealdia* BLESS 1987

Typus-Art: *Timorhealdia vandenboogardi* BLESS 1987.

Timorhealdia sp. A

Taf. 1 Fig. 6

Material: AL, Taf. 1 Fig. 6, HLB 5216/2156b.
Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 1 Fig. 6: l = 1,23 mm, h = 0,71 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Healdiidae mit „anterodorsalem Stachel und flacher Grube nahe am Vorderrand“ (BLESS 1987: 7) wurden (außer aus dem Perm von Timor) aus dem cd I von E-Thüringen (BLESS 1987: 7), dem unteren Visé des Harzes (GRÜNDEL 1972: 22) und dem Grenzbereich do VI/cd I von Algerien (BECKER 1987: 63–64) genannt. Das rechtsrheinische Stück läßt sich bei keiner dieser Arten einordnen. Auffällig ist jedoch die gute

Tafel 1

Straßenanschnitt SW Günterod, Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge; *Pericyclus*-Stufe (II α /cd II β), Unterkarbon.

Fig. 1. Hollinellidae g. et sp. indet.

1. StL, HLB 5216/2166b (x 38).

Fig. 2 *Fellerites* sp. A.

2. StL, HLB 5216/2156a (x 38).

Fig. 3. „*Spinella*“ sp. A forma ruenderodensis n. f.

3. StL, HLB 5216/2150b (x 49).

Fig. 4. *Healdia thuringensis* GRÜNDEL 1961.

4. StL, HLB 5216/2156c (x 38).

Fig. 5. *Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954.

5. StR, HLB 5216/2150a (x 49).

Fig. 6. *Timorhealdia* sp. A.

6. StR, HLB 5216/2156b (x 39).

Fig. 7. *Healdia* sp. A.

7. StL, HLB 5216/2165a (x 49).

Fig. 8. *Bairdia (Bairdia) feliumgibba* BECKER.

8. StL u. StR, HLB 5216/2156a (x 49).

Übereinstimmung mit *Healdia thuringensis* GRÜNDEL (siehe bei dieser Spezies), was die Gestalt, Größe und HR-Bestachelung angeht (? Artgleichheit mit und Zugehörigkeit von *H. thuringensis* zu *Timorhealdia*, vgl. BLESS 1987: 7).

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Mit ? zu den Healdiidae

Gattung *Healdianella* POSNER 1951

Typus-Art: *Healdianella darwinuloides* POSNER 1951.

Healdianella sp. indet.

Taf. 3 Fig. 22

Material: StL, Taf. 3 Fig. 22, HLB 5216/2161a. – Nicht abgebildet: 1 StR, HLB 5216/2156c; 1 StR, HLB 5216/2159a.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 22: 1 = 1,02 mm, h = 0,58 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Das von Günterod vorliegende Material könnte zu einer schlanken und darin der unterkarbonischen Typus-Art ähnelnden *Healdianella*-Art gehören. Weitergehende Vergleiche sind nicht möglich.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Überfamilie Thilipsuracea ULRICH 1894

Familie Quasillitidae CORYELL & MALKIN 1936

Gattung *Ovatoquasillites* LETHIERS 1978

Typus-Art: *Eriella ? cribraria* GREEN 1963.

Ovatoquasillites ? n. sp. A

Taf. 2 Fig. 15–16, ? Taf. 3. Fig. 18

Material: StR (?), Taf. 2 Fig. 15, HLB 5216/2162a; AR, Taf. 2 Fig. 16, HLB 5216/2153a; (mit Vorbehalt) StL, Taf. 3 Fig. 18, HLB 5216/2159b. – Nicht abgebildet: 1 AK, HLB 5216/2154a; 1 AL, HLB 5216/2157b; 1 StL, HLB 5216/2157b; (mit Vorbehalt) 1 AR, HLB 5216/2165b.

Maße der abgebildeten Stücke: Taf. 2 Fig. 15: 1 = 1,37 mm, h = 0,94 mm. Taf. 2 Fig. 16: 1 = 0,92 mm, h = 0,53 mm. Taf. 3 Fig. 18: 1 = 0,64 mm, h = 0,35 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: G-Umriß (außer StL, Taf. 3 Fig. 18), posteroventral gelegener Stachel und Ornament der LF erinnern an *Ovatoquasillites* LETHIERS 1978; ein Anschluß an eine bekannte Art war nicht möglich. Das Stück, Taf. 2 Fig. 15 erlaubt einen Vergleich mit dem dubiosen StL, Taf. 3 Fig. 18 (ist aber vermutlich inkorrekt, DR und VR vertauscht, ausgerichtet). Es liegt wahrscheinlich eine neue, vielleicht bei *Ovatoquasillites* LETHIERS anzuschließende Art vor. Zum nur wenig älteren, N-afrikanischen *O. blaszyki* BECKER 1987 (cd I von Algerien) bestehen keine engeren Beziehungen.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Überfamilie Bairdiocypridacea SHAVER 1961
Familie Pachydomellidae BERDAN & SOHN 1961

Gattung *Rectoplacera* BLUMENSTENGEL 1965

Typus-Art: *Rectoplacera elongata* BLUMENSTENGEL 1965.

Rectoplacera dorsoclinata BLUMENSTENGEL 1979

Taf. 2 Fig. 14

- * 1979 *Rectoplacera dorsoclinata* BLUMENSTENGEL: 536–537, Tab. 1, Taf. 4 Fig. 13–18.
- v · 1987 *Rectoplacera dorsoclinata* – BECKER: 71–72, Tab. 1, Taf. 4 Fig. 6–7 (mit weiteren Zitaten).
- v · 1988 *Rectoplacera dorsoclinata* – BECKER: 9.

Material: StL, Taf. 2 Fig. 14, HLB 5216/2152a. – Nicht abgebildet: 1 StL, HLB 5216/2155a; 1 StL, HLB 5216/2166a.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 2 Fig. 14: l = 0,88 mm, h = 0,49 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Stücke von Günterod zeigen hinsichtlich Seitenumriß und Bestachelung recht gute Übereinstimmung mit N-afrikanischem Material (do VI, womöglich auch cd I), das von BECKER (1987: 71–72) ohne weitere Diskussion zu BLUMENSTENGELS Ober-Famennium-Art (do V–VI von E-Thüringen) gestellt wurde.

Vorkommen: do V–VI; Europa (E-Thüringen, Rechtsrheinisches Schiefergebirge, W-Pyrenäen, Kantabrisches Gebirge) und N-Afrika (Marokko, Algerien). Vermutlich auch Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Familie Bairdiocyprididae SHAVER 1961

Gattung *Silenites* CORYELL & BOOTH 1933

Typus-Art: *Silenites silenus* CORYELL & BOOTH 1933.

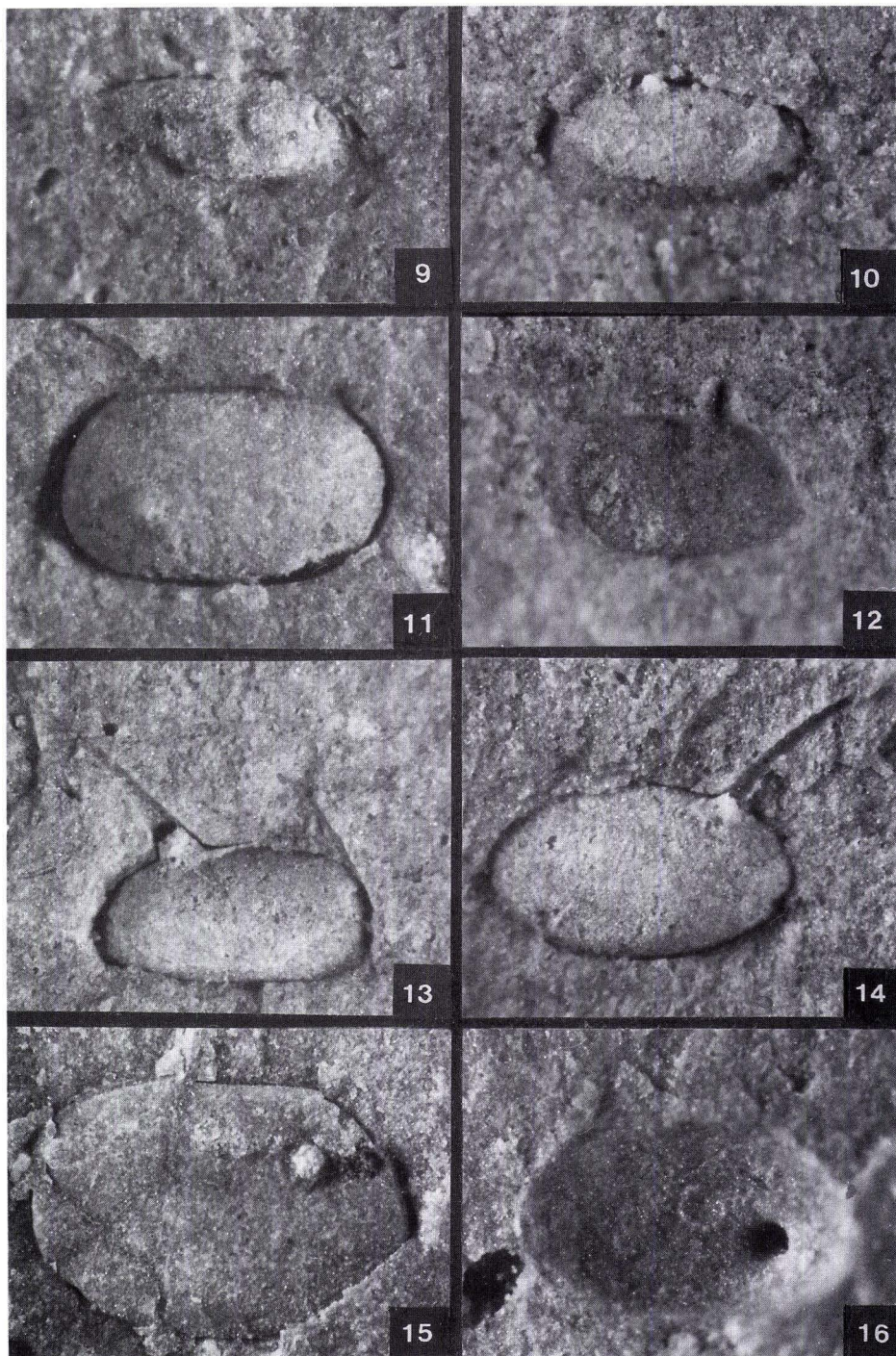
Silenites sp. indet.

Taf. 3 Fig. 23

Material: AL, Taf. 3 Fig. 23, HLB 5216/2160b und dazugehöriger StL, nicht abgebildet, HLB 5216/2160a.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 23: l = 1,08 mm, h = 0,68 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Das vorliegende Material könnte auch zu *Bairdiocypris* KEGEL 1932 gehören, obgleich der Seitenumriß nicht „typisch“ für diese Gattung (d.h. triangulär reniform) ist. *Silenites* sp. A. BECKER (1987: 77, Taf. 5 Fig. 15–16) aus dem do VI von Marokko ist mehr gestreckt, *Bairdiocypris* aff. *rudolphi* KUMMEROW 1939 (BECKER & BLESS 1974: Taf. 48 Fig. 2) aus dem oberen Visé der Ardennen dorsal kräftiger gewölbt.



Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Familie Gerodiidae GRÜNDEL 1962

Gattung *Baschkirina* ROZHDESTVENSKAYA 1959

Typus-Art: *Baschkirina memorabilis* ROZHDESTVENSKAYA 1959.

***Baschkirina* sp. A**

Taf. 3 Fig. 20

Material: StR, Taf. 3 Fig. 20, HLB 5216/2158c.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 20: l = 0,72 mm, h = 0,39 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Der schlank trapezoidale Seitenumriß erinnert an *Baschkirina* sp. BLESS (in DREESEN et al. 1985: Abb. 9/20) aus dem oberen Visé von SW-Marokko. Dem vorliegenden St scheint die Spur einer schmalen „Duplikatur“ (verkalkte Innenlamelle) eingeprägt.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Mit ? zu den Bairdiocypridacea

Anmerkung: Aus den Rectonariidae GRÜNDEL 1962 hatte BECKER (1981: 44, 1987: 72) *Rectoplacera* BLUMENSTENGEL 1965, *Triplacera* GRÜNDEL 1961 und *Necrateria* GRÜNDEL 1961



Tafel 2

Straßenanschnitt SW Günterod, Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge; *Pericyclus*-Stufe (II α /cd II β , Unterkarbon.

Fig. 9. *Praebythoceratina brueggei* GRÜNDEL 1973 ?

9. StR, HLB 5216/2151a (x 49).

Fig. 10. *Processobairdia* ? sp. indet.

10. StR, HLB 5216/2152b (x 49).

Fig. 11. *Orthonaria rectagona* (GRÜNDEL 1962).

11. StR, HLB 5216/2153b (x 49).

Fig. 12–13. *Rectonaria muelleri* GRÜNDEL 1961.

12. AR, HLB 5216/2156c (x 49).

13. StR, HLB 5216/2156b (x 49).

Fig. 14. *Rectoplacera dorsoclinata* BLUMENSTENGEL 1979.

14. StL, HLB 5216/2152a (x 49).

Fig. 15–16. *Ovatoquasillites* ? n. sp. A.

15. StL (?), HLB 5216/2162a (x 38).

16. AR, HLB 5216/2153a (x 49).

herausgenommen und bei den Pachydomellidae BERDAN & SOHN 1961 eingefügt. Die Stellung der restlichen ursprünglich eingeschlossenen Genera (*Rectonaria* GRÜNDEL 1961 und *Orthonaria* BLUMENSTENGEL 1965) bleibt ungewiß („Rectonariidae“ bei BECKER)

Gattung *Rectonaria* GRÜNDEL 1961

Typus-Art: *Rectonaria muelleri* GRÜNDEL 1961.

***Rectonaria muelleri* GRÜNDEL 1961**

Taf. 2 Fig. 12–13

- * 1961 *Rectonaria muelleri* GRÜNDEL: 112–114, Taf. 8 Fig. 4–5, Taf. 9 Fig. 1–7, Taf. 14 Fig. 1.
- v · 1987 *Rectonaria muelleri* – BECKER: 73, Tab. 1, Taf. 4, Fig. 17 [mit vollständiger Synonymie-Liste].
- v · 1988 *Rectonaria muelleri* – BECKER: 8.

Material: AR, Taf. 2 Fig. 12, HLB 5216/2156c; StR, Taf. 2 Fig. 13, HLB 5216/2156b. – Nicht abgebildet: 1 StR, HLB 5216/2150a; 1 StL, HLB 5216/2154b; 1 StR HLB 5216/2157b; 1 StL, HLB 5216/2159b; 1 StR, HLB 5216/2163.

Maße der abgebildeten Stücke: Taf. 2 Fig. 12: l = 0,68 mm, h = 0,39 mm. Taf. 2 Fig. 13: l = 0,78 mm, h = 0,39 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Die vorliegenden Stücke gehören zweifellos zur Titel-Art. Damit scheint die sich von BECKER (1982b: 331) nach oben (bis in das höchste Unterkarbon, seinerzeit noch tiefes Oberkarbon) verlängerte Verbreitungsdauer der Art zu bestätigen.

Vorkommen: do I bis Namur A; Europa, N-Afrika. Hier Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Gattung *Orthonaria* BLUMENSTENGEL 1965

Typus-Art: *Orthonaria quadricera* BLUMENSTENGEL 1965.

***Orthonaria rectagona* (GRÜNDEL 1962)**

Taf. 2 Fig. 11

- * 1961 *Triplacera (Necrateria ?) rectagona* GRÜNDEL: 84, Taf. 3 Fig. 9–11.
- v · 1987 *Orthonaria rectagona* – BECKER: 74–75, Tab. 1, Taf. 4 Fig. 10–11 (mit vollständiger Synonymie-Liste).
- 1988 *Orthonaria rectagona* – BECKER: 8.
- v · 1988 *Orthonaria rectagona* – BECKER: 9.

Material: StR, Taf. 2 Fig. 11, HLB 5216/2153b. – Nicht abgebildet: 1 StL, HLB 5216/2153b.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf 1 Fig. 1: l = 0,97 mm, h = 0,45 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Der „Hauptdorn“ liegt bei beiden Exemplaren jeweils ein wenig unterhalb der Mitte und ist vergleichsweise kräftig. Inwieweit solche „Varianten“ (BECKER 1987: 75) stratigraphisch bedeutsam sind, ist noch unklar.

Vorkommen: do VI-cd I; Europa und N-Afrika. Jetzt auch Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Überfamilie Bairdiacea SARS 1888

Familie Bairdiidae SARS 1888

Gattung *Bairdia* MCCOY 1844

Typus-Art: *Bairdia curta* MCCOY 1844.

Untergattung *Bairdia (Bairdia)* MCCOY 1844

Typus-Art: *Bairdia curta* MCCOY 1844.

Bairdia (Bairdia) feliumgibba BECKER 1982

Taf. 1 Fig. 8

- v * 1982 *Bairdia (Bairdia) feliumgibba* BECKER: 120–121, Tab. 1–2, Taf. 4 Fig. 1–8. (1982a.)
- v · 1987 *Bairdia (Bairdia) feliumgibba* – BECKER: 82–83, Tab. 1, Taf. 5 Fig. 6, 11 [mit ausführlicher Synonymie-Liste].
- v · 1988 *Bairdia (Bairdia) feliumgibba* – BECKER: 9.

Material: StR + StL, Taf. 1 Fig. 8, HLB 5216/2156a, 2156b.

Maße der abgebildeten Stücke: Taf. 1 Fig. 8, StR: l = 0,78 mm, h = 0,37 mm und StL, l = 0,76 mm, h = 0,35 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Die beiden Stücke zeigen deutlich den bezeichnenden „Katzenbuckel“ (Name !) der Titel-Art.

Vorkommen: do I-cd II; Europa, N-Afrika. Hier Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Gattung *Processobairdia* BLUMENSTENGEL 1965

Typus-Art: *Processobairdia anterocerta* BLUMENSTENGEL 1965.

Processobairdia ? sp. indet.

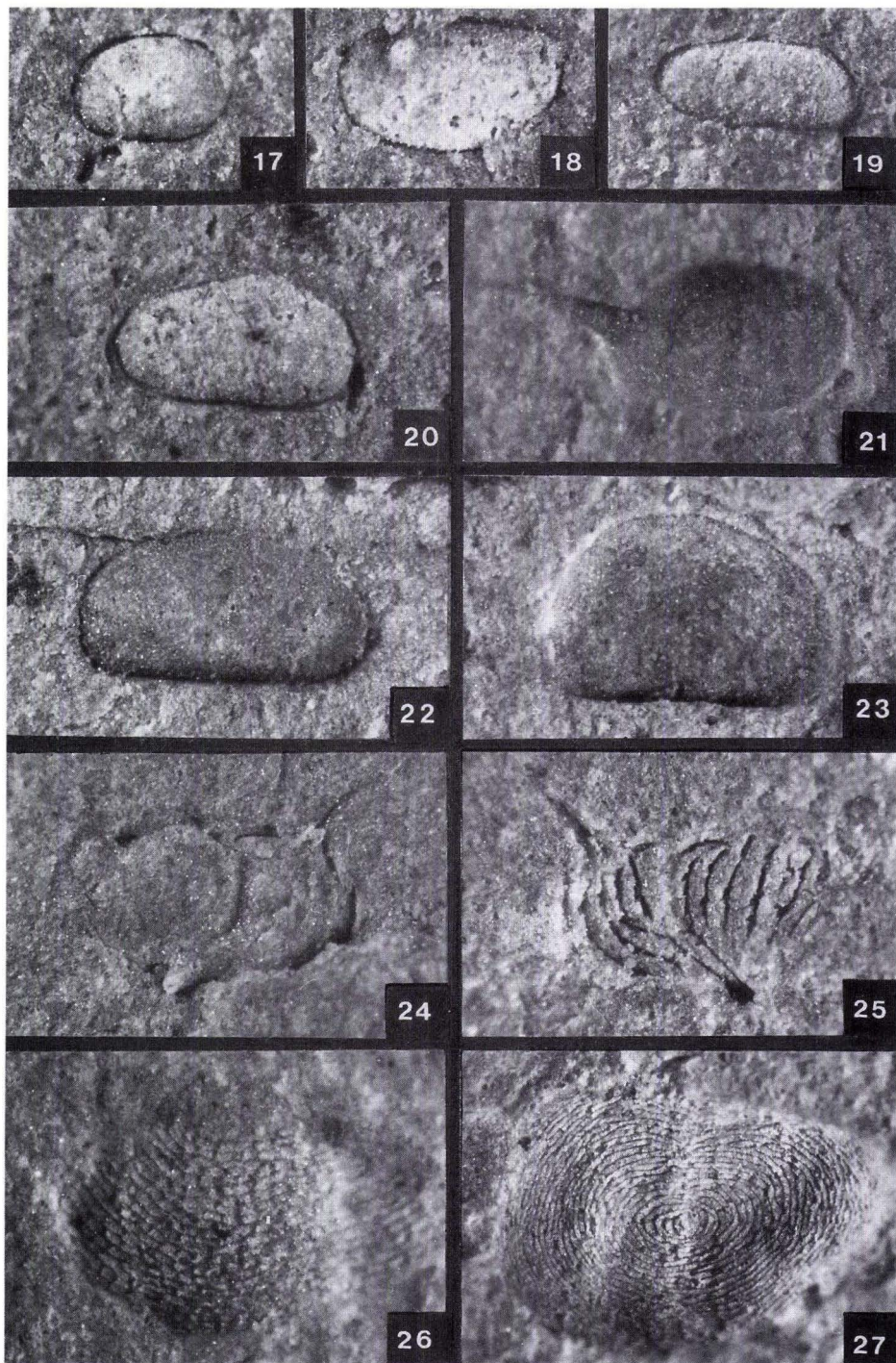
Taf. 2 Fig. 10

Material: StR, Taf. 2 Fig. 10, HLB 5216/2152b.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 2 Fig. 10: l = 0,78 mm, h = 0,39 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Dem gestreckten, etwa zentralsdorsal bestachelten St scheint am FR die Spur einer breiten „Duplikatur“ (verkalkte Innenlamelle) eingeprägt. Dadurch bietet sich ein Vergleich (BECKER 1982a: Tafel 1 Fig. 12) mit *Processobairdia* BLUMENSTENGEL, speziell mit *P. dorsonoda* (BLUMENSTENGEL 1967) aus dem do I, an. Eine gesicherte Zuordnung, bereits schon zur Gattung, ist aber wegen der Dürftigkeit des Stücks nicht möglich.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.



Gattung *Orthocypris* KUMMEROW 1953

Typus-Art: *Bythocypris recta* KUMMEROW 1943.

Orthocypris sp. indet.

Taf. 3 Fig. 19

Material: StL, Taf. 3 Fig. 19, HLB 5216/2149a. – Nicht abgebildet: 2 StR, HLB 5216/2157a; (mit Vorbehalt) 1 StL, HLB 5216/2155a.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 19: l = 0,58 mm, h = 0,25 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Die vorliegenden Stücke zeigen sämtlich den gestreckt walzenförmigen G-Bau von *Orthocypris* KUMMEROW. Ein Vergleich mit einer beschriebenen Art wird nicht gewagt.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Tafel 3

Straßenanschnitt SW Günterod, Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge; *Pericyclus*-Stufe (II α /cd II β), Unterkarbon.

- Fig. 17. *Basslerella* sp. indet.
17. StL, HLB 5216/2159b (x 49).
Fig. 18. *Ovatoquasillites* ? n. sp. A ?
18. StL, HLB 5216/2159b (x 49).
Fig. 19. *Orthocypris* sp. indet.
19. StL, HLB 5216/2149a (x 49).
Fig. 20. *Baschkirina* sp. A.
20. StR, HLB 5216/2158c (x 49).
Fig. 21. „*Spinella*“ sp. A forma quenterodensis n. f. ?
21. AL, HLB 5216/2153a (x 49).
Fig. 22. *Healdianella* sp. indet.
22. StL, HLB 5216/2161a (x 38).
Fig. 23. *Silenites* sp. indet.
23. AL, HLB 5216/2160b (x 38).
Fig. 24–25. *Ungerella mempeli* (KUMMEROW 1939).
24. StR, HLB 5216/2150b (x 49).
25. AR, HLB 5216/2150a (x 49).
Fig. 26. *Maternella* sp. indet.
26. A, HLB 5216/2156c (x 49).
Fig. 27. *Maternella geniceraensis* ORDAN & BLESS 1970.
27. StL, HLB 5216/2149a (x 38).

Gattung *Basslerella* KELLETT 1935

Typus-Art: *Basslerella crassa* KELLETT 1935.

***Basslerella* ? sp. indet.**

Taf. 3 Fig. 17

Material: StL, Taf. 3 Fig. 17, HLB 5216/2159b.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 17: l = 0,45 mm, h = 0,31 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Das Stück, Taf. 3 Fig. 17 ähnelt im Seitenumriß *Basslerella* ? sp. A BECKER et al. 1977 (in REQUADT et al. 1977: Abb. 7/7) aus dem Westfal der spanischen W-Pyrenäen. Weitergehende Schlüsse sollen an den einzigen vorliegenden St nicht geknüpft werden.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Familie *Tricorninidae* BLUMENSTENGEL 1965**Gattung *Tricornina* BOUČEK 1936**

Typus-Art: *Tricornina navicula* BOUČEK 1936.

Untergattung *Tricornina (Bohemina)* ŠNAJDR 1951

Typus-Art: *Tricornina (Bohemina) prantli* ŠNAJDR 1951.

***Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954**

Taf. 1 Fig. 5

- * 1954 *Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN: 162–163, Taf. 2 Fig. 19; Taf. 5 Fig. 45.
 v · 1988 *Tricornina (Bohemina) gracilis* – BECKER: 8, 12, 14, Taf. 2 Fig. 12–13 (mit ausführlicher Synonymie-Liste).

Material: StR, Taf. 1 Fig. 5, HLB 5216/2150a. – Nicht abgebildet: 1 StR, HLB 5216/2156c.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 1 Fig. 5: l > 0,86 mm, h = 0,43 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Beide Stücke zeigen den schlanken Seitenumriß mit dem gegen das HE abgesetzten VR. Eine Zurechnung zur Titel-Art wird gewagt.

Vorkommen: do VI–cd II; Mitteleuropa (E-Thüringisches Schiefergebirge, Rechtsrheinisches Schiefergebirge), N-Afrika (Algerien). Hier Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Gattung „*Spinella*“ BLUMENSTENGEL 1965

Typus-Art: *Spinella alta* BLUMENSTENGEL 1965.

Anmerkung: GRÜNDEL (1966: 101) gibt an, daß der Name *Spinella* bereits im Jahre 1956 für eine Brachiopoden-Gattung vergeben wurde und „*Spinella* BLUMENSTENGEL 1965“ somit zu substituieren ist.

„*Spinella*“ sp. A forma guenterodensis n. f.

Taf. 1 Fig. 3, ? Taf. 3 Fig. 21

Name: Nach dem Fundort.

Material: StL, Taf. 1 Fig. 3, HLB 5216/2150b; (mit Vorbehalt) AL, Taf. 3 Fig. 21, HLB 5215/2153a.

Maße der abgebildeten Stücke: Taf. 1 Fig. 3: l = 0,88 mm, h = 0,53 mm. Taf. 3 Fig. 21: l = 0,68 mm, h = 0,43 mm.

Diagnostisch wichtige Merkmale (für StL, HLB 5216/2150b): Seitenumriß gedrungen präpлет, Anterodorsal-Stachel kurz und steil, Posterodorsal-Stachel in deutlichem Abstand zum HR.

Beziehungen: Etwas ähnlich sind „S.“ *alta* BLUMENSTENGEL 1965 aus dem oberen Famennium (do II–III) von E-Thüringen und „S.“ *bitauniensis* BLESS 1987 aus dem unteren Perm von Timor. Anterodorsal-Stachel bei diesen Arten aber länger und kräftiger sowie nach vorn stark geneigt; „S.“ *bitauniensis* hat außerdem einen deutlich postpлетen Umriß (BLESS 1987: 5).

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Familie Bythocytheridae Sars 1926

Gattung *Praebythoceratina* GRÜNDEL & KOZUR 1972

Typus-Art: *Bythoceratina progradilis* KOZUR 1972.

Anmerkung: *Praebythoceratina* GRÜNDEL & KOZUR 1972 ist durch den Schloßbau hinlänglich von *Bythoceratina* HORNIBROOK 1952 unterschieden.

Praebythoceratina bruegeli GRÜNDEL 1973

Taf. 2 Fig. 9

* 1973 *Bythoceratina (Praebythoceratina) bruegeli* GRÜNDEL: 338–339, Abb. 8.

v · 1982 *Bythoceratina (Praebythoceratina) bruegeli* – BECKER: 149, Tab. 1–2, Taf. 7 Fig. 30–31 (1982a).

Material: (Mit Vorbehalt) StR, Taf. 2 Fig. 9, HLB 5216/2151a. – Nicht abgebildet: StR, HLB 5216/2158b.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 2 Fig. 9: l = 0,72 mm, h = 0,29 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Beide Stücke lassen sich gut vergleichen mit dem N-spanischen Material (siehe die Synonymie-Liste). Da die Titel-Art sehr isoliert steht (BECKER 1982a: 149), wird es gewagt, das vorliegende (insgesamt sehr ähnliche) Material bei dieser anzuschließen – wegen seiner dürftigen Erhaltung allerdings nur mit Vorbehalt.

Vorkommen: do IV–VI; E-Thüringisches Schiefergebirge, Kantabrisches Gebirge. Jetzt auch Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Familie Entomozoidae PŘIBYL 1951

Gattung *Maternella* RABIEN 1954

Typus-Art: *Richterina ? costata dichotoma* PAECKELMANN 1913.

Maternella geniceraensis JORDAN & BLESS 1970

Taf. 3 Fig. 27

- * 1970 *Maternella geniceraensis* JORDAN & BLESS: 44, Abb. 1–6.
- 1974 *Maternella geniceraensis* JORDAN & BLESS 1970 – GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE: Tab. 3.
- 1983 *Maternella geniceraensis* JORDAN & BLESS 1970 – BLESS: Abb. 3/1.
- 1984 *Maternella geniceraensis* JORDAN & BLESS 1970 – GROOS-UFFENORDE: Abb. 3, 5, Taf. 1 Fig. 22.

Material: StL, Taf. 3 Fig. 27, HLB 5216/2149a. – Nicht abgebildet: 1 uv. A, HLB 5216/2157a.
Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 27: 1 = 1,54 mm, h = 0,92 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Das Berippungsmuster der vorliegenden Stücke ist das der Titel-Art.

Vorkommen: cd II–III; Kantabrisches Gebirge, Rechtsrheinisches Schiefergebirge. Hier Grenzbe-
reich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

Maternella sp. indet.

Taf. 3 Fig. 26

Material: uv. A, Taf. 3 Fig. 26, HLB 5216/2156c.
Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 26: 1 > 1,03 mm h > 0,62 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Der abgebildete Torso zeigt ein Ornamentations-
Muster (umlaufende Rippen mit Quer-Rippen in den Furchen), das an *Maternella clathrata*
KUMMEROW 1939 [do V] und *M. exornata* (MATERN 1929) [cd I] erinnert (vgl. GROSS-UFFE-
NORDE & UFFENORDE 1974: Taf. 3 Fig. 2, 4–5); Intercostal-Abstände aber offensichtlich grö-
ßer. Womöglich liegt (falls es sich überhaupt um eine Entomozoidae handelt) ein phylogenetischer
Nachzügler dieser Gruppe vor.

Vorkommen: Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β ; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schie-
fergebirge.

Gattung *Ungerella* LIVENTAL 1948

Typus-Art: *Cypridina calcarata* RICHTER 1856.

Ungerella mempeli (KUMMEROW 1939)

Taf. 3 Fig. 24–25

- * 1939 *Entomis (Richterina) mempeli* KUMMEROW: 56, Taf. 6 Fig. 12.
- 1954 *Franklinella ? mempeli* (KUMMEROW 1939) – RABIEN: 46–48, 219.
- 1974 *Ungerella mempeli* (KUMMEROW 1939) – GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE: 81, Tab. 3.
- 1984 *Ungerella mempeli* (KUMMEROW 1939) – GROOS-UFFENORDE: Abb. 5, Taf. 1 Fig. 10.

Material: StR, Taf. 3 Fig. 24, HLB 5215/2150b; AR, Taf. 3 Fig. 25, HLB 5216/2150a. – Nicht abge-
bildet: 1 AR, HLB 5216/2152a; 1 StR, 1 StL, HLB 5216/2153b; 1 StL, 1 StR, HLB 5216/2157b; 1 AL,
HLB 5216/2157b; 1 StL, HLB 5216/2158a; 1 StR, 1 StL, HLB 5216/2161a; 1 uv. AR, HLB 5216/2164;
1 AR, HLB 5216/2165b.

Maße des abgebildeten Stücks: Taf. 3 Fig. 24: 1 = 0,76 mm, h = 0,43 mm. Taf. 3 Fig. 25:
1 = 0,86 mm, h = 0,45 mm.

Bemerkungen und Beziehungen: Das vergleichsweise große Material zeigt die Merkmale der Titel-Art: weitständige, aber schmale Rippen, parallel zum DR und FR verlaufend und im ventralen Eckdorn zusammentreffend (GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974: 81).

Vorkommen: cd II; Harz, Rechtsrheinisches Schiefergebirge. Hier (Dill-Mulde) Grenzbereich cd II α /cd II β bzw. tiefstes cd II β .

5. Paläökologie

Die vorliegende Ostracoden-Fauna ist eine Vergesellschaftung des Thüringer Ökotyps mit Entomozoen (Mischfauna mit dem Entomozoen-Ökotyp). Beide von BECKER (zuerst in BANDEL & BECKER 1975: 61) morphologisch-taxonomisch definierten Ökotypen charakterisieren (was die Wasserbewegung anbelangt) niedrig-energetische (marine) Milieus, die Entomozoen auch landfernere Räume.

Der Thüringer Ökotyp wird dominiert von vergleichsweise dünn- und glattschaligen, aber häufig bizarr bestachelten Arten der Podocopida (Tricorninidae, Bythocytheridae, Bairdiidae, „Rectonariidae“), vermutlich vorwiegend Nektobenthonten; die äußerst dünn-schaligen, i. d. R. mit „finger-print“-Mustern versehenen Entomozoen gelten als pelagisch (siehe die Erörterungen in BECKER 1976: 215–216, 1987: 97–98 sowie BECKER & BLESS 1988: 54).

6. Alter und Beziehungen

Die Fauna von Günterod ist einer der seltenen Nachweise von „Thüringer“ Ostracoden im Rheinischen Schiefergebirge (für das Devon, s. BECKER 1988, 1989). Von den Entomozoen gibt *Umgerella mempeli* (etwa) mittleres cd II an (siehe GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974: Tab. 3, GROOS-UFFENORDE 1979: Abb. 5); *Maternella geniceraensis* scheint von dort noch bis in das tiefe cd III zu reichen (GROOS-UFFENORDE 1979: Abb. 5). Die aus den Begleitproben (HLB Ra 2351–2353, 2357) gewonnenen Conodonten-Faunen belegen nach LANE et al. (1980: 119, Tab. 2) das Alter der *typicus*-Zone. Diese ist zwischen *isosticha*-Obere *crenulata*-Zone und *anchoralis-latus*-Zone eingeschaltet und entspricht nach COLLISON et al. (1962) dem Grenzbereich cd II α / β bzw. dem tiefsten cd II β (BUGGISCH: schriftl. Mitteil., 19. 5. 1989).

Aus dem Unterkarbon lag bislang nur die von GRÜNDEL (1963) erwähnte Faunula vom „Südsaum des Ruhrkarbons“ N Wuppertal vor. Dieses Vorkommen wird von GRÜNDEL (1963: 95) als „cu II β - γ “ eingestuft und wäre somit etwas jünger als das hessische.

PATTEISKY & SCHÖNWÄLDER (1960) geben aber für die Ostracoden keine definierte(n) Fundschicht(en) an; GRÜNDELS Bezug basiert auf einer Altersdiskussion der Trilobiten aus Fundschichten „zwischen 38 und 39 m N Haus 46a“ von Linderhausen (P. & SCH. 1960: 345). Bezüglich der Ostracoden (und Conodonten) geben die genannten Autoren (1960: 348) lediglich sehr pauschal an: „Danach ist die Schichtenfolge von 36–41 m in die *anchoralis*-Zone zustellen (W. ZIEGLER), die etwa die β -Zone und einen Teil der γ -Zone der *Pericyclus*-Stufe [cd II] umfaßt“. Im übrigen ist die Folge „N Haus 46a“ tektonisch stark gestört („Ennepe-Störungen“).

Gemeinsam mit der Fauna von Linderhausen sind in Günterod nur *Tricornina (Bohemina) gracilis* und *Healdia thuringensis*, beides „Durchläufer“ aus dem do VI. Die von Linderhausen genannten Entomozoide zeigen wiederum mittleres cd II an (GROOS-UFFENORDE 1979: Abb. 5). Beide Vorkommen sind demnach \pm gleichaltrig.

Wesentlich deutlicher sind die Beziehungen nach Thüringer selber, zur (etwas älteren) *Gattendorfia*-Stufe (cd I) des E-Thüringer Schiefergebirges durch *H. thuringensis*, *Rectoplacera dorsoclinata* und *Praebythoceratina brueggei* sowie die „Kosmopoliten“ *Rectonaria muelleri*, *Orthonaria rectagona*, *B. (Bairdia) feliumgibba* und *T. (Bohemina) gracilis* – sämtlich auch aus oberdevonischen Vorkommen bekannt. Nur auf des Unterkarbon beschränkt wäre *H. thuringensis gibbosa* (= *thuringensis gibbosa*-Zone der *Gattendorfia*-Stufe sensu GRÜNDEL 1962).

Außer *H. thuringensis* und *T. (Bohemina) gracilis* sind die oben genannten Arten auch aus dem Kantabrischen Gebirge N-Spaniens bekanntgeworden, in N-Afrika fehlt außerdem *Praebythoceratina brueggei*. Im oberen Visé von SW-Marokko treten *Healdia* sp. A und *Baschkirina* sp. A nahestehende Arten auf.

„Endemisch“ sind *Timorhealdia* sp. A, *Ovatoquasillites* n. sp. A und „*Spinella*“ sp. A forma *günterodensis* n. f.

7. Schriftenverzeichnis

- BANDEL, K., & BECKER, G. (1975): Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – *Senckenbergiana lethaea*, **56**: 1–283, 8 Abb. 2 Tab., Taf. 1–8; Frankfurt am Main.
- BECKER, G. (1976): Oberkarbonische Entomozoidea (Ostracoda) im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). – *Senckenbergiana lethaea*, **57**: 201–223, 5 Abb., Taf. 1–3; Frankfurt am Main.
- (1981a): Ostracoda aus cephalopoden-führendem Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). 1. Hollinacea, Primitiopsacea, Kirkbyacea, Healdiacea und Bairdiocypridacea. – *Palaeontographica*, A, **173**: 1–63, 7 Abb., 2 Tag., Taf. 1–11; Stuttgart.
- (1982a): Ostracoda aus cephalopoden-führendem Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). 2. Bairdiacea, Cytheracea und Entomozoacea. – *Palaeontographica*, A, **178**: 109–182, 6 Abb., 2 Tab., Taf. 1–10; Stuttgart.
- (1982b): Fazies-anzeigende Ostracoden-Vergesellschaftungen aus dem frühen Oberkarbon des Kantabrischen Gebirges (N-Spanien). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **164**: 307–338, 3 Abbildungen; Stuttgart.
- (1987): Ostracoda des Thüringer Ökotyps aus dem Grenzbereich Devon/Karbon N-Afrikas (Marokko, Algerien). – *Palaeontographica*, A, **200**: 45–104, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 1–7; Stuttgart.
- (1988): Tricorninidae (Ostracoda) aus der Wocklum-Stufe (hohes Oberdevon; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 5–18, 1 Abb., Taf. 1–2; Wiesbaden.
- (1989): *Rabienoscapha* n. g. – eine neue Bairdiacea (Ostracoda) aus dem Oberdevon von Hessen (*costatus*-Zone; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 5–15, 2 Abb., Taf. 1; Wiesbaden.
- BECKER, G., & BLESS, M. J. M. (1971): Zur Verbreitung der Ostracoden-Familie Hollinellidae BLESS & JORDAN. – *Senckenbergiana lethaea*, **52**: 537–567, 5 Abb., Taf. 1–5; Frankfurt am Main.
- (1974): Ostracode stratigraphy of the Ardenno-Rhenish Devonian and Dinantian. – *Internatl. Symp. Belg. micropaleont. Limits Emsian Visean, 1974*, **1**: 1–52, 20 Abb., Taf. 1–50; Bruxelles.
- (1988): Cypridinellidae (Ostracoda) aus dem Oberdevon Hessens. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 29–56, 9 Abb., Taf. 1–3; Wiesbaden
- BENDER, P., & EDER, W., & ENGEL, W., FRANKE, W., & LANGENSTRASSEN, F., & WALLISER, O. H., & WITTEN, W. (1977): Exkursion A. Paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, demonstriert an einem Querschnitt. – *Geotagung '77, Exk.-Führer I*: 1–57, 25 Abb.; Göttingen (Geo-Paläont. Inst.).

- BLESS, M. J. M. (1983): Late Devonian and Carboniferous ostracode assemblages and their relationship to the depositional environment. – Bull. Soc. belge Géol., **92**, 1: 31–53, 23 Abb.; Bruxelles.
- (1987): Lower Permian ostracodes from Timor (Indonesia). – Proc. koninkl. nederlandse Akad. Wetenschappen, B, **90** (1), 1–13, 7 Abb.; Amsterdam.
- BLESS, M. J. M., JORDAN, H. (1971): Classification of Palaeocypid ostracodes belonging to the Families Ctenolocolinidae, Hollinidae and Hollinellidae. – Bull. Centre Rech. Pau – SNPA, **5** Suppl.: 869–890, 4 Tab., Taf. 1–4; Pau.
- BLUMENSTENGEL, H. (1965): Zur Taxionomie und Biostratigraphie verkieselter Ostracoden aus dem Thüringer Oberdevon. – Freiberger Forsch.-H., **C 183**: 1–127, 16 Abb., 6 Tab., Taf. 1–29; Leipzig.
- (1979): Die Ostracodenfauna der *Wöcklumeria*-Stufe (Oberdevon) bei Saalfeld im Thüringer Schiefergebirge. – Z. geol. Wiss. Berlin, **7**: 521–557, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 1–8; Berlin.
- BUGGISCH, W., & RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1981): Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Erfusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **109**: 37–55, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden
- COLLISON, C., & SCOTT, A. J., & REXROAD, C. B. (1962): Six charts showing biostratigraphic zones and correlations based on conodonts from the Devonian and Mississippian rocks of Upper Mississippi Valley. – Illinois State geol. Surv., Circ., **343**: 1–16, 6 Abb.; Urbana/Ill.
- DREESEN, R., & BLESS, M. J. M., & CONIL, R., FLAJS, G., & LASCHET, CH. (1985): Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the „Mabre rouge à crinoïdes de Baelen“ (late Upper Devonian, Verviers Synclinorium, eastern Belgium). – Ann. Soc. géol. Belg., **108**: 311–359, 12 Abb., Taf. 1–19; Liège.
- GROOS-UFFENORDE, H. (1984): Review of the stratigraphy with entomozoid ostracodes. – C. R. IX ICC, Urbana 1979, **2**: 212–222, 5 Abb., Taf. 1–2; Carbondale/Urb.
- 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.
- GRÜNDEL, J. (1961): Zur Biostratigraphie und Fazies der *Gattendorfia*-Stufe in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. – Freiberger Forsch.-H., **C 111**: 55–173, 17 Abb., 3 Tab., Taf. 1–13; Berlin.
- (1962): Zur Taxionomie der Ostracoden der *Gattendorfia*-Stufe Thüringens. – Freiberger Forsch.-H., **C 151**: 51–105, 9 Abb., 14 Tab., Taf. 1–3; Berlin.
- (1963): Ostracoden aus dem cu II β - γ vom Südsaum des Ruhrkarbons (nördlich Wuppertal). – Freiberger Forsch.-H., **C 164**: 93–114, 7 Abb., Taf. 1–3; Berlin.
- (1966): Zur Entwicklung und Taxionomie der Tricornidae (Ostracoda) in Mitteleuropa. Paläont. Z., **40**: 89–102, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1972): Ostracoden (Crustacea) aus dem Visé des Harzes (Kulm-Fazies). – Freiberger Forsch.-H., **C 176**: 10–30, 3 Abb., Taf. 1–2; Leipzig.
- (1973): Bythocytheridae (Ostracoda) aus dem Oberdevon/Dinant des Thüringer Schiefergebirges. – Z. geol. Wiss. Berlin, **1**: 329–340, 12 Abb.; Berlin.
- JORDAN, H., & BLESS, M. J. M. (1970): Nota preliminar sobre los ostrácodos de la formación Vegamián. – Breviora astúrica, **4**: 37–44, 20 Abb.; Oviedo.
- KAYSER, E. (1900): Über den nassauischen Culm. – N. Jb. Miner. Geol. Palaeont., **1**: 132–134; Stuttgart.
- (1907): Geologische Karte Blatt Oberscheld. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **101**; Berlin. [Geognost. bearb. d. KAYSER 1890–1899 und LOTZ 1903]
- & LOTZ, H. (1907): Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Oberscheld. – Erl. geol. Kt. Preußen und benachb. B.-St., Lfg. **101**: 1–127, 15 Abb., 1 Prof., Taf. 1–7; Berlin.
- KUMMEROW, E. H. E. (1939): Die Ostrakoden und Phyllopoden des deutschen Unterkarbons. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **194**: 5–107, 20 Abb., Taf. 1–7; Berlin.
- LANE, H. R., & SANDBERG, C. A., & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. – Geologica et Palaeontologica, **14**: 117–164, 3 Abb., 11 Tab., Taf. 1–10; Marburg.
- PAPROTH, E. (1963): Deckdiabas, Dinantium, Rheinisches Schiefergebirge. – In: PAPROTH, E. & TEICHMÜLLER, R., & REMY, W.: Lex. strat. intern., 1, Europe, **5**, Allemagne, 5 c 1, Carbonifère: 38–43; Paris.
- PATTEISKY, K., & SCHÖNWÄLDER, L. (1960): Das tiefere Namur nördlich von Wuppertal. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3,1**: 343–368, 4 Abb., Taf. 1–4; Krefeld.

- RABIEN, A. (1954): Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. – Abh. hess. L-Amt Bodenforsch., **9**: 1–268, 7 Abb., 4 Tab., 1–5; Wiesbaden.
- (1959): Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dillmulde. – Z. dt. geol. Ges., **110**: 629–633; Hannover.
- REQUADT, H., & BECKER, G., & BLESS, M. J. M., & EICKHOFF, G., & SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1977): Mikrofaunen aus dem Westfal der spanischen Westpyrenäen (Ostracoda, Conodonta, Foraminifera). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **155**: 65–107, 8 Abb.; Stuttgart.
- WALLISER, O. H. (1959): Zum Unterkarbon (bes. Vulkanismus) der Dillmulde. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 335–237; Hannover.

Manuskript eingegangen am 16. 6. 1989

**Habitat-Habitus-Wechselbeziehung von *Allognathosuchus gaudryi*
STEFANO 1905 (= *Allognathosuchus haupti* WEITZEL 1935)**

Von

MICHAEL RAUHE*

Kurzfassung: In den siebziger und frühen achtziger Jahren sind bei der Klärung bis dahin weitgehend ungelöster Fragen der Lebensweise rezenter Krokodile große Fortschritte erzielt worden. Insbesondere das über Jahrzehnte von traditionellen Lehrmeinungen geprägte Wissen über die Nahrungsökologie der Krokodile mußte teilweise vollständig revidiert werden.

Das wichtigste Ergebnis dieser Forschungen ist die Tatsache, daß die Lebensweise resp. die Nahrungsökologie rezenter Krokodile von einem komplexen Faktorengefüge bestimmt wird: Körperlänge der einzelnen Krokodilart beziehungsweise des Krokodilindividuums, Wechsel von Regen- und Trockenzeit, relative Häufig- und Verfügbarkeit von Beutetaxa, physikochemische Parameter des von der jeweiligen Krokodilart bewohnten Gewässers (vgl. STATON & DIXON 1975, VANZOLINI & GOMES 1979, GORZULA 1978, VALENTINE et al. 1972, POOLEY & GANS 1976, MCNEASE & JOANEN 1977, NEILL 1971, CHABRECK 1971, TAYLOR 1979, JACKSON et al. 1974, WEBB et al. 1982, 83).

Hieraus ergeben sich auch bestimmte Überlegungen für die Bewertung der Lebensweise fossiler Krokodile, die am Beispiel von *All. gaudryi* erläutert werden.

Abstract: The relatively small size of *Allognathosuchus gaudryi* (length approximately 100 cm) and certain features of the skull (e. g. the extreme anterior and flat position of the nasal opening; the broad, short rostrum) suggest a special mode of life in dimly lit pools of small waters, such as brooks, flood plain ponds or swampy realms.

Based on our knowledge of the abundance dynamic of extant crocodiles coupled with our understanding of the environmental setting of the Messel lake and its adjoining areas we would argue against the assumption that *All. gaudryi* and other crocodile species discovered in Messel were permanent inhabitants of the lake.

It's more probable that they were transported there as cadavers by inflowing streams.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	54
2. Schlußfolgerungen	56
3. Zusammenfassung	58
4. Schriftenverzeichnis	59

* Dipl.-Biol. M. RAUHE, Institut für Geowissenschaften, Postfach 3980, 6500 Mainz 1.

1. Einführung

Die Habitat-Habitus-Wechselbeziehung der doch recht artenreichen Krokodilfauna (7 Arten, erst jüngst wurde von FREY et al. 1987 mit *Baryphractus* ein neues Krokodilgenus beschrieben) in Messel ist bisher nur andeutungsweise diskutiert worden (TOBIEN 1969, BERG 1966, WEITZEL 1935).

Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist die in der Messel-Literatur allgemein verbreitete Annahme die Ufer- und Randbereiche des Sees seien von einer artenreichen Krokodilfauna bevölkert gewesen (FRANZEN 1975, 1977, TOBIEN 1969, BEHNKE et al. 1986).

Obgleich diese Vorstellung im krassen Widerspruch zu den biologischen Grundtatsachen steht, ist sie bisher von niemanden ernsthaft in Zweifel gestellt worden.

Erste Bedenken äußert KÖNIGSWALD (1987: 74) in einem kürzlich erschienenen Beitrag, in welchem er allerdings als Hauptgrund für ein Fernbleiben der Krokodile vom Seebereich die schlechte Wasserqualität des Sees anführt.

Zu ergründen bleibt, ob der Messeler Seebereich über die notwendige ökologische Potenz (= adaptive Zonen) verfügte, um das Nebeneinander von sechs (*Bergisuchus* wird allgemein eine mehr terrestrische Lebensweise zugeschrieben), in ihren Habitatansprüchen sicher sehr unterschiedlichen Krokodilarten, zu gewährleisten (vgl. JACOBS 1985).

Es soll aber nicht Aufgabe der vorliegenden Arbeit sein, die sich hieraus ableitende Problematik in ihrer ganzen Breite zu erörtern.

Vielmehr beschränkt sich das Interesse hier auf *All. gaudryi*, dessen habituelle Besonderheiten (ausgesprochen kurze, breite Schnauze, geringe Körperlänge, weit nach vorn verschobene Lage der äußeren Nasenöffnung) – unter Einbeziehung rezentsoologischer Vergleiche mit anderen Krokodilarten – die Grundlagen für den Versuch sind, ein Bild der Lebensweise dieses Genus nachzuzeichnen.

Unter der Voraussetzung, daß *All. gaudryi* sich in seinen allgemeinen Lebensansprüchen nicht grundlegend von denen rezenter Krokodile unterschied, kann der Messeler See aus verschiedenen noch aufzuzählenden Gründen als Lebensbereich für *All. gaudryi* nicht ernsthaft in Betracht gezogen werden.

Durch die recht ungünstigen Umweltbedingungen im und am Messeler See (saurer Boden, Gase, schlechte Wasserqualität, starke Wasserspiegelschwankungen etc.) war dieser ökologisch nur wenig gegliedert (vgl. FRANZEN 1975, 1977, 1978, KOENIGSWALD 1987, RAUHE 1986).

Hiervon betroffen waren in erster Linie die allgemein als Lebensraum der Messeler Krokodile angesprochenen Rand- und Uferbereiche des Sees (als Daseins-, Schutz- und Brutraum). Die in Messel bei hoch-subtropisch warmen Klima (vgl. MAI 1981, JÄHNICHEN 1976, RAUHE 1986) zu erwartenden häufigen Niederschläge (über 1000 mm im Jahr, vgl. MAI & WALTHER 1985) haben sicherlich oft zu Überschwemmungen in den angrenzenden Zuflüssen geführt, wodurch zusätzlich (d. h. abgesehen von dem direkt auf die Seefläche fallenden Niederschlagswasser) große Wassermengen in den See gelangten. Es bleibt zu vermuten, daß über mehrere Monate die Rand- und Uferzonen des Sees überflutet waren (Flutwald, ähnlich dem südamerikanischen Varzea- und Igapowald).

Für eine langandauernde Überflutung spricht die Tatsache, daß es keinerlei Hinweise auf größere Abflüsse gibt, die imstande gewesen wären, die mitunter riesigen Wassermengen schnell abzuführen. Ein großer Teil des Wassers versickerte vermutlich im Waldboden, oder verdunstete während der Trockenzeit.

Durch diese Hochwässer war der Wald nicht nur bis zu einer gewissen Höhe (nach JUNK 1980 und IRMLER 1981 beträgt die Höhe der periodischen Wasserstandsschwankungen im zentralamazonischen Bereich im Mittel 10 m) überschwemmt, sondern es werden auch andere physikalisch-chemische und klimatische Faktoren im Wald entscheidend beeinflusst (so steigt z. B. bei zunehmender Überflutung die Minimaltemperatur der Luft im Wald an). Aufgrund solcher saisonalen Umweltänderungen waren die Lebensräume See und seenaher Bereich stark wechselnden Lebensbedingungen ausgesetzt, die zahlreiche vitale Probleme an die Besiedlung durch Organismen stellten (vgl. IRMLER 1981, JUNK 1980).

Wie bereits zuvor verdeutlicht, wird die adaptive Potenz eines Ökosystems maßgeblich von den abiotischen Umweltfaktoren bestimmt. Dieser Aspekt gewinnt an Bedeutung, wenn man die gegebene Nahrungssituation der Krokodile im Messeler See in die Betrachtungen miteinbezieht:

Zweifelsohne war ein reiches Kontingent an Fischen vorhanden. Deutet man jedoch die spärlichen Invertebratenfunde (aquatische Insekten sind relativ selten, nur vereinzelte Reste von Vivipariden; nach Kenntnis des Verfassers keine Crustaceen), so scheint das Futterangebot im See nicht eben üppig gewesen zu sein (vgl. Faunenliste der Messel-Formation, KOENIGSWALD 1987: 140/41).

Aus neueren Untersuchungen an rezenten Krokodilen (VANZOLINI & GOMES 1979, VALENTINE et al. 1972, STATON & DIXON 1975, TAYLOR 1979, CHABRECK 1971, FOGARTY & ALBURY 1968, COTT 1961) weiß man aber, daß sich Krokodile kleinerer Körpergrößen (0,3–1,5 m) z. B. *Osteolaemus* und *Paleosuchus*, als auch juvenile und subadulte Individuen anderer Krokodilspesies (z. B. *C. niloticus*, *Caiman latirostris* etc.) vorwiegend von Mollusken, Crustaceen und Insekten ernähren.

Zieht man allerdings südamerikanische Altseewässer zum Vergleich heran, so ist hier ein massenhaftes Vorkommen von Mollusken und Crustaceen festzustellen (vgl. IRMLER 1981, JUNK 1980).

In den nachstehend aufgeführten Gründen auf die schon TOBIEN (1969) mit Ausnahme von Punkt C hingewiesen hat, bietet sich eine mögliche Erklärung für das fast völlige Fehlen von Mollusken:

- A) Für Bodenbewohner waren die Bedingungen am Grunde des Sees lebensfeindlich (Bildung von H_2S , NH_3 , CO_2 und CH_4).
- B) Der Ölschiefer ist kalkfrei und damit sind die Erhaltungsbedingungen für kalkige Molluskenschalen sehr ungünstig.
- C) Hoch konzentrierte Huminsäuren haben zur völligen Auflösung der Schalen geführt, bevor diese zum Absatz kommen konnten.

Gleichfalls scheint die Vorstellung daß *All. gaudryi* während der Trockenzeit sein Nestgehege in den Rand- und Uferbereichen des Sees anlegte, wenig wahrscheinlich.

Wie MEDEM (1952, 1958, 1967, 1971) und CAMPBELL (1973) vom kleinsten heute lebenden Krokodilgenus *Paleosuchus* (1–1,5 m) berichten, sucht dieser Alligatorine zum Nestbau die Nähe von kleineren, abgelegenen Bachläufen oder Tümpel auf. Es ist daher durchaus anzunehmen, daß auch *All. gaudryi* solche geschützten Nestplätze bevorzugt hat, die er im Bereich der umliegenden Zuflüsse fand.

Die stabile Koexistenz verschiedener, im selben Ökosystem lebender Krokodilarten mit ähnlicher Ressourcennutzung setzt klar gegeneinander abgegrenzte ökologische Nischen voraus.

Wie schon zuvor betont, wies die Ökostruktur im Bereich des Messeler Sees nur einen geringen Differenzierungsgrad auf.

Je einheitlicher die Umweltbedingungen, um so weniger miteinander konkurrierende Arten können auf die Dauer nebeneinander leben (Konkurrenz-Ausschluß-Prinzip, vgl. CROMBIE 1946, GAUZE 1934, FRANK 1953, 1957, JACOBS 1985)

Der Biotop „See“ würde demzufolge selbstregulierend, d. h. reduzierend auf die Artenzahl im und am See lebender Krokodile gewirkt haben (CIZEK & HADANOVA 1971).

Von der heute artenreichsten Krokodilfauna im Amazonasbecken ist bisher kein einziger Fall einer Präsenz von mehr als drei Arten in demselben Areal bekannt geworden.

Dort, wo mehrere Krokodilarten z. B. *Caiman crocodilus* und die beiden Paleosuchusarten (Rio Apaporis, Kolumbien), *C. porosus* und *C. johnstoni* (Adelaide River, NT., Australien), oder gelegentlich *A. mississippiensis* und *C. acutus* (Südflorida, USA) nebeneinander im selben Gebiet vorkommen, leben sie in streng voneinander getrennten ökologischen Nischen (NEILL 1971, MEDEM 1952, 1958, 1967, 1971, VANZOLINI & GOMES 1979, WEBB et al. 1983).

2. Schlußfolgerungen

Wegen der extremen Umweltbedingungen war der Messeler See als Krokodillebensbereich nicht sonderlich geeignet. Ein Nebeneinander von sechs Krokodilarten auf dem doch engbegrenzten Terrain des Sees steht im Widerspruch zur Abundanzdynamik rezenter Krokodile (zum Vergleich: Das Gebiet des Rio Apaporis, einem Endausläufer des Rio Japura, der immerhin eine Längsausdehnung von mehr als 600 km erreicht, ist „nur“ von drei Krokodilarten besiedelt.

Weder *All. gaudryi*, noch andere in Messel nachgewiesene Krokodilarten zählten zu den ständigen Bewohnern des Sees.

Vielleicht bot der See der einen oder anderen Krokodilart während der Trockenzeit bessere Nahrungsbedingungen als die stark vom Austrocknen bedrohten Bach- und Flußläufe.

Nach Ansicht des Verfassers sind viele der in Messel gefundenen Krokodile aus den Zuflüssen eingeschwemmt worden.

Ein mögliches Indiz hierfür könnte die relative Unversehrtheit der Kadaver sein (keine Anzeichen von Freißpuren), wobei natürlich die Möglichkeit des Gefressenwerdens bei langem Transportweg nicht auszuschließen ist.

Habitus-Merkmale wie die extreme Kurzschnauzigkeit, die geringe Körperlänge, sowie die flache und weit nach vorn verschobene Lage der äußeren Nasenöffnung kennzeichnen *All. gaudryi* als einen Anpassungstyp der an bestimmte ökologische Gegebenheiten gebunden war:

Krokodile haben im allgemeinen ausgesprochen flache Schnauzen, die einer Seitwärtsbewegung wenig Widerstand bieten.

Je schmaler und länger die Schnauze, desto effektiver ist ein Seitwärtsschnappen und um so wahrscheinlicher ist auch, daß Fische einen hohen Anteil an der Nahrung einer Krokodilart haben (POOLEY & GANS 1976).

Eine kurze breite Schnauze stellt zum Fangen beweglicher Beute eine mechanisch denkbar ungünstige Konstruktion dar, da die Größe des Fangradius abhängig von der Länge der Schnauze ist (DIEFENBACH 1979, HILDEBRAND 1974).

Ein hoher Fischanteil an der Nahrung (z. B. beim langschnauzigen *C. cataphractus*) weist i. d. R. auf größere Gewässer wie z. B. Seen, Küstengewässer und Flußdeltas hin. Kurzschnauzigkeit läßt nach Auffassung vieler Autoren (NEILL 1971, SILL 1968, WERMUTH 1964, KRUMBIEGEL et al. 1983) auf eine mehr oder weniger enge Bindung an kleinere Gewässer, z. B. Bachläufe, Tümpel und kleinere Moor- und Sumpfgewässer schließen.

Bezeichnenderweise werden die drei Krokodilarten mit den kürzesten Köpfen und zugleich geringsten Körperlängen (*Osteolaemus* und die beiden *Paleosuchus*arten) hauptsächlich in kleineren Gewässern vorgefunden (CANSDALE 1955, CAMPBELL 1973, MEDEM 1952, 1958, 1967, 1971, MAGNUSSON 1985, PAOLILLO & GOMEZ 1985).

NEILL (1971) sieht einen direkten Zusammenhang zwischen der Schnauzenform eines Krokodils und der Strömungsstärke des jeweiligen Gewässers:

Dabei setzen die langgestreckten schmalen Schnauzen der Strömung weniger Widerstand entgegen als dies breite, kurze tun.

So hält sich der lang- und schmalschnauzige *P. palpebrosus* vorwiegend in schnell fließenden Gewässern (in der Nähe von Wasserfällen) auf, wohingegen der breit- und kurzschnauzige *P. trigonatus* häufig in ruhigen Gewässern angetroffen wird (MEDEM 1952, 1958, 1967, 1971, CAMPBELL 1973).

Im Gegensatz zu rezenten Krokodilen ist bei *Allognathosuchus* die äußere Nasenöffnung nicht durch eine randliche Wulstbildung höhenmäßig von der übrigen Schnauzenpartie abgesetzt, sondern bildet eine Ebene mit ihr.

Diese sogenannte „Flachnasigkeit“ ist ein charakteristisches Merkmal frühtertiärer Alligatorinen (ERICKSON 1972 a+b, 1982 a+b).

Die erhöhte Lage der äußeren Nasenöffnung hat eine wichtige funktionelle Bedeutung, die unmittelbar in Verbindung mit dem Fang terrestrischer Beutetiere steht (JORDANSKY 1973).

Der adaptive Wert dieser Anpassung liegt darin, daß sich das Krokodil, unter der Wasseroberfläche schwimmend, nur Augen und Nasenspitze sind sichtbar, unbemerkt einem Beutetier (z. B. einem trinkenden Säuger oder Wasservogel) nähern kann, ohne die Atmung dabei unterbrechen zu müssen.

Bei der ausgesprochen flachen und vorderen Position der äußeren Nasenöffnung bei *Allognathosuchus* ist die obig beschriebene Atemweise und der damit verbundene Beutefang kaum denkbar. Eine mögliche Erklärung für diese Merkmalsanpassung wäre die Tatsache, daß dem Geruchsorgan eine wichtige Funktion bei der Nahrungssuche in dystrophen Gewässern (z. B. Moor- oder Sumpfgewässer mit hohem Anteil an Schwebstoffen), mit relativ geringer Sichttiefe zukam (vgl. auch ERICKSON 1972a, 1982b).

Wie schon diese wenigen Beispiele der Wechselbeziehung zwischen Habitus und Habitat bei Krokodilen verdeutlichen, haben bestimmte Merkmalsausprägungen einen großen Aussagewert bezüglich der Lebensweise einer Krokodilart.

Die geringe Körperlänge und extreme Kurzschnauzigkeit von *All. gaudryi* sind als Anpassung an eine Lebensweise in kleineren, deckungsreichen vornehmlich ruhigen Gewässern zu verstehen.

Bei BORNHARDT (1975) findet sich eine Fotografie von der Dorsalseite eines vollständig erhaltenen *All. gaudryi* Exemplares (Sammlerstück) auf welcher deutlich, neben einer recht massiven Panzerung, ein kräftiger, breiter Schwanz zu erkennen ist, der auf einen flinken, wendigen Schwimmer hinweist.

Die schwere Panzerung fungierte sicher nicht nur als Abschreckung gegen größere Raubtiere wie z. B. Riesenschlangen und Carnivoren. Im Besitz der Sammlung von O. FEIST, Darmstadt, befindet sich eine aus Messel stammende Riesenschlange, die noch die Überreste eines kleinen Krokodiliden in sich birgt.

Durch die ausgesprochen rauhe unebene Oberfläche des Schuppenpanzers blieb *All. gaudryi* in einem mit üppiger Vegetation ausgestatteten aquatischen Biotop weitgehend unauffällig.

In einer erst kürzlich erschienenen Studie über die Bauprinzipien im axialen Tragesystem der Krokodile (Wirbelsäule, Paravertebralschild und epaxionische Muskulatur als funktionelle Einheit) legt FREY (1988) eine vom Erklärungsinhalt her beeindruckende Hypothese vor, in der er besonders die funktionelle Bedeutung des Paravertebralschildes (PVS) für die Beweglichkeit der Rumpfwirbelsäule der Krokodile hervorhebt.

Diese Hypothese besagt, verkürzt dargestellt, daß die Anordnung, Ausprägung (gekielt – nicht gekielt, Vorhandensein interosteodermaler Gelenkzapfen etc.) und Breite (z. B. Reduktionen) der Osteodermen-Querreihen (Wirtel) Aufschluß über die Biegesteifigkeit des axialen Tragesystems und damit über die Beweglichkeit der Rumpf- u. Schwanzwirbelsäule [d. h. Flexion des Rumpfes und Schwanzes in der Vertikal- (Galopp) und Horizontalebene (trottartiger Gang und Schlangenschwimmen)] geben.

Bei genauer Kenntnis des Baus des PVS wären somit recht zuverlässige Aussagen darüber möglich, ob das betreffende Krokodil zur langandauernden terrestrischen oder vorwiegend schlängelschwimmenden Fortbewegungsweise fähig war. Hier schließt sich natürlich die Frage nach der Beweglichkeit der Rumpf- und Schwanzwirbelsäule von *All. gaudryi* an. Eine vom Autor (RAUHE in Vorb.) demnächst angestrebte funktionsmorphologische Untersuchung des Dorsalpanzers und Lokomotionsapparates von *All. gaudryi* wird hier sicherlich Aufschlußreiches zutage fördern.

Wegen seiner geringen Körperlänge war *All. gaudryi* zwangsläufig für größere Raubtiere oftmals selbst ein begehrtes Beuteobjekt. Um dieser Gefahr zu entrinnen, hat *All. gaudryi* möglicherweise – gleich *Paleosuchus* – eine nachtaktive Daseinsweise vorgezogen (große Augen!).

3. Zusammenfassung

Bestimmte Merkmale von *All. gaudryi* wie die kurze, breite Schnauze, die geringe Körperlänge und die flache, weit nach vorn verlagerte Position der äußeren Nasenöffnung werden als Anpassung an kleinere, deckungsreiche Gewässer (z. B. Tümpel, Bachläufe, kleinere Sumpf- und Moorgewässer) gedeutet.

Die Kenntnis der Abundanzdynamik rezenter Krokodile, wie auch die ökostrukturellen Gegebenheiten im Bereich des Messeler Sees sprechen dafür, daß sowohl *All. gaudryi* als auch andere in Messel gefundene Krokodilarten nicht ständige Bewohner des Sees waren, sondern aus den jeweiligen Zuflüssen eingeschwemmt wurden.

4. Schriftenverzeichnis

- BEHNKE, C., EIKAMP, H., & ZOOLWEG, M. (1986): Die Grube Messel (mit umfangreichen Literaturverzeichnis!). – 168 S., 147 Abb.; (Goldschneek-Verlag Weidert).
- BERG, D. E. (1966): Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus* aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt. Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **52**, 105 S., 11 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- BORNHARDT, J. F. (1975): Neue Fossilfunde aus der Grube Messel und ihre Präparation. – Aufschluß, **26** (12): 453–73, 19 Abb.; Heidelberg.
- CAMPBELL, K. E. Jr. (1973): Habitat note on *Paleosuchus trigonatus* in Peru. – J. Herpt., **7** (3): 318–20; Houston/Texas.
- CANSDALE, G. (1955): Reptiles of West Africa. – 103 S.; London (Penguin Books).
- CHABRECK, R. H. (1971): The food and feeding habits of alligators from fresh and saline environments of Louisiana. – Proc. Ann. Conf. S. E. Assoc. Game & Fish Comm., **25**: 117–24; New Orleans/Louisiana.
- CIZEK, F., & HODANOVA, H. (1971). Evolution als Selbstregulation. – 316 S., 21 Abb., 3 Tab.; Jena (Fischer).
- COTT, H. B. (1961): Scientific results of an inquiry into the ecology and economics status of the Nile crocodile on Uganda and Northern Rhodesia. – Trans. zool. Soc. Lond., **29** (4): 211–356, 45 Abb., 9 Taf.; London.
- CROMBIE, A. C. (1946): Further experiments on insect competition. – Proc. Roy. Soc. Lond. (B) **133**: 76–109; London.
- DIEFENBACH, C. O. DA. C. (1979): Ampullarid gastropod-stable food of *Caiman latirostris*? – Copeia 1979, no. **1**: 162–63; Cambridge/Massachusetts.
- ERICKSON, B. R. (1972a): Alligator ancestors. – Expl. **14** (3): 18–21, 3 Abb.; Cleveland/Ohio.
- (1972b): *Albertochampsia langstoni*, gen. et sp. nov., a new alligator from the Cretaceous of Alberta. – Scientific Publ. Sci. Mus. Minn. (n. ser.), **2** (1), 13 S., 6 Abb.; St. Paul.
- (1982a): The Wannagan Creek quarry and its reptile fauna Bullion Creek Formation, Paleocene in Billings County, North Dakota. – Rep. Invest. N. Dakota geol. Surv. no., **72**, 17 S., 9 Abb.; Grand Forks/N. Dakota.
- (1982b): *Wannaganosuchus*, a new alligator from the Paleocene of North America. – J. Pal., **56** (2): 492–506, 7 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- FOGARTY, M. J., & ALBURY, J. D. (1968): Late summer food of young alligators in Florida. – Proc. Ann. Conf. S. E. Assoc. Game & Fish Comm., **21**: 220–22; New Orleans/Louisiana.
- FRANK, P. (1952): A laboratory study of intraspecies and interspecies competition in *Daphnia pulicoria* and *Simocephalus vetulus*. – Physiol. Zool., **25**: 173–204; Chicago/Illinois.
- (1957): Coactions in laboratory population of two species of *Daphnia*. – Ecol., **38**: 510–19, 6 Abb.; Durham/N. C.
- FRANZEN, J. L. (1975): Messel: Leben aus längst vergangenen Zeiten. – Nat. Mus., **105** (5): 137–46, 8 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1977): Urpferdchen und Krokodile. – Kleine Senckenb.-Reihe, **7**, 36 S., 23 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1978): Senckenberg-Grabungen in der Grube Messel bei Darmstadt. 1. Probleme, Methoden, Ergebnisse 1976–77. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **27**, 135 S., 69 Abb.; Frankfurt a. M.
- FREY, E. (1988): Das Tragesystem der Krokodile – eine biomechanische und phylogenetische Analyse. – Stuttg. Beitr. f. Naturk. (Ser. A), Nr. **426**, 60 S., 28 Abb.; Stuttgart.
- LAEMMERT, A., & RIESS, J. C. (1987): *Baryphracta deponiae* n. g. m. sp. (Reptilia, Crocodylia), ein neues Krokodil aus der Grube Messel bei Darmstadt (Hessen, BRD). – N. Jb. Geol. Pal. Mh. H., **1**: 15–26, 4 Abb.; Stuttgart.
- GAUZE, G. F. (1934): Experimentelle Untersuchungen über den Kampf ums Dasein zwischen *Poramaecium caudatum*, *P. aurelia* und *Stylonichia mytilus* (russ.). – Zool. Zh., **13**: 1–17; Moskau.
- GORZULA, S. G. (1978): An ecological study of *Caiman crocodilus crocodilus* inhabiting Lagoons in the Venezuelan Guayana. Oecol., **35**: 21–34, 9 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- HILDEBRAND, M. (1974): Analysis of vertebrate structure. – xv + 710 p; New York (John Wiley & Sons).
- IORDANSKY, N. N. (1973): The skull of the Crocodylia (in: Biology of the Reptilia, Gans C. & Pearson T. S. eds.), **4**: 201–62, 14 Abb.; London – New York.

- IRMLER, U. (1981): Überlebensstrategien von Tieren im saisonal überfluteten amazonischen Überschwemmungswald. *Zool. Anz.*, **206** (1/2): 26–38, 12 Abb.; Jena (Fischer).
- JACKSON, J. F.; CAMPBELL, H. W., & CAMPBELL, K. E. JR. (1974): The feeding habits of crocodilians: validity of the evidence from stomach contents. – *J. Herpt.*, **8** (4): 378–81; Houston/Texas.
- JACOBS, J. C. (1985): Konkurrenz und Einnischung – Hat Konkurrenz eine evolutionsbiologische Bedeutung für die Artenmannigfaltigkeit der Tiere? – *Z. zool. Evolut.-forsch.*, **23**: 243–58; Hamburg – Berlin.
- JÄHNICHEN, H. (1976): *Schizandraceae* und *Illiciaceae* als holoarktische und subtropische Florenelemente im mitteleuropäischen Alttertiär. – *Abh. Zentr. geol. Inst. Berlin*, **26**: 151–97, 6 Abb., Taf. 7–18; Berlin.
- JUNK, W. J. (1980): Die Bedeutung der Wasserstandsschwankungen für die Ökologie von Überschwemmungsgebieten, dargestellt an der Varzea des mittleren Amazonas. – *Amazoniana*, **7** (1): 19–29, 3 Abb., 1 Tab.; Kiel.
- KÖNIGSWALD, W. v. (1987): Die Fauna des Ölschiefers von Messel (in: Fossilien der Messel-Formation, Hessisches Landesmuseum Darmstadt ed.), 73–142, 96 Abb.; Darmstadt.
- KRUMBIEGEL, G.; RÜFFLE, L., & HAUBOLD, H. (1983): Das eozäne Geiseltal bei Halle. – 227 S., 175 Abb.; Wittenberg (N. Brehm B.).
- MAGNUSSON, W. E. (1985): Habitat selection, parasites and injuries in Amazonian crocodilians. – *Amazoniana*, **9** (2): 193–204; Kiel.
- MAI, D. H. (1981): Entwicklung und klimatische Differenzierung der Laubwaldsflora Mitteleuropas im Tertiär. – *Flora*, **171**: 525–82, 18 Abb., 5 Tab.; Jena (Fischer).
- MAI, D. H., WALTHER, H. (1985): Die obereozäne Flora des Weißelster-Beckens und seine Randgebiete. – *Abh. Staatl. Mus. Min. u. Geol. Dresden*, **33**: 5–176; Leipzig.
- MCNEASE, L. & JOANEN, T. (1977): Alligator diets in relation to marsh salinity. – *Proc. Ann. Conf. S. E. Assoc. Wildl. & Agenc.*, **31**: 36–40, 2 Tab.; New Orleans/Louisiana.
- MEDEM, F. (1952): *Paleosuchus trigonatus* in Colombia. – *Lozania (Acta Zool. Colombiana)*, **5**: 1–12; Bogota.
- (1958): The crocodilian genus *Paleosuchus*. – *Field. Zool.*, **39**: 227–47, 5 Abb.; Chicago.
- (1967): El Genero *Paleosuchus* in Amazonia. – *Atlas de Symposia sobre a biota 3 (Limnologia)*: 141–62; Rio de Janeiro.
- (1971): Biological insolation of sympatric species in South American Crocodylia (in: *Crocodyls Proceedings of the first working Meeting of crocodile Specialists ... New York ... March 1971*). – *IUCN Publications New Series Suppl. Paper*, **32** (1): 152–58.
- NEILL, W. T. (1971): The last of the ruling reptiles. – 486 p; New York (Columbia Univ. Press).
- PAOLILLO, A., & GORZULA, S. G. (1985): *Paleosuchus palpebrosus* – Migration. – *Herpt. Rev.*, **16** (1): p 27; New York.
- POOLEY, A. C., & GANS, C. (1976). The Nile crocodile. – *Sci. Amer.*, **234** (4): 114–24; New York.
- RAUHE, M. (1986): Ein Beitrag zur Paläoökologie und Paläoklima von Messel. – *Dokumenta*, **35**: 1–5, 1 Abb.; München.
- (in Vorb.): Das Schädelskelett von *All. gaudryi* und seine funktionelle Beziehung zur Paläobiologie.
- (in Vorb.): Konstruktionsmorphologische Analyse des axialen Tragesystems (Dorsalpanzer und Wirbelsäule) und Lokomotionsapparates von *All. gaudryi* und sein paläobiologische Ausdeutung anhand neuerer Messelfunde.
- SILL, W. D. (1968): The zoogeography of the Crocodylia. – *Copeia*, 1968, no. 1: 76–88, 5 Abb.; Cambridge/Massachusetts.
- STATON, M. A., & DIXON, J. R. (1975): Studies on the dry season biology of the *Caiman crocodilus* from Venezuela. – *Mem. Soc. cien. Nat. Salle*, **35**: 237–65, 7 Abb., 5 Tab.; Caracas.
- TAYLOR, J. A. (1979): The foods and feeding habits of subadult *Crocodylus porosus* Schneider in Northern Australia. *Austr. Wildl. Res.*, **6**: 347–59, 5 Abb.; Melbourne.
- TOBIEN, H. (1969): Die alttertiäre (mitteleozäne) Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (Hessen). – *Mz. Naturw. Archiv*, **8**: 149–80, 11 Abb.; Mainz.
- VALENTINE, J. M., WALTHER, J. R., MCCARTNEY, K. M., & IVY, L. M. (1972): Alligator diets at the Sabine Wildlife Refuge. – *J. Wildl. Mgmt.*, **36**: 809–815, 4 Tab.; Lawrence/Kansas.
- VANZOLINI, P. E. & GOMEZ, N. (1979): Notes on the ecology and growth of Amazonian caimans. – *Papeis Avulsos de Zoologia*, **32** (17): 205–16; Sao Paulo.

- WEBB, G. J., MANOLIS, S. C., & BUCKWORTH, R. (1982): *Crocodylus johnstoni* in the McKinlay River Area, N. T. 1. Variation in the diet and a new method of assessing the relative importance of prey. – Austr. J. Zool., **30** (6): 877–90, 2 Abb., 11 Tab.; Melbourne.
- (1983): *Crocodylus johnstoni* in the McKinlay River Area, N. T. 2. Dry season habitat selection and an estimate of the total population size. – Austr. Wildl. Res., **10** (2): 373–82, 1 Abb., 5 Tab.; Melbourne.
- WEITZEL, K. (1935): *Hassiacosuchus haupti* n. g. n. sp., ein durophages Krokodil aus dem Mitteleozän von Messel. – Notizbl. Ver. Erdkd. Darmstadt, **5** (16): 40–49, 2 Taf.; Darmstadt.
- WERMUTH, H. (1964): Das Verhältnis zwischen Kopf-, Rumpf- und Schwanzlänge bei den rezenten Krokodilen. – Senckb. biol., **43** (3–5): 369–85, 2 Abb.; Frankfurt a. M.

Manuskript eingegangen am 2. 8. 1989

Geol. Jb. Hessen	118	S. 63–86	3 Abb.	3 Tab.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	----------	--------	--------	----------------

Vergleich von Profilen der höheren Givet- bis zur tieferen Nehden-Stufe bei Amönau und im Raum Buchenau (NE-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

HANS-GÜNTHER KUPFAHL*

Kurzfassung: Zwei Profile bei Amönau weichen in den oberen Buchenauer Schichten (Adorf-Stufe) und in der tieferen Nehden-Stufe deutlich voneinander ab. Amönauer Tuffbreccie und Kalkturbidite der Buchenauer Schichten beider Profile enthalten den Schutt eines Riffes, das unweit entfernt auf dem Top einer submarinen vulkanischen Schwelle innerhalb der NE-Dillmulde angesiedelt war. Nach der geringen Gesamtmächtigkeit der Buchenauer Schichten und der hohen Anzahl, Mächtigkeit und Korngröße der mit Peliten abwechselnden Riffschutt-Bänke sind diese auf der SW-Flanke der Schwelle im hochenergetischen Bereich des Vor-Riffes bis Hangabfalls abgelagert worden. Hierauf deuten auch Internbreccien (BENDER et al. 1984), ferner Schichtausfälle in der hohen Adorf- und tiefsten Nehden-Stufe hin.

In der Umgebung von Buchenau sind bei höherer Gesamtmächtigkeit die Anzahl, Mächtigkeit und Korngröße der Schutt-Bänke desselben Riffes geringer; sie nehmen nach SW weiter ab. Nach ihren Eigenschaften können Anönauer Tuffbreccie und Kalkturbidite hier dem schwach-energetischen Bereich zwischen Riff-Flanke und Schelf zugeordnet werden. – In einigen Profilen zeigen sich Gesteine aus vulkanogenem Detritus, wie sie aus den Dillenburger Schichten bekannt sind.

In der Unteren Nehden-Stufe des Raumes Buchenau lief die Sedimentation gleichförmiger ab als bei Amönau. Es zeichnet sich eine Differenzierung in eine Rotschiefer-Fazies des zentralen Teils der Dillmulde und eine Sandstein-Fazies am SE-Rand der Dillmulde ab.

Abstract: Two sections in the Buchenau beds (higher Givetian and Adorfian stage) to the Nehdenian stage near the village of Amönau (NE Dill syncline) differ widely. In both sections the tuff breccia of Amönau and the limestone turbidites of the Buchenau beds, which are interbedded in pelites, contain the detrital material of a reef. The reef was located on top of a nearby submarine volcanic rise. According to the small thickness of the Buchenau beds and the large number, the thickness and the grain size of the detrital banks, they are sediments formed on the SW flank of the rise in the high-energy area: fore-reef to fore-slope. This is also proved by internbrecciae (BENDER et al. 1984) and an absence of beds in the high Adorfian and the deepest Nehdenian stage of the sections.

In the area of Buchenau the total thickness is larger, but number, bank thickness and grain size of the tuff breccia layers and the limestone turbidites are smaller. According to their nature these strata belong to the low-energy area between the flank of the reef and the shelf. – In some sections strata occur consisting of volcanic detrital material as known from the Dillenburg beds.

In the lower Nehdenian stage of the area of Buchenau the sedimentation was more uniform than near Amönau. A facies of red slate belonging to the central part of the Dillmulde (in NW) can be distinguished from a sandstone facies at the margin of the Dillmulde (in SE).

*Dr. H.-G. KUPFAHL, Dreispitzstr. 3, 6200 Wiesbaden.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkung und geologischer Überblick	64
2. Profil im Hangaufschluß N Amönau	65
2.1. Profilbeschreibung	65
2.2. Stratigraphische Einstufung	70
3. Vergleich mit dem Profil im Steinbruch SW Amönau	72
3.1. Mächtigkeiten und Schichtausbildung	72
3.2. Turbidit-Komponenten und Mikrofazies	73
4. Faziesverteilung im Raum Buchenau	74
4.1. Höhere Givet- bis Adorf-Stufe	74
4.2. Untere Nehden-Stufe	76
4.2.1. Rotschiefer	76
4.2.2. Sandstein	77
5. Beschreibung der Fundpunkte im Raum Buchenau	77
6. Vergleich der Profile von Amönau mit denen im Raum Buchenau	81
7. Paläogeographische Schlußfolgerung	83
8. Schriftenverzeichnis	84

1. Vorbemerkung und geologischer Überblick

Etwa 350 m N der Kirche von Amönau erstreckt sich (50°) eine kleine Anhöhe, deren Kamm von Quarziten und Sandsteinen der Oberen Nehden-Stufe aufgebaut wird. (KUPFAHL 1985a; Abb. 3). Auf dem NW-Hang der Anhöhe ist das im folgenden beschriebene Profil von der mit der Amönauer Tuffbreccie beginnenden Adorf-Stufe (obere Buchenauer Schichten) bis zur tieferen Nehden-Stufe aufgeschlossen (Profilausschnitt, Abb. 1). An dieser Stelle erkannte schon LIEBER (1917) die anstehende Amönauer Tuffbreccie. In seiner Aufnahme fehlen jedoch die Adorf-Schichten unmittelbar über der Breccie, die im ungegliedert dargestellten höheren Oberdevon (ab Nehden-Stufe) aufgehen.

VOUITA (1984) legte bei seiner Kartierung des Gebietes zwischen Amönau, Warzenbach und Brungershausen die Grenze zwischen der Adorf- und der Nehden-Stufe auf diesem Hang bereits an die richtige Stelle.

Anknüpfend an die Aufnahme von Bl. 5018 Wetter (Hessen) (KUPFAHL 1985a u. b) wurde das Profil aufgeschürft und detailliert untersucht.

Die in der SW-Ecke von Bl. 5018 Wetter (Hessen) bei Amönau anstehenden Gesteine gehören – ebenso wie die des Gebietes Buchenau – regionalgeologisch zum SE-Flügel der nordöstlichen Dillmulde. Sie bilden den Kern eines Spezialsattels, dessen Achse im Schichtstreichen verläuft. Zutage tritt nur die SE-Flanke des Sattels, die alle Schichten vom Givet bis zur Kulm-Grauwacke umfaßt (NW-Flanke entweder unter Zechstein-Bedeckung vorhanden oder im Gefolge von Verschuppung tektonisch unterdrückt).

LIEBER (1917: 20–22) hat als „Buchenauer Schichten“ eine Wechselfolge aus vorwiegend schwarzen, dünnplattigen, hell gebänderten Tonschiefern, grauen bis schwarzen, Styliolinen führenden Kalksteine sowie der Amönauer Tuffbreccie und verschiedenartigen Tuffen bezeichnet. Den Schichten, die im NW des Raumes Buchenau zwischen dem Tentaculitenschiefer der unteren Givet-Stufe und den „Cypridinschiefern“ der Unteren Nehden-Stufe lagern, wies LIEBER ein frühoberdevonisches Alter zu. Maßgebend hierfür war die Fauna der Amönauer Tuffbreccie.

Lange Zeit war die Bezeichnung „Buchenauer Schichten“ auch für eine ganz ähnlich aufgebaute Abfolge gleichen Alters in der südwestlichen Dillmulde angewandt worden (LIEBER 1917: 21, WIEGEL 1956: 33–39). Diese Schichtenfolge, in der die Amönauer Tuffbreccie nicht ausgebildet ist, in der aber Schichten aus Diabas-, Keratophyr-, Tuff- und Sedimentgesteins-Detritus reichlich vertreten sind, bezeichneten dann KREBS (1958: 145) und LIPPERT & HENTSCHEL (1970: 88–90) als „Dillenburger Schichten“.

Auf den Begriff „Buchenauer Schichten“ gehen KREBS (1958: 141–142) und LEUTERITZ (1968: 23–24) ausführlich ein. BENDER et al. (1984: 34–35) weisen auf die unterschiedliche Einstufung und vertikale Abgrenzung der Schichten hin, die nach ihrem Befund spätestens in der Oberen *hermanni-cristatus*-Zone des Givet einsetzen und bis zum Top der Adorf-Stufe reichen. Nach KUPFAHL (1985b : 27 u. Tab. 3, Fp. 2, 3) beginnen die Schichten im Gebiet von Amönau in der *varcus*-Zone des Givet.

Als kennzeichnendes Gestein der Buchenauer Schichten, die im betrachteten Gebiet (Abb. 3) eine besondere Fazies darstellen, kann die Amönauer Tuffbreccie gelten (locus typicus: Steinbruch SW Amönau, BENDER et al. 1984). Sie ermöglicht, da sie leicht erkennbar und an ein bestimmtes Niveau des höheren, häufig allein zu Tage tretenden Teils der Schichten gebunden ist, meist eine Identifizierung.

DR. P. BENDER, Marburg, bearbeitete die Conodonten-Faunen und wertete sie stratigraphisch aus. Außerdem las er das Manuskript kritisch und gab wertvolle Hinweise. DR. M. HORN, Wiesbaden, unterstützte meine im Ruhestand unternommenen Arbeiten im Hessischen Landesamt für Bodenforschung. PROF. DR. S. MEISL, Wiesbaden, untersuchte die Gesteinsdünnschliffe und gab Auskunft über mineralogische Einzelheiten. Allen gilt mein besonderer Dank. Gedankt sei ferner Herrn O. STIEGLER, Frau M. SCHRECKENBACH und Frau U. ZÖLLER für ihre Mithilfe bei der Bearbeitung des Probenmaterials.

Das Belegmaterial wird im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, aufbewahrt.

2. Profil im Hangaufschluß N Amönau

Lage: 350 m N Kirche Amönau, Bl. 5018 Wetter (Hessen), R 34 78 04, H 56 42 00 (Abb. 1, 2)

2.1. Profilbeschreibung

Die Kalksteine der Adorf-Stufe sind Turbidite. Sie bestehen vorwiegend aus biogenem Detritus, der meist diagenetisch weitergewachsen und rekristallisiert ist. Ebenfalls als Turbidite könnten die Sandsteine der Nehden-Stufe abgelagert worden sein (Schicht 33; vgl. EINSELE 1963, RABIEN 1970: 159).

Nachstehend sind am Ende der Schichtbeschreibung (vgl. Abb. 1) die Dünnschliffe mit Nr. und dem Niveau der Probenentnahme aufgeführt.

- 34 Hangendes: Quarzit, Sand- und Siltstein, feinkörnig, sowie Tonschiefer, vorwiegend rotbraun, der Oberen Nehden-Stufe (im NE am Kamm der Anhöhe aufgeschlossen)
- 33 >2,50 m Quarzit, gelbweiß bis hell-violettrot, Körner gut verzahnt und kieselig gebunden, Ø ca. 0,2, max. 0,3 mm, gut sortiert, selten Feldspat und Glimmer; basale Quarzitbank 1,30 m mächtig, darüber Einschaltung von Tonschiefern, bis 20 cm mächtig, violettrot, z. T. plattig (1–2 cm stark), karbonatfrei

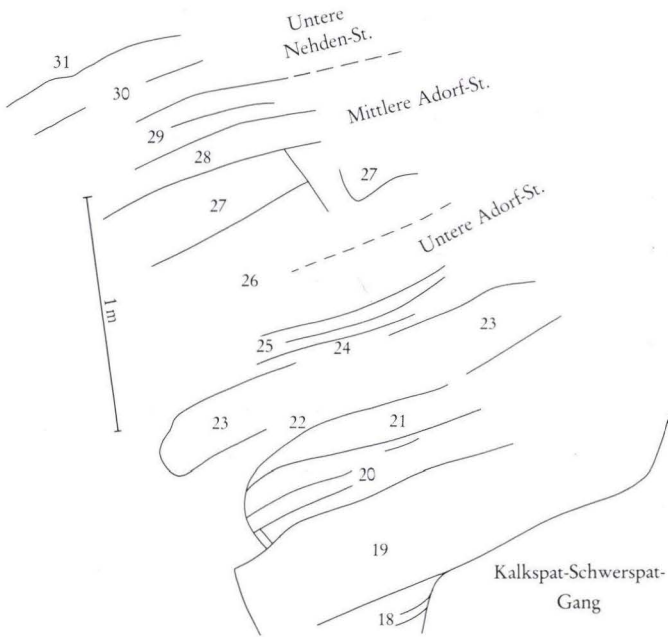


Abb. 1. Das Profil im Hangaufschluß 350m N Kirche Amönau (Ausschnitt).

- 32 2,00 m Tonschiefer, rotbraun, z. T. violettstichig, vorwiegend dünnplattig, milde, glimmerführend, karbonatfrei, 6 Sandsteinbänke eingeschaltet, an der Basis 20 cm, darüber bis 15 cm mächtig, rotgrau, violettstichig, feinkörnig, z. T. quarzitisch
- 31 0,80 m Tonschiefer, hell-rotbraun bis rotbraun, violettstichig, plattig bis ruschelrig, siltig, glimmerreich, z. T. karbonatisch, untergeordnet hellviolett, dünnplattig, milde, glimmerarm, karbonatfrei; eingeschaltet Siltstein, rotbraun, feinsandig, rau, stark karbonatisch, mit Calcit, körnig, ferner Tongeröllern und -flasern, Muskovit, meist nicht nach Schichtflächen eingeregelt, und vereinzelt Pflanzenresten: an der Basis Lagen von 3 cm, im hohen Teil eine Bank von 10 cm Mächtigkeit; 25 cm über der Basis eine Kalksteinlinse; in Tonschiefern *Palmatolepis glabra prima* ZIEGLER & HUDDLE
- 30 0,70 m Tonschiefer, hell-rotbraun bis rotbraun, violettstichig, unebenflächig-stückig brechend, siltig, glimmerreich (mm-starke Lagen), selten karbonatisch, untergeordnet hellviolett, dünnplattig, milde, glimmerarm, karbonatfrei; eingeschaltet Siltstein, rotbraun, feinsandig, rau, stark karbonatisch, mit Calcit, körnig, ferner Tongeröllern und -flasern, Muskovit, meist nicht nach Schichtflächen eingeregelt („Kalksandstein“ bei KUPFAHL 1985b: 28, auch in Schicht 31): 5 cm über der Basis beginnend, eine 14 cm mächtige Bank, plattig aufgespalten (Stärke ca. 2 cm), im tieferen Teil der Schichten eine Bank von 20 cm
- 29 0,16 m Kalkstein, hellgrau, z. T. rotstichig, dicht bis feinkristallin, in 2 Bänken (untere 4 cm, obere 10 cm mächtig), dazwischen Tonschieferlage, rotbraun; KUPFAHL 1985b: 28 u. Tab. 3, Fp. Ic, nach Conodonten Mittlere Adorf-Stufe (*Ancyrognathus triangularis*- bis Untere *gigas*-Zone)
20850 Top der Schicht: Fossilreste spärlich; kein vulkanogenes Material erkennbar; Korn bis 0,3 mm, einzelne rundliche Bioklasten bis 0,6 mm Ø, Zweischalerrest 1,5 mm lang
- 28 0,18 m Tonschiefer, rotbraun bis grau, schwach violettstichig, z. T. mit Seidenglanz, dünnplattig bis ruschelrig, darin zwei Kalksteinbänke, 5 und 4 cm mächtig, grau, rotstichig, feinkristallin, die sich im SW zu einer 12 cm starken Bank vereinigen
- 27 0,30 m Kalksteinbank, hellgrau bis rotgrau, dicht bis feinkristallin; KUPFAHL 1985b: 28 u. Tab. 3, Fp. Ib (0–10 cm über Basis), nach Conodonten Mittlere Adorf-Stufe
20849 Basis der Bank: reichlich biogener Detritus, diagenetisch schwächer (dunkle Lagen) und stärker (helle Lagen) rekristallisiert; Tonsteinband, darin einzelne Lapilli wie im Schalstein; Korn bis 0,5 mm Ø, gut sortiert, wenig Matrix
- 26 0,55 m Tonschiefer, violettrotbraun, dünnplattig bis blättrig, im tieferen Teil auch dickplattig und scherbzig, z. T. karbonatisch, selten Kalkknöllchen
- 25 0,10 m Mergelkalkstein, dicht, untere Bank 4 cm mächtig, rotbraun, obere Bank 5 cm mächtig, hell-violettrot, stellenweise gelbgrau gebändert; vereinzelte Lagen mit hellgrünen Tongeröllern; Conodonten auf den Schichtflächen der oberen Bank; zwischen den Bänken Tonschiefer, rötlichgrau, gebändert; KUPFAHL 1985b: 28 u. Tab. 3, Fp. Ia, nach Conodonten (aus aufbereitetem Material, darin auch Foraminiferen) Untere Adorf-Stufe (Untere *asymmetricus*-Zone)
20848a u. b Kalkstein- und weniger starke Siltsteinlagen im Wechsel; im Kalkstein detritischer Quarz und Feldspat; kein vulkanogenes Material beobachtet; Bryozoenreste; Styliolinen und Tentaculiten zahlreich; Korn bis 0,6 mm, max. 1 mm Ø, Tonsteinfetzen in Schichtung eingeregelt
- 24 0,07 m Mergelstein, violettgrau, grüngrau, unebenflächig-scherbzig brechend, mit Pyritkristallen und ca. 3 mm starken, mürben Tuffitlagen; untergeordnet Tonschiefer, hell-olivgrün 23825 Feingeschichtet: 2 – 3 mm und 1 cm (dabei unterteilt); viel Quarz, umgelagertes vulkanogenes Material mit Beimengungen von schalsteinartigen Teilchen in Lagen ange-reichert; Korn bis 0,6 mm Ø, gut sortiert, karbonatische Matrix

- 23 0,18 m Kalksteinbank, grau, z. T. rotstichig, dicht bis kristallin; Untergrenze scharf, Obergrenze mit Übergang; im hohen Teil bis ca. 5 mm starke, mürbe bis feste, plattige Tuffitlagen 23824 Top der Bank: im mm-Bereich geschichtet; biogener Detritus; schalsteinartige Teilchen in Lagen angereichert; Tonsteinfetzen (in Schichtung eingeregelt), vereinzelt Quarz; Tentaculiten, sehr viele Styliolinen; Korn bis 0,3 mm \emptyset , gut sortiert
20847 Mittlerer Teil der Bank: biogener Detritus, abgerollte Siltstein- und vereinzelt Schalstein-Bröckchen; Korn bis 0,6 mm, z. T. bis 1 mm, max. 2 mm \emptyset , schlecht sortiert, wenig Matrix
- 22 0,07 m Tonschiefer, dunkelgrau, blau- oder rotstichig, z. T. hell gebändert, scherbzig brechend, fest, karbonatisch; eine Kalksteinlinse
23823 Kalksteinlinse: biogener Detritus, kein vulkanogenes Material erkennbar; feine Klüfte; Styliolinen zahlreich; Korn bis 0,5 mm \emptyset , gut sortiert, viel Matrix
- 21 0,10 m Kalksteinbank, dunkelgrau, feinkristallin, bituminös; nach Conodonten-Bruchstücken (Pr. 15652a) nicht älter als Untere Adorf-Stufe
20846 Biogener Detritus, blasige Glaspartikel wie im Schalstein, abgerollte Siltstein-Stücke, vereinzelt eckiger Quarz, Erz; Korn bis 0,4 mm \emptyset
- 20 0,15 m Kalkstein, grau bis dunkel-bläulichgrau, z. T. rotstichig, dicht bis feinkristallin, dünnbankig aufgespalten
- 19 0,34 m Kalksteinbank, dunkelgrau, z. T. blau- oder rotstichig, bituminös, gradiert: basal grobkristallin mit grobem Korn, nach oben zunehmend feinkristallin mit feinem Korn, am Top ein Tonschiefer-Besteg, violettgrau; vulkanogenes Material mit grünem Chlorit nach oben abnehmend
20845 Basis der Bank: biogener Detritus zurücktretend; blasige Glaspartikel wie im Schalstein, abgerollte Diabas- sowie Siltstein-Stückchen (Diabas mit karbonatisierten Feldspäten), wenig Quarz; selten Tentaculiten; Korn bis 0,6 mm, max. 1,5 mm \emptyset , meist eckig, schlecht sortiert
- 18 0,14 m Kalkstein, grau bis dunkelgrau, feinkristallin, plattig und dünnbankig, mit einzelnen bis 2 cm mächtigen, rötlichgrauen Tonschieferlagen
- 17 0,30 m Beobachtungslücke; Fortsetzung unmittelbar im NE benachbart:
- 16 0,20 m Tonschiefer, grau, plattig und ruschelrig, z. T. karbonatisch, mit Kalksteinlagen, max. 1 cm stark, grau, rotstichig, feinkristallin
- 15 0,08 m Kalksteinbank, grau, rotstichig, feinkristallin
- 14 0,07 m Tonschiefer, stahlgrau bis schmutziggrau, unebenflächig brechend, unten dunkel, hell gebändert (mm-Bereich), karbonatfrei
- 13 0,07 m Kalkstein, grau, rotstichig, feinkristallin
- 12 0,20 m Tonschiefer, grau, dünnplattig und ruschelrig, z. T. karbonatisch, mit Kalksteinlagen und -linsen, bis 5 cm stark, dicht bis feinkristallin
- 11 0,27 m Kalksteinbank, dunkel-bläulichgrau bis schwarz, gradiert: basal grobkristallin mit grobkörnigen Gemengteilen, oben feinkristallin mit feinkörnigen Gemengteilen; Untergrenze der Bank scharf, am Top mit Übergang
20844 Basis der Bank: biogener Detritus; durch Brauneisen oder organische Substanz nachgezeichnete Mikrotylolithen (Drucklösungssutturen); kein vulkanogenes Material beobachtet; Korn bis 0,8 mm, max. 1,5 mm \emptyset
- 10 0,05 m Tonschiefer, grau, stark karbonatisch (Mergelstein), dünnplattig und ruschelrig
- 9 0,19 m Kalkstein in 2 Bänken, dunkel-bläulichgrau, mit rotem Calcit auf Klüften, gradiert: unten grobkristallin, mit grobkörnigen, oben feinkristallin, mit feinkörnigen Gemengteilen; vereinzelt chloritische vulkanogene Bröckchen; Bänke nehmen zugunsten von Ton-

stein nach SW stark an Mächtigkeit ab; Kalkstein nach Conodonten (Pr. 15652) Untere *asymmetricus*-Zone der Unteren Adorf-Stufe

23822 Untere Bank: biogener Detritus; feine Klüfte, gefüllt mit Calzit; Styliolinen; Korn bis 0,6 mm, max. 1 mm Ø, meist eckig, schlecht sortiert

- 8 ca. 2 m Beobachtungslücke; Neuansatz 20 m NE:
- 7 0,18 m Kalksteinbank, dunkel-bläulichgrau, dicht bis feinkristallin
- 6 0,27 m Tonschiefer, grau, blautichig und graubraun, violettstichig, vorwiegend ruschelrig, meist karbonatisch, darin zwei 2–3 cm starke Kalksteinlagen, grauviolettbraun; über der oberen Lage ein bis 1 cm starker, fester Tuffit mit grünen chloritischen Bestandteilen
20843c Obere Kalksteinlage mit grobkörniger und feinkörniger Schicht; erstere zeigt schalsteinartige (aber entglaste, z. T. chloritisierte) Stücke mit kleinen Blasen, ferner dichte Vulkanit-Bruchstücke, vermutlich von Diabas, da die Feldspatleisten und auch die ehemaligen Olivine karbonatisiert sind; Erzbestäubung (Hämatit) zeichnet ein fluidales Gefüge nach; Bryozoen, Tentaculiten, Styliolinen; Korn bis 0,8 mm, max. 1,5 mm, ein Tonsteinfetzen 6 mm Ø, schlecht sortiert
- 5 0,60 m Kalkstein, grau, dicht bis feinkristallin, bankig (ca. 10 cm stark), dazwischen Tonschiefer-Bestege
Fortsetzung 4 m NE:
- 4 0,48 m Kalkstein, hellgrau bis grau, plattig bis bankig aufgespalten (max. 9 cm, mehrfach 6 cm mächtig), gradiert: unten grobkristallin mit grobkörnigen Gemengteilen, oben feinkristallin mit feinkörnigen Gemengteilen; in den basalen 8 cm sind die z. T. vulkanogenen Gemengteile durchweg grobkörnig (Übergang von Amönauer Tuffbreccie); 8 cm unter Obergrenze des Kalksteins eine dünne Tonschieferlage
20843b Ca. 10 cm über Basis: biogener Detritus, weniger Schalstein-Fetzen und mehr detritischer Quarz als nachstehend; keine Gesteinsbruchstücke; Tentaculiten, Styliolinen; Korn bis 0,7 mm Ø
20843a Basis: biogener Detritus, reichlich Schalstein-Stücke, Tonstein- und Feinsandstein-Fetzen, vereinzelt eckiger Quarz; Bryozoen, Tentaculiten, Styliolinen; Korn bis 1 mm, max. 1,5 mm Ø, schlecht sortiert
- 3 ca. 4 m Amönauer Tuffbreccie, schichtungslos, schlecht sortiert; Gemengteile meist kantig, vorwiegend aus Kalkstein der Riff-Fazies, ferner vulkanogenem Material, z. T. Tuff; Kantenlänge bis 12 cm, Korn-Ø am Top ca. 3 mm (Übergang zum hangenden Kalkstein)
- 2 ca. 11 m Beobachtungslücke
- 1 Liegendes: 25 m NE der Aufschlüsse in der Amönauer Tuffbreccie am Bachlauf in gelockertem Verband anstehend: Mergelstein, violettrotbraun, z. T. blautichig, untergeordnet gelblichgrau, vorwiegend plattig (ca. 3 cm stark), z. T. kieselrig, auch tuffitisch, glimmerführend, mit rötlichgrauen flachen Mergelkalkstein-Linsen und -Flasern, z.T. eine Bänderung hervorrufend; darin nur Bruchstücke von Conodonten, die keine Einstufung zuließen (Pr. 15651a)
Eine in lockerem Verband aufgefundene graue Kalksteinlinse mit Conodonten der Unteren *asymmetricus*-Zone (Pr. 15651) muß, da diese Zone im höheren Hang ansteht (Abschn. 2.2.), abergerstcht sein.

2.2. Stratigraphische Einstufung

Im Liegenden der aufgeführten Abfolge im Hangaufschluß stehen am Fuß des Hanges am Bachbett ca. 0,5 m violettrote, harte Mergelsteine mit flachen Mergelkalkstein-Linsen an. In ihrer Lithologie sind diese nicht datierbaren Gesteine für die Buchenauer Schichten ungewöhnlich. Sie könnten deren Liegenden innerhalb der Givet-Stufe angehören.

Über den Mergelsteinen sind bis zur Untergrenze der Amönauer Tuffbreccie ca. 11 m nicht aufgeschlossen. Hier lagern, wenn keine Verwerfung das Bild fälscht, im wesentlichen Buchenauer Schichten, die hauptsächlich die *disparilis*-Zone vertreten (vgl. BENDER et al. 1984, Taf. 1, Zone ca. 17 m mächtig).

Nach einem Beschluß der Subkommission für Devon-Stratigraphie 1982, der sich inzwischen durchgesetzt hat, wird die Grenze Mittel-/Oberdevon an die Untergrenze der Unteren *asymmetricus*-Zone gelegt (vgl. SANDBERG et al. 1989, WEDDIGE & WERNER 1989, CLAUSEN & ZIEGLER 1989). Damit gehören die *disparilis*- und die Unterste *asymmetricus*-Zone in die Givet-Stufe des Mitteldevons.

In der aufgeschlossenen Abfolge werden entsprechend ihrer Conodonten-Fauna und nach einem Vergleich mit dem Profil im Steinbruch SW Amönau (BENDER et al. 1984) die Gesteine von der Untergrenze der Amönauer Tuffbreccie bis einschließlich des unteren Teils von Schicht 26 zur Unteren Adorf-Stufe gezählt (Untere *asymmetricus*-Zone; vgl. Abb. 1 u. 2 sowie Textprofil). Allerdings ist nicht auszuschließen, daß die oben genannten, der Givet-Stufe zugewiesenen Conodonten-Zonen in die Amönauer Tuffbreccie hineinreichen.

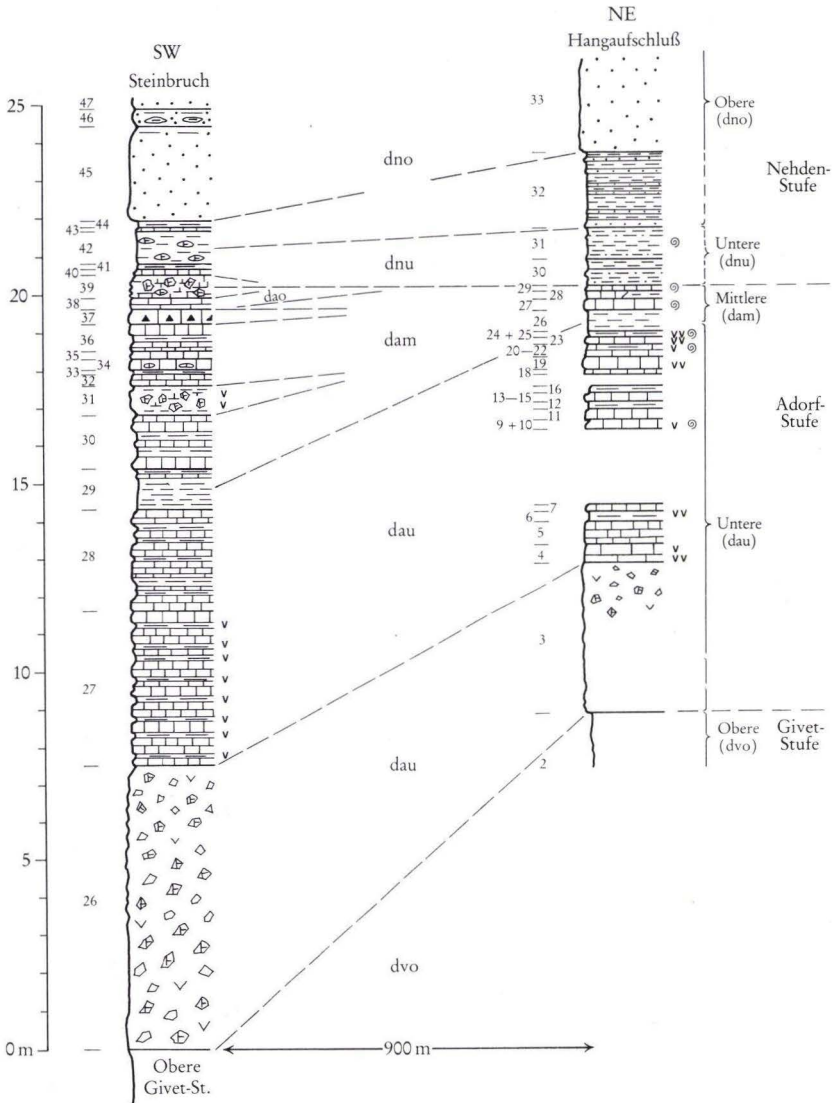
Die Schichten 27, 28 und 29 sind nach ihren Conodonten in die Mittlere Adorf-Stufe einzuordnen. Mit Schicht 29 (*Ancyrognathus triangularis*- bis Untere *gigas*-Zone) schließen die Kalksteine der Adorf-Stufe ab.

Über dem Kalkstein der Mittleren Adorf-Stufe folgen vorherrschend tonig-siltige Schichten. In ihnen wurde trotz ausdauernden Suchens nur ein einziger Conodont, gut erhalten, in den siltigen Tonschiefern von Schicht 31 aufgefunden: *Palmatolepis glabra prima* ZIEGLER & HUDDLE. Er kommt vom höchsten Teil der Unteren Nehden- bis zum tiefsten Teil der Unteren Hemberg-Stufe vor (Beginn der Oberen *crepida*- bis Ende der Oberen *marginifera*-Zone).

Die Rotschiefer von Schicht 30 mit ihren siltig-feinsandigen Einlagerungen sind nach ihrer Lithologie Nehden-Gesteine. Hinweise auf Adorf-Alter liegen nicht vor. Deshalb werden sie an die Basis der Nehden-Stufe gestellt (Abb. 1 u. 2).

Die geschlossenen Quarzite und quarzitischen Sandsteine der Schicht 33 gehören nach Vergleich mit benachbarten Vorkommen der Unteren *rhomboidea*-Zone der Oberen Nehden-Stufe an (vgl. BENDER et al. 1984: 53; Profil, Scht. 45). Schicht 31 mit *P. glabra prima* und Schicht 32 in ihrem Hangenden sind der höheren Unteren bis tiefen Oberen Nehden-Stufe zuzuordnen. Nach den eingeschalteten Sandsteinbänken zählt Schicht 32 wohl bereits zur Oberen Nehden-Stufe (Abb. 2).

Abb. 2. Die Profile von Amönau: Hangaufschluß im NE und Steinbruch (nach BENDER et al. 1984) im SW (die Adorf-Stufe entspricht den oberen Buchenauer Schichten).



- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Sandstein u. Quarzit,
z.T. mit Rotschiefer-Linsen | | Unterer Kellwasserkalk |
| | Siltstein, rot | | Amönauer Tuffbreccie |
| | Siltstein, grau | | geringerer und stärkerer
vulkanogener Anteil |
| | Tonschiefer, rot,
z.T. mit Kalkstein-Linsen | | Schichtnummer |
| | Tonschiefer, grau | | Conodonten-Fauna |
| | Kalkstein, plattig bis bankig,
z.T. mit Mergelstein-Linsen | | |

3. Vergleich mit dem Profil im Steinbruch SW Amönau

Das Profil im Hangaufschluß N Amönau weicht deutlich ab (Abb. 2) von dem nur 900 m SW gelegenen, 300 m quer zum Streichen versetzten Profil im Steinbruch SW Amönau (R 34 77 55, H 56 41 26; BENDER et al. 1984). Es ist weniger vollständig. Seine Sedimente sind weniger vielseitig und weniger gut klassiert als die im Steinbruch.

3.1. Mächtigkeiten und Schichtausbildung

In der Adorf-Stufe des Hangaufschlusses sind die Mächtigkeiten im ganzen und meist auch im einzelnen erheblich niedriger als im Steinbruch (Abb. 2; Tab. 1).

Tab. 1. Vergleich des Profils im Hangaufschluß mit dem im Steinbruch (Nr. 2 – 5 beziehen sich auf die Schichten Nr. 1; vgl. BENDER et al. 1984)

	Hangaufschluß	Steinbruch
1) Mächtigkeit der Adorf-Schichten über der Amönauer Tuffbreccie	ca. 7 m	12,70 m
2) Leithorizonte: Unt. Kellwasserkalk, 2 Kalksteinbreccien	fehlen	vorhanden
3) Kalkstein-Anteil am Schichtaufbau	60 – 65%	70% (80% in gesamter Abfolge)
4) Bankmächtigkeit der Kalksteine	bis 0,40 m	bis 0,45 m (bis 1,15 m in gesamter Abfolge)
5) vulkanogenes Material	in vereinzelten dünnen Lagen und fein verteilt	fein verteilt: 2%, max. 10% (in gesamter Abfolge)
6) Mächtigkeit der Amönauer Tuffbreccie und Kantenlänge ihrer Komponenten	ca. 4 m bis ca. 0,12 m	7,50 m bis ca. 0,50 m max. 0,80 m
7) Mächtigkeit der Oberen und (darunter) der Mittleren Adorf-Stufe	fehlt ca. 0,90 m	ca. 0,45 m ca. 4,90 m

Beiderseits der Grenze Adorf-/Nehden-Stufe sind im Hangaufschluß zwischen der Unteren *gigas*-Zone (Abschn. 2.2.) und der durch *P. glabra prima* möglicherweise ausgewiesenen Oberen *crepida*-Zone 7 Conodonten-Subzonen nicht belegt. Hierfür dürften kondensierte Sedimentation und Schichtausfälle ursächlich sein. Somit deutet sich zwischen den Schichten 29 und 30 eine größere, die Obere Adorf-Stufe einschließende Schichtlücke an. Im Steinbruch fehlt an dieser Stelle im Profil der Nachweis von nur 4 Subzonen: Oberste *gigas*-Zone (Horizont des Oberen Kellwasserkalks) bis Mittlere *Pal. triangularis*-Zone, ferner die Mittlere *crepida*-Zone (BENDER et al. 1984: Tab. 2).

Im Rheinischen Schiefergebirge liegt in den meisten Profilen, in denen der Obere Kellwasserkalk ausgebildet ist, unmittelbar über ihm eine Schichtlücke vor, welche die Untere *Pal. triangularis*-Zone umfaßt (BUGGISCH 1972: 16).

Im Gegensatz zur gesamten Steinbruch-Abfolge lassen dunkle Tonschiefer des Hangaufschlusses sehr vereinzelt eine Bänderung durch helle Zwischenlagen erkennen (Textprofil, Schichten 14 u. 22, 3–5 Bänder/cm). In Tonschiefern des Steinbruchs am Hollerberg (Kap. 5, Fp. 4, Dünnschl. 23815, 23816) wird die Bänderung durch helle Siltsteine zwischen bitumenreichen dunklen, stärker tonigen Lagen hervorgerufen. In den Tonschiefern der Bänderschieferfazies (Abschn. 4.1.) sind nach PIECHA (1987: 39) unter den hellen Bändern auch verwitterte Tuffitlagen und weiß verwitterte silifizierte Kalkbänder anzutreffen.

Dünne graue Tuffitlagen, in denen neben dem pyroklastischen auch detritisches vulkanogenes Material stark vertreten ist, erscheinen nur in der Adorf-Abfolge des Hangaufschlusses (Schichten 4, 6, 23, 24). Sie fehlen in der gesamten Steinbruch-Abfolge.

Rotschiefer, deren Farbe allgemein auf die Anwesenheit von Hämatit zurückgeführt wird, sind im Hangaufschluß bereits in der Adorf-Stufe ausgebildet (Schicht 26). Sie dominieren in der tieferen Nehden-Stufe (Schichten 30, 31, 32). Hier werden sie im Profil des Steinbruchs hauptsächlich durch eine Kalksteinbreccie, Kalksteine, Mergelsteine und Rotschiefer mit Kalksteinlinsen vertreten, die sämtliche Conodonten führen (BENDER et al. 1984: Scht. 39–43 u. Tab. 2, Fundsch. 33–38).

Im Hangaufschluß finden sich siltig-feinsandige Gesteine bereits unmittelbar über den Kalksteinen der Mittleren Adorf-Stufe (Textprofil u. Abb. 2). Sodann leiten Tonschiefer mit Sandsteinbänken (Schicht 32) zu den ersten geschlossenen, dickbankigen Quarziten über. Im Steinbruch hingegen lagern in der tieferen Nehden-Stufe Kalk- und Tongesteine, über denen unvermittelt dickbankige Sandsteine folgen. Über unterschiedlichem Liegenden haben die Haupt-Sandschüttungen an beiden Örtlichkeiten wohl zeitgleich eingesetzt (Abb. 2).

Ihrer turbiditischen Natur entsprechend sind die Kalksteine des Hangaufschlusses oft deutlich gradiert (Schichten 4, 9, 11, 19). Dasselbe gilt für die Kalksteine des Steinbruchs (BENDER et al. 1984: 40, 47; VOUTTA 1984: 38–44, hier Einzelheiten der Gradierung). In der Amöner Tuffbreccie beider Örtlichkeiten ist eine Gradierung lediglich dadurch angedeutet, daß die Komponentengröße (Tab. 1) generell nach oben abnimmt.

3.2. Turbidit-Komponenten und Mikrofazies

Hinsichtlich ihrer Bestandteile unterscheiden sich die turbiditischen Kalksteine im Hangaufschluß nicht grundsätzlich von denen im Steinbruch. Daher kann hierzu auf die eingehenden Untersuchungen von BENDER et al. (1984) und VOUTTA (1984) verwiesen werden. Häufigste Bestandteile der Kalksteine im Hangaufschluß sind Bioklasten (überwiegend Korallen und Bryozoen), ferner Bruchstücke von Sedimentgesteinen (Ton-, Silt- und Sandstein, feinkörnig) sowie von Vulkaniten (Diabas, Schalestein; Keratophyr nicht beobachtet) und von pyroklastischen Förderprodukten (glasige und blasige Lapilli). An Mineralen treten Quarz und Feldspat auf. Styliolinen, Tentaculiten und die selteneren Foraminiferen sind häufig vollständig erhalten. Der Nachweis von Ostracoden steht noch aus. Alle Fossilien der Kalksteine befinden sich auf sekundärer Lagerstätte, auch die für die Datierung wesentlichen Conodonten (nachgewiesene Umlagerung s. KUPFAHL 1985b: 27 u. Tab. 3, Fp. 1).

Das Korngrößenspektrum des Detritus reicht von ca. 20 μ bis ca. 1,5 mm (Sortierung nur bei feinem Korn z. T. gut). Vereinzelt größere Körner bestehen nicht selten aus tonigem Material und sind flach gepreßt in die Schichtung eingeregelt. Überwiegend haben die Körner einen Durchmesser zwischen 40 μ und 1 mm, so daß die Gesteine als Kalkarenite zu bezeichnen sind. Diese Bezeichnung trifft auch für die Kalksteine im Steinbruch zu, deren Korngröße durchschnittlich 50 μ bis 2 mm, höchstens 4 mm, selten darüber, beträgt (BENDER et al. 1984: 40, VOUTTA 1984: 31).

Meist sind die Körner eckig. Lediglich Bioklasten, Siltsteine, Diabase (Spilite) weisen z. T. eine gute Rundung auf.

Nach ihren Merkmalen sind die Kalkturbidite beider Örtlichkeiten als Mikrobrecien bzw. Grainstone bis Packstone (DUNHAM 1962) zu bezeichnen. Sie können in die Mikrofazies-Typen 4 und 5 sowie die Fazieszonen 3 und 4 von WILSON (1975) und FLÜGEL (1978) eingeordnet werden (vgl. BENDER et al. 1984). Danach wurden die Kalkturbidite zwischen Flanke und Hangabfall (fore-slope) des Riffs sedimentiert (Raum Buchenau: Hangabfall bis Schelf). Ausgenommen von diesen Vergleichen ist die Amönauer Tuffbreccie, die im Steinbruchprofil von BENDER et al. dem SMF-Typ 6 (FZ 4: Vorriff-Bereich) zugewiesen wird, im Hangaufschluß aber auch dem SMF-Typ 5 (FZ 4: Riff-Flanke) gleicht (Raum Buchenau: Riff-Flanke bis Hangabfall).

4. Faziesverteilung im Raum Buchenau

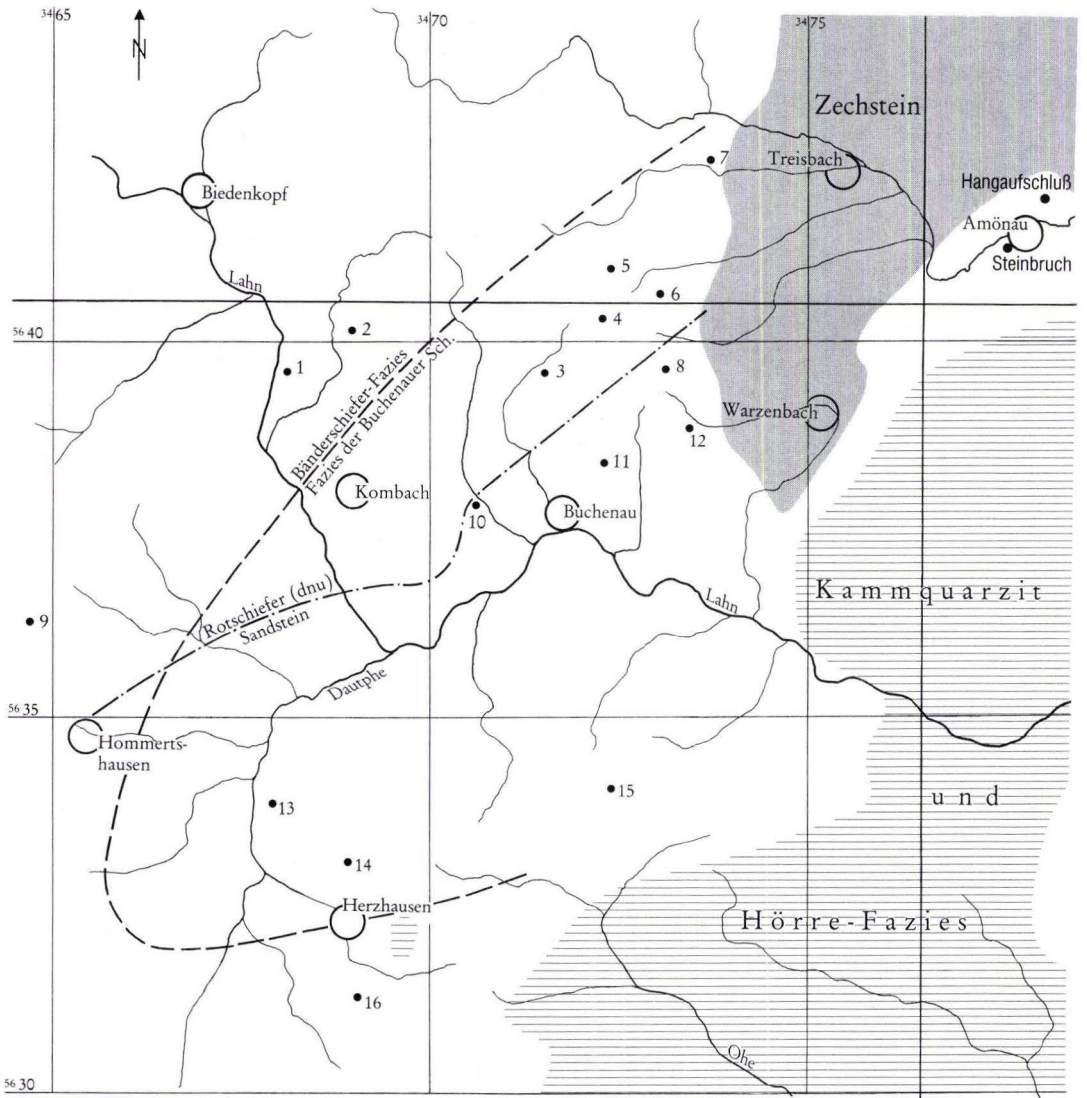
Im Oberdevon der gesamten Dillmulde zeichnen sich die höhere Givet- und die Adorf-Stufe durch eine besondere Faziesvielfalt aus (KEGEL 1934: 17, WIEGEL 1956: 53, RABIEN 1970: 78). Besonders engräumig zeigt sich die Faziesvielfalt im riffnahen Gebiet von Amönau, wo sie auch noch die Untere und sogar die tiefe Obere Nehden-Stufe mit umfaßt. Erst innerhalb der Unteren *rhomboidea*-Zone greift der dickbankige Nehden-Sandstein über alle Fazieseinheiten hinweg (Abb. 2).

An das Gebiet von Amönau schließen im SW, jenseits einer Beobachtungslücke bei Warzenbach, die Gebiete um Buchenau an. Hier sind, wie nachstehend beschrieben, die Schichten der höheren Givet- bis Adorf-Stufe sowie auch die der Unteren Nehden-Stufe ebenfalls faziell aufgeteilt, jedoch wesentlich weiträumiger (Abb. 3).

4.1. Höhere Givet- bis Adorf-Stufe

In den zentralen Teilen des Bl. 5117 Buchenau ist die Fazies der Buchenauer Schichten ausgebildet. Im NW des Blattes grenzt daran die Bänderschiefer-Fazies als einförmige Folge dunkler, gebänderter Tonschiefer (Abb. 3; Kap. 5, Fp. 1 u. 2; CORRENS 1934: 11, LEUTERITZ 1968:

Abb. 3. Die Faziesgrenzen in der Givet- bis Adorf-Stufe und in der Unteren Nehden-Stufe (Fette Linien = Blattgrenzen; im SW: Bl. 5117 Buchenau, N hiervon: Bl. 5017 Biedenkopf, E hiervon: Bl. 5018 Wetter (Hessen), S hiervon: Bl. 5118 Marburg).



Faziesgrenze in der Givet- bis Adorf-Stufe nach LEUTERITZ 1968; etwas verändert



Faziesgrenze in der Unteren Nehden-Stufe



●13 Fundpunkt

Abb. 5 u. 10). Im SW biegt die Grenze zwischen beiden Faziesbereichen nach S und E um (Gebiet Hommertshausen–Herzhäusen).

Die Bänderschiefer lassen sich in der Beckenfazies der Dillmulde weit nach N, NW und W verfolgen (SCHMIERER 1934: 10–11, REICH 1934: 11, REICH et al. 1935: 16, RABIEN 1970: 130).

4.2. Untere Nehden-Stufe

Für die Untere Nehden-Stufe deuten sich 2 Gebiete unterschiedlicher Schichtausbildung an (Abb. 3; Kap. 5). Die Grenze zwischen dem Gebiet mit Rotschiefer- und dem mit Sandsteinfazies zieht sich generell von Hommertshausen etwa im Schichtstreichen nach NE in Richtung auf Treisbach. Dabei führt sie über den Vorder-Stöffel-Berg bei Buchenau, den Wollenspeiert-Berg und den SE-Hang der Koppe. Zumindest örtlich verläuft die Faziesgrenze offenbar in Ausbuchtungen, da LEUTERITZ (1968: 21, 67) aus dem Gebiet S Korbach mehrere Vorkommen des Rotschiefers der Unteren Nehden-Stufe erwähnt (zwischen Rempels- und Böttig-Berg sowie vom westlichen Ochsen-Berg). Auf das Vorhandensein dieser Faziesgrenze, jedoch von Hommertshausen in genau nordwestlicher Richtung nach Korbach verlaufend, machte bereits CORRENS (1934: 14) aufmerksam.

4.2.1. Rotschiefer

NW der Faziesgrenze liegen an der Basis der Nehden-Stufe bis zu 25 m mächtige Rotschiefer mit olivgrüngrauen Zwischenlagen (Abb. 3, Fp. 1–4, 9). Über ihnen folgt ein mehrere Meter mächtiger Wechsel von feinkörnigen Sandsteinen und olivgrüngrauen Tonschiefern, darüber eine nahezu geschlossene, feinkörnige Sandsteinserie.

In das Verbreitungsgebiet der Rotschiefer fügen sich auch die Fundpunkte der Rotschiefer der Unteren Nehden-Stufe bei BLASS (1980: 59–60) und WILLMUND (1981: 32–33, Ellenberg u. Leiseberg) ein. Nach N und NW setzen sich die Rotschiefer des Raumes Buchenau als Beckenfazies der Dillmulde fort (SCHMIERER 1934: 12, REICH 1934: 12–13, REICH et al. 1935: 17).

Die Rotschiefer-Sedimentation hat wie in der SW-Dillmulde (RABIEN 1970: 148) wahrscheinlich bereits in der Oberen *Pal. triangularis*-Zone eingesetzt; sie reicht über die gesamte *crepida*-Zone bis in die Untere *rhomboidea*-Zone hinein (WILLMUND 1981, PIRWITZ 1983, PIECHA 1987). Demnach vertreten die Rotschiefer die gesamte Untere Nehden-Stufe.

Im Profil des Steinbruchs Amönau (BENDER et al. 1984) können die Rotschiefer mit der Schichtenfolge vom oberen Teil der Kalksteinbreccie (Scht. 39) bis einschließlich des Hauptteils der Rotschiefer mit Kalksteinlinsen (Scht. 42) parallelisiert werden.

Im N von Bl. 5117 Buchenau werden die Rotschiefer als Beckenfazies der Dillmulde in einem 2 km breiten Geländestreifen von Buchenauer Schichten unterlagert (Abb. 3; Kap. 5, Fp. 3, 4; Liegendes: Tentaculiten – / Styliolinenschiefer). Dies bedeutet nicht, daß das Becken zur Zeit der Buchenauer Schichten hier im SE eingengt war. Vielmehr ist in der Dynamik der Massen- und Trübestrome (Kap. 7) begründet, daß sie über die eigentliche Gefällstrecke des Riffabhanges hinaus in das Becken hinein vorstoßen. Dies geschah im vorliegenden Fall 2 km weit. Das

Vorstoßen kann somit auch als Beleg für die turbiditische Natur der Kalksteine der Buchenauer Schichten gewertet werden.

4.2.2. Sandstein

Im Gebiet SE der von Hommertshausen in Richtung auf Treisbach verlaufenden Faziesgrenze beginnt die Nehden-Stufe mit grünlichgrauen, feinkörnigen Sandsteinen, denen im Vergleich zum Hangenden der Rotschiefer nur selten Ton- und Siltsteine zwischengeschaltet sind (Abb. 3, Fp. 10, 12, 14, 16). In diesem Gebiet fallen die Rotschiefer wohl nicht infolge einer größeren Schichtlücke aus, sondern infolge eines Faziesüberganges zu den Sandsteinen. Diese Verzahnung konnte im Aufschluß nicht nachgewiesen werden. Auch lieferten die den Sandsteinen zwischengeschalteten Tonschiefer bisher keine Fauna, die eine Parallelisierung mit den Rotschiefern oder eine Abgrenzung der Unteren Nehden-Stufe nach oben zulassen würde.

Im SE grenzt die Sandstein-Fazies an die Hörre-Fazies (Abb. 3). Hier können keine Unterschiede im Verlauf der Grenzen sowohl der Fazies der Buchenauer Schichten als auch der Sandstein-Fazies der Unteren Nehden-Stufe zur Hörre-Fazies aufgezeigt werden (Hörre-Fazies: BRINCKMANN 1963, BENDER & BRINCKMANN 1969, BENDER 1978 u. 1989, BENDER & HOMRIGHAUSEN 1979, HOMRIGHAUSEN 1979).

5. Beschreibung der Fundpunkte im Raum Buchenau

Für die Beurteilung der Buchenauer Schichten und der Unteren Nehden-Stufe des Raumes Buchenau standen nur wenige Beobachtungs- bzw. Fundpunkte zur Verfügung (Abb. 3). Einzelne von ihnen waren gut aufgeschlossen (Nr. 1, 11), andere teilweise gut (Nr. 2, 3, 4, 10). In der Beschreibung sind geringmächtige Tuff- und Tuffitlagen, ferner in den Nehden-Sandsteinen Karbonat, Marken und Pflanzenreste, nicht erwähnt. Beobachtungen anderer Bearbeiter aus dem Nahbereich der Fundpunkte wurden vermerkt. Die Fundpunkte liegen, wenn nicht anders angegeben, auf Bl. 5117 Buchenau. Für ihr Auffinden waren vor allem folgende Veröffentlichungen hilfreich: LIEBER 1917, CORRENS & SCHMIERER 1930, SCHMIERER 1930, SCHMIERER et al. 1930, LEUTERITZ 1968.

Tab. 2. Beschreibung der Fundpunkte

Fp.	Lage	Schichtenfolge	a) Amönauer Tuffbreccie	b) Kalk- turbidite	besondere Gesteine (z.T. mit Dünn- schliff-Nr.)
1	N-Teil von Eckelshausen, Einothstr. 17, Grenz da/dn: R 34 68 09 H 56 39 52	Tonschiefer der Bänder- schiefer-Fazies, im hohen Teil olivgrüngrau u. mürbe, darüber 15 m Rotschiefer, 6 m Wechsel von Sandstein u. Ton- schiefer, dann Sandstein	a) u. b) nicht beobachtet		Unt. Kellwasserkalk nicht beobachtet (CORRENS 1934, KOCKEL 1958, LEUTERITZ 1968)
2	SE-Seite Mussbach-Tal, Rotschiefer: R 34 69 00 H 56 40 10	Tonschiefer der Bän- derschiefer-Fazies, darüber ca. 20 m Rotschiefer (auch am Bachweg), Wechsel von Sandstein u. Tonschiefer, dann Sandstein	a) u. b) nicht beobachtet		8 cm rotbrauner Kalk- stein im Rotschiefer
3	N-Hang Ellenberg, Tuffbreccie: R 34 71 46 H 56 39 48	Buchenauer Schich- ten, Einf. 30° SE, darüber Rotschiefer (hangaufwärts am Weg)	a) 0,8 m mächtig, Kom- ponenten bis 5 cm, max. 9 cm lang, Größe nach oben geringer b) Bänke bis 0,2 m stark		
4	Pferch-Berg N Buchenau, Rotschiefer: R 34 72 32 H 56 40 30	höhere Buchenauer Schichten, darüber > 8 m Rotschiefer, dann Sandstein u. Tonschiefer	a) 1,8 m mächtig (LEUTERITZ 1968), Komponenten bis 1 cm, max. 2 cm lang: R 34 72 32, H 56 40 44 b) in höheren Buch. Sch. nicht beobachtet		1 m eisenerz-führender schwarzer Siltstein im Rotschiefer
5	Hollerberg (Bl. 5017 Biedenkopf), Steinbruch: R 34 72 44 H 56 40 93	mittlere Buchenauer Schichten	a) 300 m S Stbr.: Kompo- nenten bis 2 cm, max. 4 cm lang b) dunkel; 250 m S Stbr.: helle Einzelbank von 0,35 m		Steinbruch: gebänderte Schiefer 23815, 23816 gebänderter Kalkstein 23817 Kalksandstein 23818 Mandelstein-Split (0,25 m-Bank) 23818 a
6	SE Ruine Hollende (Bl. 5017 Biedenkopf), Tuffbreccie: R 34 73 08 H 56 40 65	höhere Buchenauer Schichten; 1 m Rotschiefer ? der Unt. Nehden-Stufe zwischen Diabas	a) Lesebrocken, Kompo- nenten bis 3 cm lang b) Bänke hell, bis 0,45 m stark		0,3 m Korallenkalk am Top der Tuffbreccie: R 34 73 45, H 56 40 56 (WILLMUND 1981)

7	1 km W Treisbach (Bl. 5017 Biedenkopf), Tuffbreccie: R 34 73 76 H 56 42 37	höhere Buchenauer Schichten, aufge- ackert	a) geschätzt 0,4 m mächtig, mit glasigen, blasigen Lapilli, Komponenten, auch Tuff, bis 1 cm, max. 4 cm lang b) Lagen, hell, bis 0,1 m stark, u. Linsen	selten Rotschiefer, bis 0,1 m stark, zwischen dunklen, z. T. gebänderten Tonschiefern: R 34 73 76, H 56 42 42
8	NW Paberg, Quarzkeratophyrbreccie: R 34 73 12 H 56 39 65	tiefere Buchenauer Schichten; Rotschiefer in Senke 150 m NE des Fp. an Kuppe aus Nehden-Sandstein nicht nachgewiesen, fehlt nach WILLMUND (1981) auch bei R 34 73 35, H 56 39 97	a) NNE des Fp. bei R 34 73 33, H 56 39 93 (WILLMUND 1981) b) am Fp. dunkel, selten	Quarzkeratophyrbreccie in tiefen Buchenauer Schichten (SCHÖNENBERG 1955, LEUTERITZ 1968)
9	N von Silberg (Bl. 5116 Eibelshausen), Grenze da/dn: R 34 64 70 H 56 36 14	Tonschiefer der Bänderschiefer-Fazies, darüber Rotschiefer, 15–20 m mächtig, sodann Sandstein (PIECHA 1987)	a) nicht ausgebildet b) N Wolzhausen im ob. Teil der Tonschiefer einz. Kalkturbidit-Bänke, bis 0,15 m stark, u. -Linsen (PIECHA 1987)	5 cm Grauwacke 23849 u. 0,3 m karbonatische Schieferbank zwischen Tonschiefern: R 34 64 75, H 56 36 36
10	N-Hang Ochsen- Berg am Weg R 34 70 60 H 56 37 79	Top der Buchenauer Schichten mit ca. 6 cm starken, hellbraunen Siltsteinlagen, darüber bankige Nehden-Sandsteine; Einf. 25–30° SE	a) SE des Fp. Lesebrocken, Komponenten bis 6 cm lang, z. T. kantengerundet: R 34 70 84, H 56 37 46 b) am Top der Buch. Sch. nicht beobachtet	
11	N Bunden-Berg, Steinbruch u. Schießstand: R 34 72 33 H 56 38 26	mittlere Buchenauer Schichten, aufgeschlossen ca. 15 m; in Profilen NW u. NE Bunden-Berg Rotschiefer der Unt. Nehden-Stufe nicht beobachtet	a) Mächtigkeit nach BLASS (1980) ca. 0,5 m; Lesebrocken 260 m SE des Fp. auf Feld, Komponenten ca. 1 cm lang b) Steinbruch: Bänke, bis 0,25 m stark, u. Linsen; Anteil am Schichtaufbau in Serien unterschiedlich (35% u. 10%)	Schießstand: Kalkstein 23819 a Kalksandstein (0,3 m-Bank) 23819 Grauwacke 23820
12	E Sommer- pfehlchen in Wegeböschung R 34 73 46 H 56 38 82	Buchenauer Schichten, darüber graugelbe karbonatische Quarzite der Nehden-Stufe mit einzelnen grüngrauen Tonschiefer-Lagen	a) SW des Fp. Lesebrocken, Komponenten bis 4 cm lang: R 34 73 02, H 56 38 58 b) Bänke nahe dem Fp. hell, bis 0,3 m stark	

13	Ecken-Berg bei Mornshausen in Böschung R 34 67 88 H 56 33 80	tiefer Buchenauer Schichten (Liegendes: Schalstein u. Givet-Sedimente, an Bundesstr.)	a) NE des Fp. Lesebrocken, reich an Crinoiden, Komponenten bis 4 cm lang: R 34 68 16, H 56 34 16 b) am Fp. dunkle, bis 0,2 m starke Bänke u. Linsen
14	Höcker-Berg bei Herzhausen, Grenze da/dn: R 34 68 85, H 56 32 96	über den Buchenauer Schichten nach LEUTERITZ (1968) dickbankige, z. T. quarzitisches Nehden-Sandsteine (nicht mehr aufgeschlossen)	a) einzelne verstreute Lesebrocken E des Fp. b) Linsenschichten, hell, bis 0,2 m stark: R 34 68 91, H 56 33 00; NE davon helle Bank von 0,25 m
15	Kappe-Berg bei Damshausen R 34 72 39 H 56 33 97	höhere Buchenauer Schichten, aufgeackert	a) Mächtigkeit geschätzt 0,3 m, Komponenten bis 1 cm, max. 2 cm lang b) Bänke u. Linsen bis 0,2 m stark, auch 250 m ENE des Fp.
16	Dusenberg bei Herzhausen in Wegeböschung R 34 69 08 H 56 31 28	Tonschiefer der Bänderschiefer-Fazies, darüber in kleinen Klippen glimmerreiche Nehden-Sandsteine; auch auf NW-Berghang kein Rotschiefer beobachtet	a) u. b) auf NW-Hang Dusenberg nicht beobachtet (CORRENS & SCHMIERER 1930, GK 25)

Unter „Besondere Gesteine“ genannte Dünnschliffe:

- 23815 Bänderschiefer: Ton-Siltstein, infolge organischen Materials lagenweise grauschwarz gefärbt, im Wechsel mit graugelben Lagen, die frei von organischem Material sind (Bandstärke 1–3 mm); Quarzkörner in beiden Lagen überwiegend von Silt-Korngröße.
- 23816 Bänderschiefer: helle Siltstein-Bänder, 12 bzw. 7 mm stark, eingerahmt von dunklen bituminösen Tonstein-Bändern; die 12 mm starke Siltsteineinlage ist quarzitisches; die 7 mm starke Lage enthält, vor allem an der Grenze zum Tonstein, Bruchstücke eines Vulkanits mit fluidaler Textur der Feldspat-Leisten, die stellenweise divergent-strahlig, trachytisch angeordnet sind (Ausgangsgestein: ? Trachyt, ?Keratophyr).
- 23817 Kalkstein aus biogenem Detritus, durch angereicherte organische Substanz dunkel gebändert, mit spärlich detritischem Quarz, eckig, und Muskovit; feine Calzitgänge; kein vulkanogenes Material beobachtet; Korn bis 0,2 mm \varnothing , gut sortiert.
- 23818 Kalksandstein mit wechselnden Anteilen; detritischer Quarz, eckig, Bruchstücke eines karbonatisierten Diabases; Korn bis 0,4 mm \varnothing , überwiegend eckig; wenig Matrix.
- 23818a Mandelstein-Split mit Calzit-Kugeln (\varnothing bis 3 mm), z. T. mit Chloritsaum; Kugeln z. T. rein, z. T. „rostig“ von Eisenoxid.
- 23849 Grauwacke (Typ Dillenburg Schichten) aus splitisierten Diabas- sowie Keratophyr-Bruchstücken, beide gerundet; untergeordnet Pyroklastit-Fetzen und Stücke von Sedimentgestein

(kieselschiefer-ähnlich) sowie Feldspat; sporadisch Calzit, kein Hinweis auf Herauslösung; Korn bis 0,6 mm Ø, meist kantengerundet, gut sortiert; Schichtung angedeutet, Matrix von Brauneisen durchsetzt.

- 23819a Kalkstein aus biogenem Detritus, mit detritischem Quarz und Feldspat, beide eckig; reichlich Spilit-Bruchstücke, kantengerundet bis gerundet; Lapilli (wie im Schalstein) in Spuren; Korn bis ca. 0,5 mm Ø, schlecht sortiert; Bryozoen, Styliolinen.
- 23819 Kalksandstein („Mischgestein“), darin zahlreiche kantengerundete Keratophyr-Bruchstücke mit fluidaler Textur der Feldspatleisten; biogener Detritus; viel detritischer Quarz und Feldspat, eckig; Korn bis ca. 0,6 mm Ø, schlecht sortiert; Bryozoen, Tentaculiten.
- 23820 Grauwacke (Typ Dillenburger Schichten), aus Keratophyr-Bröckchen, gut abgerollt, untergeordnet detritischem Quarz und Feldspat, eckig; in Matrix chloritisierte Körnchen aus ? Diabas; Korn bis 0,7 mm Ø.

6. Vergleich der Profile von Amönau mit denen im Raum Buchenau

Bei Amönau liegt im oberen Teil der Buchenauer Schichten, in der Adorf-Stufe, eine lokale, in sich differenzierte Ausbildung vor (Abb. 2, Tab. 1). In beiden Amönauer Profilen sind Kalksteine stark vertreten. Sie bilden durchgehende Bänke. Hingegen ist im Raum Buchenau der Anteil der Kalksteine am Schichtaufbau gering (Tab. 3). Hier treten neben den bankigen Kalksteinen, meist zahlreich und z. T. in Lagen angeordnet, turbiditische mächtige Kalksteinlinsen auf (Kap. 5). Diese sind demnach bezeichnend für den im Gebiet um Buchenau angenommenen unteren Abschnitt des Hangabfalls (slope) und den Schelf des Riffabhanges. In nicht turbiditischen Sedimenten werden im Oberdevon die auf dem Top und dem Oberhang einer submarinen Schwelle abgelagerten bankigen Kalksteine hangabwärts oft durch Schiefer mit Kalkknollen abgelöst (TUCKER 1973).

In den Buchenauer Schichten des Raumes Buchenau konnten die hauptsächlich aus Detritus von Diabas (Spilit) und Keratophyr bestehenden Grauwacken vom Typ der Einlagerungen in den Dillenburger Schichten der südwestlichen Dillmulde nachgewiesen werden (Kap. 5, Fp. 9, 11; LIPPERT & HENTSCHEL 1970: 88). Ein vergleichbares Gestein fanden PIRWITZ (1983: 13) und PIECHA (1987: 26) aber auch im tiefen Teil der angrenzenden Bänderschiefer-Abfolge am Hundskopf N Hommertshausen (Abb. 3). In der bis 1 m mächtigen Bank zeigen sich neben Bioklasten auch zu 30% Diabas, Keratophyr und Glas (vgl. Dünnschl. 23819a u. 23819).

Die Grauwacken aus vulkanogenem Detritus sind von den älteren Bearbeitern der Buchenauer Schichten nicht im einzelnen beschrieben worden. Sie wurden offenbar mit Gesteinen, die ganz oder teilweise aus pyroklastischem Material bestehen, unter dem Begriff „Tuff“ vereinigt. Diese Tuffe keilen nach CORRENS (1934: 13) und LEUTERITZ (1968: 30 u. Abb. 5) im SW bei Herzhausen zusammen mit den Kalksteinen und der Amönauer Tuffbreccie aus.

Die Gesteine aus vulkanogenem Detritus fehlen in den Profilen von Amönau, wo sie jedoch in den tiefen, schuttbedeckten Lagen der Buchenauer Schichten vorhanden sein können. Jedenfalls ist anzunehmen, daß auch sie von NE her geschüttet wurden, da sie bei Buchenau vorwiegend in Nachbarschaft der Kalksteine aus biogenem Detritus lagern und mit ihnen auch Mischgesteine bilden (Kap. 5, Fp. 11, Dünnschl. 23819).

Für die im Hangaufschluß bei Amönau ausgebildeten Rotschiefer der Adorf-Stufe (Schicht 26) gibt es im Bereich der nordöstlichen Dillmulde nichts Entsprechendes. In der südwestlichen Dillmulde auf Bl. 5215 Dillenburg zeigen sich Rotschiefer in der Adorf-Stufe nur lokal als unbedeutende Einlagerungen (RABIEN 1970: 132; vgl. Kap. 5, Fp. 7).

Tab. 3. Vergleich der Profile von Amönau mit denen des Raumes Buchenau (Nr. 1 – 3 beziehen sich auf die Buchenauer Schichten; vgl. BENDER et al. 1984)

	Amönau	Raum Buchenau
1) Anteil der Kalksteine am Schichtaufbau	bis 80% max. 90%	0 bis ca. 40%
2) Bankmächtigkeit und Korngröße der Kalksteine; turbiditische Kalksteinlinsen	bis 1,15 m bis ca. 2,0 mm \varnothing fehlen	bis 0,45 m bis ca. 1,0 mm \varnothing häufig
3) Bänderung in den Tonschiefern	örtl. gering vorhanden	vorhanden
4) Mächtigkeit der Amönauer Tuffbreccie und Kantenlänge ihrer Komponenten	bis 7,50 m bis 0,50 m max. 0,80 m	0,30 – 1,80 m bis ca. 0,10 m
5) Komponenten der Tuffbreccie	kantig, dicht gepackt, Tuff nicht selten	kantig oder kanten- gerundet, weniger dicht gepackt, Tuff selten
6) Mächtigkeit der Unt. Nehden-Stufe	0,80 – 1,50 m	bis ca. 25 m (Rotsch.) ? (Sandst.)

In der tieferen Nehden-Stufe weist der Hangaufschluß durch seine Rotschiefer enge Beziehungen zur Rotschiefer-Fazies des Raumes Buchenau auf. Hingegen zeigt das Steinbruchprofil durch seine Kalksteine und seine Rotschiefer mit Kalksteinlinsen eine für die nordöstliche Dillmulde einmalige Entwicklung. Kalksteine in der Unteren Nehden-Stufe erwähnen BENDER (1978) und HOMRIGHAUSEN (1979) aus der nordöstlichen Lahnmulde. Rotschiefer mit Kalksteinlinsen aus dieser Zeit fand BRINCKMANN (1963) im NW der Hörre bei Weitershausen (Bl. 5117 Buchenau).

Im Gebiet des Steinbruchprofils mag die Mächtigkeit der Buchenauer Schichten 45–55 m betragen. Die Adorf-Stufe ist in der neuen Abgrenzung ca. 19 m (vormals ca. 36 m) mächtig. Für die Nehden-Stufe wurden ca. 33 m ermittelt (BENDER et al. 1984).

NW Buchenau weisen die Buchenauer Schichten eine Mächtigkeit von ca. 100 m auf (LEUTERITZ 1968: 20). Die sich mit ihnen im westlich anschließenden Gebiet verzahnenden Bänderschiefer sind nach PIECHA (1987: 37) ebenso mächtig. Für die Nehden-Stufe ist nach LEUTERITZ (1968) N und SW von Buchenau mit Mächtigkeiten zwischen 40 und 80 m zu rechnen. Aus ihren Arbeitsgebieten geben PIRWITZ (1983) 100 m, BLASS (1980) und WILLMUND (1981) über 100 m an.

Bei Amönau beginnen die Buchenauer Schichten in der *varcus*-Zone des Givet (Kap.1). Im Raum Buchenau zeigen Conodonten aus Kalksteinen ihrer tiefen Lagen tieferes Givet, vielleicht die oberste *varcus*-Zone an (BLASS 1980: 32, WILLMUND 1981: 16). Auch hier ist ein Einsetzen der Schichten in der *varcus*-Zone anzunehmen.

7. Paläogeographische Schlußfolgerung

In den Buchenauer Schichten wird die kontinuierliche pelagische Sedimentation der Pelite immer wieder von Kalkturbiditen, die aus Trübeströmen heraus abgelagert wurden, unterbrochen. Als Liefergebiet für die Kalkturbidite wird ein auf einer submarinen vulkanischen Schwelle (vgl. RABIEN 1956) angesiedeltes Riff angenommen, das NE Amönau im Nahbereich der Hessischen Senke gelegen haben muß. Von demselben Riff ist auch der Massenstrom (mass flow) der Amönauer Tuffbreccie (HAMPTON 1972, HOPKINS 1977, BENDER et al. 1984), die nach ihren Komponenten als Riffschutt-Breccie anzusprechen ist, herzuleiten. Sie wurde im Gefolge einer kräftigen vulkanischen Tätigkeit bei erhöhter Reliefenergie geschüttet. Für den gleichen Ursprung spricht auch, daß im Hangaufschluß die Amönauer Tuffbreccie nach oben stetig in einen gradierten Kalkturbidit übergeht. Vom Riff aus wanderten die Trübeströme und der Massenstrom bei stufenweise reduzierter Hangneigung und Transportenergie fächerförmig in südwestlicher Haupttrichtung voran. Hierbei wurden Fossilien eingearbeitet. Tuffkomponenten wurden zerrieben. Die Ströme durchflossen nach SW eine Strecke von maximal rund 20 km (Abb. 3).

Turbidite nehmen erfahrungsgemäß in der Bewegungsrichtung infolge Ausfalls ihrer unteren, grobkörnigeren Strukturzonen an Mächtigkeit ab und werden somit auch feinkörniger (MEISCHNER 1964: 164, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977: 613 – 614). Dasselbe geschieht nach den beobachteten Bankmächtigkeiten und Korngrößen auch von Amönau nach SW bis in den Raum Buchenau (Tab. 3). Entsprechend verringern sich in der Amönauer Tuffbreccie bei zunehmendem Feinkorn-Anteil die Mächtigkeit und die Komponentengröße, wenn auch im Verhältnis zueinander nicht gleichmäßig.

Tuffbreccie und Kalkturbidite von Amönau wurden zwischen Vor-Riff und Hangabfall abgelagert (Abschn. 3.2.) Dabei könnte das am weitesten im NE und dem Riff am nächsten gelegene Profil im Hangaufschluß im Vergleich zum Steinbruchprofil wegen der geringeren Mächtigkeiten beider Gesteine eine mehr randliche Lage innerhalb des Haupt-Schüttungsstromes inne gehabt haben.

Die Pelite bestätigen in ihren Mächtigkeiten die Morphologie des Meeresbodens. Im hochenergetischen Bereich bei Amönau haben sie nur einen geringen Anteil am Schichtaufbau (Tab. 3), einen großen, nach SW noch zunehmenden Anteil hingegen im schwach energetischen Bereich des Raumes Buchenau (vgl. Gesamtmächtigkeiten, Kap. 6). Ausschließlich vertreten sind die Pelite in der die Buchenauer Schichten im SW umrahmenden Bänderschieferfazies (Abb. 3). Hier herrschte die normale, über weite Räume ausgedehnte Beckenfazies der Dillmulde (SMF-Typ 1, FZ 1, WILSON 1975).

Bei Amönau war die Kalkturbidit-Schüttung in den gesamten Buchenauer Schichten stark. Dabei übertrifft der Schichtabschnitt im Liegenden der Amönauer Tuffbreccie den Schichtabschnitt in ihrem Hangenden. Im Raum Buchenau erlahmte die Schüttung der Kalkturbidite, deren Lagen sich zunehmend in Linsen auflösten. Hier liegt der Schwerpunkt der Kalkturbidite, ebenso wie anscheinend auch derjenige der Grauwacken aus vulkanogenem Detritus, in den meisten Profilen geschätzt 15 m unterhalb der Amönauer Tuffbreccie. Über der Breccie klingt die Schüttung beider Gesteine örtlich nach oben aus (Kap. 5, Fp. 4, 10).

Gegen Ende der Adorf-Zeit wurde das Gebiet Amönau vor allem am riffnahen Hangaufschluß (größere Schichtlücke), aber auch am Steinbruch (kleinere Schichtlücke, Breccienbildung) herausgehoben. Die Sedimentation war zeitweilig unterbrochen.

In der frühen Nehden-Zeit erlosch die Abtragung des Riffkörpers, über dessen Rest tonig-sandige Sedimente hinweggriffen. Infolge der nur zögernden Absenkung blieb allerdings die Gesamtmächtigkeit der Nehden-Stufe bei Amönau verglichen mit der im Raum Buchenau gering (Kap. 6).

Vergleichsweise geringmächtig ist mit rund 180 m auch das gesamte Oberdevon im Gebiet Amönau-Oberndorf (KUPFAHL 1985b; Adorf-Stufe ohne *disparilis*- und Unterste *asymmetricus*-Zone). Daher könnte sich die Achse des quer zu ihrem Verlauf in Becken und Schwellen gegliederten nordöstlichen oberdevonischen Dilltroges generell gegen NE herausgehoben haben (SCHÖNENBERG 1956, WERNER 1988).

8. Schriftenverzeichnis *

- BENDER P. (1978): Die Entwicklung der Hörre-Zone im Devon und Unterkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 131–140, 5 Abb.; Hannover.
- (1989): Die Hörre und ihre Stellung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **71**: 347–356, 4 Abb.; Stuttgart.
- & BRINCKMANN, J. (1969): Oberdevon und Unterkarbon südwestlich Marburg/Lahn. – *Geologica et Palaeontologica*, **3**: 1–20, 5 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- & HOMRIGHAUSEN, R. (1987): Die Hörre-Zone, eine Neudefinition auf lithostratigraphischer Grundlage. – *Geologica et Palaeontologica*, **13**: 257–260, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg.
- HÜHNER, G., KUPFAHL, H.-G., & VOUTTA, U. (1984): Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 31–65, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BLASS, G. (1980): Die Geologie des Gebietes westlich, nördlich und östlich von Buchenau/Lahn (Dill-Mulde, Mbl. 5117 Buchenau) unter besonderer Berücksichtigung fazieller und sedimentologischer Gesichtspunkte. – Dipl.-Arb. Philipps-Univ., 178 S., 46 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- BRINCKMANN, J. (1963): Der Nordost-Teil der Hörre-Ackerzone bei Marburg/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss., Philipps-Univ., 162 S., 19 Abb., 5 Tab.; Marburg.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **62**, 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- CLAUSEN, C.-D., & ZIEGLER, W. (1989): Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze – ihre Anwendungsmöglichkeiten im Rheinischen Schiefergebirge. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **35**: 9–30, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- CORRENS, C. W. (1934): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **272**, Blatt Buchenau, 47 S., 2 Tab.; Berlin.
- & SCHMIERER, T. (1930). Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **272**, Blatt Buchenau; Berlin.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.* **1**: 108–121, 1 Tab., 7 Taf.; Tulsa/Oklahoma.
- EINSELE, G. (1963): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **43**, 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1977): *Sediment-Petrologie II; Sedimente und Sedimentgesteine.* – 3. Aufl., 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart.
- HAMPTON, M. A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. – *J. Sed. Petrol.*, **42**: 775–793; Menasha/Wisconsin.

* im Text angeführte Schriften

- HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon–Unterkarbon). – Geol. Abh. Hessen, **79**, 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- HOPKINS, J. C. (1977): Production of Foreslope Breccia by Differential Submarine Cementation and Downslope Displacement of Carbonate Sands Miette and ancient Wall Buildings, Devonian, Canada. – Deep Wat. Carb. Env. Soc. of Econ. Palaeont. a. Min. Spec. Publ., **25**; Tulsa/Oklahoma.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dillmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **160**, 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. – Slg. geol. Führer, **37**, 248 S., 28 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- KREBS, W. (1958): Dillenburger Tuffe. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 140–152; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1985a): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5018 Wetter (Hessen); Wiesbaden. – (1985b): Devon. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5018 Wetter (Hessen), 22–34, 4 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Philipps-Univ., 195 S., 94 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- LIEBER, H. (1917): Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. – 98 S., 12 Taf., 1 Kt.; Bamberg.
- LIPPERT, H. J., & HENTSCHEL, H. (1970): Dillenburger Schichten. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 88–103; Wiesbaden.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Alldapische Kalke, Turbidite in riff-nahen Sedimentations-Becken. – Dev. Sedimentol., **3**. Turbidites: 156–191, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Amsterdam – London – New York (Elsevier).
- PIECHA, M. (1987): Zur Geologie östlich und südöstlich von Breidenbach (NE-Teil von Bl. 5116 Eibelshausen) unter besonderer Berücksichtigung fazieller und sedimentologischer Gesichtspunkte. – Dipl.-Arb. Philipps-Univ., 142 S., 83 Abb., 2 Anl.; Marburg.
- PIRWITZ, K. (1983): Zur Geologie westlich von Eckelshausen (nordöstliche Dillmulde) unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des höchsten Oberdevons. – Dipl.-Arb. Philipps-Univ., 126 S. + XVI S., 91 Abb., 1 Anl.; Marburg.
- RABIEN, A. (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.
- (1970): Oberdevon. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 78–235, 5 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- REICH, H. (1934): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **272**, Blatt Laasphe, 42 S., 2 Tab.; Berlin.
- KEGEL, W., EBERT, A., & CORRENS, C. W. (1935): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **272**, Blatt Eibelshausen, 34 S., 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SCHMIERER, T. (1939): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **272**, Blatt Biedenkopf; Berlin.
- (1934): Das Paläozoikum. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **272**, Blatt Biedenkopf, 7–23; Berlin.
- REICH, H., EBERT, A., & BENTZ, A. (1930): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **272**, Blatt Eibelshausen; Berlin.
- SCHÖNENBERG, R. (1955): Zur Geologie des Devon-Kulm-Gebietes bei Buchenau/Lahn. – Z. dt. geol. Ges., **105** (1): 1–19, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- mit einem Beitrag von GIESE, D. (1956): Oberdevonische Tektonik und kulmischer Magmatismus im nördlichen Dilltrug. – Geol. Jb., **71**: 595–616, 12 Abb.; Hannover.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., & BULTYNCK, P. (1989): New Standard Conodont Zones and Early *Ancyrodella* Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **110**: 195–230, 4 Abb., 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rheohercynian Geosyncline, West-Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142** (3): 320–350, 24 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- VOUTTA, U. (1984): Zur Geologie des Gebietes um Amönau, Warzenbach und Brungershausen und sedimentologisch-petrographische Bearbeitung der Kalksteine des unteren Oberdevon (NE-Dillmulde). – Dipl.-Arb. Philipps-Univ., 207 S., 74 Abb., div. Tab., 5 Anl.; Marburg.

- WEDDIGE, K., & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen. – *Natur und Museum*, **119** (3): 83–93, 4 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- WERNER, W. (1988): Synsedimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine Hydrothermal Mineralization – A Case Study in the Rhenish Massif, Germany. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **36**: 206 pp., 81 Abb., 6 Tab.; Göttingen.
- WIEGEL, E. (1956): Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **15**, 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- WILLMUND, H.-C. (1981): Zur Geologie der nordöstlichen Dillmulde bei Warzenbach, Treisbach und Engelnbach unter besonderer Berücksichtigung der Petrographie der oberdevonischen Sandgesteine. – *Dipl.-Arb. Philipps-Univ.*, 192 S., 44 Abb., 4 Tab., 2 Anl.; Marburg.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf.; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).

Manuskript eingegangen am 30. 12. 1988

Geol. Jb. Hessen	118	S. 87–126	6 Abb.	3 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	-----------	--------	--------	--------	----------------

Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrias) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Süd-niedersachsen)

Von

HELMUT DÜNKEL & ULLRICH VATH*

Kurzfassung: Im Zuge der Baumaßnahmen für die Neubaustrecke der Deutschen Bundesbahn Hannover–Würzburg (NBS der DB) wurden im Bereich der Dransfelder Hochfläche (Bahnkilometer 105.500 bis 114.500) von DÜNKEL (1987) und VATH (1988) neue, den gesamten Muschelkalk aufschließende Profile aufgenommen. Ergänzung finden diese Profile durch neuere Aufschlußaufnahmen aus Südniedersachsen. Mit Hilfe von überregionalen Leitbänken und Bankfolgen wird eine Parallelisierung der südniedersächsischen, hessischen, westfälischen, nordwestthüringischen und südwestdeutschen Muschelkalk-Profile durchgeführt.

Maßstab für den Unteren Muschelkalk (mu) Südniedersachsens war bisher das Profil Hardegsen (STEIN 1968).

Für den Mittleren Muschelkalk (mm) existierte bislang kein repräsentatives Profil. Für das mm-Profil der Dransfelder Hochfläche wird die in Thüringen gebräuchliche 5-Gliederung angewandt.

Erstmalig wird ein zusammenhängendes Profil des Oberen Muschelkalks (mo) der Umgebung von Göttingen anhand von horizontierten Ceratiten-Funden vorgestellt. Die im Weserbergland leitenden Bänke (*albertii*-Bank, *ostracina*-Bank, Bremerberg-Bank) konnten auch für Südniedersachsen nachgewiesen werden. Zusätzlich werden im mo-Profil der Dransfelder Hochfläche neue Leithorizonte (*Coenothyris*-Bank, Längsplattung 1 und 2, Ton-Mergelhorizont 1 bis 8, *albertii*-Bank, *ostracina*-Bank, Bremerberg-Bank) und der Bereich, in dem *Tetractinella trigonella* auftritt, ausgeschieden.

Mächtigkeitsvergleiche von Sedimentationszyklen weisen auf das Wirken der Eichsfeldschwelle ab dem Unteren Muschelkalk hin.

Abstract: In the course of the construction of the new railway line Hannover–Würzburg (NBS der DB) on the Dransfelder Hochfläche (km 105.500 to 114.500) by the Deutsche Bundesbahn DÜNKEL (1987) and VATH (1988) have taken new profiles concerning the whole Muschelkalk. These profiles were updated by new profiles of Southern Lower-Saxony. By means of regional key layers and layer sequences, a parallelism of Southern Lower-Saxonian, Hessian, Westphalian, North-West-Thuringian and South-West-German profiles of the Muschelkalk is implemented.

Up to now the standard for the Lower Muschelkalk (= mu) of southern Lower Saxony has been the profile of Hardegsen (STEIN 1968).

Hitherto there has not been any representative profile for the Middle Muschelkalk (= mm). Concerning the mm-profile of the Dransfelder Hochfläche, the subdivision in 5 parts common in Thuringia is applied.

For the first time, a coherent profile of the Upper Muschelkalk (= mo) of the surroundings of Göttingen is represented on the base of Ceratite faunas collected bed by bed. The key layers of the Weserbergland (*albertii*-Bank, *ostracina*-Bank, Bremerberg-Bank) have also been noted in Southern Lower-Saxony. Ad-

* Dipl.-Geol. H. DÜNKEL, Dipl.-Geol. U. VATH, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 3400 Göttingen.

ditionally in the mo-profile of the Dransfelder Hochfläche new standard stratum (*Coenothyris*-Bank, Längsplattung 1 and 2, clay-marlhorizont (= TM 1 to 8, *albertii*-Bank, *ostracina*-Bank, Bremerberg-Bank) and the region where *Tetractinella trigonella* can be found) are indicated.

Beginning from the Lower Muschelkalk, comparisons of the thickness of sedimentary cycles indicate the existence of the Eichsfeldschwelle.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	88
1.1. Regionale Aufteilung	91
2. Unterer Muschelkalk (mu) (H. DÜNKEL)	91
2.1. Unterer Wellenkalk (muW1) mit Basiskonglomeraten (muK)	95
2.2. Bereich der Oolithbänke (muO)	97
2.3. Mittlerer Wellenkalk (muW2)	99
2.4. Bereich der Terebratelbänke (muT)	100
2.5. Oberer Wellenkalk (muW3)	102
2.6. Bereich der Schaumkalkbänke (muS) und Orbicularis-Schichten (muOR)	103
2.7. Mächtigkeitsvergleich und Paläogeographie	107
2.8. Zyklengliederung des mu zur Darstellung der Schwellenlage	108
3. Mittlerer Muschelkalk (mm) (H. DÜNKEL)	110
3.1. Unterer Dolomit (mmD1)	111
3.2. Unteres Sulfat (mmS) bzw. Untere Residualbildung (mmR1)	112
3.3. Mittlerer Dolomit (mmD2)	112
3.4. Obere Residualbildung (mmR2)	113
3.5. Oberer Dolomit (mmD3)	113
4. Oberer Muschelkalk (mo) (U. VATH)	114
4.1. Gliederung und Beschreibung der Lithofazies	114
4.1.1. Encrinus-Schichten (mo1)	115
4.1.2. Ceratiten-Schichten (mo2)	116
4.2. Vergleiche des Oberen Muschelkalks der Dransfelder Hochfläche mit Süddeutschland, Nordosthessen, Weser- und Osnabrücker-Gebiet	119
4.2.1. Trochitenkalk	119
4.2.2. Ceratiten-Schichten	121
5. Schriftenverzeichnis	123

1. Einleitung

In den letzten Jahren ist ein großer Teil der südniedersächsischen Muschelkalkgebiete im Rahmen von Diplomarbeiten neu kartiert worden. Gleichzeitig wurden auf der Dransfelder Hochfläche durch die Baumaßnahmen der Neubaustrecke für die Deutsche Bundesbahn (NBS der DB) neue Profile durch den gesamten Muschelkalk aufgeschlossen. Einige dieser Profile, sowie Neubearbeitungen älterer Profile, werden in der vorliegenden Arbeit vorgestellt.

Neben der Korrelation der südniedersächsischen Profile mit neueren Aufnahmen in Nordhessen, Ostwestfalen, Südwestdeutschland und Thüringen (DDR) wird für den südniedersächsischen Raum der aktuelle Stand der Untersuchungen des Muschelkalks dargelegt (s. Abb. 1 und 2). Ausgangspunkt für den Profilvergleich ist die Dransfelder Hochfläche.

Ein Gesamtprofil des Mittleren Muschelkalks wird zum erstenmal für den Raum Göttingen dokumentiert.

Der Obere Muschelkalk der Göttinger Umgebung wird erstmals in einem zusammenhängenden Profil beschrieben und mittels horizontierter Entnahme von Ceratiten biostratigraphisch gegliedert (siehe dazu URLICH & VATH in diesem Jahrbuch).

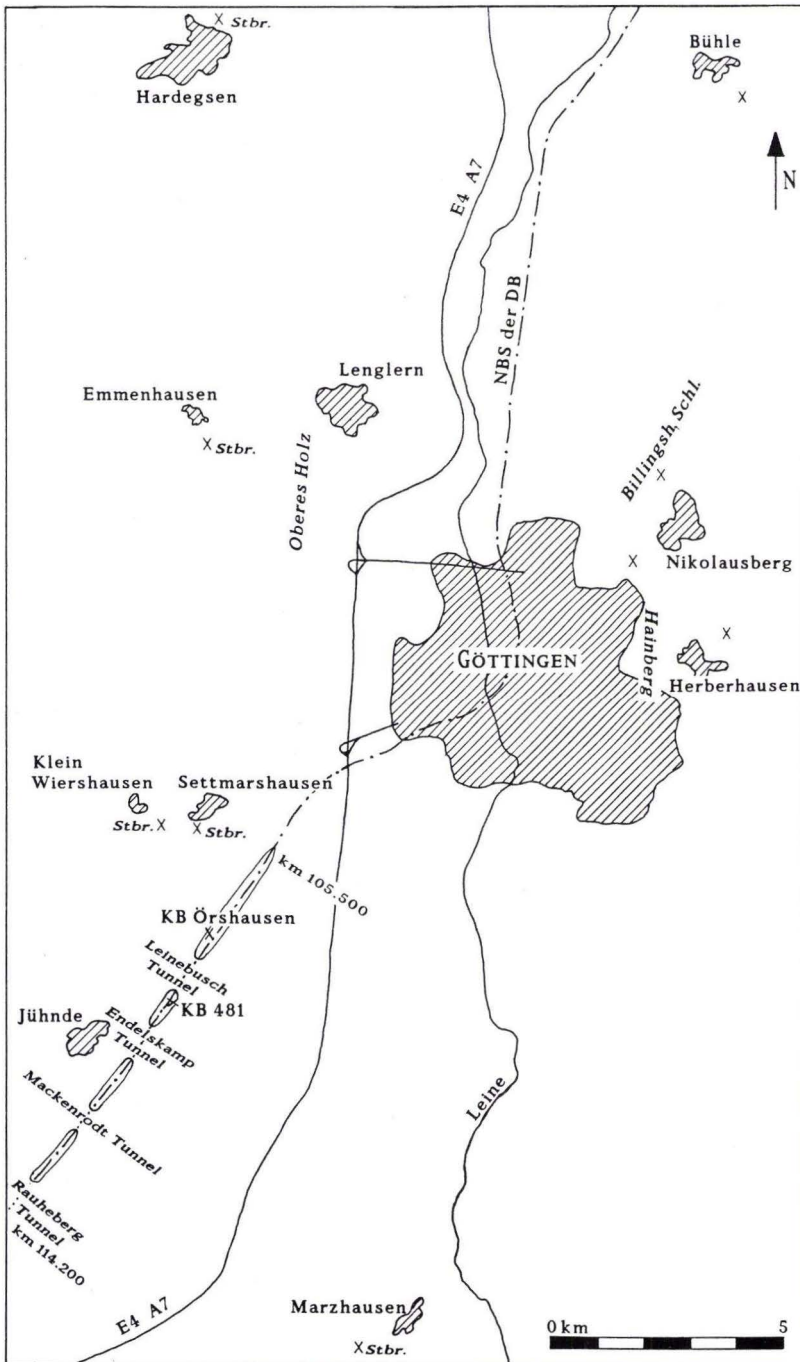


Abb. 1. Lageplan der Muschelkalkprofile der Dransfelder Hochfläche.

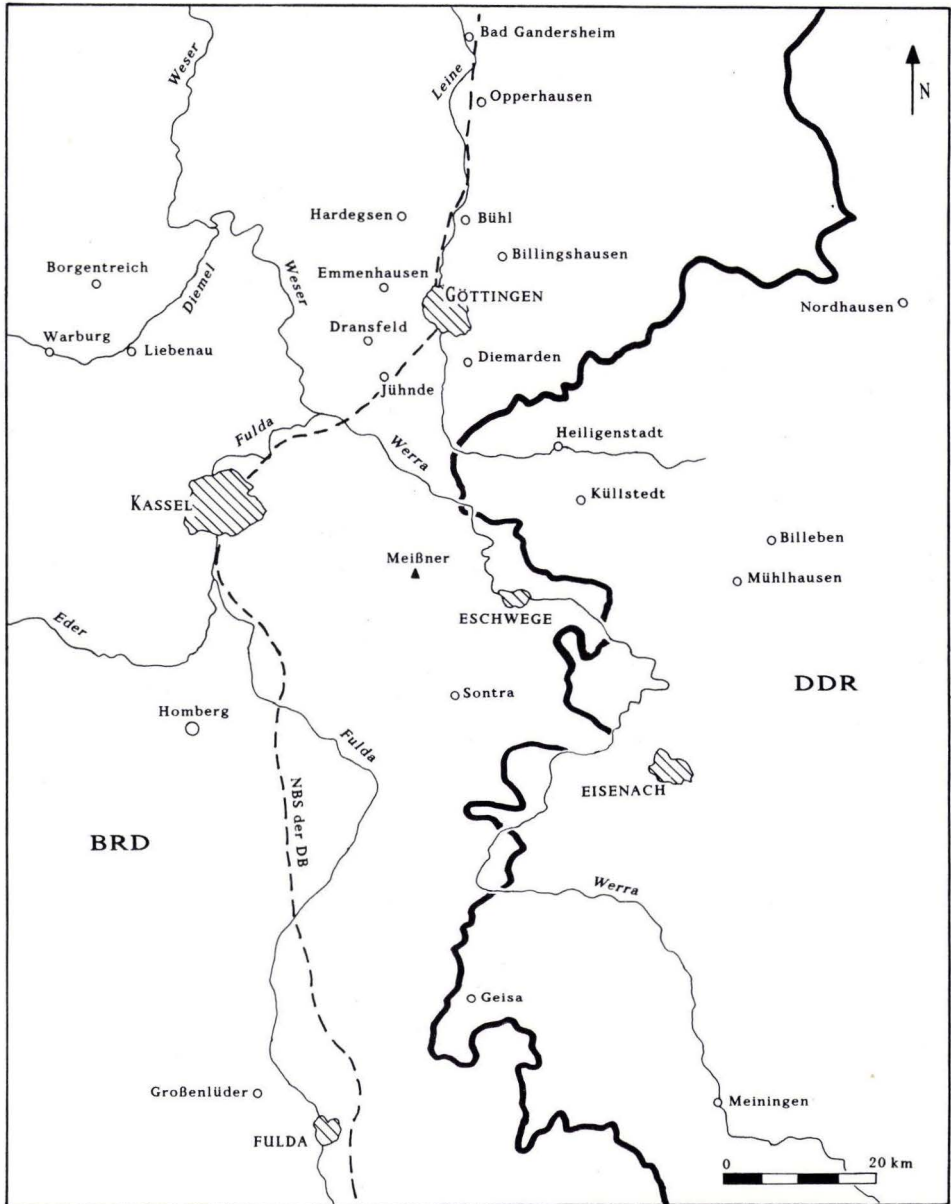


Abb. 2. Lageplan der Muschelkalkprofile in Südniedersachsen, Ostwestfalen und Thüringen.

Fazielle Besonderheiten, Dolomitisierung der Hangenden Einheiten des mu sowie Schaumkalkstein als ein auffallendes Sediment des mu führen zu Abgrenzungsproblemen der einzelnen Einheiten.

1.1. Regionale Aufteilung

Die dokumentierten Profile gehen teilweise auf eigene Aufnahmen zurück. Sie werden durch Datenmaterial aus unveröff. Diplomarbeiten und Literaturangaben ergänzt. Die Profile der Dransfelder Hochfläche wurden von DÜNKEL & VATH bearbeitet. Für den nördlichen Teil der Dransfelder Hochfläche wurde Profil Emmenhausen (GISCHLER 1988) und Profil Hardegsen (STEIN 1968, VOLLBRECHT 1985) übernommen.

Der Muschelkalk in Nordhessen ist in den vergangenen Jahrzehnten von BUSSE bearbeitet worden. In Zusammenarbeit mit den Autoren der geologischen Karten und deren Erläuterungen (BUSSE & RÖSING 1966, HORN 1982, MEIBURG 1983) gingen viele seiner Ergebnisse in die Bearbeitungen des Diemel- und Meißnergebiets ein.

Die Angaben für die nordosthessischen Profile gehen auf SCHUSTER (1986) Bl. 4925 Sontra und LAEMMLEN (1975) Bl. 5225 Geisa zurück.

Für die Profile von Nordwestthüringen werden Literaturdaten von SEIDEL (1965) und PATZELT (1988) verwendet.

Lagepunkte der Profile und Bohrungen:

Hardegsen, **mu-mo** Bl. 4324 Hardegsen, R 35 58 15, H 57 24 80
 Emmenhausen, **muW2-mm** Bl. 4425 Göttingen, R 35 57 930, H 57 16 095
 Lenglern, **mo1** Bl. 4425 Göttingen, R 35 59 525, H 57 16 935
 Klein Wiershausen, **mo1** Bl. 4424 Dransfeld, R 35 57 140, H 57 08 350
 Kernbohrung Örshausen, **mm-mo** Bl. 4525 Friedland, R 35 58 23, H 57 05 24
 Örshausen, **mm-ku** Bl. 4525 Reinhausen, R 35 58 30, H 57 05 25
 Leinebusch Süd, **mmS-mmd3** Bl. 4524 Scheden, R 35 57 15, H 57 04 00
 Endelskamp Nord, **mmD1** Bl. 4524 Scheden, R 35 56 98, H 57 03 27
 Kernbohrung 481, Endelskamp, **mu-mm** Bl. 4524 Scheden, R 35 57 15, H 57 04 03
 Mackenrodt Süd, **muW2-mm** Bl. 4524 Scheden, R 35 55 15, H 57 01 55
 Sontra (Städtischer Bauhof), **mu** Bl. 4925 Sontra, R 35 66 75, H 56 59 10

2. Unterer Muschelkalk (mu)

Der **Untere Muschelkalk** ist das marine Bindeglied zwischen zwei salinaren Folgen, dem liegenden Röt und dem hangenden Mittleren Muschelkalk. Lithologisch sowie farblich hebt sich der überwiegend graue, calcitische Untere Muschelkalk von den liegenden dolomitischen Gelbkalken des Röts und den hangenden gelben Basisdolomiten (Unterer Dolomit) des Mittleren Muschelkalks ab.

Für den südniedersächsischen Raum weist der Untere Muschelkalk (Taf. 1) eine Mächtigkeit von 105–110 m auf. Die Mächtigkeiten für die sich im SW anschließende Hessische Senke liegt nach HAGDORN et al. (1987) bei 110–120 m. W der Dransfelder Hochfläche zeigt sich die größte Mächtigkeitszunahme auf Bl. 4321 Borgholz mit 125–130 m (s. Abb. 3).

Lithologisch besteht der Untere Muschelkalk überwiegend aus dichten, festen Kalksteinen von grauer Farbe. Der Karbonatgehalt liegt zwischen 85–92 Gew.% (DÜNKEL 1987). Deutliche Unterschiede in der Ausbildung der Textur und des Gefüges lassen sie wie folgt charakterisieren:

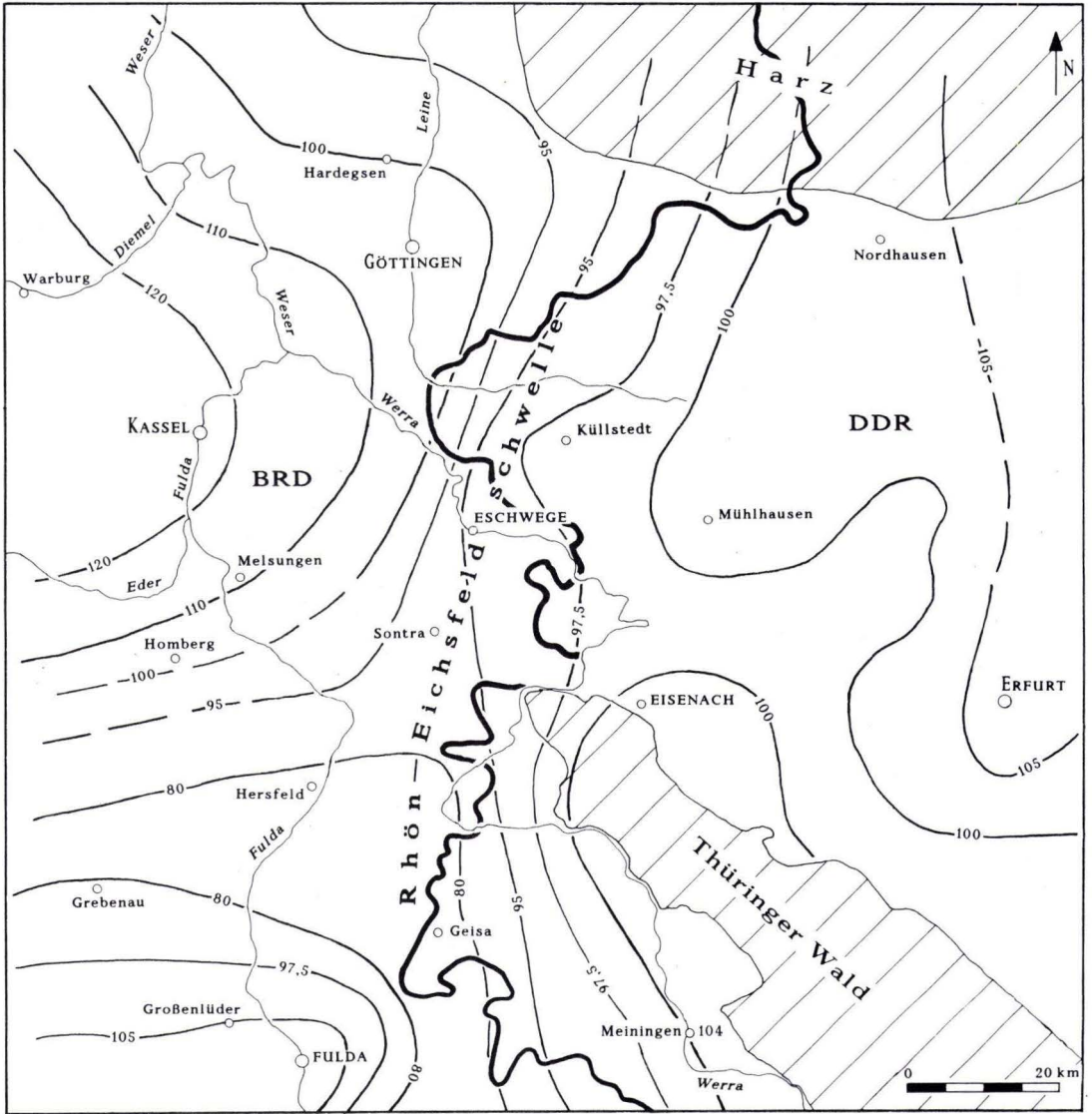


Abb. 3. Mächtigkeitsverhältnisse des Unteren Muschelkalks.

— **Plattige Kalksteine mit Mergelbestegen**

Meist ebenflächige, dichte Kalksteine (3–10 cm mächtig) werden durch mm-dicke-Ton-Mergelagen getrennt. Sedimentwühler, hauptsächlich *Pholeus* sp., kommen vereinzelt vor.

— Wellenkalkstein

Der Gesteinstyp des Wellenkalksteins ist wohl das häufigste Gestein des Unteren Muschelkalks. Charakterisiert ist es durch die engständige Wechsellagerung von 1–2 cm dicken, grauen, festen Kalksteinen mit bis zu 0,5 cm dicken Tonmergellagen. Die Schichtung ist deutlich wellig bis unebenflächig. Neben *Pholeus* sp. kommen als Spurenfossilien *Rhizocorallium* sp. vor. Als weitere Weichbodenbesiedler treten Lamellibranchiaten und Gastropoden auf. Hartbodenbesiedler sind Brachiopoden, Crinoiden und Echinodermaten.

— Mergelige Wechselfolge

Dickere Ton-Mergelsteinlagen und dünnere Kalksteinlagen charakterisieren die Mergelige Wechselfolge. Mäßig feste Kalksteinbänkchen von 0,5–1,5 cm wechseln mit bis zu 2 cm dicken Tonmergelsteinen. Die Schichtung kann wie die des Wellenkalks ebenflächig bis flasrig sein. Typisch jedoch ist die engständige Linsen- oder Flaserschichtung. Ein weiteres Merkmal der Mergeligen Wechselfolge ist das häufige Vorkommen von bioturbaten Gefügen von Sedimentwühlern (u. a. *Rhizocorallium* sp. und *Pholeus* sp.), die bis zur vollständigen Auflösung des Schichtgefüges führen können. Markant ist auch die hohe Zahl von Schillakkumulationen in Bereich der Mergeligen Wechselfolge. All dies läßt die Mergelige Wechselfolge gegenüber den anderen Gesteinsfazies des mu's als ein Milieu höheren Nahrungsangebots erscheinen.

Seltener treten im Unteren Muschelkalk bioklastische Kalksteine und Gelbkalksteine auf. Jedoch sind sie von großem stratigraphischen Leitwert. Beide Gesteinstypen zeigen die höchsten Gesamtkarbonatgehalte des Unteren Muschelkalks von 95–99,7 Gew.% (DÜNKEL 1987).

Die noch heute z. T. gültige lithostratigraphische Gliederung des Unteren Muschelkalks von Südniedersachsen und Thüringen geht auf BORNEMANN 1886, FRANZEN & KOENEN 1889 und GRUPE 1908 zurück. Sie gliederten den Unteren Muschelkalk mittels horizontbeständiger, bioklastischer Kalkbänke in 7 kartierbare Einheiten.

In den darauffolgenden Jahrzehnten wurde versucht, den Unteren Muschelkalk anhand feinstratigraphischer Profilaufnahmen weiter zu untergliedern (WAGNER 1897, ACKERMANN 1953, BUSSE 1956, ZUNCKE 1957, BLOCH 1964, STEIN 1968, SCHÜLLER 1967, DÜNKEL 1987).

Neben den 7 kartierbaren Einheiten wurden weitere 17 im regionalen Rahmen auskartierbare Leithorizonte ausgewiesen (s. Tab. 1). Für den Südniedersächsischen Raum schied STEIN (1968) 20 Leithorizonte von der Grenze des Rötts bis zur Basis des Bereichs der Schaumkalkbänke aus. SCHÜLLER führte 1967 die Leithorizonte X1–X3 als Bezeichnung für die Untere, Mittlere und Obere Schaumkalkbank ein. In Anlehnung an SCHÜLLER (1967) fügte DÜNKEL (1987) den Begriff der X4-Bank für die letzte konglomeratische, bioklastische Kalksteinbank im Hangenden des Bereichs der Schaumkalkbänke hinzu. Die X4-Bank ist identisch mit der von WAGNER 1897 für das Thüringer Becken beschriebenen „Grenzbank« der mu/mm-Grenze.

Der überwiegend gradierte, konglomeratisch-bioklastische Charakter der Leithorizonte weist auf eine tempestitische Entstehung mit einer relativ weiten Ausdehnung hin. Einige der Leithorizonte sind im gesamten Germanischen Becken zu finden, andere treten oftmals nur in einem regional beschränkten Raum auf oder sind zur Lesesteinkartierung nicht verwendbar. Für die feinstratigraphische Profilaufnahme sind sie jedoch von erheblichem Wert.

Bisher ist es jedoch noch nicht gelungen, für die überregional nachweisbaren Leithorizonte eine einheitliche Bezeichnung zu finden (s. Taf. 1).

Tab. 1. Gliederung und Mächtigkeiten des Unteren Muschelkalks von Hessen, Südniedersachsen und vom Thüringer Becken

		Hessen				Südniedersachsen				Thüringer Becken					
		Osthessen Bl. 5225 Geisa LAEMMLEN (1975)	Nordosthessen Bl. 4925 Sontra SCHUSTER (1986) HORN (1987)		Meißner BUSSE (1964)	Diemelgebiet Bl. 4521 Liebenau MEIBURG (1983)	Dransfelder Hochfläche Jühnde DÜNKELE (1987)			Emmenhausen GISCHLER (1988)	Hardegsen VOLLBRECHT (1985)	Nordwestthüringen Mühlhausen PAZELT (1988) PÄTZ (1965)			
Orbicularis-Schichten muOR	X4 Z	3,0 m	>3,0 m		4 m	7-10 m	2,0 m	0,1 m 1,9 m	0,5 m	0,1 m 0,4 m	1,55 m	0,05 m 1,5 m	2-3 m		
Bereich der Schaumkalkbänke muS	X3	0,8 m	0,4 m	0,7 m	0,6 m	0,2 m	0,2 m	0,4 m	0,1 m	8 m	9,95 m	0,1 m			
	Z	1,6 m	2,48 m	3 m	4 m	3,5 m	3,0 m	3,2 m	0,5 m	5,56 m	7,3 m	2,15 m			
	X2	0,5 m	0,08 m	3,7 m	1 m	0,2 m	0,15 m	0,08 m	13,9 m	11,4 m	10,85 m	10,28 m	1,35 m		
	Z	2,8 m	1,3 m	7 m	5 m	1,2 m	2,35 m	1,8 m	5 m	1,7 m	2,1 m	0,65 m	3,5 m		
	X1	1,5 m	1,0 m	1,4 m	1,7 m	2,1 m	0,65 m	0,7 m	1,6 m	4,2 m	4,5 m	4,1 m	2,85 m		
GK	1 m	0,3 m	-----	1,6 m	4,2 m	4,5 m	4,1 m								
Oberer Wellenkalk	muW3	10-11 m	14,4 m	15 m	12-14 m	10,3-13,2 m	12,4 m	11,2 m				10-13 m			
Bereich der Terebratelbänke muT	T2	0,8-1 m	0,8 m	1,5-2 m	0,4-0,6 m	0,6-1,1 m	2,1 m	1,3 m	8 m	7,3 m	1,8 m				
	Z	3,5-4 m	5,8	2,2 m	3 m	7,5 m	3-4 m	7-7,5 m	3,5 m	8,8 m	3,5 m	7,2 m	3,4 m	7,3 m	2,8 m
	T1	1,6-2 m	2,8 m	4,5 m	3-4 m	2,1-3,5 m	3,2 m	2,5 m					2,7 m		
Mittlerer Wellenkalk	muW2	14-16 m	22,1 m	30 m	32-34 m	28-31 m		29 m			24-32 m				
Oolithbänke muO	O2	0,7 m	0,7 m	0,4 m	0,4-0,6 m	0,15 m	0,6 m	0,5 m	7,7 m	0,8 m					
	o.Gr.Z.	-	0,4 m	-	0,3-0,6 m	0,05 m		0,1 m		-					
	Gl.Z.	7,8 m	0,65 m	6,5-7 m	2,1-2,5 m	4,9 m	8-8,5 m	2,5-3,5 m	7,5 m	2,9 m	6,7 m	3,0 m	7,7 m	4,3 m	
	u.Gr.Z.	3,55 m	1,3-1,8 m	-	1,5-2,7 m	2,6 m		2,0 m					1,6 m		
OI	1,5 m	1,8-2,3 m	1,7 m	1,8-2,5 m	1,8 m		1,1 m					1,0 m			
Unterer Wellenkalk	muW1 muK	27-29 m	ca. 35 m	34 m	35-37 m	33 m		33,4 m			32 m				

Für das Arbeitsgebiet wird die folgende lithostratigraphische Unterteilung des Unteren Muschelkalks in 7 Einheiten (Taf. 1, Tab. 1) angewandt:

Hangendes: Mittlerer Muschelkalk
Bereich der Schaumkalkbänke (muS)
Oberer Wellenkalk (muW3)
Bereich der Terebratelbänke (muT)
Mittlerer Wellenkalk (muW2)
Bereich der Oolithbänke (muO)
Unterer Wellenkalk (muW1)
Bereich der Basiskonglomeratbänke (muK)
Liegendes: Oberer Buntsandstein

Eine Abtrennung des **muK** als eigenständige Einheit ist in allen südniedersächsischen Profilen möglich, jedoch ist die relativ eindeutige Trennung im Profil nicht kartiertechnisch anwendbar. Der als Grenze von STEIN (1968) definierte Leithorizont 6 tritt im Lesesteinbild nicht deutlich hervor. So erfolgt auch für Südniedersachsen eine Zusammenfassung zum Unteren Wellenkalk.

Die geringe Horizontbeständigkeit einiger Konglomeratbänke im unteren Teil des Unteren Wellenkalks (muK + muW1) läßt nicht in allen Fällen eine Zuordnung für die von STEIN (1968) für diesen Bereich des mu beschriebenen Leithorizonte zu. Dennoch haben einige Konglomeratbänke einen überregionalen Leitwert.

2.1. Unterer Wellenkalk mit Basiskonglomeraten (muW1 + muK)

Im Unteren Wellenkalk werden die Gliederungseinheiten **muK** und **muW1** nach STEIN (1968) für den südniedersächsischen Raum zusammengefaßt, da sie zum einen kartiertechnisch nicht einzeln aushaltbar sind und zum anderen nicht in allen Profilen eine klar durchzuführende Korrelation der für den muK ausgeschiedenen Leithorizonte 1–6 (STEIN 1968) möglich ist.

Die Einheit des Unteren Wellenkalks umfaßt die Schichten zwischen den Basisgelbkalken und der Unterkante der Unteren Oolithbank. Die Obergrenze läßt sich im S bis an die hessischen Profile Großenlüder, an die westlichen in Nordrheinwestfalen (Bl. 4321 Borgholz) sowie an die im E gelegenen thüringischen anschließen.

Die Definition der Untergrenze ist noch nicht in allen Punkten geklärt. Je nach Gliederungsart lithostratigraphisch oder zyklisch, wird der Basisdolomit (bzw. Basisdedolomit) in den Buntsandstein oder in den mu gestellt. Nach der zyklischen Gliederung ist in den dolomitischen Sedimenten das Ende eines Zyklus zu sehen, der nach SCHULZ (1972) mit calcitischer Sedimentation beginnt, mit der Zunahme des Tonanteils in der dolomitischen Sedimentation endet und mit calcitischer Sedimentation erneut beginnt (Tab. 2).

Der untere ca. 12 m mächtige Abschnitt des Unteren Wellenkalks, der sog. muK, ist durch eine Vielzahl von konglomeratischen, bioklastischen Kalksteinbänken charakterisiert.

Direkt auf den Grenzgelbkalk des Röt 4 folgen in den Profilen der Dransfelder Hochfläche ca. 8 m ebenplattige, grau bis dunkelgraue, harte Kalksteine mit Mergelbestegen. Sie führen

nicht selten arenitischen Detritus sowie schlierig verteilte Pseudooide. In diese Folge schalten sich einige sehr harte, oft konglomeratische, bioklastische Kalksteinbänke ein. Selten hingegen sind Gesteine in typischer Wellenkalkfazies.

Da diese Bänke nicht horizontbeständig sind, ist eine Parallelisierung mit den von STEIN (1968) und VOLLBRECHT (1985) für diesen Abschnitt beschriebenen Leithorizonten 1–3 aus dem NW-Teil der Dransfelder Hochfläche nicht möglich. Das Profil des Mackenrodttunnels weist in einigen Bereichen zwei stark auskeilende Konglomeratbänke im Abstand von 0,5 und ca. 2 m über der Gelbkalkfolge des Röt 4 auf.

Auf eine Konglomeratbank (L 4) am Top der Folge schließen sich mäßig feste, ebenflächige bis wellige Mergelkalksteine an. Neben der Zunahme des Tongehalts zeigt sich auch die langsame Einstellung der typischen Wellenkalkfazies.

In diesen oberen Teil schalten sich noch zwei geschlossene Bankfolgen von harten, festen, ebenplattigen Kalksteinen ein. Neben kristallinen-pseudoooidischen Kalksteinen zeigen sich auch konglomeratische Bildungen als Basisbänke dieser zwei Bankfolgen.

Im südlichen Teil der Dransfelder Hochfläche ist die letzte dieser Bankfolgen, der Leithorizont 6, deutlich ausgebildet.

Die wechselhafte Ausbildung des liegenden Teils des Unteren Wellenkalks zeigt sich auch in den sich in SW anschließenden hessischen Muschelkalkgebieten. Auch hier bauen überwiegend plattige Kalksteine und konglomeratische Einschaltungen den unteren Abschnitt auf (HORN 1982, MEIBURG 1983). BUSSE (1956, 1966) gliederte hier den Unteren Wellenkalk in drei Abschnitte mit 20 Horizonten.

Neben den für diesen Abschnitt des mu typischen bioklastischen, konglomeratischen Kalksteinen, deren Fossilinhalt sich aus Crinoidenresten (*Holocrinus* und Encriniden), Gastropoden und Lamellibranchiaten zusammensetzt, kommen auch reine Konglomeratbänke vor. Die max. Mächtigkeit dieser Bänke liegt bei ca. 0,3 m.

Die grauen bis dunkelgrauen Gerölle (Intraklasten) der Konglomeratbänke befinden sich oft in einer graugelben Matrix. Diese 3–5 cm großen, plattigen Kalkgerölle zeigen nur schwach gerundete Kanten, was auf einen relativ kurzen Transportweg hinweist. Höher energetische Konglomeratbänke zeigen schichtparallele Einregelungen, hohen Rundungsgrad und Brüche der Gerölle. Die Packungsdichte der konglomeratischen Lagen ist sehr locker. Untersuchungen an Anschliffen und Peels (DÜNKEL 1987) zeigen Gerölle mit rotbraunen Verwitterungsrinden. Diese auf die Oxidation von Eisensulfidverbindungen zurückgehende Färbung spricht für das zeitweise Trockenfallen einiger Teilbereiche des Meeres im Unteren Muschelkalk.

Gradierung, sowie Dachziegellagerung, weisen die konglomeratischen Kalksteinbänke als Bildung mehr oder weniger stark bewegten Wassers aus.

Das gemeinsame Auftreten von Geröllen, Fossilien, Pseudooiden und Pellets in einigen Bänken deutet auf die enge fazielle Verwandtschaft von Schillkalksteinen, Schaumkalksteinen, pseudoooidischen und konglomeratischen Kalksteinen hin. Die bioklastisch-konglomeratischen Kalksteinbänke treten im gesamten Unteren Muschelkalk auf.

Im oberen, ca. 21 m mächtigen Teil des Unteren Wellenkalks, dem sog. muW1, treten überwiegend Gesteine vom Typ des Wellenkalksteins und der Mergeligen Wechselfolge aus. In sie findet man stark auskeilende Schillkalksteine eingeschaltet, die auf Rinnenfüllungen zurückzuführen sind. An Spurenfossilien überliefert sind häufig Spreitenbauten (*Rhizocorallium commune*), seltener Grabbauten (*Pholeus abomasoformis*). KOENEN & MÜLLER (1895, S. 11) erwähnen mehrere Funde von *Beneckeia buchi* im Wellenkalk unter den Oolithbänken am

Bahnenschnitt in Hardeggen. Nach STEIN (1968) ist das Auftreten von *Beneckeia buchi* für Südniedersachsen auf den muW1 beschränkt. Nach mündlichen Mitteilungen von MOLZAHN kommt *Beneckeia buchi* in Nordosthessen (Bl. 4925 Sontra) in der Unteren Oolithbank vor.

Die Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks der Dransfelder Hochfläche divergiert zwischen 35 m im südlichen (DÜNKEL 1987) und 32,9 m im nördlichen Teil (VOLLBRECHT 1985). Konstante Fortsetzung der Mächtigkeit von 35–36 m zeigen die sich SW anschließenden, hessischen Muschelkalkgebiete (HORN 1982, MEIBURG 1983).

2.2. Bereich der Oolithbänke (muO)

Einen auffallenden, weithin horizontbeständigen Abschnitt im Unteren Muschelkalk stellt der **Bereich der Oolithbänke** dar. Die Typische Verteilung dieser Einheit beschrieb schon KOEHNEN (1907). Die in Südniedersachsen geläufigste Gliederung geht auf BUSSE (1956) zurück:

Hangendes:	Mittlerer Wellenkalk (muW2)		Mächtigkeiten
	Obere Oolithbank (O2)	L 11	0,3 m
	Oberes Graues Zwischenmittel (o. Gr. Z.)		0,05 m
	Gelbkalk der Oolithbänke (= Gelbes Zwischenmittel) (Gl. Z.)	L 10	2,9 m
	Unteres Graues Zwischenmittel (u. Gr. Z.)		2,6 m
	Untere Oolithbank (O1)	L 9	1,8 m
Liegendes:	Unterer Wellenkalk (muW 1)		7,65 m

Die Gesamtmächtigkeit des Bereichs der Oolithbänke beträgt für den Südniedersächsischen Raum relativ konstant 7,2–7,6 m. Nach W (Bl. 4019 Detmold) hin ist eine Abnahme der Mächtigkeit auf 6,6–7 m zu verzeichnen. Im SW weist HORN (1982) für Bl. 4520 Warburg 7,5–8 m aus. Mächtigkeiten von 7,0 m (Meißner), 7,2 m (Großenlüder) zeigen die gleichmäßige Fortsetzung nach S. Auf Bl. 4925 Sontra (Nordosthessen) weist SCHUSTER (1986) ca. 7,5 m für den **muO** nach. E von Bl. 4925 Sontra, im nordwestthüringischen Mühlhausen (DDR) ist die Mächtigkeit der Oolithbänke 7,7 m (PATZELT, 1988).

Die größeren Mächtigkeiten des muO gehen überwiegend auf die Zunahme der Unteren bzw. Oberen Oolithbänke zurück.

Gegenüber der relativ konstanten Mächtigkeit der gesamten Einheit zeigen die beiden Zwischenmittel z. T. erhebliche Mächtigkeitsschwankungen, die jedoch innerhalb der einzelnen Zwischenmittel kompensiert werden (vergl. Tab. 1).

Bei der **Unteren Oolithbank (O1)** handelt es sich um eine Bankfolge relativ ebenflächiger, graubrauner, harter, kristalliner Kalksteine, die durch Mergelkalkeinschaltungen in mehrere Teilbänke gegliedert wird. Die Mergelkalksteineinschaltungen haben z. T. flasrige Ausbildung und stehen in einem engständigen Wechsel mit 0,5–1,5 cm dicken Pseudoooidlagen.

Der Anteil an pseudoooidischer Komponente ist innerhalb der Kalksteine sehr unterschiedlich. Bei einem hohen Anteil wirken sie schaumig und zeigen eine deutliche braungelbe Verwitterungsfarbe. Teilweise zeigen sich Hartgründe mit Anbohrungen von *Trypanites weisei*. Neben Gastropoden und Muscheln treten eine Vielzahl von kleinen pentagonalen Crinodienresten auf.

Im Profil Hardeggen, im nördlichen Teil der Dransfelder Hochfläche, konnten die Mergelkalksteineinschaltungen nicht nachgewiesen werden. Hier besteht die Untere Oolithbank aus einer Folge ebenplattiger, kristalliner Kalksteine mit wechselndem Pseudoolithgehalt.

Tendenziell zeigt sich eine generelle Zunahme der Mächtigkeit der Unteren Oolithbank von E (Nordwestthüringen) nach W (Nordhessen). Neben den insgesamt ebenplattigen Ausbildungen weist die Untere Oolithbank keine überregional verfolgbaren Einzelbänke auf. Bei den bioklastischen und pseudoolithischen Kalkbänken handelt es sich um nicht horizontbeständige, lokale Erscheinungen.

Das **Untere Graue Zwischenmittel (u. Gr. Z.)** wird aus Gesteinen vom Typ des Wellenkalksteins und der Mergeligen Wechselfolge aufgebaut. In diese Folge von mäßig festen bis festen, grauen, mergeligen Kalksteinen schalten sich in unterschiedlichen Abständen Rinnenfüllungen aus Schillkalksteinen ein. Bioturbate Gefüge, durch eine Vielzahl an Wühlfauna ausgelöst, bestimmen, wie schon im Unteren Wellenkalk, das Bild der Mergeligen Wechselfolge.

Im Übergangsbereich zum Gelben Zwischenmittel wird die Schichtung deutlich ebenflächiger, gleichzeitig wechselt innerhalb der Fauna Artenvielfalt mit Individuenreichtum. Direkt im Liegenden des Gelben Zwischenmittels tritt nur noch *Neoschizodus orbicularis* auf. Neben dem Auftreten von *Neoschizodus* weist auch der zunehmende Dolomitgehalt in den Kalksteinen auf einen Fazieswechsel zu halineren Bedingungen hin.

Das folgende **Gelbe Zwischenmittel (Gl. Z.)** besitzt den größten Leitwert für den Bereich der Oolithbänke. Es ist im gesamten südniedersächsischen Raum nachgewiesen und findet auch in den sich im S (BUSSE 1964), SE (PATZELT 1988), E (WENDLAND 1980) und W (KNAPP 1983) anschließenden Gebiete seine Fortsetzung, jedoch mit wechselnden Mächtigkeiten.

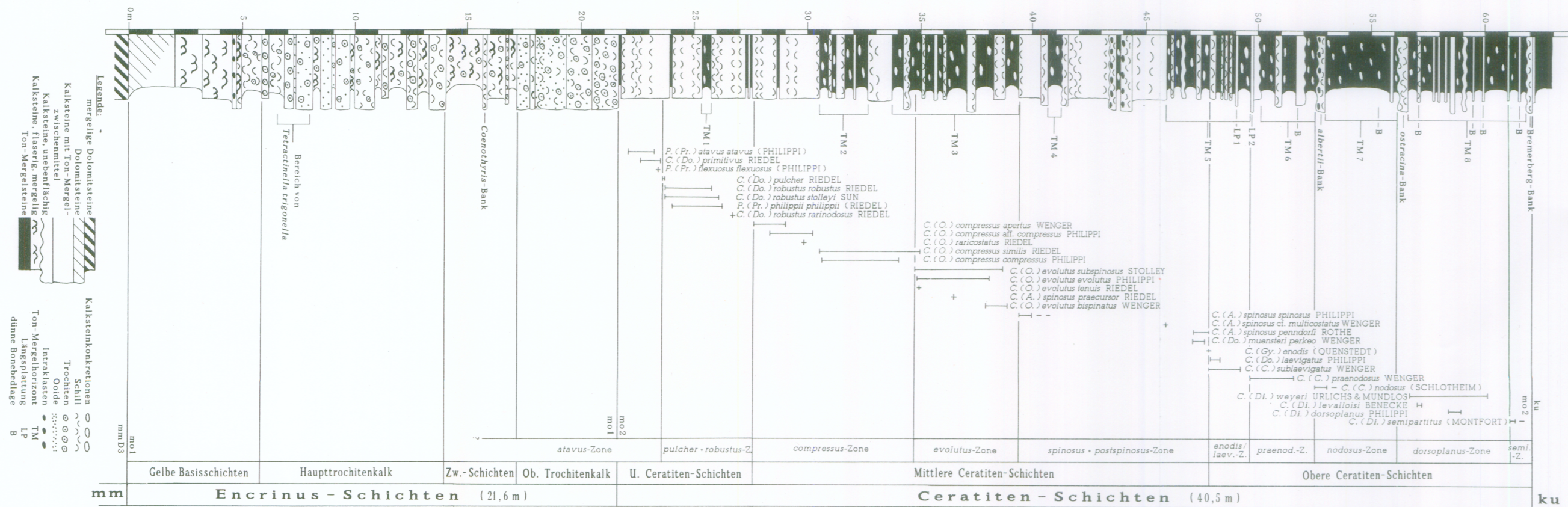
Im Bereich der Dransfelder Hochfläche schwanken die Mächtigkeiten des Gelben Zwischenmittels von 1,5–5,0 m. Jedoch erfolgt durch die größeren Beträge keine Erhöhung der Gesamtmächtigkeit des muO. Kompensationen innerhalb des Grauen und des Gelben Zwischenmittels gleichen die divergierenden Mächtigkeiten aus.

Sekundäre Gelbfärbungen des Gesteins durch das bei der Verwitterung freierwerdende Brauneisen greifen auf die liegenden, grauen Kalksteine über, und so können größere Mächtigkeiten vorgetäuscht werden. Die stark färbende Eigenschaft der dedolomitierten Gesteine konnte auch bei anderen Gelbkalkfolgen des Unteren Muschelkalks festgestellt werden.

Die Gesteinsfolge des Gelben Zwischenmittels wird beherrscht von überwiegend ebenflächigen, typisch gelb bis braungelben, dolomitischen Kalksteinen. Neben strukturlosen Gelbkalken treten auch deutliche, durch mm-dicke, bräunliche Lagen markierte Laminite auf. Neben den fehlenden Fossilien und dem Dolomitgehalt verweisen Kalzitdrusen auf die ehemals erhöhte Salinität in diesem Abschnitt. Früher vorhandene, nun ausgelaugte Gips- bzw. Anhydritknollen finden sich richtungslos oder bisweilen lagig eingeregelt in den Gelbkalksteinen. Der Kalzitgehalt sowie die gelbbraune intensive Färbung, die allen Gelbkalken im Unteren Muschelkalk zu eigen ist, ist auf die Dedolomitisierung der einstigen Dolomite zurückzuführen (SCHÜLLER 1967, FRANKE & PAUL 1977).

Das 5 cm dicke **Obere Graue Zwischenmittel (o. Gr. Z.)** folgt mit grauen, mäßig festen, flaserigen Mergelsteinen auf die ebenflächigen Gelbkalksteine des Gelben Zwischenmittels. Eine Zunahme der Mächtigkeit des Oberen Grauen Zwischenmittels zeigen die Profile der sich SW und W an die Dransfelder Hochfläche anschließenden Muschelkalkgebiete (HORN 1982, KNAPP 1983).

Profil des Oberen Muschelkalks (mo) der Dransfelder Hochfläche SW von Göttingen
(Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover-Würzburg, A. Enschmidt-Tunnel)
Leinebusch, Bahnhofsmeile (08,500 - 106,420)



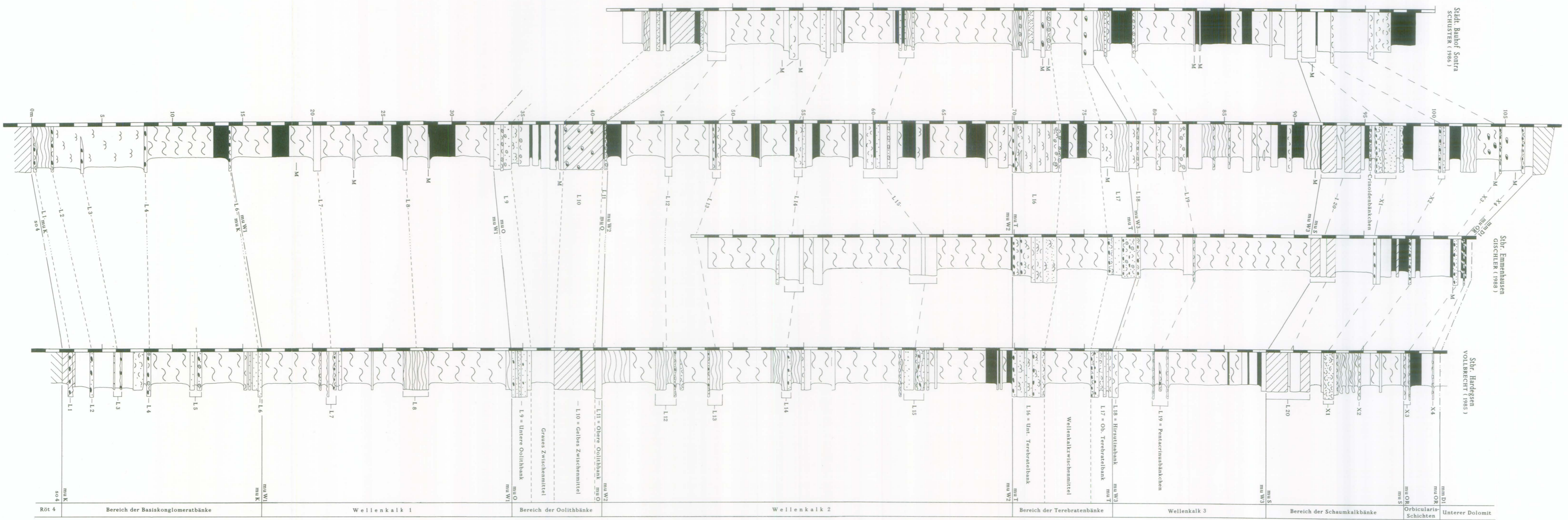
Ulrichs, M. & Vah, U. Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrass) bei Göttingen (Südniedersachsen)

Profile des Unteren Muschelkalks (mu) der Dransfelder Hochfläche, bei Göttingen

S

NBS der DB
DUNKEL (1987)

N



Die **Obere Oolithbank (O2)** besitzt in Südniedersachsen keine einheitliche Ausbildung. Im Südteil der Dransfelder Hochfläche steht eine max. 15 cm dicke, pseudooidische Schillkalksteinbank an. Sie enthält Encriniten, Bivalven- und Gastropodenschill, Gerölle und laminierte Gelbkalke. Neben dieser geschlossenen Bank tritt die Obere Oolithbank auch als eine 0,3 m mächtige Folge dünnplattiger Schillkalksteine mit wechselndem Pseudooidgehalt auf, die durch geringmächtige Mergellagen getrennt sind. Örtlich kann diese Bank auch durch eine Folge dichter, grauer Kalksteine ersetzt sein (DÜNKEL 1987).

Im Profil von Hardeggen (VOLLBRECHT 1985), im nördlichen Teil der Dransfelder Hochfläche, zeigt sich eine ähnliche Aufgliederung, jedoch weisen die einzelnen Bänkchen einen deutlicheren Pseudooidgehalt auf als im S-Teil. Die Folge erreicht hier mit 0,5 m die größte Mächtigkeit auf der Dransfelder Hochfläche.

Für den sich im S anschließenden hessischen Raum weist die Obere Oolithbank eine Mächtigkeit von max. 0,9 m auf. Ein wechselnder lithologischer Aufbau kennzeichnet auch hier die Obere Oolithbank. BUSSE & HORN (1982) wiesen auf Funde des Brachiopoden *Dielasma ecki* hin, der auch in der fränkischen Oolithbank β_2 vorkommt.

PATZELT (1988) gibt als Mächtigkeit für Nordwestthüringen (Nähe Heiligenstadt) 0,8 m für die Obere Oolithbank an. WENDLAND (1980) weist die Obere Oolithbank in der thüringischen Vorderrhön als eine 0,45–0,6 m dicke, oolithische, ungeteilte Kalksteinbank aus.

Im W schwankt die Mächtigkeit von 0,12 m (Blatt 4019 Detmold) bis auf 0,8 m (Blatt 4421 Borgentreich). Fossilreichtum und ooidischer Charakter zeichnen die Obere Oolithbank auch hier aus (KNAPP 1986). Zum Mächtigkeitsvergleich der einzelnen Abschnitte siehe Tabelle 1.

2.3. Mittlerer Wellenkalk (muW2)

Zwischen der Oberen Oolithbank und der Unteren Terebratelbank erstreckt sich die 28–33 m mächtige Folge des **Mittleren Wellenkalks**. Die überwiegend aus unebenflächigen Gesteinen vom Typ des Wellenkalksteins und der Mergeligen Wechselfolge aufgebaute Einheit wird durch 4 Abschnitte den Leithorizonten L 12–L 15 gegliedert. Bei den Leithorizonten handelt es sich um Bankfolgen harter, nicht selten geröll-, schill- und ooidführender Kalksteine. Meist beginnen die Bankfolgen mit einer gradierten, bioklastischen Konglomeratbank, an die sich, durch Mergelkalksteine getrennt, schillführende und pseudooidische Kalksteine anschließen. Die Mächtigkeiten der Bankfolgen schwanken sehr deutlich. Im Bereich der Dransfelder Hochfläche liegt sie generell im Meterbereich. Die Leithorizonte lassen sich in den einzelnen Profilen gut korrelieren.

Neben Anbohrungen (*Trypanites weisei*) weisen die Kalksteinbänke Crinoidenreste, Bivalvenbruchschill und Gastropoden-Hohlformen auf.

Spurenfossilien (*Pholeus abomasoformis* und *Rhizocorallium* sp.) prägen die Wellenkalkfazies und besonders die Gesteine der Mergeligen Wechselfolge. *Pholeus* kommt im Mittleren Wellenkalk gegenüber den anderen Wellenkalk-Einheiten am häufigsten vor. Nicht selten erreichen die Bauten einen Durchmesser von einigen cm.

Neben der unruhigen flaserigen Ausbildung des Wellenkalks mit seinen Rinnen und Erosionsdiskordanzen zeigen sich auch Wirkungen syn- bis frühdiaagenetischer Deformation. Sigmoidalklüftung, Gleitreppe sowie subaquatische Rutschungen gehören zum Inventar aller Wellenkalkfolgen des Unteren Muschelkalks.

In den sich anschließenden hessischen und westfälischen Muschelkalkgebieten weichen die Mächtigkeiten des Mittleren Wellenkalks nur unwesentlich von denen in Südniedersachsen ab.

2.4. Bereich der Terebratelbänke (muT)

Der wohl bemerkenswerteste Abschnitt im Unteren Muschelkalk ist der Bereich der Terebratelbänke. Er läßt sich von Südniedersachsen bis ins Taubergebiet (HAGDORN et al. 1987) deutlich verfolgen. Schon 1889 wies KOENEN darauf hin, daß die „Werksteinbänke“ sich von Thüringen bis Westfalen erstrecken.

Die noch heute angewandte Dreigliederung des Bereichs der Terebratelbänke geht auf KOENEN (1908) zurück.

Hangendes:	Oberer Wellenkalk	(STEIN 1968)	Mächtigkeiten
muT	Obere Terebratelbank (T2)	L 17	0,6–2,1 m
	Wellenkalk-Zwischenmittel		3,5 m
	Untere Terebratelbank (T1)	L 16	2,1–3,5 m
Liegendes:	Mittlerer Wellenkalk		6,7–7,6 m

Die mächtige **Untere Terebratelbank (T1)** wird durch ein Wellenkalkzwischenmittel von der meist geringmächtigeren Oberen Terebratelbank getrennt. Die Untere Terebratelbank ist aus knarigen, dichten, sehr harten, graublauen Kalksteinen aufgebaut. Daneben treten geröllführende, bioklastische Kalksteine auf.

Alle Profile zeigen an der Basis einen Kalkstein mit basal eingeregelteten Geröllen und wechselndem Fossilinhalt. Neben einer deutlichen Gradierung der Bank sind die plattigen, ellipsoiden Gerölle oft in Dachziegellagerung eingeregelt.

Ein weiteres Typikum der Unteren Terebratelbank der Dransfelder Hochfläche ist eine horizontbeständige „schaumig“, pseudoooidische Kalksteinbank. Das löchrig poröse Aussehen dieses „**Schaumkalksteins**“ beruht auf der Lösung kugelig bis ellipsoider, aber auch unregelmäßig eckiger Komponenten. SCHÜLLER (1967) deutet die Poren als Hohlformen ehemaliger Echinodermatenreste. Die Vielzahl eckiger Poren sowie Hohlformen von Bivalven und Gastropoden lassen auf verschiedene abgerollte Schalen und Skelett-Teile schließen (DÜNKEL 1987).

Diese „Schaumkalksteinbank“ erreicht im Profil Endelskamp Süd mit 1,2 m ihre größte Mächtigkeit. Nach S hin ist sie bis Sontra mit 0,35 m nachgewiesen (SCHUSTER 1986, MOLZAHN 1990). Im nördlichen Teil der Dransfelder Hochfläche zeigen die Profile Emmenhausen (GISCHLER 1988) und Hardeggen (VOLLBRECHT 1985) in diesem Profilmiveau nur noch harte, knarige Kalksteine mit geringem Pseudooidgehalt.

Auffallend ist die hohe Anzahl stark auskeilender Hartgründe mit Anbohrungen (*Balanoglossites triadicus*, seltener *Trypanites weisei*). Am Top der schräggeschichteten „Schaumkalksteine“ findet man nicht selten Rippelfelder. In dieser Fazies zeigt sich ein deutlicher Wechsel von Bewegtwasserphasen mit großen Schüttungen und Phasen der Sedimentationruhe und Ommission.

Auch im nördlichen Harzvorland weist die Untere Terebratelbank mächtige Schaumkalksteine auf. Dies veranlaßte ERNST & WACHENDORF (1968), den Horizont der Terebratelbänke als „Schaumkalkserie“ zu benennen. Diese Bezeichnung läuft konträr zu der in Südniedersachsen für die oberste Einheit des Unteren Muschelkalks gebräuchlichen Bezeichnung „Bereich der Schaumkalkbänke“ (muS).

Die Benennung von Abschnitten nach lithologischen Merkmalen, die auch für andere Abschnitte zutreffen, kann leicht zu Verwechslungen führen. Eine einheitliche Namensgebung über den regionalen Rahmen hinaus als Bereich der Terebratelbänke, die nicht an lithologischen Eigenschaften orientiert ist, würde hier Mißverständnissen entgegenwirken.

Wie wichtig diese Forderung ist, zeigen die Profile des Steinbruchs Emmenhausen N von Göttingen. Hier weist der Bereich der Terebratelbänke in der Oberen Bank mächtige Schaumkalksteine auf, jedoch sind im sog. Bereich der Schaumkalkbänke keine Ausbildungen dieses Gesteinstyps zu beobachten.

Neukartierungen zeigen, daß in älteren Geländeaufnahmen (KOENEN 1897) oftmals diese beiden in ihrer Lithologie ähnlichen Horizonte (muT und muS) verwechselt wurden.

Eine Vielzahl der Schichtoberseiten der knaurigen Kalksteinbänke sind durch fingergroße Anbohrungen von *Balanoglossites triadicus* und Vertikalstylolithen geprägt. JAHNKE (1966) beschreibt für einen Hartgrund in der Nähe von Göttingen neben typischen Anbohrungen Bewuchs mit Serpeln, Crinoiden und *Placunopsis* sp. sowie Wohnkammern von Cirripediern.

Das durch die Verwitterung noch stärker hervorgehobene, löchrige Aussehen macht die Untere Terebratelbank weit über den südniedersächsischen Raum hinaus unverwechselbar.

Die Mächtigkeit der Unteren Terebratelbank schwankt im südniedersächsischen Raum sehr deutlich. Eine Ursache der deutlichen Schwankungen von 2,1–3,5 m kann auf die Bildung des Schaumkalksteins im liegenden Teil der Unteren Terebratelbank zurückgehen. In den Profilen mit der größten Mächtigkeit erreicht auch die Schaumkalksteinbank ihre max. Ausbildung.

Das zwischen Unterer und Oberer Terebratelbank gelegene **Zwischenmittel** ist überwiegend in Wellenkalkfazies ausgebildet. Unterschiede zu den anderen beschriebenen Wellenkalksteinheiten sind nicht festzustellen.

Die Mächtigkeit für den südniedersächsischen Raum ist mit 3,4–3,7 m relativ konstant. Eine deutliche Zunahme ist erst in den W anschließenden nordhessischen Profilen (3,4–4,2 m, Bl. 4520 Warburg) zu verzeichnen. Eine Abnahme der Mächtigkeit zeigt sich in östlicher (2,8 m Mühlhausen, DDR) und südöstlicher Richtung (2,2–2,8 m, Bl. 4925 Sontra). Zur Mächtigkeitsentwicklung siehe Kapitel 2.7.

Die **Obere Terebratelbank (T2)** zeigt wie die Untere Terebratelbank erhebliche Mächtigkeitschwankungen. Die geringste Mächtigkeit erreicht sie am Südrand der Dransfelder Hochfläche mit 0,65 m. Hier ist sie durch zwei intraklastenführende Schillkalksteine, die durch eine z. T. flasrig ausgebildete Mergelkalksteinlage getrennt sind, vertreten.

Im Nordteil der Dransfelder Hochfläche erreicht sie eine deutlich größere Mächtigkeit. Hier im Steinbruch Emmenhausen zeigen ca. 500 m auseinanderliegende Profile Schwankungen im Meter-Bereich (1,1–2,1 m). Diese bis zu 2 m mächtige Obere Terebratelbank ist überwiegend aus z. T. schräggeschichteten Schaumkalksteinen aufgebaut. Ihr Habitus gleicht denen der Unteren Terebratelbank. Auch im Profil Hardeggen dominieren neben oolithischen, knaurigen Kalksteinen die Schaumkalksteine. Die Schichtoberseiten sind oft von Stylolithen und Anbohrungen überprägt. Die Mächtigkeiten der anschließenden Gebiete sind in Tab. 1 aufgeführt.

2.5. Oberer Wellenkalk (muW3)

Durch die Kalksteinbänke der Oberen Terebratelbank im Liegenden und dem Basisgelbkalk des muS im Hangenden ist der **Obere Wellenkalk (muW3)** im südniedersächsischen Raum deutlich abgegrenzt. Die Mächtigkeit liegt zwischen 10,1–13,5 m.

Die Mächtigkeitszunahme in SW- und W-Richtung, die sich schon im Zwischenmittel der Terebratelbänke zeigte, setzt sich im muW3 fort.

Vorherrschend sind mäßig feste, graue Mergelkalksteine. Im Gegensatz zu den anderen Wellenkalksteinheiten zeigen sie eine insgesamt ebenplattige Ausbildung. Auffällig ist eine hohe Anzahl von Schillbänken und Rinnenfüllungen. So schieden HAGDORN & SIMON (1983) in einem Profil (Herberhausen) in der Nähe von Göttingen 15 Fossilbänken aus. Die Fossilbänken 1 und 4, die den Leithorizonten L 18 und L 19 von STEIN (1968) entsprechen, sind in Südniedersachsen nahezu immer nachweisbar.

Leithorizont 18 folgt einer in unterschiedlicher Mächtigkeit reduzierten Wellenkalksteinfolge (0,5–0,8 m) direkt auf die Obere Terebratelbank. Das Inventar der gradierten Kalksteinbank weist neben Geröllen immer Crinoidenreste und Bivalvenschill auf. Durch das Vorkommen von *Hirsutella hirsuta* ist diese Bank mit dem von BUSSE & RÖSING (1966) für den nordhessischen Raum beschriebenen *Hirsutina*-Bänken vermutlich zu parallelisieren.

Auf Bl. 5224 Eiterfeld und 5225 Geisa entsprechen nach LAEMMELN (1975) die Begleitbänke der Oberen Terebratelbank diesen Schichten.

Bei L 19, der ca. 3–4 m über der Oberen Terebratelbank liegt, handelt es sich um eine bis 1,2 m mächtige Bankfolge ebenplattiger Kalksteine, in die 5–8 cm dicke, konglomeratische Schillbänke mit einer Vielzahl an pentagonalen Crinoidenresten und *Coenothyris vulgaris* eingeschaltet sind. Z. T. können sie auch, wie das Profil Nikolausberg (Göttingen) zeigt, nur aus Crinoidenresten bestehen. Hartgründe mit Anbohrungen von *Trypanites weisei* zeigen die Profile Nikolausberg und Herberhausen (HAGDORN & SIMON 1983). Vermutlich entspricht diese Bank dem nordhessischen *Pentacrinus*-Bänken.

LAEMMELN (1975) beschreibt für Bl. 5225 Geisa ein auffälliges Fossilbänkchen mit *Coenothyris vulgaris* 5–6 m unter der Unteren Schaumkalkbank.

Für Bl. 4321 Borgholz weist KNAPP (1983) ca. 2,9 und 4,6–5,4 m über der Oberen Terebratelbank ein Schillkalkbänkchen mit fünfkantigen Crinoidenstilgliedern von *Entrochus dubius* aus, wobei das obere Bänkchen *Coenothyris vulgaris* in Lebendstellung enthält. Der markante Fossilinhalt zeichnet diese Bänke als überregional wirkende Leitbänke aus.

Der Fossilinhalt des Oberen Wellenkalks zeigt als typische Weichbodenbesiedler Lamellibranchiaten, Gastropoden sowie Spurenfossilien (*Rhizocorallium* und seltener *Pholeus*). Die Hartbodenbesiedler sind durch Echinodermaten (Crinoiden und Seeigel), Brachiopoden und *Placunopsis* sp. vertreten.

Entrochus dubius und *Encrinus liliiformis* konnten bis ca. 5 m über der Oberen Terebratelbank nachgewiesen werden. Hiernach setzt in allen bearbeiteten Profilen ein Rückgang der Arten ein. Im oberen Teil tritt nur noch *Neoschizodus orbicularis* auf. Sie ist Anzeiger der sich ändernden Faziesbedingungen, die in den halineren Bildungen der Gelben Basiskalksteine des Bereichs der Schaumkalksteine enden.

2.6. Bereich der Schaumkalkbänke (muS) und Orbicularis-Schichten (muOR)

Für den südniedersächsischen Raum wird die Untergrenze des **muS** an die Basis einer bis zu 4 m mächtigen Bankfolge harter, kristalliner Kalksteine gelegt, in die Gelbkalkhorizonte eingeschaltet sind.

Die auf die Obere Schaumkalkbank folgenden, z. T. dolomitischen, ebenflächigen Mergelkalksteine der 2–3 m mächtigen **Orbicularis-Schichten** werden mit den Schaumkalkbänken zum muS zusammengefaßt.

Bei guten Aufschlußverhältnissen zeigt sich für Südniedersachsen folgende Gliederung (DÜNKELE 1987):

Hangendes:	Unterer Dolomit (mmD1)	Mächtigkeiten
	Grenzbank (X4)	0,1 m
	Orbicularis-Schichten	1,9 m
	Obere Schaumkalkbank (X3)	0,2 m
	Zwischenschichten	3,4 m
	Mittlere Schaumkalkbank (X2)	0,15 m
	Zwischenschichten	1,2 m
	Untere Schaumkalkbank (X1)	2,1 m
	Zwischenschichten	0,8 m
	Basisbankfolge mit unterem und oberem Gelbkalk	3,4 m
Liegendes:	Oberer Wellenkalk (muW3)	13,3 m

Der eigentliche Bereich der Schaumkalkbänke umfaßt neben der Basisbankfolge mit den Gelbkalken drei durch Wellenkalkzwischenmittel getrennte pseudoidische, intraklastenführende Kalksteinbänke.

Die **Gelbkalke** der Basisbankfolge lassen sich aus nördlicher Richtung nach Osthessen bis auf Bl. 5225 Geisa (LAEMMLEN 1975) verfolgen. SCHUSTER (1986) traf in der Nähe von Sontra (Nordosthessen) den Gelbkalk in reduzierter Mächtigkeit (0,5 m) noch an. In dem sich im E anschließenden südthüringischen Raum ist der Gelbkalk dagegen nicht nachzuweisen (MORGENROTH 1972). Nach W hin lassen sich die Gelbkalke bis über das Münsterländer Kreidebecken hinaus verfolgen (FARRENSCHON 1986).

Die auch im südniedersächsischen Raum crinoidenführende **Untere Schaumkalkbank (X1)** läßt sich in südliche Richtung über das Bauland (MAQSUD 1986) bis nach Hohenlohe verfolgen (HAGDORN et al. 1987).

Der Gesteinstyp, der dieser Einheit den Namen gab, ein schaumig aufgewitterter, pseudooidischer, schillreicher Kalkstein, tritt im Bereich der Dransfelder Hochfläche mit rasch wechselnder Mächtigkeit (1–3 m) ausschließlich in der Unteren Schaumkalkbank auf. Hierbei ähnelt sie mit ihren im Meterbereich auskeilenden, angebohrten Hartgründen und den z. T. schräggeschichteten Partien deutlich den Schaumkalksteinen der Unteren Terebratelbank.

Im nordwestlichen Teil der Dransfelder Hochfläche zeigt Profil Emmenhausen eine 0,8 m mächtige Untere Schaumkalkbank. Lithologisch ist sie aus dichten, harten Kalksteinen mit Einschaltungen von konglomeratischen Lagen aufgebaut.

Weiter N stellt sich der „schaumig“ pseudooidische Habitus wieder ein (Hardeggen 0,75 m). Profile auf Bl. 4325 Nörten-Hardenberg zeigen eine 1,6 m mächtige, schaumige X1-Bank

(LÖFFLER 1986). Ähnliche Mächtigkeiten von 1,4 m zeigt ein N gelegenes Profil des Tunnel-schnitts der NBS der DB bei Oppershausen (BÖKER 1987).

Der massige, schaumige Habitus der Unteren Schaumkalkbank verliert sich in westlicher Richtung (Bl. 4521 Liebenau, MEIBURG 1983; Bl. 4520 Warburg, HORN 1982). Er wird ersetzt durch eine 1,5–1,75 m mächtige Folge dünnbankiger, z. T. dünnplattiger, welliger, braungrauer Kalksteine. Sie sind teilweise feinschaumig und fossilführend. Örtlich enthalten sie Gerölle von dichtem Kalk- und gelbem Dolomitgestein.

Auf Bl. 4321 Borgholz (KNAPP 1983) sitzt die ca. 1 m mächtige Untere Schaumkalkbank den dolomitischen Kalksteinen des Basisgelbkalks direkt auf. Kernstück dieser Folge hellgrauer, kristalliner Kalksteine ist eine ungegliederte 35–40 cm dicke, oolithische, organodetriti-sche, schaumig-poröse Kalksteinbank. In den kristallinen Kalkbänken kommen Crinoidenreste (*Entrochus dubius*, *Encrinus* sp.), z. T. gesteinsbildend, vor.

E der Dransfelder Hochfläche zeigen die Profile kleiner Steinbrüche in der Billingshäuser Schlucht (Nähe Göttingen) eine 1,65 m mächtige in Schaumkalkfazies ausgebildete Untere Schaumkalkbank. Die z. T. schräggeschichtete Bank ist durch linsige, dichte, graue Kalkstein-lagen gegliedert.

In Nordwestthüringen (Nähe Mühlhausen) weist die Untere Schaumkalkbank eine Mächtigkeit von 2,85 m auf (PATZELT 1988). Sie besteht aus mehreren, z. T. schräggeschichteten, schaumigen, stark schillführenden Kalksteinbänken. Die bankinterne Schichtung ist mecha-nisch nicht wirksam. In den oberen dm treten linsige, 1–3 cm mächtige Lagen dichter Kalk-steine auf.

Im osthessischen Sontra (SCHUSTER 1986) zeigt sich die Untere Schaumkalkbank als ein stark reduzierter 0,6 m mächtiger, kristalliner, crinoidenführender Kalkstein.

Auf ein ca. 3–4 m mächtiges Zwischenmittel mergeliger Kalksteine folgt die **Mittlere Schaumkalkbank (X2)**. Bei ihr handelt es sich um eine 0,5–0,8 m mächtige Folge ebenflächiger Mergelkalksteine. An der Basis und am Top sind 5–15 cm dicke, geröll- und schillführende, pseudoooidische Kalksteine eingeschaltet. Im Gegensatz zu der immer vorhandenen, konglo-meratischen Basisbank ist die obere Bank nicht horizontbeständig.

In den nördlichen Profilen der Dransfelder Hochfläche (Emmenhausen, GISCHLER 1988 und Hardeggen, VOLBRECHT 1985) ist die Mittlere Schaumkalkbank eine 5–10 cm dicke, pseudoooidische Kalksteinbank mit Intraklasten und Crinoidenstielgliedern.

In Nordwestthüringen (Mühlhausen/DDR) ist der hangende Bereich der Unteren Schaum-kalkbank sekundär dolomitisiert. Auf eine 3,35–3,85 m mächtige, plattige, dolomitische Mer-gelsteineserie folgt das Äquivalent der mittleren Schaumkalkbank als massig-bankiger, 1,35 m mächtiger Dolomitmergelstein (PATZELT 1988).

In Nordhessen (Kernbohrung Haueda) folgen auf die Untere Schaumkalkbank im Abstand von 2,2 m eine 6 cm dicke und bei 5,7 m eine 3 cm dicke Schillbank. Sie sind in z. T. wellige Kalksteine eingeschaltet. Die Untere Schillbank führt Crinoidenreste.

In Osthessen (Sontra) ist die Mittlere Schaumkalkbank als 8 cm dicke Schillbank ausgebil-det (SCHUSTER 1986).

Die Mittlere Schaumkalkbank ist bis Unterfranken ebenso weiträumig verbreitet wie die Un-tere Schaumkalkbank (HAGEDORN et al. 1987).

Auf die Mittlere Schaumkalkbank folgt ein 3–3,5 m mächtiges Zwischenmittel ebenflächiger, selten welliger, mergeliger Kalksteine. Neben einer sigmoidalgeklüfteten Kalkbank zeigen die Profile der südlichen Dransfelder Hochfläche im oberen Teil der Zwischenschichten eine

Vielzahl von Steinkernen der Muschel *Neoschizodus orbicularis* und Spurenfauna u. a. *Rhizocorallium* sp.

Den Zwischenschichten folgt im gesamten südniedersächsischen Raum mit der **Oberen Schaumkalkbank (X3)** eine konglomeratische Schillbank. Der Fossilinhalt setzt sich überwiegend aus Schalen von *Neoschizodus orbicularis* und z. T. Crinoidenresten zusammen.

In den Nordhessischen Profilen ist die Obere Schaumkalkbank z. T. nur als plattiger Kalkstein ausgebildet (HAGDORN et al. 1987). Neuaufnahmen der Kernbohrung Haueda auf Bl. 4521 Liebenau durch den Verfasser weisen die Obere Schaumkalkbank als eine konglomeratische, 0,56 m mächtige, organodetritische Kalksteinbank aus. Die Bank ist aus mehreren Sedimentationsphasen aufgebaut. Sie liegt einem 7–8 m mächtigen Zwischenmittel aus überwiegend ebenflächigen z. T. dolomitischen Mergelsteinen auf, die unteren 3 m der Zwischenschichten sind in stark flasrigen Mergelkalken ausgebildet.

Am Ostrand des Münsterländer Kreidebeckens tritt eine 0,5–0,7 m mächtige Folge von Mergelkalksteinen mit massenhaft *Neoschizodus orbicularis* im stratigraphischen Niveau der Oberen Schaumkalkbank auf. Weiter W ist sie wegen der schlechten Aufschlußbedingungen nicht mehr nachweisbar (KNAPP 1986).

In Nordwestthüringen ist der muS ab der XI-Bank dolomitisiert, das Äquivalent zur oberen Schaumkalkbank ist eine kristalline, dolomitische Kalksteinbank von 0,1–0,2 m (PAZELT 1988).

In Osthessen (Sontra) ist sie mit 0,4 m deutlich mächtiger als die Mittlere Schaumkalkbank. Die Schillkalksteinbank ist z. T. zweigeteilt (SCHUSTER 1986).

In der hessischen Vorderrhön setzt sich die Mächtigkeitzunahme der Oberen Schaumkalkbank mit 0,5–0,8 m fort. Sie besteht überwiegend aus oolithischem Kalkstein (LAEMMLEN 1975).

Feinstratigraphisch zeigt sich in den Profilen der Dransfelder Hochfläche schon ab der Mittleren Schaumkalkbank (X2) ein Wechsel zu einer Feinplattigkeit, die die charakteristische Faserstruktur des Wellenkalks zurücktreten läßt, ohne daß eine stratigraphische Grenzziehung zum Wellenkalk erfolgen kann.

In dieser Übergangszone zum Mittleren Muschelkalk kommt es durch reduzierte marine Lebensbedingungen zu einem teilweise massenhaften Auftreten der Muschel *Neoschizodus orbicularis*. Die sich ab der Oberen Schaumkalkbank (X3) anschließenden, plattigen Mergelkalksteine werden allgemein als Orbicularis-Schichten bezeichnet.

Kennzeichen der **Orbicularis-Schichten (muOR)** ist eine vom Hangenden mm-Salinar induzierte sekundäre Dolomitisierung. Hier kommt es im Zuge einer die Dolomitisierung begleitenden Anhydritisierung zu Bildungen von ellipsoiden Poren und größeren Drusen. Diese treten z. T. lagig und regellos in den dolomitisierten Mergelkalken aller beschriebenen Profile auf.

Als deutliche Marke für den unmittelbaren Grenzbereich mu/mm steht eine über den südniedersächsischen Raum hinaus verfolgbare, z. T. gradierte, geröllführende Schillkalksteinbank (**Grenzbank X4** nach DÜNKEL 1987) im oberen Teil der 3–5 m mächtigen Orbicularis-Schichten. Der Fossilinhalt setzt sich ausschließlich aus der Muschel *Neoschizodus orbicularis* zusammen. Kennzeichen dieses Bankbereichs ist meist der durch Dolomitisierungsvorgänge erhöhte Dolomitgehalt und die damit verbundene Gefügeänderung.

Nur selten ist die X4-Bank im südniedersächsischen Raum in calcitischen Fazies ausgebildet. Wie geochemische Untersuchungen zeigen, setzt über der Grenzbank (X4) der Dransfelder Hochfläche wie auch im nordhessischen Haueda ein markanter Wechsel der CaCO₃- und

MgCO₃-Werte ein. Auf engstem, vertikalem Raum fällt der CaCO₃-Anteil mit zunehmender mm-Fazies steil ab, während der MgCO₃-Anteil umgekehrt ansteigt. Der Gesamtkarbonatgehalt überschreitet die fazielle Grenze zum Mittleren Muschelkalk nahezu unverändert. Nachvollziehbar ist diese Grenze jedoch nur in von der sekundären Dolomitisation verschont gebliebenen Profilen.

Bei genauer Kenntnis des dolomitierten Habitus der Grenzbank (X4) ist jedoch auch im dolomitierten muS eine Grenzziehung möglich. Die sekundär dolomitierten Gesteine erscheinen bei oberflächlicher Betrachtung den Gesteinen des Mittleren Muschelkalks sehr ähnlich (s. auch unten). Oftmals wurden so Bereiche des Unteren Muschelkalks bei Kartierungen dem Mittleren Muschelkalk zugerechnet. Der tempestitische Charakter der Grenzbank läßt auf eine weite Ausdehnung schließen.

So legt WAGNER 1897 bei Jena die Grenze mu/mm an eine 10 cm dicke, ockergelbe bis gelbbraune, „erdige“, orbicularisschillführende Bank im Hangenden der Orbicularis-Schichten. REICHHARDT (1932) beschreibt in der Nähe von Jena die thüringische „Grenzbank“ zum Mittleren Muschelkalk als eine dolomitische, konglomeratische, strohgelbe Kalksteinbank.

In Südhüringen legt MORGENROTH (1972) die Grenze an eine kristalline Kalksteinbank im Oberen Teil der kalkig (calcitisch) ausgebildeten Orbicularis-Schichten.

Für Ostwestfalen vergleicht SCHULZ (1972) die letzten Schillbänke im Hangenden der z. T. dolomitisch ausgebildeten Orbicularis-Schichten mit der von REICHARDT (1932) beschriebenen Grenzbank Thüringens.

KNAPP (1983) beschreibt für Bl. 4321 Borgholz eine 5–10 cm dicke Bank aus ineinanderver-schachtelten Schalen von *Neoschizodus orbicularis* zuweilen auch mit Kalksteingeröllen und wechselndem Dolomitgehalt im Hangenden der Orbicularis-Schichten.

Die Neuaufnahme der Kernbohrung Hueda (Bl. 4521 Liebenau) durch den Verfasser weist im Hangenden der calcitisch-dolomitischen, ca. 2,5 m mächtigen Mischfazies der Orbicularis-Schichten geringmächtige, schwach erosive, distal-tempestitische, oolithische Lagen auf. In ihnen findet man vereinzelt Crinoidenreste.

Die Mächtigkeiten des gesamten muS sowie der einzelnen Abschnitte sind in Tab. 1 dargestellt.

Durch seine Nähe zum Salinar des Mittleren Muschelkalks war der muS in Südniedersachsen, wie auch in den sich im W und E unmittelbar anschließenden Gebieten, einer sekundären Dolomitisation ausgesetzt.

Die Dolomitisationsfront erreicht dabei unterschiedliche stratigraphische Tiefenlagen (s. Abb. 4). Für die Dransfelder Hochfläche ist mit dem Hangenden des Oberen Wellenkalks (Profil Endelskamp Süd und Mackenrodt Nord) das tiefste Niveau der sekundären Dolomitisation erreicht (DÜNKEL 1987).

Meist erreichte die Dolomitisationsfront, permeablen Lagen folgend, die unter der Oberen Schaumkalkbank liegenden Zwischenschichten. Selten jedoch ist die Grenzbank (X4) der Dransfelder Hochfläche in calcitischer Fazies ausgebildet (Profil KB 481). In Ostheim (N-Hessen) beschreibt SCHULZ (1972), daß auf die Untere Schaumkalkbank anscheinend fossilfreie, blaßgelbe, mergelige Dolomite folgen. Auf Bl. 4321 Borgholz weist MUSSALLAM (1967) auf eine sekundäre Dolomitisation bis tief in den Oberen Wellenkalk hin. Ähnliches zeigt sich N von Göttingen im Profil Bühle (LÖFFLER 1986). Hier setzen direkt über der unteren Schaumkalkbank die Dolomite ein.

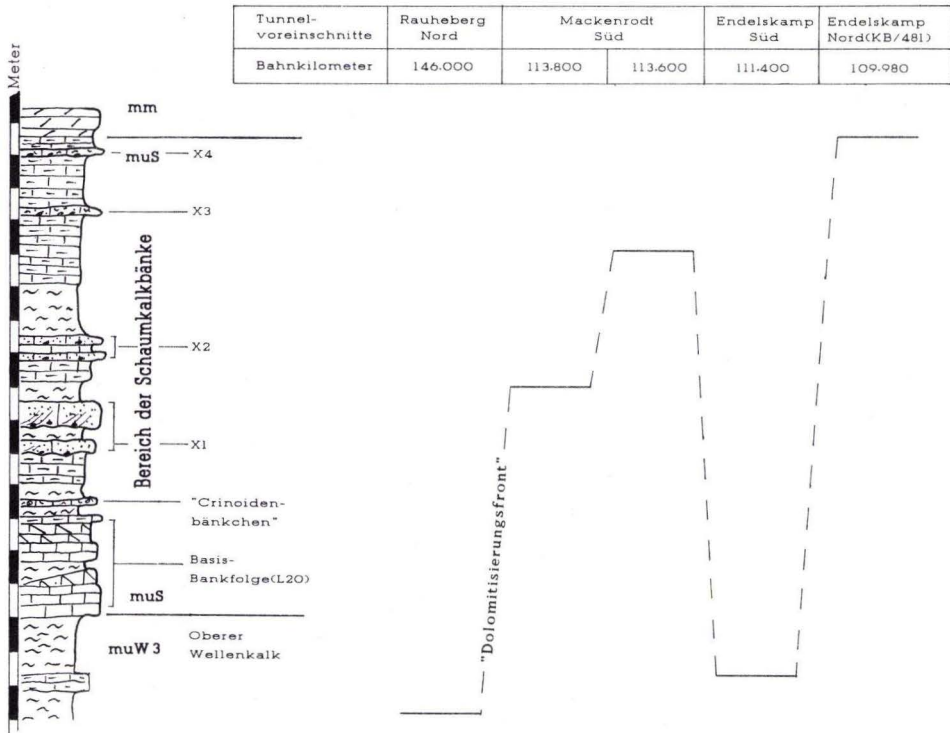


Abb. 4. Stratigraphische Lage der sekundären „Dolomitiserungsfront“ im oberen Teil des Unteren Muschelkalks der südlichen Dransfelder Hochfläche.

Im nordwestlichen Thüringen in der Nähe Mühlhausen ist das Hangende der Unteren Schaumkalkbank in dolomitischer Fazies ausgebildet.

Diese Beispiele sollen zeigen, daß es sich bei dieser Form der Dolomitisierung nicht um ein lokales Phänomen handelt. In Folge der Dolomitisierung werden strukturellen Merkmale der vormals calcitischen Fazies ausgelöscht. Gerölle dichter Kalke und Crinoidenreste halten der Dolomitisierung am längsten stand (DÜNKEL 1987).

2.7. Mächtigkeitsvergleiche und Paläogeographie

Für den Unteren Muschelkalk ist generell eine allmähliche Abnahme der Gesamtmächtigkeit von N (Dransfelder Hochfläche 110–115 m) nach S (Großenlüder 104 m) festzustellen. Neben dieser Hauptrichtung zeigt sich im südlichsten Niedersachsen, wie auch in Osthessen, eine weitere Abnahme der Gesamtmächtigkeit von westlicher in östlicher Richtung (s. Abb. 3.).

Im E von Göttingen (Billingshäuser Schlucht) nimmt der Untere Muschelkalk mit 100 m die geringste Mächtigkeit für den südniedersächsischen Raum ein. Im angrenzenden Nordwestthüringen erreicht das Profil der Bohrung Küllstedt mit 96 m das Minimum für den Unteren Muschelkalk (SEIDEL 1965). Im Profilvergleich sind ab der Oberen Terebratelbank eine deutliche, lithofazielle Abweichung und Mächtigkeitsreduktion zu erkennen. Schon 1965 postulierte SEIDEL das Wirken der sog. Eichsfeld-Altmarkschwelle für den nordwestthüringischen mu. In nördlicher Verlängerung zeigen sich auch für das subherzyne Becken ähnliche Einflüsse (KOLB 1975). Die deutlichsten Mächtigkeitsreduktionen im Bereich der NNE-SSW verlaufenden Eichsfeld-Altmarkschwelle zeigen sich für den Unteren Muschelkalk ab Bl. 5124 Hersfeld mit 82 m, Bl. 5225 Geisa mit 80–82 m und Bl. 5222 Grebenau mit 75–80 m.

Die Zunahme subaquatischer Rutschungen (Slumping-Horizonte und Sliding-Strukturen) in den Mergelfolgen des Oberen Wellenkalks am Ostrand des Leinetals (bei Bühle) lassen eine unmittelbare Nähe zur Eichsfeldschwelle bzw. zu parallel verlaufenden Strukturen erkennen.

Im Bereich der hessisch-thüringischen Vorderrhön zeigen sich ähnliche Einflüsse auf die Lithofazies und Mächtigkeit des Unteren Muschelkalk (MORGENROTH 1972). Hier setzt jedoch die Beeinflussung schon im Unteren Wellenkalk ein (WENDLAND 1980). Als Ursache sieht man den posthumer Einfluß der paläozoisch angelegten Rhönschwelle, die nach VOLLRATH (1926) und HOPPE (1966) schon im Buntsandstein Wirkung erkennen läßt.

In Meiningen (DDR) und in Großenlüder zeigen sich wieder Mächtigkeiten von 106 m bzw. 105 m. MERTZ (1987) sieht auf Grund der gleichsinnigen Mächtigkeitsentwicklungen auf beiden Schwellen einen zusammenhängenden Schwellenzug. Die Folge wäre: keine Querverbindung zwischen Hessischer Senke und Thüringer Becken. Eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit ist in westlicher Richtung auf die Hessische Senke zu verzeichnen (Abb. 3).

2.8. Zyklengliederung des mu zur Darstellung der Schwellenlage

Im Sinne von FIEGE (1938) und SCHULZ (1972) ist in der Sedimentation des Unteren Muschelkalks eine deutliche Zyklizität zu erkennen. Die Wellenkalkfolge des Unteren Muschelkalks kann in vier saline Zyklen untergliedert werden, die jeweils mit relativ reinen, kristallinen, konglomeratisch-pseudoolithischen Kalksteinbänken beginnen und über eine Folge tonreicher Wellenkalksteine schließlich in Dolomiten enden. Daraus folgen 4 Zyklen:

4. Zyklus: Orbicularis-Schichten (muOR)
Schaumkalkbänke (X1–X3)
3. Zyklus: Gelbkalk der Schaumkalkbänke (L20)
Oberer Wellenkalk (muW3)
Bereich der Terebratelbänke (muT)
2. Zyklus: Mittlerer Wellenkalk (muW2)
Obere Oolithbank (L11)
1. Zyklus: Gelbkalk (L10)
Unterer Wellenkalk (muW1)
Bereich der Basiskonglomeratbänke (muK)

Die Verwendung von genetisch abgeschlossenen Einheiten (Großzyklen) zur paläogeographischen Deutung hat gegenüber der Analyse von Kleinzyklen (SCHULZ 1972) den Vorteil, daß nichtpaläogeographische Faktoren, die den Sedimentationsprozeß sichtlich beeinflussen, weniger stark zur Verfälschung beitragen.

Verminderte Mächtigkeiten weisen auf relative Hebungen, größere Mächtigkeiten auf relative Absenkungen hin. Der Vergleich zur Zyklensächtigkeit im Bereich des Beckens und der Schwellenlage gibt Antwort auf die Frage der Intensität der epirogenen Bewegungen während der Zeit des Unteren Muschelkalks.

Wie in Tab. 2 und Abb. 3 zu sehen ist, deuten die Mächtigkeiten während des gesamten Unteren Muschelkalks auf epirogene Bewegungen hin. Im 4. Zyklus erreicht die unterschiedliche Mächtigkeitsentwicklung ihren Höhepunkt. Aus der Betrachtung der Mächtigkeitsentwicklung (Abb. 3) geht hervor, daß die Eichsfeldschwelle durchgängig als Schwellenregion in Erscheinung getreten ist und die Fortsetzung der Rhönschwelle darstellt.

Tab. 2. Mächtigkeitsentwicklung der Zyklen des Unteren Muschelkalks in Becken- und Schwellenlage

	Hessische Senke		Ostwestflanke		Eichsfeldschwelle		
	Diemelgebiet	Meißner	Dransfelder Hochfläche Süd/West	Hochfläche Nord	Hardegsen	Göttingen	Küllstedt
mu	115–124 m	112 m	107,3 m	101 m	101,3 m	100 m	96 m
4. Zyklus:	20–23 m	20 m	12 m	11,3 m	9,1 m	8 m	9 m
3. Zyklus:	19–21,5 m	21 m	23,7 m	23,1 m	22,1 m	21 m	19 m
2. Zyklus:	32,6–34,6 m	30,4 m	31,3 m	30,6 m	29,6 m	30 m	28 m
1. Zyklus:	42,9–44,9 m	40,6 m	40,3 m	40,4 m	40,5 m	41 m	40 m

Die marine Transgression, die im Röt begann, erfaßt im Laufe des Unteren Muschelkalks nahezu das gesamte Germanische Becken. Das eindringende Meer war stets flach und nur schwach hypersalin. Der Untere Muschelkalk weist in seiner Lithologie eine Folge von Zyklen auf, die durch die Abnahme des Karbonatgehalts dokumentiert sind. Zu Beginn eines jeden Zyklus kam es infolge des frischen Meerwassers zur reinen Karbonatsedimentation der Bankfolgen (muK, muO, muT, muS), die jeglichen Toneintrag vermissen lassen. Neben der Zunahme von klastischen Materialien vom Festland kommt es am Ende eines jeden Zyklus zur stärkeren Anhebung der Salinität. Dies führt stellenweise zur Bildung von Dolomiten und dolomitischen Mischgesteinen.

Für die Bankfolgen (muK, muO, muT, muS) muß ein küstenferner Ablagerungsraum mit z. T. stärker bewegtem Wasser angenommen werden. Gegen Ende der Zyklen und besonders im Hangenden des mu sind aufgrund der petrographischen Ausbildung ruhige Sedimentationsbedingungen ohne große hydrodynamische Schwankungen zu vermuten.

Schichtlücken konnten in keinem Profil nachgewiesen werden.

3. Der Mittlere Muschelkalk (mm)

Der **Mittlere Muschelkalk** umfaßt die Schichtfolge vom Top der Orbicularis-Schichten bis zur Basis der ersten reinen calcitischen Karbonate, der Encrinus-Schichten.

Der Mittlere Muschelkalk galt bisher als das am wenigst erforschte Schichtglied des Muschelkalks in Südniedersachsen. Die leichte Verwitterbarkeit seiner Gesteine ließen nur das harte, zellige Verwitterungsprodukt, den Zellenkalkstein, als markante Lesesteine hervortreten. Aufschlüsse zeigten sich jeweils nur in den Grenzbereichen zu den marinen Folgen des Unteren Muschelkalks im Liegenden und des Oberen Muschelkalks im Hangenden.

Im Zuge der Baumaßnahmen der NBS der DB wurde der gesamte Mittlere Muschelkalk (Taf. 2) in Bohrungen und Einschnitten im Bereich der Dransfelder Hochfläche aufgeschlossen, und von DÜNKEL (1987) aufgenommen.

Die Lithologie des Mittleren Muschelkalks zeigt sich im Gegensatz zum mu und mo deutlich wechselvoller in seiner Ausprägung. Bei der Gliederung soll versucht werden, Anschluß an bestehende Gliederungen in Thüringen und Hessen zu finden. Wichtig hierbei sind gut aushaltbare, petrographisch eindeutig festgelegte Schichtkomplexe der salinaren Schichtfolgen, die auch in weit auseinanderliegenden Bohrungen parallelisierbar sind. Schwierigkeiten hierbei bilden die teilweise oder völlig ausgelaugten Einheiten.

Als Resultat zeigte sich für den mm der Dransfelder Hochfläche eine in allen Profilen nachvollziehbare Fünfgliederung (DÜNKEL 1987). Für die Vorerkundung der NBS der DB gliederten RITZKOWSKI (in SCHAUB 1981) den mm durch das Auftreten zweier „toniger“ Horizonte in 5 Einheiten.

Durch die deutlichen petrographischen Unterschiede wurde vom Verfasser folgende an die thüringische Gliederung (SEIDEL 1965) angelehnte Unterteilung vorgenommen (Tab. 3).

Hangendes:	Encrinus-Schichten (mol)	Mächtigkeiten
	Oberer Dolomit (mmD3)	14 m
	Obere Residualbildung (mmR2)	10 m
	Mittlerer Dolomit (mmD2)	5–7 m
	Unteres Sulfat (mmS) bzw. Untere Residualbildung (mmR1)	17,5 m (7,5 m) ausgelaugt
	Unterer Dolomit (mmD1)	7 m
Liegendes:	Orbicularis-Schichten (muOR)	43,5–55,5 m

Der Begriff Residualbildung wurde für Folgen deutlicher Lösung und Auslaugung gewählt. Je nach Grad der Auslaugung zeigen sich stark divergierende Mächtigkeiten für den Bereich der Dransfelder Hochfläche von 43,5–55,5 m.

Im Gegensatz zu SEIDEL (1965), der die Orbicularis-Schichten zum mm zählt, zieht der Verfasser die Grenze mu/mm im Hangenden der Orbicularis-Schichten im Bereich des Wechsels zwischen calcitischer und dolomitischer Gesteinsfazies.

Die deutliche Fünfgliederung für den südniedersächsischen Raum läßt sich auch an Hand von geophysikalischen Meßkurven nachvollziehen, da die Karbonatfolgen generell hochohmiger sind als salinare, sulfatische Gesteine. Auf Bl. 4325 Nörten-Hardenberg zeigt die Widerstandsmessung einer Bohrung zwei niederohmige Bereiche im Niveau des Unteren und Oberen Sulfatbereichs (JORDAN 1984).

Tab. 3. Korrelation des Mittleren Muschelkalks von Hessen, Südniedersachsen und Südthüringen

Hessen Diemelgebiet HORN (1982)	Südniedersachsen Dransfelder Hochfläche DÜNKEL (1987)	Thüringer Becken Mühlhausen SEIDEL (1965)	Südthüringen Bl. Dingsleben SEIDEL (1961)
Obere Mergel- Dolomit-Folge 11–14 m	Oberer Dolomit (mmD3) 12–14 m	Oberer Dolomit 18 m	Oberer Dolomit 18,65 m
Gips-Tonstein- Folge 44 m	Obere Residualbildung (mmR2) 10 m	Obere Wechsellagerung 20–35 m	Obere Wechsellagerung 29,75 m
	Mittlerer Dolomit (mmD2) 5–7 m	Mittlerer Dolomit 0–7 m	Mittlerer Dolomit 5,4 m
	Untere Residualbildung (mm R1) 7,5–17,5 m	Mittlere Wechsellagerung 0– 7 m Oberes Sulfat 0–13 m Steinsalz 0–30 m Unteres Sulfat 0– 2 m Untere Wechsellagerung 0– 7 m	Unteres Sulfat 18,4 m Untere Wechsellagerung 1, 7m
Untere Mergel- Dolomit-Folge 11–14 m	Unterer Dolomit (mmD1) 6–7 m	Unterer Dolomit 5–15 m	Unterer Dolomit 3,2 m

3.1. Unterer Dolomit (mmD1)

In den Tagesaufschlüssen und Kernbohrungen der Dransfelder Hochfläche folgt auf die teilweise sekundär dolomitisierten Orbicularis-Schichten (muOR) der **Untere Dolomit** mit schwach mergeligen, dickbankigen Dolomiten. Geochemisch zeigt sich in den nicht von der spätdiagenetischen Dolomitisierung betroffenen Einheiten des muOR ein allmählicher Übergang von reiner calcitischer in reine dolomitische Fazies. Diese Mischfazies beschränkt sich auf einen 1–1,5 m mächtigen Abschnitt.

Die grauen bis dunkelgrauen Dolomite des **mmD1** zeigen eine deutliche Lammination, die nur z. T. mechanisch wirksam wird. Das ruhige Bild der Ebenföchigkeit in dieser Folge wird in einigen Bereichen durch Schichtaufwölbungen und polygonale Schrumpfrisse unterbrochen. Im oberen Teil des mmD1 leiten, gekennzeichnet durch ihren höheren Tonanteil und vereinzelt auftretende Gipsknollen, dolomitische Mergel und Ton-Mergelsteine zum Unteren Sulfat über.

Das Profil Endelskamp weist als Besonderheit einen Abschnitt mit einem hohen Anteil an Strontiumsulfat (Cölestin SrSO_4) auf. Die bis max. 2 cm dicken Cölestinlagen stehen in einer engständigen Wechsellagerung mit wellig-flasrigen, geringmächtigen, mergeligen, grauen Dolomiten. Trockenrisse, Aufwölbungen sowie brecciale, sekundär-calcitische Gefüge sind be-

gleitende Strukturen. Neben den lagigen, sulfatischen Bildungen zeigen sich auch die typisch salinaren Kleindrüsen schichtparallel wie auch dispers verteilt in den Dolomiten.

Im Gegensatz zum gelblichen Cölestin der Drüsen sind die Lagen von bläulich durchscheinender Farbe. Die Genese des Strontiumsulfats ist Gegenstand laufender Untersuchungen des Verfassers. Cölestin in diesem Ausmaß wurde nur im Profil Endelskamp Nord, der südlichen Dransfelder Hochfläche gefunden.

3.2. Unteres Sulfat (mmS1) bzw. Untere Residualbildung (mmR1)

Eine geringmächtige Wechselfolge (1–2 m) stark toniger, dunkelgrauer Dolomite, mit bis zu 2 cm dicken Gipslagen leitet zur ersten sulfatischen Folge des Mittleren Muschelkalks über. Das **Untere Sulfat (mmS1)** weist eine Mächtigkeit von 17,5 m auf. Das vermutlich anhydritische Ausgangsgestein ist ausnahmslos in Gips umgewandelt. Die Färbung reicht von weißen, grauen bis zu rotbraunen und roten Tönungen. Ehemalige Sedimentationsstrukturen sind weitgehend durch die Metamorphose ausgelöscht. Selten sind lagige oder knollige Primärstrukturen erhalten. Der Gips ist derb bis massig und richtungslos von sekundär weißen Faser-gipslagen durchzogen. Im Oberen Teil des Sulfatlagers stellt sich langsam wieder karbonatische Sedimentation ein. Eine Wechsellagerung aus dolomitischen Ton-Mergelsteinen und Gipssteinen leitet zum Mittleren Dolomit über.

Bei starker Auslaugung des Sulfats wird für diesen Abschnitt die Bezeichnung **Untere Residualbildung (mmR1)** verwendet. Hier zeigt sich in den Profilen meist ein dunkelgrauer Residualton mit grobspätigen Gipskristallen, grobkristallinen Kalzit-Ton-Mischgesteinen in stark wechselnder Form. Im Hangenden der Residualbildung kommt oft der markante Zellendolomit vor. Dieses zellig-löchrige Gestein ist Residualprodukt der sich an das Hauptgipslager anschließenden Gips-Dolomit-Wechsellagerung. Zellendolomite sind Produkte oberflächiger Verwitterung.

Unter Überdeckung konnten vereinzelt in Kernbohrungen beginnende Zellendolomitbildungen beobachtet werden.

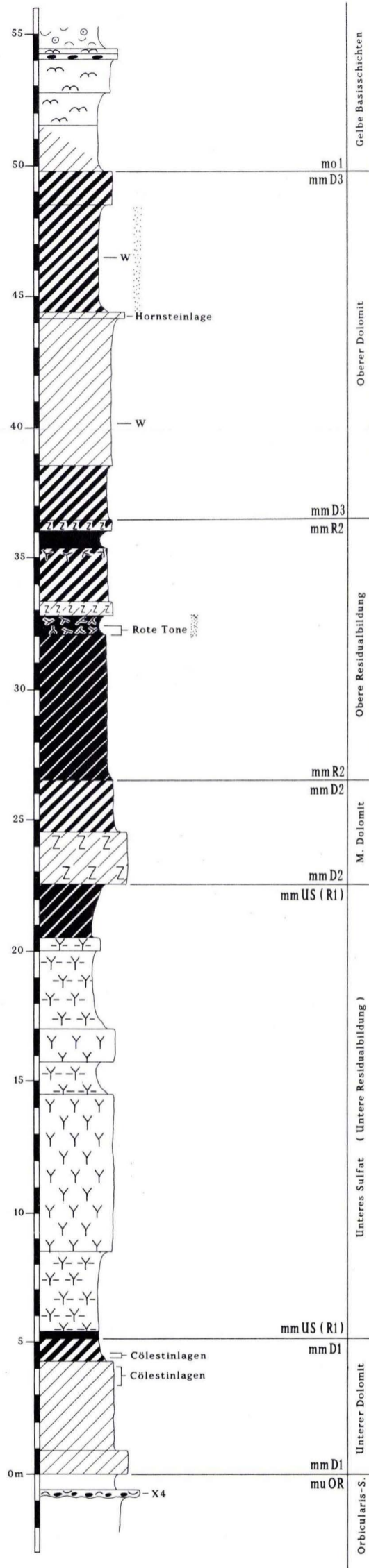
3.3. Mittlerer Dolomit (mmD2)

Mit dem **Mittleren Dolomit** schließt sich eine Folge dickbankiger, schwach mergeliger Dolomite und dolomitischer Mergel an, die die Rückkehr zu etwas marineren Bedingungen dokumentieren.

Dieser ca. 5–7 m mächtige Abschnitt zeigt nur in den unteren 2–3 m Gesamtkarbonatgehalt von 80–88 Gew.%. In dem sich anschließenden Teil gehen die Werte rasch auf ca. 50% zurück. Die Schichtung der Dolomite ist leicht wellig. Die sich anschließenden, dolomitischen Mergelsteine sind feingeschichtet und sondern blättrig ab. In sie sind mm- bis cm-dicke, fasrige Calcitlagen und Drüsen ehemalige sulfatischer Bildungen eingeschaltet. Sie stellen den Übergang zu einem permanenten Wechsel von dolomitisch-toniger mit sulfatischer Sedimentation dar. Dieser Abschnitt wechselnder Sedimentationsbedingungen entspricht der thüringischen Oberen Wechsellagerung (mm 4) nach SEIDEL (1965).

Profil des Mittleren Muschelkalks (mm) der Dransfelder Hochfläche,
SW' von Göttingen

Geol. Jb. Hessen, 118



DÜNKEL, H., & VATH, U. Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrias) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Südniedersachsen)

Legende:

- | | | | |
|---------------------------|--|------------------------|--|
| Kalksteine | | Gerölle | |
| Dolomitsteine | | brecciöse Ausbildung | |
| mergelige Dolomitsteine | | Gips | |
| dolomitische Mergelsteine | | Gips mit Ton | |
| Tone | | Zellenstruktur | |
| knaurige Ausbildung | | Wirbeltierreste | |
| quarzsandig | | Leithorizont n. DÜNKEL | |
| | | Schill | |

3.4. Obere Residualbildung (mmR2)

Im Abschnitt der **Oberen Residualbildung** setzten sich die schon im oberen Teil des mmD2 begonnenen Sedimentationsbedingungen fort. Die **mmR2** ist das ausgelaugte Äquivalent der thüringischen Oberen Wechsellagerung (Tab. 3).

Die Mächtigkeit dieser Folge liegt bei ca. 12–14 m. Brecciale Gefüge, Drusen, pseudomorphe Fasercalcitlagen im engständigen Wechsel mit dolomitischen Mergeln weisen auf den ehemaligen sulfatischen Charakter des Sediments hin. Die hellen, sandigen, dolomitischen Mergelsteine sind als postsedimentäre Auslaugungsrückstände der folgenden Aussüßung des Meeres anzusehen.

In Thüringen zeigen nicht-residuale Profile anhydritisch-dolomitisch-mergeliges Mischgestein in der hier als Obere Wechsellagerung benannten Folge.

Im Profil Leinebusch Süd der Dransfelder Hochfläche schalten sich im oberen Teil des mmR1 im Abstand von 2,5 m zwei 0,5–0,8 m mächtige Breccien ein. Die Breccien bestehen aus einer stark hellglimmerhaltigen (Muskovit), schluffigen, bräunlichen, karbonatischen Matrix. Die blättrigen Tonsteine sind schwarz bis rotbraun. Auffällig ist der hohe Quarzgehalt in diesen Bereichen von 15–20 Gew.%. Das von den Tonstein-Breccien eingeschlossene Karbonatgestein weist einen Gesamtkarbonatgehalt von 75–80 Gew.% mit wechselndem Dolomitgehalt auf. Der sich deutlich abzeichnende terrigene Einfluß für diesen Bereich wurde schon von LOTZE (1933) beschrieben. Rote Tone im oberen Mittleren Muschelkalk beschreibt er für die Hessische Senke. Im Stadtgebiet von Göttingen wurden sie am Faßberg nachgewiesen (mündl. Mitt. von RITZKOWSKI).

Der hohe Hellglimmer- und Quarzanteil lassen auf Einschwemmungen schließen und nicht wie LOTZE (1933) und WOLBURG (1961) es sahen, als Anzeichen beginnender Landwerdung.

Die sich schon abzeichnenden marineren Bedingungen setzen sich im Oberen Dolomit fort.

3.5. Oberer Dolomit (mmD3)

Der ca. 14 m mächtige **Obere Dolomit** ist überwiegend aus ebenplattigen, feingeschichteten, mergeligen Dolomiten aufgebaut. Eine blaß gelblichweiße Farbe bestimmt das Bild. Selten zeigen sich braungelbe Farbtöne. In unregelmäßigen Abständen schalten sich grobkristalline, dünne Calcitlagen ein. In der Mitte des **mmD3** treten lagig, in einen massigen, gelben, sandig aufwitternden Dolomit eingeregelte, wolkige, bis 15 cm große Konkretionen und Drusen auf. Diese überwiegend quarzitischen, schwach calcitischen Bildungen sind das Äquivalent der sogenannten Hornsteinlagen des mm. Die Quarze zeigen idiomorphe Kristallformen. Neben diesen weißen Quarzkonkretionen treten im südlichen Teil der Dransfelder Hochfläche gelbbraune bis schwarze Hornsteine auf. Jedoch zeigen diese amorphes SiO₂. Hinweise auf das Leben im Meer des Mittleren Muschelkalks geben die häufig auftretenden Vertebratenreste im Oberen Dolomit. N Göttingen bei Angerstein beschreibt SCHRÖDER (1977) im Oberen Dolomit eine gut erhaltene Wirbeltierfauna (Reptilien und Fische), die aus dem Festlandbereich eingeschwemmt wurde.

Am Top geht der Dolomitgehalt analog zum Übergang **mu/mm** in einem ca. 2 m mächtigen Abschnitt diskontinuierlich von unten nach oben zu Gunsten des Calcitgehalts zurück und leitet zum marinen Obereren Muschelkalk über. Die lithofazielle Grenze **mm/mo** resultiert aus

einer Verschiebung der Anteile an CaCO_3 und MgCO_3 innerhalb des gegebenen Gesamtkarbonatgehalts. Reine Kalksteine treten schon ca. 2 m unter der ersten fossil- und intraklastenführenden Bank der *Encrinus*-Schichten (mo1) auf.

In den sich im SW und W anschließenden Gebieten Hessens und Westfalens wird der mm in drei Folgen: den Unteren Dolomit, die Gips-Tonsteinfolge und den Oberen Dolomit gegliedert (Tab. 3).

KNAPP (1983) gibt für Bl. 4321 Borgholz eine Mächtigkeit von 60–65 m für den mm an.

Für das westliche Hessen weist HORN in MEIBURG (1983) ca. 70 m nach.

Nach KNAPP (1983) erreicht der Untere Dolomit mit seinen dünnplattigen bis dünnbankigen, grünlich- oder gelblichgrauen, dolomitischen Mergelsteinen auf Bl. 4321 Borgholz eine Mächtigkeit von 3–5 m. Nach Meinung des Verfassers ist diese Mächtigkeit zu gering. Eine im südlichen Blattrandgebiet bei Hueda niedergebrachte Bohrung (KB3) zeigt nach eigenen Aufnahmen für den Unteren Dolomit 8–10 m an.

Die Mächtigkeit der ungliederten Gips-Tonsteinfolge wird für die sich W anschließenden hessisch-westfälischen Gebiete mit 40–44 m angegeben (KNAPP 1983, HORN 1982). Der folgende 18,5 m mächtige Obere Dolomit wird hier aus dolomitischen Mergelsteinen und grauen Ton-Mergelsteinen mit eingeschalteten Dolomitsteinen aufgebaut (HORN 1982).

Für das sich im E anschließende Nordwestthüringen zeigen sich nur geringe Mächtigkeitsunterschiede der einzelnen Gliederungseinheiten des mm gegenüber denen der südniedersächsischen Profile (Tab. 3).

4. Oberer Muschelkalk

4.1. Gliederung und Beschreibung der Lithofazies

Die **lithofazielle Gliederung** des Oberen Muschelkalks der Umgebung von Göttingen in *Encrinus*-Schichten (mo1, Trochitenkalk im konventionellen Sinn) und *Ceratiten*-Schichten (mo2, Tonplatten) geht auf die grundlegende Gliederung von GRUPE (1911) im benachbarten Weser-Gebiet zurück. Erstmals werden die *Encrinus*-Schichten von KUMM (1941) benannt, und dann übernimmt diesen Begriff GRÖTZNER (1962) und BUSSE (1974). In der Umgebung von Göttingen wurden später nur die *Encrinus*- und die Oberen *Ceratiten*-Schichten weiter untergliedert.

Zur Ausbildung des Trochitenkalks bemerkte KLEINSORGE (1935), daß in der Umgebung von Göttingen eine Unterteilung durch Einschaltung von Tonplatten zu erkennen ist. Die sich daraus ergebende Dreiteilung in Haupttrochitenkalk (GRÖTZNER 1962), Zwischen-Schichten (BUSSE 1974) und Oberen Trochitenkalk (KLEINSORGE 1935) ist im Profil der NBS der DB (Taf. 3) auch vorhanden, wengleich die Zwischen-Schichten in einer tonplatten- und trochitenkalk-ähnlichen Wechsellagerung vorliegen. Da eine deutliche Trennung zwischen dem Haupttrochitenkalk und dem Oberen Trochitenkalk durch die z. T. sehr trochitenkalk-ähnlichen Zwischen-Schichten in der Göttinger Umgebung nicht immer durchzuführen ist, werden die Gelben Basisschichten (KLEINSORGE 1935) und der trochitenführende Bereich des Oberen Muschelkalks im Sinne KUMMS als *Encrinus*-Schichten (mo1) zusammengefaßt.

Die darüber folgenden Ceratiten-Schichten beginnen, lithologisch betrachtet, über der Oberkante des Oberen Trochitenkalks, obwohl die frühesten Ceratiten bereits in den Zwischen-Schichten auftreten (KOENEN 1907, URLICHS & VATH in diesem Band), so daß die Zwischen-Schichten und der Obere Trochitenkalk Teile der *atavus*-Zone umfassen.

Bis auf wenige Ansätze blieben die Ceratiten-Schichten bei Göttingen ohne weitere lithofazielle Gliederung. So benannte WUNDERLICH (1964) die „Discoceratiten-Leitbank“ und die Grenzbank (Top des mo). Dabei scheint die „Discoceratiten-Leitbank“ nur von lokalem Leitwert zu sein. Sie ließ sich im Profil der NBS der DB, das von REBERS (1987) aufgenommen wurde, nicht nachweisen. REBERS (1987) unterteilte die Oberen Ceratiten-Schichten anhand horizontbeständiger Bänke (Längsplattung 1, Längsplattung 2, Kalkbank B, Kalkbank A und Grenzkalkbank = Grenzbank von WUNDERLICH 1964).

Das Profil des Oberen Muschelkalks (Taf. 3) der NBS der DB (km 105.500 bis 108.420) weist eine Gesamtmächtigkeit von 62,1 m auf. Davon entfallen 21,6 m auf die Encrinus-Schichten (mo1) und 40,5 m auf die Ceratiten-Schichten (mo2) (siehe dazu auch URLICHS & VATH 1990 in diesem Jahrbuch).

4.1.1. Encrinus-Schichten (mo1)

Die **Grenze mm/mo** wird an den Umschlag von dolomitischer zu kalkiger Sedimentation gelegt (GRÖTZNER 1962, BUSSE & HORN 1981). Dabei tritt im Profil der NBS der DB (Taf. 3) in einem Übergangsbereich von etwa 2 m, der bereits dem mo zugerechnet wird, unter Beibehaltung des Gesamtkarbonatgehaltes, die dolomitische Komponente der Gesteine gegenüber der calcitischen zurück (DÜNKEL, Diss. in Vorb.) Diese Grenzziehung läßt sich nur in Bohrungen und Tagesaufschlüssen nachvollziehen, da die oberen Schichten des mm auch z.T. dedolomitisiert sein können. Für Kartierarbeiten hat es sich hingegen als sinnvoll erwiesen, die Basis des mo1 an den ersten, schillführenden Biomikrit zu legen (FRANKE, PAUL & SCHRÖDER 1977).

Die **Encrinus-Schichten (mo1)** der Dransfelder Hochfläche werden gliedert in:

Hangendes:	Ceratiten-Schichten (mo2)	(Mächtigkeiten)
	Oberer Trochitenkalk	4,40 m
	Zwischen-Schichten	3,25 m
	Haupttrochitenkalk	8,15 m
	Gelbe Basisschichten	5,80 m
Liegendes:	Oberer Dolomit (mmD3)	21,60 m

Die **Gelben Basisschichten** dokumentieren den faziellen Wechsel zwischen den Gesteinen des Mittleren Muschelkalks, die unter lagunären und hypersalinaren Bedingungen gebildet wurden, und den auf Untiefen (Schwellen und Barren) entstandenen, vollmarinen Flachwassersedimenten des Trochitenkalks. Vor allem der unterste Teil der Gelben Basisschichten mit seiner Dolomitführung, den gelben Verwitterungsfarben und der Fossilarmut vermittelt zwischen den mergeligen Dolomitsteinen des Oberen Dolomits (mmD3) des Mittleren Muschelkalks und den fossilreichen Kalksteinen des Haupttrochitenkalks.

Über den untersten, gelbgrauen, mergeligen Mischgesteinen aus Dolomit und Calcit folgen graue, wellige, z. T. flaserige Mergelkalksteine. Danach treten knollige, z. T. intraklasten-führende Kalk- und Schillkalksteine auf, über die sich dann calcitische Mergelsteine und dickplattige Schillkalksteine einschalten, die vereinzelt die ersten Trochiten enthalten.

Der **Haupttrochitenkalk** beginnt mit der ersten, festen Trochitenkalkbank, über der sich dann dickplattige Schillkalksteine einschalten. Darauf folgen trochitenführende, oolithische Kalksteine, in deren unterem Teil der Bereich von *Tetractinella trigonella* (siehe unten, Taf. 3) liegt. Darüber setzt die für den Trochitenkalk typische Ausbildung mit massigen Kalksteinen, die fast nur aus Resten von *Encrinus lilliformis* bestehen, ein. Vereinzelt kommen darin auch Muscheln (*Plagiostoma striatum*, *Placunopsis ostracina*, *Entolium* sp.), Gastropoden, Echinodermenreste und Brachiopoden (*Coenothyris vulgaris*) vor.

Für den ca. 3 km NW der NBS der DB gelegenen Steinbruch von Klein Wiershausen weist HIEKE (1967) das Vorkommen des stratigraphisch wichtigen Brachiopoden *Tetractinella trigonella* im unteren Bereich des Haupttrochitenkalks nach. Durch Korrelierung beider Profile kann der Abschnitt im Profil der NBS der DB angegeben werden, in dem das Auftreten von *Tetractinella trigonella* zu erwarten wäre. Leider ist in beiden Profilen dieser Bereich nicht mehr zugänglich. Auch v. KOENEN (1907) berichtet über Funde von *Tetractinella trigonella* aus den Steinbrüchen im Trochitenkalk des Hainbergs bei Göttingen (s. Abb. 1).

Die tonplatten-ähnlichen, grauen Mergelkalksteine und Mergellagen der **Zwischen-Schichten** sind teilweise flaserig und knaurig ausgebildet. Sie wechseln mit sortierten, organogenen Detrituslagen, in denen neben Muscheln, Gastropoden, Terebrateln, vereinzelt Nautiliden und Paraceratiten, Seeigelresten auch massenhaft Trochiten zu finden sind. Etwa 1,3 m unterhalb der Unterkante des Oberen Trochitenkalks tritt eine bis zu 25 cm mächtige, graue, ebenflächige Grobschillkalksteinbank auf, die fast nur aus großwüchsigen Schalenexemplaren von *Coenothyris vulgaris* besteht (VATH 1988). Die meist zweiklappig erhaltenen Brachiopoden sind überwiegend dicht gepackt, und stehen häufig in Lebensstellung mit ihrem Wirbel senkrecht nach unten. Dieser Mikrit zeigt seine Horizontbeständigkeit in den Aufschlüssen und ist als Lesesteinfunde über die Dransfelder Hochfläche hinaus nachgewiesen. Diese Fossilbank wird als **Coenothyris-Bank** benannt und als Biostrom gedeutet. Man findet Bruchstücke dieser Bank noch in S gelegenen Gebieten auf Blatt 4925 Sontra (mündl. Mitt. MOLZAHN) und anstehend, in Form zweier Bänke, in dem N gelegenen Steinbruch von Hardeggen (VOLLBRECHT 1985) und im Profil „Oberes Holz“ (SW Lenglern, GISCHLER 1988).

Den oberen Teil der Encrinus-Schichten nehmen die massiv ausgebildeten, harten, grauen Bioarenitbänke des **Oberen Trochitenkalks** ein. Der im unteren Teil vorhandene hohe Ooidgehalt tritt zu Gunsten zunehmender Trochitenführung im oberen Teil zurück. Durch die Verwitterung wird in den ooidreicheren Kalksteinen häufig Schrägschichtung sichtbar.

4.1.2. Ceratiten-Schichten (mo2)

Die Gesteine der **Ceratiten-Schichten** bestehen aus einer Wechsellagerung ebenflächiger, z. T. welliger, dünnplattiger bis bankiger, grauer bis graublauer, mikritischer Kalksteine. Weiterhin treten häufig Schalen- und Bruchschillkalksteine sowie blättriger, graugrüner bis graugelber, weicher Ton-Mergelstein auf. Im Grenzbereich zum Unteren Keuper sind die Gesteine teilweise dolomitisch und schwach sandig.

Die **Unteren Ceratiten-Schichten** beginnen im Profil der NBS der DB über dem Top des Oberen Trochitenkalks mit einem ca. 8–10 cm mächtigen, ockerfarbenen Mergelstein. Die darauffolgenden ebenplattigen, durch Mergelfugen voneinander getrennten, mikritischen Kalksteinbänke keilen meist nach wenigen Metern aus. Lediglich einige Schillkalksteine besitzen einen lokalen, horizontbeständigen Charakter. Aus der eintönigen Abfolge der Kalksteine hebt sich der **Ton-Mergelhorizont 1 (= TM1)** mit graugrünen, blättrigen Ton-Mergelsteinen in der *robustus*-Zone ab. Hier kommen zum erstenmal im mo2 ellipsoide, knollige Kalksteinkonkretionen vor.

In den **Mittleren Ceratiten-Schichten** setzt sich die Abfolge der ebenflächigen Kalksteinbänke der Unteren Ceratiten-Schichten fort. Auffällig ist die Zunahme der Anzahl und der Anstieg der Mächtigkeit der Ton-Mergelhorizonte. Neben vielen Konkretionen, schillhaltigen Rinnenfüllungen (gutter cast, AIGNER & FUTTERER 1978) treten auch plattige, im Meterbereich auskeilende Bänke aus Kalkstein auf. Ebenso nimmt die Häufigkeit der Fein- und Bruchschillkalksteine erheblich zu. Viele dieser Schillbänke können aufgrund ihrer Ausbildung als Tempestite (AIGNER 1985) gedeutet werden. So zeigen diese meist erosive Bankunterseiten, Intraklastenführung, gradierte Schilllagen mit anschließender Kreuz- und Schrägschichtung, Rippelmarken und zu oberst wieder die Anzeichen einer Stillwassersedimentation. Es kommt nicht selten vor, daß eine Tempestitablagerung von dem darauffolgenden Sturmereignis teilweise erodiert wurde.

Mit Beginn der *spinusus*-Zone steigt die Anzahl der dünnplattigen bis bankigen Kalksteinbänke an. Hier tritt auch zum erstenmal das Phänomen der **Gleittrittung (= GT)** auf, ein System paralleler, kleindimensionaler, antithetischer Sedimenttreppen im mm- bis dm-Bereich (Abb. 5). Sie beschränken sich auf 2–5 cm mächtige Kalksteinbänke und Konkretionen, die in Wechsellagerung mit Ton-Mergelsteinen stehen.

Zwei **Ton-Mergelhorizonte (= TM)** heben sich als leitende Bereiche innerhalb der Mittleren Ceratiten-Schichten ab. Der als **TM2** bezeichnete Horizont liegt in der *compressus*-Zone, und **TM3** umfaßt die oberste *compressus*- und die gesamte *evolutus*-Zone. In diesem Abschnitt dominieren blättrige, graugüne Ton-Mergelsteine, in die Rinnen, Konkretionen und Kalksteinbänke eingeschaltet sind.

TM4 trennt zwei Bereiche innerhalb der *spinusus*-Zone. Beide sind aus einer bis drei ebenflächigen Schillkalksteinbänken aufgebaut, die bis zu 35 cm Mächtigkeit erreichen. Diese rasch auskeilenden Bänke erwiesen sich, wie die meisten Schillkalksteine, als horizontunbeständig, so daß sie als Leitbänke nicht herangezogen wurden.

In den **Oberen Ceratiten-Schichten** sind Ton-Mergellagen (TM 5–8) mit Kalksteinkonkretionen besonders häufig. Kalksteine und Schillbänke treten zurück. Mit zunehmender Nähe zur Keupergrenze, etwa ab der Mitte von TM6, enthalten die Schichten feinen Quarzsand. Ebenso findet man jetzt öfters dünnste Lagen von Fischschuppen, Schalen- und Knochenresten, sogar einige dünnlagige Bonebeds kommen vor. Im Horizont der Discoceratiten weisen die Gesteine z. T. einen dolomitischen Anteil auf, und die Ton-Mergelsteine besitzen eine gelbbraune bis graugelbe Farbe, bedingt durch teilweise Dedolomitisierung.

Einige Horizonte mit 2 bis 12 cm mächtigen Kalksteinbänken weisen auffällige zur Schichtung senkrecht stehende Unstetigkeitsflächen auf, die an eine Wechselfolge von dichten, festen Kalk- und weicheren Mergelsteinen gebunden sind. Es werden zwei Typen (Abb. 5) unterschieden: die **Gleittrittung (= GT)**, die bereits ab der unteren *spinusus*-Zone auftritt, und die **Längsplattung (= LP)**, die ab LP1 (in der *enodis/laevigatus*-Zone) vorkommt.

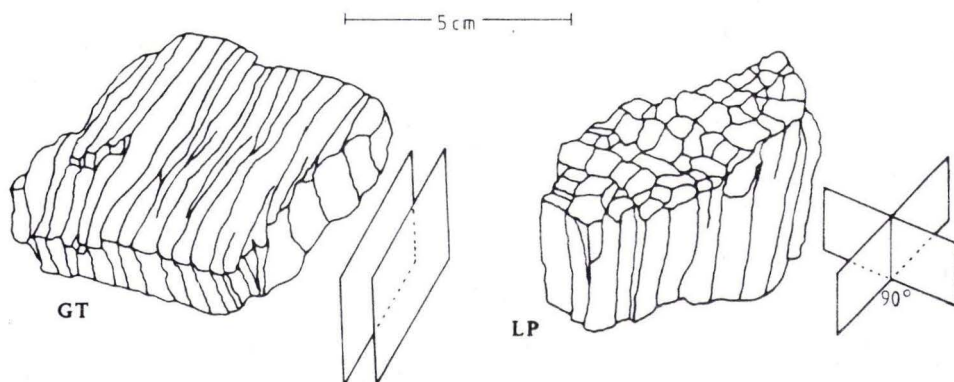


Abb. 5. Ausbildung von Gleittrappung (GT) und Längsplattung (LP) (schematisiert).

Während die Gleittrappung durch parallel verlaufende Flächen gekennzeichnet ist, besteht die Längsplattung aus zwei senkrecht zueinander stehenden Flächensystemen, so daß auf den Schichtflächen der Kalksteine kleine Vier- und Vielecke entstehen. Dabei tritt vermehrt ein Flächensystem gegen das andere hervor.

BEIERSDORF (1969) stellte innerhalb der Längsplattungsabildung eine Richtungskonstanz der Flächensysteme in eine N-S streichende Haupt- und eine E-W verlaufende Nebenrichtung am Westrand des Leinetalgrabens fest. Kalksteinkonkretionen können ebenfalls die Ausbildung von GT und LP aufweisen, während in diesen Horizonten vorkommende Ceratitensteinkerne und Muschelschalen auf Kalksteinen davon nicht betroffen sind. Daraus läßt sich schließen, daß die Gehäuse der Ceratitentiere noch vorhanden oder die Steinkerne bereits so verfestigt waren, so daß sie vom Bildungsvorgang der GT und LP verschont blieben.

Zwei 5–10 cm mächtige Kalksteinbänke mit Ausbildung der Längsplattung erwiesen sich im Großraum Göttingen als horizontbeständig. Sie wurden von REBERS (1987) als **LP1** und **LP2** bezeichnet. LP1 liegt in der *enodis/laevigatus*-Zone, die eine etwa 10 cm mächtige, schillführende Kalksteinbank an der Basis hat. LP2, der auch als Lesestein deutlicher erkennbar als LP1 ist, bildet die Basis der *praenodosus*-Zone, da *Ceratites (Ceratites) praenodosus* darin erstmals nachgewiesen ist.

Etwa 2,6 m oberhalb von LP2 steht eine 20–30 cm mächtige Grobschillkalksteinbank an, die z. T. Schrägschichtung und eine wellige, erosive Unterseite mit Intraklasten und Strömungsrinnen aufweist. Im oberen Abschnitt ist die Bank als dichter Mikrit ausgebildet. Innerhalb des Grobschilles findet man sehr viele, guterhaltene, großwüchsige Hornesien-Schalen und die ersten Vertreter von *Ceratites (C.) nodosus*. Diese Bank („Kalkbank B“ bei REBERS 1987) wird als Äquivalent der *albertii*-Bank des Weser-Gebietes angesehen (siehe Kapitel 4.2.).

Die Grenze der *nodosus*- zur *dorsoplanus*-Zone wird von einer Bruchschillkalksteinbank von 20–30 cm Mächtigkeit mit erosiver Unterseite gebildet („Kalkbank A“ nach REBERS 1987). Die ersten Discoceratiten treten innerhalb dieser Bank auf, die als Äquivalent der *ostracina*-Bank des Weser-Gebietes gedeutet wird (siehe Kapitel 4.2.).

Mit einer grauen bis gelbbraunen, schillhaltigen Kalksteinbank mit dünnen Bonebedlagen und erosiver Bankunterseite endet die Ausbildung des Kalk-Tonplatten-Fazies der Ceratiten-

Schichten. Über dieser „Grenzbank“ (WUNDERLICH 1964, = „Grenzkalkbank“ nach REBERS 1987) setzen die Sedimente des Unteren Keupers mit einer ca. 25 cm starken Wechsellagerung aus dolomitischen Kalksteinen und dolomitischen Mergeln ein, über denen dann grüngraue Tone mit sehr dünnen Lagen von Ostracodenschill folgen. In Anlehnung an die Bezeichnung im Weser-Gebiet wird diese horizontbeständige „Grenzkalkbank“ **Bremerberg-Bank** (DUCHROW & GRÖTZNER 1984) genannt (siehe Kapitel 4.2.).

4.2. Vergleiche des Oberen Muschelkalks der Dransfelder Hochfläche mit Süddeutschland, Nordosthessen, Weser- und Osnabrücker-Gebiet

Im Gegensatz zur lithostratigraphischen Gliederung des Hauptmuschelkalks (mo) Südwestdeutschlands, mit seinen vielen durchhaltenden Leithorizonten, weist der Obere Muschelkalk Nord- und Nordwestdeutschlands bis jetzt keine einheitliche Unterteilung auf (Abb. 6). Die Ausbildung der Gesteine ist regional z. T. sehr unterschiedlich, zudem fehlt es häufig an vermittelnden Profilen, da die Aufschlußverhältnisse nicht sehr gut sind. So kann man oft nur Teilbereiche miteinander vergleichen, und dies meist auch dann nur auf Grund der Parallelisierung von Ceratiten-Zonen (s. URLICHS & VATH in diesem Jahrbuch).

4.2.1. Trochitenkalk

Der Begriff Trochitenkalk wird in der Literatur unterschiedlich gehandhabt. Zum einen stellt er einen faziellen Begriff und zum anderen eine stratigraphische Einheit dar. So werden in Profilen des Oberen Muschelkalks Bereiche als Trochitenkalk bezeichnet, die ausschließlich aus Trochitenkalk-Fazies bestehen (Meißner in Nordosthessen, siehe Abb. 6), neben solchen, die nur teilweise aus Trochitenkalksteinbänken aufgebaut sind (Nord-Württemberg, siehe Abb. 6). Daraus können sich erhebliche Mißverständnisse bei der Parallelisierung von Profilbeschreibungen ergeben. Vor allem im Norddeutschen Raum unterlag der Begriff Trochitenkalk häufig unterschiedlichen Auffassungen bei stratigraphischen Aussagen (STOLLEY 1934, KLEINSORGE 1935). Deshalb ersetzten KUMM (1941) und GRÖTZNER (1962) für Norddeutschland den stratigraphischen Begriff Trochitenkalk durch Encrinus-Schichten. Diese umfassen reinen Trochitenkalkstein sowie trochitenkalk-ähnliche Gesteine.

Die Vierteilung der Encrinus-Schichten in **Gelbe Basisschichten**, **Haupttrochitenkalk** (= Unterer Trochitenkalk), **Zwischen-Schichten** und **Oberer Trochitenkalk** läßt sich auf der gesamten Dransfelder Hochfläche und in der größeren Umgebung von Göttingen (Abb. 1) nachvollziehen, obgleich die Mächtigkeiten und die fazielle Ausbildung nicht überall gleich sind. So ist im ca. 15 km S von Göttingen gelegenen Steinbruch Marzhausen der Obere Trochitenkalk in pseudo-oidischer Fazies ausgebildet (FRANKE, PAUL & SCHRÖDER 1977).

Im W anschließenden Weser- und Osnabrücker Gebiet werden unterhalb des Haupttrochitenkalks auch die Gelben Basisschichten, die „Übergangsfazies“ zwischen mm und mo, gehalten (KLEINSORGE 1935, GRÖTZNER 1962, BUSSE & HORN 1981, DUCHROW & GRÖTZNER 1984). Wie auf der Dransfelder Hochfläche sind hier zwischen dem Haupt- und dem Oberen Trochitenkalk die „Zwischen-Schichten“, jedoch meist in Kalk-Tonplattenfazies, ausgebildet.

Norddeutsche Gliederung u. Ceratiten-Z.		Osnabrücker-Bergland	Weser-Bergland	Dransfelder Hochfläche	Meißner-Gebiet	Nord-Württemberg
C e r a t i t e s	<i>semip.</i>	Bremerberg-B.	Bremerberg-B.	Bremerberg-B.	Bairdienkalk	Glaukonitkalk
	<i>dorsop.</i>					Ob.Terebratel-B. Hauptterebr.-B.
	<i>nodosus</i>	<i>ostracina</i> -B.	<i>ostracina</i> -B.	<i>ostracina</i> -B.		
	<i>praenod.</i>	<i>albertii</i> -B.	<i>albertii</i> -B.	<i>albertii</i> -B.		
	<i>enodis / laevig.</i>			LP2 LP1 Schillkalk	<i>enodis</i> -Platten	<i>cycloides</i> -B.
	<i>postspin.</i>					
	<i>spinosus</i>					
	<i>evol.</i>					<i>Spiriferina</i> -B.
	<i>comp.</i>					
	<i>robustus</i>					
	<i>pulcher</i>					
	<i>atavus</i>					
Trochitenkalk		Haupttrochitenkalk		O. Trochitenkalk Zwischen-S.	O. Trochitenkalk	Trochitenb. 4
				Haupttrochitenk.	U. Trochitenkalk <i>Tetractinella trigonella</i>	Trochitenb. 2
		Gelbe Basisschichten		Gelbe Basisschichten		

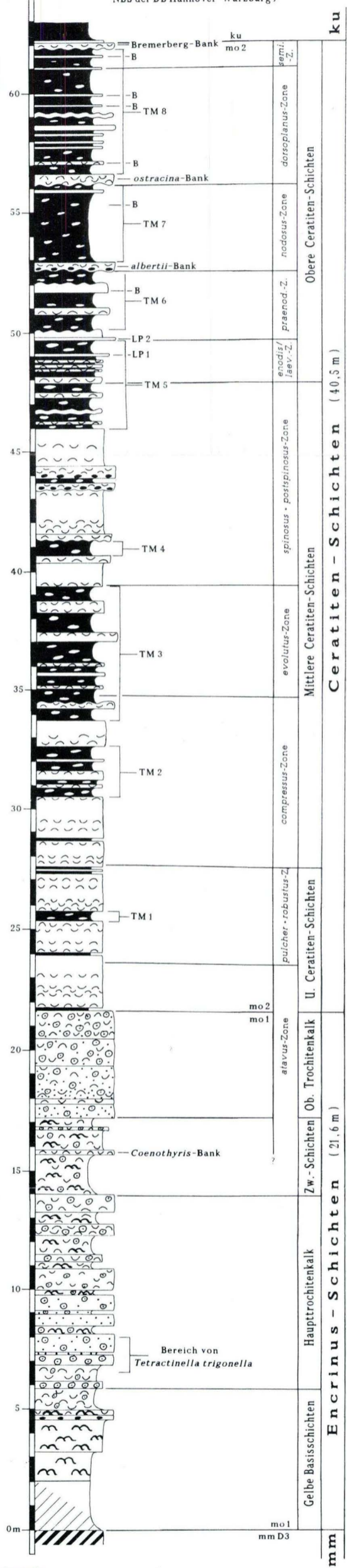
Abb. 6. Schematisierte Profile der Leitbänke des Oberen Muschelkalks (mo).

Die Obergrenze des Oberen Trochitenkalks ist diachron. Ihr stratigraphisches Niveau verlagert sich von der oberen *atavus*-Zone im Raum Göttingen nach W hin über das Weser- ins Osnabrücker Gebiet bis in den Grenzbereich der *evolutus*-/*spinosus*-Zone. Dort bezeichnet man den Oberen Trochitenkalk mangels Trochitenführung als **Terebratelkalk**. In Lothringen ist im Trochitenkalk nur *Ceratites (Doloceratites) robustus robustus* (= *C. saraviensis*) nachgewiesen, und die Tonplattenfazies beginnt mit der *compressus*-Zone (MAUBEUGE 1958, DURINGER & HAGDORN 1987). Im Saarland reicht die Trochitenkalkfazies sogar bis in die *spinosus*-Zone (SCHNEIDER 1956). Das bedeutet, daß auch in Süddeutschland und Ostfrankreich wie in Norddeutschland die Obergrenze des Trochitenkalks zum Beckenrand hin in immer höhere Zonen wandert.

Der in Nordosthessen gelegene Meißner zeigt über den Gelben Basisschichten die Ausbildung eines Unteren (= Haupttrochitenkalk) und eines Oberen Trochitenkalks, die nicht durch „Zwischen-Schichten“ getrennt sind (BUSSE 1952). Der Obere Trochitenkalk reicht bis in die

Profil des Oberen Muschelkalks (mo) der Dransfelder Hochfläche,
SW von Göttingen (N' Einschnitt Tunnel Leinebusch,
NBS der DB Hannover-Würzburg)

Geol. Jb. Hessen, 118



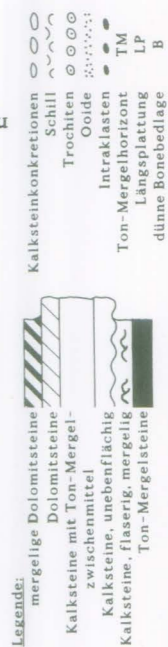
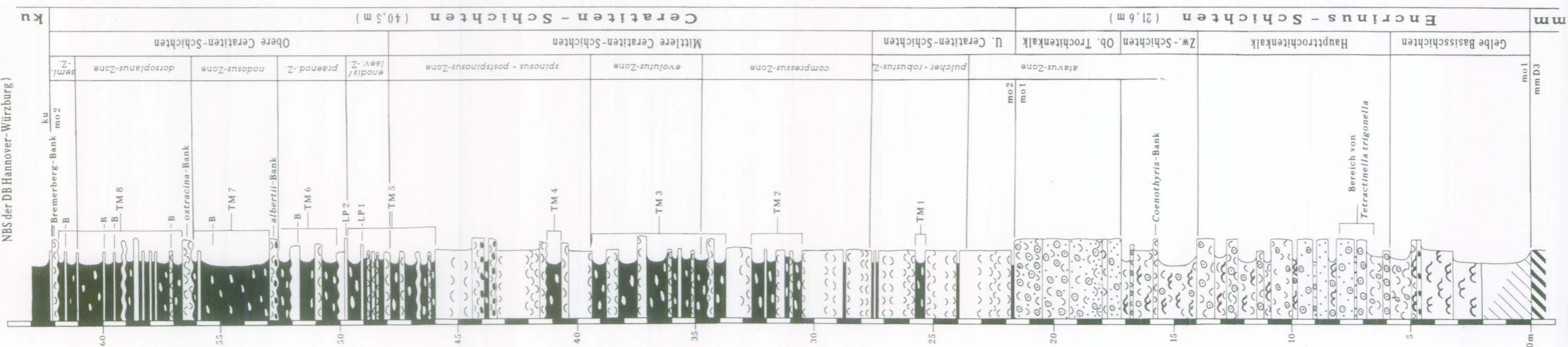
Legende:

- | | | | |
|--|--|-----------------------|----|
| mergelige Dolomitsteine | | Kalksteinkonkretionen | |
| Dolomitsteine | | Schill | |
| Kalksteine mit Ton-Mergel-zwischenmittel | | Trochiten | |
| Kalksteine, unebenflächig | | Ooide | |
| Kalksteine, flaserig, mergelig | | Intraklasten | |
| Ton-Mergelsteine | | Ton-Mergelhorizont | TM |
| | | Längsplatte | LP |
| | | dünne Bonebedlage | B |

DUNKEL, H., & VATH, U. Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrass) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Südriedersachsen)

Tafel 3

Profil des Oberen Muschelkalks (mo) der Dransfelder Hochfläche, SW von Göttingen (N-Einschnitt Tunnel Leinebusch, NBS der DB Hannover-Würzburg)



atavus-Zone hinein. Damit liegt die Obergrenze des Trochitenkalks (Encrinus-Schichten) am Meißner wie bei Göttingen im gleichen stratigraphischen Niveau, in der oberen *atavus*-Zone. Darüber folgen die Ceratiten-Schichten.

In Baden-Württemberg ist der Trochitenkalk in Form einzelner Bänke (**Trochitenbank 1 bis 12** und *Spiriferina*-Bank) innerhalb des Hauptmuschelkalks bis in die untere *evolutus*-Zone entwickelt. Von besonderer Bedeutung ist die **Untere Hauptencrinitenbank** Unterfrankens (= **Trochitenbank 2** Württembergs), da sie den charakteristischen Brachiopoden *Tetractinella trigonella* enthält. Weitere, horizontierte Nachweise von *Tetractinella trigonella* liegen aus Südwestdeutschland, Thüringen, Hessen mit dem Meißner-Gebiet und Leinetalgraben sowie aus Niedersachsen vom Elm, der Asse und Klein Wiershausen (Dransfelder Hochfläche, Abb. 1) vor (KÖNIG 1920, SCHMIDT 1932, KIRCHNER 1933, BUSSE 1952, HIEKE 1967, HAGDORN & MUNDLOS 1982).

Tetractinella hat sich im Unteren Trochitenkalk schnell und flächenhaft im Germanischen Becken verbreitet und verschwand jedoch bald darauf wieder. Nach HAGDORN et al. (1988) „bildet das Vorkommen in der Unteren Hauptencrinitenbank und deren Äquivalente über fazielle Grenzen hinaus den wichtigsten Leithorizont im Trochitenkalk, für den eine weitgehende Isochronie angenommen werden kann“. Damit eröffnet sich die Möglichkeit der stratigraphischen Parallelisierung der Unteren Hauptencrinitenbank Unterfrankens (= Trochitenbank 2 Württembergs) mit den unteren Bereichen des Trochitenkalks vom Meißner und der Dransfelder Hochfläche. Im Weser- und Osnabrücker Gebiet ist das Vorkommen von *Tetractinella trigonella* nicht nachgewiesen. Das Auftreten von *Tetractinella trigonella* in unterschiedlicher Höhe über der Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk (siehe HAGDORN et al. 1987, Taf. 2) weist daraufhin, daß diese Grenze diachron ist. BUSSE & HORN (1981, S. 74) kamen aufgrund lithofazieller Vergleiche zu demselben Schluß.

Zwischen Trochitenbank 4 und 5 endet in Württemberg die *atavus*-Zone (URLICHS & MUNDLOS 1980). Im Profil der Dransfelder Hochfläche reicht diese bis ca. 2 m über den Oberen Trochitenkalk. Ebenso dürfte am Meißner der Obere Trochitenkalk faziell Bereiche der *atavus*-Zone vertreten, obwohl Ceratitenfunde in diesem Teil fehlen. Auf Grund der gleichen biostratigraphischen Lage der Trochitenbank 4 Württembergs und des Oberen Trochitenkalks des Meißners (siehe dazu URLICHS & VATH 1990 in diesem Jahrbuch) und der Dransfelder Hochfläche lassen sich diese Bereiche miteinander korrelieren. Die Obergrenze des Haupttrochitenkalks des Weser- und Osnabrücker Gebietes läßt sich mangels Ceratitenfunden in den untersten Metern der Ceratiten-Schichten schlecht stratigraphisch festlegen. Somit unterbleibt eine Parallelisierung.

4.2.2. Ceratiten-Schichten

Lediglich am Meißner sind die Ceratiten-Schichten gänzlich in Kalk-Tonplattenfazies ausgebildet, während in der Umgebung von Göttingen, dem Weser- und Osnabrücker Gebiet der Obere Trochitenkalk nach W hin durch die Ceratiten-Schichten in stratigraphisch höhere Bereiche des mo „wandert“. In Württemberg treten bis in die untere *evolutus*-Zone einzelne Trochitenbänke (Trochitenbank 1–12 und *Spiriferina*-Bank) im Hauptmuschelkalk auf, die z. T. mit Schichten von Nordhessen und der Dransfelder Hochfläche korrelierbar sind (siehe 4.2.1.).

Der nicht benannte Mergel 2 m über TMI im Profil der DB-NBS bei Göttingen könnte der *robustus-compressus*-Grenztonmergel von DUCHROW & GRÖTZNER (1984) und ROSE (1986)

des Weserberglandes sein, was die stratigraphische Position anbelangt. Ebenso könnte evt. der untere Teil von TM3 dem *compressus-evolutus*-Grenztonmergel von DUCHROW & GRÖTZNER (1984) entsprechen. Eine Korrelation so weit entfernter Profile wird jedoch unterlassen, da sie zu unsicher ist.

In der durch das Auftreten von *Punctospirella fragilis* charakterisierten **Spiriferina-Bank** kommt zum letzten Male in Südwestdeutschland *Encrinus liliiformis* vor. *Punctospirella* ist bis jetzt noch nicht im Oberen Muschelkalk im nördlichen Teil Deutschlands nachgewiesen.

Weiterhin fehlen im nördlichen Deutschland die **cycloides-Bank**, die **Hauptterebratelbank** und die **Obere Terebratelbank** Südwestdeutschlands. BUSSE (1954, 1970) sieht in den „*enodis*-Platten“ im Meißner-Gebiet das Äquivalent der *cycloides*-Bank. Im Profil der Dransfelder Hochfläche beginnt die *enodis/laevigatus*-Zone mit ähnlich ausgebildeten, plattigen, schillführenden Kalksteinbänken wie am Meißner. Eine Korrelation mit den „*enodis*-Platten“ des Meißners und der süddeutschen und thüringischen *cycloides*-Bank erscheint möglich. Das bisher nördlichste Vorkommen ist von BECKER & LAEMMLEN (1988, S. 56) bei Wichte beschrieben worden: Das Vorkommen „ist, nach Lithologie und stratigraphischer Lage im Profil, wohl als das Äquivalent der *cycloides*-Bank anzusehen“. Im Vergleich mit den Profilen vom Meißner (HAGDORN et al. 1987, Taf. 2) und dem vorliegenden Profil von der DB-NBS bei Göttingen liegt diese Bank sehr tief im Profil, und es scheint zweifelhaft, ob es sich tatsächlich um die *cycloides*-Bank handelt.

Innerhalb der Oberen Ceratiten-Schichten lassen sich mehrere Bänke des Osnabrücker- und Weser-Gebietes (GRÖTZNER 1962, DUCHROW & GRÖTZNER 1984, DUCHROW 1968, 1984, ROSE 1986) mit denen der Dransfelder Hochfläche parallelisieren. Auf Grund der ähnlichen Ausbildung und der gleichen biostratigraphischen Lage erfolgte die Benennung dieser Leithorizonte in Anlehnung an die des Weser-Berglandes.

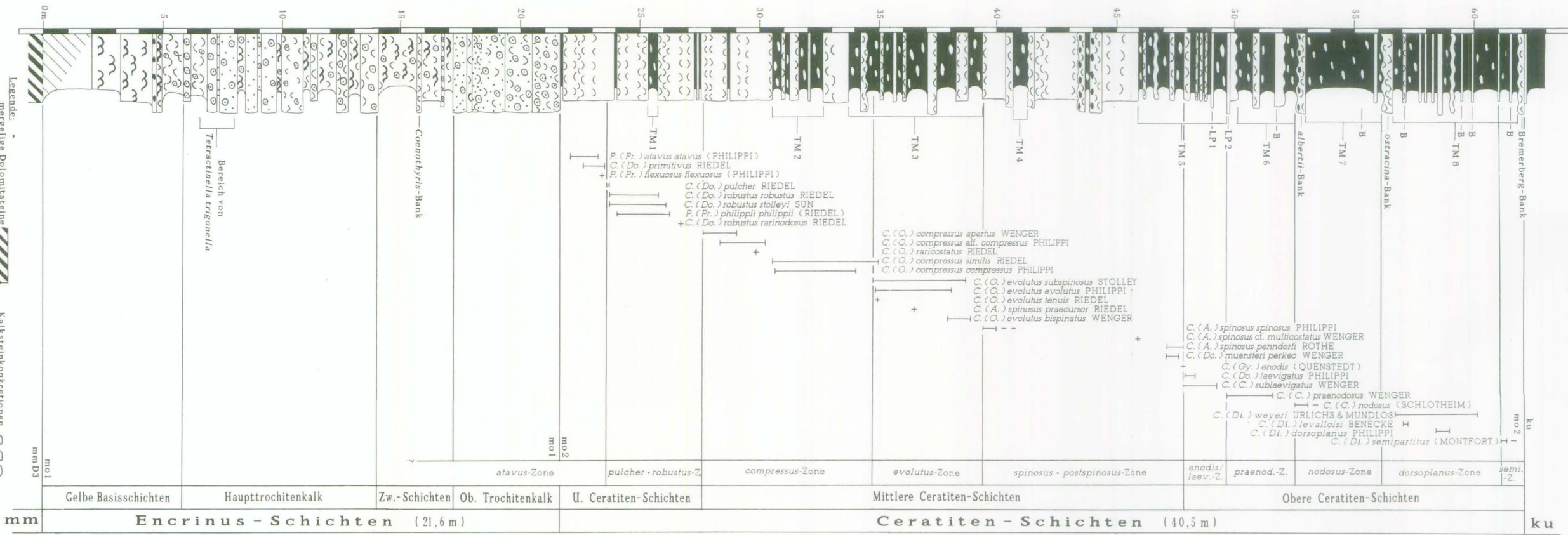
Die **albertii-Bank** der Dransfelder Hochfläche besitzt bei gleicher lithologischer Ausbildung wie im Weser-Bergland (siehe 4.1.2.) eine geringere Mächtigkeit von 20–30 cm, im Gegensatz zu 45–85 cm im Weser-Gebiet. Beide Bänke lassen sich durch das erste Auftreten von *Ceratites (C.) nodosus* als zeitgleiche Bildungen ansehen. Wie im Profil der Dransfelder Hochfläche liegt auch im Weser-Bergland die *albertii*-Bank in einem Ton-Mergel-Horizont, der ebenfalls die Ausbildung von Längsplattung (LP) und Gleittrappung (GT) aufweist.

In wieweit **LP1** und **LP2** (siehe 4.1.2.) im Weser- und Osnabrücker-Bergland horizontbeständig ausgebildet sind, bleibt noch offen.

Die **ostracina-Bank** der Dransfelder Hochfläche (siehe 4.1.2.) und die des Weser-Gebietes liegen beide an der Basis der *dorsoplanus*-Zone, etwa 2–3 m oberhalb der *albertii*-Bank. Sie zeigen bei gleicher Ausbildung nur geringe Mächtigkeitsunterschiede und werden ebenfalls, wie die *albertii*-Bank, als fazies- und zeitgleiche Bildungen interpretiert.

Nach KLEINSORGE (1934, 1935) ist die **Muschelkalk/Keuper-Grenze** in Nordwestdeutschland eine diachrone Faziesgrenze, die mehrere Ceratiten-Zonen schräg durchläuft. Dabei geht KLEINSORGE von Zurückweichen der Ceratiten mit gleichzeitiger Ausbreitung der Lettenkohlen-Fazies des Unteren Keupers aus. DUCHROW (1968, 1984) widerlegt diese Annahme für das Osnabrücker und Weser-Gebiet anhand einer oft fossilführenden Dolomitenbank der **Bremerberg-Bank**, die jeweils in gleichbleibendem Abstand unterhalb des Lettenkohlendsteins auftritt. Im gleichen Niveau kommt auch im Göttinger Raum eine fossilführende Kalksteinbank vor (WUNDERLICH 1964, REBERS 1987, VATH 1988), die als Äquivalent der Bremerberg-Bank des Weser-Gebietes gedeutet wird. Dazu bemerkt bereits DUCHROW (1968, S. 633), „daß

Profil des Oberen Muschelkalks (mo) der Dranseider Hochfläche, SW von Göttingen
 (Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover-Würzburg, N-Einschnitt Tunnel
 Leinebusch, Bahnkilometer 105,500 - 108,420)



Urluchs, M., & Vath, U. Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) bei Göttingen (Südriehersachsen)

auch bei Göttingen die dort *Ceratites semipartitus* führenden (südhannoverschen) Tonplatten von einer Schichtabfolge überlagert werden, die in ihren Einzelheiten mit der des Weserberglandes übereinstimmen, so daß eine ungefähre Gleichaltrigkeit dieser Ablagerungen sehr wahrscheinlich ist“.

5. Schriftenverzeichnis

- ACKERMANN, E. (1953): Der aktive Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze in geologischer Sicht. – Nachrichten Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., IIa Math. Phys. Chem. Apt., Jg. 1953, 5: 67–83; Göttingen.
- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems. – Lecture Notes in Earth Sciences, 3: 1–174, 83 Fig.; Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo.
- & FUTTERER, E. (1978): Kolk-Töpfe und -Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk – Anzeiger für Wattenmeer? – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156/3: 285–304, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BECKER, R. E., & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altenmorschen-Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, 116: 45–104, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- BEIERSDORF, H. (1969): Druckspannungsindizien in Karbonatgesteinen Süd-Niedersachsens, Ost-Westfalens und Nord-Hessens. – Geol. Mitt., 8: 217–262, 28 Abb.; Aachen.
- BLOCH, H. (1964): Feinstratigraphische-fazielle Untersuchungen im Unteren Muschelkalk zwischen Eggegebirge und Harz. – Zeitschr. dtsh. geol. Ges., 114: 570–574; Hannover.
- BÖKER, U. (1987): Die Geologie des Salzsattels von Opperhausen, südöstlich Kreiensen, südöstliches Niedersachsen. – TK. 25 Bl. 4125 Einbeck, unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- BORNEMANN, P. G. (1886): Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalks in Thüringen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., 6 (1885): 267–321, 8 Taf.; Berlin.
- BUSSE, E. (1952): Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalks im Meißnergebiet, Nord-Hessen. – Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., 6/3: 118–137; Wiesbaden.
- (1954): Profil der Unteren und Mittleren Ceratiten-Schichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg. – Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., 82: 152–167, 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1956): Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Bl. Kassel West). – Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., 84: 176–183, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1964): Stratigraphie des Unteren Muschelkalkes (Wellenkalk) im westlichen Meißnervorland. – Ver. Naturkde. Kassel, Abh., 62: 1–35, 1 Tab.; Kassel.
- & HORN, M. (1981): Fossilführung und Stratigraphie der Gelben Basisschichten (Oberer Muschelkalk) im Diemelgebiet. – Geol. Jb. Hessen, 109: 73–84, 1 Abb.; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1966): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4621 Wolfhagen, E., 48–79, 5 Tab.; Wiesbaden.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). – Z. dt. geol. Ges., 117: 620–662, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1984): Der Keuper im Osnabrücker Bergland. Mit einer Revision der nordwestdeutschen Keuper-Gliederung. – In: KLASSEN, H. (Hrsg.): Geologie des Osnabrücker Berglandes, 221–233, 8 Anl., 1 Tab.; Osnabrück.
- & GRÖTZNER, J.-P. (1984): Der Obere Muschelkalk im Osnabrücker Bergland. – In: KLASSEN, H. (Hrsg.), Geologie des Osnabrücker Berglandes, 169–218, 5 Abb., 3 Anl.; Osnabrück.
- DÜNKEL, H. (1987): Geologie der Dransfelder Hochfläche östlich Jühnde, südliches Niedersachsen. Teil 1 und 2. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- DURINGER, P., & HAGDORN, H. (1987): La zonation par cératites du Muschelkalk supérieur lorrain (Trias, Est de la France): Diachronisme des facies et migration vers l'Ouest du dispositif sédimentaire. – Bull. Soc. géol. France, (8), 3: 601–609, 2 Abb., 2 Taf.; Paris.
- ERNST, G., & WACHENDORF, H. (1968): Feinstratigraphisch-fazielle Analysen der „Schaumkalk-Serie“ des Unteren Muschelkalk im Elm (Nordost-Niedersachsen). – Beitr. Ber. Naturhist. Ges., Keller Festschr., 5: 165–295; Hannover.

- FARRENSCHON, J. (1986): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl. 4019 Detmold, 30–48; Krefeld.
- FRANTZEN, W., & KOENEN, A. v. (1889): Die Gliederung des Wellenkalkes im mittleren und nordwestlichen Deutschland. – Jb. Kgl. Preuß. Geol. L. A., **1889**: 440–452; Berlin.
- FIEGE, K. (1938): Die Epirogenese des Unteren Muschelkalks in Norddeutschland. Teil I. – Zbl. Min. Geol. Paläont., **1938**: 143–170; Stuttgart.
- FRANKE, W., PAUL, J., & SCHRÖDER, H. G. (1977): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens (Trias, Tertiär). – Exkursionsführer Geotagung '77 Göttingen, 2: 41–62, 8 Abb.; Göttingen.
- GISCHLER, E.: Der Westrand des Leinetal-Grabens zwischen Elliehausen und Lenglern TK 25 Bl. 4425 Göttingen. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- GEYER, F. O., & GWINNER, M. P. (1986): Geologie von Baden-Württemberg. – 472 S., 254 Abb., 26 Tab.; Stuttgart.
- GROETZNER, J.-P. (1962): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen des Oberen Muschelkalks im südöstlichen Niedersachsen zwischen Weser und Ocker. – Diss. Univ. Braunschweig, 125 S., 5 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Braunschweig.
- GRUPE, O. (1908): Beiträge zur Kenntnis des Wellenkalkes im südlichen Hannover und Braunschweig. – Jb. kgl. Preuß. Geol. L. A., **1905** (26): 436–466; Berlin.
- (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiet des oberen Wesertales. – Jber. Nieders. geol. Ver., **4**: 1–102, 1 Tab.; Hannover.
- (1920): Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. – Jb. preuss. geol. L. A., **41**/1: 226–253, 1 Tab.; Berlin.
- GWINNER, M. P. (1970): Revision der lithostratigraphischen Nomenklatur im Oberen Hauptmuschelkalk des nördlichen Baden-Württemberg. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**: 77–87, 5 Abb.; Stuttgart.
- HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M., & SIMON, T. (1987): Profil durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 131–160, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- & MUNDLOS, R. (1982): Autochthonschille im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) Südwestdeutschlands. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **162**: 332–351, 6 Abb.; Stuttgart.
- & SIMON, T. (1983): Ein Hartgrund im Unteren Muschelkalk von Göttingen. – Aufschluß, **34**: 255–263, 6 Abb.; Heidelberg.
- HIEKE, W. (1967): Feinstratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalks zwischen Leinetalgraben und Rhön. – *Geologica et Paläontologica*, **1**: 57–86, 35 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- HOPPE, W. (1966): Die regionale Stellung der Thüringer Trias. – Ber. dtsh. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **11**: 7–138, 6 Abb., 9 Tab.; Berlin.
- HORN, M. (1982): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4520 Warburg, 55–90; Wiesbaden.
- (1987): Muschelkalk. In: R. MOTZKA-NÖRING – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra, 113–120, Abb. 44–47; Wiesbaden.
- JAHNKE, H. (1966): Beobachtungen an einem Hartgrund (Oberkante Terebratelbank bei Göttingen). – Aufschluß, **17**: 2–4, 4 Abb.; Göttingen.
- JORDAN, H. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000, Blatt 4325 Nörten-Hardenberg, 148 S., 13 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- KIRCHNER, H. (1933): Die Fossilien der Würzburger Trias. Brachiopoda. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil. – Bd., **71**, **B**: 88–138, 11 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- KLEINSORGE, H. (1934): Faziesverhältnisse des Oberen Muschelkalks am Nordrand der Rheinischen Masse. – Zbl. Min. Geol. Paläont., **B**, **1934**: 300–305, 6 Abb.; Stuttgart.
- (1935): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**: 57–106, 12 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hamburg.
- KNAPP, G. (1983): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl. 4321 Borgholz, 160 S.; Krefeld.
- KOENEN, A. v. (1897): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und thüringischen Staaten. – Lfg. 91, Bl. Jühnde (Nr. **4524**); Berlin.
- (1907): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. – Bl. No. 28 Göttingen (Nr. **4525**), 2. Aufl.; Berlin.
- & MÜLLER, G. (1895): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Bl. Nörten. – Kgl. preuß. L.-Anst., **71**, 1–24; Berlin.

- KOLB, U. (1976): Zur Mikrofazies im Muschelkalk des Subherzyns. – Z. geol. Wiss. 3: 1427–1438; Berlin.
- KÖNIG, H. (1920): Zur Kenntnis des unteren Trochitenkalks im nördlichen Kraichgau. – Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss. Mathem.-naturwiss. Kl., 1920/13: 3–48; Heidelberg.
- KUMM, A. (1941): Das Mesozoikum in Niedersachsen. 1. Abteilung Trias und Lias. – Geol. u. Lagerstätt. Niedersachsen, 2, 328 S., 79 Abb.; Oldenburg.
- LAEMMLEN, M. (1975): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5225 Geisa. – 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LOTZE, F. (1933): Die Verbreitung der roten Gesteine im Mittleren Muschelkalk Westdeutschlands. – N. Jb. Min. Abh., 69: 388–396; Stuttgart.
- LÖFFLER, T. (1986): Der Ostrand des Leinetals bei Sudheim (GK 25: 4325 Nörten – 4320 Katlenburg Lindau). – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- MAQSUD, N. (1986): Litho- und Biostratigraphie des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalks im Grenzbereich Bauland-Odenwald. – Mainzer geowiss. Mitt., 15: 7–64, 40 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- MAUBEUGE, P. (1958): Deux trouvailles de Cératites dans le „Calcaire coquillier“ Lorrain. – Bull. Soc. géol. France, (6), 8: 69–75, Taf. 10; Paris.
- MEIBURG, P. (1983): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau, 175 S.; Wiesbaden.
- MERZ, G. (1987): Der Muschelkalk im Thüringer Becken. – Z. geol. Wiss., 15: 457–473; Berlin.
- MOLZAHN, M. (1990): Geologie des Sontraer Grabens SE von Weißenborn, N-Hessen (TK 25: 4925 Sontra) – Mit geologischer Kartierung. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Göttingen; Göttingen.
- MORGENROTH, V. (1972): Der Muschelkalk Südhüthüringens. – Ber. dtsh. Ges. Wiss. A. Ges. Paläont., 17, 6: 921–932; Berlin.
- MUSSALLAM, K. (1967): Zur Geologie des Gebietes am Südrand der Brakeler Muschelkalkschwelle (Mbl. Borgholz 4321). – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Hamburg; Hamburg.
- PAUL, J., & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalkgrenze bei Göttingen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 3: 148–177; Stuttgart.
- PATZELT, G. (1988): Die Trias von Nordwestthüringen. – Kurzreferat u. Exkursionsführer, Ges. Geol. Wiss. (GGW), 32 S.; Berlin.
- PENNDORF, H. (1924): Zur Gliederung der Ceratitenschichten in Niederhessen. – Cbl. Min. Geol. Paläont., 1924: 50–53; Stuttgart.
- (1951): Die Ceratiten-Schichten am Meißner in Niederhessen. – Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., 484: 1–24, 3 Abb., Taf. 1–6; Frankfurt a. M.
- REBERS, H. (1987): Oberer Muschelkalk und Unterer Keuper im Einschnitt der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg (km 105,00–108,420) südlich Olenhusen. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- (1987): Geologie der Muschelkalkfläche zwischen Setmarshausen und Mengershausen bei Göttingen (Muschelkalk, Keuper, südliches Niedersachsen). – Unveröff. Dipl. Kartierung Univ. Göttingen; Göttingen.
- REICHARDT, A. (1932): Geologische Umgebungskarte von Erfurt 1:25 000 einschließlich Begleitworte. – Preuß. geol. L.-Anst., 58 S., 1 Karte; Berlin.
- RIEDEL, A. (1916): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalkes. – Jb. kgl. preuss. L.-Anst., 37: 1–116, 5 Abb., Taf. 1–18; Berlin.
- RÖHL, U. (1986): Feinstratigraphie und Mikrofazies des Oberen Muschelkalks im Hildesheimer Wald. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 8: 489–511, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ROSE, K.-H. (1986): Ceratiten-Verbreitung im Oberen Muschelkalk des Weserberglandes am Beispiel der Profile Dasepe und Großenberg. – Aufschluss, 37: 294–312, 6 Abb.; Heidelberg.
- SCHAUB, K. (1981): Geologie und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Nordteil der Hessischen Senke. Teil 1: Geologie im Südtail der Dransfelder Hochfläche zwischen Meensen und Jühnde, Barlissen und Atzenhausen. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- SCHMIDT, M. (1932): *Tetractinella trigonella* im Trochitenkalk der Asse. – Zbl. Min. Geol. Paläont., B, 1932: 580–586, 2 Abb.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, E. (1956): Über das Auftreten von Ceratiten im Trochitenkalk des Saarlandes. – Ann. Univ. Saraviensis, Scientia, 5: 17–19, 1 Taf.; Saarbrücken.
- SCHRÖDER, H. G. (1977): Geologie und Tektonik am Leinetal-Graben Rand zwischen Bovenden und Nörten-Hardenberg. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.

- SCHULZ, M.-G. (1972): Feinstratigraphie und Zyklengliederung des Unteren Muschelkalks in Nord-Hessen. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **41**: 133–170, 2 Abb., 5 Tab.; Hamburg.
- SCHÜLLER, M. (1967): Petrographie und Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks in Südniedersachsen und Nordhessen. – Sed. Geol., **1**: 353–401, 23 Abb., 7 Tab.; Amsterdam–London–New York.
- SCHUSTER, J. (1986): Geologie des Sontraer Grabens zwischen Sontra und Weißenborn (Nordöstliches Hessen) – GK 25 Sontra 4925. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- SCHWARZ, H. U. (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalks in Süd-Westdeutschland und angrenzenden Gebieten. – Diss. Univ. Tübingen, 297 S., 63 Abb., 136 Bild., 14 Taf.; Tübingen.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – Geologie, Beih., **50**: 115; Berlin.
- STEIN, V. (1968): Stratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Südniedersachsens. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 819–828, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- STILLE, H., & LOTZE, F. (1933): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen. Hochschulexkursionskarte Nr. 3. – Preuß. Geol. L.-Anst., 67 S., 14 Abb.; Berlin.
- STOLLEY, E. (1934): Der stratigraphische Wert des Trochitenkalks für die Gliederung des deutschen Oberen Muschelkalks. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Bglb. B, **72**: 351–366; Stuttgart.
- STRAUSS, K. (1938): Die Petrogenese des süddeutschen Wellenkalkes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **58**: 485–546, 37 Abb.; Berlin.
- URLICHS, M., & MUNDLOS, R. (1980): Revision der Ceratiten aus der *atavus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **48**, 42 S., 7 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- (1987): Revision der Gattung *Ceratites* DE HAAN 1825 (Ammonoidea, Mitteltrias). – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **128**, 36 S., 16 Abb.; Stuttgart.
- (1988): Zur Stratigraphie des Oberen Trochitenkalks (Oberer Muschelkalk, Oberanis) bei Crailsheim. – Sonderbd. Ges. Naturk. Württemberg, **1**: 70–84, 7 Abb.; Stuttgart.
- & VATH, U. (1990): Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) bei Göttingen (Südniedersachsen). – Geol. Jb. Hessen, **118**: 125–142, 1 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- VATH, U. (1988): Geologie des Ost-Randes der Dransfelder Hochfläche zwischen Lemshausen und Deiderode, südwestlich von Göttingen. – Unveröff. Dipl. Kartierung Univ. Göttingen; Göttingen.
- VOLLBRECHT, R. (1985): Der Westrand des Leinetal-Grabens zwischen Lutterhausen und Hardeggen. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- VOLLRATH, P. (1924): Beiträge zur Stratigraphie des fränkischen Wellengebirges. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **50**: 120–288; Stuttgart.
- WAGNER, R. (1897): Beitrag zur genauen Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **27**: 105, 2 Taf., 7 Abb.; Berlin.
- WENDLAND, F. (1980): Zur Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks in der thüringischen Vorderrhön (Bez. Suhl, DDR). – Z. geol. Wiss., **8**: 1057–1078, 7 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- WOLBURG, J. (1961): Sedimentationszyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins und Muschelkalks in NW-Deutschland. – Geotek. Forsch., **14**: 7–74, 17 Abb., 12 Taf., 5 Tab., 12 Beil.; Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G. (1964): Die Grenzschichten im Muschelkalk-Keuper bei Göttingen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964**: 204–211; Stuttgart.
- ZUNCKE, G. (1957): Zur Stratigraphie und Tektonik der Dorm-Riesberg-Achse. – Diss. Univ. Braunschweig, 178 S., 21 Abb., 1 Kt.; Braunschweig.

Geol. Jb. Hessen	118	S. 127-147	1 Abb.	1 Tab.	7 Taf.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	------------	--------	--------	--------	----------------

Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) bei Göttingen (Südniedersachsen)

Von

MAX URLICHS & ULLRICH VATH*

Kurzfassung: Umfangreiche horizontierte Aufsammlungen in einem vollständigen Profil des Oberen Muschelkalks bei Göttingen erlauben eine detaillierte Darstellung der stratigraphischen Verbreitung der Ceratiten. Sämtliche Ceratiten-Zonen sind nun erstmals auch bei Göttingen profilmäßig nachgewiesen. Die stratigraphischen Übereinstimmungen vor allem mit Baden-Württemberg sind groß. Die neuen Ergebnisse werden mit den bisherigen Befunden aus Mittel- und Süddeutschland diskutiert und verglichen.

Abstract: Extensive sampling of *Ceratites* bed by bed in a complete section of the Upper Muschelkalk near Göttingen (Lower Saxony) allow to give a detailed stratigraphical subdivision. Now all *Ceratites* Zones are proved in Lower Saxony for the first time. The stratigraphical correspondance especially with Baden-Württemberg is striking. The new results are discussed and compared with Middle and Southern Germany.

Danksagung: Die Herren der Bundesbahnbauleitung Hannover erlaubten die Aufnahme und Ab-sammlung des Profiles der Neubahnstrecke auf der Dransfelder Hochfläche. Die Herren Dr. J. FICHTER (Kassel), Dr. G. KRUMBIEGEL (Halle) und Dr. S. RITZKOWSKI (Göttingen) liehen Ceratiten aus, Herr P. GENSEL (Weimar) zeigte seine reichhaltige Ceratiten-Sammlung vor und Herr H. LUMPE (Stuttgart) fertigte die Fotoaufnahmen an. Für diese Hilfe bedanken wir uns herzlich.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	128
2. Biostratigraphische Gliederung	130
3. Schriftenverzeichnis	134

* Dr. M. URLICHS, Staatliches Museum für Naturkunde, Rosenstein 1, 7000 Stuttgart. Dipl.-Geol. U. VATH, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 3400 Göttingen.

1. Einleitung

Aus dem Oberen Muschelkalk (= mo) der Göttinger Umgebung stammen viele Ceratiten, die sich in zahlreichen Museums- und Universitäts-Sammlungen befinden. Bereits in sehr frühen Werken über Ceratiten werden Funde vom Hainberg bei Göttingen (SCHLOTHEIM 1820, L. v. BUCH 1849) beschrieben. Um die Jahrhundertwende lieferte der Steinbruch in Diemarden (S von Göttingen, Abb. 1) eine große Anzahl Ceratiten, die in der Sammlung Mascke im Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Göttingen verwahrt werden. Viele Stücke der Göttinger Sammlung dienten PHILIPPI (1901), RIEDEL (1916), SUN (1928), WENGER (1957) und URLICHS & MUNDLOS (1980) zur Aufstellung von Arten und Unterarten.

In mehreren kleinen Steinbrüchen in und um Göttingen waren meist nur die Bereiche des Trochitenkalks und der Unteren Ceratiten-Schichten aufgeschlossen. Lediglich in Diemarden wurden auch die Mittleren Ceratiten-Schichten abgebaut. Dort waren die Gesteine des gesamten Oberen Muschelkalks vom Trochitenkalk bis in die untere *spinusus*-Zone aufgeschlossen. Heute ist dieser Steinbruch fast gänzlich verrutscht und zugewachsen.

Im Zuge der Baumaßnahmen der Neubaustrecke Hannover – Würzburg der Deutschen Bundesbahn wurden im Bereich der SW von Göttingen gelegenen Dransfelder Hochfläche Profile im Oberen Muschelkalk aufgenommen (DÜNKEL 1987, REBERS 1987, VATH 1988). Ergänzung fanden diese Profilaufnahmen durch die Kernbohrung Örshausen (DÜNKEL 1987). Anhand horizontierter Funde von Ceratiten wurde für das südliche Niedersachsen erstmalig eine biostratigraphische Gliederung des gesamten Oberen Muschelkalks durchgeführt. Ausführliche Beschreibung des gesamten dargestellten Profils siehe DÜNKEL & VATH in diesem Band.

Lagepunkte (Abb. 1) mit Rechts- und Hochwerten:

Aufschluß nördlich Emmenhausen (Oberer Trochitenkalk, mo1), Bl. 4425 Göttingen, R 35 57 81/H 57 18 02

aufgelassener Steinbruch Diemarden (Oberer Muschelkalk), Bl. 4525 Reinhausen, R 35 66 19/H 57 06 00
 Profilstrecke (Oberer Muschelkalk bis Unterer Keuper), von Bahnkilometer 105,500, Südseite Grundbachtal-Brücke, Bl. 4525 Reinhausen, R 35 59 86/H 57 07 84 bis 108,420, Nordportal Tunnel Leinebusch R 35 58 32/H 57 05 27

Kernbohrung Örshausen (Mittlerer bis Oberer Muschelkalk), Bl. 4525 Reinhausen, R 35 58 23/H 57 05 24
 aufgelassener Steinbruch Marzhausen (Encrinus-Schichten, mo1), Bl. 4525 Reinhausen, R 35 61 68/H 56 97 13

Das Profil des Oberen Muschelkalks (Taf. 1) an der Bundesbahn-Neubaustrecke auf der Dransfelder Hochfläche bei Göttingen weist eine Gesamtmächtigkeit von 62,1 m auf. Davon entfallen 21,6 m auf die Encrinus-Schichten (mo1) und 40,5 m auf die Ceratiten-Schichten (mo2), die folgendermaßen untergliedert werden (Tab. 1):

Tafel 1

Profil des Oberen Muschelkalks (mo) der Dransfelder Hochfläche.
Statt *C. (Di.) weyeri* lies: *C. (Di.) dorsoplanus*.

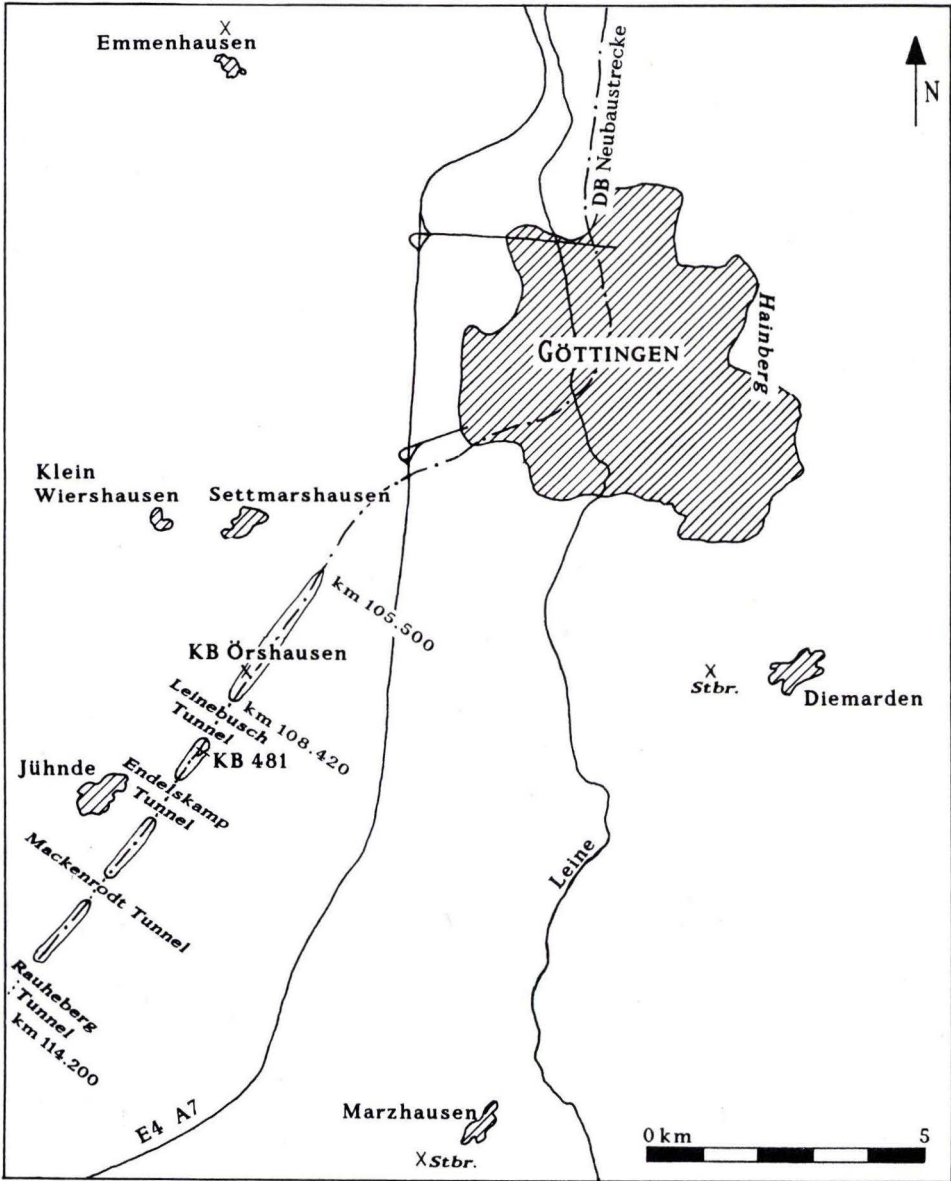


Abb. 1. Lageplan des Untersuchungsgebietes.

Tab. 1. Gliederung und Mächtigkeiten des Oberen Muschelkalks der Dransfelder Hochfläche, SW von Göttingen

Hangendes: Unterer Keuper		Mächtigkeiten		
Oberer Muschelkalk	Ceratiten-Schichten (= mo2)	Obere Ceratiten-Schichten (= <i>enodis/laevigatus</i> - bis <i>semipartitus</i> -Zone)	14,30 m	
		Mittlere Ceratiten-Schichten (= <i>compressus</i> - bis <i>postpinosus</i> -Zone)	20,25 m	
		Untere Ceratiten-Schichten (= obere <i>atavus</i> - bis <i>robustus</i> -Zone)	5,95 m	
	Encrinus-Schichten (= mol)	Oberer Trochitenkalk	} (= untere <i>atavus</i> -Zone)	4,40 m
		Zwischen-Schichten		3,25 m
		Haupttrochitenkalk	8,15 m	
		Gelbe Basisschichten	5,80 m	
Liegendes: Mittlerer Muschelkalk		62,10 m		

2. Biostratigraphische Gliederung

Grundlage zur Gliederung des Oberen Muschelkalks an der Bundesbahn-Neubaustrecke auf der Dransfelder Hochfläche bei Göttingen (Taf. 1) sind 90 horizontierte Ceratiten (Belegmaterial zu REBERS 1987, aufbewahrt im Institut und Museum für Geologie und Paläontologie Göttingen = IMGPG und Belegmaterial VATH 1988, aufbewahrt im Staatlichen Museum für Naturkunde Stuttgart = SMNS). Sämtliche Ceratiten-Zonen, von der *atavus*- bis zur *semipartitus*-Zone, sind in diesem Profil und auch bei der Lesesteinkartierung der Dransfelder Hochfläche nachgewiesen worden. Die Übereinstimmung vor allem mit Baden-Württemberg ist auffallend groß. Nun ist auch bei Göttingen die gleiche Zonen-Abfolge und jeweils auch die gleiche Faunenzusammensetzung in den einzelnen Zonen nachgewiesen. Die Ceratiten von der *enodis/laevigatus*- bis zur *semipartitus*-Zone sind jedoch durchweg so schlecht, bruchstückhaft und angelöst erhalten, so daß auf Abbildung verzichtet wird. Die hier verwendete Systematik entspricht der von URLICHS & MUNDLOS (1980, 1987).

atavus-Zone

Aus den Encrinus-Schichten führten bereits PHILIPPI (1901, S. 372) und KOENEN (1907, S. 20) die frühesten Ceratiten der Göttinger Gegend an, die jedoch unbestimmbar sind. Als die frühesten Ceratiten des germanischen Beckens werden bis in jüngste Zeit (z. B. KOZUR 1974, NOLTE 1989) die Funde aus Würzburg angeführt. Von dort beschrieben TRUSHEIM

(1934, S. 417) und GEISLER (1939, S. 238, 243) *Ceratites atavus*, *C. primitivus* und *C. pinguis* (= *C. (Doloceratites) primitivus*) aus Schichten unter der Hauptencrinitenbank. Wie HOFFMANN (1967, S. 22) darlegte, hat GEISLER (1939) jedoch zwei verschieden alte Bänke, die Untere Hauptencrinitenbank (= Trochitenbank 2 in Baden-Württemberg) und die Obere Hauptencrinitenbank (= Trochitenbank 5 nach NOLTE 1989), gleichgesetzt. HOFFMANN (1967) meint, daß die genannten Ceratiten aus dem Bereich unter der Unteren Hauptencrinitenbank und der Brachiopode *Tetractinella* aus der Oberen Hauptencrinitenbank stammen. Im nachhinein läßt sich das Fundniveau nicht mehr mit Sicherheit bestimmen. Höchstwahrscheinlich ist es genau umgekehrt, denn *Tetractinella* ist bis jetzt in Unterfranken nur aus der Unteren Hauptencrinitenbank und in Baden-Württemberg aus der Trochitenbank 2 bekannt (HAGDORN & MUNDLOS 1982). *Ceratites (Doloceratites) primitivus* tritt in Baden-Württemberg erst ab den Haßmersheimer Mergeln 3 bis knapp unter die Trochitenbank 5 auf (URLICHS & MUNDLOS 1980). Demnach stammen die Würzburger Funde mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Bereich unter der Oberen Hauptencrinitenbank (= Trochitenbank 5). Die tatsächlich frühesten Ceratiten sind knapp über der Unteren Hauptencrinitenbank von Karlstadt/Unterfranken (NOLTE 1989) und aus der Trochitenbank 2 von Nußloch/Nordbaden (KÖNIG 1920, S. 27; URLICHS & MUNDLOS 1985, S. 225) bekannt.

Ein Neufund, ein nicht näher bestimmbarer *Paraceratites* sp., stammt aus den Zwischenschichten der Bundesbahn-Neubaustrecke auf der Dransfelder Hochfläche. Weitere Funde, ein *Paraceratites (Progonoceratites) cf. flexuosus flexuosus*, kommen aus dem Oberen Trochitenkalk vom Steinbruch Marzhausen (ca. 9 km SSE vom Profil auf der Dransfelder Hochfläche, Abb. 1) und ein *Paraceratites (Progonoceratites) cf. atavus atavus* aus einem Aufschluß N von Emmenhausen (ca. 11,5 km N vom Profil auf der Dransfelder Hochfläche, Abb. 1). Damit beginnt die *atavus*-Zone an der Bundesbahn-Neubaustrecke bei Göttingen in den Zwischenschichten des Trochitenkalks, etwa 14–15 m über der Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk und sie reicht bis 1,95 m über den Oberen Trochitenkalk. Die obere *atavus*-Zone ist charakterisiert durch das Vorkommen von *Paraceratites (Progonoceratites) atavus atavus* (Taf. 2, Fig. 1), *P. (Pr.) flexuosus flexuosus* (Taf. 2, Fig. 2) und *Ceratites (Doloceratites) primitivus* (Taf. 3, Fig. 1).

BUSSE (1970, S. 119, 127) und HAGDORN et al. (1987, S. 150) führen das gemeinsame Auftreten von *P. (Pr.) atavus* und *Ceratites (Doloceratites) pulcher* aus den Blauen Grenzkalen über dem Trochitenkalk des Meißners an. BUSSE (1970, S. 127) selbst bemerkt, daß das fragliche Exemplar in der Berippung dem „*Ceratites flexuosus crassus*“ (= *P. (Pr.) flexuosus bussei*) entspricht, den WENGER (1957) als jüngeres Synonym von *C. pulcher* betrachtet. Nachdem *P. (Pr.) flexuosus bussei* als selbständige Unterart erkannt ist (URLICHS & MUNDLOS 1980), treten die beiden Arten auch hier nicht gemeinsam auf. Der *Ceratites pulcher*, Belegstück zu BUSSE (1970, aufbewahrt im Naturkundemuseum Kassel, Nr. W 1284), wurde nun überprüft: Er ist nach der Gehäuseform ein typischer *Paraceratites (Progonoceratites) atavus atavus* mit 19,6% Nabelweite am Phragmokonende. Lediglich die Skulptur ist, wie schon von BUSSE (1970) erwähnt, ähnlich *Paraceratites (Progonoceratites) flexuosus bussei*, und zwar sind zu Beginn der Wohnkammer recht kräftige, längliche Lateral- und Marginalknoten ausgeprägt.

Ähnliche Verhältnisse wie bei Göttingen und am Meißner sind aus Thüringen bekannt. Bereits PHILIPPI (1901, Taf. 37, Fig. 3) hat einen *Ceratites* sp. aus „oolithischem Kalk unter echtem Trochitenkalk“ vom Hengstbach bei Legefild SW Weimar abgebildet. Das Original konnte nun artlich bestimmt werden, und es handelt sich um *Ceratites (Doloceratites) primitivus*.

vus. Demnach beginnt auch in Thüringen die *atavus*-Zone in dem dort geringmächtigen Trochitenkalk, der nach MÜLLER (1950, Taf. 11) in der Weimarer Gegend bis auf den obersten Meter oolithisch ausgebildet ist. Die *atavus*-Zone reicht noch mindestens 2 m in die Unteren Ceratiten-Schichten hinein, denn PHILIPPI (1901, Taf. 34, Fig. 5) und A. H. MÜLLER (1950, Taf. 11) führen aus diesen Schichten *Ceratites atavus* und *C. flexuosus* von Weimar an. Etwa 7 m über dem Trochitenkalk ist nach A. H. MÜLLER (1950) in Thüringen das Vorkommen von *C. pulcher* nachgewiesen.

pulcher- und *robustus*-Zone

Auf der Dransfelder Hochfläche bei Göttingen kommt *C. (Do.) pulcher* (Taf. 3, Fig. 3) nur in einem geringmächtigen Bereich von 2,0 bis 2,1 m über dem Oberen Trochitenkalk vor. Getrennt davon treten 2,1 bis 5,1 m über dem Oberen Trochitenkalk *C. (Do.) robustus robustus* (Taf. 3, Fig. 4) zusammen mit *C. (Do.) robustus stolleyi* (Taf. 3, Fig. 2), *C. (Do.) robustus rarinosus* (Taf. 3, Fig. 5) und *P. (Pr.) philippii philippii* (Taf. 2, Fig. 3a, 3b) auf. Vermutlich ist das früher oft angegebene, gemeinsame Vorkommen von *C. (Do.) pulcher* und *C. (Do.) robustus robustus* auf Fehlbestimmungen zurückzuführen, denn *C. (Do.) pulcher* ist dem *C. (Do.) robustus stolleyi* ähnlich. Letzterer hat zum Unterschied stärkere Skulptur und deutlich größere Nabelweite als ersterer. Auch in Württemberg ist ein getrenntes Auftreten beider Arten nun auch bekannt (URLICHS & MUNDLOS 1988). Deshalb werden die *pulcher*- und *robustus*-Zone wieder voneinander getrennt, wie es bereits in neueren Arbeiten gehandhabt wurde (GROETZNER 1962, ROSE 1986). Im Profil an der Bundesbahn-Neubaustrecke bei Göttingen (Taf. 1) werden jedoch die geringmächtige *pulcher*- und *robustus*-Zone aus zeichnerisch-darstellerischen Gründen zu einer Einheit, der „*pulcher*- + *robustus*-Zone“, zusammengefaßt.

compressus-Zone

Die *compressus*-Zone reicht an der Bundesbahn-Neubaustrecke auf der Dransfelder Hochfläche bei Göttingen von 6,0 bis 13,0 m über dem Oberen Trochitenkalk. Der untere Teil ist durch *C. (Opheoceratites) compressus apertus* (Taf. 4, Fig. 3), *C. (O.) compressus* aff. *compressus* und *C. (O.) raricostatus* und der obere Teil durch *C. (O.) compressus compressus* (Taf. 4, Fig. 1a, 1b) sowie *C. (O.) compressus similis* (Taf. 4, Fig. 2a, 2b) charakterisiert. Die gleiche Unterteilung dieser Zone ist auch in Württemberg nachgewiesen (URLICHS & MUNDLOS 1988). Auch dort tritt im unteren Teil ein Ceratit aus der Verwandtschaft von *C. (O.) compressus compressus* mit groben, weit auseinanderstehenden Rippen auf, der die gleiche Gehäuseform jedoch größere Rippen wie der Holotypus von *C. (Do.) pulcher angustus* WENGER hat. (Letztere Unterart gehört, wenn sie berechtigt ist, nicht in die Verwandtschaft von *C. (Do.) pulcher*). Diese Zerteilung der *compressus*-Zone ist ferner in Thüringen vorhanden, wie wir uns anhand der Abbildungsbelege zu GENSEL (1988) überzeugen konnten, und zwar treten auch dort *Ceratites (Opheoceratites) raricostatus* (Orig. zu GENSEL 1988, Taf. 1, Fig. 7), *C. (O.) transgressor* (Orig. zu GENSEL 1988, Taf. 1, Fig. 9) und *C. (Doloceratites) robustus robustus* (Orig. zu GENSEL 1988, Taf. 1, Fig. 8) zusammen mit sehr wenigen nicht abgebildeten Exemplaren

von *C. (O.) compressus compressus* und *C. (O.) compressus* aff. *compressus* auf. Da die Index-Art in dieser Ceratiten-Gesellschaft nachgewiesen ist, ist die Zugehörigkeit zur *compressus*-Zone gesichert. Die obere *compressus*-Zone ist auch in Thüringen durch das alleinige Vorkommen von *C. (O.) compressus compressus* und *C. (O.) compressus similis* charakterisiert (Orig. zu GENSEL 1988, Taf. 1, Fig. 10, 13 bzw. Fig. 11, 12, 14).

evolutus-Zone

Die *evolutus*-Zone auf der Dransfelder Hochfläche reicht von 13,1 bis 17,2 m über dem Oberen Trochitenkalk. Sie ist durch viele Exemplare von *C. (Opheoceratites) evolutus evolutus* (Taf. 5, Fig. 1a, 1b), *C. (O.) evolutus subspinosus* (Taf. 5, Fig. 2), *C. (O.) evolutus bispinatus* (Taf. 6, Fig. 2a, 2b) und einen *C. (Acanthoceratites) spinosus praecursor* (Taf. 5, Fig. 3) gut belegt. *C. (Opheoceratites) compressus similis* reicht noch etwas in die *evolutus*-Zone hinein.

spinosus- und *postspinosus*-Zone

Die Basis der *spinosus*-Zone dagegen ist nur durch wenige Exemplare von *C. (Acanthoceratites) spinosus spinosus* (Taf. 6, Fig. 1a, 1b) von 17,75 bis 18,3 m über dem Oberen Trochitenkalk nachgewiesen, und dann folgen 6 m ohne horizontierte Ceratiten. Deshalb erfolgt auch im Profil der Dransfelder Hochfläche (Taf. 1) keine Grenzziehung zwischen der *spinosus*- und der *postspinosus*-Zone. Sie werden als eine Einheit zur *spinosus* + *postspinosus*-Zone zusammengefaßt. Darüber ist, von 24,9 bis 26,2 m über dem Oberen Trochitenkalk ebenfalls durch wenige Exemplare von *C. (Acanthoceratites) spinosus penndorfi* (Taf. 7, Fig. 2a, 2b), *C. (A.) spinosus* cf. *multicostatus* (Taf. 7, Fig. 1a, 1b) und *C. (Doloceratites) muensteri perkeo* (Taf. 6, Fig. 3) die *postspinosus*-Zone nachgewiesen. Obwohl nur wenige Stücke in der *spinosus*- und *postspinosus*-Zone im Profil der Dransfelder Hochfläche bei Göttingen horizontiert entnommen wurden, zeichnen sich gerade diese Zonen durch häufiges Vorkommen von Ceratiten aus, wie bei der Lesesteinkartierung festgestellt wurde.

enodis-/*laevigatus*-Zone

Die *enodis/laevigatus*-Zone ist geringmächtig und durch schlecht erhaltene Funde von *C. (Doloceratites) laevigatus*, *C. (Gymnoceratites) enodis* und *C. (Ceratites) sublaevigatus* ab 26,2 m über dem Oberen Trochitenkalk nachgewiesen.

praenodosus- und *nodosus*-Zone

Im Längsplattungshorizont 2 (LP2), etwa 28,0 m über dem Oberen Trochitenkalk (näheres dazu bei DÜNKEL & VATH in diesem Band), tritt dann erstmals *C. (Ceratites) praenodosus* und in der *albertii*-Bank, etwa 31,0 m über dem Oberen Trochitenkalk, *C. (Ceratites) nodosus* auf.

dorsoplanus-Zone

Auf der Dransfelder Hochfläche bei Göttingen sind die frühesten Discoceratiten 34,5 m über dem Oberen Trochitenkalk, über der *ostracina*-Bank, und zwar Funde von *C. (Discoceratites) dorsoplanus* nachgewiesen. Damit ist die *dorsoplanus*-Zone belegt. In ihrem unteren Teil tritt wie in Nordwürttemberg *C. (Di.) levalloisi* und in ihrem oberen Teil *C. (Di.) meissnerianus* auf. Für das Vorhandensein der *intermedius*- (= *weyeri*)-Zone fehlt auf der Dransfelder Hochfläche der Nachweis.

semipartitus-Zone

Über einer Fundlücke von 1 m folgt dann 39,5 m über dem oberen Trochitenkalk die *semipartitus*-Zone, die durch Funde von *C. (Discoceratites) semipartitus* belegt ist. Der stratigraphisch jüngste Ceratit, ein *Ceratites (Discoceratites) cf. meissnerianus*, ist ein Lesesteinfund aus dem Hauptdolomit des Unteren Keupers auf einem Feld nahe dem Profil der Bundesbahn-Neubaustrecke SW von Göttingen (REBERS 1987). Es ist ein mäßig engenabeltes Phragmokon-Bruchstück mit 4,5 cm Größe, mit schmalem und hohem Querschnitt, aufgeblähten Flanken und länglichen, schwach ausgeprägten Lateral- und Marginalknoten sowie schmaler durch Kanten abgesetzter Ventralseite. Da dieses Stück ein Lesesteinfund ist, bleibt sein stratigraphischer Wert fraglich. Falls es tatsächlich aus dem Unteren Keuper stammt, wäre hiermit der Nachweis möglich, daß bei Göttingen Teile der *semipartitus*-Zone im Unteren Keuper enthalten sind. Es ist jedoch dort der erste Nachweis für das Auftreten dieser Art. Als nördlichste Vorkommen von *C. (Di.) meissnerianus* galt bis jetzt der Meißner in Nordhessen. Dort tritt diese Art in den Dolomitischen Grenzschichten von PENNDORF (1951) auf.

3. Schriftenverzeichnis

- BUCH, L. v. (1849): Über Ceratiten. – Abh. kgl. preuss. Akad. Wiss. Berlin, phys. Kl., **1848**: 1–33, Taf. 1–7; Berlin.
- BUSSE, E. (1952): Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nord-Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **6/3**: 118–137; Wiesbaden.
- (1954): Profil der Unteren und Mittleren Ceratiten-Schichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 152–167, 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1970): Ceratiten und Ceratiten-Stratigraphie. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 112–145, 2 Tab.; Wiesbaden.
- DUCHROW, H., & GROETZNER, J.-P. (1984): Der Obere Muschelkalk im Osnabrücker Bergland. – In: H. KLASSEN (Hrsg.), Geologie des Osnabrücker Berglandes, 169–218, 5 Abb., 3 Anl.; Osnabrück.
- DÜNKEL, H. (1987): Geologie der Dransfelder Hochfläche östlich Jühnde, südliches Niedersachsen. Teil 1 und 2. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- & VATH, U. (1990): Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrias) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Süd-niedersachsen). – Geol. Jb. Hessen, **118**: 87–126, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- FRANKE, W., PAUL, J., & SCHRÖDER, H. G. (1977): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens (Trias, Tertiär). – Exkursionsführer Geotagung '77 Göttingen, **2**: 41–62, 8 Abb.; Göttingen.
- GEISLER, R. (1939): Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalks in der Umgebung von Würzburg mit besonderer Berücksichtigung der Ceratiten. – Jb. preuss. geol. L.-Anst., **59**: (1938): 197–248, 16 Abb., Taf. 4–8; Berlin.

- GENSEL, P. (1988): Geologisch-paläontologische Dokumentation des temporären Aufschlusses Klärwerk Tiefurt bei Weimar. – Veröff. Naturkundemus. Erfurt, 7: 49–56, 5 Abb., 2 Taf.; Erfurt.
- GROETZNER, J.-P. (1962): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen des Oberen Muschelkalks im südöstlichen Niedersachsen zwischen Weser und Oker. – Diss. Univ. Braunschweig, 125 S., 5 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Braunschweig.
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiet des oberen Wesertales. – Jber. niedersächs. geol. Ver., 4: 1–102, 1 Tab.; Hannover.
- (1922): Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. – Jb. preuss. geol. L.-Anst., 41/1: 226–253, 1 Tab.; Berlin.
- HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M., & SIMON, T. (1987): Profil durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – Geol. Jb. Hessen, 115: 131–160, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- HOFFMANN, U. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000, Blatt Nr. 6625 Würzburg-Süd, 134 S., 17 Abb., 4 Beil., 2 Tab.; München.
- KLEINSORGE, H. (1934): Faziesverhältnisse des Oberen Muschelkalks am Nordrand der Rheinischen Masse. – Cbl. Min. Geol. Paläont., B, 1934: 300–305, 6 Abb.; Stuttgart.
- KOENEN, A. v. (1907): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Bl. No. 28 Göttingen (Nr. 4425), 2. Aufl.; Berlin.
- KÖNIG, H. (1920): Zur Kenntnis des unteren Trochitenkalkes im nördlichen Kraichgau. – Sitzungsber. Heidelber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. A, 1920: 1–47; Heidelberg.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Freiburger Forschungsh., C, 280: Teil 1: 56 S., 15 Tab., Teil 2: 71 S.; Leipzig.
- KUMM, A. (1941): Das Mesozoikum in Niedersachsen. 1. Abteilung Trias und Lias. – Geol. u. Lagerstätt. Niedersachsen, 2, 328 S., 79 Abb.; Oldenburg.
- MÜLLER, A. H. (1950): Stratonomische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens. – Geologica, 4: 1–74, Taf. 1–11; Berlin.
- NOLTE, J. (1989): Die Stratigraphie und Paläontologie des Unteren Hauptmuschelkalkes (mol. Mittl. Trias) von Unterfranken. – Berliner geowiss. Abh. (A), 106: 303–341, 6 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- PENNDORF, H. (1924): Zur Gliederung der Ceratitenschichten in Niederhessen. – Cbl. Min. Geol. Paläont., 1924: 50–53; Stuttgart.
- (1951): Die Ceratiten-Schichten am Meißner in Niederhessen. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges. 484: 1–24, 3 Abb., Taf. 1–6; Frankfurt a. M.
- PHILIPPI, E. (1901): Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. – Paläont. Abh., N. F., 4: 347–457, Taf. 24–44; Jena.
- REBERS, H. (1987): Oberer Muschelkalk und Unterer Keuper im Einschnitt der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg (km 105,00–108,420) südlich Olenhusen. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; Göttingen.
- (1987): Geologie der Muschelkalkfläche zwischen Settmarshausen und Mengershausen bei Göttingen (Muschelkalk, Keuper; südliches Niedersachsen). – Unveröff. Dipl. Kartierung Univ. Göttingen; Göttingen.
- RIEDEL, A. (1916): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. – Jb. kgl. preuss. L.-Anst., 37: 1–116, Taf. 1–18, 5 Abb.; Berlin.
- ROSE, K.-H. (1986): Ceratiten-Verbreitung im Oberen Muschelkalk des Weserberglandes am Beispiel der Profile Daspe und Großenberg. – Aufschluss, 37: 294–312, 6 Abb.; Heidelberg.
- SCHLOTHEIM, E. F. v. (1820): Petrefactenkunde. – 437 S.; Gotha (Becker).
- STOLLEY, E. (1916): Über einige Ceratiten des deutschen Muschelkalks. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., 37: 117–143, Taf. 19–20; Berlin.
- SUN, Y. C. (1928): Mundsaum und Wohnkammer der Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalks. – Diss. Univ. Halle, 20 S., 2 Taf.; Leipzig (M. Weg).
- TRUSHEIM, F. (1934): Ein neuer Leithorizont im Hauptmuschelkalk von Unterfranken. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. B, 71: 407–421, 2 Abb., Taf. 13; Stuttgart.
- URLICHS, M., & MUNDLOS, R. (1980): Revision der Ceratiten aus der *atavus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, 48: 42 S., 7 Abb., 4 Taf., Stuttgart.
- (1985): Immigration of cephalopods into the Germanic Muschelkalk basin and its influence on their suture line. – Lecture Notes in Earth Sciences, 1: 221–236, 8 Abb.; Heidelberg.

- (1987): Revision der Gattung *Ceratites* DE HAAN 1825 (Ammonoidea, Mitteltrias). – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **128**, 36 S., 16 Abb.; Stuttgart.
 - (1988): Zur Stratigraphie des Oberen Trochitenkalks (Oberer Muschelkalk, Oberanis) bei Crailsheim. – Sonderbd. Ges. Naturk. Württemberg, **1**: 70–84, 7 Abb.; Stuttgart.
- VATH, U. (1988): Geologie des Ost-Randes der Dransfelder-Hochfläche zwischen Lemshausen und Deiderode, südwestlich von Göttingen. – Unveröff. Dipl. Kartierung Univ. Göttingen; Göttingen.
- WENGER, R. (1957): Die germanischen Ceratiten. – Palaeontographica, (A), **108**: 57–129, 44 Abb., 4 Beil., 17 Tab., Taf. 8–20; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 27. 11. 1989

Tafel 2

- Fig. 1. *Paraceratites (Progonoceratites) atavus atavus* (PHILIPPI). Oberer Muschelkalk, 1,6 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25320-1.
- Fig. 2. *Paraceratites (Progonoceratites) flexuosus flexuosus* (PHILIPPI). Oberer Muschelkalk, 1,8 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25321-1.
- Fig. 3. *Paraceratites (Progonoceratites) philippi philippi* (RIEDEL). Oberer Muschelkalk, 4,6 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25322-1. a: Lateral-, b: Frontalansicht.
- Sämtliche Figuren $\frac{9}{10}$ natürliche Größe, Dransfelder Hochfläche südwestlich Göttingen.
Foto: H. LUMPE.



Tafel 3 ▶

Fig. 1. *Ceratites (Doloceratites) primitivus* RIEDEL. Oberer Muschelkalk, 1,8 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25323-1.

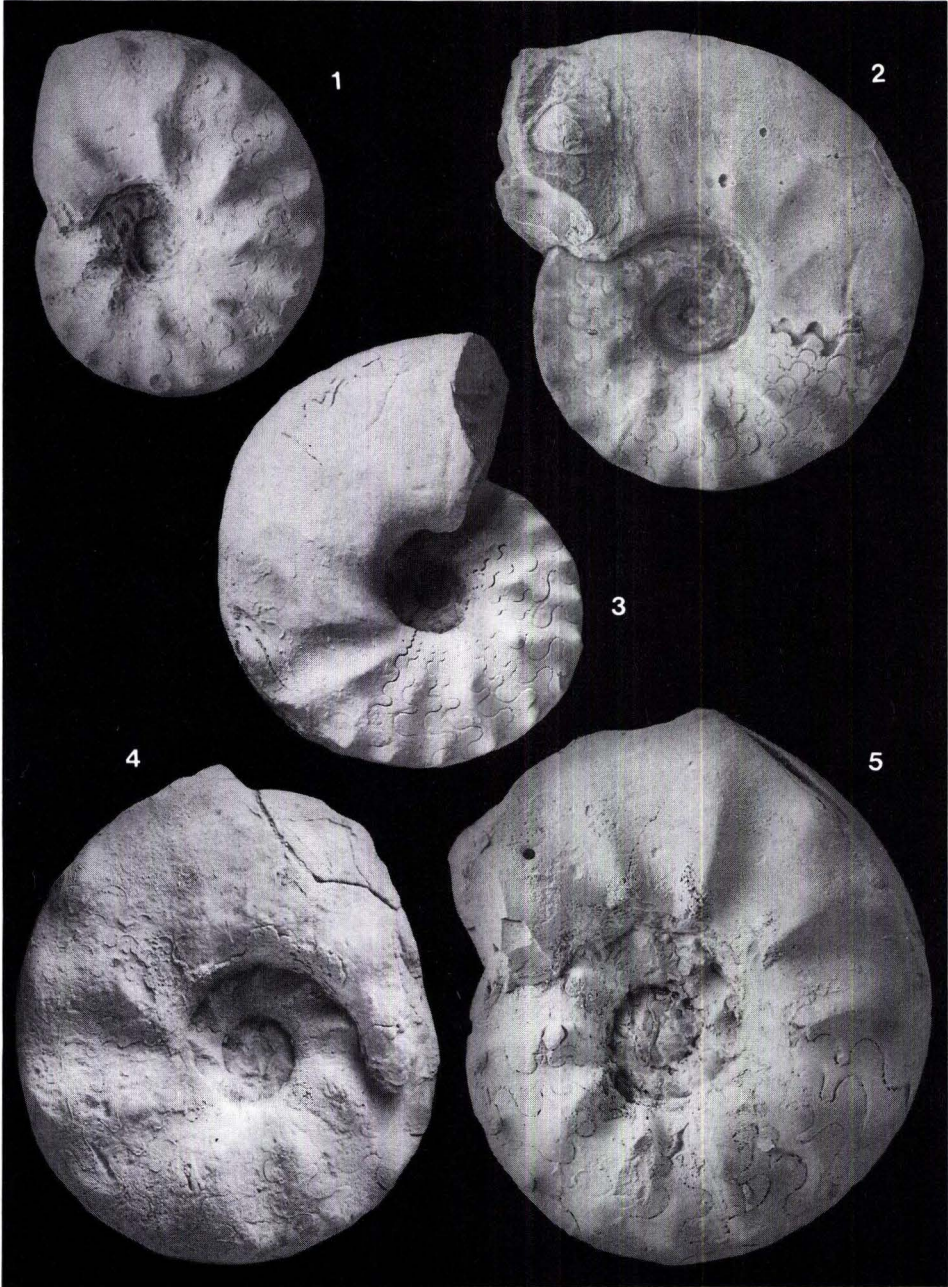
Fig. 2. *Ceratites (Doloceratites) robustus stolleyi* SUN, Holotypus. Oberer Muschelkalk. Eberthal bei Göttingen. IMGPG.

Fig. 3. *Ceratites (Doloceratites) pulcher* RIEDEL. Oberer Muschelkalk, 2,0 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25324-1.

Fig. 4. *Ceratites (Doloceratites) robustus robustus* RIEDEL. Oberer Muschelkalk, 2,1 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25325-1.

Fig. 5. *Ceratites (Doloceratites) robustus rarinosus* RIEDEL. Oberer Muschelkalk, 5,1 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25327.

Sämtliche Figuren in $\frac{9}{10}$ natürlicher Größe, Fig. 1, 3, 4, 5, Dransfelder Hochfläche südwestlich Göttingen. Foto: H. LUMPE.



Tafel 4

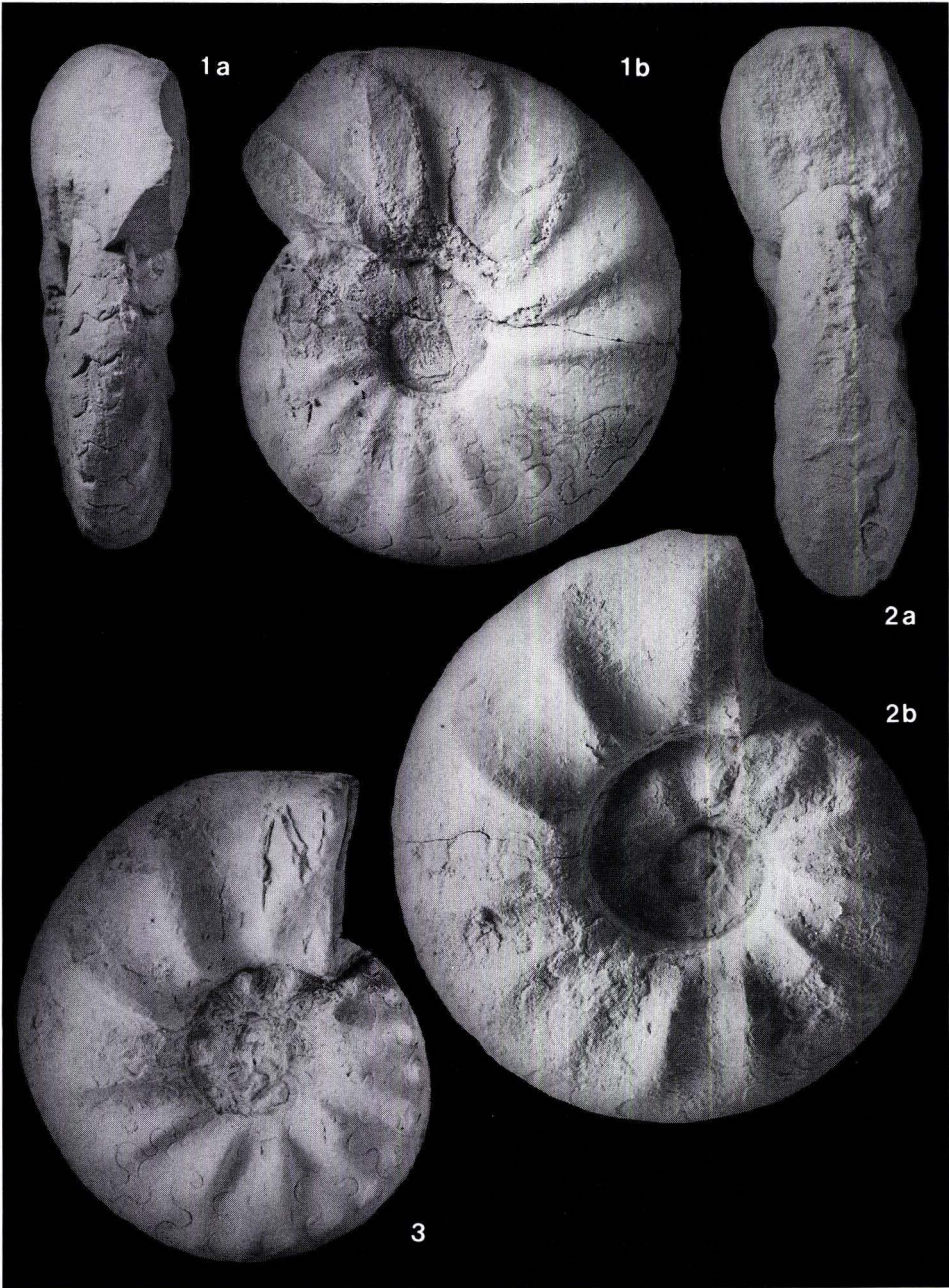
Fig. 1. *Ceratites (Opheoceratites) compressus compressus* PHILIPPI. Oberer Muschelkalk, 9,7 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25331-1. a: Frontal-, b: Lateralansicht.

Fig. 2. *Ceratites (Opheoceratites) compressus similis* RIEDEL. Oberer Muschelkalk, 13,0 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25332-1 a: Frontal-, b: Lateralansicht.

Fig. 3. *Ceratites (Opheoceratites) compressus apertus* WENGER. Oberer Muschelkalk, 6,0 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25330.

Sämtliche Figuren in $\frac{9}{10}$ natürlicher Größe, Dransfelder Hochfläche südwestlich Göttingen.

Foto: H. LUMPE.



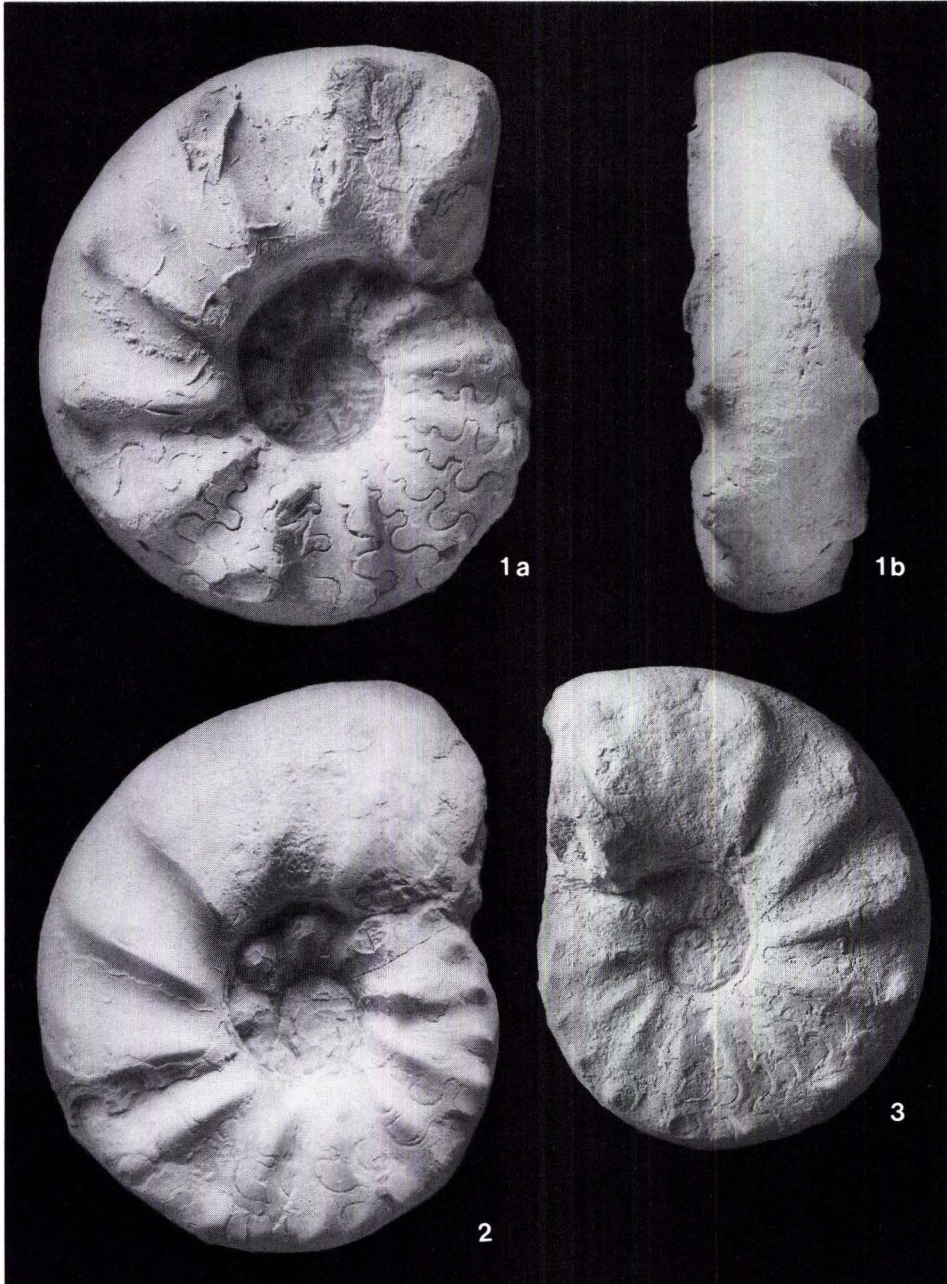
Tafel 5 ▶

Fig. 1. *Ceratites (Opheoceratites) evolutus evolutus* PHILIPPI. Oberer Muschelkalk, 16,4 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25334-1. a: Lateral-, b: Ventralansicht.

Fig. 2. *Ceratites (Opheoceratites) evolutus subspinosus* STOLLEY. Oberer Muschelkalk, 13,2 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25333-1.

Fig. 3. *Ceratites (Acanthoceratites) spinosus praecursor* RIEDEL. Oberer Muschelkalk, 14,8 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25337.

Sämtliche Figuren in $\frac{9}{10}$ natürlicher Größe, Dransfelder Hochfläche südwestlich Göttingen.
Foto: H. LUMPE.



Tafel 6

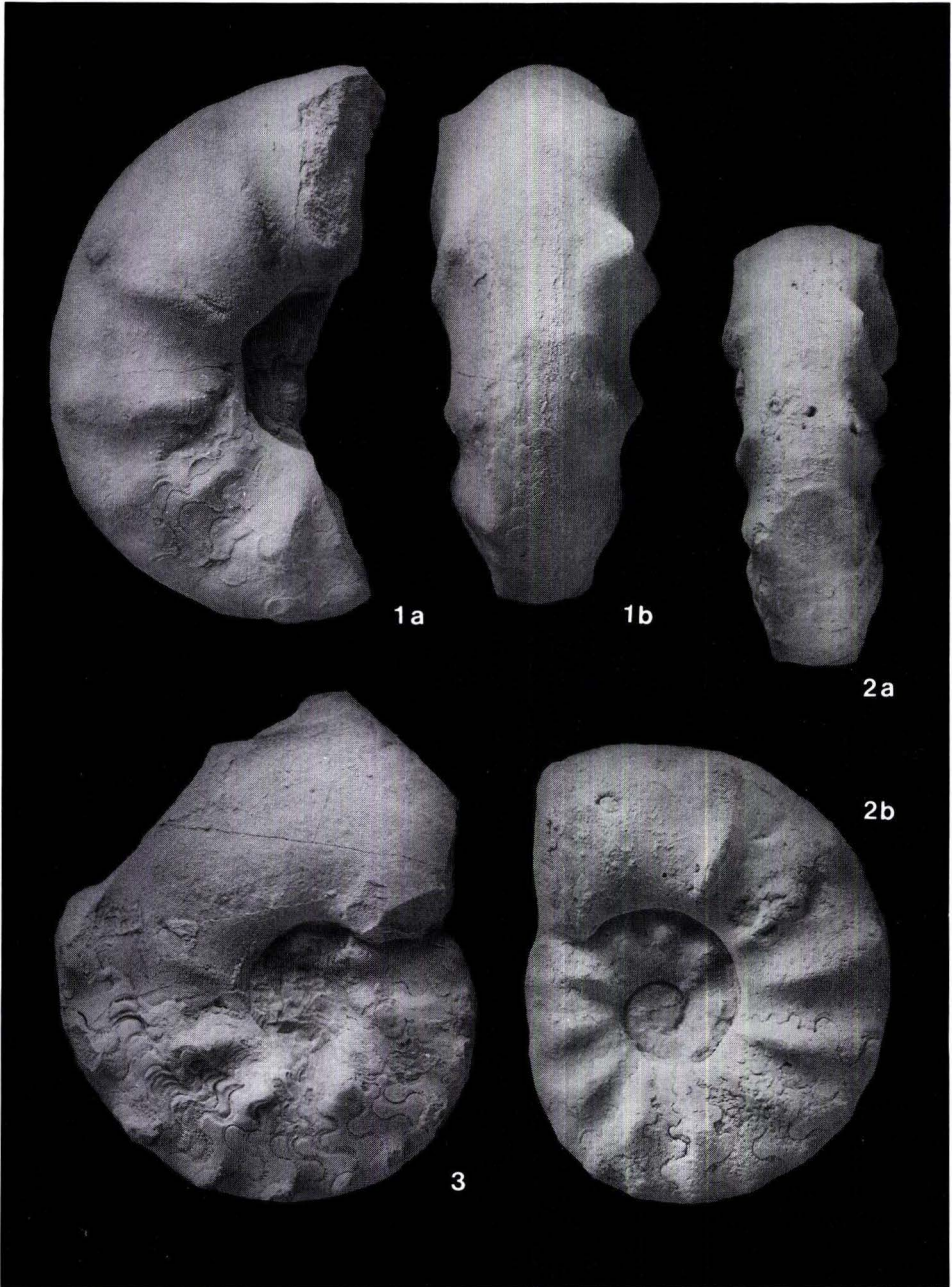
Fig. 1. *Ceratites (Acanthoceratites) spinosus spinosus* PHILIPPI. Oberer Muschelkalk, 18,3 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25336-1. a: Lateral-, b: Ventralansicht.

Fig. 2. *Ceratites (Opheoceratites) evolutus bispinatus* WENGER. Oberer Muschelkalk, 16,55 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25331-1. a: Ventral-, b: Lateralansicht.

Fig. 3. *Ceratites (Doloceratites) muensteri perkeo* WENGER. Oberer Muschelkalk, 26,7 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25339-1.

Sämtliche Figuren $\frac{9}{10}$ natürliche Größe, Dransfelder Hochfläche südwestlich von Göttingen.

Foto: H. LUMPE.



Tafel 7

Fig. 1. *Ceratites (Acanthoceratites) spinosus* cf. *multicostatus* WENGER. Oberer Muschelkalk, 25,0 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25343.

Fig. 2. *Ceratites (Acanthoceratites) spinosus penndorfi* ROTHE. Oberer Muschelkalk, 26,2 m über Oberem Trochitenkalk. SMNS 25338-1. a: Lateral-, b: Ventralansicht.

Figur 1 in $\frac{9}{10}$ natürlicher Größe, Figur 2 in $\frac{2}{3}$ natürlicher Größe, Dransfelder Hochfläche südwestlich Göttingen. Foto: H. LUMPE.



Geol. Jb. Hessen	118	S. 149–153	2 Abb.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	------------	--------	----------------

Schleichsand (Oligozän) bei Niederwalluf (Rheingau, Hessen)

Von

EBERHARD KÜMMERLE *

Kurzfassung: Am rechten Ufer des Wallufbaches in Höhe von Bugs Mühle bei Niederwalluf ist eine vorwiegend sandige Schichtenfolge freigelegt, die dem Schleichsand/Cyrenenmergel des Mainzer Beckens zuzuordnen ist.

Abstract: Sands of the Schleichsand/Cyrena marls, spread out in the Mainz basin are uncovered by a creek close to Niederwalluf.

Inhaltsverzeichnis

1. Aufschlußbeschreibung...	149
2. Fossilführung und Einstufung...	151
3. Einordnung des Vorkommens in seine geologische Umgebung...	152
4. Schriftenverzeichnis...	153

1. Aufschlußbeschreibung

Seit einiger Zeit treten an einem Prallhang des Wallufbaches bei Niederwalluf (Rheingau) glimmerreiche Sande zutage, die sonst unter quartären Terrassensedimenten und Löß verborgen sind. Die Fundstelle liegt auf Bl. 5914 Eltville am Rhein bei R 34 39 475, H 55 44 745, bei 89,0 m über NN (Bachniveau).

* Dr. E. KÜMMERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

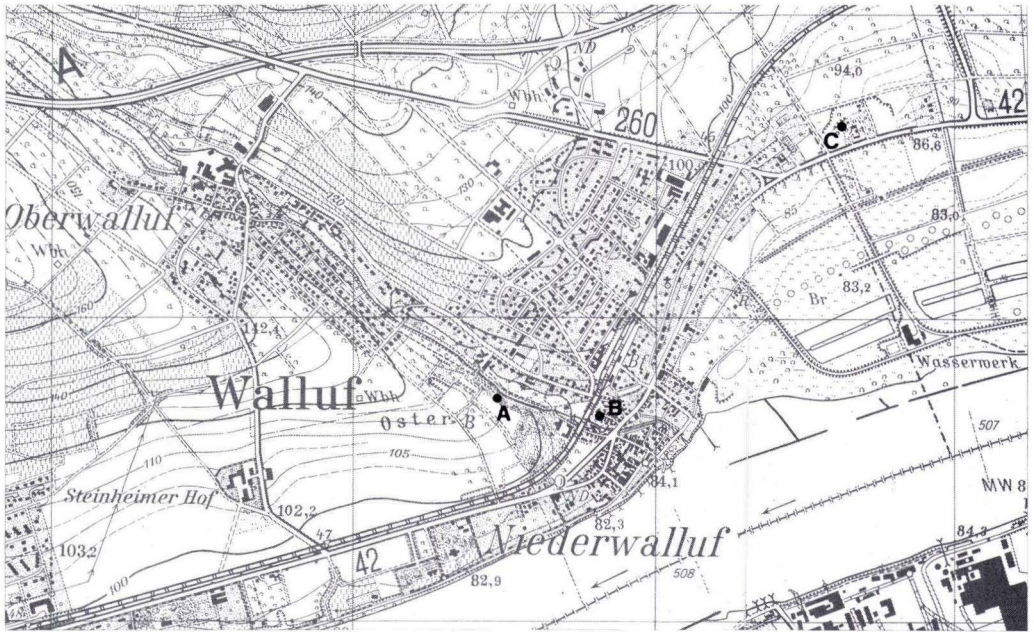


Abb. 1. Lage des beschriebenen Aufschlusses auf Bl. 5914 Eltville am Rhein (A), der Bohrung Waldaffa-Quelle (B) und der ehemaligen Schiersteiner Sandgruben (C).

Die gesamte Sandfolge der Schichten 1–21 ist durch hohe Gehalte an farblosem, grünem und braunem Glimmer gekennzeichnet, wobei die größeren, mittelsandigen Lagen naturgemäß die Glimmerblättchen mit den größten Durchmesser (bis 2,2 mm) führen, besonders Schicht 15 und 1. Das Hauptkorn besteht aus farblosem bis weißem Quarz, eckig bis kantengerundet, und feinen Trümmern verschiedener Taunusgesteine. In wenigen Einzelkörnern tritt Glaukonit auf.

Bemerkenswert sind insbesondere die als Schichten 10, 12, 14 und 20 bezeichneten Bänke von schluffigem Kalkstein bis verfestigtem Kalkschluff. Sie sind fein geschichtet durch dünne Lagen von Feinsand, Glimmerblättchen oder Fossilschill, darunter befinden sich undeutliche Pflanzenreste in eisenschüssiger Erhaltung. Diese Bänke sind stark klüftig, zerfallen stückig und sind, von Klüften ausgehend, von Lösungen stark angegriffen. Bei fortgeschrittener Kalklösung werden ehemals durchgehende Bänke zerlegt, und es können dann konkretionsähnliche nierenförmige Gebilde entstehen, wie sie bei KÜMMERLE (1986: 98) beschrieben sind.

Das Profil ist von oben nach unten:

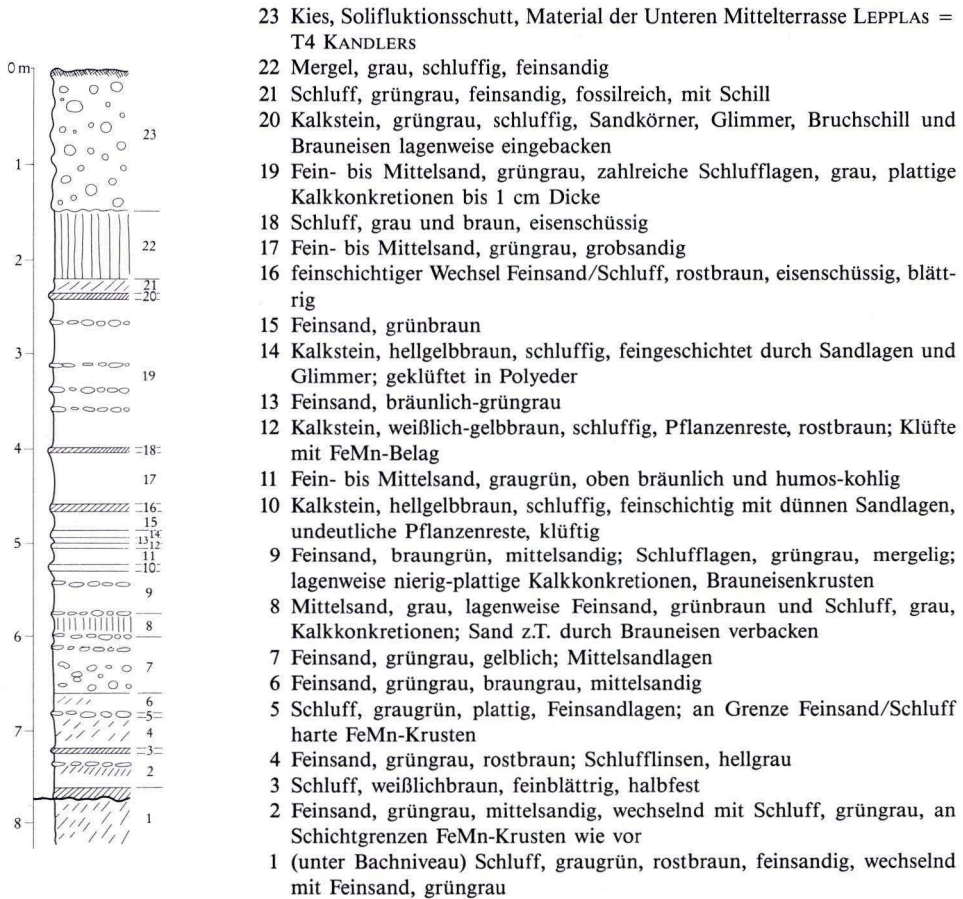


Abb. 2. Aufschlußprofil.

2. Fossilführung und Einstufung

Der fossile Inhalt zeigt über das ganze Profil der Schichten 1–21 hinweg kaum Änderungen. Schichten 1–20 enthalten eine nur spärliche Mikrofauna aus wenigen Schwammnadeln und planktonischen Foraminiferen (Globigerinen). Letztere sind in Schicht 1, 7 und 17 etwas zahlreicher. Von den meisten Bearbeitern des Schleichsandes werden sie als allochthon gedeutet. Daneben kommen Einzelexemplare kleinwüchsiger *Cibicides* sp., *Bulimina* sp. und *Discorbis* sp. vor. Auch Ostrakoden sind selten; eine gewisse Häufung war nur in Schicht 11, 13 und 15 zu beobachten:

Hemicyprideis basiliensis (OERTLI)

Pterygocythereis fimbriata (MÜNSTER).

Balanus-Fragmente kommen in Schicht 8, 17 und 22 vor.

Schicht 21 ist die fossilreichste mit:

Globigerina sp.

Schwammnadeln

Nuculana sp.

Glycymeris (*Glycymeris*) *obovata* (LAMARCK)

Isognomon (*Hippochaeta*) *maxillata sandbergeri* (DESHAYES)

Crassostrea cyathula (LAMARCK)

Polymesoda sp.

Hemicyprideis basiliensis (OERTLI)

Pterygocythereis fimbriata (MÜNSTER)

Balanus sp.

Fischknochensplitter, -wirbel, -schuppen, -zähnen.

Die genannten Lamellibranchiaten liegen nur bruchstückhaft, als Bruchschill, vor.

In Schicht 22 tritt der Sandgehalt zugunsten der Tonkomponenten stark zurück. Die Fauna besteht aus:

Quinqueloculina sp.

Globigerina sp.

Pyrulina lanceolata (REUSS)

Hemicyprideis basiliensis (OERTLI)

Hemicyprideis rhenana (LIENENKLAUS)

Pterygocythereis fimbriata (MÜNSTER)

Loxoconcha favata (KUIPER)

Cytherella gracilis (LIENENKLAUS).

Nach Ausbildung und Mikrofauna erscheint die Zugehörigkeit dieser Schicht 22 zum Cyrenenmergel unzweifelhaft.

3. Einordnung des Vorkommens in seine geologische Umgebung

Bei den schluffigen Kalksteinen mit mutmaßlichen Pflanzenresten dürfte es sich um Äquivalente jener „Blättersandsteine“ handeln, die in ehemaligen Sandgruben zwischen Niederwalluf und Schierstein beschrieben wurden (Bl. 5915 Wiesbaden, R ca. 34 40 67, H ca. 55 45 63) und seit langem unzugänglich sind. BOETTGER (1875: 89–90) nennt hier „Sandsteinschollen“ mit „nicht selten *Sphenia elongata* BOETTGER und *Buccinum cassidaria* BRONN“. Diese wurden überlagert von bläulichen Tonen, die BOETTGER dem Cyrenenmergel zuordnet. KOCH (1880: 27–30) erwähnt Blättersandstein, „3 Meter unter dem Auelehm und 5 Meter unter dem Kies des Diluvialsandes“, der nur bei ganz trockenem Wetter und extrem niedrigem Grundwasserstand zugänglich war. Neben den Resten von 18 Pflanzenarten fanden sich darin Abdrücke und Steinkerne von 3 Lamellibranchiaten- und 2 Gastropodenarten, Crustaceenreste sowie Knochenstücke von einem Reptil. Als Hangendes gibt auch KOCH dunklen Cyrenenmergel mit „*Perna*“ und „*Ostrea*“ an.

Diesen Verhältnissen in den ehemaligen Sandgruben entsprechen die Befunde im bearbeiteten Aufschluß. Beide Vorkommen von Schleichsand liegen in vergleichbarer Höhe (ca. 82 m über NN bzw. 89 m am Bach bei Bugs Mühle), ein Hinweis auf wenig oder nicht gestörte Lageverhältnisse im Bereich von Niederwalluf. Auch in nordwestlicher Richtung läßt sich Cyrenenmergel als Hangendes weiträumig in Bohrungen verfolgen (KÜMMERLE 1986).

Über die Fortsetzung des Profils nach der Tiefe gibt die Schichtenfolge der Bohrung Waldaffa-Quelle Niederwalluf Auskunft. Sie wurde 325 m vom Aufschluß Bugs Mühle entfernt niedergebracht (R 34 39 825, H 55 44 690, ca. 86 m über NN; MICHELS 1928). Hier wurden unter 4 m Quartärablagerungen „Letten mit Steinen“ und Sande mit Glimmer erbohrt, die dem Schleichsand angehören und bis 24 m unter Gelände reichten. Unter diesem folgte bis 94 m Tiefe Rupelton und bis 115 m (Unterer) Meeressand.

Im gesamten Untermaingebiet von Offenbach am Main bis Hochheim am Main sind den Niederwallufer Vorkommen vergleichbare glimmerreiche Sande mit schluffig-sandigen Kalksteinen und spärlicher Fauna aus planktonischen Foraminiferen verbreitet. Sie werden dort zuweilen als „Glimmersande“ beschrieben. Verwendet man den Begriff „Schleichsand“ im Sinne einer stratigraphischen Einheit im Liegenden des Cyrenenmergels (z. B. MEHRNUSCH 1965), lassen sich die Glimmersande des Maintals kaum als Schleichsandäquivalente deuten. Diese Bildungen sind nämlich überwiegend nicht im Liegenden des Cyrenenmergels, sondern als Einschaltung in demselben oder in seinem Hangenden entwickelt.

Sinnvoll scheint der von BOETTGER gebrauchte Begriff „Cyrenenmergelgruppe“, unter dem er die Schichtenfolge über dem Rupelton, Schleichsand und Cyrenenmergel (und Süßwasserbildungen) zusammenfaßt.

4. Schriftenverzeichnis

- BOETTGER, O. (1875): Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. – *Ber. senckenb. naturf. Ges.*, **1873/74**: 50–102; Frankfurt a. M.
- KANDLER, O. (1971): Die pleistozänen Flußterrassen im Rheingau und im nördlichen Rheinhessen. – *Mainzer naturw. Arch.*, **10**: 5–25, 1 Tab., 1 Kt.; Mainz.
- KOCH, C. (1880): Erläuterungen zu Bl. Eltville. 1. A., Lfg. 15; Berlin.
- KÜMMERLE, E. (1986): Bemerkungen zur Geologie der „Großen Hub“ bei Eltville am Rhein. – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 95–109, 2 Abb.; Wiesbaden (hier weitere Literaturangaben).
- LEPPLA, A., MICHELS, F., SCHLOSSMACHER, K., STEUER, A., & WAGNER, W. (1930): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Eltville–Heidenfahrt. 2. A., Lfg. 288; Berlin.
- MEHRNUSCH, M. (1965): Die Grenze Schleichsand/Cyrenenmergel (Mittel/Ober-Oligozän) am Kloppberg und am Peters-Berg (Bl. 6215 Gau-Odernheim/südl. Rheinhessen). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **93**: 187–192, 3 Tab.; Wiesbaden.
- MICHELS, F. (1928): Bohrung Waldaffa-Quelle. Unveröff. Schichtenverzeichnis. Arch. Hessisches Landesamt für Bodenforschung Nr. 5914/1.

Manuskript eingegangen am 1. 12. 1989

Geol. Jb. Hessen	118	S. 155-166	3 Abb.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	------------	--------	----------------

Pliozän in einer Brunnenbohrung im Lahntal N Limburg-Eschhofen – ein Beitrag zur Pliozänstratigraphie in Hessen und zur jüngsten Vertikaltektonik im Limburger Becken

Von

MARTIN HOTTENROTT und WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI*

Kurzfassung: Eine Untersuchungsbohrung zur Wassererschließung in Limburg-Eschhofen zeigte bis 72 m unter dem Niveau der Lahn tonig-humose Sedimente über dem paläozoischen Sockel.

Pollenanalytische Untersuchungen erlauben ihre Einstufung in das ältere Pliozän. Das Vorkommen wird mit anderen Vorkommen ähnlicher Position in der näheren und weiteren Umgebung verglichen.

Der Fund von Pliozän über einer Tiefscholle im Limburger Becken hat Bedeutung für die Intensität der Vertikalbewegungen am nördlichen Ende des Oberrheingrabens und seiner hier wahrscheinlichen Ablösung durch Vertikal-Strukturen im Zusammenhang mit der Niederrheinischen Bucht und dem Neuwieder Becken.

Abstract: A drilling for groundwater-investigation near Limburg-Eschhofen had shown sediments of clay with much organic contents upon the paleozoic basement more than 70 m unter Lahn-level. The palynologic contents allow to grade it to the Lower Pliocene.

That deposit is compared with similar deposits in the nearer and further surrounding.

The discovery of Pliocene over the basement sunk down deeply with the movements in the Limburg-basin is important for understanding the lift-movements at the northern end of the Upper-Rhine-trench and at its transition to vertical-tectonics of the lower-rhenanian bay and the Neuwied-basin.

Resumé: Un forage de reconnaissance concernant eaux souterraines à Limburg-Eschhofen a montré des sédiments argilleux-humeux jusque à 71 m sous le niveau du fleuve Lahn actuel sur le socle paleozoïque.

Recherches palynologiques permettent sa classification dans le pliocène inférieur. Ce gisement est comparé avec des gisements pareils du voisinage plus proche et plus loin. La découverte du pliocène dans une fossée tectonique spéciale dans le bassin du Limburg est importante pour évaluer l'intensité des mouvements verticaux au fin septentrionale de la fossée du Haute-Rhin et son remplacement par des structures verticales joint à la baie bas-rhenienne et au bassin de Neuwied.

* Dr. M. HOTTENROTT, Dr. W. STENGEL-RUTKOWSKI, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	156
2. Die Untersuchungsbohrung Eschhofen (Bohrkampagne 1988/89)	156
3. Zur stratigraphischen Position der jungtertiären Schichten aufgrund von palynologischen Untersuchungen im regionalen Vergleich	157
4. Folgerungen	162
5. Schriftenverzeichnis	165

1. Einleitung

Im Rahmen eines Untersuchungsprogrammes der Energieversorgung Limburg (EVL) GmbH zur Erschließung weiterer Grundwasservorkommen für die Trinkwasserversorgung der Kreisstadt Limburg a. d. Lahn wurde auch eine 102 m tiefe Bohrung im Lahntal zwischen Limburg-Eschhofen und Runkel-Dehrn durchgeführt. Sie erbrachte unter dem Quartär des Lahntales nicht, wie erwartet, verkarsteten Massenkalk des oberen Mitteldevon, wie er W der Lahn entlang eines jungen N-S verlaufenden Aufbruches ansteht, sondern bis 71 m u. Gel. schluffige, stark humose Tone über kalkhaltigen Schiefern des Unteren Mitteldevons (Eifelstufe).

2. Die Untersuchungsbohrung Eschhofen (Bohrkampagne 1988/89)

Die Bohrung liegt auf TK 25 Bl. 5514 Hadamar bei R 34 36 26, H 55 86 05, 112 m über NN (Abb. 1). Sie wurde im Spätherbst 1988 als Rotationsbohrung mit 381 mm Enddurchmesser durchgeführt.

Folgende Schichten wurden angetroffen:

Quartär	0,00 m – 1,00 m	Schluff, lehmig, ockerbraun (Auenlehm)
	– 2,00 m	Schluff, steif, graugrün (Auenlehm)
	– 5,00 m	Kies, sandig, bunt (Schiefergebirgsmaterial, Gangquarz, Basalt u. a.)
	– 8,00 m	Grobkies, sandig, braun
Jungtertiär	– 41,00 m	Ton, schluffig, humos, dunkelbraun
	– 42,00 m	desgl., mit Pflanzenresten (Häcksel)
	– 71,00 m	Ton, schluffig, humos, dunkelbraun
Mitteldevon (Eifel-Stufe)	– 75,00 m	Tonschiefer, grau, stark kalkhaltig; Gangquarz
	– 79,00 m	desgl., z. T. stark tonig zersetzt, grau
	– 80,00 m	desgl., viel Gangquarz
	– 95,00 m	Störungszone, verquarzt; toniger Zersatz, braungrau
	– 102,00 m	Schiefer, stark sandig, kalkhaltig; dunkelgrau

Der Ruhewasserspiegel hatte sich am Ende der Bohrung bei 2,32 m u. Gel. eingestellt. In einem Pumpversuch vom 2. bis 7. 11. 88 waren 31/s bei Absenkung des Wasserspiegels auf 6,40 m, 6 l/s bei Absenkung auf 11,73 m u. Gel., 91/s bei Absenkung auf 19,45 m u. Gel., 121/s

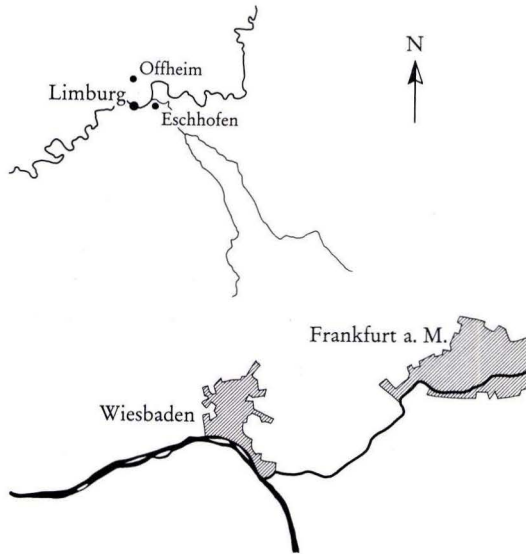


Abb. 1. Übersichtskarte mit Lage der Limburger Stadtteile Eschhofen und Offheim. Bohrung Limburg-Eschhofen ca. 1 km N Eschhofen; Bohrung und Deponie Offheim ca. 1 km NNW der Ortschaft.

bei Absenkung auf 27,30 m, 15 l/s bei Absenkung auf 33,44 m und 20 l/s bei Absenkung auf 47,50 m u. Gel. gefördert worden.

Der Zulauf erfolgt vor allem aus der Störungs- und Spaltenzone zwischen 80 m und 95 m u. Gel. Die Spaltenzone verläuft offenbar parallel dem Lahntal von N nach S und ist sehr gut durchlässig.

Eine Wasseranalyse durch das Institut Fresenius, Taunusstein-Neuhof, einer am 7. 11. 1988 entnommenen Probe weist das Wasser als extrem arm an gelöstem freien Sauerstoff (0,8 mg/l) aus. Als „reduziertes“ Grundwasser enthält es Eisen (0,96 mg/l) und Mangan (0,045 mg/l) gelöst, Ammonium (3,7 mg/l), aber nur wenig Nitrat (1 mg/l). Auch Chlorid (2 mg/l) und Sulfat (19 mg/l) sind nur in geringer Menge vorhanden. Das Wasser ist mit 20,8°d Carbonathärte als „hart“ zu bezeichnen; der pH-Wert liegt mit 7,2 im neutralen Bereich. Die Wassertemperatur beträgt 12,1 °C (mittlere Jahrestemperatur 9 bis 10 °C).

3. Zur stratigraphischen Position der jungtertiären Schichten aufgrund von palynologischen Untersuchungen im regionalen Vergleich

Nach der Feststellung recht ähnlich zusammengesetzter pliozäner Pollenspektren sowohl aus dem Hangendbereich wie aus dem Liegenden der erbohrten Abfolge erschien es lohnend, eine Anzahl weiterer Proben zu untersuchen. Die nachgewiesene Pliozän-Mächtigkeit von

63 Metern ist für hessische Tertiärgebiete außerhalb des Oberrheingrabens ungewöhnlich hoch, zudem ist Pliozän im Bereich des Limburger Beckens und der Idsteiner Senke biostratigraphisch bislang nicht belegt. Im benachbarten Westerwald wurden einzelne Pliozän-Vorkommen von THIERGART (1940) und von PFLUG (1959) palynologisch nachgewiesen.

Die palynologische Auswertung der mächtigen pliozänen Abfolge der Bohrung Limburg-Eschhofen ließ die Erfassung mehrerer Stufen des Pliozäns als möglich erscheinen. Die Korrelation hessischer Pliozän-Vorkommen mit der Stufen-Gliederung in den Niederlanden und in der Niederrheinischen Bucht (ZAGWIJN 1959, BRELIE v. D. 1981 u. a.) ist nicht unproblematisch, dementsprechend sind auch Altersunterschiede innerhalb des hessischen Pliozän noch zu wenig im Zusammenhang geklärt. Als Beispiel für die Schwierigkeit der Einhängung hessischer pliozäner Profilabschnitte in das Gliederungsschema des Niederrheingebietes sei die unterschiedliche Ansicht zur Altersstellung der Wetterauer Hauptbraunkohle in den beiden jüngsten Arbeiten hierzu genannt (BRELIE v. D. 1977, HERTER 1985).

Die quantitative Auswertung der Pollen-Spektren der Bohrung Limburg-Eschhofen zeigt Abb. 2. Die Summe aller Pollen und Sporen wurde gleich 100% gesetzt, eine Berechnung der Nichtbaumpollen und Sporen auf die Summe der Baumpollen hätte bei den geringen Anteilen dieser Gruppen keinen sichtbaren Einfluß auf das Pollendiagramm. Die Prozentwerte von *Pediastrum* sind auf die Summe der Pollen und Sporen bezogen. Bei der relativen Eintönigkeit der Pollen-Spektren erscheint die vorgenommene Auswahl von 11 Proben als ausreichend für eine repräsentative Erfassung aller Profilabschnitte.

Die Pollen-Spektren zeichnen sich durch eine durchgehend sehr starke Dominanz der Koniferen aus, unter diesen werden hohe Anteile von *Pinus* bestritten. Die Anteile der Tertiär-Elemente sind durchweg gering und liegen überwiegend um die 10%-Marke. (Tertiär-Elemente, auch als pliozäne Leitformen und ähnlich bezeichnet, sind Sporomorphen, die in pleistozänen Spektren nicht mehr auftreten). Es handelt sich im vorliegenden Fall um: *Sciadopitys*, *Sequoia*-Typ, *Cupressaceae*-Typ, *Taxodium*-Typ, *Pinus-haploxylon*, *Nyssa* und *Liquidambar*.

In den Spektren sind die Anteile der Juglandaceae gering, sehr gering sind die Anteile von *Nyssa*, *Liquidambar* und vom *Sequoia*-Typ. Auch *Alnus*, *Betula*, *Quercus* und *Ulmus* sind vergleichsweise gering vertreten.

Typisch sind die hohen Frequenzen der vierporigen *Alnus*-Pollen innerhalb der Erlen-Gruppe, bei gleichzeitiger Abwesenheit von sechsporigen *Alnus*-Pollen. Dies ist ein wichtiges Merkmal von Spektren des jüngsten Tertiärs (PFLUG 1986, HOTTENROTT 1988). In Abb. 2 sind in der Spalte rechts die entsprechenden Anteile der vierporigen Erlenpollen im Verhältnis zu den fünfporigen Erlenpollen dargestellt. Der Kurvenzug dient der Veranschaulichung und ist für weitergehende Aussagen nicht zu verwenden.

Ein besonders charakteristisches Merkmal aller hier untersuchter Spektren sind die auffallend hohen *Fagus*-Werte. Die Buchenpollen erreichen in fast allen Spektren Anteile von deutlich über 10% und gehen teils bis über 20%. Entsprechende Werte sind hier ansonsten nur bei den Nadelbaum-Pollen zu beobachten.

Die relativ monotone mikrofloristische Zusammensetzung aller untersuchten Proben indiziert, daß man es beim Eschhofener Pliozän-Profil ehestens mit einem einheitlichen Zeitabschnitt zu tun hat; Wechsel von stratigraphischer Bedeutung sind im palynologischen Profil nicht zu erkennen. Die Mikroflora spiegeln temperierte klimatische Verhältnisse wider. Es handelt sich somit um einen kühleren Zeitabschnitt des Pliozäns.

Die in manchen Pollen-Spektren auftretenden Kolonien der Grünalgen-Gattung *Pediastrum* sprechen für limnische Ablagerungsbedingungen für das Stratum.

Zieht man Vergleiche zu dem wiederholt und gut untersuchten Pliozän des Horloffgrabens in der Wetterau (LESCHIK 1956, JANOSCHEK 1970, BRELIE v. D. 1977, HERTER 1985 u. a.), so fallen mikrofloristische Unterschiede zum Profil Limburg-Eschhofen schnell auf. Die Pollen-Spektren des Wetterau-Pliozäns zeichnen sich u. a. durch hohe, teils sehr hohe *Nyssa*-Werte aus, auch ist *Alnus* in meist hohen Anteilen vertreten. Der *Sequoia*-Typ ist für manche Abschnitte des Wetterauer Hauptflözhorizontes bezeichnend, ähnliches gilt für *Betula* (BRELIE v. D. 1977, HERTER 1985).

Im Profil Limburg-Eschhofen spielt der *Sequoia*-Typ praktisch keine Rolle, die Birken erreichen nur relativ geringe Anteile und liegen durchweg unter 5% der Gesamtsumme der Pollen und Sporen einer Probe. Im Wetterauer Hauptbraunkohlenflöz erreicht *Betula* Anteile von über 20%, gemessen an der Baumpollen-Summe. *Fagus*-Pollen ist in den Wetterauer Spektren mit deutlich geringerer Menge beteiligt, als dies in den Spektren von Eschhofen durchgehend zu beobachten ist (BRELIE v. D. 1977, HERTER 1985). Palynologische Untersuchungen von Proben aus dem Tagebau Dorn-Assenheim bestätigen die Funde von BRELIE v. D. (1977), HERTER (1985) und der Autoren älterer Arbeiten i. w. Insgesamt ergibt sich, daß die mikrofloristischen Unterschiede des Profils Limburg-Eschhofen zu den Profilen der Wetterau groß genug sind, um ein unterschiedliches Alter für beide Bildungen anzunehmen.

Hierbei fällt es wenig ins Gewicht, daß das Profil Limburg-Eschhofen etwa die dreifache Mächtigkeit des Wetterauer Pliozän (Liegendton und Hauptbraunkohlenflöz) aufzuweisen hat und für die palynologische Untersuchung der Bohrung Limburg-Eschhofen erheblich größere Probenabstände gewählt wurden, als dies bei den Bearbeitern des Wetterau-Pliozän in aller Regel der Fall war. BRELIE v. D. (1977) stellt den dortigen Hauptflözhorizont und den Liegendton in das Brunssumium der niederländischen Gliederung und sieht in den Spektren des Liegendtones Anzeichen, die bereits Hinweise auf das nächst ältere Susterium zeigen sollen. HERTER (1985) stuft die Hangendabschnitte der Wetterauer Braunkohle in das Reuver B ein. Nach der Feststellung bislang nicht erfaßter *Sequoia*-Maxima auch im Reuver der Niederrheinischen Bucht (BRELIE v. D., 1981) erscheint ein Brunssum-Alter für das Wetterauer Hauptflöz nicht mehr angezeigt zu sein (vgl. HERTER 1985; hier auch ausführliche Diskussion der Ergebnisse älterer Arbeiten).

Das Wetterauer Pliozän scheint so ehestens der Reuver-Stufe zu entsprechen; dies wird auch i. w. von allen älteren Autoren vertreten (u. a. JANOSCHEK, 1970). Dafür spricht auch, daß zwischen dem pliozänen Flözhorizont und den Schichten des ältesten Pleistozän (im Sinne der herkömmlichen Grenzziehung zwischen Pliozän und Pleistozän) nur eine geringe Schichtlücke anzunehmen ist (HERTER 1985).

Das Pliozän der Bohrung Limburg-Eschhofen muß nach dem oben Gesagten entweder jünger oder älter als das Pliozän der Wetterau sein.

Die palynologische Untersuchung von Einzelproben aus Bohrungen im Stadtbereich von Frankfurt am Main (Mainzer Landstraße und andere Lokalitäten) erbrachte pliozäne Pollen-Spektren mit auffallend hoher *Fagus*-Beteiligung, sehr ähnlich wie dies im Profil Limburg-Eschhofen zu beobachten ist. Auf die *Fagus*-Anreicherungen in Pliozän-Spektren von Frankfurt am Main weist bereits BRELIE v. D. (KÜMMERLE & SCHEER 1979) und BRELIE v. D. in BARTZ (1982) hin. Die Frankfurter Pliozän-Spektren ähneln mit ihren hohen *Fagus*-Anteilen mehr denen der Bohrung Limburg-Eschhofen als denen des Horloffgrabens in der Wetterau,

soweit sich das bisher insgesamt übersehen läßt. Für das Pliozän von Limburg-Eschhofen und von Frankfurt am Main ist somit ein äquivalentes Alter wahrscheinlich. Die quantitative Zusammensetzung der Frankfurter Pollen-Spektren weicht mit Ausnahme der hohen *Fagus*-Werte teilweise von den Eschhofener Spektren ab. So treten mitunter höhere *Alnus*-Anteile auf, auch *Quercus* und *Ulmus* sind häufiger vertreten (vgl. HOTTENROTT 1988). Weitere Untersuchungen müssen klären, welche Bedeutung diesen Unterschieden zukommt.

Das Frankfurter Pliozän enthält die zuletzt von MÄDLER (1939) untersuchten Makro-Floren der sogenannten Klärbeckenflora. MÄDLER stellt den Horizont in das Unterpliozän der damaligen Auffassung, zieht aber auch Vergleiche zur Reuver-Flora. ZAGWIJN (1959) hält ein Brunssum-Alter für wahrscheinlich. HOTTENROTT (1988) sieht nach der Untersuchung von wenigen Einzelproben keinen bemerkenswerten Unterschied zu den Mikrofloren der Wetterau und hält ein entsprechendes Alter im Sinne von HERTER (1985) für wahrscheinlich. Dem offenbaren stratigraphischen Wert von *Fagus* wurde hierbei allerdings keine Beachtung geschenkt. Der kürzlich erfolgte Nachweis von *Reevesiapollis* KR. (Sterculiaceae) in einem Frankfurter Pliozän-Spektrum erlaubt die Altersstellung des Frankfurter Pliozän auf die Zeitspanne vom Brunssumium zum Susterium einzuschränken, da *Reevesiapollis* nach BRELIE v. D., MEYER, SCHULER & ZAGWIJN (1988) im Reuver nicht mehr auftreten soll. Dies steht in Einklang mit dem Befund von BRELIE v. D. (KÜMMERLE & SCHEER 1979), der ein Frankfurter Pliozän-Spektrum als brunssum-zeitlich oder älter anspricht.

Nach palynologischen Untersuchungen im Pliozän und Quartär des Oberrheingraben gelang es BRELIE v. D., mit Hilfe umfangreicher Probenserien eine palynologische Gliederung des dort sehr mächtig entwickelten Pliozän vorzunehmen (BRELIE v. D. in BARTZ 1982). Er unterscheidet drei Pliozän-Zyklen (P I–P III) entsprechend der lithostratigraphischen Gliederung von BARTZ. Der tiefere Abschnitt des mittleren Zyklus P II zeichnet sich durch auffallend hohe *Fagus*-Anteile in den Pollen-Spektren aus, bei gleichzeitigem Zurücktreten der pliozänen Leitformen. Dieser Abschnitt ist somit mikrofloristisch mit dem Pliozän von Limburg-Eschhofen und von Frankfurt am Main gut vergleichbar. Die anderen Profilabschnitte der Oberrheingraben-Profile kommen für einen solchen Vergleich nach deren Pollen-Spektrum kaum in Betracht.

Das Pliozän der Bohrung Limburg-Eschhofen kann somit in einen lithostratigraphischen und überregionalen Rahmen eingehängt werden und stellt demnach offenbar ein Äquivalent des Mittelabschnittes (tieferer Teil) der pliozänen Oberrheingraben-Profile dar. Damit bleibt aber eine eindeutige Korrelation mit den drei Pliozän-Stufen der im Niederrheingebiet aufgestellten Standardgliederung immer noch problematisch. Alle Befunde und Vergleiche deuten klar auf die älteste dieser drei Stufen. Nach ZAGWIJN (1959 u. a.) sind hohe *Pinus*-Anteile bei geringer Beteiligung von Pliozän-Elementen charakteristisch für das Susterium. Entsprechende mikrofloristische Merkmale sind für das Profil Limburg-Eschhofen bezeichnend. Das Pollendiagramm der von MEYER (1986) untersuchten Bohrung Wittmunder Forst in Norddeutschland zeigt in seinem Suster-zeitlichen Liegendabschnitt gute Übereinstimmung mit dem Diagramm von Limburg-Eschhofen. Auch dieser Abschnitt des Wittmunder Profils ist durch hohe *Pinus*-Anteile und geringe Frequenzen der Tertiär-Elemente gekennzeichnet. Die hohen *Fagus*-Werte in den Spektren von Limburg-Eschhofen lassen sich ebenfalls als Begründung für eine Einstufung des Eschhofener Profils in das ältere Pliozän heranziehen.

BRELIE v. D. (1981) geht auf die Verbreitung von *Fagus* in den einzelnen Abschnitten des Pliozäns näher ein und betont, daß im Niederrheingebiet *Fagus*-Pollen in den dortigen jünge-

Abb. 2. Pollendiagramm der Bohrung Limburg-Eschhofen;
Bezugsgröße ist die Summe der Pollen und Sporen gleich 100%;
Kreuzzeichen = Werte unter 1%;
Spalte rechts = Verhältniswerte der Alnus-Vierporer.

ren Abschnitten des Pliozäns (Brunssumium bis Reuver C) nur eine untergeordnete Rolle spielt. Der ältere Abschnitt des Niederrheinischen Pliozän (Hauptkiesserie und unterer Abschnitt der Rottonserie) hingegen zeichnet sich durch ausgeprägte *Fagus*-Maxima aus. Die genannten Schichten werden mit dem niederländischen Susterium gleichgestellt. In dem Sammeldiagramm von BRELIE v. D. (1988) zur palynostratigraphischen Gliederung im Tertiär der Niederrheinischen Bucht kommen die hohen *Fagus*-Werte im Susterium deutlich zum Ausdruck und markieren dort die Zone SP 10 a 1 einer neuen palynologischen Zonengliederung im Tertiär.

Im Sammeldiagramm zur Palynostratigraphie im Jungtertiär von Nordwestdeutschland von BRELIE v. D., MEYER, SCHULER & ZAGWIJN (1988) sind *Fagus*-Maxima sowohl im tieferen Susterium, wie auch noch im tieferen Brunssumium verzeichnet. Die nächstjüngeren *Fagus*-Anreicherungen treten erst wieder in der Tegelen-Stufe auf (u. a. BRELIE v. D. 1981). Diese Formation wird seit einigen Jahren ebenfalls in das Pliozän gestellt (KAHLKE, EISSMANN & WIEGANK 1984). Ein Altersvergleich der Tegelen-Floren mit denen von Limburg-Eschhofen und Frankfurt am Main kommt aber nicht in Betracht, die Tegelen-Spektren sind bereits deutlich Pleistozän-zeitlich geprägt und führen die Tertiär-Elemente nicht mehr oder nur in sehr reduziertem Umfang (BRELIE v. D. 1981 u. a.) Nach den hohen *Fagus*-Anteilen der Pollen-Spektren von Limburg-Eschhofen zu urteilen, kommt als Altersstellung dafür der Zeitabschnitt vom Susterium zum älteren Brunssumium in Betracht. Alle übrigen Befunde legen für das Eschhofener Pliozän eine Einstufung in das Susterium und damit in das ältere Pliozän nahe. Dies steht in Einklang mit MENKE (1975), der das Susterium als einen „kühleren“ Zeitabschnitt im jüngeren Tertiär bezeichnet. Auch die Eschhofener Pollen-Spektren deuten auf einen „kühleren“ Zeitabschnitt hin.

Ob das ebenfalls durch hohe *Fagus*-Anteile charakterisierte Pliozän von Frankfurt am Main mit seinen teilweise anders gearteten Anteilen der übrigen Floren-Elemente ebenfalls in das Susterium gestellt werden kann oder ob es zumindest teilweise in das ältere Brunssumium gehört, ist derzeit noch nicht zu beantworten.

Für eine Einstufung des Pliozän-Profiles von Limburg-Eschhofen in das Susterium und damit in das ältere Pliozän sprechen auch noch andere Gründe. PFLUG (1959) erwähnt diverse Pliozän-Vorkommen im Westerwald und weist auf eine Lokalität hin, wo pliozäne Schichten von Basalt durchschlagen sind. Er bezieht sich dabei auf palynologische Untersuchungen von THIERGART (1940) und auf die Beobachtungen von AHRENS (1941). Demnach ist das Pliozän in der näheren Umgebung von Limburg-Eschhofen teilweise im Zusammenhang mit Vulkanismus entwickelt. Die radiometrischen Altersdatierungen an Vulkaniten des Westerwaldes durch LIPPOLT & TODT (1978) bestätigen die Existenz von pliozänem Vulkanismus im Westerwald. Ihre vorliegenden Daten weisen diesen Vulkanismus in das ältere Pliozän beziehungsweise in den Grenzbereich von Miozän und Pliozän mit Modellaltern von etwas mehr als ca. 5 Millionen Jahren vor heute (die Pliozän-Untergrenze wird derzeit mit 5,2 Millionen Jahren vor heute angesetzt; HARLAND et al. 1989). Da dieser Vulkanismus pliozäne Sedimente beeinflusst hat, kann diesen Sedimenten ebenfalls nur ein altpliozänes Alter zukommen. In diesem Zusammenhang ist noch darauf hinzuweisen, daß die genaue Altersstellung des Susterium im mio-pliozänen Grenzbereich noch nicht völlig geklärt ist. Die Miozän/Pliozän-Grenze ist möglicherweise innerhalb der Suster-Stufe zu suchen (u. a. BREILE v. D. 1988). In den Pollen-Spektren der Bohrung Limburg-Eschhofen fanden sich keinerlei Floren-Elemente die irgendeinen Hinweis auf miozänes Alter geben könnten.

Am pliozänen Alter der gesamten jungtertiären Abfolge dort kann somit nicht gezweifelt werden.

Der in der Bohrung Limburg-Eschhofen erfaßte pliozäne Zeitabschnitt scheint auch im nördlichen Hessen dokumentiert zu sein. Aus dem Liegendabschnitt einer bei Fritzlar entwickelten, mehrere Zehnermeter mächtigen Schotterfolge, gewann BRELIE v. D. (schriftliche Mitteilung 1973; BRUNNACKER, TOBIEN u. BRELIE v. D. 1977) reichhaltige Pollenspektren, die große Ähnlichkeit zu denen von Limburg-Eschhofen aufweisen. Die *Fagus*-Anteile an den Fritzlarer Spektren erreichen Werte bis zu 22%. Weitergehende Untersuchungen in der besagten Schotterserie sind derzeit im Gang.

4. Folgerungen

Datierbare Ablagerungen des Jungtertiärs sind inmitten des zum Rumpfgebirge abgetragenen Rheinischen Schiefergebirges eine Seltenheit. Die Auflagerung von älterem Pliozän auf dem paläozoischen Sockel auf einer Tiefscholle des ohnehin verhältnismäßig tief abgesunkenen Limburger Beckens, 70 m unter dem Niveau des heutigen Lahntales, macht deutlich, daß sich die in teilweise antagonistischen Schollenbewegungen ausdrückende Vertikaltektonik im jüngeren Pliozän oder gar im Altpleistozän durch nicht unerhebliche Dislokationsbeträge ausdrückt.

Über offenbar tektonische Verstellungen (Verbiegung) altpleistozäner Terrassen im Westtaunus hat bereits LAUTERBACH (1915: 42–43) berichtet. Die Differenzierung von Terrassenflächen durch junge (quartäre) Vertikaltektonik wird auch von den Morphologen, die den morphologischen Formenschatz vor allem aus einer langsamen Hebung eines ganzen Gebirges und klimatischen Einwirkungen ableiten möchten, nicht mehr in Zweifel gezogen (z. B. BIBUS u. SEMMEL 1977).

Wie schon in einer früheren Arbeit dargelegt (STENGEL-RUTKOWSKI 1976) ist der zentrale Teil des Taunus mit den Schwerpunkten Idsteiner Senke und Limburger Becken besonders engäumig in Schollen zerbrochen, von denen sich einige abgesenkt, andere gehoben haben, oft sogar mehrmals nacheinander. So ist die Auflagerungsfläche der oligozänen Vallendar-Schotter im Gebiet von Bad Camberg und im Gebiet S und W Limburg mehrere Dekameter unter das Niveau der Hauptvorfluter Emsbach und Lahn versenkt. Während E und W des Elbbachtales N Limburg Gräben mit verhältnismäßig mächtiger Füllung oberoligozäner bis alttertiärer Sedimente verlaufen, ist die heutige Elbbachau über paläozoischem Sockel ohne Tertiärauflage angelegt.

Die nun mit der Untersuchungsbohrung Limburg-Eschhofen im östlichen Teil des Limburger Beckens im engeren Sinn angetroffene Sedimentfolge des älteren Pliozäns wird ergänzt durch einen weiteren Fund von gleichaltem Pliozän 4,25 km NW im westlichen Teil des Limburger Beckens in einer 220 m tiefen, im Jahr 1987 zur Kontrolle der Sondermülldeponie Limburg-Offheim niedergebrachten Bohrung (TK 25 Bl. 5514 Hadamar; R 34 32 53, H 55 80 20; 133 m über NN; Bg. A 4). Unter 20 m quartären Ablagerungen (!) wurden rd. 30 m rötlich-braune, graue und violettstichige, von Gesteinsgruslagen durchsetzte Tone angetroffen, die von MÜLLER, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, aufgrund palynologischer Befunde ebenfalls dem Pliozän zugeordnet wurden. Sie überlagern mächtige basaltische Tuffbreccien, die ihrerseits bei 189 m Bohrtiefe (rd. 56 m unter NN) den paläozoischen Sockel (mitteldevon. Schalstein) überlagern. Die jungen Schollensenkungen sind damit wohl im E im Bereich der Lindenholzhäuser Tiefschollen (STENGEL-RUTKOWSKI 1976: 198) als auch getrennt

durch den Greifenberg-Horst mit der Überführung der Autobahn Frankfurt-Köln, im W im Limburger Graben nachgewiesen.

Insgesamt dürfte es sich um Phänomene im Embryonalstadium eines kontinentalen Rifts handeln. Der Oberrheingraben setzt sich zumindest mit einem Teilgraben geradlinig in den Taunus hinein fort. Hierfür sprechen.

- die relative Absenkung des mittleren Taunus gegenüber West- und Osttaunus an Bruchlinien rheinischer Richtung,
- das Vorkommen von thermalen Natrium-Chloridwässern entlang einer von S nach N in den Taunus hineinstrahlenden Bruchlinie (durch häufiges Versetzen nach E bis NE ergibt sich der Eindruck einer NNE streichenden Bruchlinie als Aufstiegszone für thermale Mineralwässer; in einer 200 m tiefen Bohrung bei Selters-Niederselters wurde ein verhältnismäßig hoch konzentriertes Natrium-Chlorid-Wasser mit mehr als 22 °C angetroffen (STENGEL-RUTKOWSKI 1979)
- die Begleitung der besonders intensiv zerbrochenen Schollengrenze des mittleren Taunus durch Schollen mit Kohlendioxid als Produkt aktiver Verbindungen zwischen Erdmantel und Oberfläche (STENGEL-RUTKOWSKI 1987).
- aktuelle seismische Aktivitäten vor allem am Westrand der sich abzeichnenden Grabenzone.

Schon im Jahr 1973/74 konnte von STENGEL-RUTKOWSKI am Südrand der Sondermülldeponie Limburg-Offheim (heute von der Deponie zugeschüttet) an einer Hangböschung eine durch sehr junge Vertikaltektonik zerhackte Sedimentfolge vermutlich auch jungtertiären Alters unter Löß und quartärer Bodenbildung beobachtet werden (Abb. 3). Es handelt sich um graue bis graugrüne Tone mit seekreideartigen weißem Sediment, aus der KÜMMERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Reste von Schlundzähnen karpfenartiger Süßwasserfische und Ostracoden der Gattung *Candona*, ähnlich der Art *Candona paracandidula* nachgewiesen hat, die MALZ u. MOAYEDPUR (1973) aus dem Miozän der Rhön beschrieben haben.



Abb. 3. Sondermüldeponie Limburg-Offheim, Südseite (Böschung). Das Profil, heute zugeschüttet, zeigt vermutlich miozäne oder pliozäne Tone mit seekreideartiger Einlagerung unter Löß und Bodenbildung. Die Schichtfolge ist von junger Vertikaltektonik des Limburger Beckens zerhackt (Aufnahme: Frühjahr 1974).

Die Tiefschollen um Limburg mit versenktem Pliozän unterstreichen einen Schwerpunkt jüngster Vertikaltektonik inmitten des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Inwieweit diese Tektonik mit dem pliozänen Vulkanismus des südwestlichen Westerwaldes (LIPPOLT u. TODT 1978) zusammenhängt und damit zu jüngster tektonischer Aktivität im Neuwieder Becken überleitet, muß zukünftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

5. Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W. (1941): Pliozäne Basalte im Westerwald. – Ber. Reichsst. Bodenforsch., **1941**: 194–202; Wien.
- BARTZ, J. mit Beiträgen von BRELIE, G. v. D., & MAUS, H. J. (1982): Quartär und Jungtertiär II im Oberreingraben im Großraum Karlsruhe. – Geol. Jb., **A 63**: 3–237, 28 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- BIBUS, E., & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. – Catena, Vol. **4**: 385–408; Gießen.
- BRUNNACKER, J., TOBIEN, H. & BREILE, G. VON DER (1977): Pliozän und Altpleistozän in der Bundesrepublik Deutschland. – Proceedings of the 2nd symposium of the Neogene-Quaternary boundary, Bologna 1975. – Giornale di Geologia, (2) **41** (1/2): 131–163, 7 Abb., 3 Tab.; Bologna.
- (1977): Mikroflora. – In: BOENIGK, W., BRELIE G. v. D., BRUNNACKER, G., KEMPF, E. K., KOČI, A., SCHIRMER, G. STADLER, G., STREIT, R., & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloffgraben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, **75**: 55–65, Taf. 6–7; Wiesbaden.
- unter Mitarbeit von HAGER, H., & KOTHEN, H. (1981): Neue Gesichtspunkte zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozän in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 265–274, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- (1988): The regional distribution of Pollen and spores assemblages of the Neogene; correlation of the interregional zonation with the local zones and the regional lithostratigraphic formations. The Federal Republic of Germany. The Lower Rhine Embayment. – In: VINKEN, R. (ed.): The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Projekt No. 124. – Geol. Jb., **A 100**: 316–318, fig. 161; Hannover.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G., & SMITH, D. G. (1989): A Geologic Time Scale 1989. – Cambridge University Press, 263 p., 210 fig., 26 tab.; Cambridge.
- HERTER, G. (1985): Palynologische Untersuchungen der plio-/pleistozänen Grenzsichten und eines (? prä-elsterzeitlichen) Interglazials im Horloffgraben/Wetterau. – Palaeontographica, **B, 195**: 1–128, 11 Abb. 7 Tab., 8 Taf.; Stuttgart.
- HOTTENROTT, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 113–168, 20 Abb.; Wiesbaden.
- JANOSCHEK, A. (1970): Jung-Pliozän und Alt-Pleistozän im Horloff-Graben (Wetterau). – Diss. Uni. v. Gießen, 58 S., 12 Abb. 9 Tab.; Gießen.
- KAHLKE, H.-D., EISSMANN, L., & WIEGANK, F. (1984): Die Neogen/Quartär-Grenze auf dem Territorium der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. angew. Geol., **30** (1): 44–48, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- KÜMMERLE, E., & SCHEER, H.-D. (1979): Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 145–161, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LAUTERBACH, W. (1915): Das Diluvium zwischen Limburg und Koblenz. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. zu Gießen, NF, Naturwiss. Abt., **6**: 13–52; Gießen.
- LESCHIK, G. (1956): Die Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora. – Palaeontographica, **B, 100**: 26–64, 5 Taf., 4 Beil.; Stuttgart.
- LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978** (6): 332–352, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- MALZ, H. u. MOAYEDPOUR, E. (1973): Miozäne Süßwasser-Ostracoden aus der Rhön. – Senckenberg. Leth., **54**: 281–309, 5 Abb., 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- MÄDLER, K. (1939): Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **446**: 1–202, 34 Abb., 13 Taf.; Frankfurt a. M.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. – Geol. Jb., **A 32**: 3–151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-J. (1986): Pollenstratigraphische Untersuchungsergebnisse zum kontinentalen Pliozän Nordwestdeutschlands. – In: TOBIEN, H. (ed.): Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beitr. z. Reg. Geol. d. Erde, **18**: 596–602, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin–Stuttgart.
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – Freiburger Forsch. H., **C 71**: 1–110, 13 Abb., 5 Tab.; Berlin.

- (1986): Palynologie im Chatt/Miozän von Nordwest-Deutschland und Umgebung. – In: TOBIEN, H. (ed.): Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beitr. z. Reg. Geol. d. Erde, **18**: 583–595, 6 Abb.; Berlin–Stuttgart.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1967): Einige neue Vorkommen von Natrium-Chlorid-Wasser im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**, 190–212, 6 Abb.; Wiesbaden.
- (1976): Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 183–224, 9 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1987): Die Sauerlinge des Westtaunus-Nachzügler eines neogenen Vulkanismus oder Vorboten künftiger tektonischer Aktivität? – Geol. Jb. Hessen, **115**: 331–340, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- THIERGART, F. (1940): Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. – Schr. Gebiet Brennstoffgeol., **13**, 82 S., 5 Tab., 15 Taf.; Stuttgart (Enke).
- ZAGWIJN, W. H. (1959): Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer-Graben der Niederlande. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 5–26, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

Manuskript eingegangen am 1. 12. 1989

Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms im Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle

Von

ANNE-ELISABETH SOMMERMANN*

Kurzfassung: Die Kulmkonglomerate im östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Edergebiet) und im Harz werden gemeinhin von der Mitteldeutschen Schwelle abgeleitet. Sie enthalten u. a. Magmatit-Gerölle, die chemisch durch eine Na-Vormacht gekennzeichnet sind. Diese Na-Vormacht wurde durch sekundäre, vorwiegend metasomatische Prozesse (Albitisierung) hervorgerufen. Unter Berücksichtigung dieser Veränderungen sind die als Gerölle auftretenden Magmatite als Granite (I-Typ), Granodiorite (beide mit Leuko-Charakter), Trondhjemite und Effusiva wie Dazite, Rhyodazite sowie Rhyolithe und deren Tuffe zu bezeichnen. Untergeordnet treten auch Tonalite und Andesite im Geröll-Spektrum auf. Diese Gesteine sind charakteristisch für einen subduktionsbezogenen Magmatismus, wofür auch die Spurenelement-Verhältnisse in den Magmatit-Geröllen sprechen.

Altersbestimmungen (U/Pb) an einigen Granit- und Dazit-Geröllen ergaben einen als Intrusionsalter interpretierten Wert von 549 ± 23 Ma (resultierend aus Daten beider Gesteinstypen), der der assyntischen Ära zuzuordnen ist. Zwischen Intrusion und Abtragung haben die Magmatite eine allenfalls schwache Metamorphose erfahren, die aber nicht mit einer Gefügeumprägung einherging. Neben den Magmatit-Geröllen enthalten die Kulmkonglomerate hauptsächlich Gerölle von präkambrischen(?)/altpaläozoischen Sedimenten und schwach metamorphen Paragneisen.

Als Liefergebiet kommt daraus folgernd nur ein Gebiet in Frage, in dem im Unterkarbon neben assyntischen Magmatiten nicht oder nur schwach metamorphes Präkambrium/Altpaläozoikum verbreitet war. Ob diese Bedingungen im Bereich der Grundgebirgsabschnitte, die unter dem Begriff Mitteldeutsche Schwelle zusammengefaßt werden, erfüllt waren, erscheint fraglich. Es wird vielmehr angenommen, daß das eigentliche Herkunftsgebiet der Gerölle infolge einer postunterkarbonischen Überschiebung unter das Gebiet geraten ist, das man bisher als Kerngebiet der Mitteldeutschen Schwelle ansah.

Abstract: The conglomerates in the Lower Carboniferous greywacke series (Eastern Rheinisches Schiefergebirge, Harz) are usually derived from the Mid-German Crystalline Rise. They contain pebbles of magmatites which are chemically characterized by Na-predominance. This Na-predominance was caused by secondary, mostly metasomatic processes (albitization). Considering this alteration the magmatites are granites (I-type), granodiorites (both with leuco-character), trondhjemites and effusive rocks such as dacites, rhyodacites as well as rhyolithes and their tuffs. Additionally occurring tonalites and andesites are less frequent. All these rocks characterize a subduction-related magmatism, which is also indicated by trace-element patterns.

* Dr. A.-E. SOMMERMANN, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Age determinations (U/Pb) of some granite and dacite pebbles yielded an intrusion age of $549 \pm_{20}^{23}$ Ma (resulting of dates from both rock types), which indicates the Assyntic era. Between intrusion and erosion the rocks have suffered at least a weak metamorphism, which was not accompanied by essential deformation. Beside magmatite pebbles the conglomerates mainly contain pebbles of Precambrian(?)/Older Paleozoic sediments and weakly metamorphic paragneisses.

In the source area non- or only weakly metamorphic Precambrian/Older Paleozoic must have existed besides Assyntic magmatites. It seems questionable whether these conditions have been fulfilled in the region of basement outcrops which are commonly known as Mid-German Crystalline Rise. It is assumed that the source area of the pebbles is now hidden under the probable core area of the Mid-German Crystalline Rise as a result of post Lower Carboniferous thrusting.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	168
2. Petrographie und Geochemie der Magmatit-Gerölle	171
3. Altersbestimmung an einigen Magmatit-Geröllen	181
4. Diskussion der Ergebnisse	185
5. Schriftenverzeichnis	195

1. Einleitung

Die den Kulmgrauwacken im östlichen Rheinischen Schiefergebirge, im Harz sowie im Frankenwald eingelagerten Konglomerate (stratigraphische Position siehe Tab. 1) führen einander mehr oder weniger ähnliche Geröllassoziationen. Eine Übersicht der Geröllinhalte gibt Tab. 2. Die Ähnlichkeit der Magmatit-Gerölle in den verschiedenen Vorkommen ist besonders auffällig: Als Gemeinsamkeiten wurden von MEMPEL (1933), PICKEL (1937) und EIGENFELD (1933) die Natronvormacht und das Auftreten granophyrischer Strukturen hervorgehoben. Sie alle entsprächen dem Typ der prävaristischen Magmatite im Sinne von SCHEUMANN (1924). BRINKMANN (1948) leitete aufgrund dieser Ähnlichkeiten für die Kulmkonglomerate aller drei Regionen, in Anlehnung an SCHOLZ (1930), die „Mitteldeutsche Schwelle“ (Abb. 1) als gemeinsames Liefergebiet ab, hob aber Unterschiede zwischen den Geröllen und dem Anstehenden hervor: „...während in den Kulmkonglomeraten ausschließlich Eruptiva mit Na-Vormacht vorkommen, nehmen gegenwärtig Alkalikalkgesteine flächenmäßig den Hauptteil der Schwelle ein. Während unter den Geröllen wenig veränderte Sedimente recht verbreitet sind, treten heute nur metamorphisierte Schichtgesteine auf der Schwelle auf“ (S. 60). Um diese Unterschiede erklären zu können, wurde der Geröllinhalt der Kulmkonglomerate, vor allem die Magmatit-Gerölle, untersucht. Mit Informationen über Art, Alter und postmagmatische Veränderungen der Magmatite in ihrem Herkunftsgebiet soll die prävaristische Entwicklung des Herkunftsgebietes, soweit möglich, rekonstruiert und mit der des anstehenden Kristallins verglichen werden.

Tab. 1. Gliederung des Unterkarbons III und stratigraphische Position der markanten Kulmkonglomerate

	Cephalopoden-Zonen	-Subzonen	Eder- gebiet	Ober- harz*	Teuschnitzer Mulde
Oberkarbon					
cd III γ	Goniatites granosus			ooooo	ooooo
cd III β	Goniatites striatus	spirale mucr.-sphaericostr. elegans falcatus striatus	ooooo ooooo	ooooo ooooo	
cd III α	Goniatites crenistria				
cd II					

* Die genaue stratigraphische Position einiger Oberharzer Kulmkonglomerate ist nicht bekannt.
ooooo: Markante Konglomerathorizonte

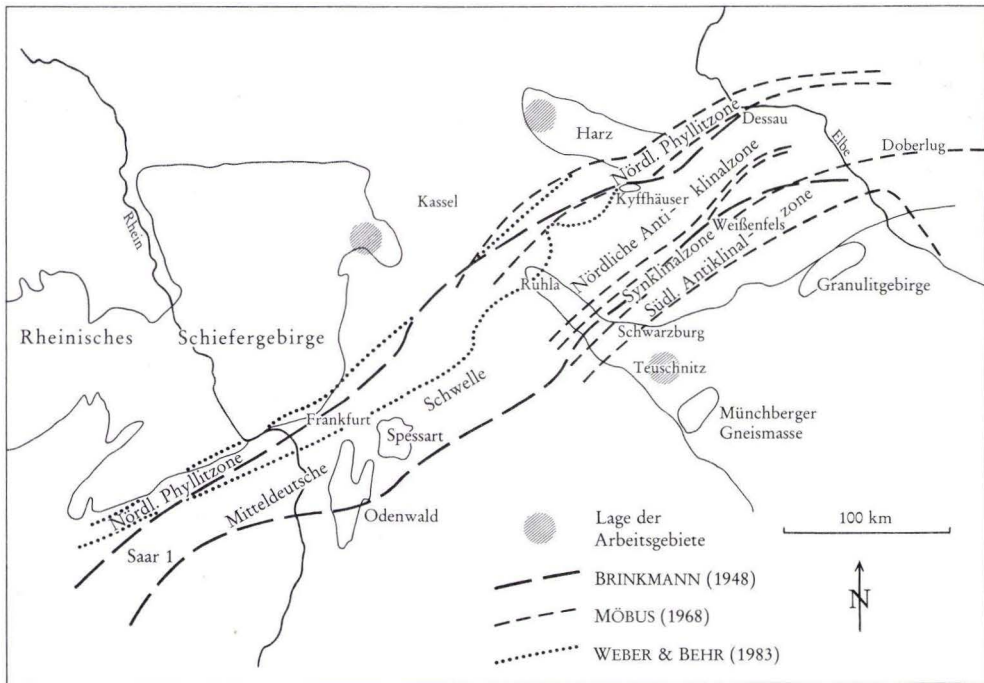


Abb. 1. Lage der Mitteldeutschen Schwelle nach verschiedenen Autoren.

Tab. 2. Ausgewählte Literaturangaben zur Zusammensetzung verschiedener Kulmkonglomerate

Gebiet: Autor:	Edergebiet J-STÖCKE (1928)	Oberharz MEMPEL (1933)	Mittel- und Südharz LINDERT (1971)	Frankenwald EIGENFELD (1933)
Gestein: Granit, Granitporphyr, Granophyr, Aplit	+	+	+	+
Granodiorit, z. T. granophyrisch	-	-	+	-
Quarz-Keratophyr	+	-	-	+
Keratophyr	+	-	-	+
Quarz-Porphyr	+	+	-	+
Porphyrit	+	+	-	-
Dazit	-	-	+	-
Diabas bzw. Andesit	-	-	+	-
Tuff	-	-	-	+
Sandsteine, Grauwacken, Arkosen, Tonschiefer	+	+	+	+
Quarzit	+	+	+	+
Gangquarz	+	+	+	+
Gneise, Phyllite	+	+	+	+
Kieselschiefer	-	+	+	+
Kalk	-	+	+	-

Die untersuchten Gerölle stammen hauptsächlich aus den Kulmkonglomeraten des Edergebietes (Blätter 4819 Fürstenberg, 4720 Waldeck). Tab. 3 zeigt deren Zusammensetzung, ermittelt an verschiedenen Zählpunkten auf Blatt 4819 Fürstenberg. Gerölle aus Kulmkonglomeraten des Oberharzes (Blätter 4227 Osterode a. H., 4128 Clausthal-Zellerfeld, 4127 Seesen) und in geringem Umfang auch aus den Teuschnitzer Konglomeraten des Frankenwaldes (Blätter 5634 Teuschnitz, 5534 Lehesten) wurden zum Vergleich herangezogen.

Tab. 3. Zusammensetzung von Kulmkonglomeraten auf Blatt 4819 Fürstenberg
 (Komponenten ohne Zement auf 100% gerechnet), Angaben in Vol.-%

Rechtswert	349643	348498	349592	349399	349236
Hochwert	566439	566321	566376	567219	567151
Korngröße	0,4–4 cm	0,4–4 cm	0,4–1,5 cm	0,4–4 cm	0,4–2 cm
Granit	11,1	10,1	5,0	19,7	18,0
Vulkanit	13,1	11,8	6,3	19,4	21,4
Gneis/Phyllit	12,2	8,7	6,8	7,2	5,7
Qzt./Sandst.	34,8	35,9	45,9	21,9	21,9
Grauwacke	2,0	0,8	0,3	0,9	1,9
Tonschiefer	0,2	0,2	–	0,7	–
Quarz	25,2	24,3	32,0	29,1	28,9
übrige	0,6	1,8	0,3	1,2	2,5
unbestimmt	0,9	2,1	3,4	–	–
Zement	33,6	36,7	61,8	23,3	52,3

2. Petrographie und Geochemie der Magmatit-Gerölle

Bei den Magmatit-Geröllen in den Kulmkonglomeraten handelt es sich fast ausschließlich um saure Gesteine. Sie sind durch hohe SiO_2 -Gehalte gekennzeichnet. Bei hohen Na_2O -Gehalten (3,33–7,13 Gew.-%) sind die CaO -Gehalte durchgehend gering (0,05–0,76 Gew.-%) und steigen nur in calcit-führenden Gesteinen etwas an. Ein weiteres Charakteristikum ist der fast stets geringe Anteil an den Elementen Fe, Mg und Mn, der zum Leuko-Charakter der meisten Magmatite führt. (Den Chemismus der Magmatit-Gerölle zeigen Tab. 8 und 9 am Ende des Textes).

Der Mineralbestand aller Magmatit-Gerölle ist qualitativ ähnlich. Er ist von sekundären Veränderungen betroffen, die hauptsächlich zur Albitisierung der Plagioklase führten, was die hohen Na-Gehalte erklärt. Quarz, Albit (Oligoklas nur sehr untergeordnet), stark wechselnde Mengen perthitischen Alkalifeldspats, manchmal Schachbrettalbite oder Antiperthite sowie wenig chloritisierte Mafite, meist pseudomorph nach Biotit, selten nach Amphibolen oder Pyroxenen, sind die Hauptbestandteile. Akzessorien sind Apatit, Zirkon sowie Spuren von Xenotim und Monazit. Mineralneubildungen sind, neben Albiten und Chloriten, Hellglimmer. Diese liegen meist als Serizite vor, manchmal bilden sie Verdrängungsprodukte des ehemaligen Biotits (so wurden z. B. in einem Rhyodazit Einsprenglinge von Hellglimmerpseudomorphosen nach Biotit beobachtet). Als weitere, seltene Mineralneubildungen lassen sich Minerale der Epidot-Gruppe beobachten, in einem Dazit auch Turmalin.

Nach dem Gefüge sind zunächst Gesteine mit vulkanischem von solchen mit plutonischem bis hypabyssischem Habitus zu unterscheiden. Letztere sind durch granophyrische Gefügeelemente gekennzeichnet. Eine weitere Differenzierung erfolgte nach STRECKEISEN (1976, 1980), wobei der sekundären Veränderung der Feldspatzusammensetzung Rechnung getragen wurde (Abb. 2 und 3): Albitisierte Plagioklase wurden zu Plagioklasen, Schachbrettalbite, metasomatisch aus Alkalifeldspäten entstanden, wurden zu Alkalifeldspäten gezählt. Bei intensiven granophyrischen Verwachsungen konnte die Gesteinszusammensetzung modal nicht erfaßt werden, und die Eintragung erfolgte auf Grundlage der C.I.P.W.-Norm, wobei als Alkalifeldspat-Zusammensetzung der durchschnittlich gefundene Wert von Or 60 Ab 40 (s. u.) zugrundegelegt wurde. Ebenso wurde bei den vulkanischen Gesteinen verfahren.

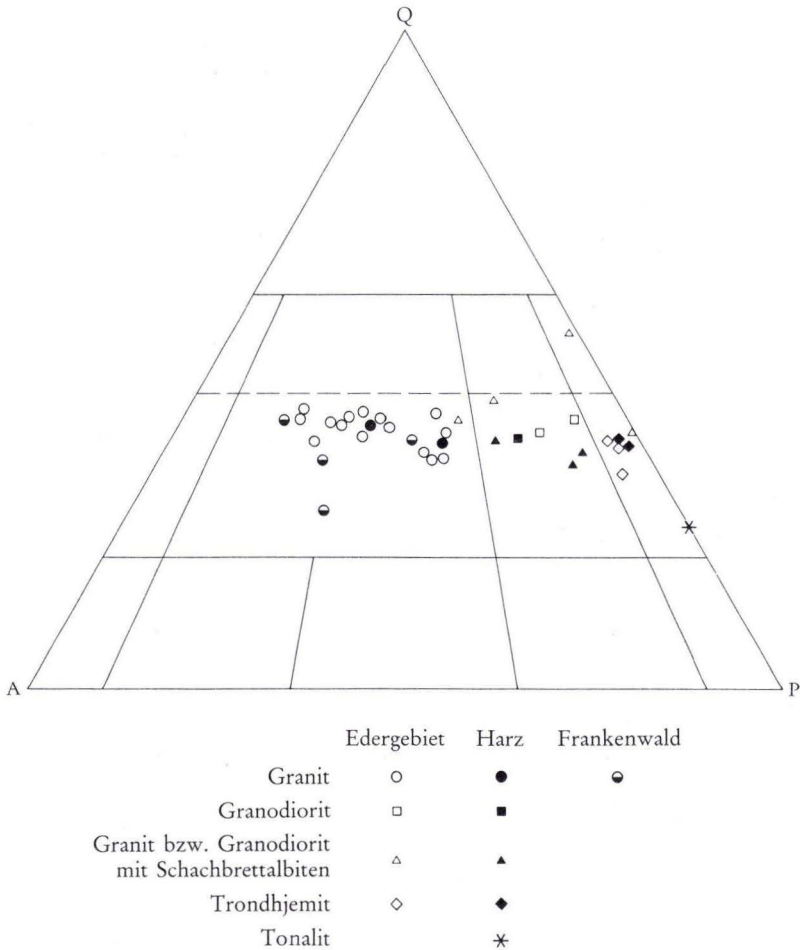


Abb. 2. Plutonit-Gerölle aus Kulmkonglomeraten des Edergebietes, Harzes und Frankenswaldes im Diagramm Q-A-P (STRECKEISEN 1976).

Einen Überblick über die in den Konglomeraten der verschiedenen Regionen auftretenden Magmatittypen gibt Tab. 4. Im Edergebiet sind es hauptsächlich Granite und Dazite; einige Granodiorite, Trondhjemite, Rhyodazite, Rhyolithe sowie drei Tuffe mit rhyolithischem Charakter kommen hinzu. Im Harz wurden neben den erwähnten Magmatiten ein Tonalit, aber keine Rhyolithe gefunden, desweiteren ein alteriertes Gestein, das nach seinem Q-A-P-Verhältnis den Andesiten zuzuordnen ist, und ein nephelin-normatives, extrem carbonatisiertes Gestein. Der ursprüngliche Mineralbestand dieser beiden Gesteine, mit Einsprenglingen von Plagioklas und Amphibol/Pyroxen bei fehlendem Quarz, macht die Zuordnung zu den

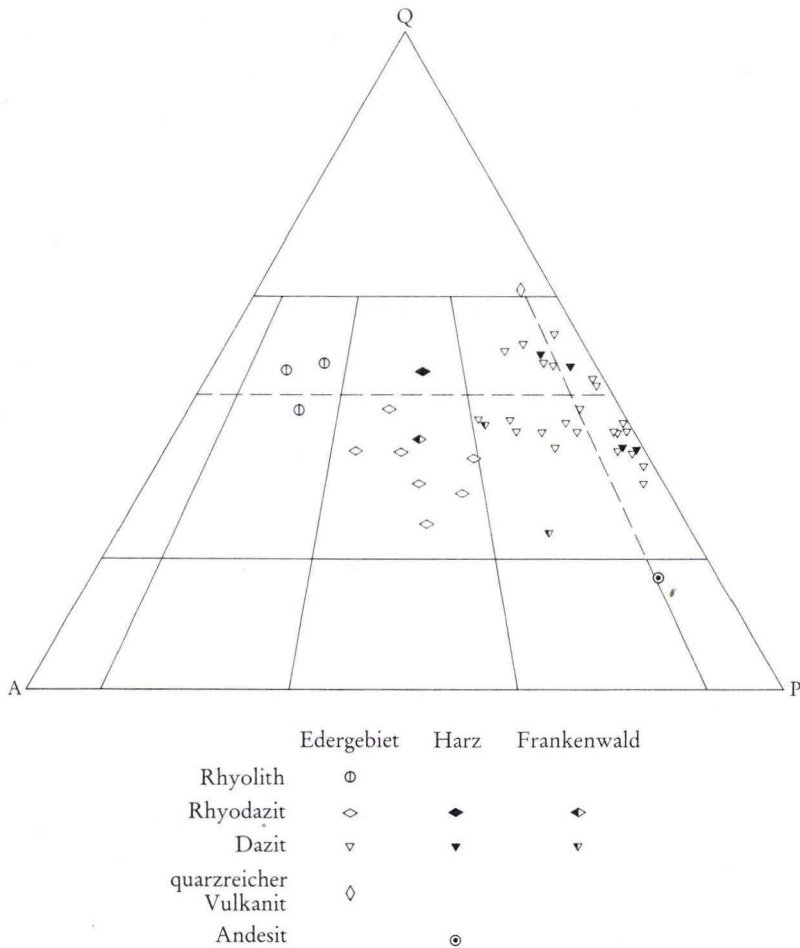


Abb. 3. Vulkanit-Gerölle aus Kulmkonglomeraten des Edergebietes, Harzes und Frankenwaldes im Diagramm Q-A-P (STRECKEISEN 1980).

Andesiten wahrscheinlich. Im Frankenwald wurden neben Graniten nur Dazite sowie ein stark serizitisierter Vulkanit, dessen Q-A-P-Verhältnis einen Rhyodazit anzeigt, nachgewiesen.

Die vorherrschende Mineralparagenese von hauptsächlich Albit, Chlorit und wenig Hellglimmer hat über einen Temperaturbereich hin Bestand, der sowohl bei einer niedriggradigen Metamorphose als auch im hydrothermalen Bereich erfüllt ist. Zusammen mit den Schachbrettalbiten sind die Antiperthite, mit oft hohen Or-Gehalten und groben Verwachsungsstrukturen, ein deutlicher Hinweis auf das Einwirken metasomatischer Lösungen. Es liegt deshalb

Tab. 4. Magmatit-Gerölle verschiedener Konglomeratvorkommen

	Edergebiet	Harz	Frankenwald
Granit	+	+	+
Granodiorit	+	+	-
Trondhjemit	+	+	-
Tonalit	-	+	-
Rhyolith	+	-	-
Rhyodazit	+	+	+
Dazit	+	+	+
Tuff	+	-	-
Andesit	-	+	-

nahe, daß die Albitisierung der Plagioklase und die Chloritisierung der Mafite bereits hydrothermal-metasomatisch erfolgte. Dafür spricht auch, daß die Calcium-Komponente der Plagioklase oft nahezu vollständig weggeführt und nur selten zur Bildung Ca-reicher Minerale benutzt wurde. Wahrscheinlich wurde die Albitisierung der Plagioklase und die Chloritisierung der Mafite durch eine sehr schwachgradige Metamorphose der Magmatite vor ihrer Abtragung im Liefergebiet weiter begünstigt. Eine Umgestaltung des magmatischen Gefüges ging damit in der Regel nicht einher. Nur in Ausnahmefällen war die Deformation so stark, daß sie zu Kataklase und zur Rekristallisation des Quarzes führte.

Wegen ihrer besonderen Bedeutung für die Frage der Na-Vormacht und den primären Magmencharakter wurden die Feldspäte besonders eingehend untersucht. Abb. 4. zeigt die graphische Darstellung der Feldspatzusammensetzungen. Messungen mit der Mikrosonde ergaben, daß es sich fast stets um reine Albite handelt, nur vereinzelt wurden Plagioklase höherer An-Gehalte gefunden: An 13,5 in einem Trondhjemit-Geröll, An 10 in einem Rhyolith-Geröll des Edergebietes; An 29 in einem Dazit-Geröll der Teuschnitzer Konglomerate. In Perthiten und Antiperthiten, häufig in Graniten und Granodioriten zu beobachten, tritt als weitere Feldspatphase Or auf, bei dem es sich mit i. d. R. nur 2–3 Mol-% Ab um fast reinen K-Feldspat handelt.

Die Abschätzung der ursprünglichen Plagioklas-Zusammensetzung vor der Albitisierung ist möglich über das Feldspat-Geothermometer von BARTH (1951), modifiziert von BROWN & PARSONS (1981). Mit seiner Hilfe läßt sich, bei vorgegebenen Drucken und Temperaturen, die Zusammensetzung der unter Gleichgewichtsbedingungen koexistierenden Feldspat-Paare abschätzen. Um nun die ursprüngliche Zusammensetzung der Plagioklase ableiten zu können, muß neben der Temperatur die Zusammensetzung des Alkalifeldspat-Partners bekannt sein. Dazu wurde die ungefähre Zusammensetzung der Perthite in Graniten und Granodioriten vor ihrer Entmischung ermittelt. Von geeigneten Körnern bzw. Kornausschnitten wurde der Anteil des Na- und des K-Feldspats ausgezählt. Es ergab sich eine Alkalifeldspat-Zusammensetzung von Or 54–64 Ab 36–46, im Mittel Or 60 Ab 40 Vol.-%. Umgerechnet in Mol-% und mit der Annahme, daß die Anorthitkomponente ursprünglich 2 Mol-% betrug und in der hier modal bestimmten Albitkomponente enthalten war, ergibt sich eine Alkalifeldspat-Zusammensetzung von Or 52–62 Ab 36–46 An 2, im Mittel Or 58 Ab 40 An 2 Mol-%. Bei dieser Betrachtung sind die geringen Or-Gehalte der Albitkomponente (ca. 3%) und die Ab-Gehalte der Ortho-

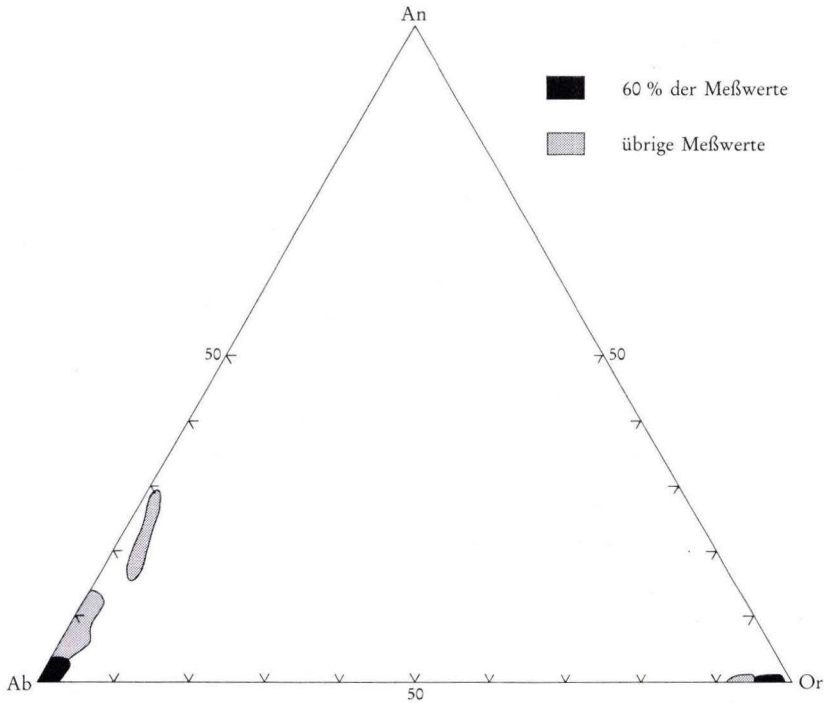


Abb. 4. Feldspat-Zusammensetzungen, ermittelt mit der Mikrosonde, im Diagramm An-Ab-Or, Angaben in Mol-%.

klaskomponente (ca. 1%) nicht berücksichtigt. Die Abschätzung der Temperaturen wurde mit Hilfe des auf Zirkontrachten beruhenden Geothermometers von PUPIN & TURCO (1972) vorgenommen. Auf diese Weise ergaben sich für die Magmen der Granite ca. 650–700 °C als Kristallisationstemperaturen. Bei 650 °C leitet sich aus der Soliduslinie des granitischen Systems (TUTTLE & BOWEN 1958) ein Druck von ca. 4 kbar, bei 700 °C von ca. 1,5 kbar ab. Nach dem Feldspat-Geothermometer von BROWN & PARSONS (1981), basierend auf experimentellen Daten von SECK (1971a und b), koexistieren bei Temperaturen zwischen 650 und 700 °C und Drucken von 4 kbar bzw. 1,5 kbar Alkalifeldspäte der beschriebenen Zusammensetzung (Or 52–62 Ab 36–46 An 2) mit Plagioklasen mit An-Gehalten von ca. An 5 bis An 17. Bei der mittleren Alkalifeldspatzusammensetzung von Or 58 Ab 40 An 2 liegt der An-Gehalt der koexistierenden Plagioklase bei 650 °C und 4kbar bei An 5, bei 700 °C und 1,5 kbar bei An 14.

Die die Magmatite in chemischer Hinsicht kennzeichnende Na-Vormacht ist also keine primäre Eigenschaft der prävaristischen Magmen, wie SCHEUMANN (1924) vermutete. Es wird vielmehr die Auffassung EIGENFELD & EIGENFELD-MENDES (1978) bestätigt, die in der Na-Vormacht eine Folge sekundärer, hydrothormaler Einwirkungen sahen. Der ursprüngliche Magmenchemismus war allerdings nur etwas Ca-reicher als es die Gerölle heute sind, wie die

Stoffbilanz der Albitisierung in Tab. 5 zeigt. Diese Stoffbilanz wurde modellhaft für 13 Granit-Gerölle des Edergebietes berechnet. Grundlagen der Berechnung sind: Der modal bestimmte Plagioklas-Anteil in diesen Geröllen liegt zwischen 19,9 und 34,7%, ihr durchschnittlicher An-Gehalt ist heute An 4, ursprünglich lag er zwischen An 5 und An 14.

Tab. 5. Stoffbilanz der Albitisierung von Granit-Geröllen des Edergebietes
(Angaben in Gew.-%)

	Durchschnitts- Zusammensetzung: 13 Granit-Gerölle	ursprüngliche Zusammensetzung	Differenz bei Annahme von ursprünglich:			
			An 5 bei 19,9% od. 34,7% Plag.		An 14 bei 19,9% od. 34,7% Plag.	
SiO ₂	78,63	78,58 bis 77,70	+0,05	+0,09	+0,54	+0,93
TiO ₂	0,08	0,08	unverändert		unverändert	
Al ₂ O ₃	12,19	12,23 bis 12,82	-0,04	-0,06	-0,36	-0,63
Fe ₂ O ₃	0,40	0,40	unverändert		unverändert	
FeO	0,60	0,60	unverändert		unverändert	
MnO	0,01	0,01	unverändert		unverändert	
MgO	0,16	0,16	unverändert		unverändert	
CaO	0,30	0,34 bis 1,04	-0,04	-0,07	-0,43	-0,74
Na ₂ O	4,05	4,02 bis 3,61	+0,03	+0,04	+0,25	+0,44
K ₂ O	3,57	3,57	unverändert		unverändert	
P ₂ O ₅	0,02	0,02	unverändert		unverändert	

Eine weitere Stoffverschiebung wurde durch die Serizitisierung der Feldspäte und durch die Verwitterung hervorgerufen, durch die allmählich ein Al₂O₃-Überschuß entstand, der sich auch in normativem Korund ausdrückt. Dadurch wurde das molare Verhältnis Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) erhöht. Es lag ursprünglich nahe bei 1, vielleicht auch etwas darunter, denn die gesteinsbildenden Minerale Feldspat und Biotit haben ein molares Verhältnis Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) von 1, bei den seltenen Amphibolen und Pyroxenen liegt es unter 1. Im Muskovit überwiegt das Aluminium die Alkalien und Calcium deutlich; das erklärt, warum das molare Verhältnis Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) durch die Serizitisierung nachträglich erhöht wurde. Die Magmatite waren sub- bis metaaluminöse Gesteine im Sinne von SHAND (1949). Dies ist ein Kennzeichen der I-Typ-Granite nach CHAPPELL & WHITE (1974). Tab. 6 enthält eine Gegenüberstellung der wichtigsten Kriterien für I- und S-Typ-Granite und der Befunde an den granitischen Geröllen. S- und I-Typ-Granite werden von partiellen Schmelzen unterschiedlichen Ausgangsmaterials abgeleitet, und zwar der S-Typ von Paramaterial und der I-Typ von Orthomaterial. Dieser Einteilung liegt die Überlegung zugrunde, daß die Ausgangsgesteine ihre Eigenschaften an die Schmelzen vererben. Im sedimentären Zyklus reichern sich Alkalien und Calcium gegenüber Aluminium ab, das molare Verhältnis Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) nimmt zu, was zur Bildung von Aluminat-Silikaten wie Granat, Cordierit oder Muskovit in den S-Typ-Graniten führt. In den Granit-Geröllen hat infolge der Verwitterung und Serizitisierung dieser Prozeß bereits eingesetzt und das molare Verhältnis Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) erhöht.

Ein weiteres Kennzeichen der I-Typ-Granite ist das Auftreten mafischer, magmatischer Einschlüsse. In manchen Granodiorit-, Trondhjemit- und Dazit-Geröllen des Harzes und des Edergebietes wurden solche Gesteinseinschlüsse beobachtet. Ihre Größe liegt zwischen 2 x 2 mm und 35 x 20 mm. In vier Fällen konnte der Modalbestand dieser Einschlüsse optisch be-

stimmt werden. Sie hatten ehemals tonalitische oder dioritische Zusammensetzung. Heute setzt sich ihr Mineralbestand zusammen aus hauptsächlich Albit sowie chloritisierten Mafiten, deren Form oft auf ehemalige Biotite, manchmal auch auf Amphibole schließen läßt. Quarz tritt nur in untergeordneten Mengen auf, Alkalifeldspat fehlt. Akzessorien sind opake Minerale, Zirkon und relativ viel Apatit.

Tab. 6. Kriterien für I- und S-Typ-Granite nach CHAPPEL & WHITE (1974) und Befunde an Granit-Geröllen des Edergebietes

I-Typ	S-Typ	Granit-Gerölle
$\text{Na}_2\text{O} > 3,2 \text{ Gew.-%}$	$\text{Na}_2\text{O} < 3,2 \text{ Gew.-%}$	Na_2O im Mittel 4,05 Gew.%, durch Albitisierung erhöht, lag ursprünglich zwischen ca. 3,6 und 4,0 Gew.-%
$\text{mol. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) < 1,1$	$\text{mol. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) > 1,1$	ursprünglich $< 1,1$ Begründung im Text
C.I.P.W.-Norm $< 1\%$ Korund	C.I.P.W.-Norm $> 1\%$ Korund	C.I.P.W.-Norm meist $> 1\%$ Korund, jedoch durch Serizitisation erhöht
breites Spektrum von basischen bis sauren Zusammensetzungen	hauptsächlich saure Gesteine	hauptsächlich saure Gesteine, Gesteinsspektrum jedoch durch selektive Verwitterung zugunsten der sauren Gesteine verschoben
weitgehend lineare Elementvariationsdiagramme	unregelmäßige Elementvariationsdiagramme	teils lineare, teils unregelmäßige Elementvariationsdiagramme
mafische, magmatische Einschlüsse	metasedimentäre Einschlüsse	mafische, magmatische Einschlüsse

Abgesehen vom Fehlen des breiten Spektrums der Zusammensetzungen von basisch bis sauer, sprechen die meisten Kriterien dafür, daß es sich bei den untersuchten Gesteinen um I-Typ-Granite handelt. Das Gesteinsspektrum reichte aber ursprünglich mindestens bis in den intermediären Bereich hinein (was Tonalit und Andesite belegen) und ist durch die selektive Verwitterung zu den sauren Gesteinen verschoben. Manche Granite sind magnetit-führend, was als weiteres Indiz für I-Typ-Granite gedeutet werden kann (ISHIHARA 1977).

Magmengeneese:

Nach WHITE (1979) hängt die Entstehung der I-Typ-Granite mit Plattenunterschiebungen zusammen, d. h. sie sind an Subduktionsprozesse gebunden. Auch die Lage der Datenpunkte in den Diskriminierungsdiagrammen für Granite verschiedener plattentektonischer Entstehungsorte von PEARCE et al. (1984), wobei die Autoren Ozean-Rücken- (ORG), Intraplatten- (WPG), Kollisions- (syn-COLG) und Inselbogen- (incl. aktiver Kontinentalränder) Granite (VAG) unterscheiden, identifiziert die granitischen Gerölle der Konglomerate des Edergebietes und des Harzes als Inselbogen (incl. aktiver Kontinentalrand)-Granite. Dies wird im Nb/Yb-Diagramm (Abb. 5) und im Rb/Nb+Yb-Diagramm (Abb. 6) deutlich. Die Daten-

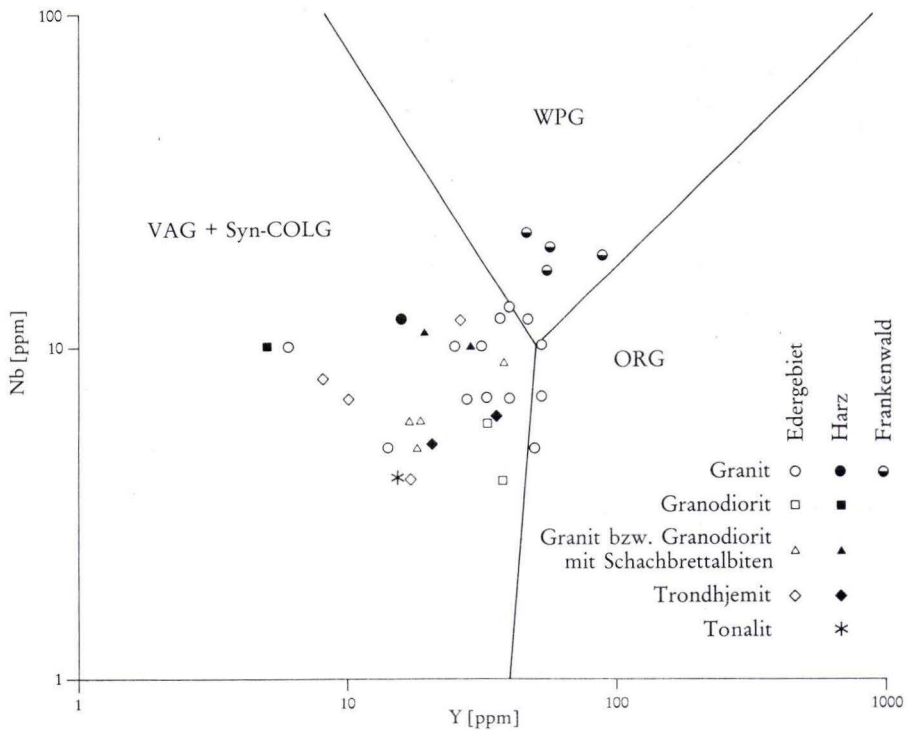


Abb. 5. Granitische Gerölle aus verschiedenen Kulmkonglomeraten im Diagramm Nb/Y nach PEARCE et al. (1984).

punkte der Granite der Teuschnitzer Konglomerate liegen allerdings in beiden Fällen im Feld der Intraplatten-Granite.

Auch das Auftreten andesitischer Gesteine weist auf die Existenz einer Subduktionszone hin. Die Andesite wurden allerdings von LINDERT (1971) zu den varistischen Initialiten gezählt. Diese Zuordnung kann für die zwei beschriebenen Andesite nicht nachvollzogen werden, denn ihre Eisen- und Magnesium-Gehalte sind hierfür zu niedrig, und zumindest in einem Fall (Probenr. 23306) sind die SiO_2 -Gehalte zu hoch. Nach MEYER (1981) führen die Harzer Spilite im Mittel 13,2 Gew.-% Fe_2O_3 ges. und 4,7 Gew.-% MgO, wohingegen die untersuchten Gerölle nur 3,1 bzw. 3,6 Gew.-% Fe_2O_3 ges. und 1,2 bzw. 1,5 Gew.-% MgO enthalten. Es sei hier ferner darauf hingewiesen, daß andesitische Gesteine nach WEDEPHL et al. (1983) nicht zu den varistischen Vulkaniten im Rhenoherynykum gehören, was ihre Zuordnung zum prävaristischen Liefergebiet unterstützt.

Weitere genetische Hinweise liefert das Verteilungsmuster der Seltenen Erden, das an einigen Proben bestimmt werden konnte. Der Gehalt an Seltenen Erden ist relativ gering (z. B. La 4–31 ppm, siehe Tab. 10 am Ende des Textteiles). Die SE-Verteilungsmuster einiger Granite, Granodiorite, Trondhjemite und Dazite zeigt Abb. 7 a–c. Die Normalisierung erfolgte mit dem

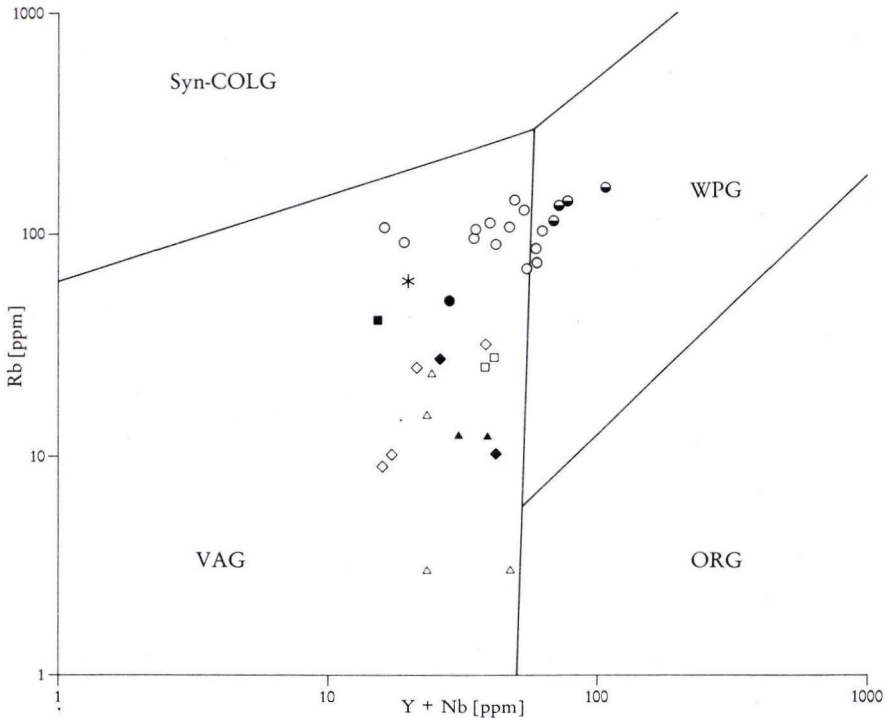


Abb. 6. Granitische Gerölle aus verschiedenen Kulmkonglomeraten im Diagramm Rb/Y+Nb nach PEARCE et al. (1984), Legende siehe Abb. 5.

Chondrit CI nach EVENSEN et al. (1978). Granite, Granodiorite, Trondhjemite und Dazite weisen eine ausgeprägte negative Europium-Anomalie auf. Die leichten Seltenen Erden sind mäßig fraktioniert, die schweren Seltenen Erden dagegen weitgehend unfraktioniert. Aus diesen Verteilungsmustern läßt sich auf ein Residuum schließen, das hauptsächlich Plagioklas und Klinopyroxen enthält. Ein solches Residuum bildet sich nach WYLLIE (1971) bei Aufschmelzung basaltischen Materials mit weniger als 0,5% H₂O nur bei Tiefen kleiner als 50 km. Bei größeren Tiefen tritt zusätzlich Granat auf, der wegen seines Einflusses auf die schweren SE als Bestandteil des Residuums ausscheidet. BARKER et al. (1976) leiteten daraus für solche trondhjemitischen bzw. dazitischen Schmelzen eine Bildungstiefe von weniger als 50 km ab.

An einigen Daziten konnte der Bildungsdruck von Quarzeinsprenglingen abgeschätzt werden. Das Quarz-Geobarometer beruht auf der Hoch-Tiefquarz-Inversion und der Tatsache, daß diese, wie GIBSON (1928) und YODER (1950) experimentell nachwiesen, nicht nur temperatur- sondern auch druckabhängig ist. Der trigonale Tiefquarz ist an bestimmten charakteristischen Schnittfiguren, z. B. dem gleichseitigen Dreieck, sicher erkennbar (FLICK 1987). In einigen Dazit-Geröllen wurden solche primären Tiefquarz-Einsprenglinge nachgewiesen. Aus dem Zirkon-Geothermometer (PUPIN & TURCO 1972) ergab sich eine Mindest-

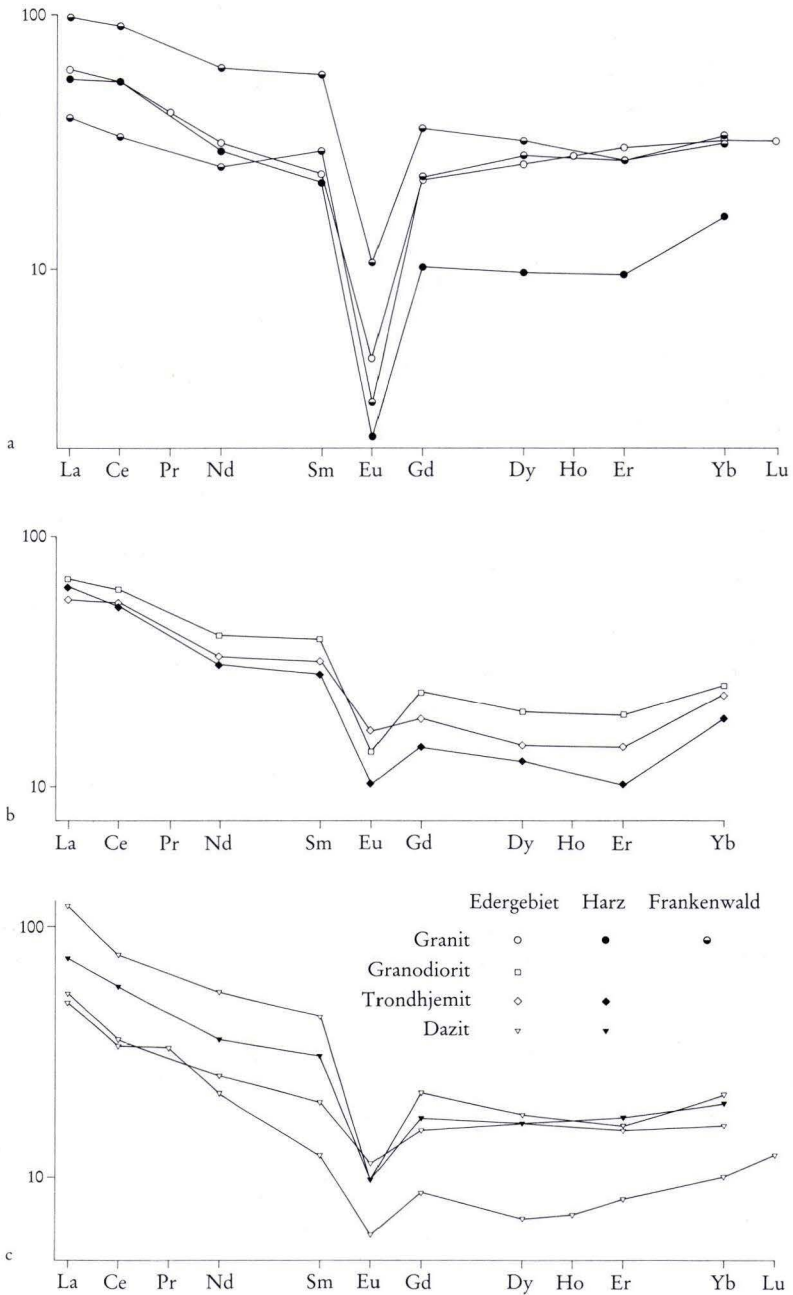


Abb. 7. Chondrit-normalisierte SE-Gehalte von Magmatit-Geröllen aus Kulmkonglomeraten (a: Granite, b: Granodiorit und Trondhjemite, c: Dazite).

temperatur der Magmen von 800 °C. Bei dieser Temperatur können sich bereits Quarz-Einsprenglinge gebildet haben. Bei 800 °C ist ein Druck von mindestens 9 kbar erforderlich, um die Bildung von Tiefquarz zu gewährleisten. Diesem Druck läßt sich eine Krustentiefe von ca. 30 km zuordnen. Damit läßt sich die Mindestbildungstiefe für dazitische Schmelzen auf 30–50 km einengen. Da sich diese sauren Schmelzen höchstwahrscheinlich innerhalb der Erdkruste bildeten, ist dies auch ein Maß für die Krustendicke im Liefergebiet der Gerölle zur Zeit der Schmelzbildung.

Zusammenfassend läßt sich bezüglich der Magmengenese der Magmatit-Komponenten in den Konglomeraten des Edergebietes und des Harzes folgendes aussagen: Die hier vorliegende Assoziation von Graniten, Granodioriten, Trondhjemiten, Daziten, Rhyodaziten, Rhyolithen und ihren Tuffen (sowie Tonalit und Andesiten), alle ganz überwiegend mit Leuko-Charakter, sind Produkte eines Magmatismus, wie er heute für Subduktionszonen charakteristisch ist. Nimmt man eine Krustendicke von 30–50 km an und berücksichtigt man den kontinentalen Charakter der Geröll-Assoziationen, so erscheint ein aktiver Kontinentalrand als Bildungsort wahrscheinlicher als ein ozeanischer Inselbogen.

Aussagen zur Genese der Magmatite in den Teuschnitzer Konglomeraten können wegen des geringen Probenumfangs nur vermutungsweise gemacht werden. Die Granit-Gerölle aus dem Frankenwald fallen in den Diskriminierungsdiagrammen zwar in das Feld der Intraplatten-Granite, doch legen petrographische Konvergenzen zu den Graniten des Edergebietes sowie die begleitenden rhyodazitischen und dazitischen Gesteine für die Granite des Frankenwaldes eine grundsätzlich ähnliche Entstehung nahe.

3. Altersbestimmung an einigen Magmatit-Geröllen

Aus dem elegans-Konglomerat des Edergebietes wurden 6 Gerölle für eine Uran-Blei-Altersbestimmung an Zirkonen ausgewählt, und zwar 3 Granit- und 3 Dazit-Gerölle. Die chemische Abtrennung des Urans und Bleis von den Zirkonen (Fraktion 63–200 μm) folgte der KROGH-Methode (KROGH 1973), von TODT (1976) modifiziert. Zur Bestimmung der Konzentrationen wurde ein Mischspike mit ^{205}Pb und ^{233}U verwendet. Die Messungen wurden mit einem Massenspektrometer der Marke Finnigan MAT 261 mit einem Multikollektor für alle Blei-Isotope durchgeführt. Die Fraktionierungskorrektur für Blei wurde am Standard SRM 982 mit 1,45% pro Masseneinheit bestimmt. Die Massenfraktionierung des Urans wurde mit dem Faktor $\sqrt{(267/270)}$ korrigiert, da Uran mit dem Sekundärelektronen-Vervielfacher als UO_2^+ gemessen wurde. Für die Korrektur des gewöhnlichen Bleis wurden die Blei-Isotopenverhältnisse nach STACEY & KRAMERS (1975), ermittelt für die jeweiligen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter, zugrundegelegt. Als Konstanten wurden verwendet:

$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$; $\lambda(^{238}\text{U})=1,5513 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$; $\lambda(^{235}\text{U})=9,8485 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$. Die Blank-Werte für Blei lagen unter 1 ng Pb_{total} .

Als Fehlerquellen für die Alterswerte gehen die Meßfehler mit doppelter Standardabweichung, die Fehler der Korrektur für gewöhnliches Blei mit 10% sowie der Fehler der Spike-Zusammensetzung mit 1% ein.

Die Meßergebnisse sowie die daraus resultierenden Daten sind in Tab. 7 wiedergegeben. Die Datenpunkte liegen diskordant unter der Konkordia (Abb. 8a–d). Für die Diskordanz der Meßpunkte wird ein rezenter oder quasi-rezenter Bleiverlust verantwortlich gemacht, da die

Diskordien im Rahmen der Fehlergrenzen durch den Nullpunkt gehen. Begünstigt wird der Bleiverlust durch die beginnende Metamiktisierung der Zirkone, die durch den radioaktiven Zerfall bewirkt wird. Aus den metamikten Bereichen kann Blei herausgelöst werden. Tatsächlich besteht bei den untersuchten Proben ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Uran-gehalt der Zirkone und damit der Häufigkeit der radioaktiven Zerfälle und der Diskordanz (siehe Abb. 8d). Der Bleiverlust kann auch eine Folge der mechanischen und chemischen Beanspruchung bei der Aufbereitung der Proben sein. Hierbei können Risse in den Zirkonen entstehen bzw. verstärkt werden, aus denen dann, vor allem beim Waschen der Proben mit HNO_3 , Teile des Bleis herausgelöst werden konnten.

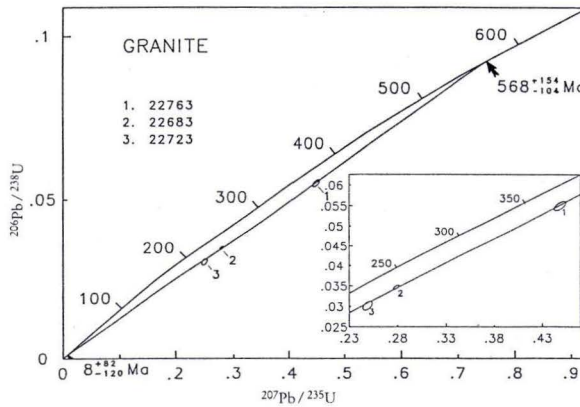


Abb. 8a. Konkordia-Diagramm mit den Datenpunkten von Zirkonen aus Granit-Geröllen des Edergebietes.

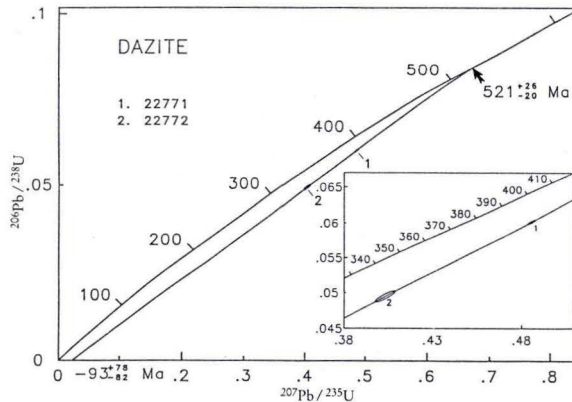


Abb. 8b. Konkordia-Diagramm mit den Datenpunkten von Zirkonen aus Dazit-Geröllen des Edergebietes.

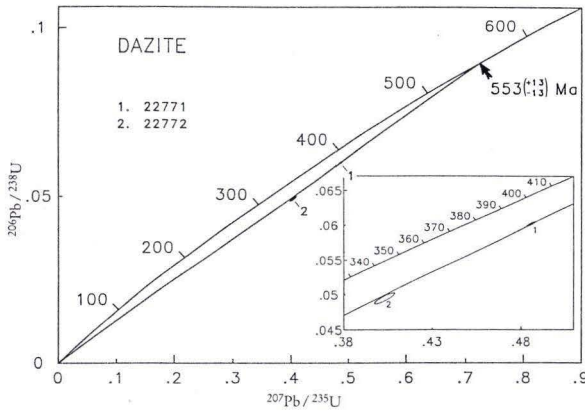


Abb. 8c. Konkordia-Diagramm mit den Datenpunkten von Zirkonen aus Dazit-Geröllen des Edergebietes, Diskordia durch den Nullpunkt gelegt.

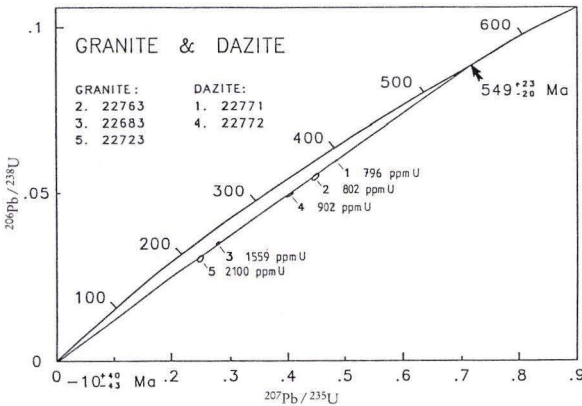


Abb. 8d. Gemeinsame Darstellung der Datenpunkte von Zirkonen aus Dazit- und Granit-Geröllen des Edergebietes im Konkordia-Diagramm.

Die Diskordia, die sich aus den Datenpunkten der drei Granitgerölle errechnet (Abb. 8a), schneidet die Konkordia bei $568 \pm_{104}^{154}$ Ma und bei $8 \pm_{120}^{82}$ Ma. Die Meßergebnisse des Dazits 22689 weisen für das Isotopenverhältnis $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ einen hohen Fehler auf, sie werden deswegen bei der weiteren Auswertung nicht berücksichtigt. Die Regressionsgerade durch die Meßpunkte der übrigen zwei Dazite (Abb. 8b) hat mit der Konkordia einen oberen Schnittpunkt bei $521 \pm_{20}^{26}$ Ma und einen unteren Schnittpunkt bei $-93 \pm_{82}^{78}$ Ma. Da ein negativer Schnittpunkt mit der Konkordia nicht sinnvoll ist, wurde die Diskordia durch den Nullpunkt gelegt (Abb. 8c). Dann ergibt sich ein oberer Schnittpunkt bei 553 Ma. Der Fehler (± 13 Ma) wird dadurch künstlich verkleinert und ist nicht relevant.

Tab. 7. Daten zur Altersbestimmung an Dazit- und Granit-Geröllen aus Kulmkonglomeraten des Edergebietes

Probe	Einwaage [mg]	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U_{total} [ppm]	Pb_{total} [ppm]	$^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}*/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [Ma]	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ [Ma]	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ [Ma]
Dazite:												
22689	3,75	0,40733 ± 27	0,17077 ± 11	128,49 ± 61	316,62	28,00	0,0548 ± 26	0,435 ± 26	0,058 ± 12	344 ± 16	367 ± 19	510 ± 510
22771	1,37	0,198161 ± 19	0,089179 ± 09	474,67 ± 42	796,11	56,31	0,06017 ± 29	0,4859 ± 26	0,05856 ± 14	376,7 ± 1,7	402,1 ± 1,8	550,9 ± 5,1
22772	1,44	0,249000 ± 56	0,112569 ± 25	271,89 ± 56	901,77	57,14	0,04948 ± 59	0,4036 ± 58	0,05916 ± 41	311,3 ± 3,6	344,3 ± 4,2	573 ± 1,5
Granite:												
22683	1,52	0,468231 ± 69	0,173564 ± 26	126,184 ± 74	1599,29	93,21	0,03464 ± 30	0,2787 ± 30	0,05836 ± 66	219,5 ± 1,9	249,6 ± 2,4	543 ± 25
22723	0,14	0,65901 ± 15	0,238759 ± 58	76,84 ± 23	2100,07	138,14	0,03013 ± 18	0,2492 ± 50	0,0600 ± 18	191,4 ± 1,2	225,9 ± 4,0	603 ± 66
22763	1,46	0,30058 ± 10	0,119567 ± 40	240,3 ± 1,7	802,40	59,53	0,05501 ± 29	0,4485 ± 62	0,05913 ± 88	345,2 ± 1,8	376,3 ± 4,3	572 ± 33

* Korrektur für gewöhnliches Blei mit den Blei-Isotopenverhältnissen für die jeweiligen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter nach STACEY & KRAMERS (1975). Fehlerangaben beziehen sich auf die letzten zwei Stellen des jeweiligen Wertes.

Die Schnittalter der Granite und Dazite entsprechen sich innerhalb der Fehlergrenzen. Darum sind ihre Datenpunkte in einem Diagramm zusammengefaßt (Abb. 8d). Die resultierende Diskordia ist nun besser definiert. Sie hat mit der Konkordia einen oberen Schnittpunkt bei $549 \pm_{20}^{23}$ Ma und einen unteren Schnittpunkt bei $-10 \pm_{42}^{40}$ Ma. Ein Ereignis, das zwischen der Bildung der Zirkone und dem rezenten Bleiverlust zu einer Neueinstellung des U/Pb-Verhältnisses führte, ist nicht zu erkennen. Der obere Schnittpunkt mit der Konkordia ($549 \pm_{20}^{23}$ Ma) kann deshalb als das Bildungsalter der Zirkone, und damit als Intrusionsalter, betrachtet werden. Zwar wurden die Granite und Dazite bei niedrigen Temperaturen von vermutlich 300–350 °C albitisiert, das reichte jedoch nicht aus, um das U/Pb-Verhältnis in den Zirkonen zu verändern. Auch die Zeit zwischen der Bildung der Magmatite und ihrer Sedimentation in Form von Geröllen im Unterkarbon vor ca. 345 Ma macht sich im Konkordia-Diagramm nicht bemerkbar. Erklärbar ist dies, wenn man annimmt, daß die Zirkone zu dieser Zeit noch so intakt waren, daß keine Herauslösung des Bleis möglich war, und wenn die Magmatite in diesem Zeitintervall insgesamt nur relativ kurz der Verwitterung ausgesetzt waren. Diese Annahme wird dadurch unterstützt, daß sich die Magmatit-Gerölle heute noch in einem erstaunlich guten Zustand befinden. Ebenso spurlos ging offenbar die anchimetamorphe varistische Überprägung an den Zirkonen vorbei.

Es ist bei diesen Überlegungen zu berücksichtigen, daß das Zusammenfassen von Graniten und Daziten auf einer Diskordia eine Hilfskonstruktion darstellt, um ein deutbares Ergebnis zu erzielen. Die getrennte Berechnung ergibt für die Granite ein etwas höheres Alter (568 Ma) als für die Dazite (553 Ma, Nullpunkt-korrigiert), diese Werte sind allerdings mit hohem Fehler behaftet. Geologisch erscheint es sinnvoll, für die Granite ein höheres Alter als für die Dazite anzunehmen, denn zu dem Zeitpunkt der Abtragung müssen die Granite bereits eine Hebung erfahren haben, bei der die sie überlagernden Gesteine abgetragen wurden, wohingegen die Dazite von vornherein der Erdoberfläche nahe waren.

Die Einordnung des Alters von 549 Ma in die geologische Zeitskala ist, da für die Grenze Präkambrium-Kambrium weltweit unterschiedliche Werte, zwischen 530 und 600 Ma variierend, gefunden wurden (COWIE & JOHNSON 1985), nicht eindeutig. GALE (1982) gab ein Alter von 530 ± 10 Ma für die Basis des Kambriums an. HARLAND et al. (1982) ziehen die Grenze bei 590 Ma. Demnach ist das ermittelte Alter, je nach Autor, ins ausgehende Präkambrium oder ins beginnende Kambrium einzustufen. Folgt man STILLE (1946), so ist der Magmatismus im Liefergebiet der Gerölle, der Mitteldeutschen Schwelle, unabhängig von obengenannten Differenzen sicherlich der synorogenen bis subsequenten Phase der assyntischen Ära zuzuordnen.

4. Diskussion der Ergebnisse

Das Herkunftsgebiet der rhenohertzynischen Kulmkonglomerate war durch einen assyntischen Magmatismus gekennzeichnet. Noch im Unterkarbon war es nicht oder nur schwach metamorph überprägt. Neben assyntischen Magmatiten waren Sedimentgesteine und schwach metamorphe Paragneise (Meta-Grauwacken bzw. -Arkosen, Phyllite) verbreitet. Verschiedene Fossilfunde in Sedimentgesteins-Geröllen im Rheinischen Schiefergebirge und Harz (JOCHMUS-STÖCKE 1928, MEMPEL 1933) sowie der neue Fund von Brachiopoden-Abdrücken

(DALMANELLIDAE, U.-Ordovizium bis U.-Karbon) auf Blatt 4819 Fürstenberg belegen deren altpaläozoisches Alter. Ein Teil der Sedimente und/oder Gneise sollte aber auch präkambrisch sein, da die Intrusionsschichten der assyntischen Magmatite älter als diese sein müssen und vermutlich zusammen mit ihnen im Unterkarbon erodiert wurden. Das gesuchte Gebiet lag, wie Schüttungs- und Strömungsrichtungen der Kulmsedimente vermuten lassen, S' bis SE' des Rheinischen Schiefergebirges und S' bis SW' des Harzes. Denkbar ist eine geologische Situation, ähnlich wie sie heute im Schwarzburger Sattel angetroffen wird, wo prävaristische Granitoide mit nicht oder nur schwach metamorphem Nebengestein vorkommen.

Die zum Kernbereich der Mitteldeutschen Schwelle gezählten Kristallingebiete (Odenwald, Spessart, Ruhlaer Gebirge, Kyffhäuser, siehe Abb. 1) erfüllen diese Bedingungen sehr wahrscheinlich nicht, und es ist auch nicht wahrscheinlich, daß die dort abgetragenen Deckschichten sie erfüllten, wie folgende Ausführungen zeigen sollen:

Ausgangsgesteine der in diesen Gebieten verbreiteten amphibolithfaziellen Paragneise sind präkambrische bis altpaläozoische Schichtenfolgen (silurisches Alter eines Quarzitschiefers des Spessartkristallins konnte mit Hilfe von Sporen von REITZ (1987) belegt werden). Damit entspricht zwar das Alter der sedimentären Edukte im großen und ganzen dem der Sedimente in den unterkarbonischen Geröllassoziationen. Bei den Granitoiden ist das aber nicht der Fall, denn bis heute ist assyntisches Alter von Granitoiden in diesen Kristallingebieten nicht nachgewiesen. Die hier anstehenden prävaristischen Magmatite sind die sogenannten „Rotgneise“ (Granit- und Granitdioritgneise der Böllsteiner Kuppel, Muskovit-Biotitgneise des Spessarts). Das Intrusionsalter der Ausgangsgesteine der Rotgneise wurde von KREUZER et al. (1973), LIPPOLT et al. (1976) und LIPPOLT (1986) mit ca. 400 Ma als silurisch bestimmt. Nach OKRUSCH & RICHTER (1986) handelt es sich bei den Rotgneisen des Spessarts um metamorph überprägte S-Typ-Granite. Die Rotgneise entsprechen also stofflich und altersmäßig nicht den als Geröllen vorkommenden Graniten, denn letztere erfüllen wesentliche Kriterien der I-Typ-Granite und haben assyntisches Alter. Ebenfalls nicht vergleichbar scheinen die Thaler Gneise des Ruhlaer Kristallins zu sein, obwohl NEUMANN (1973) sie für metamorphe Äquivalente der im Unterkarbon abgetragenen Geröll-Granite hielt. Sie wurden von ihm mit dem Albitgranit der Bohrung Saar I parallelisiert, auch sein Intrusionsalter ist aber mit ca. 400 Ma (LENZ & MÜLLER 1976) jünger als die Geröll-Granite, und kann darum diesen nicht äquivalent sein.

Am Südrand der Schwelle (Schwarzburger Sattel, Untergrund des südlichen Thüringer Beckens, Südliche Antiklinalzone (MÖBUS 1968)) weisen radiometrische Altersdaten zwar auf einen im weiteren Sinne assyntischen Magmatismus hin (WATZNAUER 1966, BEHR 1966). Von hier aus erfolgten die Schüttungen aber in den südlichen, saxothuringischen und nicht in den rhenohertzynischen Trog.

Neben dem Fehlen assyntischer Granitoide bringt das Alter der Regionalmetamorphose im Odenwald, Spessart, Ruhlaer Kristallin und Kyffhäuser eine gewisse Problematik mit sich. Ihre zeitliche Einstufung ist nicht ganz geklärt, weil sich sowohl Anzeichen für eine frühvaristische als auch für eine sudetische Metamorphose finden. Weil bereits unterdevonische Sedimente von der Mitteldeutschen Schwelle abgeleitet werden, wurde aus sedimentologischer Sicht verschiedentlich bereits eine frühvaristische (KREBS 1968) oder sogar kaledonische (HOTH & HIRSCHMANN 1970) Heraushebung (mit vorangegangener Regionalmetamorphose) für das Gebiet der Mitteldeutschen Schwelle gefordert. Das im Unterkarbon abgetragene Material weist aber keine Anzeichen einer solchen Metamorphose auf.

Die radiometrischen Altersdaten zur Regionalmetamorphose in den Kristallingebieten sind im folgenden zusammengestellt: Für einen Paragneis des Kyffhäusers deuten K/Ar-Altersdaten (Biotit) von 340 Ma (SEIM 1967) zumindest auf eine varistische Rekrystallisation. Die Metamorphose im Ruhlaer Kristallin stellen NEUMANN (1966, 1973) und WERNER (1974) aufgrund von K/Ar-Hornblende-Altern ins Mittel- bzw. Oberdevon. Für den Odenwald hielten OKRUSCH et al. (1975) eine frühvaristische Regionalmetamorphose wahrscheinlich. KREUZER & HARRE (1975) finden Anzeichen einer Metamorphose an der Wende Devon-Karbon, die wesentliche Prägung habe aber erst an der Wende Unterkarbon-Oberkarbon ihren Abschluß gefunden. Der Frankensteiner Gabbro nimmt hierbei eine Sonderstellung ein, denn er wurde nach rascher Abkühlung vor ca. 360 Ma nicht wieder über 200 °C erhitzt (KIRSCH et al. 1988). Im Spessart finden sich, wie in den übrigen Teilen des Odenwaldes, häufig sudetische Abkühlungsalter (LIPPOLT 1986), weshalb auch HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988) ein Mindestalter der dortigen Regionalmetamorphose von ca. 320 Ma angeben. Noch 1983 ging OKRUSCH für den Spessart von einer frühvaristischen Regionalmetamorphose aus. Von WEBER & BEHR (1983) wurde sogar, auf Grundlage eines U/Pb-Alters von Zirkonen des Böllsteiner Granitgneises von 380 Ma (TODT 1979), ein unterdevonisches Alter der Metamorphose diskutiert.

Wenn aber, wie LIPPOLT (1986) schreibt, „... das Grundgebirge von Spessart und Böllstein während des Karbons (vor ca. 320 Ma) nach einer hochmetamorphen Phase ungefähr gleichzeitig mit dem des Bergsträßer Odenwaldes möglicherweise mit Anatexis und/oder Pegmatoidbildung, unter die Schließungstemperaturen von Muskovit und Biotit für Argon (500 bzw. 300 °C) abgekühlt ist“ (S. 580), dann ist es höchst unwahrscheinlich, daß dort eine diesem Grundgebirge in etwa altersgleiche, nicht metamorphe Schichtenfolge noch im Unterkarbon, vor 345 Ma, abgetragen wurde. Dies gilt erst recht, wenn die Metamorphose in diesem Gebiet bereits frühvaristisch erfolgte. Setzt man eine in etwa ähnliche Metamorphosegeschichte auch für die übrigen Kristallingebiete der Mitteldeutschen Schwelle voraus, so wird dieses Gebiet als Herkunftsgebiet der Gerölle sehr in Frage gestellt. Unter dieser Voraussetzung ist die Mitteldeutsche Schwelle, wie sie als Liefergebiet für die in den rhenoharzynischen Trog geschütteten Sedimente gefordert wird, nicht vereinbar mit den Grundgebirgsanschnitten, die heute als Relikte dieser Schwelle betrachtet werden. (Die nach S in den saxothuringischen Trog geschütteten Teuschnitzer Konglomerate lassen sich dagegen problemlos von den nur gering metamorphen Gesteinen des Schwarzburger Sattels oder seiner südwestlichen Verlängerung herleiten.)

Die Klärung dieses Widerspruches muß offenbleiben. Anstelle einer Lösung kann lediglich ein Denkmodell treten. So besteht theoretisch die Möglichkeit, daß der von BRINKMANN (1948) skizzierten Schwelle im Unterkarbon ein weiterer Schwellenteil vorgelagert war. Er müßte zwischen dem Südrand des rhenoharzynischen Troges und den Kristallingebieten von Odenwald, Spessart, Ruhla und Kyffhäuser gelegen haben und im Unterkarbon den höchstens gering metamorphen Detritus aus präkambrischen bis altpaläozoischen Gesteinen geliefert haben. Hinweis auf einen ehemals breiteren Raum im Grenzbereich Rhenoharzynikum/Saxothuringikum ist der Umstand der starken Einengung in der Nördlichen Phyllitzzone, den WEBER (1978) mit einer Subfluenz seit dem Oberdevon erklärte, bei der die Mitteldeutsche Schwelle von ihrem nördlichen Vorland unterfahren worden sein soll. Durch einen ähnlichen Vorgang könnte das gesuchte Liefergebiet postunterkarbonisch vom heutigen Saxothuringikum überfahren worden sein. Die unter dem Nordrand des Saxothuringikums nachgewiesene seismische Diskontinuität, die GIESE et al. (1983) als Überschiebung des Saxothuringikums auf das Rhe-

noherzynikum interpretierten, ließe sich auch im Sinne einer Überschiebung der Kristallin-gebiete des Saxothuringikums auf das gesuchte Liefergebiet der Kulm-Gerölle deuten. Das eigentliche Herkunftsgebiet der Gerölle könnte dadurch unter das Gebiet geraten sein, das BRINKMANN (1948) als Kern der Mitteldeutschen Schwelle umriß.

Es erweist sich als schwierig, die Vorstellung vom Liefergebiet der in den rhenoherynischen Trog geschütteten Gerölle in ein plattentektonisches Modell einzubauen. Der Magmatismus vor ca. 550 Ma (Dazite und Granite) entspricht dem einer Subduktionszone. Ein anderer Hinweis auf die ehemalige Existenz einer Subduktionszone ist das Auftreten von Grünschiefern im sog. „Vordevon“ des Taunus, bei denen es sich nach MEISL et al. (1982) um Meta-Andesite handelt, deren Intrusionsalter aber noch unbekannt ist. Andesite treten heute fast nur an konvergenten Plattengrenzen auf. Die dazugehörige, vermutlich nach N abtauchende Subduktionszone könnte im heutigen Grenzbereich Rhenoherynikum/Saxothuringikum gelegen haben, wahrscheinlich lag sie aber S' davon und war mit der konvergenten Bewegung zwischen Gondwana und einem nördlichen Kontinent verknüpft. Die mutmaßliche, postunterkarbonische Überschiebung der Kristallin-gebiete des Saxothuringikums auf das gesuchte Liefergebiet der Gerölle muß mit dieser Subduktion nicht im Zusammenhang stehen.

Dank sagung: Herrn Prof. Dr. S. MEISL danke ich für zahlreiche Anregungen und stete Diskussionsbereitschaft, ebenso sei Herrn Prof. Dr. K. v. GEHLEN herzlich gedankt. Herrn Dr. M. HORN danke ich für Hinweise auf Fundpunkte und Aufschlüsse. Dem HLB danke ich für die Möglichkeit, die Einrichtungen des Hauses zu benutzen, den Mitarbeitern für ihre Unterstützung. Herrn Dr. W. TODT danke ich für die Durchführung der Altersbestimmung und Herrn Prof. Dr. K. VOGEL für die Fossilbestimmung.

Dank gebührt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die das Forschungsvorhaben „Petrologie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms“ finanzierte.

Tab. 8. Gesteinsanalysen von Plutonit-Geröllen aus Kulmkonglomeraten (Legende siehe Tab. 10)

8a) Edergebiet

Probe	22767	22766	22762	22655	4805	22722	22754	22723	22653	22683	22666	22730	22763	22654	22728	22682	22665
Art	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	Ga	Ga	Ga	Ga
[Gew.-%]																	
SiO ₂	79.29	78.67	78.64	78.51	78.20	77.83	77.79	77.62	77.52	77.22	76.85	76.44	75.75	83.83	79.09	77.56	77.47
TiO ₂	0.04	0.07	0.04	0.04	0.05	0.08	0.11	0.08	0.06	0.13	0.10	0.08	0.14	0.07	0.13	0.23	0.15
Al ₂ O ₃	11.07	11.89	11.64	11.71	11.95	12.07	12.02	12.03	11.73	12.33	12.04	13.02	13.14	8.87	11.52	11.84	12.62
Fe ₂ O ₃	0.20	0.31	0.39	0.21	0.18	0.31	0.92	0.16	0.26	0.47	0.54	0.25	0.89	0.27	0.13	1.04	0.03
FeO	0.48	0.50	0.32	0.39	0.81	0.50	0.04	0.85	0.76	1.12	0.89	0.26	0.80	0.30	0.42	1.34	0.57
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.1	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01
MgO	0.11	0.11	0.08	0.17	0.10	0.08	0.16	0.12	0.10	0.15	0.19	0.17	0.30	0.06	0.06	0.52	0.22
CaO	0.27	0.22	0.21	0.19	0.61	0.24	0.48	0.44	0.29	0.23	0.16	0.61	0.31	0.11	0.44	0.43	0.54
Na ₂ O	3.33	4.05	3.64	4.31	4.16	3.91	4.58	4.11	3.44	4.47	3.93	3.84	4.33	5.09	7.13	4.92	6.55
K ₂ O	4.09	3.57	4.23	3.22	3.57	3.67	2.36	3.11	4.02	3.01	3.75	4.15	3.02	0.11	0.06	0.72	0.43
H ₂ O +	0.76	0.67	0.68	0.76	0.35	0.88	0.92	0.93	1.15	0.64	1.10	0.80	1.33	0.80	0.69	0.73	1.00
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.06	0.05
CO ₂	0.20	0.13	0.11	0.25	0.34	0.19	0.26	0.23	0.31	0.12	0.15	0.15	0.21	0.13	0.23	0.21	0.23
Summe	99.87	100.21	100.00	99.78	100.35	99.79	99.68	99.73	99.67	99.95	99.75	99.81	100.27	99.67	99.93	99.63	99.87
[ppm]																	
Nb	7	5	7	12	7	12	7	10	13	10	10	10	5	5	9	6	6
Y	33	50	40	47	28	37	52	52	40	32	25	6	14	18	38	18	17
Rb	112	69	107	85	96	141	73	102	127	89	104	107	90	3	3	23	15
Zr	56	116	97	85	73	85	124	121	94	160	107	39	120	118	197	128	140
Sr	36	56	52	54	45	36	56	33	43	73	67	127	97	38	48	89	163
Ba	480	718	678	323	808	519	873	749	762	661	905	323	773	44	22	260	137

8a) ff	8b) Harz							8c) Frankenwald									
Probe	22768	22670	4840	22724	4816	4842	23292	23282	23327	23283	23299	23291	23320	22822	22813	22805	22806
Art	GD	GD	T	T	T	T	G	Ga	Ga	GD	T	T	TO	G	G	G	G
[Gew.-%]																	
SiO ₂	79.76	75.81	79.70	75.41	75.10	74.10	76.90	77.16	76.67	75.23	75.70	74.91	62.52	78.23	77.32	76.44	76.07
TiO ₂	0.08	0.28	0.10	0.24	0.24	0.32	0.12	0.13	0.11	0.16	0.22	0.24	0.77	0.07	0.07	0.12	0.16
Al ₂ O ₃	11.36	12.55	11.07	12.26	12.75	13.30	13.52	12.92	12.27	14.52	11.78	12.39	17.85	11.83	11.80	12.36	12.64
Fe ₂ O ₃	0.99	0.71	0.00	2.23	0.38	0.12	0.24	0.65	1.64	0.68	0.27	0.79	1.63	0.27	0.19	0.12	0.50
FeO	0.05	1.47	0.99	0.74	1.52	1.97	0.59	0.74	0.79	0.60	1.32	0.90	4.31	0.49	0.60	1.07	0.89
MnO	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02	0.01	0.08	0.02	0.03	0.02	0.07	0.01	0.01	0.02	0.02
MgO	0.15	0.51	0.36	0.49	0.85	1.37	0.28	0.25	0.26	0.56	0.58	0.40	2.36	0.05	0.06	0.20	0.28
CaO	0.51	0.75	0.37	0.71	0.45	0.94	0.29	0.32	0.16	0.76	1.90	1.78	0.63	0.05	0.08	0.11	0.26
Na ₂ O	5.46	5.41	5.30	4.73	6.85	6.58	5.06	6.12	5.73	4.87	5.02	6.29	3.34	3.60	3.36	4.00	4.37
K ₂ O	1.22	1.51	0.97	1.31	0.48	0.44	1.89	0.33	0.33	1.12	0.63	0.25	2.07	4.44	5.16	4.01	3.43
H ₂ O ⁺	0.71	0.71	1.27	1.69	1.24	1.27	0.83	1.09	1.73	1.11	1.29	0.97	4.08	0.67	0.72	0.86	0.79
P ₂ O ₅	0.02	0.08	0.03	0.05	0.09	0.13	0.03	0.04	0.03	0.07	0.05	0.04	0.17	0.02	0.02	0.04	0.03
CO ₂	0.13	0.14	0.18	0.15	0.11	0.31	0.09	0.15	0.24	0.10	0.86	0.76	0.05	0.22	0.25	0.24	0.18
Summe	100.44	99.95	100.35	100.04	100.09	100.90	99.86	99.91	100.05	99.80	99.65	99.74	99.85	99.85	99.64	99.59	99.62
[ppm]																	
Nb	6	4	4	12	8	7	12	10	11	10	5	6	4	20	19	17	22
Y	33	37	17	26	8	10	16	29	19	5	20	35	15	57	88	55	46
Rb	25	27	24	31	9	10	49	12	12	40	26	10	59	141	161	134	114
Zr	105	161	89	229	119	190	117	120	114	103	135	205	215	104	97	130	137
Sr	57	58	36	100	72	117	62	85	70	225	173	135	143	22	21	24	25
Ba	507	496	280	429	193	150	409	85	271	237	188	147	696	223	173	429	358

Tab. 9. Gesteinsanalysen von Vulkanit-Geröllen aus Kulmkonglomeraten (Legende siehe Tab. 10)

a) Edergebiet

Probe	22792	22706	22681	22734	22786	22702	4839	22772	22798	22738	4818	22652	22659	4844	22765	22771
Art	Q	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D
[Gew.-%]																
SiO ₂	84.53	82.96	81.28	81.19	79.51	79.01	79.00	78.71	78.56	78.39	78.10	77.83	77.74	77.00	76.14	75.74
TiO ₂	0.17	0.12	0.16	0.14	0.14	0.13	0.07	0.10	0.15	0.15	0.16	0.10	0.25	0.15	0.16	0.21
Al ₂ O ₃	8,37	9.36	10.24	10.90	11.65	11.66	9.92	11.74	11.22	11.24	12.31	11.56	10.97	12.20	12.60	12.27
Fe ₂ O ₃	0.16	0.36	0.12	0.35	0.04	0.32	0.00	0.28	1.16	0.22	0.38	0.71	1.49	0.39	0.76	0.76
FeO	0.55	0.45	0.65	0.14	0.54	0.54	2.24	0.47	0.66	0.75	0.81	0.93	1.25	1.88	1.04	1.20
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
MgO	0.12	0.11	0.11	0.24	0.21	0.12	0.24	0.32	0.25	0.76	0.31	0.22	0.66	0.27	0.33	0.61
CaO	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.92	0.29	0.13	0.13	0.34	0.11	0.20	0.93	0.29	0.18
Na ₂ O	4.13	4.98	5.33	4.72	6.77	5.56	5.60	6.59	6.26	6.68	7.00	5.25	5.54	6.14	6.06	7.16
K ₂ O	0.39	0.32	0.54	0.76	0.30	1.53	0.11	0.25	0.21	0.06	0.13	1.88	0.10	0.08	1.14	0.11
H ₂ O ⁺	0.96	0.89	0.86	1.16	0.74	0.56	1.69	0.76	1.13	1.19	0.84	1.13	1.31	1.06	1.02	1.12
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.06	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04
CO ₂	0.27	0.11	0.15	0.38	0.15	0.11	0.51	0.14	0.23	0.21	0.06	0.14	0.12	0.21	0.10	0.11
Summe	99.79	99.76	99.58	100.09	100.15	99.64	100.34	99.68	100.01	99.85	100.47	99.90	99.71	100.35	99.69	99.53
[ppm]																
Nb	8	6	3	7	5	8	6	4	6	8	6	6	4	10	7	6
Y	36	38	36	47	49	49	49	29	41	34	24	42	13	19	14	29
Rb	10	12	16	24	12	30	4	9	6	3	3	41	3	3	22	3
Zr	127	149	136	174	178	192	97	101	140	180	159	126	127	174	149	104
Sr	42	59	47	60	46	55	70	157	72	62	74	38	47	132	76	77
Ba	90	84	97	94	49	366	57	129	86	28	99	554	45	96	675	77

9a) ff

Probe	22668	4814	22689	22658	22794	22773	22796	22733	22795	22774	22742	22656	22667	22657	22793
Art	D	D	D	D	D	D	D	D	RD	RD	RD	RD	RD	RD	RD
[Gew.-%]															
SiO ₂	75.62	75.60	74.62	74.52	74.41	73.97	72.12	69.81	79.35	76.59	75.69	74.21	73.97	71.20	64.01
TiO ₂	0.25	0.22	0.23	0.28	0.34	0.26	0.44	1.32	0.09	0.14	0.23	0.31	0.27	0.41	0.62
Al ₂ O ₃	11.91	10.54	13.54	12.32	12.83	13.18	12.54	12.44	11.78	12.41	13.39	14.37	13.19	14.34	16.90
Fe ₂ O ₃	0.77	0.45	1.27	1.92	1.51	0.85	2.37	0.86	0.08	0.68	0.04	0.39	0.81	1.83	2.21
FeO	1.71	3.14	1.21	0.96	1.05	1.10	2.10	3.86	0.21	0.18	0.60	0.34	1.38	1.44	2.21
MnO	0.04	0.07	0.03	0.03	0.06	0.01	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.05
MgO	0.98	0.63	0.66	1.17	1.12	0.72	1.33	3.08	0.06	0.11	0.21	0.18	1.03	0.60	2.15
CaO	0.20	1.83	0.69	0.24	0.19	0.49	0.45	0.25	0.09	0.31	0.17	0.04	0.28	0.48	0.54
Na ₂ O	5.35	4.31	5.72	5.65	5.40	7.06	5.23	3.62	4.41	4.40	4.91	5.57	5.38	5.55	4.93
K ₂ O	1.56	0.58	0.69	0.73	1.42	0.27	0.47	0.82	3.00	3.81	3.12	3.11	2.14	2.53	2.78
H ₂ O ⁺	0.96	1.54	0.81	1.52	1.60	1.34	2.27	3.29	0.95	0.69	1.47	1.04	1.05	1.09	2.93
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.07	0.09	0.12	0.02	0.03	0.05	0.02	0.09	0.08	0.19
CO ₂	0.18	0.88	0.10	0.10	0.27	0.23	0.23	0.18	0.23	0.21	0.22	0.16	0.11	0.11	0.21
Summe	99.59	99.84	99.63	99.49	100.26	99.55	99.71	99.70	100.27	99.57	100.11	99.75	99.75	99.68	99.74
[ppm]															
Nb	4	5	7	7	5	6	6	3	9	20	9	18	6	9	9
Y	35	28	21	35	40	14	18	172	49	22	23	19	16	40	17
Rb	28	14	24	18	37	10	11	25	69	132	74	77	70	74	69
Zr	163	122	137	146	136	140	91	127	105	112	239	170	132	386	202
Sr	57	122	139	48	77	110	122	54	50	141	355	223	138	137	427
Ba	621	275	291	219	597	195	362	328	718	939	1457	991	652	1018	1434

9a) ff							9b) Harz							9c) Frankenwald			
Probe	22700	22691	22718	22663	22720	22715	23323	23288	23293	23303	23305	23306	23298	22821	22811	22816	
Art	R	R	R	TU	TU	TU	D	D	D	D	RD	A	A	D	D	D	
[Gew.-%]																	
SiO ₂	79.27	77.91	77.64	79.71	79.48	78.91	81.32	80.82	78.52	75.52	73.47	63.73	47.80	77.66	70.27	63.10	
TiO ₂	0.12	0.06	0.12	0.16	0.04	0.14	0.06	0.20	0.07	0.23	0.48	0.63	1.09	0.11	0.24	1.20	
Al ₂ O ₃	11.79	12.05	11.98	10.15	10.79	10.93	10.73	10.58	11.84	12.24	14.96	18.29	19.33	12.30	15.91	15.11	
Fe ₂ O ₃	0.39	0.27	0.87	0.24	0.47	0.16	0.36	0.49	0.03	0.13	1.06	0.83	0.99	0.26	0.90	1.94	
FeO	0.02	0.36	0.43	0.81	0.48	0.36	0.49	0.50	0.37	1.42	0.53	2.01	2.38	0.82	0.51	5.15	
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.13	0.02	0.02	0.08	
MgO	0.18	0.09	0.30	0.11	0.18	0.11	0.21	0.28	0.45	0.65	0.87	1.15	1.46	0.24	0.74	2.40	
CaO	0.23	0.44	0.16	0.23	0.15	0.13	0.34	0.13	0.23	1.27	0.59	2.35	9.64	0.05	1.89	1.06	
Na ₂ O	3.09	3.28	2.45	3.42	1.98	2.33	5.33	4.98	7.13	6.53	3.63	7.40	6.10	5.38	6.16	3.70	
K ₂ O	3.42	4.15	4.40	3.27	4.89	5.29	0.31	0.64	0.10	0.27	2.10	0.67	2.05	1.83	1.80	2.05	
H ₂ O ⁺	1.03	0.96	1.36	1.38	1.32	0.96	0.81	1.26	0.72	1.14	1.81	1.18	3.33	0.91	1.93	3.10	
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.20	0.29	0.30	0.02	0.09	0.23	
CO ₂	0.26	0.12	0.24	0.07	0.17	0.17	0.24	0.21	0.14	0.79	0.15	1.24	5.94	0.25	0.30	0.50	
Summe	99.83	99.73	100.00	99.60	99.98	99.52	100.23	100.13	99.62	100.27	99.87	99.81	100.54	99.85	99.86	99.62	
[ppm]																	
Nb	3	9	6	15	7	18	6	5	10	5	4	10	10	13	10	13	
Y	53	11	23	15	14	20	42	89	41	20	22	19	36	40	6	42	
Rb	97	113	104	62	132	122	12	28	5	10	71	32	81	74	37	70	
Zr	189	59	111	91	66	105	107	188	106	136	182	174	200	210	117	306	
Sr	38	152	259	217	139	142	94	95	37	117	143	707	174	62	807	83	
Ba	1075	1317	3318	1004	1822	1794	180	506	51	158	250	224	214	390	781	611	

Tab. 10. Seltene-Erden-Gehalte von kulmischen Magmatit-Geröllen

Probe	22723	22805	22822	23292	22670	22724	23299	22652	22772	22773	23323	22656	22306
Art	G	G	G	G	GD	T	T	D	D	D	D	RD	A
[ppm]													
La	15	25	10	14	16	14	15	29	13	12	18	31	27
Ce	36	59	22	36	39	34	34	49	22	21	36	65	59
Pr	4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	n.b.
Nd	15	29	12	14	19	16	15	26	12	10	16	22	26
Sm	3,7	9,8	4,6	3,4	5,9	4,9	4,3	6,7	3,0	1,9	4,6	4,1	5,4
Eu	0,26	0,63	0,17	0,12	0,79	0,99	0,60	0,56	0,65	0,35	0,56	0,64	1,4
Gd	4,7	7,7	4,8	2,1	4,8	3,7	2,9	4,4	3,1	1,8	3,4	2,2	3,2
Dy	6,7	8,4	7,2	2,5	5,0	3,7	3,2	4,4	4,2	1,8	4,1	2,1	2,7
Ho	1,6	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,41	n.b.	n.b.	n.b.
Er	5,1	4,5	4,6	1,6	3,1	2,3	1,6	2,6	2,4	1,4	0,10	0,80	1,3
Yb	5,4	5,7	5,2	2,7	4,1	3,8	3,0	3,6	2,7	1,7	3,8	1,1	1,2
Lu	0,82	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,32	n.b.	n.b.	n.b.

Legende zu Tab. 8-10:

- G = Granit
 Ga = Granit bzw. Granodiorit mit Schachbretalbiten
 GD = Granodiorit
 T = Trondhjemit
 TO = Tonalit
 Q = quarzreicher Vulkanit
 D = Dazit
 RD = Rhyodazit
 R = Rhyolith
 TU = Tuff
 A = Andesit

5. Schriftenverzeichnis

- BARKER, F., ARTH, J. G., PETERMAN, Z. E., & FRIEDMAN, I. (1976): The 1.7 to 1.8 by. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depth of genesis. – *Geol. Soc. America Bull.*, **87**: 189–198; Boulder.
- BARTH, T. F. W. (1951): The feldspar geological thermometer. – *N. Jb. Min.*, **82**: 143–154; Stuttgart.
- BEHR, H.-J. (1966): Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. – *Ber. dtsh. Ges. geol. Wiss.* **A11**: 39–56; Berlin.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – *Geol. Rdsch.*, **36**: 56–66; Stuttgart.
- BROWN, W. L., & PARSONS, I. (1981): Towards a more practical two-feldspar geothermometer. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **76**: 369–377; Berlin–Heidelberg.
- CHAPPELL, B. W., & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. – *Pacific Geology*, **8**: 173–174; Tokyo.
- COWIE, J. W., & JOHNSON, M. R. W. (1985): Late Precambrian and Cambrian geological time-scale. – in: SNELLING, N. J. (ed.): *The chronology of the geological record.* – *Geol. Soc. London Mem.*, **10**: 47–64; Oxford.
- EIGENFELD, R. (1933): Die Kulmkonglomerate von Teuschnitz im Frankenwalde. – *Abh. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss.*, **42**(1): 1–64; Leipzig.
- & EIGENFELD-MENDE, I. (1978): Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulmkonglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands. – *Z. dtsh. geol. Ges.*, **129**: 319–357; Hannover.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J., & O'NIONS, R. K. (1978): Rare earth abundance in chondritic meteorites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1199–1212; London.
- FLICK, H. (1987): Geotektonische Verknüpfung von Plutonismus und Vulkanismus im südwestdeutschen Varisticum. – *Geol. Rdsch.*, **76**: 699–707; Stuttgart.
- GALE, N. H. (1982): Numerical dating of Caledonian times (Cambrian to Silurian). – In: ODIN, G. S. (ed.): *Numerical dating in stratigraphy*, 467–486; Chichester (Vlg. Wiley & sons).
- GIBSON, R. E. (1928): The influence of pressure on the high-low inversion of quartz. – *J. Phys. Chem.*, **32**: 1197–1205; Washington, D. C.
- GIESE, P., JÖDICKE, H., PRODEHL, C., & WEBER, K. (1983): The crustal structure of the hercynian mountain system – a model for crustal thickening by stacking. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (eds.): *Intracontinental foldbelts*, 405–426; Berlin (Vlg. Springer).
- ISHIHARA, S. (1977): The magnetite-series and the ilmenite-series granitic rocks. – *Mining Geology*, **27**(5): 293–305; Tokyo.
- JOCHMUS-STÖCKE, K. (1928): Die Culmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **49**: 1003–1036; Berlin.
- KIRSCH, H., KOBER, B., & LIPPOLT, H. J. (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankensteingabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and single zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ measurements. – *Geol. Rdsch.*, **77**: 693–711; Stuttgart.
- KREBS, W. (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzynikum. – *Geotekt. Forschung*, **28**: 1–71; Stuttgart.
- KREUZER, H., & HARRE, W. (1975): K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. – *Aufschluß Sonderband*, **27**: 71–77; Heidelberg.
- LENZ, H., HARRE, W., MATTHES, M., OKRUSCH, M., & RICHTER, P. (1973): Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart. – Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen. – *Geol. Jb.*, **A 9**: 69–88; Hannover.
- KROGH, T. E. (1973): A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**: 485–494; London.
- LENZ, H., & MÜLLER, P. (1976): Radiometrische Altersbestimmungen am Kristallin der Bohrung Saar 1. – *Geol. Jb.*, **A 27**: 429–432; Hannover.
- LINDERT, W. (1971): Die Grundgebirgskomponenten in den altpaläozoischen Konglomeraten des Harzes. – *Geologie*, **20**, Beih. **70**: 1–99; Berlin.
- LIPPOLT, H. J. (1986): Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der Muskovit-Biotit-Gneise des Spessarts und Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes. – *Geol. Rdsch.*, **75**: 569–583; Stuttgart.

- BARANYI, I., & RACZEK, I. (1976): Rb/Sr chronology of orthogneisses in the eastern Odenwald and southern Spessart (Germany). – Abstract ECOG VI; Amsterdam.
- MEISL, S., ANDERLE, H.-J., & STRECKER, G. (1982): Niedrigtemperierte Metamorphose im Taunus und im Soonwald. – Fortschr. Mineral. **60**, Beih. 2: 43–69; Stuttgart.
- MEMPEL, G. (1933): Die Gliederung des Kulms in der Sösemulde und die Kulmkonglomerate im Oberharz. – Abh. preuß. geol. Landesanstalt, NF, **153**, 65 S.; Berlin.
- MEYER, K. (1981): Geochemische Untersuchungen an Spiliten, Pikriten, Quarzkeratophyren und Keratophyren des Rhenoharzynikums. Diss., 121 S.; Göttingen.
- MÖBUS, G. (1968): Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. – Geologie, **17**(2): 631–646; Berlin.
- NEUMANN, W. (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleichs von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. – Geologie, **15**; 942–962; Berlin.
- (1973): Zum Stockwerkbau im Bereich der „Mitteldeutschen Kristallinzone“ (speziell im Ruhlaer Kristallin). – Veröffentlich. Zentralinst. Physik Erde, **14**: 273–543; Potsdam.
- OKRUSCH, M. (1983): The Spessart crystalline complex, northwest Bavaria. – Fortschr. Mineral., **61**(2): 135–169; Stuttgart.
- & RICHTER, P. (1986): Orthogneisses of the Spessart crystalline complex, northwest Bavaria: Indicators of the geotectonic environment. – Geol. Rdsch., **75**: 555–568; Stuttgart.
- RAUMER, J., MATTHES, S., & SCHUBERT, W. (1975): Mineralfazies und Stellung des Odenwaldkristallins. – Aufschluß Sonderbd., **27**: 109–134; Heidelberg.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., & TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrol., **25**(4): 956–983; Oxford.
- PICKEL, W. (1937): Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertalsperre. – Z. dtsh. geol. Ges., **89**: 233–280; Berlin.
- PUPIN, J.-P., & TURCO, G. (1972): Le zircon accessoire en géothermometrie. – C. R. Acad. Sci., **274** (D): 2121–2124; Paris.
- REITZ, E. (1987): Silurische Sporen aus einem granat-führenden Glimmerschiefer des Vor-Spessarts, NW-Bayern. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**: 699–704; Stuttgart.
- SCHUEMANN, K. H. (1924): Prävaristische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. – Abh. sächs. Akad. Wiss. math.-phys. Kl., **39**; 7–61; Leipzig.
- SCHOLZ, H. (1930): Das variscische Bewegungsbild. – Fortschr. Geol. Paläont., **8**(25): 1–316; Berlin.
- SECK, H. A. (1971a): Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - H_2O bei Temperaturen von 650 °C bis 900 °C. – N. Jb. Mineral. Abh., **115**: 315–345; Stuttgart.
- (1971b): Einfluß des Druckes auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. – Contr. Mineral. Petrol., **31**: 67–86; Berlin – Heidelberg.
- SEIM, R. (1967): Der Para-Biotit-Plagioklasgneis des Kyffhäuser Kristallins, seine metatektischen und metablastischen Derivate und seine Einlagerungen. – Geologie, Beih. **56**: 1–85; Berlin.
- SHAND, S. J. (1949): Eruptive Rocks, 488 S.; London (Vlg. Th. Murphy and Co.).
- STACEY, J. S., & KRAMERS, J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two stage model. – Earth Planetary Sci. Letters, **26**: 207–221; Amsterdam.
- STILLE, H. (1946): Die assyntische Ära und der vor-, mit- und nachassyntische Magmatismus. – Z. dtsh. geol. Ges., **98**: 152–165; Berlin.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. – Earth Science Reviews, **12**: 1-33; Amsterdam.
- (1980): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. – Geol. Rdsch., **69**: 194–207; Stuttgart.
- TODT, W. (1976): Zirkon-U/Pb-Alter des Malsburg-Granits vom Süd-Schwarzwald. – N. Jb. Min. Mh., **12**: 532–544; Stuttgart.
- (1979): U-Pb-Datierungen an Zirkonen des kristallinen Odenwaldes. – Fortschr. Mineral., **57**: 153–154; Stuttgart.
- TUTTLE, O. F., & BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 . – Geol. Soc. Amer. Mem., **74**, 153 S.; Baltimore.

- WATZNAUER, A. (1966): Zwei bemerkenswerte Altersdatierungen aus dem Schwarzburger Sattel (Thüringen). – *Geologie*, **15**: 419–420; Berlin.
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoherynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – *Z. dtsh. geol. Ges.*, **129**: 249–281; Hannover.
- & BEHR, H. J. (1983): Geodynamic interpretation of the Mid-European-Variscides. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (eds.): *Intracontinental foldbelts*, 427–469; Berlin (Vgl. Springer).
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K., & MUECKE, G. K. (1983): Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenoherynian Belt of northwest Germany. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (eds.): *Intracontinental foldbelts*, 231–256; Berlin (Vgl. Springer).
- WERNER, C. D. (1974): Metamorphose und Migmatisation im Ruhlaer Kristallin. *Freiberger Forschungsh.*, C **284**, 134 S.; Freiberg.
- WHITE, A. J. R. (1979): Sources of granite magmas. – *Geol. Soc. America Gen. Meeting, Abstr.*: 593; Boulder, Colorado.
- WYLLIE, P. J. (1971): Experimental limits for melting in the earth's crust. – *Am. Geophys. Union Geophys. Mon.*, **14**: 279–301; Washington, D.C.
- YODER, H. S. (1950): High-low-quartz inversion up to 10000 bars. – *Trans. Am. Geophys. Union*, **31**:827–835; Washington, D.C.

Manuskript eingegangen am 1. 12. 1989

Geol. Jb. Hessen	118	S. 199–209	5 Abb.	1 Tab.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	------------	--------	--------	----------------

Die kraternahen vulkanischen Bildungen des Steinbruchs „Rauher Berg“ NNE Brauerschwend (NE-Rand des Vogelsberges)

Von

GERNOLD ZULAUF*

Kurzfassung: Eine Untersuchung der Vulkanite und Pyroklastite des Steinbruchs „Rauher Berg“ (NE-Rand des Vogelsberges) hat ergeben, daß sich diese in unmittelbarer Nähe eines Förderzentrums gebildet haben. Gestützt wird diese Annahme vor allem durch das Auftreten von großen Blöcken und Lava-fetzen innerhalb der Tuffe, in die Basanite und Limburgite (Hyalobasanite) intrudiert sind. Die geomagnetischen Daten lassen einen Aufstiegsweg N' des Steinbruchs vermuten. Einschlüsse von pyroklastischen Gesteinen innerhalb der Basanite sind meist zu „Daug“-Körpern umgewandelt.

Abstract: Investigations of volcanics in the quarry „Rauher Berg“ (NE-edge of the Vogelsberg) indicate that they were created close to a pipe. This statement is mainly supported by the presence of big blocks and lumps of slag within tuffs, into which basanites and limburgites were intruded. Geomagnetic data show a possible ascent-channel north of the quarry. Inclusions of pyroclastic rocks within lava are mostly altered to „Daug“-bodies.

Inhaltsverzeichnis

1.	Vorbemerkung	200
2.	Einleitung	200
3.	Aufbau des Steinbruchs	200
	3.1. Pyroklastische Gesteine	200
	3.2. Vulkanite	202
	3.3. „Daug“-Einschlüsse	205
4.	Ergebnisse geomagnetischer Vermessungen	206
5.	Schlußfolgerungen	206
6.	Verzeichnis der Röntgenproben	208
7.	Schriftenverzeichnis	209

* Dipl.-Geol., Dipl.-Ing. G. ZULAUF, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt a. M., Senckenberg-Anlage 32–34, 6000 Frankfurt a. M.

1. Vorbemerkung

Die hier vorgestellten Ergebnisse stellen Teile meiner Diplomarbeit (ZULAUF 1987) dar.

Danksagung: An dieser Stelle möchte ich mich bei meinen Betreuern Herrn Prof. Dr. E. MARTINI und Herrn Dr. F. RÖSING herzlich bedanken. Herrn Dr. K.-H. EHRENBURG danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes und für zahlreiche, hilfreiche Ratschläge. Weiterhin danke ich Herrn Prof. Dr. S. MEISL für die Durchsicht und Kommentierung einiger Basaltdünnschliffe sowie Herrn Dr. H. JOHANNING für die Durchführung der röntgenographischen Analysen. Bei der Mitteldeutschen Hartsteinindustrie AG bedanke ich mich für die Überlassung der chemischen Analyse.

2. Einleitung

Die vulkanischen Gesteine des NNE' von Brauerschwend/Oberhessen (TK 25: 5221 Alsfeld) gelegenen Basaltsteinbruchs „Rauher Berg“ gehören zu den Basaltdecken des nordöstlichen Vogelsberges, die hier Schichten des Lauterbacher Grabens bedecken. Der „Rauhe Berg“ stellte vor dem Abbau eine Erhebung dar, von der heute nur noch ein kleiner Rest erhalten ist. DIEHL (1926: 44) sieht in dieser Erhebung einen „Durchbruch“. Bei dem seit 1906 abgebauten Basalt handelt es sich vorwiegend um Basanit. Für eine detaillierte Beschreibung und Interpretation des Vorkommens wurde der Steinbruch mit einem Tachymeter topographisch und mit einem Protonenmagnetometer geomagnetisch vermessen (vgl. Abb. 1 u. 5).

3. Aufbau des Steinbruchs

3.1. Pyroklastische Gesteine

Die granulometrische Einteilung der pyroklastischen Gesteine erfolgt in Anlehnung an die IUGS-Subkommission (vgl. SCHMID 1981). Eine petrographische Klassifizierung kann häufig nicht vorgenommen werden, da das ursprüngliche Material der Pyroklastite – vor allem das vulkanische Glas – in der Regel zu Tonmineralen umgewandelt ist.

Im nordöstlichen Teil des Steinbruchs steht eine nach SW einfallende, stark vertonte Wechselfolge aus rötlichbraunem Aschentuff und graubraunem Aschen-Lapilli-Tuff an, in welche vereinzelt bis zu 20 cm große Blöcke aus Basalt eingelagert sind. Die durch den Korngrößenwechsel hervorgerufene Schichtung verläuft wellig und unregelmäßig. Manchmal dünnen einzelne Lagen fast aus. Im Hangenden folgt eine Pyroklastische Breccie, die von Basanit überdeckt wird.

Im SW-Teil des Steinbruchs stehen zwei isolierte, verschiedenartige pyroklastische Komplexe an, die von einem Limburgit (Hyalobasanit, vgl. Kap. 3.2.) umschlossen sind (Abb. 3). Der Limburgit weist ein Fluidalgefüge auf. Seine dünnen Säulen stehen senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Tuffkörper, womit sich sein jüngerer Alter ergibt. Offensichtlich ist der Limburgit in die Tuffe intrudiert.

Der S gelegene, rostbraune Tuffkomplex (Abb. 3, links) wird von einer Pyroklastischen Breccie gebildet, die sich vorwiegend aus schwach eingeregelteten, basaltischen Schlacken, Blöcken und seltener Bomben zusammensetzt. Diese Komponenten erreichen Größen bis zu 1,20 m. Die braune Grundmatrix besteht aus Lapilli und Asche. Auffällig sind bis zu 20 cm große

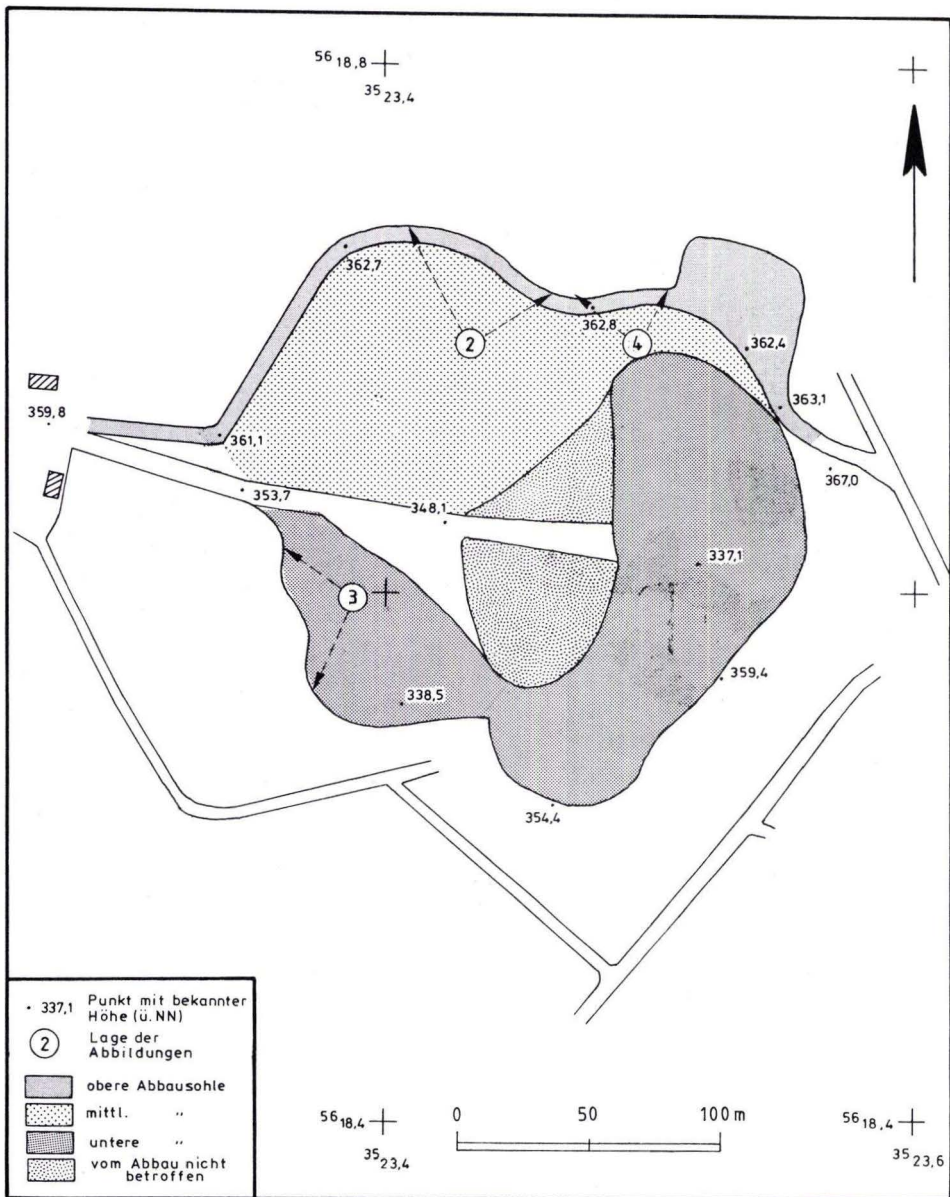


Abb. 1. Lageskizze des Steinbruchs. Die Darstellung beruht auf einer Tachymeteraufnahme, die im August 1984 erfolgte. Außer den Höhenpunkten sind die genauen Lokalitäten der Aufschlußabbildungen eingetragen.

Grundgebirgsxenolithe. Diese lassen sich in solche mit offener Faltung und einer Schieferung und jene mit Isoklinalfaltung und mehreren S-Gefügen unterteilen.

N' von diesem rostbraunen Tuffkörper steht, durch den Limburgit getrennt, ein Bomben und Blöcke führender, stark zersetzter Aschen-Lapilli-Tuff an (Abb. 3, rechts). Auffällig sind fladenartige, bis zu 1,00 m große Lavafetzen.

Ein ähnliches Gestein steht auch an der nördlichen Steinbruchwand an (vgl. Abb. 2, Einheit 6). Bei Punkt 362.8 (vgl. Abb. 1) lassen sich ebenfalls große, fladenförmige Lavafetzen beobachten, die häufig eingeregelt sind und bevorzugt nach S bis SW einfallen. An einer Stelle wird der Tuffkomplex von plattig absonderndem Basanit durchschlagen, wobei die einzelnen Platten mehr oder weniger parallel zu den Gangwänden verlaufen. Zum Hangenden breitet sich der Basanit lateral aus (Abb. 4).

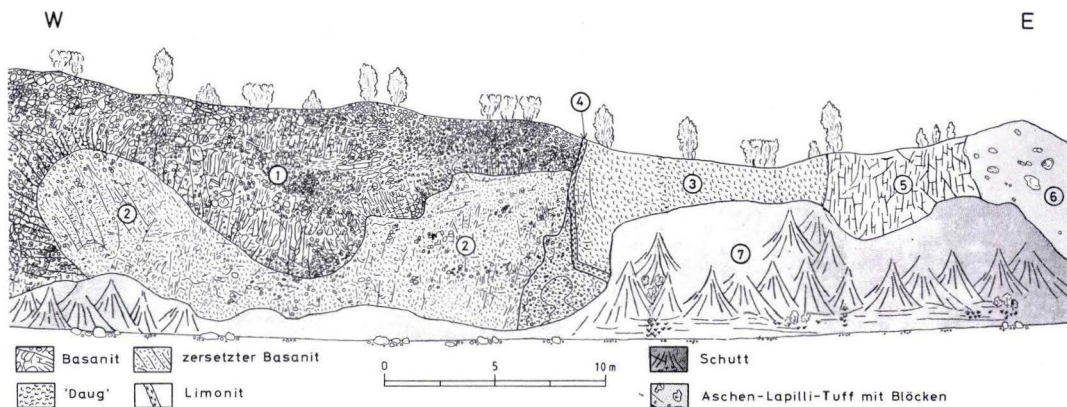


Abb. 2. Nördliche Abbauwand des Steinbruchs „Rauher Berg“. Im linken, westlichen Teil erkennt man zwei unterschiedliche Basanite (1 u. 2), die nach E hin mit steilem Kontakt an einen „Daug“-Körper (3) grenzen. Der „Daug“-Körper wird von einem Limonitband (4) durchzogen. Weiter im E folgt ein weiterer Basaltkomplex (5), dem sich ein an Blöcken und Lavafetzen reicher Aschen-Lapilli-Tuff (6) anschließt. Der Schuttfuß (7) ist bei den leichter verwitterbaren Gesteinen („Daug“ und Tuff) deutlich mächtiger.

3.2. Vulkanite

Eine chemische Analyse liegt lediglich von dem bereits erwähnten, in Tuffe intrudierten Basalt der südwestlichen Abbauwand vor (Tab. 1). Legt man das TAS-Diagramm (vgl. LE BAS et al. 1986) zugrunde, so handelt es sich um einen Basanit. Wegen des hohen Glasanteiles, auf den bereits DIEHL (1926:44) aufmerksam machte, kann das Gestein als Limburgit (Hyalobasanit) bezeichnet werden.

Bei den übrigen Vulkaniten des Steinbruchs beruht die Unterteilung ausschließlich auf dem anhand von Dünnschliffen ermittelten modalen Mineralbestand. Der Glasanteil ist wesentlich

geringer. Vor allem der relativ hohe Analcimgehalt deutet darauf hin, daß hier ebenfalls Basanite vorliegen.

Makroskopisch stellen die Basanite schwarz- bis blaugraue, dichte bis feinblasige, meist schwach porphyrische Gesteine dar, die in angewittertem Zustand eine hellbraune Rinde aufweisen. Manchmal läßt sich ein grusiger, „sonnenbrennerartiger“ Zerfall feststellen. Selten vorhandene Erdmantelxenolithe (Peridotitknollen) erreichen Größen bis zu 2 cm.

Mikroskopisch sind die Basanite durch ein mikro- bis serialporphyrisches Gefüge gekennzeichnet. Die Grundmasse besteht aus Titanaugit, Plagioklas (An 35–45%), Olivin und Titanomagnetit. Die Zwickelfüllung setzt sich aus Alkalifeldspat und Analcim zusammen, in die Apatitnadelchen eingebettet sind. Der Glasanteil ist gering. Die Peridotitxenolithe erweisen sich im Dünnschliff als Lherzolite.

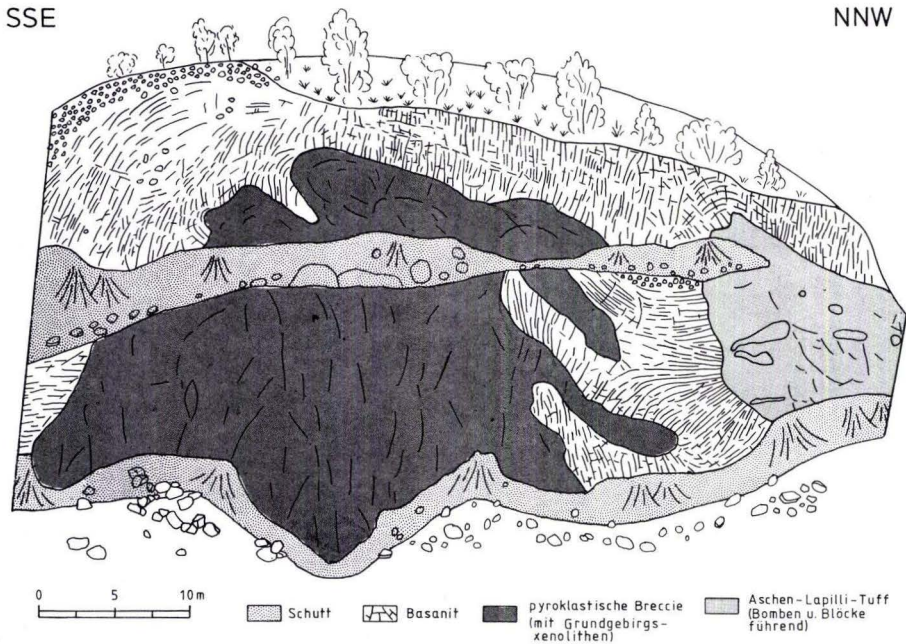


Abb. 3. Blick auf die südwestliche Abbauwand des Steinbruchs „Rauher Berg“. Zwei unterschiedliche Tuff-Komplexe werden von einem Limbürgit (Hyalobasanit) umschlossen.

Die Vielfältigkeit der Absonderungsformen der Basanite läßt z. T. Zusammenhänge mit dem Mikrogefüge erkennen. An der südöstlichen, sich im Abbau befindlichen Steinbruchwand sondern die Basanite säulig ab. Innerhalb der Säulen, die z. T. Meilerstellung aufweisen, ist zum einen ein plattiges, zum anderen ein kugelschaliges Trennflächengefüge festzustellen.

Die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen ist scharf und biegt häufig aus der horizontalen Richtung in die vertikale um. Die plattigen Basanite weisen im Dünnschliff eine parallele bis subparallele Einregelung der Plagioklasleisten und untergeordnet auch der Augite auf. Diese eingeregelt Mikrolithe verdeutlichen das laminare Fließen der Lava. In den kugelschaligen Basaniten sind die Minerale nicht eingeregelt.

Tab. 1. Chemische Analyse und CIPW-Norm eines Limburgites (Hyalobasanites) aus dem SW-Teil des Steinbruchs. Die von der Mitteldeutschen Hartsteinindustrie AG freundlicherweise zur Verfügung gestellte chemische Analyse wurde im Jahr 1965 vom Chem. Laboratorium Dr. BACKOFEN, Coburg, durchgeführt. Die CIPW-Norm wurde vom Verf. aus der chem. Analyse nach Abzug von H₂O, Verrechnung des CO₂ als CaCO₃ und Umrechnung auf 100 Gew % berechnet

Chemische Analyse	Normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)
SiO ₂	or
TiO ₂	ab
Al ₂ O ₃	an
Fe ₂ O ₃	ne
FeO	di
MnO	ol
MgO	mt
CaO	il
Na ₂ O	ap
K ₂ O	Summe
P ₂ O ₅	100,01%
H ₂ O	
CO ₂	
S aus SO ₃	Spur
Summe	100,15%

Ein im Zentrum des Steinbruchs stehengelassener, stark zersetzter Bereich („Daug“, vgl. Kap. 3.3.), wird im E von plattig absonderndem und im W von unregelmäßig absonderndem Basanit umgrenzt. Auch hier zeigt der plattige Basanit im Dünnschliff subparallel eingeregelt Plagioklasleisten, während der unregelmäßige Basanit keine bevorzugte Richtung der Feldspäte aufweist. Die Basanite sind in der Nähe des „Daug“-Körpers zersetzt, wobei die plattig absondernden wesentlich stärker betroffen sind. Die Umwandlung nimmt mit Annäherung an den „Daug“ rasch zu. Makroskopisch macht sich dies durch Farbänderung von schwarz- nach hellgrau und durch grusigen Zerfall bemerkbar. Mit fortschreitender Zersetzung werden Olivine, Pyroxene, Plagioklase und Foide zu Smectit umgewandelt (Röntgenproben 1–3).

An der nördlichen Steinbruchwand stoßen zwei unterschiedliche Basanite nach E hin mit steilem Kontakt an einen „Daug“-Körper (Abb. 2, linker Teil). Die Säulen eines jüngeren, weniger stark zersetzten Basanites (Einheit 1 in Abb. 2), stehen hier mehr oder weniger senkrecht auf einem älteren, stärker zersetzten Basanit (Einheit 2 in Abb. 2). Verfolgt man die sehr unregelmäßig verlaufende Grenze zwischen den beiden Basaniten, so stellt man neben einem zapfenartigen Hineinragen des älteren in den jüngeren ein jegliches Fehlen von schlackigen oder blasigen Bereichen fest.

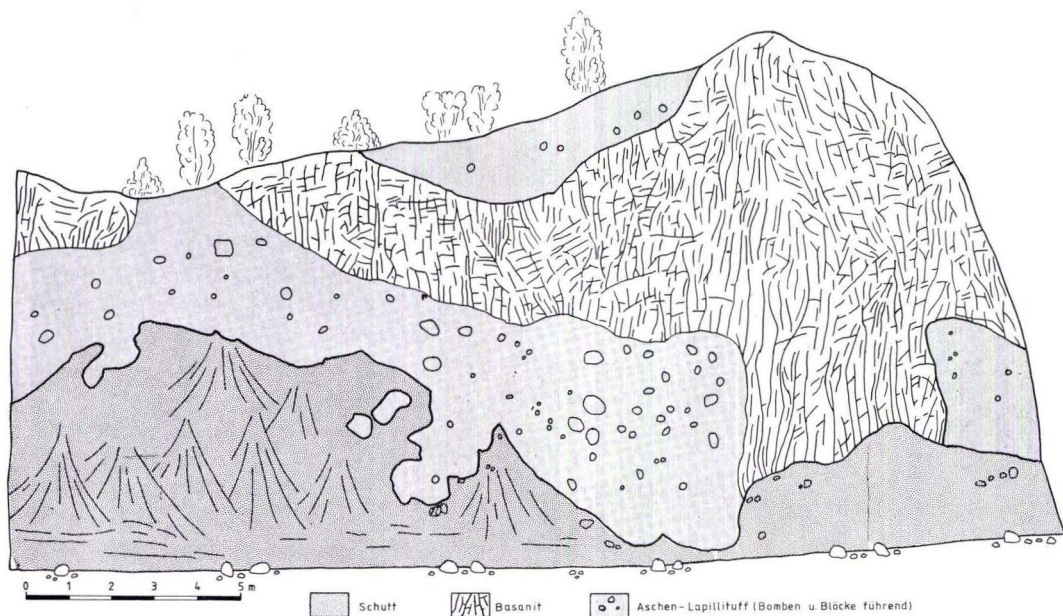


Abb. 4. Blick auf die nördliche Abbauwand des Steinbruchs. Ein an Blöcken, Bomben und Lavafetzen reicher Aschen-Lapilli-Tuff wird von Basanit durchschlagen.

3.3. „Daug“-Einschlüsse

Stark zersetzte Pyroklastite und Basalte, die fast ausschließlich aus Bolus, d. h. vorwiegend neu gebildetem Smectit, bestehen und als isolierte Körper in der Lava „schwimmen“, werden als „Daug“ bezeichnet (u. a. SCHENK 1964). Die im Steinbruch anstehenden „Daug“-Körper sind durch braune, rotbraune, gelbe und untergeordnet gelbgraue Farben gekennzeichnet.

Der bereits erwähnte, im Zentrum des Bruches anstehende „Daug“-Komplex, besteht aus intensiv zersetztem tonigem Material. Auffällig sind bis zu 10 cm große Bereiche, die ebenfalls zersetzt sind, sich aber in der Farbe (grau, weißgrau) von der tonigen Matrix vollkommen unterscheiden. Am Kontakt zum angrenzenden Basalt zeigt der „Daug“ hellgelbe Farben, die zum Kern hin in braune und graubraune Farben übergehen. Das hellgelbe Material besteht röntgenographisch nahezu ausschließlich aus Smectit, dem lediglich sehr geringe Mengen Quarz und Magnetit beigemischt sind (Röntgenprobe 4). Die braune und graubraune Kernzone enthält weniger Smectit als die hellgelbe Randzone, weist dafür aber geringe Gehalte an Kaolinit und Illit (bzw. Glimmer) auf. Anstelle des Magnetits liegt Maghemit in kleinen Mengen vor (Röntgenproben 5 und 6). Noch höhere Gehalte an Kaolinit besitzen die oben erwähnten grauen Partien innerhalb des „Daug“, die ebenfalls mit einem Zurücktreten des Smectits einhergehen. Hinzu kommen in geringen Anteilen Maghemit, Illit (bzw. Glimmer) und Ilmenit

(Röntgenprobe 7). Weißgraue Partien im „Daug“ (0 bis zu 15 cm) bestehen aus Quarz, Smectit und Kalifeldspat (Röntgenprobe 8).

Ein weiteres „Daug“-Vorkommen befindet sich E von Punkt 337.1 (vgl. Abb. 1) im E-Teil des Steinbruchs. Hier wird ein stark zersetzter, weißgrauer Basalt von einem braunen „Daug“-Komplex umschlossen, der wiederum von frischem, schwach plattig absonderndem Basanit umhüllt ist. Der braune „Daug“-Körper reicht z. T. fingerartig in den frischen Basanit hinein.

An der nördlichen Steinbruchwand liegt ein dritter „Daug“-Komplex vor, der lateral von Basaniten begrenzt wird (Abb. 2, Einheit 3). Er setzt sich aus einem gelbgrauen, stark tonigen Material zusammen. Auch hier sind weißgraue und graue Partien innerhalb der gelbgrauen Matrix vorhanden. Im W wird dieser „Daug“-Körper von einem bis zu 30 cm breiten, limonitreichen Band (Abb. 2, Einheit 4) durchsetzt, das im oberen Teil die Grenze zum benachbarten Basanit nachzeichnet.

4. Ergebnisse geomagnetischer Vermessungen

Um einen potentiellen Förderkanal zu lokalisieren, wurde der Steinbruch und seine Umgebung geomagnetisch mit einem Protonenmagnetometer (Scintrex MP-2) vermessen. Die Abstände der 632 Meßpunkte betragen, je nach Änderung der Totalintensität des magnetischen Feldes, zwischen 15 und 30 m. Da sich die innerhalb des Steinbruchs liegenden Meßpunkte gegenüber den äußeren auf einem wesentlich tieferen Niveau befinden (vgl. Abb. 1), erfolgt am Übergang Steinbruch/Umgebung ein drastischer Intensitätssprung. Zusammen mit der teilweisen Unzugänglichkeit der Steinbruchränder sowie einigen Störfaktoren in diesen Bereichen (Maschinen etc.) führt dies zu einer Darstellung, in der die Isanomalien des Steinbruchs ohne Anschluß an die Isanomalien der Umgebung bleiben müssen (Abb. 5). Hierbei fällt auf, daß im westlichen und östlichen Teil des Steinbruchs die Isanomalien eng geschart sind und z. T. parallel zu den Abbauwänden verlaufen. Dieser Effekt beruht auf den steil abfallenden Wänden, welche die Meßergebnisse stark beeinflussen.

Innerhalb des Steinbruchs sind nur schwache, negative Anomalien vorhanden. In der Umgebung jedoch fallen, neben einigen schwachen Anomalien, die N des Steinbruchs gelegenen drastischen Intensitätsänderungen auf. Hier wechselt das Feld auf sehr engem Raum von ca. +2000 nT auf ca. -1560 nT, was auf einen ausgeprägten Störkörper hinweist.

5. Schlußfolgerungen

Auf Grund der komplexen Lagerungsverhältnisse sowie der Ausbildung der Säulen und Platten der Vulkanite am Kontakt zu den Tuffen, muß eine Intrusion der Basanite und Limburgite in die Tuffe erfolgt sein. Sowohl die Ablagerung der pyroklastischen Gesteine als auch die spätere Intrusion der Vulkanite erfolgte vermutlich in unmittelbarer Nachbarschaft eines Förderzentrums.

Für eine kraternahe Ablagerung der Tuffe sprechen die bis zu 1,20 m großen Blöcke und Bomben, die großen, durch Lavawurftätigkeit entstandenen Lavafetzen und die häufig

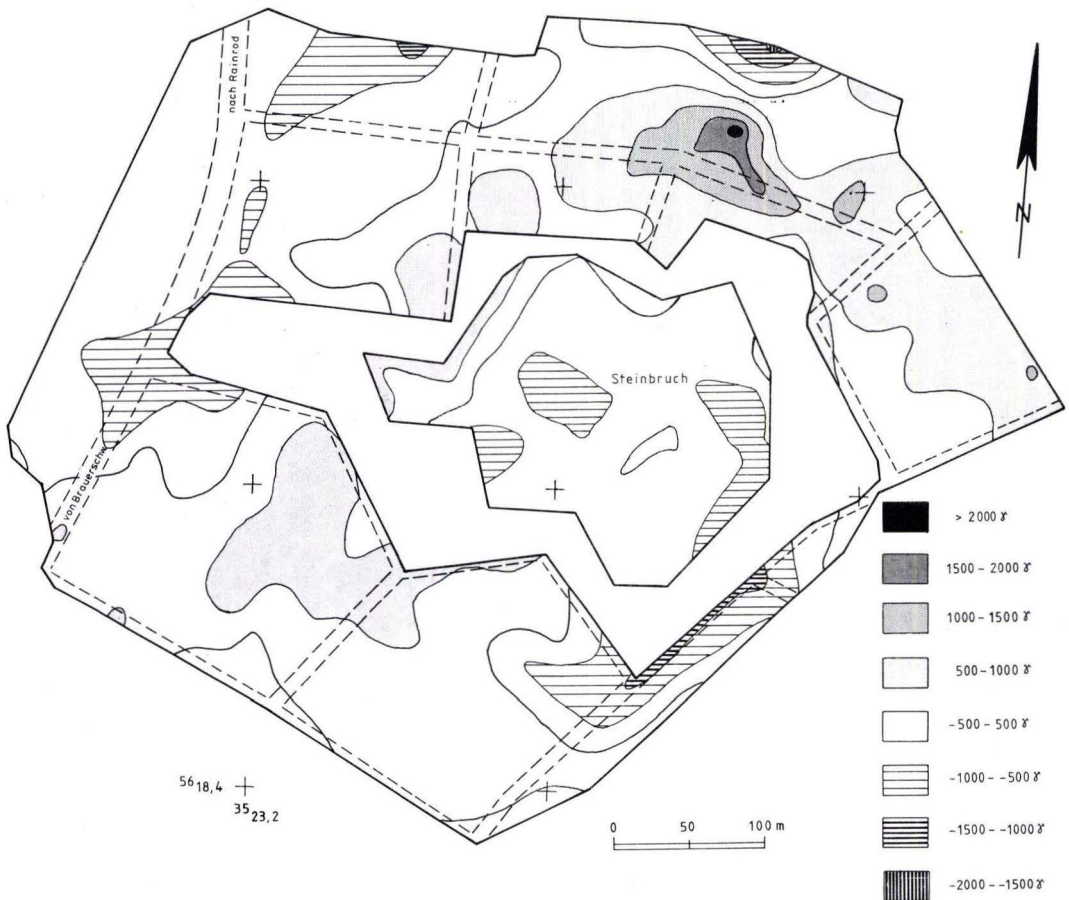


Abb. 5. Isanomalienplan des Steinbruchs „Rauher Berg“ und seiner Umgebung. Die Zahlenwerte geben die Totalintensität des Magnetfeldes an.

schlechte Sortierung der Komponenten. Auch die starke Zersetzung der Pyroklastite kann ein Indiz für Kraternähe sein, da hier eine Umwandlung durch aufsteigende Fumarolen begünstigt wird.

Der intrusive Charakter der Basanite wird auch durch das Fehlen von Schlacken und blasigen Zonen im Kontaktbereich zweier neben- und übereinanderliegender Basanite an der nördlichen Steinbruchwand belegt. Bei diesen Basaniten läßt sich zwar anhand der Säulenstellung eine Altersabfolge bezüglich der Abkühlung erkennen, die Abwesenheit von Schlacke und blasenreichen Partien weist jedoch auf ein unmittelbar nacheinander geschehenes oder gar gemeinsames Aufdringen der beiden Basanite hin. Ob es sich um echte „composite intrusions“

handelt, wie sie z. B. EHRENBERG (1986) aus dem Schlotkomplex bei Ortenberg und dem Gangkörper vom Wetzberg beschreibt, kann wegen der starken Zersetzung der Gesteine nicht entschieden werden.

Auch die „Daug“-Einschlüsse können als Indiz für das Eindringen der Vulkanite in die Tuffe herangezogen werden. Die innerhalb der „Daug“-Körper zahlreich vorhandenen, sich von der Farbe der Matrix sowie deren Mineralbestand unterscheidenden Partien stellen vermutlich ehemalige Xenolithe in ehemaligen Tuffen dar. Diese Tuffe wurden bei der Intrusion des Basanites in Pyroklastite von diesen abgetrennt und vom Magma umschlossen. Hierbei kam es zu einer starken Aufheizung und Umwandlung der Tuffe, die zur Bildung der „Daug“-Körper führten. Die quarz- und kaolinitreichen, weißgrauen Partien innerhalb der aus Smectit bestehenden „Daug“-Komplexe stellen sicherlich feldspatführende Sandsteinxenolithe dar.

Da sich im Steinbruchbereich keine ausgeprägten magnetischen Anomalien befinden (vgl. Abb. 5), sollte hier kein Aufstiegsweg erwartet werden. Auf einen Förderkanal deuten die drastischen Anomalien N' des Steinbruchs hin, die nur durch einen ausgedehnten Störkörper zustande kommen können. Diese angenommene Lokation wird dadurch unterstützt, daß die geschichteten Tuffe im nördlichen Teil des Steinbruchs, genau wie die eingeregelteten Lavafetzen, nach S bis SW – also vom Zentrum der starken geomagnetischen Anomalie weg – einfallen.

6. Verzeichnis der Röntgenproben

Die nachfolgenden Analysen entstanden aufgrund von röntgendiffraktometrischen (halb-quantitativen) Untersuchungen. Analytiker: Dr. JOHANNING (GPI Uni. Frankfurt a. M.)

Erläuterungen:

+++++	= sehr hoher Anteil (Probe fast monomineralisch)
++++	= hoher Anteil
+++	= mäßig hoher Anteil
++	= mäßiger Anteil
+	= geringer Anteil
(+)	= sehr geringer Anteil
(+/-)	= Ansprache unsicher, höchstens sehr geringer Anteil
(?)	= Mineralansprache fraglich

Qz	= Quarz	Dol	= Dolomit
Plag	= Plagioklas	Cc	= Calcit
Kfsp	= Kalifeldspat	Mag	= Magnetit
Il	= Illit (bzw. Glimmer)	Smec	= Smectit
Kao	= Kaolinit	Px	= Pyroxen

Probe	Lokalität	Gestein	Mineralbestand
1	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	Basanit (ca. 2 m vom Daug)	Px ++, Plag ++, Mag (+), Analcim (+), Chabasit (+), Il (+), Olivin +/-, mixed layers (-)
2	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	Basanit (ca. 1 m vom Daug)	Px (?), Plag +, Mag (+), Smec +, Il +, Olivin (+/-), mixed layers (+/-)

3	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	Basanit (unmittelbar am Daug)	Plag +, Smec ++, Mag (+), Il (+), Px (+/-), Olivin (+/-), mixed layers (+/-)
4	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	Daug, gelbgrau, am Kontakt zum Basanit	Smec + + + +, Qz (+/-), Mag (+/-), Apatit (?), Analcim (?), Anatas (?)
5	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	Daug, rostbraun	Smec + + + +, Qz (+/-), Il (+), Mag (+), Maghemit (+), mixed layers (+/-), Kao (+)
6	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	Daug, grau (Zentrum des Komplexes)	Smec + + + +, Kao +, Il (+), Mag (+), Maghemit (+), mixed layers (+/-), Qz (+/-), Anatas (?), Chromit (+)
7	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	grauer Einschluß im Daug	Smec + + + +, Kao+, Il (+), Ilmenit (+), Mag (+), Maghemit (+), Chromit (+), mixed layers (+/-), Anatas (?), Qz (+/-)
8	Steinbruch Rauher Berg (Zentrum)	weißgrauer Einschluß im Daug	Qz + + + +, Smec+, Kfsp (+)

7. Schriftenverzeichnis

- DIEHL, O. (1926): Erl. geol. Kt. Hessen, Bl. 5221 Alsfeld. – 84 S., 2 Abb.; Darmstadt.
- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Mineral., **64**: 1–34, 3 Abb., 18 Tab; Stuttgart.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. (1986): A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. – J. Petr., **27**: 745–750, 2 Abb., 1 Tab; Oxford.
- MÜLLER, G., & BRAUN, E. (1977): Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen. – Clausthale Tekton. Hefte, **15**, 163 S., 18 Abb., 25 Tab.; Clausthal-Zellerfeld (Pilger).
- SCHENK, E. (1964): Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **46**, 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf.; Wiesbaden.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – Geol. Rdsch., **70**: 794–799, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ZULAUF, G. (1987): Zur Geologie zwischen Rainrod und Brauerschwend/Oberhessen (Bl. 5221 Alfeld und Bl. 5222 Grebenau). – Dipl.-Arb. Uni. Frankfurt a. M., 258 S., 88 Abb., 6 Tab., 5 Taf., 5 Beil.; Frankfurt a. M. (unveröffentl.).

Manuskript eingegangen am 14. 12. 1987

Das Einzugsgebiet des Altschauerborns, einer Karstquelle bei Elz, NW Limburg

Von
REINHARD ROH

Kurzfassung: Das bislang unbekannte Einzugsgebiet des N Elz von W in das Elbtal eintretenden Altschauerborns, der größten Karstquelle im hessischen Anteil des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, wird mittels eines Markierungsversuchs am Elbbach in seiner Erstreckung erfaßt und damit das dem Karstaquifer zugehörige Niederschlagsgebiet (19,7 km²) als Einzugsgebiet der Quelle ausgewiesen: das Einzugsgebiet erstreckt sich entsprechend dem Streichen des Karstaquifers W und NE des Altschauerborns. Die hierbei ermittelte Größe des Einzugsgebiets wird durch eine Wasserbilanz für das hydrologische Jahr 1988 bestätigt.

Das Kluftsystem des Untergrunds wird auf einer mittels photogeologischer Linearanalyse erstellten Linearkarte vorgestellt. Hierdurch wird deutlich, daß vor allem E–W und NW–SE gerichtete Klüfte bzw. Spalten oder Karstgerinne besonders wasserwegsam sind.

Für drei W des Altschauerborns abgeteufte Bohrbrunnen der Grundwassergewinnungsanlage Elz, die das gleiche Einzugsgebiet nutzen, wurde 1979 ein Wasserschutzgebiet (Zone III) festgesetzt, das den W des Elbbachs gelegenen Teil des Einzugsgebiets ausreichend abdeckt. Der E des Elbbachs gelegene Teil des Einzugsgebiets wird dabei aber nicht erfaßt.

Durch die Ermittlung der Versickerungsrate an einer 2 km WSW von der Quelle entfernten, bereits bekannten Schwinde am Erbach kann geklärt werden, daß versickertes Erbachwasser keineswegs – wie bisher vermutet – wesentlich zur hohen Schüttung des Altschauerborns beiträgt. Dagegen werden im Altschauerborn und im Brunnen Elz III im Rahmen des Markierungsversuchs Anteile von Elbbachwasser nachgewiesen.

Die 1 km E des Altschauerborns gelegene Industriemülldeponie Offheim gehört nicht zum Einzugsgebiet.

Abstract: The catchment area for the Altschauerborn, the biggest karst spring in the Hessen part of the Rhenish Mountains has been recognized. The spring is situated at approximately 500 m to the north of Elz village, and on the right bank of the Elb stream that flows southerly into the Lahn river. The extent of the catchment area has been identified by the aid of a tracing test, using lithium sulphate (Li₂SO₄) as the tracer, introduced upstream at the left bank of the Elb stream. Also, the orographic catchment area of the karst aquifer (19,7 km²) has been defined as the catchment area for the spring. The catchment area extends parallel to the strike of the karst aquifer to the west and northeast of the Altschauerborn. The defined areal extent of the catchment area was also confirmed through the water balance for the hydrological year 1988.

A photogeological linear analysis map explaining the sub-surface fracture systems within the area is presented. The linear analysis shows that especially the E–W and the NW–SE oriented fractures are the most important sub-surface water avenues.

* Dipl.-Geol. R. ROH, Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, Saarstr. 21, 6500 Mainz.

A surface protection area (Zone III) has been declared since 1979 for three wells sunk to the west of the spring as parts of the waterworks of Elz village. The part of the catchment area west of the Elb stream valley is sufficiently covered by the said protection area, but no such protection area exists for the north-eastern part yet.

Percolation rate of water measured at the well-known infiltration-point situated 2 km west of the spring along the Erbach creek has shown that the percolating water from the Erbach has no significant contribution to the outflow of the Altschauerborn spring, as previously assumed. On the contrary, the tracing test conducted has indicated the presence of water from the Elb stream in the Altschauerborn spring and the Elz III well.

The industrial waste-disposal site of Offheim, 1 km east of the Altschauerborn spring, is not a part of the catchment area.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	212
2. Geologische Verhältnisse	213
2.1. Regionalgeologische Position	213
2.2. Stratigraphie	214
2.2.1. Devon	214
2.2.2. Karbon	214
2.2.3. Tertiär	215
2.2.4. Quartär	215
2.3. Tektonik	215
3. Photogeologische Linearanalyse	217
4. Hydrogeologische Verhältnisse	218
4.1. Grundwasserspiegelhöhen	219
4.2. Die Karstquelle Altschauerborn	219
4.3. Influyente Verhältnisse	223
5. Markierungsversuch	225
6. Grundwasserbeschaffenheit	228
7. Erfassung des Einzugsgebiets	228
8. Wasserbilanz für das hydrologische Jahr 1988	229
9. Schriftenverzeichnis	232

1. Einleitung

Aus den Grundwassergewinnungsanlagen der Gemeinde Elz bei Limburg wurde bisher Karstgrundwasser unbekannter Herkunft gefördert. Im nachfolgenden soll daher das bislang unbekannte Einzugsgebiet des nahe bei den Brunnen gelegenen Altschauerborns, einer stark schüttenden Karstquelle, unter Würdigung der Wasserbilanzgleichung ermittelt werden. Insbesondere soll auch der Frage nachgegangen werden, ob die hohe Schüttungsrate des Altschauerborns durch einen vermuteten Grundwasserzstrom von einer 2 km entfernten bekannten Versickerungsstelle am Erbach erklärt werden kann (STENDEL-RUTKOWSKI 1985: Abb. 4, FECHNER 1987: 127, STENDEL-RUTKOWSKI, DILLMANN & HOHBERGER 1988: 205) und eine Gefährdung der Grundwassergewinnungsanlagen von Elz durch kontaminierte Sickerwässer von einer 1 km entfernten Sondermülldeponie zu erwarten ist.

2. Geologische Verhältnisse

2.1. Regionalgeologische Position

Das bearbeitete Gebiet umfaßt Teile des nordwestlichen Limburger Beckens und des W aufsteigenden Rheinischen Schiefergebirges, das hier dem Niederwesterwald zugerechnet wird. Mit weiten Verebnungsflächen bildet das seit dem Alttertiär absinkende Limburger Becken den südwestlichen Teil der variscisch angelegten Lahnmulde. Die bis heute andauernde Absenkungsbewegung ist durch eine intensive Bruchtektonik mit vor allem rheinischen und E-W gerichteten jungen Schollengrenzen dokumentiert (STENGEL-RUTKOWSKI 1970).

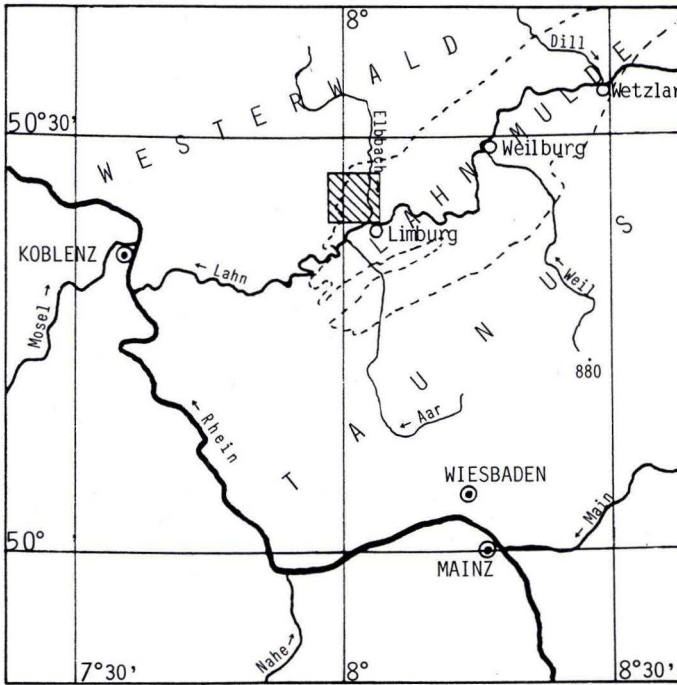


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebiets, Maßstab 1:1 000 000.

Nach KEGLER (1967) läßt sich der paläozoische Sockel der westlichen Lahnmulde in mehrere NW-vergente, erzgebirgisch (ca. 50°) streichende Faltenstrukturen gliedern, von denen der Hadamer Mitteldevonzug den größten Raum des Arbeitsgebiets einnimmt. Dieser Faltenkomplex umfaßt die hydrogeologisch bedeutenden Massenkalkzüge von Hadamar im NW und Limburg im SE, die den Hadamer Schalstein-Sattel flankieren, sowie den sich nach NW anschließenden Schalsteinzug der Niedererbacher Mulde, an den sich N des Untersuchungsgebiets ein dritter Massenkalkzug anschließt.

Innerhalb des Hadamer Mitteldevonzugs treten an der Grenze zwischen dem Hadamarer Schalstein-Sattel und dem Hadamarer Massenkalkzug im Elbtal zwischen Elz und Niederhadamar die Karstquellen des Altschauerborns unter und unmittelbar E neben dem Bahnkörper der Linie Limburg–Westerburg in das Elbtal ein. Mit einer Schüttung von ca. 100 l/s bilden sie die größte Quelle im hessischen Anteil des Rheinischen Schiefergebirges. Die Quellgruppe besteht aus mindestens 12 Einzelquellen (ROH 1989: Abb. 4), von denen die stärksten (Hauptquellen) am westlichen Ende von zwei Stollen unter dem Bahnkörper, die schwächsten (Nebenquellen) E des Bahnkörpers in Quelltöpfen austreten.

2.2. Stratigraphie

2.2.1. Devon

Die Schichtenfolge im Arbeitsgebiet beginnt mit sandigen bis tonigen Flachmeer-Sedimenten der Ems-Stufe im Unterdevon, die nach oben in feinkörnigere Grauwacken- und Tonschieferien übergehen. Sie finden sich überwiegend im westlichen Teil des Arbeitsgebiets.

Mit Beginn des Oberen Mitteldevons begann an der Wende Eifel/Givet die Entwicklung des Lahntrogs als eigenständiger Sedimentationsraum innerhalb der Rheinischen Geosynklinale. Dehnungstektonik und ein kräftiger initialer Vulkanismus gliederten den Meeresraum in erzgebirgisch angeordnete Becken- und Schwellenbereiche, die zu Faziesdifferenzierungen führten. Der größte Schwellenbereich lag nach KEGLER (1967) im Bereich des heutigen Hadamarer Mitteldevonzugs.

Die im Givet entstandenen Schwellenbereiche werden durch submarin ausgeflossene basische Schmelzen insbesondere der Diabas-Spilit-Reihe und vor allem deren Lockerprodukten, basischen Tuffen (Schalsteinen), aufgebaut, die Mächtigkeiten von über 1000 m erreichen. Im Arbeitsgebiet sind diese Gesteinsserien, insbesondere Schalsteine, im NW und SE des Hadamarer Massenkalkzugs weit verbreitet.

Auf den Schalsteinschwellen, die oft bis in die Zone gut durchlichteten und durchlüfteten Wassers reichten, entwickelten sich im Givet bis über 200 m mächtige, i. w. aus Korallen- und Stromatoporenkolonien aufgebaute Riff- und Riffschuttkalke. Riff-Fazies ist an den Flanken des Hadamarer Schalsteinrückens entwickelt, an dessen NW-Hang der Hadamarer Massenkalkzug weite Bereiche des Untersuchungsgebiets einnimmt.

In der höheren Adorf-Stufe im Oberdevon tauchten die Schwellengebiete zu „Tiefschwellen“ ab und die Faziesunterschiede begannen sich langsam auszugleichen (HENTSCHEL & THEWS 1979: 12).

2.2.2. Karbon

Im Unterkarbon erfolgten erneut Diabasausbrüche. Als wichtigstes Vorkommen im Arbeitsgebiet sei der doleritische Intrusivdiabas an der Johanniskapelle N Elz genannt.

2.2.3. Tertiär

Nach dem Abklingen der variscischen Faltung wurden die als Teil des variscischen Gebirges gehobenen devonischen und unterkarbonischen Schichten während des Mesozoikums zur Fastebene abgetragen. Anschließend erfuhren sie eine an Störungszonen gebundene mesozoisch-alttertiäre Verwitterung (STENGEL-RUTKOWSKI 1976).

Während des Tertiärs kam es im höheren Eozän infolge tektonischer Krustenbewegungen gleichzeitig mit dem Einbruch des Oberrheingrabens auch im Bereich des ehemaligen Lahntrogs zur Anlage einer neuen Senkungszone, dem Limburger Becken, mit einer bis zu 150 m mächtigen tertiären Sedimentfüllung. Innerhalb dieser Abfolge beschreibt STENGEL-RUTKOWSKI (1976: 206) zwei Trocken- und zwei Feuchtphasen. Während der beiden Trockenphasen wurden im Eozän und Oberoligozän unter subtropischen bis semiariden Klimabedingungen mächtige tonige Rotfolgen gebildet. Beide Rotfolgen werden jeweils von klastischen Folgen überlagert, die auf fluviatile Verhältnisse hindeuten und damit die Nähe von Ausläufern des transgredierenden tertiären N-deutschen Meeres anzeigen (SONNE 1982). Die Verbreitung von Kiesen W des Elbtals führte an mehreren Stellen zum Kiesabbau.

Im Oberoligozän kam es schließlich als Folge der variscisch angelegten und im Tertiär reaktivierten Dehnungsbruchtektomatik, die nun zunehmend rheinische und E-W gerichtete Störungszonen ausbildete, zu einer regen basaltischen vulkanischen Tätigkeit, die örtlich bis ins Pliozän anhielt. Dabei wurden Basalte und Tuffe gefördert, die die tertiären Tone und Kiese überlagerten.

Vom oberen Miozän bis ins untere Pliozän herrschte i. w. tektonische Ruhe, während es im oberen Pliozän durch eine Wiederbelebung der tektonischen Aktivität zu erneuter Abtragung und Resedimentation kam, die jedoch der folgenden pleistozänen Abtragung weitgehend zum Opfer fiel. Oberpliozäne Reuver-Tone aus der letzten Wärmephase des späten Neogens fand TANGERMANN (frdl. mündl. Mitt.) über einer miozänen Basalttuffbreccie zwischen 20 und 51 m unter Geländeniveau in der Bohrung A IV am Westrand der Sonderabfalldeponie Offheim. Die Situation veranschaulicht Abb. 2.

2.2.4. Quartär

Pleistozäne Terrassenablagerungen prägen heute das Landschaftsbild des unteren Elbtals, während weite Bereiche auf beiden Seiten des Elbtals mit oberflächennah zu Lößlehm verwittertem Riß- und vor allem Würmlöß bedeckt sind, dessen Mächtigkeit häufig zwischen 6 und 7 m beträgt. Talauensedimente in meist geringer Mächtigkeit finden sich in den Tälern des heutigen Gewässernetzes.

2.3. Tektonik

Im Arbeitsgebiet sind tektonische Strukturen aus zwei unterschiedlichen Perioden tektonischer Aktivität dokumentiert.

Die erste Periode tektonischer Bewegungen ist im verfalteten und verschuppten paläozoischen Sockel der westlichen Lahnmulde überliefert. Hier ist die tektonische Ausgestaltung der variscisch angelegten Lahnmulde durch mehrere zwischen 40° und 60° (um Hadamar etwa

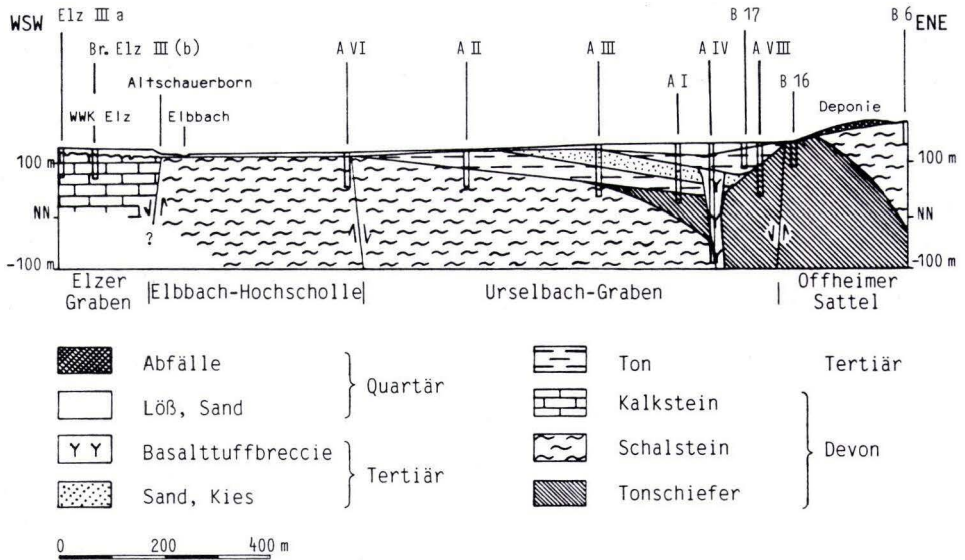


Abb. 2. Vereinfachter Querschnitt vom Wasserwerk Elz (WWK Elz) zur Sondermülldeponie Offheim.

55°) streichende Sattel- und Muldenstrukturen gekennzeichnet (KEGLER 1967). Während es in den leicht faltbaren Tonschiefern und Schalsteinen durch den Einengungsdruck im kleinen Bereich zu einer isoklinalen, NW-vergenten Spezialfaltung kam, lassen sich Spezialfalten in den Diabasen und Massenkalkkomplexen i. a. nicht erkennen. Entsprechend sind auch nur die pelitischen Sedimente und Schalsteine von einer intensiven Schieferung durchsetzt. Trotz unterschiedlicher mechanischer Eigenschaften zeigen die Gesteine ein einheitliches Kluft- und Störungsmuster, in dem parallel zu den Störungen insbesondere Querklüfte neben Diagonal- und Längsklüften in Erscheinung treten. Einer bedeutenden Querstörung folgt z. B. der Verlauf des Hasslerbachtals.

Die zweite Periode tektonischer Aktivität beginnt mit der Anlage des Limburger Beckens im höheren Eozän. In verschiedenen Phasen tektonischer Bewegungen wurden die variscischen Strukturen zunehmend, spätestens mit Beginn des neogenen Basaltvulkanismus, durch rheinische und E-W verlaufende Störungen überprägt (STENDEL-RUTKOWSKI 1970: 137). Heute verlaufen die wichtigsten Schollengrenzen rheinisch und E-W. An sie sind i. a. Klüfte hervorragender Durchlässigkeit gebunden. Im geologischen Kartenbild treten sie jedoch kaum in Erscheinung, da sie in der Regel nicht aufgeschlossen sind. Dagegen macht sich im neogenen Bruchfeld des Limburger Beckens die junge Bruch- und Dehnungstektonik durch eine Reihe rheinisch angeordneter Spezialgräben bemerkbar (STENDEL-RUTKOWSKI 1976: 208). Deutlich zeigt sich die vertikale Tektonik auch an morphologischen Formen; häufig verlaufen Täler oder Talabschnitte E-W oder rheinisch, wie z. B. das rheinisch verlaufende untere Elbtal. Das tertiäre Schollenmosaik wurde erstmals von STENDEL-RUTKOWSKI (1976: Abb. 9) dargestellt.

Durch Bruchtektonik sind im Arbeitsgebiet W der Elbbach-Hochscholle, die etwa durch den Verlauf des Elbtals gekennzeichnet wird, die Tiefschollen des Elzer Grabens und im E, im SE-Teil des Arbeitsgebiets, die nördlichen Tiefschollen des Limburger Grabens eingebrochen. In der nördlichen streichenden Fortsetzung des Limburger Grabens liegt der Urselbach-Graben, der durch neue Tiefbohrungen am Westrand der Sonderabfalldeponie Offheim bekannt wurde. Während die paläozoischen Gesteine im Bereich der Elbbach-Hochscholle nur geringmächtig mit quartären Sedimenten bedeckt sind, erreichen die tertiären Sedimentfüllungen in den Gräben Mächtigkeiten bis 150 m im W und 70 m im E.

In Kreuzungspunkten der jungen Schollengrenzen, die stets mit einer gut wasserwegsamem Klüftung (bzw. Verkarstung) ausgestattet sind, kann es insbesondere beim Auftreffen des tieferen Grundwasserstroms auf weniger durchlässige Gesteinsschichten zum Aufstau und damit zu artesischen Grundwasseraustritten kommen. Im Elbtal sind eine Reihe solcher in Quelltöpfen aufsteigender Grundwässer bekannt. Die größte Quelle (Quellgruppe) bilden die im Kreuzungsbereich der östlichen Randstörung des Elzer Grabens mit weiteren Störungen aufsteigenden Karstgrundwässer des Altschauerborns (Abb. 10).

3. Photogeologische Linearanalyse

Auf mehreren Luftbildern des Arbeitsgebiets wurden im Maßstab von 1:12 500 bzw. 1:24 000 photogeologische Linearanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse sind auszugsweise in Abb. 10 dargestellt.

Im Rahmen der stereoskopischen Luftbildauswertung konnten zahlreiche Photolineationen kartiert werden. Neben Vegetations-, Gewässernetz- und Talrandlineationen wurden insbesondere Grautonlineationen erfaßt, die durch ihren gegenüber der Umgebung dunkleren Grauton eine höhere Durchfeuchtung anzeigen und somit indirekt Kluft- oder Spaltenzonen zugeordnet werden können (FÜRST 1980).

Anthropogene Lineationen wurden, soweit sie sich erkennen ließen, nicht dargestellt. Ebenfalls wenig zur Darstellung gelangte die im variscischen Streichen ausgebildete intensive Schieferung in den paläozoischen Gesteinen des westlichen Arbeitsgebiets.

In der Anordnung der Lineationen spiegelt sich sowohl das variscische (NE-SW/NW-SE) als auch das neogene (N-S/E-W) Kluftgrundmuster wider.

An den photogeologisch ermittelten Linearen wurde in einer 2. Ableitung eine Schollensynthese durchgeführt, bei der Lineare längerer Extension ermittelt wurden, die Elemente mit geringerer tektonischer Wertigkeit abstoßen und nicht von Elementen mit anderer Streichrichtung durchdrungen werden. Nach FÜRST (1980: 68) haben solche Lineare höherer Ordnung die tektonische Valenz von Schollengrenzen. Auf der Linearkarte wurden sie durch Strichstärke besonders hervorgehoben. Ihre Zusammenstellung zu einer Richtungsrose mit 25% Radius (!) zeigt deutlich die durch neogene Bruchtektonik hervorgerufene Dominanz der N-S- sowie vor allem der E-W-Richtung. Nebenmaxima streichen variscisch NE-SW und NW-SE.

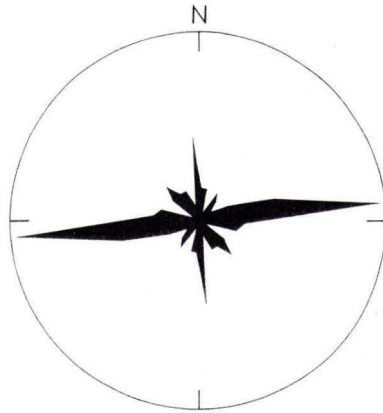


Abb. 3. Richtungsrose der Schollengrenzen im Arbeitsgebiet, 95 Werte. Der Außenkreis markiert die 25%-Linie.

4. Hydrogeologische Verhältnisse

Im bearbeiteten Gebiet sind drei sehr unterschiedliche Aquifertypen anzutreffen: paläozoische Kluft- und Karstgrundwasserleiter, über die der größte Teil der unterirdischen Entwässerung erfolgt, sowie tertiäre und quartäre Porengrundwasserleiter mit einer vergleichsweise geringeren Bedeutung.

Zu den Kluftgrundwasserleitern im Arbeitsgebiet zählen insbesondere Tonschiefer und Schalsteine, untergeordnet auch Diabase und der tertiäre Basalt. Die Wasserbewegung in diesen Gesteinen ist im allgemeinen gering. Klüfte und Spalten mit hoher Durchlässigkeit finden sich aber im Bereich junger Schollengrenzen. Überwiegend folgt das Kluftgrundwasser den durch neogene Dehnungsbruchtektonik des Limburger Beckens geöffneten N-S- und vor allem E-W-Klüften (STENGEL-RUTKOWSKI 1970: 130), teilweise auch den durch junge tektonische Dehnung erneut geöffneten variscischen Querklüften. Die meisten bei der variscischen Faltung entstandenen Klüfte sind nach der Faltung durch azendente, meist Si-haltige Lösungen wieder ausgefüllt und undurchlässig geworden.

Während die Grundwasserbewegung auf Trennfugen paläozoischer Tonschiefer und Schalsteine verhältnismäßig gering ist, strömen große Mengen von Karstgrundwasser durch den verkarsteten mitteldevonischen Massenkalk ab. Da Klüfte und Spalten mit größerer Reichweite verhältnismäßig viel Wasser auf sich vereinigen, sind Verkarstungserscheinungen insbesondere in variscischen Querklüften sowie durch die neogene Bruch- und Dehnungstektonik entstandenen N-S- und vor allem E-W-Klüften zu erwarten, soweit diese im Bereich von Schollengrenzen liegen. Das ältere variscische Karst- und Höhlensystem ist heute weitgehend durch vom Wasser mitgeführte tertiäre Tone und Rotlehme verstopft (STENGEL-RUTKOWSKI 1976: 205, 1985: 65).

Im Untersuchungsgebiet werden größere Quellen und fast alle Bohrbrunnen der öffentlichen Wasserversorgung durch Karstgrundwasser gespeist. Bohrbrunnen in Tonschiefern und Schalsteinen mit nur geringer Leistung ($< 0,5$ l/s) wurden inzwischen stillgelegt (Niedererbach, Offheim).

Über den paläozoischen Gesteinen bewegt sich das Grundwasser im Arbeitsgebiet mit Ausnahme von Basalten in offenen Poren von Lockergesteinen. Porengrundwasserleiter sind vor allem bis über 30 m mächtige tertiäre Sande und Kiese, aber auch pleistozäne Terrassenschotter sowie der weitverbreitete bis 10 m mächtige Löß und Lößlehm.

Als Grundwassernichtleiter (Aquifugen) treten über den paläozoischen Gesteinen im Beckenbereich in der Regel bis über 10 m mächtige tertiäre rote und weiße Tone auf, die für das Karstgrundwasser einen ausgezeichneten Schutz vor dem Eindringen oberirdischer Verunreinigungen darstellen. Ungeschützt sind dagegen Massenkalkaufbrüche vor allem im Bereich des Elbtals. Bei Infiltrationen von Elbbachwasser in den Karstgrundwasserspeicher ist daher – abgesehen von einer Minderung der Deckschichten durch Ton- und Kiesabbau – die größte Gefahr einer Beeinflussung der Beschaffenheit des Karstgrundwassers zu erwarten.

4.1. Grundwasserspiegelhöhen

Zur Ermittlung der Grundwasserfließrichtungen wurden die Grundwasserspiegelhöhen in den Brunnen des Arbeitsgebiets am 28. 1. 1988 gemessen.

Gleichzeitig wurden auch die Rohroberkanten der im Karstaquifer stehenden Brunnen Elz I–IV nivelliert, sodaß exakte Grundwasserhöhen-Vergleiche zwischen diesen Punkten vorgenommen werden konnten. Hierbei ergaben sich Differenzen der Grundwasserspiegelhöhen in den genannten Brunnen, die deutlich unter 1 m lagen. Dies war vor allem für den ca. 1800 m WSW der Brunnen I–III im Erbachthal gelegenen Brunnen IV erstaunlich, da bisher vermutet worden war, daß Erbachwasser aus den Bachschwinden ca. 300 m oberhalb dieses Brunnens wesentlich zur hohen Schüttung des Altschauerborns beiträgt (STENGEL-RUTKOWSKI 1985: Abb. 4, FECHNER 1987: 127). Im Vergleich zu den Brunnen II und III lag die Grundwasser-oberfläche im Brunnen IV am 28. Januar nur um 11 cm bzw. 6 cm höher, im Vergleich zu Brunnen I sogar um 38 cm niedriger. Die Wahrscheinlichkeit einer hydraulischen Verbindung von den Schwinden des Erbachs zu den Brunnen I–III verringert sich damit erheblich.

Weiterhin ließ sich nach der Erstellung eines Grundwasserhöhenplans im Bereich des Karstaquifers eine allgemeine Grundwasserfließrichtung von NE nach SW erkennen. Dies führte zu der Überlegung, eine hydraulische Verbindung des Altschauerborns sowie der Brunnen Elz I–III mit dem nun auch im NE vermuteten Einzugsgebiet über einen Markierungsversuch nachzuweisen, der anschließend vom 29. 2.–11. 3. 1988 durchgeführt wurde.

4.2. Die Karstquelle Altschauerborn

Aus den Quellschüttungsmessungen des Altschauerborns ($R = 34\ 31\ 50$, $H = 55\ 88\ 08$) ergibt sich für das hydrologische Jahr 1988 (1. 11. 1987–31. 10. 1988) eine durchschnittliche Quellschüttung von $120,7$ l/s. Dieser Wert liegt erheblich über dem langjährigen Durchschnitt

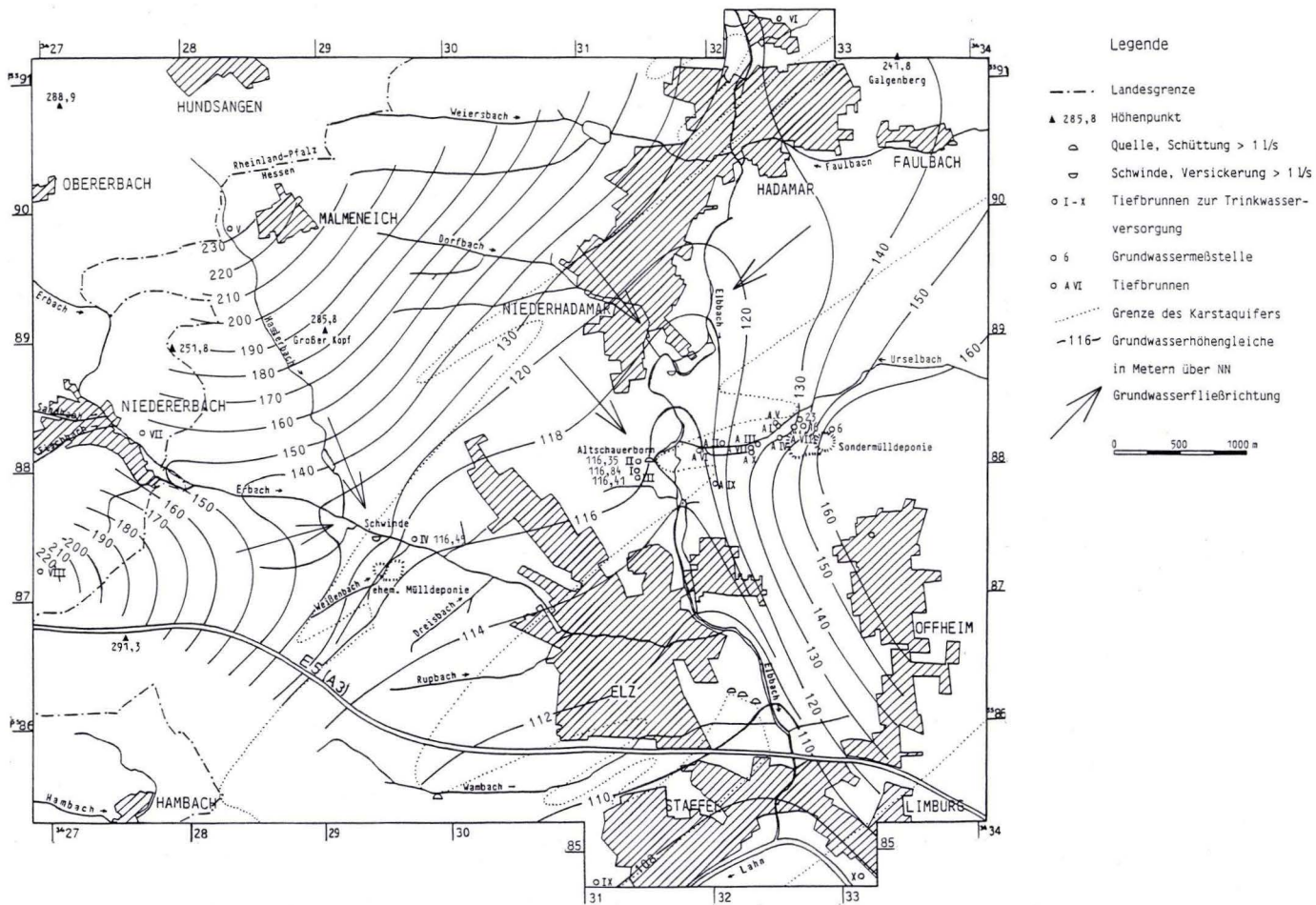


Abb. 4. Grundwasserhöhenplan für den 29. 2. 1988.

(< 100 l/s), da der Grundwasserspeicher nach dem Feuchtjahr 1987 weitgehend aufgefüllt war und die ungewöhnlich hohen Niederschläge im März (131 mm), der in der Regel zu den trockensten Monaten zählt, zu einem außergewöhnlich hohen Grundwasseranstieg führten.

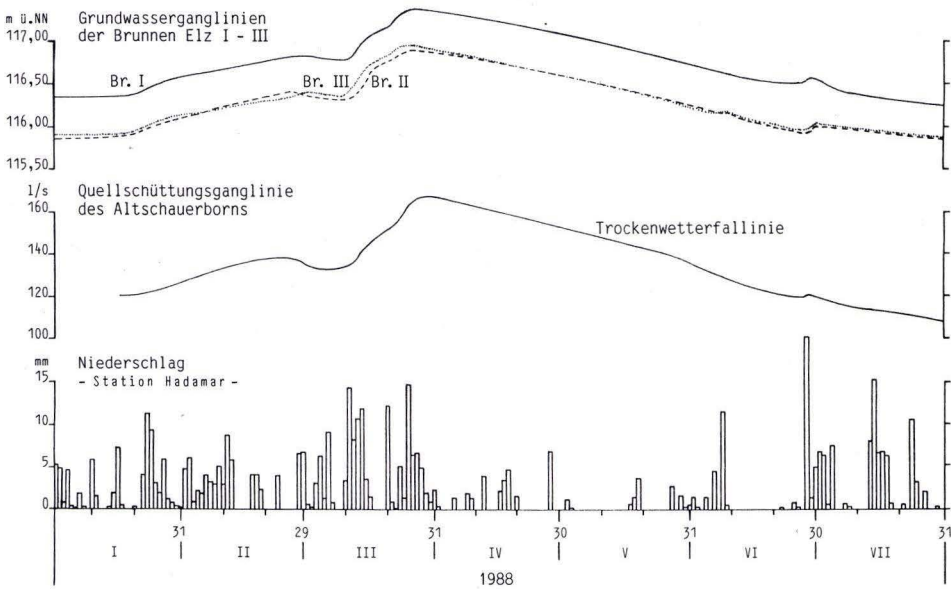


Abb. 5. Beziehung zwischen den Grundwasserständen in den Brunnen Elz I–III und der Quellschüttung des Altschauerborns. In den niederschlagsarmen Monaten April bis Juni 1988 flacht sich die Grundwasserspiegelhöhe allmählich ab und zeigt die Trockenwetterfalllinie an.

Auf Niederschlagsereignisse reagiert die Quelle meist nach nur wenigen Tagen. Hohe Einzelniederschläge können in seltenen Fällen bereits nach einem Tag zu einer Erhöhung der Schüttungsraten führen. Im allgemeinen ist die Schüttung aber über mehrere Tage annähernd konstant. Tagesschwankungen lagen unterhalb der Meßgrenze (< 1 l/s).

Zwischen dem 5. April und dem 22. Juni 1988 konnte ein kontinuierlicher Rückgang der Schüttungsrates des Altschauerborns beobachtet werden. Eine Grundwasserneubildung fand nach Abb. 13 während dieses Zeitraums nicht statt. Die für diesen Zeitabschnitt ermittelte Quellschüttungsganglinie kann daher als Trockenwetterfalllinie (TWL) bezeichnet werden. Eine auffällige Gefällsveränderung im Verlauf der Kurve, die ab einer Schüttungsrates von etwa 142 l/s zu einem steileren Abfall der TWL führte, läßt auf eine größere Durchlässigkeit bzw. einen größeren Hohlraumanteil des Aquifers bei „kleineren“ Schüttungsrates schließen.

Aus dem Verlauf der TWL kann nach MAILLET (1905) der Austrocknungskoeffizient α abgeleitet werden, der wichtige Hinweise zum hydrogeologischen Charakter des Einzugsgebiets zu bieten vermag. Damit ergibt sich aus der

$$\alpha\text{-Berechnung nach MAILLET (1905): } \alpha = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0,4343 \cdot t}$$

$Q_0 = 165,5 \text{ l/s}$ (Abflußmenge nach Beginn der Trockenwetterperiode am 5. 4. 1988)

$Q_t = 120,0 \text{ l/s}$ (Abflußmenge nach t Tagen gegen Ende der Trockenwetterperiode am 22. 6. 1988)

$t_1 = 47,25 \text{ d}$

$t_2 = 30,75 \text{ d}$

$$\alpha_1 = \frac{\lg (0,1655 \cdot 86\,400) - \lg (0,142 \cdot 86\,400)}{0,4343 \cdot 47,25} = 0,0032$$

$$\alpha_2 = \frac{\lg (0,142 \cdot 86\,400) - \lg (0,120 \cdot 86\,400)}{0,4343 \cdot 30,75} = 0,0055$$

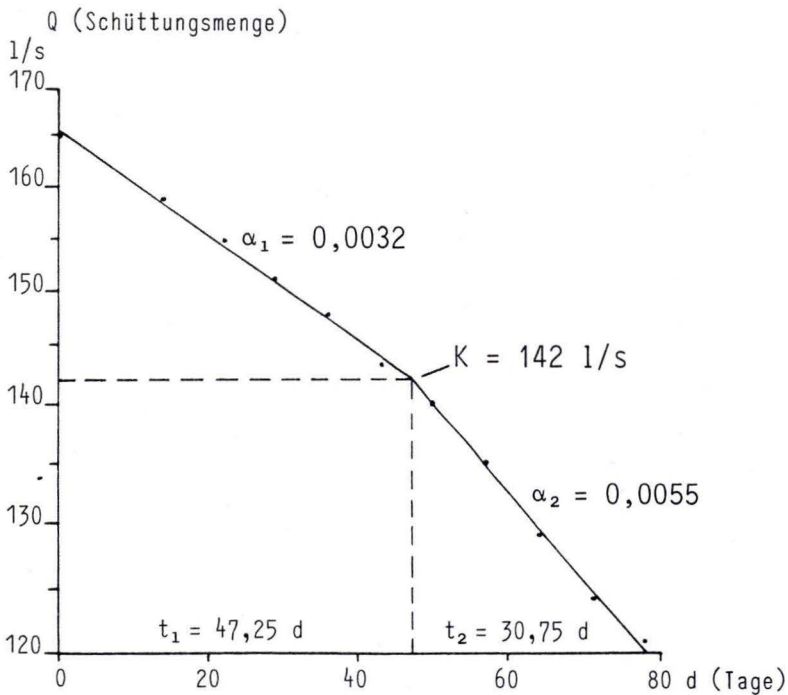


Abb. 6. Ermittlung des Austrocknungskoeffizienten α mittels der semilogarithmisch aufgetragenen Trockenwetterfalllinie des Altschauerborns für 1988. Knickpunkt (K) bei 142 l/s.

Ungewöhnlich hohe Schüttungen mit dem α_1 -Wert lassen den Anschluß des gefüllten Karstaquifers an den höheren tertiären Sand-, Kiesaquifer, der insbesondere W und NW des Altschauerborns ausgebildet ist, vermuten. Der α_2 -Wert deutet nach MATTHESS & UBELL (1983: 117) auf eine mittlere Verkarstung des Massenkalkkörpers. Damit läßt sich auch das hohe Retentions-(Rückhalte-)Vermögen erklären.

4.3. Influyente Verhältnisse

Im Bereich der Massenkalksteine kommt es an vielen Stellen im Einzugsgebiet des Altschauerborns zu influenten Verhältnissen.

Zur Ermittlung der durchschnittlichen Versickerungsmenge in den Erbach-Schwinden bei der Massenkalkpassage des Erbachs am Forsthaus Elz wurden zwischen Mai und Juli 1988 Abflußmessungen am Erbach durchgeführt. Damit sollte geklärt werden, ob wesentliche Mengen von Erbachwasser die hohe Schüttung des Altschauerborns mitverursachen können (STENGEL-RUTKOWSKI 1985: Abb. 4, FECHNER 1987: 127).

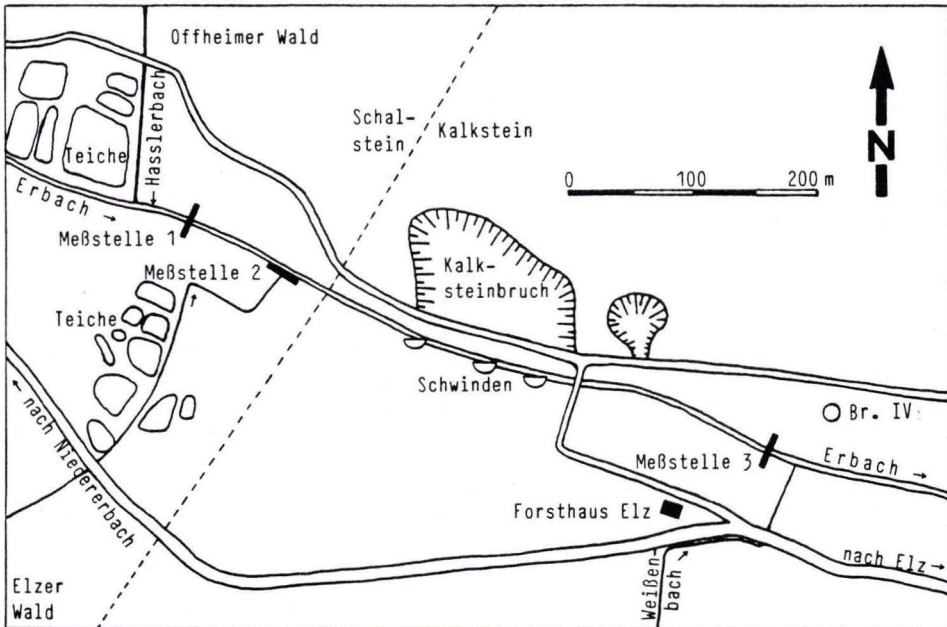


Abb. 7. Lage der Abflußmeßstellen am Erbach.

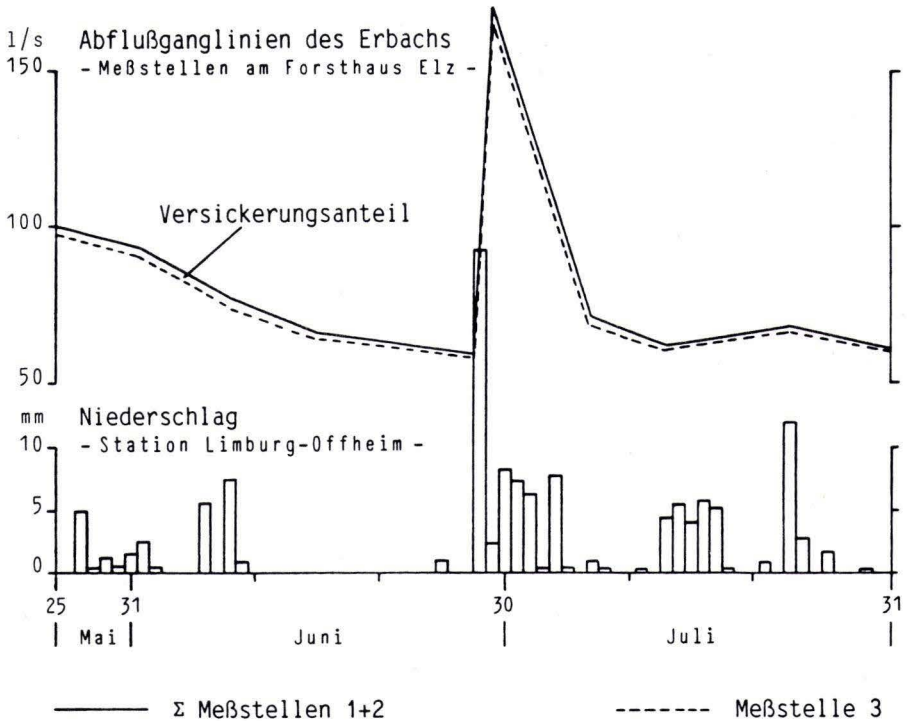


Abb. 8. Ermittlung des Abflußverlusts des Erbachs bei der Massenkalkpassage am Forsthaus Elz zwischen den Monaten Mai und Juli 1988.

Aus den ermittelten Versickerungsraten ergibt sich auch bei unterschiedlichen Abflußmengen ein prozentual konstanter Versickerungsanteil, der durchschnittlich bei 3% des (Oberstrom der Massenkalkpassage) gemessenen Abflusses liegt (ROH 1989: Tab. 6). Aus Abb. 8 wird ersichtlich, daß bei der Massenkalkpassage des Erbachs durchschnittlich etwa 3 l/s versickern. Damit kann im Gegensatz zu FECHNER (1987: 127) ausgeschlossen werden, daß versickerndes Erbachwasser wesentlich zur hohen Schüttungsrate des Altschauerborns beiträgt.

Auch bei der Massenkalkpassage des Elbbachs E Niederhadamar kommt es durch die Vorflut zu einer Infiltration in den Grundwasserleiter. Die Einspeisung von Elbbachwasser in den Karstaquifer kann unterhalb der Wendelinus-Kapelle an offenen Spalten unmittelbar beobachtet werden (Abb. 9).



Abb. 9. Blick auf offene Spalten der Elbbach-Schwinde im anstehenden Massenkalk unterhalb der Wendelinus-Kapelle südöstlich Niederhadamar.

5. Markierungsversuch

Zum Nachweis der aus dem Grundwasserhöhenplan (Abb. 4) abgeleiteten Vermutung, daß sich das Einzugsgebiet des Altschauerborns auch über den Elbbach hinaus nach NE erstreckt, wurde vom 29. Februar–11. März 1988 ein Markierungsversuch durchgeführt.

Als Eingabestelle dienten die offenen Spalten der Elbbach-Schwinde am linken Elbbachufer. Da aufgrund der vermuteten Grundwasserfließrichtung durch einen Markierungsversuch auch die Grundwassereigenschaften in den Brunnen Elz I–III beeinflusst werden konnten, wurde als Markierungsmittel Lithiumsulfat verwendet, das nach seiner Auflösung in Wasser zu einer farblosen und gesundheitsunschädlichen Lösung keine Änderung der Trinkwasserqualität bewirkt. Die Eingabemenge betrug 94 l in einer annähernd maximal möglichen Konzentration von 250 g/l Li_2SO_4 .

Als Meßstellen dienten die drei Brunnen der Grundwassergewinnungsanlage Elz sowie der Überfall am Meßwehr des Altschauerborns. Gleichzeitig wurden auch Wasserproben aus den Brunnen A VI und A IX im Vorfeld der Sonderabfalldeponie Offheim jeweils am oberen und unteren Ende der Filterstrecke entnommen.

Da nach Untersuchungen von FECHNER (1987: 123, 127) die Quellen des Altschauerborns nach 6 Wochen erstmalig auf radioaktive Niederschläge vom 3. 5. 1986 als Folge des Kernkraft-

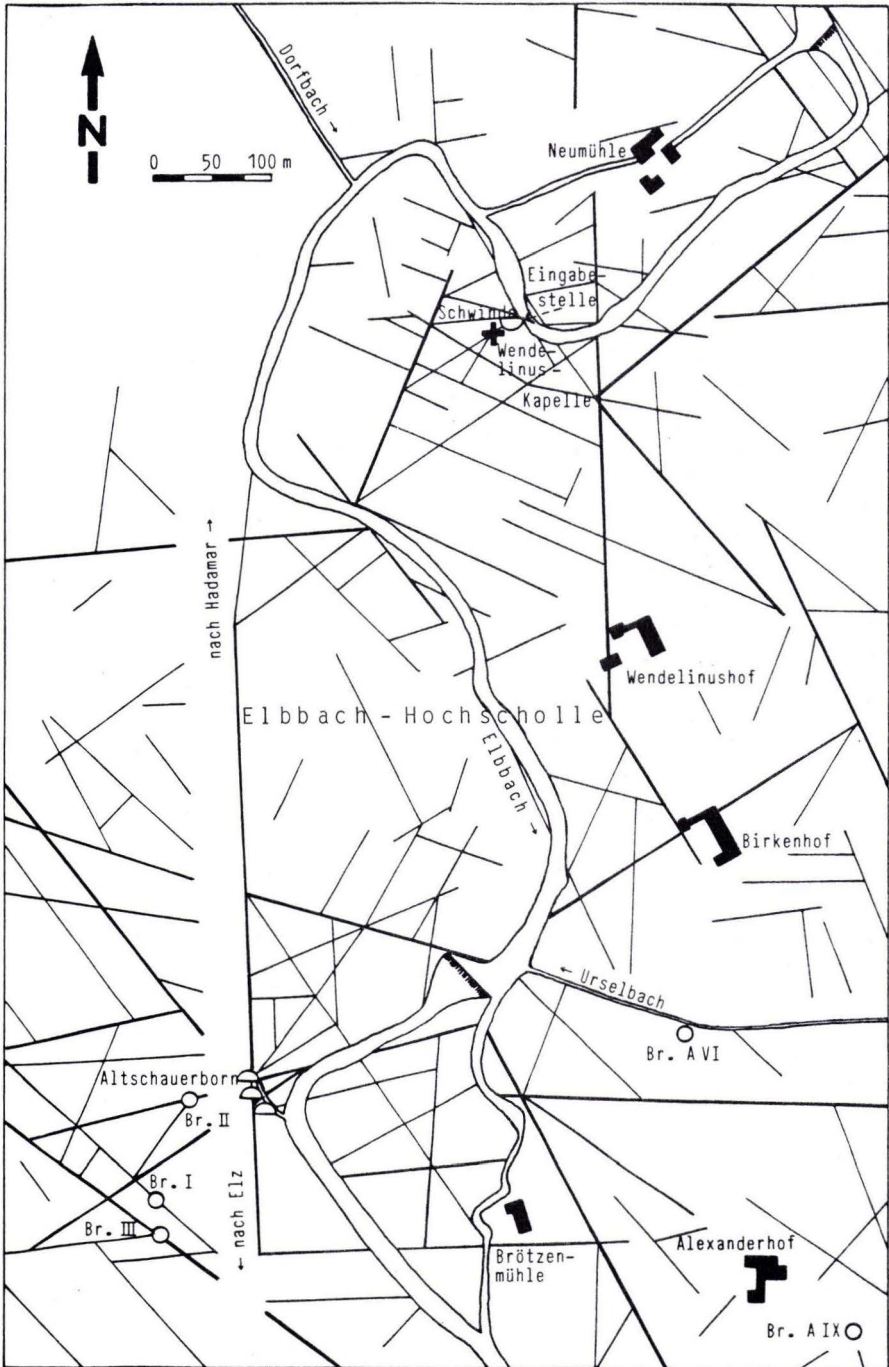
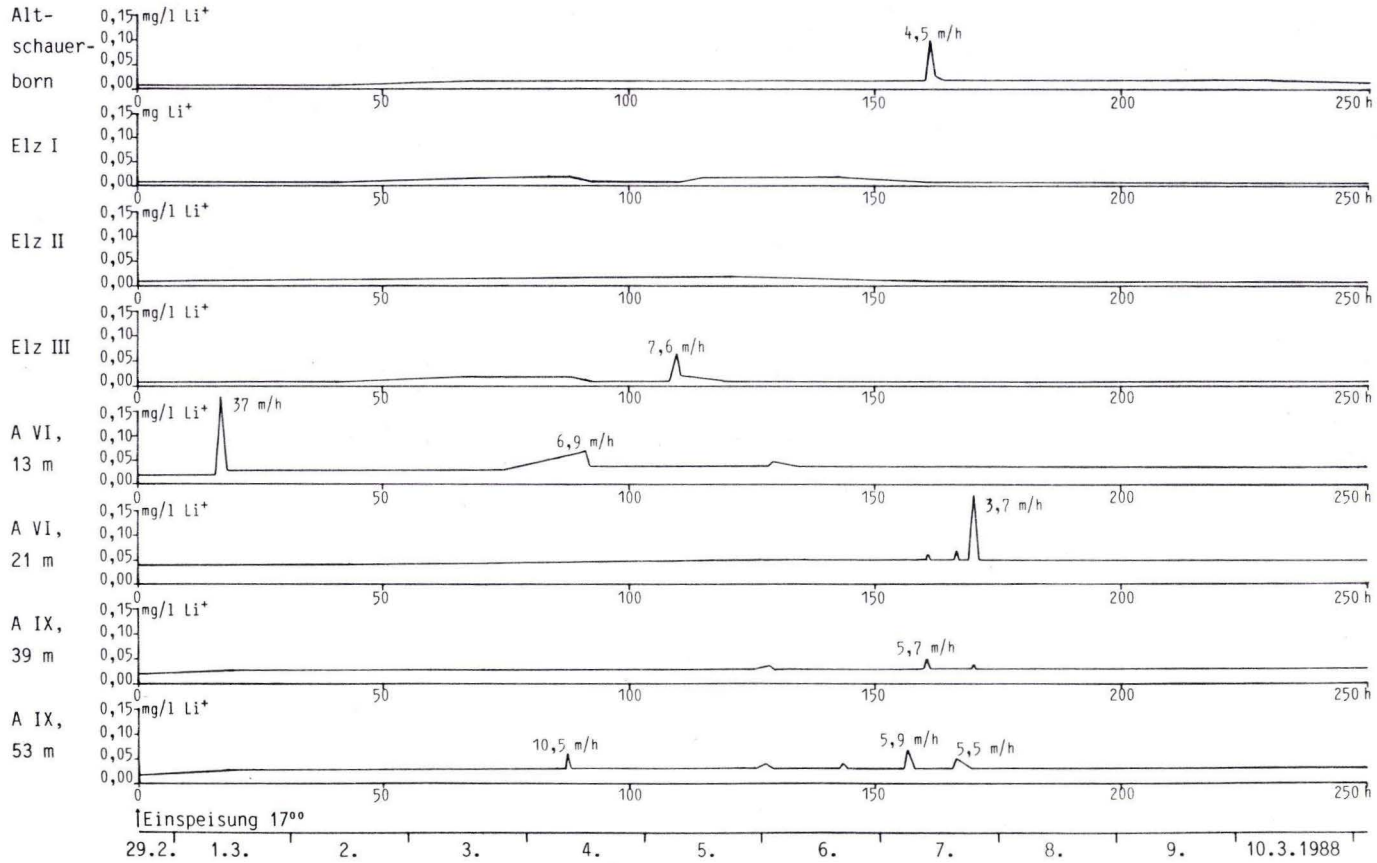


Abb. 10. Linearkarte zum Markierungsversuch.

Abb. 11. Lithium-Durchgang während des Markierungsversuchs an den Beobachtungspunkten.



werksunfalls von Tschernobyl (26. 4. 1986) reagierten und daher mit sehr geringen Abstandsgeschwindigkeiten zu rechnen war, erfolgte die Probenentnahme anfangs täglich. Nachdem sich jedoch nach Auswertung der ersten Wasserproben mit dem Atom-Absorptions-Spektrometer schon nach kurzer Zeit deutlich erhöhte Li_2O -Konzentrationen zeigten, wurden die Abstände der Probenentnahme, soweit dies möglich war, auf ein bis zwei Stunden verkürzt (ROH 1989: Tab. 8). Die Entnahme von Wasserproben aus den Brunnen Elz I und III wurde bis auf fünf Proben pro Tag erhöht.

Danach läßt sich durch deutlich erhöhte Li_2O -Konzentrationen im Brunnen Elz III 109,5 h und im Altschauerborn 161 h nach Beginn des Markierungsversuchs eine hydraulische Verbindung zwischen Elbbach-Schwinde, Quelle und Brunnen (III) nachweisen. Auch die Brunnen Elz I und II zeigten zwischen dem 2. und 7. März leicht erhöhte Backgroundwerte. Die größte gemessene Abstandsgeschwindigkeit liegt im Elbtal bei 37 m/h (Abb. 11).

6. Grundwasserbeschaffenheit

Chemische Unterschiede in der Beschaffenheit des Grundwassers in den Brunnen Elz I–III und den Quellen des Altschauerborns bestehen nicht. In allen Fällen handelt es sich um ein neutrales bis schwach saures, überwiegend hydrogenkarbonatisches, normal erdalkalisches Wasser im Härtebereich drei. Hinsichtlich der einzelnen Ionengehalte ergeben sich auch über längere Zeiträume keine wesentlichen Veränderungen.

Für ein Karstgrundwasser sind die Nitratwerte ($< 10 \text{ mg/l}$) trotz intensiver landwirtschaftlicher Nutzung des Einzugsgebiets gering. Hier wirkt sich der Schutz des Karstaquifers durch die überlagernden, z. T. mächtigen tertiären Tone sowie die Fähigkeit des weitverbreiteten Lösses zur Stickstoffbindung aus. Bakteriologische Beanstandungen ergaben sich bisher nicht.

7. Erfassung des Einzugsgebiets

Nach den aus dem Grundwasserhöhenplan (Abb. 4) abgeleiteten Grundwasserhauptfließrichtungen ist das Einzugsgebiet des Altschauerborns und der Brunnen Elz I–III an die Verbreitung des Hadamarer Massenkalkzugs gebunden. Während die seit 1979 für die Brunnen geltende weitere Schutzzone (Zone III) nur den Grundwasserzustrom von W und NW ausreichend berücksichtigt, wurde durch den Markierungsversuch nachgewiesen, daß sich das Einzugsgebiet auch über den Elbbach hinaus nach NE erstreckt.

Die Begrenzung des Einzugsgebiets erfolgte auf beiden Seiten des Elbbachs orographisch in bezug auf den Karstaquifer, indem das dem Massenkalkkomplex zugehörige Niederschlagsgebiet (oberirdisches Einzugsgebiet) ermittelt wurde (Abb. 12). Eine Begrenzung innerhalb des NE–SW streichenden Massenkalkzugs wurde im SW am Erbach vorgenommen, da aufgrund der im Brunnen Elz IV gemessenen Grundwasserspiegelhöhe mit einem Zustrom S des Erbachs gebildeten Grundwassers nicht gerechnet werden kann. Im NE erfolgte die Begrenzung orographisch zwischen Steinbach und Oberweyer. E Steinbach wird der Massenkalkzug nach AHLBURG (in KEGEL 1922) durch eine bedeutende Querstörung gegen Schalstein versetzt. Eine genaue Grenzziehung kann jedoch in diesem außerhalb des Arbeitsgebiets gelegenen Teil des Einzugsgebiets erst nach weiteren Untersuchungen erfolgen.

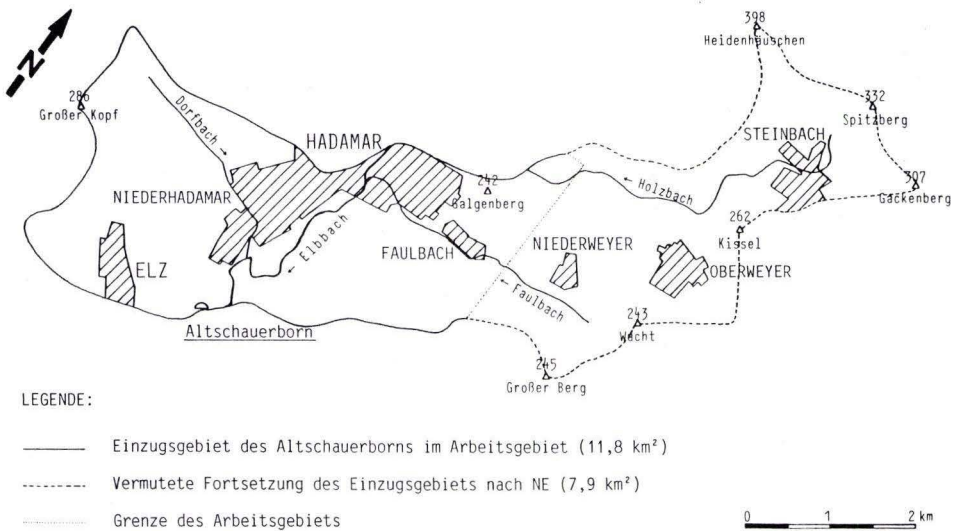


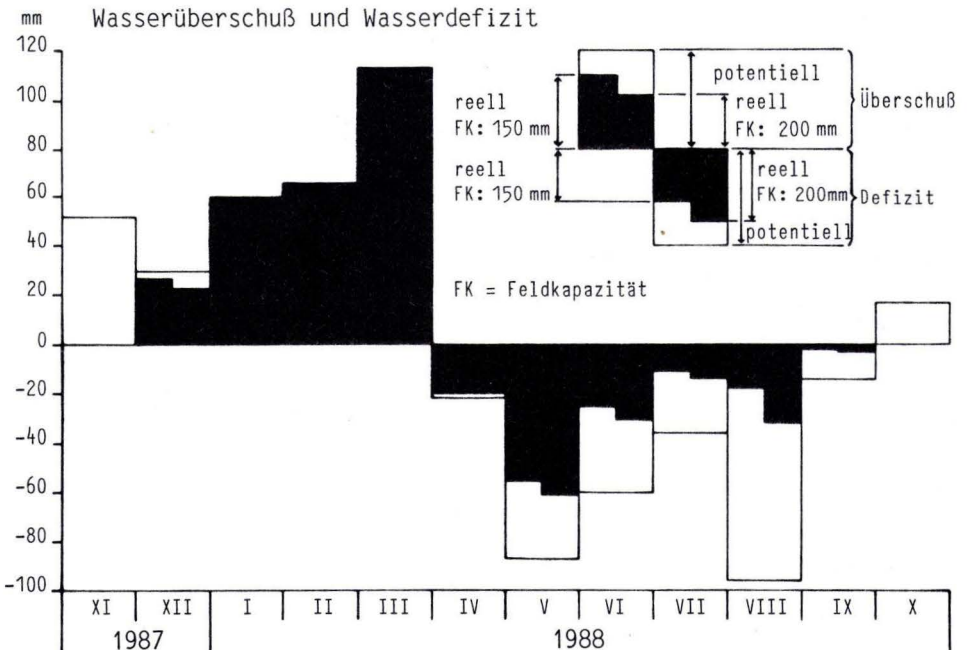
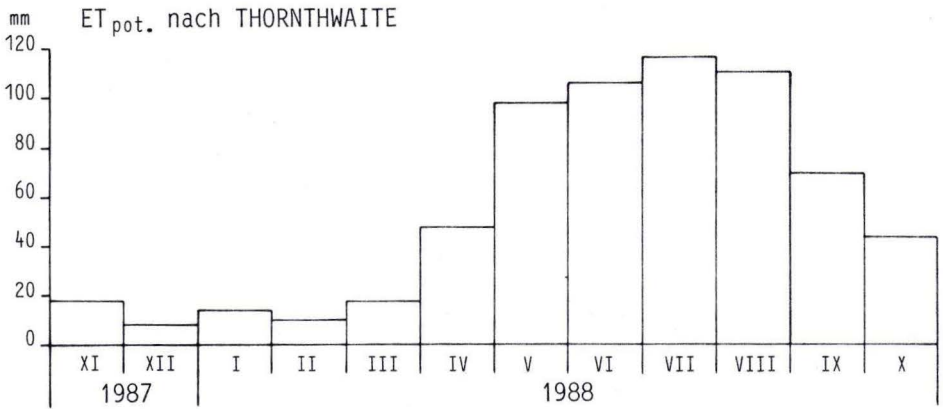
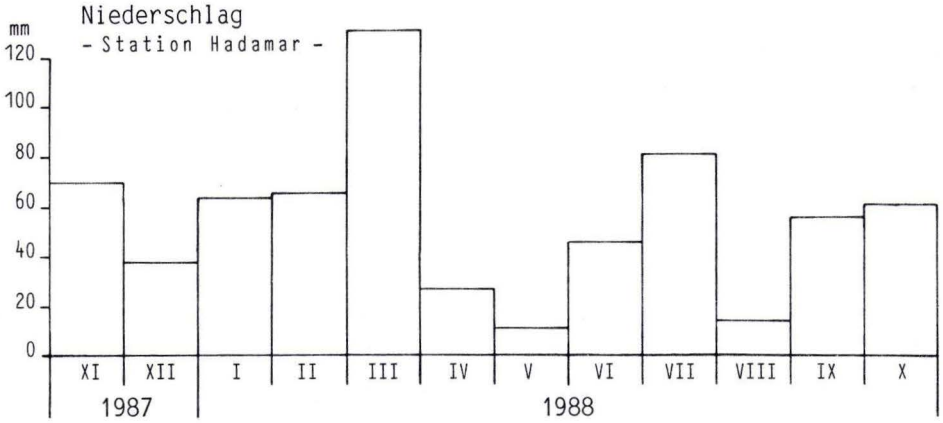
Abb. 12. Das Einzugsgebiet des Altschauerborns nach dieser Arbeit (19,7 km²).

Da die ca. 1 km E der Brunnen Elz I–III und des Altschauerborns gelegene Industriemülldeponie Offheim, die am 12. 8. 1985 für die Ablagerung von Abfällen geschlossen wurde, nicht zum Einzugsgebiet gehört und die hydraulischen Druckverhältnisse im Bereich der Brunnen Elz I–III und des Altschauerborns wesentlich höher sind als auf der östlichen Talseite (die Grundwasserspiegelhöhe im Brunnen A VI liegt z. B. deutlich tiefer als in den Brunnen Elz I–III) ist unter den gegenwärtigen Verhältnissen keine Beeinflussung des Karstgrundwassers in den drei Brunnen sowie im Altschauerborn durch kontaminierte Sickerwässer der Deponie zu erwarten.

8. Wasserbilanz für das hydrologische Jahr 1988

Als wesentlichem Bestandteil der klimatischen Wasserbilanz kommt neben der Niederschlagssumme (N) vor allem der tatsächlichen Verdunstungsmenge (ET_{reell}) eine hydrologische Bedeutung zu. Für das Einzugsgebiet kann sie aus den Beziehungen zwischen potentieller Evapotranspiration (ET_{pot}), Niederschlagshöhe und Bodenfeuchteänderung (ΔS_b) ermittelt werden. Aufgrund der weiten Verbreitung von Lössböden, die eine hohe Wasseraufnahmefähigkeit besitzen, kann eine durchschnittliche (nutzbare) Feldkapazität (FK) von etwa 150–200 mm angesetzt werden.

Bei einer Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach der Formel von THORNTHWAITE (nach UHLIG 1959) ergibt sich für das Berechnungsjahr ein Wert von 563,1 mm. Unter Einbeziehung der monatlichen Niederschlagshöhen errechnet sich daraus eine ET_{reell} von 478 mm bei einer FK von 150 mm bzw. 508 mm bei einer FK von 200 mm.



Aus der Bodenwasserbilanz lassen sich Änderungen der Wassergehalte des Bodens erkennen. Abb. 13 zeigt bei einem Vergleich der Bodenfeuchtegehalte zu Beginn und am Ende des hydrologischen Jahres 1988, daß im dazwischenliegenden Zeitraum eine Verminderung der Bodenfeuchte um 59 mm bei einer FK von 150 mm bzw. 85 mm bei einer FK von 200 mm eingetreten ist, die bei der Ermittlung des realen Wasserüberschusses zu berücksichtigen ist. Dieser errechnet sich hieraus mit 266 mm für eine FK von 150 mm bzw. 262 mm für eine FK von 200 mm.

Der Oberflächenabfluß (A_O) ist gering. Er kann nach Beobachtungen der das Einzugsgebiet entwässernden Vorfluter mit etwa 15 l/s angegeben werden. Dies entspricht bei einer Gebietsgröße von ca. 19,7 km² (abzüglich etwa 1,5 km² bebauter Flächen) einem A_O von 0,82 l/s km² bzw. 26 mm/a.

Damit läßt sich aus den ermittelten Daten die Grundwasserneubildungsrate (G) bestimmen:

$$G = N - A_O - ET_{\text{reell}} - \Delta S_b.$$

Nach den oben ermittelten Werten ergibt sich im einzelnen:

N	= 685 mm/a
A_O	= 26 mm/a
ET_{reell} (FK = 150 mm)	= 478 mm/a
ET_{reell} (FK = 200 mm)	= 508 mm/a
ΔS_b (FK = 150 mm)	= -59 mm/a
ΔS_b (FK = 200 mm)	= -85 mm/a

Bei durchschnittlichen nutzbaren Feldkapazitäten von 150 mm bzw. 200 mm ergeben sich damit folgende Grundwasserneubildungsraten:

$$G_{\text{FK} = 150 \text{ mm}} = 685 - 26 - 478 + 59 = 240 \text{ mm/a} \cong 7,59 \text{ l/s km}^2$$

$$G_{\text{FK} = 200 \text{ mm}} = 685 - 26 - 508 + 85 = 236 \text{ mm/a} \cong 7,46 \text{ l/s km}^2.$$

Die Größe des Einzugsgebietes (F_E) errechnet sich mit:

$$F_E = \frac{Q + \Delta R}{G}$$

Darin bedeuten:

- Q = Abfluß aus Quellen und Grundwasserförderung
 ΔR = Änderung des Grundwasservorrats.

Im einzelnen setzt sich Q für das hydrologische Jahr 1988 zusammen aus der durchschnittlichen Schüttungsrate des Altschauerborns mit 121 l/s, weiteren Quellen im Einzugsgebiet mit ca. 8 l/s und der GW-Förderung aus den Brunnen Elz I-III mit 15 l/s. Insgesamt ergibt sich damit für Q eine Abflußmenge von 144 l/s.

ΔR errechnet sich aus der Formel:

$$\Delta R = \frac{Q_2 - Q_1}{\alpha_{(2)}}$$

$Q_1 = 0,102 \cdot 86\,400 \text{ m}^3/\text{d}$ (Quellschüttung des Altschauerborns am 01. 11. 1987)

$Q_2 = 0,091 \cdot 86\,400 \text{ m}^3/\text{d}$ (Quellschüttung des Altschauerborns am 31. 10. 1988)

$\alpha_2 = 0,0055 \text{ d}^{-1}$

$\Delta R = (0,091 - 0,102) \cdot 86\,400/0,0055 = -172\,800 \text{ m}^3/\text{a} \cong -5,5 \text{ l/s}$

(Mehrverbrauch, der nicht durch Grundwasserneubildung ersetzt wurde).

Nach Einsetzen der für durchschnittliche FK-Werte von 150 mm bzw. 200 mm ermittelten Grundwasserneubildungsraten errechnen sich folgende Gebietsgrößen:

$$F_E (\text{FK} = 150 \text{ mm}) = \frac{144 - 5,5}{7,59} = 18,2 \text{ km}^2$$

$$F_E (\text{FK} = 200 \text{ mm}) = \frac{144 - 5,5}{7,46} = 18,6 \text{ km}^2$$

Hierzu sind ca. 1,5 km² überbaute Flächen im Einzugsgebiet hinzuzufügen, auf denen keine Grundwasserneubildung stattfindet, sodaß sich für das Einzugsgebiet eine Gesamtgröße von 19,7–20,1 km² ergibt. Daraus resultiert für das orographisch ermittelte Einzugsgebiet (19,7 km²) ein Fehlbetrag von bis zu 0,4 km². Dies entspricht einer Influenzrate von bis zu 3 l/s, die durch Infiltration aus oberirdischen Gewässern, insbesondere versickertem Elbbachwasser, ergänzt werden kann. Dem Einzugsgebiet unterirdisch zuströmende sowie unterirdisch abströmende Grundwassermengen sind gering.

Ergänzend sei bemerkt, daß die ermittelte Grundwasserneubildungsrate einen abgeleiteten Wert, z. B. ohne Ermittlung von Meßwerten der Bodenfeuchte, repräsentiert; aufgrund der schnellen Reaktion von Spiegelschwankungen auf Niederschlagsintervalle und fehlende Niederschläge wird vermutet, daß die Grundwasserneubildung entweder anteilig durch Influenz aus dem Elbbach oder durch Druckausgleichsbewegungen infolge unterschiedlicher Wasserstände im Elbbach beeinflusst wird.

9. Schriftenverzeichnis

- FECHNER, F. (1987): Hydrogeologische Untersuchungen an der Probebohrung 5 der Gemeinde Elz bei Limburg. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Gießen, 157 S., 54 Abb., 16 Tab.; Gießen.
- FÜRST, M. (1980): Die photogeologische Linearanalyse und ihre Anwendung bei der indirekten Erkundung von Klufwasser. – Mainzer geowiss. Mitt., 9: 53–81, 25 Abb.; Mainz.
- HENTSCHEL, H., & THEWS, J.-D. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5514 Hadamar, 2. Aufl. – 169 S., 14 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- KEGEL, W. (1922): Abriss der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von JOHANNES AHLBERG hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 86, 81 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.

- KEGLER, J. (1967): Stratigraphie, Fazies und Tektonik in der westlichen Lahnmulde (Bl. Limburg und Hadamar) unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons und der Gaudernbacher Schichten. – Unveröff. Diss., Univ. Gießen, 96 S., 28 Abb.; Gießen.
- MAILLET, E. (1905): Mécanique et physique du globe. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. – 218 S.; Paris (Hermann).
- MATTHESS, G., & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt. – MATTHESS, G. [Hrsg.]: Lehrbuch der Hydrogeologie, 1, 438 S., 214 Abb., 75 Tab.; Berlin–Stuttgart (Borntraeger).
- ROH, R. (1989): Das Einzugsgebiet des Altschauerborns, einer Karstquelle bei Elz, nordwestlich von Limburg. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Mainz, 85 S., 32 Abb., 12 Tab., 6 Kt.; Mainz.
- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – Mainzer geowiss. Mitt., 11: 217–219, 1 Abb.; Mainz.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1970): Bruch- und Dehnungstektonik im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Auswirkung des Oberrheingrabens. – Z. dt. geol. Ges., 121 (1969): 129–141, 3 Abb.; Hannover.
- (1976): Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, 104: 183–224, 9 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1985): Karst- und Höhlenbildung in Hessen aus hydrogeologischer Sicht. – Karst und Höhle, 1984/85: 57–69, 9 Abb.; München.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W., DILLMANN, W., & HOHBERGER, K. (1988): Hydrogeologie des Limburger Beckens und seiner östlichen und westlichen Randgebiete (Exkursion K am 9. April 1988). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 70: 201–213, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- UHLIG, S. (1959): Wasserhaushaltsbetrachtung nach THORNTHWAITE. – Z. Acker-Pflanzenb., 109: 384–407, 6 Abb., 10 Tab.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 1. 6. 1989

Geol. Jb. Hessen	118	S. 235–263	13 Abb.	Wiesbaden 1990
------------------	-----	------------	---------	----------------

Untersuchungen zur Geologie und Ingenieurgeologie an der Aartalsperre bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). Teil 1: Allgemeine Geologie, Tektonik

Von

WINFRIED ENTENMANN*

Kurzfassung: Die paläozoischen Gesteine an der Aartalsperre zeigen eine komplizierte tektonische Ausgestaltung. Die oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken und Tonschiefer wurden nacheinander einer selektiven Kleinfaltung, einer übergeordneten Großfaltung, Schieferung, einer Schuppung und Scherung in eng umgrenzten Zonen sowie einer abschließenden Zerblockung durch eine Vielzahl von Störungen überwiegend sehr kleiner Verschiebungsweiten unterzogen. Diese tektonischen Strukturen können auf eine dem Betrage nach immer stärker werdende Beanspruchung bei der variszischen Gebirgsbildung in wechselnden Richtungen von 144° bis 182° Streichen zurückgeführt werden. Nach einer quantitativen Analyse der Deformation wurde das Gebirge auf mindestens 41% der Ausgangsbreite eingeeengt. Die Analyse des Gebirgsbaus unterstreicht das Konzept einer autochthonen Bildung der Hörre als sattelartige Schuppenzone zwischen der Lahn- und Dillmulde. Hinweise auf einen Deckentransport aus dem Gebiet der Mitteldeutschen Kristallinschwelle konnten nirgends gefunden werden.

Abstract: Subsoil investigations at Aar dam site before and during construction revealed a very complex tectonic structure of the underlying paleozoic rocks. Greywackes and shales of the Upper Devonian and mainly Lower Carboniferous had been deformed successively, first, by a selective folding which formed small-scaled, slightly bended folds, then, by a major deformation producing large-scaled folds in a fan-like position. After folding deformation by cleavage and imbrication took place. Intensive shearing, also on additional conjugated shear-planes was revealed in zones of greatest stress and low shear strength of the shale.

Finally the rocks were deformed by narrow-spaced faults. However, only little displacement took place on each single shear plane.

All these tectonic structures were produced by an increasing stress during the variscan orogenesis varying from the N–S to the NW–SE direction. A quantitative analysis revealed a crustal shortening of at least 41% of the original width of the sedimentary strata.

The results of these microtectonic investigations back an autochthonous concept of the genesis of the Hörre-Zone, a narrow tectonic unit in the southern part of the Rhenish Massif, which the rock units at Aar dam site are part of.

Keywords: Rheinisches Schiefergebirge, Hörre-Zone, Kleintektonik, Einengungsbetrag, Spezialfaltung, Schuppen, zweischarige Scherung, Kleinstörungen, Autochthonie.

* Dr. W. ENTENMANN, IGB Ingenieurbüro für Grundbau, Bodenmechanik und Umwelttechnik, Heinrich-Hertz-Str. 116, 2000 Hamburg 76.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	236
2. Überblick über die Geologie der Hörre-Zone	237
3. Überblick über die Geologie an der Aartalsperre	239
4. Lithologie	239
5. Tektonische Analyse des Gebirges	241
5.1. Faltenbau	241
5.1.1. Hauptfaltung	241
5.1.2. Kleinfalten	242
5.1.3. Gefüge	243
5.1.4. Vergenz	243
5.1.5. Spitzfalten	243
5.2. Klüftung	244
5.2.1. Räumliche Verteilung der Klüftflächen	244
5.2.2. Klüfte und Spannungszustand	245
5.3. Schieferung	246
5.3.1. Mikroskopische Beschreibung der Schieferung	247
5.3.2. Deutung der Schieferung	250
5.4. Scherflächensysteme der fortgeschrittenen Schieferung	250
5.5. Störungen	252
5.5.1. Faltungsbezogene Störungen der Phase a	252
5.5.2. Störungen als überprägte Scherflächen der Phase b	252
5.5.3. Gebirgszerblockende Störungen der Phase c	253
5.6. Gesamtdeformation des Gebirges	256
5.6.1. Zeitlicher Ablauf der Deformation und Beanspruchungsrichtungen	256
5.6.2. Das Maß der Einengung	258
6. Diskussion der Gebirgsbildungshypothesen der Hörre	259
7. Schriftenverzeichnis	262

1. Einleitung

Im Auftrag des Wasserverbandes Dillgebiet wird seit 1984 die Aartalsperre bei Bischoffen (südliches Rechtsrheinisches Schiefergebirge) gebaut. Im Zuge der Untergrundabdichtungsarbeiten (Injektionsschleier, Dichtungswände) wurden umfangreiche ingenieurgeologische Untersuchungen durchgeführt. Diese zeigten ein im Vergleich zu anderen Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges unterschiedliches Verhalten des Gebirges bezüglich der Wasserdurchlässigkeit, das auf komplizierte tektonische Strukturen im Untergrund zurückzuführen war (ENTENMANN & HOLTZ 1987).

Daher wurden im Anschluß an die Untergrundabdichtungsarbeiten im ausgehobenen Herdmauergraben und an neu geschaffenen Straßenböschungen kleintektonische und ingenieurgeologische Detailkartierungen im Maßstab 1:50 durchgeführt. Die Karten und Detailprofile der Geländearbeiten sind bei ENTENMANN (1988) dargestellt. Die aus den tektonischen Analysen gewonnenen Ergebnisse zum tektonischen Baustil eines ca. 12 ha großen Gebietes werden im folgenden beschrieben, mit dem Ziel, die Zusammenhänge zwischen dem tektonischen Baustil des Gebirges einerseits und den ingenieurgeologischen Eigenschaften wie Wasserdurchlässigkeit, Injizierbarkeit, Lösbarkeit und Stabilität von Felsböschungen andererseits zu klären.

Im vorliegenden ersten Teil werden der lithologische Aufbau des Gebirges skizziert und die tektonischen Besonderheiten detailliert beschrieben, im zweiten Teil (Geol. Jb. Hessen, 119)

werden darauf aufbauend die Ergebnisse der ingenieurgeologischen Arbeiten mit dem Schwerpunkt auf der Injizierbarkeit des Gebirges folgen.

2. Überblick über die Geologie der Hörre-Zone

Die Aartalsperre liegt im SE des Rheinischen Schiefergebirges in der Hörre-Zone, einer schmalen, vom Westerwald bis zur Frankener Bucht ausstreichenden tektonischen Einheit, die sich sowohl in ihrer tektonischen Ausformung als auch in ihrer faziellen Ausgestaltung im Oberdevon und Unterkarbon deutlich von den angrenzenden tektonischen Einheiten, der Lahnmulde im SE und der Dillmulde im NW unterscheidet (BENDER 1969). Nach umfangreichen Untersuchungen, zusammenfassend dargestellt bei PUTTRICH & SCHWAN (1974), läßt sich diese Zone nach NE mit tektonischen Einheiten des Kellerwaldes, des Acker-Bruchberg-Zuges (Harz) und des Flechtinger Höhenzuges zur Hörre-Gommern-Zone zusammenfassen. Nach P. BENDER (1978) stehen in der Hörre-Zone abgesehen von isolierten Schollen unter- und mitteldevonischer Gesteine vorwiegend oberdevonische und unterkarbonische Gesteine an. Die tektonische Situation der Hörre ist noch weitgehend ungeklärt. Hinweise auf einen intensiven Schuppenbau und eine komplizierte Störungstektonik in diesem schmalen Gebirgsstreifen finden sich bei KEGEL (1933), BENDER (1958), PUTTRICH & SCHWAN (1974) und HOMRIGHAUSEN (1979).

Das Arbeitsgebiet liegt im tektonisch Liegenden der Weidbacher Überschiebung, der südlichen Begrenzung der Hörre zur Lahnmulde (Abb. 1).

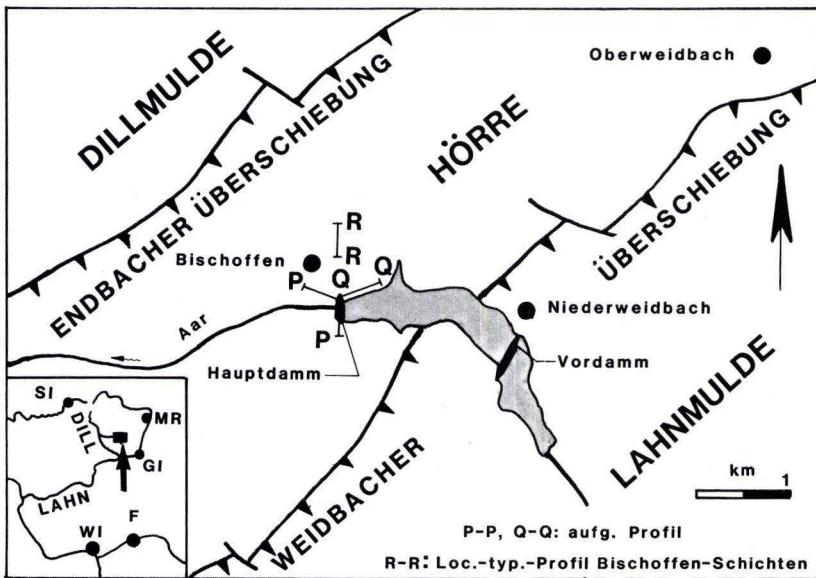


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes, geologischer Überblick.

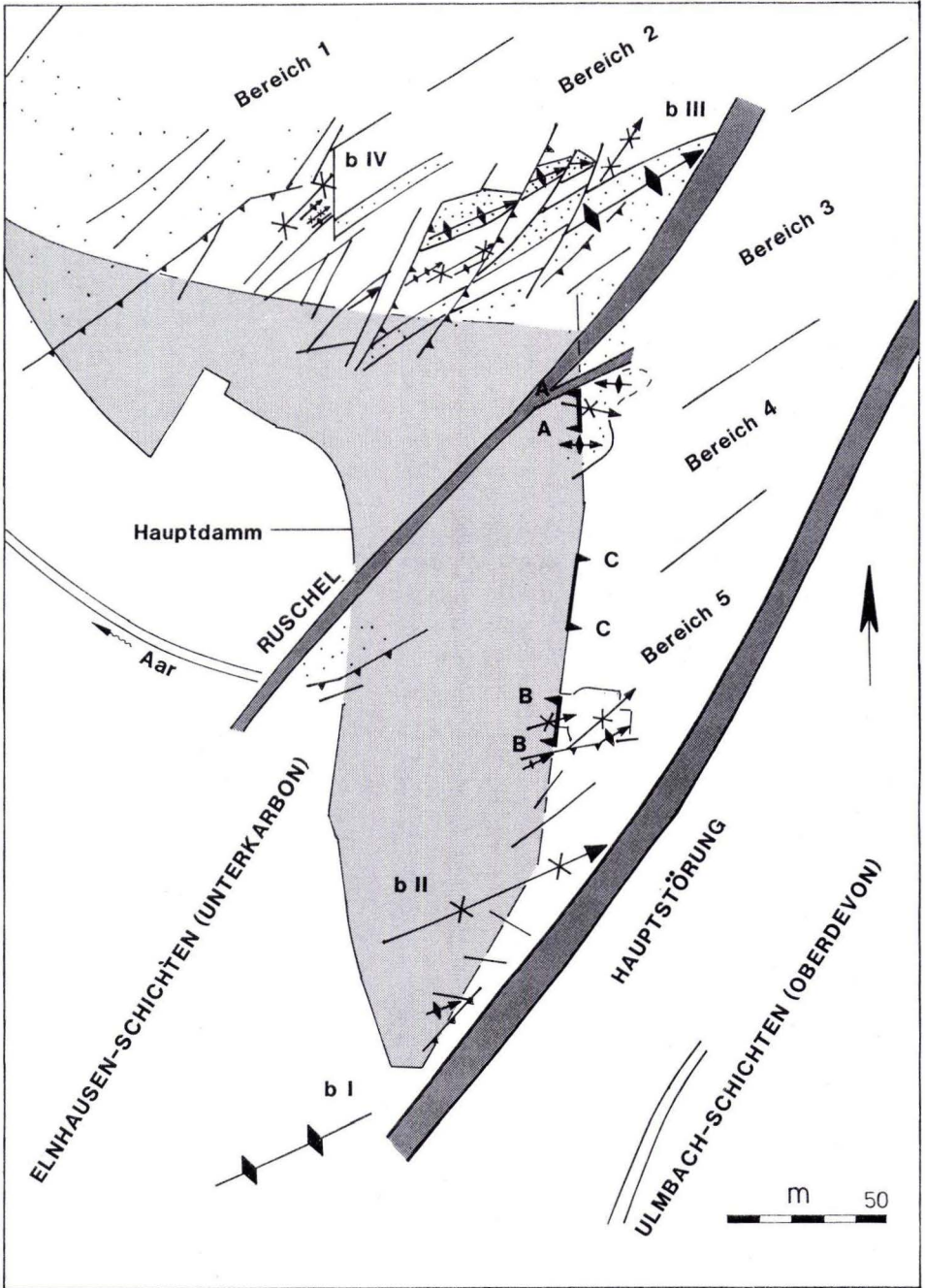


Abb. 2. Tektonische Karte der Umgebung des Hauptdamms der Aartalsperre (Erläuterungen im Text).

3. Überblick über die Geologie an der Aartalsperre

Die anstehenden Gesteine werden von 3 m bis 8 m mächtigen quartären Sedimenten abgedeckt. Die darunter liegenden paläozoischen Gesteine wurden durch ca. 800 m Profile und über 30 Kernbohrungen bis in Tiefen von 40 m erkundet. Einen Überblick über den geologischen Bau des Gebirges gibt Abb. 2. Im SE stehen die oberdevonischen Ulmbach-Schichten (BENDER & HOMRIGHAUSEN 1979) mit bunten Tonschiefern und feinkörnigen Grauwacken an. Sie sind an der 40° streichenden Hauptstörung auf die im größten Teil des Gebietes anstehenden Elnhausen-Schichten des Unterkarbons aufgeschoben, die den Dammuntergrund bilden und Gegenstand intensiver sedimentologischer und kleintektonischer Untersuchungen waren. Es ist ein großräumiger 70° streichender Faltenbau ausgebildet. Die Hauptsättel und Hauptmulden werden von einer Vielzahl von Sekundärfalten überlagert. In Teilbereichen sind die Gesteine stark geschuppt und in Scherkörper zerlegt. Der Gebirgsbau wird entscheidend geprägt von einer Vielzahl vorwiegend um 30° und 60° streichender, SE-einfallender Störungen. Von der Struktur des Gebirges her kann das Gebiet NW der Hauptstörung in 5 lithologisch-tektonische Einheiten gegliedert werden, je nach Gesteinsausbildung und dem Grad der tektonischen Beanspruchung (Abb. 2):

Bereich 1: massige Grauwacke, weitständig geklüftet,

Bereich 2: Wechsellagerung von Grauwacken und Plattenschiefern mit zahlreichen vorwiegend schichtparallelen Kleinstörungen,

Bereich 3: gefaltete, massige Grauwacken, intensiv geklüftet,

Bereich 4: Plattenschiefer mit geringem Siltanteil, intensiv geschiefert und zerschuppt,

Bereich 5: gefaltete, siltreiche Plattenschiefer, weitständig geschiefert mit zahlreichen vorwiegend steilstehenden Kleinstörungen.

4. Lithologie

Die Elnhausen-Schichten haben eine Mindestmächtigkeit von 300 m. Die Untergrenze wird mit dem Einsetzen der „basalen Grauwacken“ angenommen. Sie bestehen aus einer flyschartigen Wechsellagerung von siltreichen Tonschiefern mit geringmächtigen Grauwackenbänken und massigen Grauwackenfolgen. Das mechanische Verhalten der unter dem Lokalnamen „Plattenschiefer“ zusammengefaßten monotonen Schieferserien wird von deren sedimentärer Feinstruktur diktiert. Die Plattenschiefer bestehen aus einer Wechsellagerung von 0,5 mm bis 1,0 mm mächtigen siltreichen und siltarmen Schichten. Es treten überwiegend leicht gewellte Schichtflächen, jedoch örtlich auch sehr ebene Bereiche sowie linsengeschichtete Partien auf. Der unterschiedliche Anteil an siltreichen und siltarmen Schichten und die unterschiedlich ausgebildeten Schichtflächen bewirken örtlich sehr unterschiedliche Scherfestigkeiten der Plattenschiefer parallel zur Schichtung.

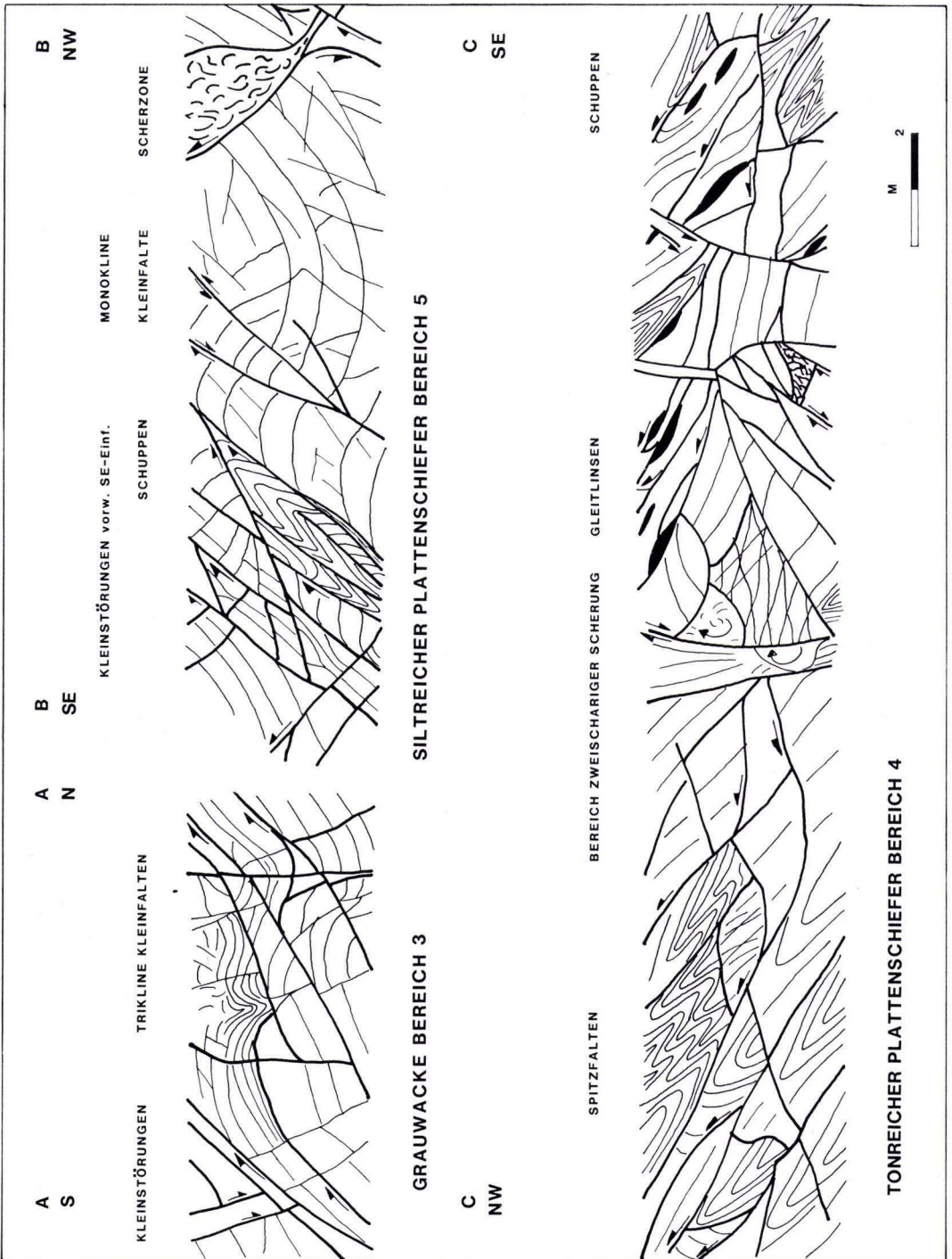


Abb. 3. Ausschnitte des tektonischen Querprofils entlang des Herdmauergrabens des Hauptdamms, aufgenommen im Maßstab 1:50. Zur Lage der Profile A-A, B-B und C-C s. Abb. 2.

5. Tektonische Analyse des Gebirges

Zum Zwecke einer kinematischen Analyse der Deformation (ASHGIREI 1963) sowie einer quantitativen Bestimmung der Verkürzung des Gebirges auf rein geometrischer Basis (WUNDERLICH 1959, BREDDIN 1967) wurde die Entstehung folgender Teilgefüge untersucht: Falten, Klüfte, Schieferungsflächen, andere Scherflächen und Störungen.

5.1. Faltenbau

Eine übergeordnete Großfaltung (Abb. 2) wird gebildet von einem teilweise durch die Hauptstörung abgeschnittenen südostvergenten Sattel b I im SE mit einem Öffnungswinkel von 45° . Nach NW schließt sich die Hauptmulde b II, eine konzentrische, fast aufrecht stehende Biegegleitfalte mit großem nicht-affin deformiertem Bereich an der Umbiegungsstelle an. Sie ist von rhombischer Symmetrie, ihr Öffnungswinkel beträgt 104° . Der daran anschließende nordwestvergente Hauptsattel b III ist eine Pilzfalte von monokliner Symmetrie mit stark ausgedünnten und an Aufschiebungen abgesicherten Sattelflanken. Daran schließt sich eine stark eingeengte Hauptmulde b IV an. Diesem Großfaltenbau sind kleinere Falten überlagert, im folgenden Kleinfalten genannt, die sich in ihrer Dimension wesentlich von den Hauptfalten unterscheiden. Die Überlagerung von Kleinfalten beschränkt sich auf die Kerne der Hauptfalten im Plattenschiefer. Stellenweise deuten sie sich nur in einer undulösen Wellung der Schichten an, wie auch von BREDDIN (1967) beschrieben.

Von diesem Faltenbau müssen die disharmonischen Spitz- und Isoklinalfalten (Abb. 3, Profil C-C) unterschieden werden, die stets in begrenzten Zonen hoch teilbeweglicher Plattenschiefer auftreten. Diese werden gesondert beschrieben.

5.1.1. Hauptfaltung

Die Grauwacken, die im Untersuchungsgebiet im Bereich 1 als mächtige Schichtserie austreichen, diktierten als Leitbänke (WUNDERLICH 1960) die Stauchfaltengröße aufgrund ihrer Steifigkeit. Verglichen mit CURRIE et al. (1962) wurden etwa halb so große Werte des Verhältnisses der Bankmächtigkeit zur Wellenlänge festgestellt, was mit dünnen Schiefer-Zwischenlagen in der Grauwacke erklärt wird. Die Einengung durch die Großfaltung ist soweit fortgeschritten, solange unter den Faltenumbiegungen ein Einwandern von Material möglich war und kam mit dem Erreichen eines Öffnungswinkels von etwa 90° bzw. einer Aufrichtung von etwa 45° zum Stillstand. Nach WUNDERLICH (1960) wären nun in den inkompetenten Bänken kleinere Falten 2. Ordnung mit einem größeren Amplituden-Wellenlängen-Verhältnis zu erwarten. Diese wurden jedoch nur an wenigen Stellen des Untersuchungsgebietes festgestellt (Schleppfalten im Bereich 5, Selektivfalten im Bereich 2). Im Gegenteil zeigen die untersuchten Kleinfalten wesentlich kleinere Amplituden-Wellenlängen-Verhältnisse und sehr viel größere Öffnungswinkel als die Großfalten.

5.1.2. Kleinfalten

Die Kleinfalten untergliedern sich in vorwiegend monokline Biegegleitfalten (Abb. 3, Profil B-B) in den Plattenschiefern und triokline Quetschfalten mit nicht-ebener AC-Fläche (Abb. 3, Profil A-A) in den massigen Grauwacken (Bereich 3), die ihre Entstehung einer extrem starken Einengung verdanken und die stets mit sekundären Klüften oder Störungen verbunden sind.

Die ebenso nur selten auftretenden Schlepptfalten sind als Biegescherfalten im Sinne von SANDER (1926) anzusprechen. Sie verdanken ihre Entstehung den differentiellen Gleitbewegungen sowohl auf den Schichtflächen als auch auf Scherflächen, hervorgerufen durch die Großfaltung im Zusammenhang mit dem bankweise unterschiedlichen petrographischen Aufbau der Plattenschiefer.

Die überwiegende Mehrheit der vorwiegend als Rundfalten ausgebildeten Kleinfalten sind stets auf die Umbiegungsbereiche der Großfalten beschränkt. Mehrere Kleinfalten bilden jeweils das Faltenscharnier, das nicht sinoidal ausgebildet ist, sondern durch die Kleinfalten und flachwellige Schichtverbiegungen sehr breit ausfällt. Die Kleinfalten mit ihrem geringen Amplituden-Wellenlängen-Verhältnis stabilisierten somit bei der Einengung das Scharnier der Großfalte. Ein weiteres Zusammenrücken der Schenkel über den kritischen Einengungswinkel (WUNDERLICH 1959) hinaus war deshalb nur bei einer gleichzeitigen Bruchbildung in diesen Scheitelfalten möglich.

Nach dem Gesetz der Konstanz der Faltenscharniere (BREDDIN 1965) muß daher geschlossen werden, daß die Anlage der Kleinfalten als flache Sättel und Mulden schon zu Beginn der

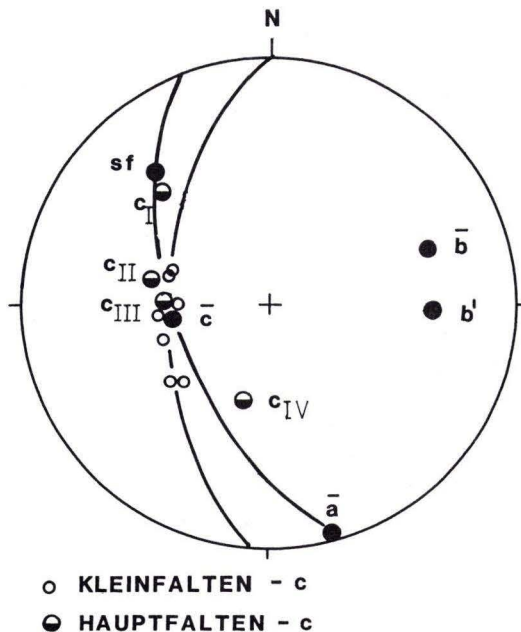


Abb. 4. Gefügekoordinaten der Haupt- und Kleinfalten und dazugehörige AC-Kreise. Darstellung im Schmidt'schen Netz.

Einengung stattgefunden hat. Eine nachträgliche Bildung durch immer stärker werdende Einengung ist auszuschließen, da das Amplituden-Wellenlängen-Verhältnis nicht dem von Falten 2. Ordnung entspricht. Außerdem müßten Falten 2. Ordnung divergentscharige Achsebenen mit deutlichem Bezug zur Großfalte besitzen. Im Gegenteil weichen hier aber sogar die Faltenachsen der Kleinfalten deutlich von denen der Großfalten ab.

5.1.3. Gefüge

Die Gefügekoordinaten der Groß- und Kleinfalten sind in Abb. 4 zusammengestellt. Die Gefügedaten der Hauptfalten können einem mittleren Achsensystem \bar{a} , \bar{b} , \bar{c} von monokliner Symmetrie zugeordnet werden, wobei die \bar{c} -Achsen aufgrund der unterschiedlichen Vergenz der Falten stark streuen. Die Gefügedaten der Kleinfalten a' , b' , c' dagegen streuen. Die c' -Achsen der Kleinfalten gruppieren sich um die \bar{c} -Achse der zugehörigen Großfalte, wie dies an der Hauptmulde anhand der zahlreichen Meßwerte nachgewiesen werden kann. Deutlich erkennbar ist, daß die c' -Achsen der Kleinfalten nicht auf dem AC-Kreis der Großmulde b II und auch nicht auf dem mittleren AC-Kreis AC des Gesamtgebietes liegen, sondern auf einem Kreis AC', dessen zugehörige b' -Achse b' mit ihren Streichen von 91° deutlich vom generellen Achsenstreichen abweicht.

Auch dies deutet auf ein früh angelegtes, den Kleinfalten übergeordnetes b' -System hin, das durch das \bar{b} -System überprägt wurde. Ein weiteres Argument für die frühe Anlage der Kleinfalten ergibt sich aus der Analyse der Kluftgefüge. Es kann mit sehr guter Genauigkeit nachgewiesen werden, daß das frühtektonische, noch in annähernd flacher Lagerung der Schichten gebildete Kluftsystem (HOEPPENER 1955) in der Umgebung der Kleinfalten eindeutig auf deren Faltenachse bezogen ist, während das Kluftgefüge in den Sammeldiagrammen, wie auch das an den Faltenflanken ohne Kleinfalten eindeutig der Faltenachse der Großfalten zugeordnet ist.

5.1.4. Vergenz

Die Achsebenen der Groß- und Kleinfalten im Untersuchungsgebiet divergieren fächerartig. Es handelt sich hier eindeutig um primär-vergente Falten, die, betrachtet man den Großfaltenbau, nur durch eine horizontale, schichtparallele Einengung in a -Richtung entstanden sein können. Eine Schiefelage der Verkürzungsrichtung (BREDDIN & FURTAK 1963) muß aufgrund der Faltengeometrie ausgeschlossen werden, zumal diese Schiefelage einheitlich geneigte Falten erzeugt hätte. Diese Situation deutet auf eine Einengung zwischen starren Backen hin. Die Schieferung steht bezüglich der Vergenz in keinerlei Beziehung zu diesem Faltenbau, sie ist stets SE-einfallend und überlagert den Faltenbau diskordant.

5.1.5. Spitzfalten

Die Spitzfalten zeichnen sich durch eine strenge Regelung der Faltenachsen und eine konstante NW-Vergenz aus, liegen diskordant zum oben beschriebenen Faltenbau und überprägen diesen stellenweise. Sie treten stets in schmalen, durch Störungen begrenzten Gebirgsstreifen auf. Ihre Entstehung hängt deutlich mit einem System aus vorwiegend SE-einfallenden Klein-

störungen zusammen. In vielen Fällen sind die Flanken dieser Falten an achsparallelen Störungen abgeschert, stellenweise ist die Störungsdichte dermaßen groß, daß die Spitzfalten nur noch als Schuppen oder, durch zweischarige Scherung zerlegt, in Gleitlinsen vorliegen.

Voraussetzung für die starke Einengung ist die Innendeformation der Falten. Diese ist nur in Teilbereichen des geologischen Profils in den hoch teilbeweglichen, tonreichen Plattenschiefern mit feiner Internstruktur möglich. Aus geometrischen Gründen sind die Spitzfalten auf die NW-Flanken der Großmulden beschränkt.

In der Klassifikation von BREDDIN (1965) sind die Spitzfalten als asymmetrische vergente Falten zu bezeichnen. Eine asymmetrische Ausbildung von Falten ist nach BREDDIN und FUR-TAK (1963) in einer winkligen Lage der a-Achse zur Schichtung begründet. Dies deutet auf eine Anlage der Falten in recht steiler Lagerung der Schichten hin, d. h. zu einem Zeitpunkt, als die Großfaltung zumindest schon einigermaßen fortgeschritten war. Bei Erreichen des kritischen Aufrichtungswinkels, sobald die Faltenachse parallel zu HOL lag, erfolgte die weitere Deformation der Falten bis zu Öffnungswinkeln von 14° unter Ausdünnung beider Falten-schenkel und Verdickung des Scharniers allein durch Innendeformation. Anders als bei den Groß- und Kleinfalten herrscht eine eindeutige Beziehung zwischen der Schieferung und den Spitzfalten. Diese sind generell NW-vergent, die S1-Schieferungsflächen verlaufen stets parallel zu den Achsebenen der Spitzfalten.

5.2. Klüftung

Das Kluffgefüge ist auf den Faltenflanken der Großfalten auf die b-Achse dieser Großfalten bezogen, im Bereich der Kleinfalten (Umbiegungsstellen der Großfalten) kann der Bezug zur jeweiligen Kleinfaltenachse nachgewiesen werden. Die meisten Kluffmaxima lassen sich auf ein lokales Koordinatensystem mit der c-Achse senkrecht zur Schichtung beziehen. Dieses Kluffsystem wurde nach HOEPPENER (1956) im Frühstadium der Faltung gebildet. Daß die Klüfte eine sehr frühe Entstehung haben, zeigt sich in einigen Dünnschliffen, anhand derer nachgewiesen werden kann, daß die Schieferung später als die Klüfte entstanden ist. In einigen Fällen werden den Klüften des lokalen Koordinatensystems Klüfte des \bar{b} -Systems überlagert, das sich aus der Haupteinengungsachse \bar{a} herleitet. Diese Brüche sind später gebildet worden, als die Schichten schon deutlich aufgerichtet waren. Der von RAMBOW (1962) beschriebene Effekt der Anisotropie des Gebirges aufgrund der Schichtung auf die Anordnung der HOL-Flächen wird dabei besonders deutlich.

5.2.1. Räumliche Verteilung der Kluffflächen

Während in der Grauwacke häufig AC-Klüfte ausgebildet sind, konnten diese in den Plattenschiefern nicht nachgewiesen werden. Die Scherbrüche (Großklüfte) sind entsprechend dem unterschiedlichen Materialverhalten verschieden ausgebildet. Während in den Grauwacken die Häufigkeitsverteilung der Klüfte scharfe Maxima bildet, streuen die Klüfte in den Plattenschiefern mehr. Eine Erklärung dafür ist die weit höhere Kluffdichte in den Plattenschiefern aufgrund der geringeren Festigkeit. Da nach SCHMIDT (1932) jeder eingetretene

Bruch das lokale Spannungsfeld im Gestein verändert, reagiert die benachbarte Kluft mit einer veränderten Raumlage auf die ältere Kluft. In den Plattenschiefern konnte dies an vielen Stellen belegt werden. Teilweise verspringen Klüfte bei Annäherung an eine ältere Kluft in eine andere Richtung, teilweise ist ihr Verlauf listrisch. Dagegen kann in der Grauwacke aufgrund der viel größeren Kluftabstände nur selten eine gegenseitige Beeinflussung festgestellt werden.

5.2.2. Klüfte und Spannungszustand

Eine Ausdeutung der Klüfte bezüglich des sie erzeugenden Spannungszustandes erfolgt aufgrund der aus der Faltengeometrie gewonnenen Symmetriebeziehungen:

Die HOL-Klüfte entstanden infolge der größten und kleinsten Hauptspannungen σ_1 und σ_3 (HOEPPENER 1975). Da in den Plattenschiefern die ursprüngliche HOL-Klüftung durch die Schieferung überprägt ist (Abb. 5), können zur Ausdeutung nur die Diagramme in den Grauwacken herangezogen werden. In den Grauwacken bilden die HOL-Klüfte stumpfe Winkel zwischen 64° und 50° , im Mittel 56° (Abb. 6). Dies deutet auf ein großes Verhältnis σ_1/σ_3 hin (HOEPPENER et al. 1969).

Die HKO-Flächen bilden spitze Winkel zu b. Sie liegen zwischen 46° und 70° , im Mittel um 59° . Dagegen verhalten sich die OKL-Flächen indifferent. Da sowohl HOL- als auch HKO-Flächen sehr spitze Winkel zur a-Achse einnehmen, die OKL-Flächen jedoch im Mittel Winkel um 49° mit der b-Achse bilden, kann geschlossen werden, daß σ_2 im Verhältnis zu σ_1 recht gering war und nur wenig größer als σ_3 . Generell muß die mittlere Hauptspannung σ_2 jedoch örtlich sehr unterschiedlich groß gewesen sein. Zu Beginn der Einengung ist die seitliche Aus-

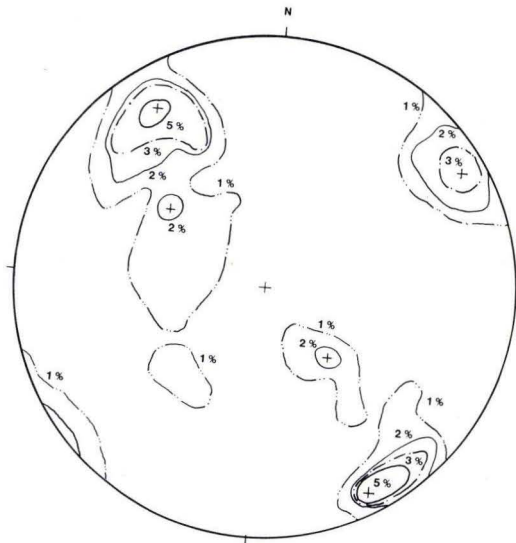


Abb. 5. Gefügediagramm – Klüfte Bereich 5, SE-Flanke von b II, 357 Meßwerte, Polpunktdarstellung im Schmidt'schen Netz.

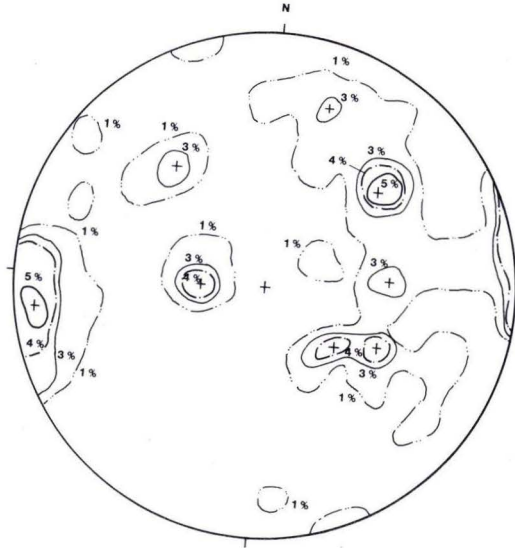


Abb. 6. Gefügediagramm – Klüfte Bereich 3, 215 Meßwerte, Polpunktdarstellung im Schmidt'schen Netz.

längung des Gebirges, die zum Anstieg von σ_2 führte, noch als sehr gering zu bezeichnen. Wie im Absatz 5.1. nachgewiesen, steigt sie jedoch mit der Auffaltung sehr schnell an und erreicht insbesondere im Bereich 3 sehr große Werte, was sich an der Deformation von Faltenachsen ablesen läßt.

5.3. Schieferung

Die Schieferung ist im gesamten Gebiet der Aartalsperre in den Plattenschiefern das auffälligste Gefügemerkmal. Generell ist die Schieferung sehr einheitlich mit steil nach SE einfallenden eng gescharten Trennflächen. Der jeweilige Abstand der Trennflächen ist abhängig zum einen von dem Maß der örtlichen Einengung (WUNDERLICH 1959), zum anderen vom petrographischen Aufbau des geschieferten Gesteins. Engständige Schieferung tritt fast ausschließlich in solchen Plattenschiefern auf, die einen Siltgehalt unter 20% besitzen. Plattenschiefer, die einen hohen Anteil an Silt haben, sind stets weitständig geschiefert.

Die Schieferung verläuft nicht parallel zu den Faltenachsebenen, wie es üblicherweise im Rheinischen Schiefergebirge der Fall ist (HELLERMANN 1965). Im SE an der Hauptmulde b II weicht die Achsebene von der Schieferung im Mittel um 36° ab. Dagegen liegt im NW am Hauptsattel b III die Faltenachse fast parallel zur Schieferung. Im Gegensatz zur Faltung mit dem ausgeprägten Vergenzscheitel ist die Schieferung im gesamten Gebiet einheitlich ausgerichtet mit steilem SE-Einfallen. Die Schieferungsflächen liegen stets auf dem AC-Kreis des Faltungs-b. Es ist ein Hauptmaximum (50/58 SE), bestehend aus 2 Teilmaxima, ausgebildet. Das erste (54/74 SE) bezieht sich auf die Hauptmulde b II, das zweite (50/54 SE) auf den Hauptsattel b III. Ebenso kann ein Bezug zur Gesamtsymmetrie, dem \bar{b} -System des Unter-

suchungsgebietes nachgewiesen werden. Die Schieferungsflächen (Hauptmaxima) liegen in HOL-Stellung und bilden einen Winkel von exakt 45° zur \bar{a} - und \bar{c} -Achse. Damit aber kann ausgesagt werden, daß die Schieferung in ihrer Raumlage im Untersuchungsgebiet ein großräumlich angelegtes Trennelement ist. Die Schieferung liegt exakt in der Lage größter Scherspannung, die durch die Hauptspannung σ_1 in a-Richtung und σ_3 in c-Richtung erzeugt wird.

5.3.1. Mikroskopische Beschreibung der Schieferung

Um die Ursache der Schieferung sowie die strukturellen Veränderungen im Gestein durch Schieferungsvorgänge zu erkunden, wurden Dünnschliffe senkrecht zum Streichen und in einigen Fällen zusätzlich parallel zum Streichen untersucht. In den untersuchten Schliffen überlagert das tektonische Gefüge ein oftmals sehr kompliziertes sedimentäres Anlagerungsgefüge (Linsenschichtung, slumping-Strukturen etc.). Dieser komplizierte Feinbau der Plattenschiefer beeinflusst direkt die Ausbildung des tektonischen Gefüges, das sich in der Form von Mineralum- und Neukristallisationen sowie in Relativbewegungen der Mineralkörner im Dünnschliff abzeichnet. Anhand der Schliffe kann nachgewiesen werden, daß das Schieferungsgefüge punktuell ansetzte, d. h. es ging von diskreten Zonen im Gestein aus (z. B. Zonen erhöhter Scherspannung). Relativbewegungen treten erst auf, wenn sich ein echter Bruch gebildet hat.

In den Schliffen können nach Art und Intensität unterschiedliche Materialverlagerungen beobachtet werden. Die Intensivität des Materialtransports geht einher mit einer immer besseren Regelung des Korngefüges. Betrachtet man die untersuchten Schliffe jeweils als Abbild eines erreichten Endzustandes (Zwischenstadien sind noch reliktsch abgebildet), der abhängig ist vom lokalen Spannungszustand, vom Kornaufbau und dem sedimentären Gefüge der Plattenschiefer, so läßt sich aus der Vielzahl der unterschiedlichsten Gefügeendgestalten der zeitliche Ablauf des Schieferungsvorganges rekonstruieren. Die Deutung der SI-Gefügetypen als eine Entwicklungsreihe wurde schon von HOEPPENER (1956) vorgeschlagen. Die hier vorgestellte Reihe nimmt diese im folgenden begründete Deutung vorweg. Folgende Stadien können in zeitlicher Reihenfolge unterschieden werden:

Phyllosilikatporphyroblasten an Inhomogenitäten

Senkrecht zur a-Achse wurden Phyllosilikate neugebildet. Die Blastese begann mit einer büschelartigen Anordnung der neugebildeten Minerale. Die Porphyroblasten wurden zuerst in tonmineralreichen, siltarmen Schichten gebildet, stets jedoch ausgehend von Inhomogenitäten (Schichtwechsel siltreiche/siltarme Schichten), s. Abb. 7. Die Abstände der Porphyroblasten betragen im Frühstadium um $50 \mu\text{m}$. Bei diesen Strukturen handelt es sich um die bei LANGHEINRICH (1976) beschriebene initiale Transversalschieferung. Die Bildung der SI-Flächen ist auch hier selektiv, hängt jedoch nicht von einem kritischen Einfallswinkel, sondern vom Korngefüge des Plattenschiefers ab. Ihre Entstehung ist ähnlich derjenigen der Druckschattenhöfe (LANGHEINRICH 1976) in einer gestörten Spannungsverteilung in der Umgebung der „harten“ Siltkörner begründet, die in einer „weichen“ Matrix aus Phyllosilikaten liegen.

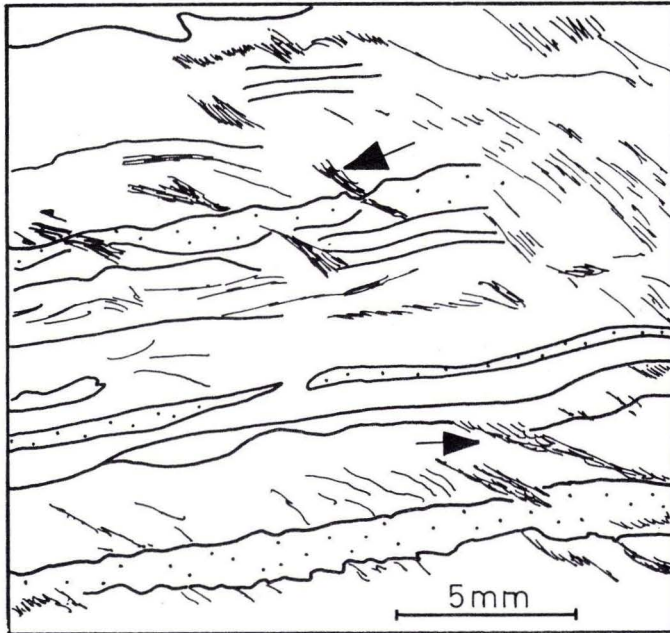


Abb. 7. Bildung von Phyllosilikatporphyroblasten an Inhomogenitäten (Siltschichten).

Latente Bruchzonen

Bei einer weitergehenden Schieferung bildeten die Porphyroblasten zunehmend dichtere Bündel, ordneten sich längs Linien senkrecht zur a-Richtung an und bildeten Schwächezonen und damit latente Bruchzonen im Gestein. Der Abstand dieser latenten Bruchzonen reicht von 150 μm bis 3000 μm in Abhängigkeit von der Kornzusammensetzung (s. a. HOEPPENER 1956).

Verdrängung von Silt

Im Bereich der latenten Bruchzonen kam es zu einer Verdrängung des Feinsilts aus dem ursprünglichen Schichtverband. Anders als bei HOEPPENER (1956) beschrieben, wurde keine Quarzlösung beobachtet, dafür aber eine echte Partikelwanderung aus siltreichen Zonen in siltarme, und zwar von der Bruchzone weg.

Relativbewegungen an Schwächezonen

Während die vorher beschriebenen Materialauswanderungen auf translatorischen und rotatorischen Relativbewegungen einzelner Körner gegeneinander beruhten, werden in diesem Stadium Relativbewegungen der durch die Schwächezonen voneinander getrennten Gesteinspar-

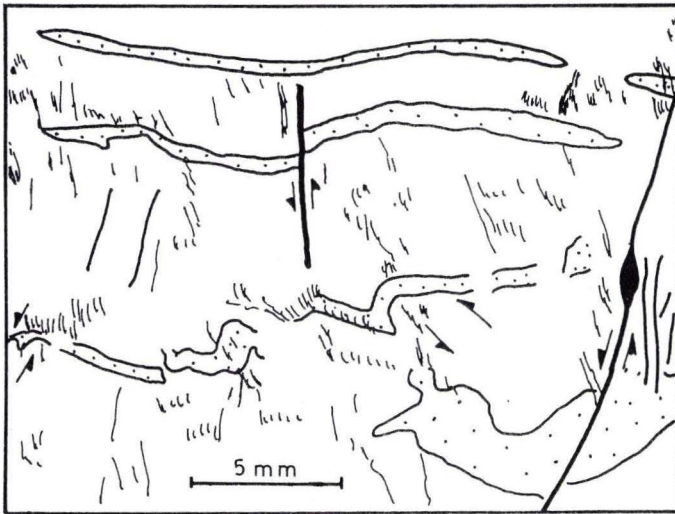


Abb. 8. Rotation der Teilstücke zerstörter Siltschichten.

ten beobachtet. Diese Relativbewegungen sind noch an einzelne siltreiche, d. h. kompetentere Schichten gebunden und klingen nach wenigen Millimetern bis zehntel Millimetern im inkompetenten Gestein aus. Nach HOEPPENER (1956) resultiert diese Relativbewegung aus einer geneigten Lage der Schichtfläche gegenüber der Schieferungsfläche. Im vorliegenden Falle konnte die von HOEPPENER beschriebene Rotation der Teilstücke der kompetenten Bank nachgewiesen werden. Sie beträgt i. a. wenige Winkelgrade, s. Abb. 8. Generell wurden nur aufschiebende Bewegungen festgestellt, die zum Teil zu einer erheblichen seitlichen Verkürzung des Gesteins führten.

Latente Schieferungsflächen

Treten in den Schwächezonen die Phyllosilikate weiter zusammen, so können durchgehende latente Schieferungsflächen erzeugt werden. Es wurden Abstände dieser latenten Bruchflächen von 5 mm bis 23 mm gemessen. Dies sind die Mindestabstände der makroskopischen Schieferungsflächen.

Schieferungsflächen

Beim Fortschreiten der Einengung kam es häufig zu Relativbewegungen und damit zum Bruch. Sämtliche festgestellten Relativbewegungen sind Aufschiebungen zwischen $30\ \mu\text{m}$ und $3300\ \mu\text{m}$ Verschiebweite.

5.3.2. Deutung der Schieferung

Bei der Schieferung handelt es sich, betrachtet man ausschließlich die Mineralumkristallisationen, um eine planolinerare Verformung, s. a. HELLERMANN (1965), ALBRECHT (1971). Die Anordnung der Phyllosilikatporphyroblasten läßt auf eine Auslängung in c- und b-Richtung schließen, wobei die Auslängung in c-Richtung wesentlich größer war, wie dies auch aufgrund der in der b-Richtung vorgegebenen Einspannung zu erwarten ist. Nach BREDDIN & FURTAK (1963) entstehen die hier beschriebenen sekundär gebildeten Glimmerlamellen stets quer zur Verkürzungsrichtung. Diese ist im vorliegenden Fall um etwa 45° zur Einengungsrichtung geneigt. Eine solche winklige Lage der Streß- zur Strain-Richtung kann nur durch die bei BREDDIN et al. (1964) und BREDDIN (1965) beschriebene Neigung der Deformationsebene mit zunehmender Normaldeformation erklärt werden.

Es muß betont werden, daß die beobachteten Schieferungsphänomene nicht auf eine innere Deformation unter den Faltenschenkeln (innendeformierte Falten nach BREDDIN & FURTAK 1963) infolge starker Einengung zurückzuführen sind, sondern ein nach der Großfaltung entstandenes großräumig ausgebildetes Gefüge darstellen, da die Deformationsebenen (im Falle der Schieferung die Schieferungsflächen, im Falle der Faltung die Achsebenen) nicht übereinstimmen. Faltung und Schieferung können jedoch demselben Beanspruchungsplan zugeordnet werden, wie es die jeweils übereinstimmende Lage der b- und a-Achse fordert. Lediglich die frühesten Schieferungsphänomene können in der von LANGHEINRICH (1976) beschriebenen Weise den unterschiedlichen Positionen in der Falte zugeordnet werden: Es deutet sich damit an, daß die beiden Deformationsarten Faltung und Schieferung nicht völlig zeitlich getrennt vor sich gingen, sondern die Schieferung schon zu einem Zeitpunkt einsetzte, als die Hauptfaltung noch nicht beendet war. Nach der Konsolidation des Gebirges durch die Faltung (BREDDIN 1968) kam es an durchgehenden Schieferungsflächen zu ersten echten Scherbewegungen. Dies wurde dadurch erleichtert, daß die Neigung der Schieferungsflächen der Ebene der größten Scherbeanspruchung entsprach (HOL 1). Durch die eintretenden aufschiebenden Bewegungen an den Schieferungsflächen wurde die Raumlage dieses Kluftflächensystems, wie bei SCHMIDT (1932) beschrieben, stabilisiert, während das zugehörige HOL 2-System fortwährend rotiert und damit in der Gefügeendgestalt nicht abgebildet wurde.

5.4. Scherflächensysteme der fortgeschrittenen Schieferung

Während der Gefügetyp der einscharigen Scherung nur im Endstadium der Transversalschieferung vorkommt, ist der Mechanismus der zweischarigen Scherung (SANDER 1948) in einigen Gebirgsbereichen sehr deutlich ausgeprägt. Generell ist die zweischarige Scherung auf eine sehr starke Einengung zurückzuführen. Es können nach ihrer Genese und ihrer Ausbildung zwei Formen der zweischarigen Scherung unterschieden werden:

- a zweischarige Scherung im Anschluß an die Schieferung in ausgedehnten Gebirgsbereichen (Abb. 3, Profil C-C)
- b zweischarige, stellenweise mehrscharige Scherung in schmalen Gebirgsbereichen (Scherzonen) mit diskreter Begrenzung.

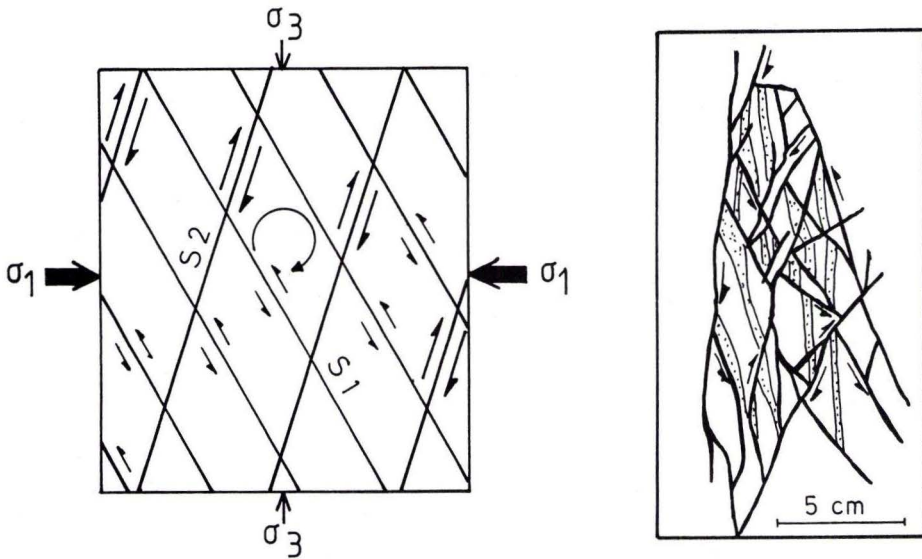


Abb. 9. Zweischarige Scherung in ausgedehnten Scherzonen. Links: schematisch, rechts am Bohrkern.

Der unter b beschriebene Gefügetyp unterscheidet sich dadurch, daß seine Entstehung an sogenannte Scherzonen gebunden ist. Diese Scherzonen sind den Aufschiebungen ähnlich. An ihren Begrenzungen sind vielfach Relativbewegungen deutlich erkennbar. Die Zerschneidung des Gesteins in den Scherzonen kann als beginnende Mylonitbildung (s. a. MÜLLER 1963) beschrieben werden, wie es zahlreiche Übergänge zu einem echten breiten Mylonit andeuten. Im folgenden wird der unter a aufgeführte Gefügetyp näher erläutert, der unter b aufgeführte läßt lediglich Rückschlüsse auf den Mechanismus von Störungen zu.

Die Schieferungsflächen bilden ein vorgegebenes Scherflächensystem. Im Verlaufe einer weiteren Einengung bildete sich spitzwinklig dazu ein weiteres Scherflächensystem. Die Relativbewegungen an den Scherflächen sind in Abb. 9 dargestellt. Nach HOEPPENER (1975) wäre zu erwarten, daß der spitze Winkel des Scherflächensystems der a-Achse zugewandt ist. Das Gegenteil ist jedoch der Fall, die Richtungen der Relativbewegungen sind aber so, wie sie zu erwarten sind, wenn σ_1 in a und σ_3 in c liegt. Dies läßt sich leicht damit erklären, daß die Schieferung als S1-System zum Zeitpunkt der Genese des 2. Scherflächensystems schon existent war oder zumindest vorgezeichnet. Damit ist der Winkel zur a-Achse festgelegt und das später entstandene konjugierte Scherflächensystem S2 mußte diesen stumpfen Winkel zur a-Achse mit S1 bilden.

Da die Bewegungen an S2 größer sind als an S1, kam es im Uhrzeigersinn zu Internrotationen im Gestein. Dies kann dann besonders deutlich festgestellt werden, wenn dünne Bänke grobkörnigeren Gesteins zwischengelagert sind. Diese sind stets um wenige Winkelgrade rotiert und liegen als isolierte Scherkörper vor. Die Relativbewegungen an den Scherflächen liegen im mm-Bereich. Bei einer weitergehenden Zerschneidung in den Gesteinen am rechten Hang kam es zu Relativbewegungen bis zu mehreren Dezimetern. Diese Bereiche stellen damit die Zonen stärkster Deformation im untersuchten Gebiet dar.

5.5. Störungen

Im gesamten Gebiet treten Störungen verschiedener Größenordnung auf, vorwiegend Aufschiebungen, aber auch Abschiebungen und Störungen mit Horizontalkomponente. Von ihrer Genese her können folgende Phasen von Störungen unterschieden werden:

- a Störungen, erzeugt beim Überschreiten der plastischen Verformbarkeit durch Faltung. Darunter werden folgende Störungen zusammengefaßt:
 - Scheitelstörungen und Flankenstörungen an Falten
 - Störungen in Faltenkernen
 - Schuppenstörungen
- b Störungen, die sich aus Scherflächen entwickelten
- c Störungen, die das Gebirge zerblocken

Die Gruppe a faßt solche Bruchflächen zusammen, bei denen Ausgleichsbewegungen zu anderen tektonischen Vorgängen vonstatten gingen. Die Gruppe b entstand durch eine kontinuierliche Fortsetzung einer schon bestehenden Deformation unter Bevorzugung und Weiterbildung einzelner Bruchflächen. Die dritte Gruppe faßt Bruchflächen zusammen, die keine Beziehung zur Faltung und Schieferung besitzen und das Gebirge in einzelne Blöcke zerlegen.

5.5.1. Faltungsbezogene Störungen der Phase a

An den Umbiegungsstellen der Falten sind in dickbankigen Plattenschiefern Störungen ausgebildet, die spitzwinklig zur Achsebene verlaufen. An den Faltenflanken sind häufig HOL-Brüche ausgebildet, die eine Schenkelausdünnung unterstützen (CLOOS 1950). Im Verlauf der weiteren Beanspruchung wurden vielfach HOL 1-Brüche zu Aufschiebungen umgebildet. Diese Störungen sind insbesondere in den kompetenteren Plattenschiefern ausgebildet und zeichnen sich als Gürtel um die b-Achse ab.

Im Bereich 4 sind zahlreiche kleine Schuppen aufgeschlossen (s. Abb. 3, Profil B-B). Es handelt sich um NW-vergente spitze Schuppen mit der Schuppenstörung auf der NW-Seite. Sie haben eine ausgedünnte SE-Flanke, spitze, verdickte Umbiegungsstellen und eine zugehörige steile Störung. Ihre Höhe beträgt mehrere Meter, ihre Breite mehrere Dezimeter bis etwa 2 Meter. Der an der Umbiegungsstelle vorhandene Rest der Südflanke verläuft stets fast parallel zur Achse wie auch zur Schuppenstörung. Im vorliegenden Fall kann die Entwicklung dieser kleinen Schuppen in einer lückenlosen Reihe aus den Spitzfalten erklärt werden, da sämtliche Zwischenstadien erhalten sind. Demnach wurden die Spitzfalten zu Schuppen, wenn die SE-Flanken soweit ausgedünnt waren, daß sie abscheren. Die Schuppenstörungen können als zur c-Achse sehr spitzwinklig angeordnete HOL-Flächen angesehen werden.

5.5.2. Störungen als überprägte Scherflächen der Phase b

In Bereichen, in denen die zweite Schieferung ausgebildet ist, sind zahlreiche SE-einfallende Aufschiebungen parallel zu S1 entwickelt (Abb. 3, Profil C-C). Diese Aufschiebungen entstanden überall dort, wo das S1-System in eine flache Lage kam und einen Winkel von etwa 45°

zur a-Richtung einnahm. Eine gebogene Form der Störungen sowie zahlreiche Gabelungen lassen das Gestein stellenweise in linsenartige Körper zerlegt vorliegen. Die Relativbewegungen an diesen Störungen sind meist nicht feststellbar, dürften aber recht gering sein und im cm- bis dm-Bereich liegen.

5.5.3. Gebirgszerblockende Störungen der Phase c

Unter diese Kategorie fallen weitaus die meisten Störungen. Sie entstanden im Anschluß an Faltung, Schieferung und Scherung, da sie diese Strukturen zerschneiden. Die intensive Zerblockung führte dazu, daß das Gebirge in viele kleine Schollen zerlegt vorliegt (s. Abb. 3, Profil B-B). Die Störungen sind nicht immer frei ausgebildet, sondern halten sich oft an Vorzeichnungen, die in dem vorher schon stark tektonisch geprägten Gebirge in allen Raumrichtungen vorhanden waren.

Hauptstörung zwischen Oberdevon und Unterkarbon

Mit „Hauptstörung“ wird die im SE des Untersuchungsgebietes ausstreichende, auf etwa 400 m nachgewiesene Störung bezeichnet, an der das Oberdevon auf das Unterkarbon aufgeschoben ist. Durch direkte Messungen sowie durch Bohrungen konnte die Raumlage der Störung sehr genau bestimmt werden, sie beträgt am linken Talhang der Aar 38/56 SE. Die seigere Verschiebweite beträgt 400 m bis 500 m. Durch diese großen Bewegungen an der Störung wurden die hangenden weichen Schiefer der Ulmbach-Schichten in einer breiten Zone mylonitisiert. Die Hauptstörung hat das jüngste Alter aller festgestellten tektonischen Bewegungen. Die Hauptbewegung war eine Aufschiebung mit einer geringen dextralen Horizontalkomponente.

Ruschelzone

Eine gewisse Sonderstellung schon allein aufgrund ihrer Größe und ihres Einfallens nach NW hat die etwa parallel zur Hauptstörung verlaufende Störung (s. Abb. 2). Da diese Störung von der Gebirgsauflockerung her den „Oberharzer faulen Ruscheln“ (MOHR 1978) gleicht, wurde dieser alte Bergmannsausdruck auch hier verwendet. Die Ruschel hat eine Raumlage von 58/60 NW. Es handelt sich um eine große sinistrale Blattverschiebung mit einer horizontalen Verschiebweite von mindestens 30 m. Sie zeichnet sich durch ihre Breite von 5 m bis 10 m aus. In dieser Zone ist das Gestein intensiv zerblockt und zerrüttet. Im Gegensatz zu den übrigen Störungen muß hier also von einer Zerrüttungszone gesprochen werden. Diese Gebirgsauflockerung mit dem von PRINZ (1988) beschriebenen Phänomen der Gefügauflockerung an Scherbrüchen kann auf die Horizontalbewegungen an der Störung zurückgeführt werden.

Störungen

Hierzu gehören Störungen, die über eine Erstreckung von mehreren Dekametern nachgewiesen werden können und an denen Bewegungen im Meter- bis Zehnmeterbereich erfolgten. Die Mehrzahl dieser Störungen sind Aufschiebungen mit einem NE-SW-Streichen und einem stei-



Abb. 10. Gefügediagramm - Störungen Gesamtbereich, 382 Meßwerte, Polpunktdarstellung im Schmidt'schen Netz.

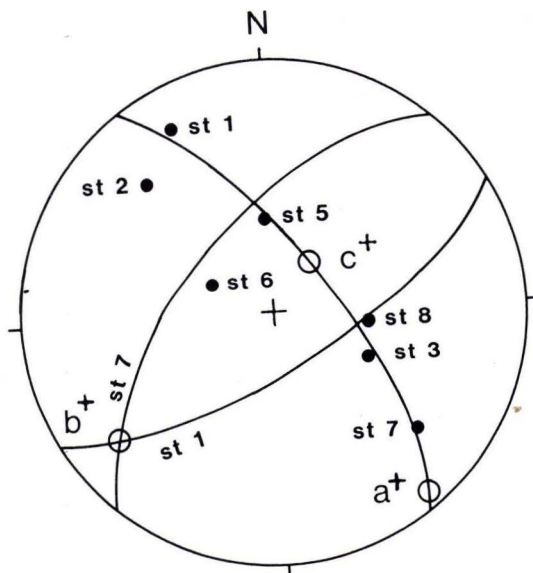


Abb. 11. Gefügediagramm - Maxima der Kleinstörungen, b⁺-System, Polpunktdarstellung im Schmidt'schen Netz.

len Einfallen nach SE. Sie zerlegen das Gebirge in Schollen. Unterschieden werden kann eine „steile“ Richtung (30° bis 35°) und eine „flache“ Richtung (55° bis 75°). Die steilen Störungen können als sehr jung betrachtet werden, da sie alle anderen Störungssysteme wie auch den Faltenbau durchschneiden. Hin und wieder verspringen sie in die flache Richtung, die schon vorher angelegt wurde. An den meisten dieser steilen Störungen können zusätzlich zu den aufschiebenden Bewegungen sinistrale Blattverschiebungen nachgewiesen werden. Diese Schrägaufschiebungen können einem b^* -System zugeordnet werden, dessen b^* -Achse 84° streicht und dessen c^* -Achse um 24° gegen die Vertikale geneigt ist.

Kleinstörungen

Unter Kleinstörungen werden Störungen zusammengefaßt, die eine Erstreckung von einigen Metern besitzen und an denen Bewegungen im cm- bis dm-Bereich abliefen. Sie zerlegen das Gebirge mosaikartig in längliche kleine Schollen, da bei weitem die meisten Störungen in NE-SW-Richtung verlaufen und vorwiegend nach SE, in geringerer Anzahl nach NW einfallen. Aber auch in fast allen anderen Richtungen wurden Kleinstörungen festgestellt (Abb. 10).

Generell kann eine deutliche Abhängigkeit der Anordnung und Geometrie der Störungsflächen von den Gesteinseigenschaften belegt werden. In ausgesprochen kompetenten Gesteinen (Grauwacke) erfolgten die Bewegungen an solitären Elementen. Die Störungen sind gerade und haben große Abstände, da zur Bruchbildung eine große Scherspannung notwendig war, die sich dann lokal durch den Bruch und die Verschiebung der Schollen abbaute. In den Plattenschiefern ist die typische Form des Scherbruchs der 3. Phase nach SKEMPTON (1966) ausgebildet, mit zahlreichen schaufelartigen, sigmoidalen Flächen. Unter der Annahme eines großräumlich gesehen gleichartigen Spannungszustandes wurden in den Bereichen inkompetenter Gesteine, insbesondere im Bereich 4, sehr engständige Störungen (Abstände um 2 m) angelegt, mit jeweils geringen Relativbewegungen (wenige cm), in den Bereichen kompetenter Gesteine (z. B. Bereich 1) dagegen weitständige Störungen (Abstände um 6 m–10 m) mit großen Relativbewegungen (mehrere dm bis mehrere m). Bei der Mehrzahl der Kleinstörungen handelt es sich um Aufschiebungen und Schrägaufschiebungen.

Da sich die Störungen in den meisten Fällen aus älteren Trennelementen heraus entwickelt haben, ist die Ableitung eines funktionalen Gefüges aus dem gestaltlichen erschwert. Deutlich erkennbar bilden die beiden Hauptmaxima st 1 und st 7 ein HOL-Scherflächenpaar. Damit läßt sich ein b^+ -System konstruieren, s. Abb. 11. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß dieses aufgrund der diffusen Verteilung der Störungen nur in etwa die Hauptbeanspruchungsrichtung a^+ (NW–SE) wiedergibt. In einigen Gebirgsbereichen sind zusätzlich sehr flache konjugierte HOL-Kleinstörungspaare ausgebildet (st 5, st 6, st 8), die demselben Beanspruchungsplan angehören. Das steilstehende Scherflächenpaar hat seinen stumpfen Winkel der a -Richtung zugewandt, obwohl dies eindeutig die Hauptbeanspruchungsrichtung ist und die Spannung in a -Richtung (horizontal) wesentlich größer als in c -Richtung (vertikal) war. Dies läßt sich mit der sehr guten Vorzeichnung durch die Schieferung erklären, die den Verlauf der beiden Störungssysteme festlegte. Die flach einfallenden Störungssysteme mit spitzem Winkel in a -Richtung treten nur in äußerst stark bruchtektonisch beanspruchtem Gebirge auf. Die restlichen Maxima können diesem Gefügeplan nicht zugeordnet werden, eine Deutung ihrer Entstehung auf der Grundlage eines Beanspruchungsplanes ist nicht möglich. Möglicherweise handelt es sich auch um Begleitstörungen größerer Störungen.

5.6. Gesamtdeformation des Gebirges

Die in den vorigen Absätzen abgeleiteten Beziehungen zur tektonischen Ausgestaltung des Gebirges in Raum und Zeit werden nachfolgend zusammengefaßt und im Hinblick auf das Gesamtdeformationsgeschehen im Untersuchungsgebiet gedeutet. Die bei der Gebirgsbildung eingetretene seitliche Einengung des Gebirges wird quantitativ bestimmt.

5.6.1. Zeitlicher Ablauf der Deformation und Beanspruchungsrichtungen

Der zeitliche Ablauf der Deformation ist in Abb. 12 in einer schematischen Bildserie (Profillänge etwa 250 m) dargestellt. Es können sehr frühzeitig, noch in söhligter Lage der Schichtung entstandene Klüfte nachgewiesen werden (Abb. 12, Bild 1). Die Klüftbildung setzte sich jedoch faltenbezogen über einen langen Zeitraum fort, in dem die Schichten aufgerichtet wurden, wobei es insbesondere bei den HOL-Klüften zu einem starken Ungleichgewicht der Scherflächenpaare bis hin zur Auslöschung eines Scherflächensystems und Stabilisierung des anderen durch eine fortwährende interne Rotation kam.

Im Verlauf der weiteren Einengung begann entlang von streichenden Zonen eine flache Beulung, aus der sich die Kleinfalten entwickelten (Abb. 12, Bild 2). Diese Zonen bildeten bei der anschließenden Großfaltung die Umbiegungsstellen. Die Großfaltung (Abb. 12, Bild 3) schritt fort durch eine Aufrichtung der Faltenflanken zwischen den durch die Kleinfaltung konsolidierten breiten Sattel- und Muldenkernen. Dabei kam es bei fortschreitender Einengung zu faltenbezogenen Störungen in den Faltenkernen und auf den Faltenflanken. Ein deutlicher Vergenzsattel mit südost- und nordwestvergenten Falten zu beiden Seiten bildete sich aus, wobei die Kleinfalten mitrotiert wurden, so daß ihre Achsebenen dieselbe Vergenz wie die Großfalten erhielten. An einigen Stellen wurden Schleppfalten ausgebildet (Abb. 12, Bild 4).

Der Zeitpunkt des Beginns der Schieferung (Abb. 12, Bild 5) ist nicht klar einzugrenzen. Die Schieferung überprägte den Großfaltenbau jedoch diskordant. In etwa zeitgleich zur Schieferung wurden südostvergente Isoklinal- und Spitzfalten ausgebildet, die an einzelne Gebirgsbereiche starker Einengung und großer Teilbeweglichkeit des Gesteins gebunden sind. Bei weiterer Einengung des Gebirges und damit verbunden einer Ausdünnung der Faltenflanken scherten die Nordost-Flanken der Spitzfalten ab, so daß Schuppen gebildet wurden (Abb. 12, Bild 6). Zur Schieferung trat örtlich ein weiteres Scherflächensystem hinzu, sodaß die Gesteine unter dem Mechanismus der zweisecharigen Scherung geplättet wurden. Die einzelnen Gesteinskörper erfuhren Externrotationen. Als letzter Deformationsakt erfolgte eine bruchhafte Verformung des Gebirges. Das Gebirge wurde an Störungen unterschiedlicher Größe, jedoch vorwiegend an Kleinstörungen zerblockt (Abb. 12, Bild 7).

Aus der Vielzahl der untersuchten Deformationsstrukturen (gestaltliches Gefüge) kann auf die Beanspruchungsrichtungen geschlossen werden. Da über die Querdehnung nur wenig Aussagen gemacht werden konnten, beschränkt sich die Analyse des Beanspruchungsplanes auf die Angabe der Hauptbeanspruchungsrichtung (Abb. 13). Zu Beginn der Deformation wurde die Einengung des Gebirges, die sich in der Ausbildung des frühtektonischen Klüftsystems und der Kleinfalten äußerte, durch einen Beanspruchungsplan mit der Hauptspannung $\sigma_{1.1}$ in Nord-Süd-Richtung verursacht. Die weitere Deformation des Gebirges durch Großfaltung, Schieferung, Schuppung und zweisecharige Scherung erfolgte infolge eines über längere Zeit

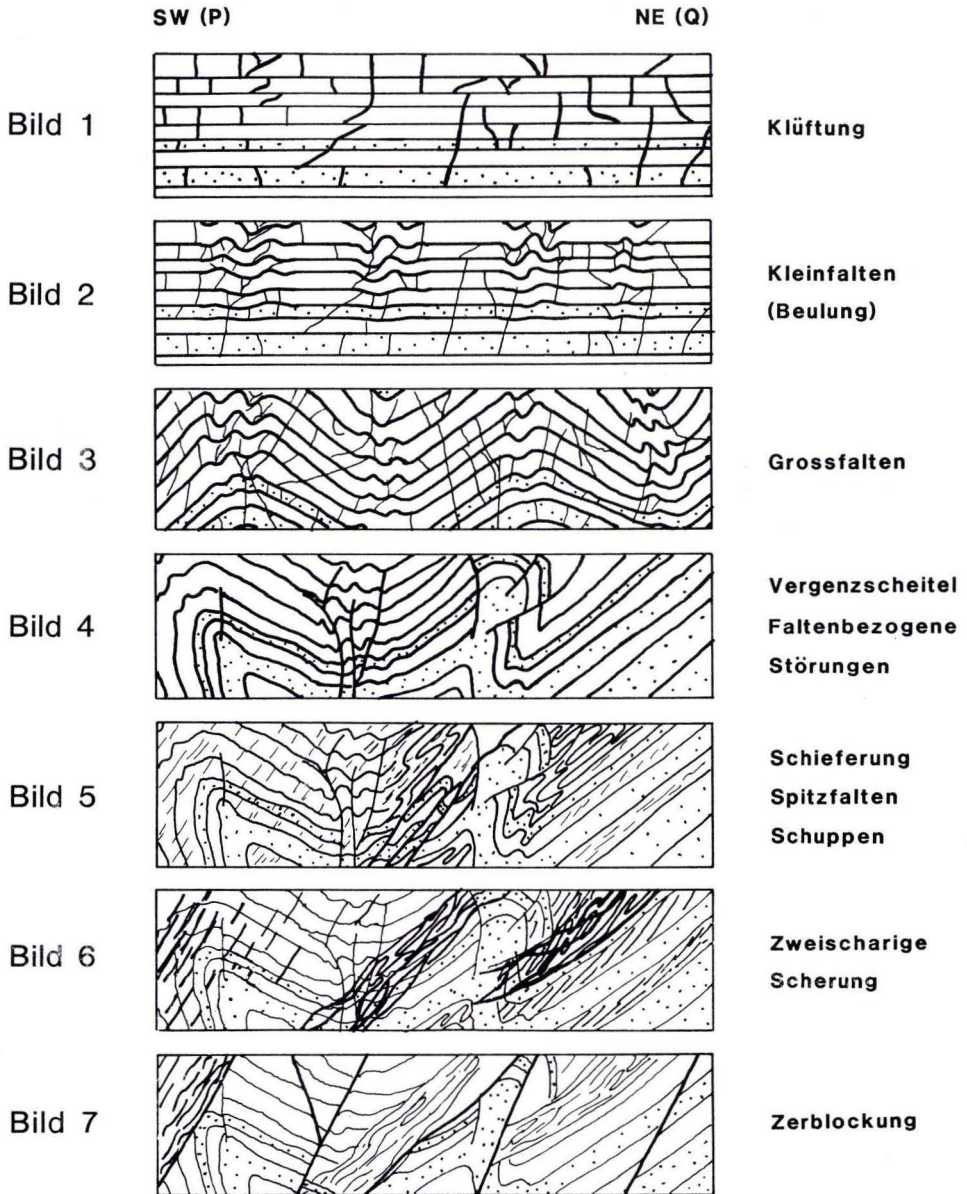


Abb. 12. Schematischer Ablauf der Deformation. Zur Lage der Profilskizzen P-Q s. Abb. 1.

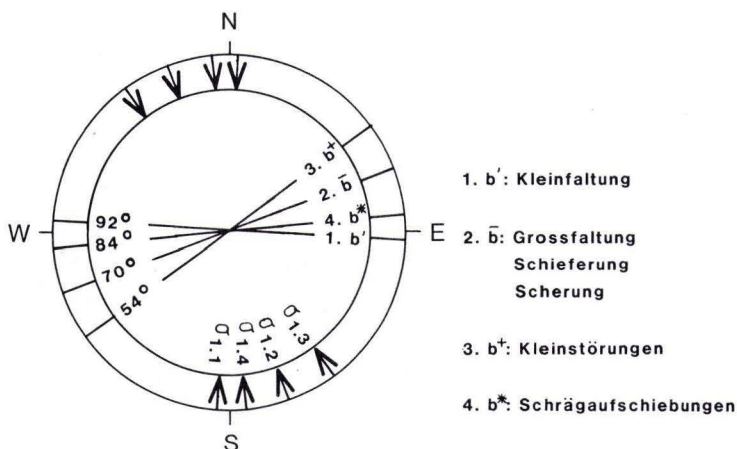


Abb. 13. Richtungsanalyse der Deformation.

konstanten Beanspruchungsplanes, dessen Hauptachse $\sigma_{1.2}$ 160° streicht. Gegenüber der Erstdeformation mit einem Streichen der Hauptachse $\sigma_{1.1}$ von 182° erfuhr der Beanspruchungsplan also eine Änderung um 22° im Gegenuhrzeigersinn. Der Beanspruchungsplan, aus dem die zur Faltung subsequente Kleinstörungstektonik hervorging, ist gekennzeichnet durch die Hauptspannungsrichtung $\sigma_{1.3}$ mit einem Streichen von 144° , auf die die meisten Kleinstörungen sowie einige Großstörungen bezogen werden können. Völlig abgehoben davon kann die letzte Deformation des Gebirges auf eine Hauptspannung $\sigma_{1.4}$ in der Nord-Süd-Richtung (Streichen 174°) zurückgeführt werden, die zu Schrägaufschiebungen geführt hat. Diese ist mit ähnlichen Beobachtungen BENDERS (frdl. mündl. Mitt.) an anderen Stellen der Hörre in Zusammenhang zu bringen und deutet saxonische Bewegungen an, was jedoch noch durch weitere intensive Geländearbeiten belegt werden muß.

5.6.2. Das Maß der Einengung

Die Einengung des Gebirges wurde jeweils für die kleinen Homogenbereiche quantitativ bestimmt und aufsummiert. Sie ist zusammengesetzt aus den Teildeformationszahlen durch die verschiedenen Deformationsarten. Folgende Teildeformationsbeträge wurden im Mittel bestimmt:

Großfaltung	: 68% der Ausgangslänge in \bar{a} -Richtung
Kleinfaltung	: 89% der Ausgangslänge in a' -Richtung
Spitzfalten	: 44% der Ausgangslänge in \bar{a} -Richtung
Schieferung	: 85% der Ausgangslänge in \bar{a} -Richtung
zweischarige Scherung	: 70% der Ausgangslänge in \bar{a} -Richtung
Kleinstörungen	: 95% der Ausgangslänge in a^+ -Richtung (90% in Bereichen starker Bruchtektonik)

Aus einer Superposition der Teildeformationszahlen ergeben sich für die einzelnen Homogenbereiche je nach dem Grad der tektonischen Beanspruchung Werte der Einengung zwischen 75% und 13% der Ausgangslänge. Diese variiert in unmittelbar benachbarten Gebirgsbereichen z. T. beträchtlich.

Am deutlichsten zeigt sich eine Abhängigkeit des Einengungsbetrages von der Petrographie. So wurde das Gebirge in Bereichen, in denen ausschließlich Grauwacken anstehen, auf Werte zwischen 55% und 75% eingengt, während in Bereichen, in denen Plattenschiefer anstehen, Werte zwischen 13% und 72% auftreten. Insbesondere die sehr starke Einengung auf Werte unter 30% wurde nur in Gebirgsbereichen erreicht, in denen zumindest ein großer Teil der Plattenschiefer sehr siltarm ausgebildet ist. Geringe Deformationswerte (72% – 55%) wurden in den Umbiegungsbereichen der Großfalten gemessen, die bei der Hauptdeformation aufgrund der vorangegangenen Anlage von Kleinfalten als starre Blöcke gewirkt haben.

Die Gesamteinengung des Gebirges in den Elnhausen-Schichten wurde durch Summation der Einzelbeiträge kleiner homogener Gebirgsabschnitte an einem 125 m langen Profil in \bar{a} -Richtung bestimmt. Das Gebirge wurde insgesamt auf 41% seiner ursprünglichen Länge eingengt, die somit etwa 305 m betrug. Dieser Einengungswert stimmt sehr gut mit dem von WUNDERLICH (1964) angegebenen Mittelwert der Einengung von 45% in der Hörre überein. Dies ist deshalb von besonderer Bedeutung, da die Werte auf völlig unterschiedliche Weise gewonnen wurden: Bei WUNDERLICH von der Großfaltung in benachbarten Gebieten ausgehend und hier von der Deformation des Kleinbereiches und von den Teildeformationswerten ausgehend. Großräumig gesehen dürfte die Gesamteinengung sogar noch größer gewesen sein aufgrund der von BENDER (frdl. mündl. Mitt.) auskartierten flach einfallenden Überschiebungen, die durch die vorliegende Untersuchung nicht erfaßt wurden.

6. Diskussion der Gebirgsbildungshypothesen der Hörre

Anhand der vorgenommenen kleintektonischen Analyse des Gebirges und der daraus abgeleiteten Aussagen zum Deformationsablauf und zur Einengung des Gebirges werden die bestehenden Hypothesen zur Entstehung der Hörre diskutiert. Im wesentlichen können zwei Konzepte unterschieden werden:

Die Hörre als großtektonische Einheit wird von KEGEL (1934) als sattelartige, stark verschuppte Hochzone zwischen der Lahn- und der Dillmulde beschrieben. Diese Deutung als autochthone Einheit wird durch die Untersuchungen von BENDER (1958) im Ulmbachtal und von STOPPEL (1961) im benachbarten südlichen Kellerwaldgebirge (Sandberg-Wildestein-Schuppe) gestützt. KREBS & WACHENDORF (1974) griffen dieses Modell auf und deuteten die Hörre als Faltungskern. Demgegenüber ist den Ausführungen von ENGEL et al. (1983) das Modell von KOSSMAT (1927) zugrundegelegt, demzufolge die Hörre als tektonische Decke zu deuten ist. Die Deutung der Hörre als Decke stützt sich i. w. auf paläogeographische Erwägungen, indem aus den faziellen Besonderheiten der Hörre (Einsetzen grobklastischer Schüttungen im Oberdevon) im Vergleich zu Lahn- und Dillmulde auf eine Allochthonie dieser Einheiten geschlossen wird (ENGEL et al. 1983).

Dieser Schluß ist jedoch keineswegs zwingend. Das von HOMRIGHAUSEN (1979) vorgestellte paläogeographische Modell der Hörre als schmalen canyonartigen Graben erklärt diese Sonderstellung hinreichend und stützt sich zudem auf umfangreiche sedimentologische Untersu-

chungen, die eine Bestätigung durch an der Aartalsperre vorgenommene sedimentologische Untersuchungen der Elnhausen-Schichten erhalten. Den Untersuchungen zufolge muß ein großräumiger Sedimenttransport aus südwestlicher Richtung stattgefunden haben, der die Annahme eines tektonischen Transports von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle überflüssig macht. Die von HOMRIGHAUSEN (1979) postulierten Beziehungen zwischen den paläogeographischen Besonderheiten der Hörre und der tektonischen Ausgestaltung konnten an der Aartalsperre anhand des synsedimentären und frühtektonischen Gefüges belegt werden.

Die an der Aartalsperre durchgeführten Untersuchungen geben keinerlei Hinweise auf eine Deckentektonik. An keiner Stelle des Untersuchungsgebietes konnten tektonische Strukturen nachgewiesen werden, die als Begleitgefüge einer horizontalen oder subhorizontalen Überschiebungsbahn gedeutet werden können. Leitete man die von ENGEL et al. (1983) zur Begründung der Vielzahl von südöstlich einfallenden Überschiebungen als listrische Flächen von einer hypothetischen Überschiebungsbahn im tieferen Untergrund ab, so ergäbe sich bei der nachgewiesenen Störungsdichte und den Überschiebungsbeträgen lediglich eine extreme Verdickung des überschobenen Krustenpaketes. Die Decke wäre aufgrund der extrem großen Innendeformationen an Scherflächen aller Größenordnungen überhaupt nicht vom Fleck gekommen, selbst bei einem noch so großen Nachschub von Krustenmaterial aus der Wurzel. Die Vielzahl von steilstehenden Störungen können unter Annahme einer sehr tiefen Überschiebungsbahn allenfalls mit dem Subfluenzmodell als Schuppenstörungen erklärt werden.

Umgekehrt jedoch machen gerade diese südöstlich einfallenden Aufschiebungen das Modell eines grabenartigen Sedimentationstrogos zwischen Lahn- und Dillmulde, aus dem die Hörre durch Herausfaltung (KREBS & WACHENDORF 1974) bzw. Herausschuppung hervorging, sehr viel plausibler. Bisher hat die geringe Breite der Hörre im Zusammenhang mit der großen Erstreckung im Streichen diese Deutung erschwert. Berücksichtigt man jedoch die Einengung des Gebirges auf mindestens 40%, so kann eine sehr viel größere Ausgangsbreite des Hörre-Trogos angenommen werden. Auch müssen sehr große Mächtigkeiten der Trogfüllung angenommen werden. So konnte an der Aartalsperre unter Berücksichtigung der Tektonik eine Mindestmächtigkeit allein der Elnhausen-Schichten von 300 m bestimmt werden, während BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) nach der Oberflächenkartierung lediglich von 100 m ausgehen konnten.

Für die Autochthonie der Hörre spricht der von KREBS & WACHENDORF (1974) im Wollenberg und Keller beschriebene Vergenzfächer, der nun auch in der Hörre im Faltenbau nachgewiesen werden konnte. Diese früh angelegte Struktur wurde erst später durch den ausgesprochen NW-vergenten Baustil überprägt. Diese Gefügeüberprägung hat jedoch lediglich zu einer weiteren Einengung, nicht jedoch zu einer Zerstörung der früheren Struktur geführt. Der Vergenzscheitel deutet auf eine starre Einspannung des Gebirges während der Faltung hin. HOMRIGHAUSEN (1979) verweist in ähnlichem Zusammenhang auf die starren Schwellenregionen.

Auch der Gesamtbaustil des Gebirges an der Aartalsperre spricht für eine Autochthonie des Gebirges. So sind die tektonischen Teilgefüge aller Größenordnungen sehr einheitlich ausgebildet, d. h. im Dünnschliff erkennbare Strukturen sind den im Aufschluß festgestellten, diese wiederum den tektonischen Großstrukturen sehr ähnlich. Alle festgestellten Deformationen lassen sich durch eine seitliche Beanspruchung in a-Richtung und eine Auslängung in b- und c-Richtung vollständig erklären. Weiterhin läßt sich die örtlich extrem große Einengung des Gebirges auf Werte bis zu 15% in der Horizontalen und eine entsprechend große Auslängung parallel zu c nur mit einem autochthonen Konzept erklären, da derartige Deformationen nur

in den Wurzelzonen von Decken vorstellbar sind. Schließlich zeigen die Untersuchungen an der Aartalsperre, daß das Hauptdeformationsgeschehen in der Hörre nur einem tektonischen Akt zuzurechnen ist, in dessen Folge mit zunehmender Einengung immer kompliziertere tektonische Strukturen erzeugt wurden. Die tektonischen Elemente der Hauptdeformation können auf eine einheitliche, über einen längeren Zeitraum räumlich recht konstante Beanspruchung zurückgeführt werden. Lediglich die Intensität dieses Spannungsfeldes wurde im Laufe des Deformationsgeschehens immer größer, was sich in unterschiedlichem Einfallen der c-Achsen der tektonischen Gefüge niederschlägt. Nur die ältesten und die jüngsten tektonischen Gefüge zeigen eine abweichende Ausrichtung. Dieses einheitliche Deformationsbild widerspricht wiederum einem Deckenkonzept, da bei einem weiten tektonischen Transport die alten Teilgefüge zumindest verstellt, wenn nicht gar ausgelöscht worden wären. Auch ist es kaum denkbar, daß der im vorigen beschriebene Vergenzfächer der Großfalten unbeschadet mehrere Kilometer transportiert und wieder exakt parallel zum Streichen des Gebirges abgesetzt wurde.

Einen ganz entscheidenden Widerspruch zum Deckenkonzept stellt die Weidbacher Überschiebung, die südöstliche, tektonisch hangende Begrenzung der Hörre, dar: wie durch die Aufnahmen von tektonischen Begleitgefügen in den Ulmbach-Schichten unmittelbar NW dieser Störung gezeigt werden kann, fällt auch diese Störung flach nach SE ein und fügt sich nahtlos in den Gesamtbaustil der Hörre ein. Dagegen wurden von SCHOTTES (1989) in den Gesteinen der Lahnmulde etwa 4 km SE der Weidbacher Überschiebung in einer Materialentnahmestelle Überschiebungen mit horizontalen Bewegungsbahnen festgestellt. Im Gegensatz zu den im Untersuchungsgebiet festgestellten, um 30° streichenden Störungen, die vermutlich saxonisch angelegt sind, gibt es bei der Weidbacher Überschiebung keinerlei Hinweis auf eine Anlage nach der Hauptdeformation des Gebirges, wie es hier ein Deckenkonzept fordern würde (ENGEL et al. 1983).

Die an der Aartalsperre durchgeführten tektonischen Untersuchungen sprechen damit für eine Autochthonie der Hörre. Aus den allerdings räumlich begrenzten Untersuchungen an der Aartalsperre ergibt sich folgender Ansatz für die Entstehung der Hörre:

- Anlage eines sich rasch vertiefenden flachen Troges
- Sedimentation flyschartiger Gesteine
- synsedimentäre leichte Zerrungstektonik
- erste leichte Faltung im Bereich streichender Schwellen
- Auffaltung und Herausbildung eines Vergenzfächers
- noch während der Hauptfaltung Überprägung durch Schieferung, örtlich Spitzfaltung und Scherung und damit verbunden eine starke Einengung des Gebirges
- Zerschuppung und Zerblockung des weitgehend konsolidierten Gebirges an einer Vielzahl flacher Auf- und Überschiebungssysteme

Weitere tektonische Untersuchungen an anderer Stelle der Hörre, wie sie derzeit am Geologischen Institut in Marburg durchgeführt werden, insbesondere im Nordwestteil in der Nähe der Endbacher Überschiebung, sind für eine fundierte Deutung und Übertragung der Ergebnisse zur Entstehung der Hörre als Gesamteinheit notwendig.

Danksagung: Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als Ingenieurgeologe beim IGB, Ingenieurbüro für Grundbau, Bodenmechanik und Umwelttechnik, Hamburg, an der Aartalsperre in den Jahren 1984–1988. Den Inhabern des IGB, insbesondere Herrn Dr.-Ing. RAPPERT danke ich für die Unterstützung.

Für die Anregung zu dieser Arbeit danke ich Herrn Dr. HOLTZ vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLB). Weiterhin gilt mein Dank für zahlreiche Diskussionen, Anregungen und die kritische Durchsicht des Manuskripts Herrn Prof. Dr. PRINZ (HLB) sowie Herrn Prof. Dr. ZANKL und Dr. BENDER vom Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität, Marburg. Für die Erlaubnis zur Publikation der beim Bau der Aartalsperre gewonnenen Daten danke ich dem Vorstand des Wasserverbandes Dillgebiet und den Mitarbeitern des Wasserwirtschaftsamtes Dillenburg.

Herr Dipl.-Ing. SCHWARZ (Fa. Müller-Gönnern) hat die Arbeiten auf der Baustelle unterstützt.

7. Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, K. (1971): Quantitativ-geometrische Untersuchung des Faltenbaus im Massiv von Stavelot-Venn bei Eupen (Belgien). – *Geol. Mitt.*, **11**: 1–136, 52 Abb., 14 Diagr., 2 Tab., 13 Taf.; Aachen.
- ASHGIREI, G. D. (1963): *Strukturgeologie* – 1. Aufl., 567 S., 369 Abb.; Berlin.
- BENDER, H. (1958): Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite“ (Ulmbachtal, Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **87**: 78–88, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BENDER, P. (1978): Die Entwicklung der Hörre-Zone im Devon und Unterkarbon. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 131–140, 5 Abb.; Hannover.
- & BRINKMANN, J. (1969): Oberdevon und Unterkarbon südwestlich Marburg/Lahn (Lahn-Mulde und Hörre-Zone, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geologica et Palaeontologica*, **3**: 1–20, 5 Abb., 4 Tab.; Marburg/Lahn.
- & HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Die Hörre-Zone, eine Neudefinition auf lithostratigraphischer Grundlage. – *Geologica et Palaeontologica*, **13**: 257–260, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg/Lahn.
- BREDDIN, H. (1965): Können asymmetrische und vergente Falten durch scherende Verformung entstehen? – *Geol. Mitt.*, **4** (2): 211–234, 17 Abb.; Aachen.
- (1967): Quantitative Tektonik I, Einführung, II Allgemeines über tektonische Verformungen. – *Geol. Mitt.*, **7**: 205–238, 12 Abb.; Aachen.
- (1968): Quantitative Tektonik 2. Teil III. Faltung. – *Geol. Mitt.*, **7**: 333–436, 63 Abb., 4 Tab.; Aachen.
- & FURTA, H. (1963): Zur Geometrie asymmetrischer Falten. – *Geol. Mitt.*, **3** (2): 197–212, 8 Abb., 1 Tab.; Aachen.
- & HELLERMANN, E. (1964): Eine geometrische Erklärung für die flache Lage der Faltenachsenflächen und der Schieferigkeit. – *Geol. Mitt.*, **3** (3): 253–274, 7 Abb.; Aachen.
- CLOOS, H. (1950): Gang und Gehwerk einer Falte. – *Z. dt. geol. Ges.*, **100**: 290–303, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- CURRIE, J. B., PATNODE, H. W., & TRUMP, R. P. (1962): Development of Folds in Sedimentary Strata. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **73**: 655–674, 4 Abb., 4 Taf.
- ENGEL, W., FRANKE, W., GROTE, C., WEBER, K., ALBRECHT, H., & EDER, F. W. (1983): Nappe Tectonics in the Southeastern Part of Rheinisches Schiefergebirge. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*, 267–288, 6 Abb., 1 Taf.; Göttingen.
- ENTENMANN, W. (1988): Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges an der Aartalsperre bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). – *Inaugural-Dissertation*, Philipps-Universität, Marburg, 224 S., 64 Abb., 23 Tab., 143 Anl.; Marburg/Lahn.
- & HOLTZ, S. (1987): Geologie und Untergrundabdichtung der Aartalsperre (Hauptdamm) bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). – *Wasserwirtschaft*, **77** (6): 331–333; Stuttgart.
- HELLERMANN, E. (1965): Schieferigkeit und Gebirgsbau im östlichen Sauerland. – *Geol. Mitt.*, **4**: 333–396, 33 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Aachen.
- HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge – eine Einführung. – *Geol. Rundsch.*, **44**: 27–58, 10 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – *Geol. Rundsch.*, **45**: 247–283, 28 Abb.; Stuttgart.
- (1975): Probleme der mechanischen Deutung tektonischer Gefüge. – *Rock Mech. Suppl.*, **4**: 11–20, 1 Abb.; Berlin.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone. – *Geol. Abh. Hess.*, **79**: 1–84, 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.

- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dillmulde. – Abhandlungen der Preußischen Geol. L.-Anst., Neue Folge **160**: 1–48, 7 Abb., 18 Schichttaf., 3 Taf.; Berlin.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. – Abh. Sächs. Geol. L.-Amt, **1**: 1–39, 2 Abb., 2 Taf.; Leipzig.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge – Abbilder eines orogenen Diapirismus. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **147**: 30–60, 8 Abb., 1 Tab., 2 Beil.; Stuttgart.
- LANGHEINRICH, G. (1976): Verformungsanalyse im Rhenoherynikum. – Geotekt. Forsch., **51**: 1–127; Stuttgart.
- MOHR, K. (1978): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes. – 1–339, div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Stuttgart.
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau – 1. Band: Theoretischer Teil. – 623 S., 307 Abb., 22 Taf.; Stuttgart.
- PRINZ, H. (1988): Ein Beitrag zur Kinematik der saxonischen Tektonik anhand der Tunnelaufschlüsse an der DB-Neubaustrecke in Ost- und Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 169–187, 9 Abb.; Wiesbaden.
- PUTTRICH, J. & SCHWAN, W. (1974): Die Probleme der Paläogeographie und Fazies in der Hörre-Gommern-Zone, speziell am Acker-Bruchberg. – N. Jb. Geol., Paläont., Abh. **146**: 347–384, 4 Abb.; Stuttgart.
- RAMBOW, D. (1962): Scherflächen in steilstehenden Kohleflözen. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 85–91, 5 Abb.; Hannover.
- SANDER, B. (1926): Über das Gefüge einiger Gesteinsfalten. – Zbl. Min. Abt. B **5**: 168–173, div. Abb.; Wien.
- (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. – 215 S., 66 Abb.; Wien–Innsbruck.
- SCHMIDT, W. (1932): Tektonik und Verformungslehre. – 208 S., 49 Abb.; Berlin.
- SCHOTTES, R. (1989): Die Geologie des Grenzbereiches Lahnmulde und Hörre zwischen Ahrdt und Dreisbach. – Diplomarb. Philipps-Universität, Marburg, unveröffentl., Marburg/Lahn.
- SKEMPTON, A. W. (1966): Some Observations on the Tectonic Shear Zones – Proc. 1st Congr. ISRM, Lissabon, **1**: 325–335, div. Abb.; Lissabon.
- STOPPEL, D. (1961): Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch. **34**, 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- WUNDERLICH, H.-G. (1959a): Zur Gesteinsdeformation im Einflußbereich gefalteter Bänke. – Z. dt. geol. Ges.; **111**: 525–542, 7 Abb.; Hannover.
- (1959b): Gesteinsdeformation im Einflußbereich von Falten mit geneigter Achsenebene. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 599–611, 7 Abb.; Hannover.
- (1959c): 4 Arbeiten zur stereometrischen Tektonik im N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1–4, 16 Abb.; Stuttgart.
- (1960): Über Verformung kompetenter und inkompetenter Wechsellagerungen und den Zusammenhang von Faltung und Schieferung. – Z. dt. geol. Ges., **112**: 132–149, 8 Abb.; Hannover.
- (1964): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. – Geol. Rundsch., **54**: 861–882, 5 Abb.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 28. 2. 1989

Hessisches Geologisches Schrifttum 1988 mit Nachträgen aus den Jahren 1952/53–1987

Von

HARTMUT POSCHWITZ*

Inhaltsverzeichnis

1. Paläontologie, Stratigraphie und Tektonik	265
2. Petrologie und Geochemie	269
3. Bodenkunde	270
4. Lagerstätten und Bergbau	272
5. Geophysik	273
6. Luftbildgeologie	274
7. Ingenieurgeologie	274
8. Hydrogeologie	275
9. Landesplanung, Umweltgeologie, Altlasten (s. a. Hydrogeologie, Geochemie u. Bodenkunde)	277
10. Sonstiges	280

1. Paläontologie, Stratigraphie und Tektonik

Nachtrag aus dem Jahre 1983

ROTH, H. J. (1983): Siegerland, Westerwald, Lahn und Taunus – Geologie, Mineralogie, Paläontologie – mit Exkursionen. – 175 S., div. Abb., div. Tab., div. Fotos; Stuttgart (Franckh'sche Verlagshandl.).

Nachtrag aus dem Jahre 1986

BACKHAUS, E. (1986): Alluvial fan/braided river Sedimentation des Rotliegenden in einer Rinne des Böllsteiner Gneises (Odenwald). – Univ. Freiburg, Geol. Inst., 5–7; Freiburg i. Br.

FUHRMANN, U. (1986): Zeiten jungvulkanischer Aktivität im Rheinischen Schild. – Heidelberger geowiss. Abh., 6: 173–185, 8 Abb.; Heidelberg. [Hess. Senke]

* Biol. H. POSCHWITZ, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

- HARTKOPF, C. (1986): Sedimentologie mitteloligozäner Flachwasserablagerungen im Mainzer Becken. – Univ. Freiburg, Geol. Inst., 41–43; Freiburg i. Br.
- LOTTMANN, J., SANDBERG, C. A., SCHINDLER, E., WALLISER, O. H., & ZIEGLER, W. (1986): Devonian events at the Ense area (excursion to the Rheinisches Schiefergebirge). – Lect. Notes Earth Sci., 8: 17–21, Berlin-West. [Bad Wildungen, Braunau/Ense]
- MEIBURG, P., & KAEVER, M. (1986): Das Tertiär zwischen Egge und Weser. – Beitr. region. Geol. Erde, 18: 660–668, 1 Tab.; Berlin-Stuttgart. [Hess. Senke]
- Naturwissenschaftliche Arbeitsgemeinschaft Obertshausen-Mosbach (1986): Die Grube Messel im Spiegel der Literatur – 603 Zitate von 1827–1986 (inkl. Geiseltal-Literatur). – Informationen Pressedienst, 28 S.; Obertshausen.
- POISEL, R. (1986): Darstellung geologischer Flächengefüge unter Verwendung eines programmierbaren Taschenrechners. – Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud., 33: 77–92, 12 Abb.; Wien.
- TOBIEN, H. (1986): Nordwestdeutschland im Tertiär/Northwest Germany during the Tertiary. – Beitr. region. Geol. Erde. – XXVI + 763 S., 129 Abb., 55 Tab., 6 Faltteil.; Berlin-Stuttgart.
- WYCISK, P. (1986): Ephemere Sedimentation und Bioturbation in einem fluviatil-limnischen Ablagebereich (Mittlerer Buntsandstein, Hessische Senke). – Univ. Freiburg, Geol. Inst., 155–156; Freiburg i. Br.

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- HEIL, E. (1987): Rhein-Main-Donau. Wie-wann-warum sie wurden. Eine geologische Geschichte. – 154 S., 72 Abb., 12 Kt.; Sigmaringen.
- LAEMMLEN, M. (1987): Der geologische Wanderpfad an der Wasserkuppe. – 60 S., 43 Abb., 1 Kt., 4. überarbeitete Aufl.; Fulda (Verl. Parzeller).
- PETERS, D. S. (1987): Ein „Phorusrhacide“ aus dem mittleren Eozän der Grube Messel (Aves: Gruiformes: Cariamae). – Documents, 99: 71–78, 12 Abb.; Lyon.

1988

- ANDERLE, H.-J., & MITTMAYER, H.-G. (1988): Unterems im Taunus zwischen Aartal und Idsteiner Senke (Exkursion E am 8. April 1988). – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. 70: 87–98, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BAHRIG, B. (1988): Die paläoökologische Entwicklung von Ölschieferseen-Siderit als Tracer des Tiefenwassermilieus. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., 39: 9–10; Hannover. [Messel]
- BECKER, G. (1988): Tricorninidae (Ostracoda) aus der Wocklum-Stufe (hohes Oberdevon; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, 116: 5–18, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1988): Ventrale Inzisuren bei paläozoischen Podocopida (Ostracoda) und ihre funktionelle Deutung. – Paläont. Z., 62: 277–284, 4 Abb.; Stuttgart. [Lahn-Dill Region]
- BECKER, R. E., & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altmorschen-Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. Mit Detailprofilen aus Muschelkalk und Keuper. – Geol. Jb. Hessen, 116: 45–104, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- BEST, G. (1988): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log). – Geol. Jb. Hessen, 116: 19–22, 1 Abb.; Wiesbaden.
- BOY, J. A., & FICHTER, J. (1988): Zur Stratigraphie des höheren Rotliegenden im Saar-Nahe-Becken (Unter Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 176 (3): 331–394, div. Abb., div. Tab.; Stuttgart. [Wetterau, Richelsdorfer Gebirge]
- BRÜNING, U. (1988): Die Zechstein/Buntsandstein-Grenze in Niedersachsen und Hessen – Schwermineraluntersuchungen als Beitrag zur Geologie des Bröckelschiefers. – Geol. Jb. Hessen, 116: 23–44, 3 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1988): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, CC 5518 Fulda; Hannover.

- DIEDERICH, G., EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1988): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5621 Wenings; Wiesbaden.
- (1988): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5621 Wenings, mit Beiträgen von BARTH, W., BEURER, M., BLUM, R., HOLTZ, S., KULICK, J., QUADFLIEG, A., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J., SCHARPFF, H.-J., 267 S., 33 Abb., 24 Tab., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- DOERR W. (1988): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (E’Rheinisches Schiefergebirge). – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **38**: 100–101; Hannover.
- EICHENTOPF, H. (1988): Die Verformung von Sedimenten unterschiedlichen Lithifizierungsgrades im östlichen Rheinischen Schiefergebirge vor und während der Faltung. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **38**: 90–91; Hannover.
- EMMERMANN, R. (1988): Das Großforschungsprojekt KTB (Kontinentales Tiefbohrprogramm) der Bundesrepublik Deutschland: Erwartungen und aktueller Stand. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **39**: 16; Hannover.
- FRANZEN, J. L., & MICHAELIS, W. (1988): Der eozäne Messelsee. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **107**: 1–452, div. Abb., div. Tab.; Frankfurt a. M.
- GOELZ, E. (1988): Sedimentologische und morphologische Charakteristik eines regulierten Flusses – Beispiel Rhein. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **39**: 20; Hannover.
- HOTTENROTT, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 113–168, 20 Abb.; Wiesbaden.
- (1988): Palynostratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkd. Osthessen, **24**: 93–98, 19 Abb.; Fulda.
- (1988): In: KELBER, K.-P., BAUMAUER, P., GREGOR, H.-J., HOTTENROTT, M., & SCHMIDT, K. (1988): Exkursionspunkt: Bauersberg – bei Bischofsheim v. d. Rhön. – DEUQUA 24. Tagung, Exkursion C: 28–30; Hannover.
- HÜHNER, G. (1988): Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 339–342, 1 Tab.; Wiesbaden.
- JAHEHNICHEN, H., & RUEFFLE, L. (1988): Die alttertiäre Blätterflora aus dem Dysodil von Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 67–92, 8 Taf.; Fulda.
- JANUS, U., & BERTRAM, H.-G. (1988): Stabile Isotope in Lößkarbonaten – ein neuer Beitrag zur Lößstratigraphie. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **39**: 30; Hannover.
- KADEN, J. (1988): War *Compsognathus* befiedert? Gedanken zur Rekonstruktion von mesozoischen Wirbeltieren. – Der Präparator, **34** (4): 353–363, 12 Abb.; Bochum.
- KADOLSKY, D. (1988): Mollusken aus dem Oligozän von Sieblos a. d. Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 99–129, 52 Abb., 2 Tab.; Fulda.
- KAMMERER, P. (1988): Computergestützte Reliefanalyse unter Verwendung des Digitalen Geländemodells. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **38**: 144–145; Hannover.
- KLOTZ, W., & LUKAS, V. (1988): Bioherme im Unteren Muschelkalk (Trias) Südosthessens. – N. Jhb. Geol. u. Paläont., Mh., 661–669, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KOENIGSWALD, W. von (1988): Fossilfunde aus der Grube Messel. – Geowissenschaften, **5**: 137–141, 8 Abb.; Weinheim.
- KORN, D. (1988): Oberdevonische Goniatiten mit dreieckigen Innenwindungen. – N. Jhb. Geol. u. Paläont., Mh., 605–610, 2 Abb.; Stuttgart.
- KRAH, O. (1988): Beobachtungen beim Durchbruch eines Basaltganges durch das Kalilager vom Werk Neuhoef-Ellers. – Aufschluß, **39**: 103–113, 12 Abb.; Heidelberg.
- LUKAS, V., WENZEL, B., & RÖSING, F. (1988): Sedimentologisches Modell einer Rinne im Unteren Muschelkalk (Trias) Nordhessens. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 253–259, 3 Abb.; Wiesbaden.
- MALZ, H. (1988): Ostracoden aus dem Unter-Oligozän von Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 131–136, 1 Abb., 2 Taf.; Fulda.
- MARTINI, E. (1988): Isopoden und ? Spinnen aus dem Unter-Oligozän von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 137–142, 7 Abb.; Fulda.
- (1988): Fische aus dem Unter-Oligozän von Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 149–160, 13 Abb.; Fulda.
- (1988): Vogelreste aus dem Unter-Oligozän von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 175–177, 3 Abb.; Fulda.

- & ROTHE, P. (1988): Die unteroligozäne „Braunkohlen“-Lagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön (Geologie, Paläontologie, Paläoökologie, Paläogeographie). – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 7–25, 7 Abb., 1 Tab.; Fulda.
- & SCHRADER, H. (1988): Diatomeen, Chrysophyceen, Nannoplankton, Dinoflagellaten und Schwammnadeln aus dem Unter-Oligozän von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 55–60, 10 Abb., 1 Tab.; Fulda.
- OLSEN, H. (1988): The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandstein) in W-Germany. – Geol. Rundschau, **77**: 797–814; 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart. [Hessische Senke]
- ONCKEN, O. (1988): Aspects of the reconstruction of the stress history of a fold and thrust belt (Rhenish Massif, Federal Republic of Germany). – Tectonophysics, **152**: 19–40, 10 Abb.; Amsterdam–Oxford–New York–Tokyo.
- (1988): Geometrie und Kinematik der Taunuskammüberschiebung – Beitrag zur Diskussion des Deckenproblems im südlichen Schiefergebirge. – Geol. Rundschau, **77**: 551–575, 14 Abb.; Stuttgart.
- PFLUG, B. (1988): Zur Verbreitung kieseliger Gesteine in der Rhön und ihrer Verwendung im Paläo- bis Neolithikum. – Diss. Univ. Frankfurt a. M., 211 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf., div. Kt.; Frankfurt a. M.
- PRINZ, H. (1988): Ein Beitrag zur Kinematik der saxonischen Tektonik anhand der Tunnelaufschlüsse an der DB-Neubaustrecke in Ost- und Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 169–187, 9 Abb.; Wiesbaden.
- REITZ, E. (1988): Palynostratigraphie des Buntsandsteins in Mitteleuropa. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 105–112, 1 Tab.; Wiesbaden.
- REQUADT, H. (1988): Gliederung der tertiären „Vallendarer Schotter“ im Hintertaunus und unteren Lahn- (Rheinisches Schiefergebirge). – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **39**: 77–78; Hannover.
- & STÖHR, W. (1988): Tertiäre Terrassenschotter im Gebiet der unteren Lahn. – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 313–340, 1 Tab.; Mainz.
- RICHTER, G., & STORCH, G. (1988): Ein Fledermaus-Fund im oligozänen Dysodil von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 197–203, 10 Abb., 1 Tab.; Fulda.
- ROTHE, P. (1988): Sedimente der oligozänen „Braunkohlen“-Lagerstätte von Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 37–54, 16 Abb., 1 Tab.; Fulda.
- SCHLEICH, H. H. (1988): Reptilien- und Amphibienreste von der oligozänen Fundstelle Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 161–167, 5 Abb.; Fulda.
- (1988): Neue Reptilienfunde aus dem Tertiär Deutschlands *Palaeoblanus tobieni* n. gen., n. sp. – neue Doppelschleichen aus dem Tertiär Deutschlands. – Paläont. Z., **62**: 95–105, 4 Abb.; Stuttgart.
- SCHMIDT-EFFING, R., & BRAUN, A. (1988): First International Conference on Radiolaria (EURORAD V) – Abstracts. – Geol. et Palaeontol., **22**: 175–215, 14 Abb., 5 Tab.; Marburg/Lahn.
- SCHWARZ, J. (1988): Charophyten aus dem Unter-Oligozän von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 61–66, 10 Abb.; Fulda.
- SONNE, V. (1988): Tektonische Abläufe im nördlichen Mainzer Becken am Beispiel des Blattes 6015 Mainz. – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 7–18, 7 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- (1988): Oberer Rupelton, Schleichsand (Rupel) und Cyrenenmergel (tiefes Chatt) im Mainzer Becken: Können sie mikropaläontologisch definiert werden? – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 19–30, 2 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- STAMM, R., & GOERLICH, F. (1988): Das Grundgebirge der Süddeutschen Großscholle/The Basement of the South German Block. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **11/12**: 1403–1439, div. Tab., div. Kte.; Stuttgart. [Taunus-Vorland]
- STENDEL-RUTKOWSKI, W. (1988): „Die geologischen Verhältnisse im Gebiet von Haintchen“. – In: 600 Jahre Haintchen 1388–1988; Selters/Ts. (Seltersdruck und Verlag).
- (1988): Die Geologie der näheren Umgebung der Stadt Limburg a. d. Lahn (Exkursion A am 5. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. V., **70**: 19–27, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- TOBIEN, H. (1988): Ein Traguloide (Artiodactyla, Mammalia) aus dem Alttertiär von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 179–195, 19 Abb.; Fulda.
- VINKEN, R. (1988): Allgemeine und regionale Geologie der Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie. – Geol. Jb., **104**, 469 S., div. Abb., div. Tab.; Hannover.

- WEILER, H. (1988): Morphotypen aus mitteloligozänen Sedimenten Südwestdeutschlands. – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 283–312, 43 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- WILLMANN, R. (1988): Der oligozäne Lebensraum von Sieblos/Rhön im Spiegel seiner Insekten. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 143–148, 5 Abb.; Fulda.

2. Petrologie und Geochemie

Nachtrag aus dem Jahre 1986

- BAHRIG, B., & CONZE, R. (1986): Siderit als Tracer frühdiagnostischer Prozesse. – Univ. Freiburg, Geol. Inst., 8–11, 3 Abb.; Freiburg i. Br. [Messel]
- FLICK, H. (1986): Permokarboner Vulkanismus im südlichen Odenwald. – Heidelberger geowiss. Abh., **6**: 121–138, 6 Abb.; Heidelberg.
- FUCHS, K., & FLICK, H. (1986): Ein permokarboner Ignimbrit-Förderschlot im Wachenberg bei Weinheim/Bergstraße. – Jahresh. Geol. Landesamt Baden-Württ., **28**: 31–42, 7 Abb., 1 Analys.; Freiburg i. Br.
- HERRMANN, T. (1986): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an einem oolithischen Schrägschichtungskörper im Aufschluß Mainz-Weisenau (Tertiär, Mainzer Becken). – Univ. Freiburg, Geol. Inst., 146–149, 4 Abb.; Freiburg i. Br.
- JANKOWSKI, B., & LITKE, R. (1986): Petrographie des organischen Materials der Messel-Ölschiefer. – Univ. Freiburg, Geol. Inst., 48–50, 1 Tab.; Freiburg i. Br.
- MC-GHEE, G. R., ORTH, C. J., QUINTANA, L. R., GILMORE, J. S., & OLSEN, E. J. (1986): Geochemical analysis of the Late Devonian „Kellwasser event“ stratigraphic horizon at Steinbruch Schmidt (F.R.G.). – Lect. Notes Earth Sci., **8**: 219–224, 4 Abb.; Berlin-West. [Braunau/Ense]

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- BARTL, K., MÜLLER, G., & STRAUSS, K. W. (1987): Petrology of carboniferous metapicrites from the Lahn syncline, F.R.G. – Chemie d. Erde, **46** (3–4): 275–294, 3 Abb., 11 Tab., 90 Analys.; Jena.
- BUTZ, R., & VORTISCH, W. (1987): Geological and clay-mineralogical investigations in the northeastern Westerwald. – CFI ceramic forum international, Ber. dt. keram. Ges., **64** (3–4): 97–103, 13 Abb., 2 Tab., 17 Analys.; Wiesbaden.

1988

- BAUMANN, A., & HOFFMANN, R. (1988): Strontium isotope systematics of hydrothermal vein minerals in deposits of West Germany. – Geol. Rundschau, **77**: 747–762, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart. [Nordhessen, Spessart]
- BREITKREUZ, H. (1988): Geochemische Charakteristik der Zechstein- und Oberkreide-Karbonate im Einflußbereich der Blei-Zink-Mineralisationen des Westheimer Abbruchs (N-Hessen, E-Westfalen). – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **38**: 139–140; Hannover.
- DIEDEL, R., & PUETTMANN, W. (1988): Base Metal Mineralization and Maturation of the Lower Rhine Basin. – Base Metal Sulfide Deposits, **5**: 60–73, 7 Abb., 5 Tab.; Berlin-Heidelberg.
- GOTTWALD, E. (1988): Eigenbau einer Anlage zur Tränkung und Härtung von Gesteinsproben für die Dünn- und Anschliffherstellung. – Der Präparator, **34** (3): 289–293, 5 Abb.; Bochum.
- HAHLBECK, S., & METZGER, H.-U. (1988): Die Herstellung von Dünnschliffen aus paläozoischen Rutschgesteinen. – Der Präparator, **34** (3): 295–297, 2 Abb.; Bochum.
- HENNINGSSEN, D. (1988): Durchsichtige Schwerminerale in quartären Flußablagerungen der oberen Weser. – N. Jhb. Geol. u. Paläont., Mh., 537–543, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart. [Hann.-Münden]

- HOSSFELDER, A.-E., MEISL, S., & FLICK, H. (1988): Geothermometrie und Geobarometrie an Vulkanitgeröllen aus Kulmkonglomeraten im Rhenoharzynikum. – Fortschr. Miner., **66**: 69; Stuttgart.
- KIRSCH, H., KOBER, B., & LIPPOLT, H. J. (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and single-zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ measurements. – Geol. Rundschau, **77**: 693–711, 10 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- LESCHONSKI, K. (1988): Überblick über die moderne Partikelmeßtechnik. – Fortschr. Miner., **66** (2): 161–173, 14 Abb.; Stuttgart.
- MEISL, S. (1988): Neuer Axinit-Fund im Taunus. – Fortschr. Miner., **66**: 104; Stuttgart.
- NASIR, S. (1988): PT-Bestimmungen und Mineralchemie der Metabasite im mittleren Spessartkristallin. – Fortschr. Miner., **66**: 109; Stuttgart.
- NESBOR, D., & FLICK, H. (1988): Das Schalesteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 189–205, 9 Abb.; Wiesbaden.
- (1988): Alkalibasaltische Intrusionen im Devon der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 31–52, 21 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- NOVER, G. (1988): Frequenzabhängige komplexe elektrische Leitfähigkeitsmessungen an Falkenberg-Graniten. – Fortschr. Miner., **66**: 113; Stuttgart.
- PÖLLMANN, H. (1988): Einfluß von organischen Additiva auf das Hydratationsverhalten von eisenfreiem Tonerdeschmelzzement. – Fortschr. Miner., **66**: 125; Stuttgart.
- PREUSSNER, W. (1988): Methoden zur rationellen Herstellung petrologischer Schlicke. – Fortschr. Miner., **66**: 127; Stuttgart.
- REPPKE, V. (1988): Dussertit, ein neues Mineral für das Vorkommen vom Borstein bei Reichenbach/Odenwald. – Aufschluss, **39**: 191–192, 2 Abb.; Heidelberg.
- RIBBERT, K.-H., & ZIMMERLE, W. (1988): Vulkanoklastische Grauwacken des Unterkarbons III der Söse-Mulde (Westharz). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 207–251, 6 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- SCHMIDT, F.-P., & FRIEDRICH, G. (1988): Geologic Setting and Genesis of Kupferschiefer Mineralization in West Germany. – Base Metal Sulfide Deposits, **5**: 29–59, 24 Abb., 5 Tab.; Berlin-Heidelberg.
- STRIBNY, B., & URBAN, H. (1988): Zur Geochemie, Mineralogie und Petrographie der unterkarbonischen Schwarzschiefererie im Bereich der Kupfererzlagerstätte Marsberg, Rheinisches Schiefergebirge. – Fortschr. Miner., **66**: 153; Stuttgart.
- SÜSSE, P. (1988): MINABS, a mineral data and reference file for Personal Computers. – N. Jh. Mineral., Mh., **8**: 344–346, 2 Tab.; Stuttgart.

3. Bodenkunde

Nachtrag aus dem Jahre 1983

- HUSSE, B. (1983): Untersuchungen über den Einfluß der Beregnung und Zusatzberegnung auf den Bodenwasserhaushalt, den Boden und die Rebe. – Diss. Univ. Gießen, 160 S., div. Abb., div. Tab.; Gießen. [Bacharach/Rh.]

Nachtrag aus dem Jahre 1986

- ANDRES, W., & GREULICH, P. (1986): Standortbedingte Unterschiede in der Immissions-Schadensentwicklung – Ergebnisse einer pedologischen und geländeklimatologischen Standortanalyse. – Geogr. Forsch. Marburg, **100**: 63–74, 12 Abb., 1 Tab.; Marburg/Lahn. [Kirchhain]
- Bundesamt für Umweltschutz (1986): Ausgewählte Probleme in Waldböden (Nährstoffverhältnisse, Bodenversauerung, Verhältnisse im Wurzelraum, Schäden). – Schriftenr. Umweltschutz, **56**, 100 S., div. Abb., div. Tab.; Bern.

- DUDAL, R. (1986): Bodenschutz in globaler Sicht. – Hohenheimer Arb., Allgem. Reihe, 9–22, 3 Tab.; Stuttgart.
- JUNGMANN, W. W. (1986): Das geoökologische Praktikum als Teil der Ausbildung in der physischen Geographie, aufgezeigt am Beispiel des Säureeintrags in Böden. – Geogr. Forsch. Marburg, **104**: 149–167, 9 Abb., 2 Kt.; Marburg/Lahn. [Marburg-Biedenkopf]
- MÜLLER, K.-H. (1986): Verbreitung und Herkunft von Schwermetallen auf landwirtschaftlichen und forstlichen Nutzflächen. – Geogr. Forsch. Marburg, **100**: 92–116, 18 Abb., 4 Tab.; Marburg/Lahn. [Raum Marburg]
- RICHTER, J. (1986): Der Boden als Reaktor. Modelle für Prozesse im Boden. – XII + 240 S., 124 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- ZIESCHANK, R., & SCHOTT, P. (1986): Umweltinformationssysteme im Bodenschutz, konzeptionelle Überlegungen zu einem Erfassungs- und Bewertungsansatz der Umweltberichterstattung. – Int. Inst. Umwelt, **86** (12): 1–119, 8 Abb.; Berlin-West.

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- BOR, J., & KRZYŻANOWSKI, J. (1987): Rechenmodelle zur Schwermetallbilanzierung in Böden. – Mainzer Geowiss. Mitt., **16**: 307–326, 19 Abb., 10 Tab., 73 Analys.; Mainz.
- BUECKMANN, W., GERNER, J., HAAS, P., KLENCKE, S., & MÜLLER, U. (1987): Informationsgrundlagen für den Bodenschutz. – 275 S., div. Abb., div. Tab.; Frankfurt a. M.–Bern–New York–Paris.
- DIEZ, T., & WEIGEL, I. (1987): Böden unter landwirtschaftlicher Nutzung. – 126 S., div. Abb., div. Tab., 48 Bodenprof.; München (BLV).
- DÖPPERT, M. (1987): Die Entwicklung der ländlichen Kulturlandschaft in der ehemaligen Grafschaft Schlitz unter besonderer Berücksichtigung der Landnutzungsformen. – Mainzer Geogr. Stud., **29**, 204 S., 51 Abb., 42 Tab.; Mainz.
- LESSMANN-SCHOCH, U., SCHÖBEL, I., & STEPHAN, S. (1987): Zur systematischen Stellung und Bodenentwicklung des Tschernosems des Oberrheintales und der Smonitza in Rheinhessen. – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 9–14, 4 Abb., 3 Tab.; Weinheim.
- NÄGELE, D., & BRUNN, W. (1987): Verbesserung der Chrombestimmung in Königswasseraufschlüssen von Bodenproben mit der Atomabsorptions-Spektroskopie (Flammen-Technik). – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 55–56, 1 Tab.; Weinheim.
- SCHERER, H. W., WERNER, W., & KOHL, A. (1987): Einfluß langjähriger Gülledüngung auf den Nährstoffhaushalt des Bodens, 1. Mitteilung: N-Akkumulation und N-Nachlieferungsvermögen. – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 57–61, 3 Abb., 3 Tab.; Weinheim.
- ULRICH, B. (1987): Ökochemische Kennwerte des Bodens. – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 171–176, 1 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- WERNER, W., FRITSCH, F., & SCHERER, H. W. (1987): Einfluß langjähriger Gülledüngung auf den Nährstoffhaushalt des Bodens, 2. Mitteilung: Bindung und Löslichkeitskriterien der Bodenphosphate. – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 63–68, 6 Abb., 1 Tab.; Weinheim.

1988

- BARGON, E. (1988): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Massenheim/Wicker; Wiesbaden. – (1988): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Hochheim am Main-O/Rüsselsheim-NW; Wiesbaden.
- (1988): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Kostheim/Hochheim am Main-S; Wiesbaden.
- BOR, J., & KRZYŻANOWSKI, J. (1988): Ermittlung der Schwermetallmobilität im Boden. – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 235–248, 9 Abb., 10 Tab.; Mainz.
- FRITSCH, P., & EHRHARDT, G. (1988): Stoffumsetzungen in heterogenen Porensystemen toniger Auen-Deckschichten der Altneckaraue/Oberheingraben. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 400–414, 6 Abb.; Hannover.
- GEBHARDT, H., GRÜN, R., & PUSCH, F. (1988): Zur Anreicherung von Schwermetallen in Böden und Kulturpflanzen durch praktische Klärschlammdüngung. – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 307–310, 5 Tab.; Weinheim.

- Institut für wassergefährdende Stoffe (1988): 1. Boden-/Grundwasser-Forum Berlin. – IWS, **3**, 379 S., div. Abb., div. Tab.; Berlin (Erich Schmidt Vlg.).
- KAMPE, W. (1988): Chlorkohlenwasserstoffe und Polychlorierte Biphenyle in Ackerböden von Rheinland-Pfalz und des Saarlandes. – Wasser u. Boden, **40**: 22–26, 2 Tab.; Hamburg–Berlin. [Westerwald]
- MIESCHALK, CH. (1988): Botanische Anmerkungen zu vermoorten Hohlformen in Nord-Waldeck. – Hess. Floristische Briefe, **4**: 53; Darmstadt.
- PUFFE, D., & ZERR, W. (1988): Untersuchungen an Böden unter Grünland in der hessischen Rhön und deren Vorland. – Hess. Landwirtschaftl. Lehr- und Forschungsanstalt Eichhof, **10** (A), 110 S., div. Abb., div. Tab.; Bad Hersfeld.
- REICHMANN, H. (1988): Schadstoffbelastung von hessischen Böden. – 39. Fortbildungslehrgang des BWK „Boden und Wasser“, **1**: 22–25; Friedberg.
- SCHEFFER, B., & WALTHER, W. (1988): Stickstoffumsetzungen im Boden und Folgen für die Nitratauswaschung. – GWF Wasser, **129**: 451–456, 4 Abb.; München.
- SCHULTE, W. (1988): Bodenschutz und Freiraumplanung in der Bundesrepublik Deutschland. Freiflächen aufgeben, verkleinern oder zapflastern?. – Natur u. Landschaft, **63**: 122–123; Bonn.
- SÜSS, A., STÄRK, H., HAISCH, A., & BAUER, G. (1988): Kurzmitteilung Messung einer Bodenbelastung durch radioaktive Immissionen mit dem Bergerhoff-Sammelgefäß. – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 349–350, 1 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- THIEMEYER, H. (1988): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in hessischen Lößgebieten. – Rhein-Mainische Forschungen, **105**, 174 S., 44 Abb., 5 Tab.; Frankfurt a. M.
- WALTHER, W., & SCHEFFER, B. (1988): Ergebnisse langjähriger Versuche zur Stickstoffauswaschung landbaulich genutzter Böden und Bedeutung für die Anlieferung an das Grundwasser. – GWF Wasser, **129**: 794–799, 3 Abb., 3 Tab.; München.
- ZEPP, H. (1988): Regelmäßigkeiten des Wasser- und Stofftransportes in der ungesättigten Zone von Lößdecken. – Dt. Gewässerkd. Mitt., **1/2** (32): 7–12, 9 Abb., 2 Tab.; Koblenz. [Main-Taunus-Vorland]
- (1988): Wasserbilanz und Bodenwasserbewegung an einem Rebstandort im Rheingau. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 293–305, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ZEZSCHWITZ, E. VON, WACHTER, H. (1988): Die Böden des Hardehausener Waldes (Forstamtsbezirk Neuenehrse). – 152 S., 15 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Bodenkt. 1:10000; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen). [Warburg]

4. Lagerstätten und Bergbau

Nachtrag aus dem Jahre 1952/53

- DIELMANN, K. (1952/53): Eisensteinbergbau bei Nieder-Mockstadt. – In: Mockstädter Kirchenbote Nr. **12/1952** bis **2/1953**; Nieder-Mockstadt.

Nachtrag aus dem Jahr 1987

- BJÖRNSSEN, G. (1987): Planerstellung: Abstimmung von Abbau und Folgenutzung. – Naturstein-Ind., **23** (3): 28–45, 13 Abb.; Baden-Baden.
- FETTEL, M. (1987): Ein neues Vorkommen von Wismuterzen im Vorderen Odenwald. – Lapis, **12** (2): 15–17, 4 Abb.; München.
- Hessische Naturstein-Industrie (1987): Staat und Wirtschaft in einem Boot? Wachstum und Umweltschutz austarieren. – Naturstein-Ind., **23** (1): 22–24; Baden-Baden.
- KEUSGEN, A. (1987): Aus dem Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1985. – Glückauf, **123** (6): 325–327, 1 Tab.; Essen.

1988

- ASCHENBRENNER, CH. (1988): Beiträge zur Geschichte des Bergbaues von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 27–36, div. Abb.; Fulda.
- BARTH, B., STEIN, V., HOFMEISTER, E., IRRLITZ, W., LEPPER, J., LUDWIG, G., & STEFFENS, P. (1988): Erläuterungen zu Blatt CC 4726 Goslar. – Karte der oberflächennahen Rohstoffe 1:200 000, 54 S., 2 Tab., 1 Kt.; Hannover. [Raum Eschwege]
- & WOLLENHAUPT, H. (1988): Folgenutzung Naturschutz – Möglichkeiten für Kies- und Sandabbaustätten unter Berücksichtigung hessischer Verhältnisse. – Schr.rh. Angew. Naturschutz, **2**, 79 S., 8 Abb., 1 Tab., 24 Bild., 1 Kt.; Lich.
- BJOERNSEN, G. (1988): Deponien im Steinbruch. – Naturstein-Ind., **3**: 20–30, 12 Abb.; Baden-Baden.
- FINKENWIRTH, A. (1988): Die Versenkung flüssiger Abfälle in Schluckbrunnen (deep well disposal). – In: Müll- und Abfallbeseitigung – Müll-Handbuch, Lfg. 1/88, **8195**, 21 S.; Berlin (Erich Schmidt Verlag).
- Hessische Naturstein-Industrie (1988): Hessische Behörden-Vertreter bereisen die Naturstein-Industrie. – Naturstein-Ind., **8**: 14–15, 11 Abb.; Baden-Baden. [Vogelsberger Basaltwerke]
- HOTTENROTT, M. (1988): Zur Geologie des Braunkohlenvorkommens von Climbach (Vogelsberg) – 750 Jahre Climbach. Chronik eines kleinen Dorfes. – 50–55, 4 Abb.; Climbach.
- KRAUSE, W. (1988): Perroudit und Karminit von der Grube „Schöne Aussicht“ bei Dernbach. – Aufschluss, **39**: 169–175, 5 Abb.; Heidelberg.
- LENZ, K. (1988): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen an Torfmooren in Nordostbayern unter Berücksichtigung wirtschaftlicher, landesplanerischer und ökologischer Aspekte. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **38**: 118–119; Hannover.
- MÖLLER, H. (1988): Bergbau im Richelsdorfer Gebirge.– 72 S., div. Abb.; Horb am Neckar.
- PAULY, E. (1988): Oberflächennahe mineralische Rohstoffe am Südrand des basaltischen Westerwaldes und im Limburger Becken (Exkursion I am 9. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **70**: 191–199, 1 Abb.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, G. (1988): Öl- und Gaslagerung in Kavernen. – Aufschluss, **39**: 193–208, 17 Abb.; Heidelberg.
- SCHULTHEISS, J. (1988): Abwasser aus Natursteinbetrieben. – Naturstein-Ind., **2**: 20–24, 4 Abb.; Baden-Baden.
- STOPPEL, D. (1988): Auf Erzsuche – Zur Geschichte des Silber-, Kupfer- und Schwerspatbergbaus im Raum Biedenkopf-Dillenburg. – 168 S., div. Abb.; Haltern (Bode Vlg).
- WALTERSPIEL, O. (1988): Zur Lage der Kaliindustrie. – Glückauf, **124** (7): 403–409; Essen.

5. Geophysik

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- BAIER, B. (1987): Regionale Berichte für das Jahr 1982. Hessen. – Erdbeben i. d. Bundesrepubl. Deutschld., **1982**: 37, 1 Abb.; Gräfenberg.

1988

- ALBRECHT, W., DUNGER, G., KREHER, H., & STOLL, R. (1988): Ortungsseismische Apparatur OSA-2 – Aufbau und Wirkungsweise. – Beitr. Geophysik, **97**: 296–308, 3 Abb.; Leipzig.
- BRAUN, R. (1988): Compression cell and peripheral measuring equipment. – Beitr. Geophysik, **97**: 243–256, 15 Abb.; Leipzig.
- HUCH, M. E. (1988): Crustal features of some main suture zones along the European Geotraverse. – Geol. Rundschau, **77**: 777–786, 7 Abb.; Stuttgart.

- RIEMSCHEIDER, B. (1988): Betrachtungen zu einem Dehnungsmodell von McKenzie. – Beitr. Geophysik, **97**: 77–95, 1 Abb., 5 Tab.; Leipzig.
- UNTERREITMEIER, E., SCHMIDT M., & KRACKE, D. (1988): A new portable homogeneous triaxial seismometer: design and performance, test and calibration, direct signal analysis. – Beitr. Geophysik, **97**: 218–228, 12 Abb.; Leipzig.

6. Luftbildgeologie

Nachtrag aus dem Jahre 1986

- FEZER, F. (1986): Ergänzung topographischer Karten mit Hilfe der „Metric Camera“. – Heidelberger geowiss. Abh., **6**: 113–120, 4 Abb.; Heidelberg.
- GLAESER, C. (1986): Grundlagen und Beispiele der Abbildung von Böden in multispektralen Luftbildern. – Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, **82**: 147–151, 5 Abb.; Potsdam.

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- STEINGOETTER, K. (1987): Luftbild- und Satellitenbilddauswertungen als Hilfsmittel bei der ingenieurgeologischen Untersuchung von Rutschhängen. – Mainzer Geowiss. Mitt., **16**: 135–155, 18 Abb.; Mainz. [Mainzer Becken]

7. Ingenieurgeologie

Nachtrag aus dem Jahre 1985

- BLINDE, A., BLINDE, J., & KIENZLE, G. (1985): Isolierung kontaminierter Standorte, Dauerbeständigkeit von Dichtungswänden. – In: Berichte von der 5. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie, Univ. Kiel, **1985**: 139–144, 9 Abb.; Kiel. [Dreieich-Buchschatz]
- NEFF, H., WALTER, H., & WOHLICH, S. (1985): Ingenieurgeologische Aspekte bei der Sanierung der Abfalldeponie Dreieich-Buchschatz. – In: Berichte von der 5. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie, Univ. Kiel, **1985**: 111–120, 10 Abb., 2 Tab.; Kiel.

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- JOHN, M., WOGIN, J., & HEISSEL, G. (1987): Analyse des Verbruches im Landrückentunnel, Baulos Mitte. – Felsbau, **5** (2): 61–67, 14 Abb.; Essen. [Schlüchterner-Mulde]
- LAUE, G., SCHULTZ, H. G., & WAHL, W. (1987): Oberflächensetzungen und ihre zumutbaren Grenzen. – Felsbau, **5** (1): 5–10, 13 Abb.; Essen. [Rhein. Schiefergeb.]
- NEUMANN, G., & JENEWEIN, G. (1987): Konstruktion von Tunnelbauwerken in Übergangsbereichen zwischen geschlossener und offener Bauweise. – Bauingenieur, **62** (3): 101–108, 13 Abb.; Berlin-West. [Hess. Senke]
- SCHMIEDER, J., & GRUHN, H. (1987): EDV-Überwachung geotechnischer Messungen in Tunneln. – Tunnel, Int. Spezialausgabe Z. Tiefbau, **1**: 14–19, 4 Abb.; Gütersloh. [Hess. Senke]

1988

- EISSELE, K. (1988): Aufgaben staatlicher Ingenieurgeologie. – Jh. geol. Landesamtes Baden-Württemberg, **30**: 201–205; Freiburg i. Br.
- PRINZ, H. (1988): In: NAUMANN, G., & PRINZ, H.: Tunnelbau im Buntsandsteingebirge bei geringer Überdeckung. – Bautechnik, **65**: 145–152, 2 Tab., 5 Bild.; Berlin (Ernst & Sohn).
- (1988): In: NAUMANN, G., & PRINZ, H.: Ingenieurgeologische Tunnelkartierung als Bestandteil der NÖT-Felsbau, **6**: 174–183, 2 Tab., 8 Bild.; Essen (Glückauf Vlg.).
- & VOERSTER, R. (1988): Ziele und Grenzen der Baugrunderkundung bei Großbaumaßnahmen. – Eisenbahntechn. Rundschau, **37**: 589–598, 2 Tab., 7 Bild.; Darmstadt (Hestra Vlg.).

8. Hydrogeologie

Nachtrag aus dem Jahre 1984

- HEINZ, I. (1984): Trinkwasserversorgung bei steigenden Umweltbelastungen. – Wasser u. Abwasser, **19**, 92 S., div. Abb., div. Tab.; Bielefeld (Erich Schmidt).

Nachtrag aus dem Jahre 1985

- DVWK (1985): Water Sampling and Chemical Analysis for Groundwater Investigations. – Bulletin, **15**, 84 S., div. Abb., div. Tab.; Hamburg–Berlin (Parey).

Nachtrag aus dem Jahre 1986

- EWERT, F. K. (1986): Hydrogeologische Rahmenbildungen für die Konzeption von Abdichtungsmaßnahmen bei Talsperren. – Mitt. Ingenieurgeol. Hydrogeol., **24**: 59–91, 28 Abb.; Aachen. [Twiste-Talsperre]
- KOPP, K. (1986): Wasser von Taunus, Rhein und Ried. Aus zwei Jahrtausenden Wiesbadener Wasserversorgung. – 327 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden (Stadtwerke Wiesbaden).
- LUEHR, H.-P., & STAUPE, J. (1986): Der Besorgnisgrundsatz beim Grundwasserschutz. – Wasser u. Boden, **38** (12): 600–603; Hamburg–Berlin.
- MALLE, K. G. (1986): Rhein: Bilanz des Niedrigwassers im Oktober 1985. – WLB, **30** (9): 39–42, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- ROHRMANN, U. (1986): Landwirtschaftsbedingte und landwirtschaftsunabhängige Stoffeinträge – wie einschränken? Grundwasserschutz vor überhöhten Nitrateinträgen – aus der Sicht der Wasserwirtschaft. – Arb. DLG, **185**: 92–104, 8 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- Arbeitsgemeinschaft Rhein-Wasserwerke (1987): Jahresbericht '87 – 30 Jahre ARW, **44**, 233 S., div. Abb., div. Tab.; Karlsruhe.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1987): Öffentliche Wasserversorgung und überörtliche Wasserverteilung in Hessen. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **54**, 119 S., div. Abb., div. Tab., 1 Kt.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1987): Begrüßungsworte des Leiters der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 245–248; Hannover.
- HOFMANN, M., MERKEL, B., QUENTIN, K.-E., & UDLUFT, P. (1987): Thermodynamische Berechnungen zur Genese der Heil- und Mineralwässer aus dem Buntsandstein und Zechstein Unterfrankens. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 437–450, 3 Abb., 6 Tab.; Hannover. [Spessart]

- Ministerrat der Deutschen Demokratischen Republik. Ministerium für Umweltschutz und Wasserwirtschaft (1987): Gewässerkundliches Jahrbuch der DDR, Abflußjahr 1986. – 221 S., div. Abb., div. Tab.; Berlin. [Werragebiet]
- WOHNLICH, S., STICHLER, W., MOSER, H., & HÖTZL, H. (1987): Sickerwasserbewegung in mehrschichtigen Böden – Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 425–436, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- ZOTH, G. (1987): Grundwassertemperatur-Meßgeräte. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 535–564, 18 Abb., 2 Tab.; Hannover.

1988

- BINDZUS, H.-J. (1988): Vorkehrungen zum Schutz gegen mikrobiologische und chemische Einflußmöglichkeiten beim Erschließen von Mineralquellen. – Der Mineralbrunnen, **38** (1): 8–17; Bonn.
- BRAUCH, H.-J., & KÜHN, W. (1988): Organische Spurenstoffe im Rhein und bei der Trinkwasseraufbereitung. – GWF Wasser, **129**: 189–196, 7 Abb., 13 Tab.; München. [Wiesbaden]
- DVWK (1988): Jahresbericht 1988. – 167 S., div. Abb., div. Tab.; Bonn.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet Teil II, Main. – (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1986. – 171 S., div. Abb., div. Tab., 1 Kte.; München (Bayer. L.-Amt. Wasserwirtschaft) 1988.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet Teil III, Mittel- und Niederrhein mit Ijssel- und Maasgebiet. Abflußjahr 1986. – 312 S., div. Abb., div. Tab.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen) 1988.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1986. – 315 S., div. Abb., div. Tab., 1 Kte.; Hildesheim (Nieders. L.-Amt Wasserwirtschaft) 1988.
- FRESENIUS, R. E. (1988): Die Richtlinie für die Überwachung von Heilwasserbetrieben und Heilquellen. Auswirkungen und Erfahrungen. – Heilbad u. Kurort, **40**: 52–54, 1 Abb.; Gütersloh.
- GOLWER, A. (1988): Auswirkungen der Versiegelung auf das Grundwasser. – Bund d. Ingenieure f. Wasserwirtschaft, Abfallwirtschaft u. Kulturbau (BWK), Landesverband Hessen, **1**: 53–58; Wiesbaden.
- (1988): Erfahrungen mit der Versickerung von Regenwasser von befestigten Flächen. – Ber. d. Abwassertechn. Vereinigung, **38**: 381–394; St. Augustin.
- HABERER, K., NORMANN, S., & DREWS, M. (1988): Untersuchungen zu einzelnen organischen Spurenstoffen aus Rhein und Main im Hinblick auf die Trinkwassergewinnung. – GWF Wasser, **129**: 197–207, 2 Abb., 5 Tab.; München.
- – SCHMITZ, M. (1988): Pflanzenschutzmittel aus der Sicht der öffentlichen Wasserversorgung – Teil 1: Vielfalt der Eigenschaften, Anwendungen und das Verhalten von Pflanzenschutzmitteln. – Wasser u. Boden, **40**: 177–183, 4 Tab.; Hamburg–Berlin.
- – (1988): Pflanzenschutzmittel aus der Sicht öffentlicher Wasserversorgung – Teil 2: Gefährdung von Gewässern und Trinkwasser durch Pflanzenschutzmittel. – Wasser u. Boden, **40**: 258–264, 2 Tab.; Hamburg–Berlin.
- Hessisches Ministerium für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz – Landentwicklung (1988): Standortkarte von Hessen – Hydrogeologische Karte 1:50 000; Wiesbaden:
- DIEDERICH, G., & FINKENWIRTH, A.: Bl. L. 5124 Bad Hersfeld,
 – & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Bl. L. 5324 Hünfeld,
 – & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Bl. L. 5524 Fulda,
 – : Bl. L. 5720 Gelnhausen,
 – : Bl. L. 5722 Schlüchtern,
 – : Bl. L. 6320 Miltenberg,
 – : Bl. L. 6516 Mannheim,
 – : Bl. L. 6518 Heidelberg Nord,
 – : Bl. L. 6520 Buchen.
- HÖLTING, B. (1988): Begrüßungsworte des Leiters der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 297–300; Hannover.
- HOFFMANN, A. (1988): Frühe Trinkwasser-Pumpwerke in Hessen. – Wasser u. Boden, **40**: 203–206, 6 Abb., 3 Tab.; Hamburg–Berlin.

- Institut für wassergefährdende Stoffe (1988): 1. Boden-/Grundwasser-Forum Berlin: 12.–13. Oktober 1987. – IWS Schriftenreihe, **3**, 279 S., div. Abb., div. Tab.; Berlin (Erich Schmidt).
- KAESS, W. (1988): Die Übersichts-Wasseruntersuchung. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **30**: 253–261; Freiburg i. Br.
- KUSSMAUL, H., & FRESENIUS, W. (1988): Die Richtlinie für die Überwachung von Heilwasserbetrieben und Heilquellen. Chemische und mikrobiologische Anforderungen. – Heilbad u. Kurort, **40**: 48–52, 6 Tab.; Gütersloh.
- SCHOLZ, B., & FRESENIUS, W. (1988): Pflanzenschutz- und Schädlingsbekämpfungsmittel im Wasser – ein Problem für natürliche Heilwässer? – Heilbad u. Kurort, **40**: 279–282; Gütersloh.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (1988): Jahresbericht 1987 (Hessen). – Wasser u. Boden, **40** (6/7): 349–352, 2 Abb.; Hamburg–Berlin.
- Landesamt für Wasser und Abfall (1988): Mathematische Modelle in der Wasserwirtschaft. – LWA-Materialien, **4/88**, 246 S., div. Abb., div. Tab.; Düsseldorf.
- MÜNTER, B. (1988): Mittendrin – ohne Wasser läuft nichts, 95 S.; Berlin.
- ORTH, J. P., & EBERS, T. (1988): Maßnahmen und Auswirkungen von Abwasser- u. Niederschlagsversickerungen auf Boden und Grundwasser. – Ber. Wassergütewirtsch. u. Gesundheitsingenieurwesen TU München, **84**, 304 S., div. Abb., div. Tab.; München. [Gebiet Flughafen Frankfurt/Main, Verkehrsbereich Unterschweinstiege]
- PELKA, B. (1988): Modelle zur Berechnung mehrschichtiger Grundwasserleiter auf der Basis von Finiter Elementen. – Mitt. Inst. f. Wasserbau u. Wasserwirtsch., **70**, 179 S., div. Abb.; Aachen.
- ROUVE, G. (1988): Vorträge Wasserbau-Seminar Wintersemester 1987/88 „Wasserbau und Landschaftspflege“. – Mitt. Inst. f. Wasserbau u. Wasserwirtsch., **71**, 328 S., div. Abb., div. Tab.; Aachen.
- RUCHAY, D. (1988): Grundwasserschutz heute. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 303–308; Hannover.
- SCHARPFF, H.-J., & QUADFLIEG, A. (1988): Die Hydrogeologie im Umfeld eines Großwasserwerkes am Südrand des Vogelsberges. – Sonderdruck des Kapitels „Hydrogeologie“ der Erläut. zur Geol. Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5621 Wenings, 176 S., 21 Abb., 19 Tab., 1 Beiblatt; Wiesbaden.
- SCHMITZ, M. (1988): Pflanzenschutzmittelbelastungen im Grund- und Trinkwasser in der Bundesrepublik Deutschland. – GWF Wasser, **129**: 201–203; München.
- SCHRAFT, A. (1988): Beeinflussung der Wassergüte durch den Tunnelbau bei der Spritzbetonbauweise. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 261–272, 4 Abb.; Wiesbaden.
- STADTFELD, R., & HANSEN, H. (1988): Entwicklung der öffentlichen Trinkwasserversorgung 1987. – GWF Wasser, **129**: 297, 7 Tab.; München.
- Stadtvermessungsamt Frankfurt (1988): Altablagerungen, Trinkwasser- und Heilquellenschutzgebiete im Stadtgebiet Frankfurt a. M. – 1 Kt. 1:30 000; Frankfurt a. M.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W., DILLMANN, W., & HOHBERGER, K. (1988): Hydrogeologie des Limburger Beckens und seiner östlichen und westlichen Randgebiete (Exkursion K am 9. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **70**: 201–213, 6 Abb.; Stuttgart.
- SUCH, W., & KEIL, R. (1988): Neues Regelwerk für Maßnahmen zur Trinkwasser-Notversorgung nach dem Wassersicherstellungsgesetz. – GWF Wasser, **129**: 661–666, 1 Abb.; München.
- Technische Hochschule Darmstadt (1988): Achter Forschungsbericht 1985/86. – Fb. Geowissenschaften u. Geographie, Fb. Wasser u. Verkehr, 414 S.; Darmstadt.
- WIETING, J. (1988): Luftschadstoffe – Auswirkungen auf die Grundwasserbeschaffenheit in Waldökosystemen der Bundesrepublik Deutschland. – Wasser u. Boden, **40**: 183–186, 2 Abb., 3 Tab.; Hamburg–Berlin.

9. Landesplanung, Umweltgeologie, Altlasten (s.a. Hydrogeologie, Geochemie u. Bodenkunde)

Nachtrag aus dem Jahre 1984

- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1984): Gutachten zur Umweltverträglichkeitsprüfung. – Umweltplanung und Umweltschutz, **6**, 76 S., div. Tab.; Wiesbaden.

Nachtrag aus dem Jahre 1985

- BOCK, W. (1985): Ausbreitung deponiebelasteten Grundwassers in quartären Sedimenten. – In: Berichte von der 5. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie, Univ. Kiel, **1985**: 29–32, 6 Abb.; Kiel.
- Gesamthochschule Kassel (1985): Bericht zum 8. Kolloquium ökologischer Umweltschutz „Fließgewässer als Landschaftsindikatoren“ am 18. Oktober 1984 in Witzenhausen/Werra. – Mitt. aus dem Ergänzungsstudium ökolog. Umweltsicherung, **10**, 174 S., div. Abb., div. Tab.; Kassel.
- MATTHESS, G. (1985): Hydrogeologische Aspekte der Abfalldeponien. – In: Berichte von der 5. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie, Univ. Kiel, **1985**: 21–28; Kiel.
- SCHUETZ, W. (1985): Untersuchungen über die Akkumulation und Elimination einzelner chlorierter Kohlenwasserstoffe und deren Gemische bei Süßwasserfischen, appliziert über das Wasser und mit der Nahrung. – Umweltplanung und Umweltschutz, **25**, 220 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- SIEBERT, H. (1985): Umwelt als knappes Gut. – Umwelt, Wirtschaft, Gesellschaft, 77–88; Stuttgart.
- STURM, H. (1985): Möglichkeiten der Verringerung des Nitratreintrages ins Sickerwasser in Abhängigkeit von der Düngung. – Umwelt, Wirtschaft, Gesellschaft, 163–169; Stuttgart.
- WELTE, E., & TIMMERMANN, F. (1985): Düngung u. Umwelt. – Mat. z. Umweltforsch., **12**, 92 S., div. Abb., div. Tab.; Stuttgart–Mainz (Kohlhammer).

Nachtrag aus dem Jahre 1986

- BLANK, P., & BLAUT, H. (1986): Erfahrungen mit der Betonit-Einmischdichtung mit anstehendem Boden beim Bau der Mülldeponie Gelnhausen-Hailer. – Müll u. Abfall, Beih. **24**: 117–122, 16 Abb., 4 Analys.; Berlin-West.
- BLINDE, A., BLINDE, J., & KIENZLE, G. (1986): Untersuchungen vertikaler Dichtwände an zwei Dichtwand-Großversuchskästen auf der Deponie Dreieich-Buchsschlag. – Mitt. Ingenieurgeol. Hydrogeol., **24**: 185–204, 9 Abb.; Aachen.
- FESEL, U. (1986): Reinigungsergebnisse kommunaler Kläranlagen in Hessen 1981 bis 1985. Umweltplanung und Umweltschutz, **43**, 88 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- HILLEBRECHT, E. (1986): Planung und Ausführung einer Kombinationsdichtung – Mineralische Basisabdichtung mit Kunststoffdichtungsbahn – für die zentrale Hausmülldeponie des Vogelsbergkreises, Deponie Bastwald. – Müll u. Abfall, Beih. **24**: 94–105, 21 Abb., 2 Analys.; Berlin-West.
- Landkreis Limburg-Weilburg (1986): Umweltbericht 1986. – 52 S., div. Abb., div. Tab.; Limburg-Weilburg.
- MALLE, K. G. (1986): Ammoniumbelastung gestiegen? – WLB, **30** (9): 42–43, 1 Abb., 2 Tab.; Mainz. [Rhein]
- (1986): Bedeutung von Schadstoffen im Neckar aus der Sicht der chemischen Industrie. – Heidelberger geowiss. Abh., **5**: 46–53, 3 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- ASCHE, N. (1987): Deposition, Interception und Pflanzenauswaschung im Kronenraum eines Eichen-/Hainbuchen-Bestandes. – Z. f. Pflanzenernährung, **151**: 103–107, 1 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- BRANDT, H. (1987): Arbeitsberichte über die abgeschlossenen und laufenden Tätigkeiten der Landesanstalten/-ämter für Naturschutz und Landschaftspflege (1987), Hessen. – Natur u. Landschaft, **63**: 212–214; Bonn.
- Bundesminister für Forschung und Technologie (1987): Forschung zu Waldschäden, Bodenbelastung u. Wasserhaushalt, Ökologie, Ökosystemforschung. – 284 S., div. Tab.; Karlsruhe.
- Bundesminister für Umwelt, Naturschutz u. Reaktorsicherheit (1987): Abfallgesetz, Bericht der Bundesregierung über den Vollzug des Abfallgesetzes vom 27. August 1986. – Umweltbrief, **36**, 40 S.; Bonn.
- EICHHORN, J., ACKERBAUER, E., BÖTTCHER, H. D. (1987): Beiträge zur Überprüfung von Schadmerkmalen der neuartigen Waldschäden. – Forschungsber. Hess. Forstl. Versuchsanst., **4**, 91 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Hann. Münden.
- FESEL, U. (1987): Hessisches Gütemeßprogramm für oberirdische Gewässer – Fließgewässer – Meßergebnisse und Auswertungen 1987. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **74**, 245 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.

- HARRESS, H. M., GRATHWOHL, P., & TORUNSKI, H. (1987): Natürliche Elimination von leichtflüchtigen Halogenkohlenwasserstoffen aus der Umwelt. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 367–375, 3 Abb.; Hannover.
- Hessische Forstliche Versuchsanstalt (1987): Beobachtungseinrichtungen des hessischen Untersuchungsprogrammes: Waldbelastungen durch Immissionen (Konzeption u. Aufbau). – **1**, 110 S., div. Abb., div. Tab.; Hann. Münden.
- (1987): Beiträge zur Überprüfung von Schadmerkmalen der neuartigen Waldschäden. – **4**, 91 S., div. Abb., div. Tab.; Hann. Münden.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1987): Jahresbericht 1987. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **70**, 181 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- Institut für wassergefährdende Stoffe (1987): Schadstoffarme Abfallentsorgung, Anforderungen des Grundwassers- und Bodenschutzes an die Behandlung und Lagerung von Abfallstoffen. – IWS Schriftenreihe, **2**, 167 S., div. Abb., div. Tab.; Berlin (Erich Schmidt).
- NASSAUER, K. G., & GÄRTNER, E. J. (1987): Vergleichende Ergebnisanalyse der Waldschadenserhebungen 1984–1986 in Hessen. – Forschungsber. hess. Forstl. Versuchsanst., **2**, 181 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Hann. Münden.
- RUEDDIGER, G. (1987): Erfassen, Beurteilen und Sanieren mineralölkontaminierter Standorte. – Erdöl Erdgas, **103** (1): 31–36, 2 Abb.; Hamburg–Wien.
- SCHIMMEL, A. J. (1987): Hydrochemisch-hydrodynamische Wechselbeziehungen am Beispiel des Lückebaches bei Pohlheim/Hessen (unter besonderer Berücksichtigung statistischer Verfahren). – Gießener Geol. Schr., **42**, 212 S., 59 Abb., 28 Tab.; Gießen.

1988

- BAUER, J. (1988): Gewässerversauerung im nord- und nordostbayerischen Grundgebirge, 395 S.; München.
- BÜRKLEIN, K. D. (1988): Der Landschaftsrahmenplan in Hessen – Rückblick und Ausblick. – Natur u. Landschaft, **63**: 60–62; Bonn.
- BÜTTENDORF, D., & MÜLLER, C. (1988): Grünlandschutzprogramme der Bundesländer – Übersicht und Einschätzung. – Natur u. Landschaft, **63**: 112–114; Bonn.
- Deutsche Kommission zur Reinhaltung des Rheins (1988): Zahlentafeln der physikalisch-chemischen Untersuchungen 1987. – 318 S., div. Abb., div. Tab.; Essen. [Mainz-Kostheim]
- FRANZEN, L. (1988): Die Grube Messel und der Müll. – Natur und Museum, **118**: 133–142, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- GRÜGER, B., & STÖRKELE, K.-U. (1988): Erfassung, Bewertung und Beurteilung stehender Gewässer des Main-Kinzig-Kreises (Hessen). – Natur u. Landschaft, **63**: 315–317; Bonn.
- HALFMANN, J. (1988): Die Waldgesellschaften auf periglazialen Hangschuttdecken am Ostabhang des Meißners (Nordhessen) und ihre Bedeutung für den Naturschutz. – Naturschutz in Nordhessen, **10/1988**: 53–72, 1 Abb., 1 Tab.; Kassel.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1988): Landschaftspflege, Wasserwirtschaft, EDV bei Unteren Naturschutzbehörden. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, Schrift.-R. hessische Landesanstalt für Umwelt, **75**, 110 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1988): Immissionen gasförmiger Luftschadstoffe im Westteil des Belastungsgebietes Untermain – Meßbericht. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, Schrift.-R. hessische Landesanstalt für Umwelt, **77**, 34 S., div. Abb.; Wiesbaden.
- Hessischer Minister für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz (1988): Agrarstrukturelle Vorplanung der Stadt Heringen (Werra). – 195 S., div. Abb., div. Tab., div. Kt.; Bad Hersfeld.
- KLEIN, W. (1988): Zukunftsweisende Wege der Abfallwirtschaft – Ergebnisse des Symposiums zur Sonderabfall-Problematik in Mainhausen im Dezember 1988, 298 S.; Mainhausen.
- KNOLLE, F. (1988): Der Höhlenschutz in der Bundesrepublik Deutschland im Lichte des novellierten Bundesnaturschutzgesetzes. – Die Höhle, **39** (1): 1–5; Wien.
- Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen (1988): Pestizide im Gewässer. – LWA-Materialien, **2/88**, 141 S., div. Abb., div. Tab.; Düsseldorf.

- (1988): Landesabfall-Verbrennung – Fabrik und Umwelt. – LWA-Materilien, **1/88**, 66 S., div. Abb., div. Tab.; Düsseldorf.
- Landrat des Kreises Offenbach (1988): Untersuchungsbericht Untersuchung der Grundwasserkontamination im Umkreis der Sondermülldeponie Mainhausen. – JBG, 75 S., div. Abb., div. Tab., div. Kt.; Frankfurt a. M.
- LESER, H. J. (1988): Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1:25 000 (KA GÖK 25). – Zentralaussschuß dt. Landeskunde, **228**; Trier.
- MANZ, D., TSCHIRSCHNITZ, M., & TEICHMANN, W. (1988): Untersuchungen zum Einfluß von Teichwirtschaften auf die Qualität der Fließgewässer. – Wasser u. Boden, **40**: 615–619, 3 Tab.; Hamburg–Berlin.
- Naturschutzring Nordhessen (1988): Naturschutz in Nordhessen. – **10**, 178 S., div. Abb., div. Tab.; Kassel.
- NERGER, M., HAGENDORF, U., & MERGELER, R. (1988): Zur Erkennung von Kontaminationen in der ungesättigten Zone durch leichtflüssige Chlorkohlenwasserstoffe (LCKW) mit unterschiedlichen Aufschlußtechniken. – Wasser u. Boden, **40**: 564–567, 6 Abb., 1 Tab.; Hamburg–Berlin.
- RUDAT, D. (1988): Zweischalige Deponiesysteme. – Wasserwirtschaft., **78**: 414–418, 8 Abb.; Stuttgart.
- SANNS, M., & GRATHWOHL, P. (1988): Umweltproblematik der leichtflüchtigen Chlorkohlenwasserstoffe. – Wasser u. Boden, **40**: 554–564, 21 Abb., 8 Tab.; Hamburg–Berlin.
- SCHARPFF, H.-J., RIPPER, P., & FRÜCHTENICHT, H. (1988): Sanierung des Altölraffinerie-Standortes Pintsch Hanau. – Tagungsbericht z. 177. Seminar d. Fortbildungszentrums Gesundheits- und Umweltschutz Berlin, „Sanierung kontaminierter Standorte 1988“, 83–96, 9 Abb.; Berlin.
- (1988): In: RIPPER, P., FRÜCHTENICHT, H., & SCHARPFF, H.-J.: Umweltschadensfall Pintsch-Öl Hanau. – Wasser, Luft und Betrieb (wlb), **6**: 60–63, 7 Abb.; Mainz.
- SCHORB, A. (1988): Untersuchungen zum Einfluß von Straßen auf Boden, Grund- und Oberflächenwässer am Beispiel eines Testgebietes im Kleinen Odenwald. – Heidelberger Geogr. Arb., **80**, 193 S., div. Abb., div. Tab.; Heidelberg.
- SCHWARZER, H. (1988): Oxidative Abwasser-Reinigung mit Wasserstoffperoxid. – GWF Wasser, **129**: 484–491, 3 Abb., 3 Tab.; München. [Beispiele aus Hessen]
- STEINBERG, R. (1988): Rechtsgutachten über die Umsetzung der EG-Richtlinie über die Umweltverträglichkeitsprüfung, 153 S.; Frankfurt a. M.
- TANGERMANN, H. (1988): Drei Schadensfälle im südwestlichen Hessen, ein Beitrag zur Umweltgeologie. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **70**: 141–159; Stuttgart.
- TEMPER, U., PFEIFFER, W., & BISCHOFBERGER, W. (1988): Stand und Entwicklungspotentiale der anaeroben Abwasserreinigung. – GWF Wasser, **129**: 605; München.
- Umweltbundesamt (1988): Daten zur Umwelt 1986/87. – 550 S., 269 Abb., 55 Tab., 3 Kt.; Berlin.
- Umweltmarkt von A – Z (1988/89): Abwasserbeseitigung, Wassergewinnung, Abfallwirtschaft. – 370 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Würzburg (Vogel Verlag).
- VÖLKER, E., & SONTHEIMER, H. (1988): Charakterisierung und Beurteilung von Kläranlagenabläufen aus der Sicht der Trinkwasserversorgung. – GWF Wasser, **129**: 216–230, 19 Abb.; München. [Hoechst AG]
- WESTRUP, J. (1988): In: DRESCHER, J.: Deponiedichtungen für Sonderabfalldeponien – Arbeitspapier – Teil 1 und 2. – Müll und Abfall 7/88 und 8/88.
- WIPPERMANN, F. (1988): Physikalische Grundlagen des Klimas und Klimamodelle – Forschungsschwerpunkt der Deutschen Forschungsgemeinschaft 1978–1985, Abschlußbericht, 93 S.; Weinheim.

10. Sonstiges

1988

- BARGON, E. (1988): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1987 (1. 1.–31. 12. 1987). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 325–338; Wiesbaden.
- CZYSK, W. (1988): 140 Jahre Chemisches Laboratorium Fresenius Wiesbaden. – Jb. Nass. Ver. Naturk., **110**: 35–110, 18 Abb., 3 Sk.; Wiesbaden.
- DAHLHEIMER, M. (1988): Förderkataloge und Datenbanken mit Informationen zu geowissenschaftlichen Forschungsaktivitäten in der Bundesrepublik Deutschland. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **39**: 111–118; Hannover.

- HAHN, A., & HOMILIUS, J. (1988): 40 Jahre Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgabe im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung. – Geol. Jb. A, **109**, 312 S., div. Abb., div. Tab.; Hannover. [Betr. auch Hess. Landesamt f. Bodenforschung]
- KELTSCH, H. (1988): Paul Pfeffer † – Geol. Jb. Hessen, **116**: 317–323, 1 Bild; Wiesbaden.
- KOEHLER, F. (1988): Kartolithographie und Industrialisierung – dargestellt am Beispiel der „Geognostischen Übersichtskarte von Deutschland“ 1:1 000 000 von HEINRICH BACH (1955). – Z. geol. Wiss., **16** (1): 31–36; Berlin. [Rhein]
- KRAUS, W. (1988): Das Universalsichtgerät nach KRAUS/LANOY. – Der Präparator, **34** (1): 219–232, 13 Abb.; Bochum. [Hess. Ried, Raum Darmstadt]
- LANGER, W. (1988): JOHANN WILHELM BAUMER (1719–1788). Ein vergessener Vertreter der frühen geologischen Wissenschaften. – Natur und Museum, **118**: 239–243, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften (1988): Geopotential in Niedersachsen. Wegweiser zu geowissenschaftlichen und geotechnischen Institutionen sowie Firmen. – 84 S., 1 Abb.; Hannover.
- PAULY, E. (1988): HANS-JOACHIM LIPPERT zur Vollendung des 75. Lebensjahres. – Jb. Nass. Ver. Naturk., **110**: 6, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1988): Jahresbericht des Nassauischen Vereins für Naturkunde für das Jahr 1987. – Jb. Nass. Ver. Naturk., **110**: 111–119; Wiesbaden.
- POSCHWITZ, H., & HERZBERG, A. (1988): Hessisches Geologisches Schrifttum 1986 mit Nachträgen aus den Jahren 1975–1985. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 307–315; Wiesbaden.
- THIERMANN, A. (1988): Zu den Aufgaben der Geologischen Landesämter in den Geowissenschaften in der Bundesrepublik, eine Anmerkung. – In: Nachr. Dt. Geol. Ges., **38**: 72–73; Hannover.
- WENIG, K. (1988): Naturphilosophisches Denken in der Mitte des 19. Jahrhunderts unter besonderer Berücksichtigung von Geologie und Paläontologie. – Z. geol. Wiss., **16** (1): 19–23; Berlin.

Geol. Jb. Hessen	118	S. 283–298	Wiesbaden 1990
------------------	-----	------------	----------------

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1989 (1. 1.–31. 12. 1989)

I. Geologische und bodenkundliche Landeserforschung, Rohstoffgeologie

I 1. Geologische Landesaufnahme

Geologische Karte 1:25 000

B1. 5023 Ludwigseck der Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000 mit Erläuterungen wurde in 2. Auflage herausgegeben (1. Auflage 1891). Mit diesem Blatt steht für das osthessische Bergland eine weitere moderne geologische Spezialkarte als Planungs- und Bearbeitungsgrundlage zur Verfügung.

Bearbeitungsstand der übrigen, nachfolgend aufgeführten Blätter:

4819 Fürstenberg	Feldaufnahme	5522 Freiensteinau	Feldaufnahme
4821 Fritzlar	Feldaufnahme	5619 Staden	Feldaufnahme
4923 Altmorschen	Feldaufnahme	5714 Kettenbach	Feldaufnahme
5321 Stordorf	Feldaufnahme	5715 Idstein	Druckvorbereitung
5425 Kleinsassen	Druckvorbereitung	5817 Frankfurt a. M. West	Arbeiten unterbrochen
5426 Hilders	Feldaufnahme	5818 Frankfurt a. M. Ost	Feldaufnahme

Die Geologische Übersichtskarte von Hessen 1 : 300 000 wurde in 4., völlig neu bearbeiteter Auflage, herausgegeben.

Im Berichtsjahr wurden zahlreiche Bohrungen (Schwerpunkt: Rhein-Main-Gebiet) geologisch bearbeitet und die entsprechenden Schichtenverzeichnisse erstellt. Mitarbeiter des Dezernats arbeiteten außerdem an ingenieurgeologischen und lagerstättenkundlichen Stellungnahmen mit.

Die Zusammenarbeit mit verschiedenen Hochschulinstituten wurde wie bisher auch mit der Betreuung von Diplomarbeiten und Dissertationen weitergeführt.

Ebenfalls fortgesetzt wurde die Mitarbeit in der stratigraphischen Kommission der Deutschen Union für Geologische Wissenschaften, wobei die Schwerpunkte wie im Vorjahr bei der Bearbeitung stratigraphischer Fragen des Karbons, des Zechsteins und der Trias lagen.

I 2. Bodenkunde

Bodenkundliche Landesaufnahme

Die Vorbereitung zur Herausgabe des Blattes 6317 Bensheim der Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000 wurde weitergeführt und die Druckvorbereitungen für die Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1 : 50 000 fortgesetzt. Das dortige Netz der Bodenbeprobung zur Bestimmung bodenphysikalischer und -chemischer Kennwerte wurde verdichtet.

Vorrang erhielt die Boden-Flächeninventur (Bodenübersichtskarte von Hessen 1 : 200 000) des geplanten Fachinformationssystems durch Kartierarbeiten in Nordhessen (Westhessisches Berg- und Senkenland, Fulda-Werra-Bergland), in der Landesmitte (Marburger Lahntal, Amöneburger Becken, Burgwald, Wetschaft-Senke, Kuppenrhön) und im S (Südlicher Unterer Vogelsberg, Büdinger Wald, Dieburger Bucht, Breuberg-Odenwald).

Andere bodenkundliche Untersuchungen

Folgende Arbeiten wurden abgeschlossen :

- Weinbau-Standortkarte Rheingau 1 : 5000, Blatt Rauenthal
- Bodenübersichtskarte von Hessen 1 : 500 000

Fortgeführt wurden folgende Arbeiten:

- Mitarbeit im UBA-Forschungsvorhaben „Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen“
- Im Rahmen der Arbeitsgruppe „Hydrogeologie/Landwirtschaft“ Entnahme von Boden- und Grundwasserproben zur Ermittlung der Nitratauswaschung aus dem Boden in das Grundwasser
- Untersuchung der Bodenbelastung mit Schwermetallen im Gebiet der Luftreinhaltepläne (Rhein-Main, Gießen-Wetzlar)
- Mitarbeit in der Bund-/Länder-Sonderarbeitsgruppe „Informationsgrundlagen Bodenschutz“
- Mitarbeit in Arbeitsgruppe der Geologischen Landesämter u. a. zur Überarbeitung der bodenkundlichen Kartieranleitung

Gutachten über die Bodenbelastung mit Schwermetallen wurden teils abgeschlossen und teils vorangetrieben, von 25 Wasserschutzgebieten wurde das Nitratauswaschungsrisiko aus den verschiedenartigen Böden in das Grundwasser beurteilt. Zu 35 Friedhofsneuanlagen oder -erweiterungen wurden bodenkundliche Gutachten abgegeben. Von 3 Flächen für Bodenbeprobungen im Rahmen der Überwachung der Radioaktivität und des Strahlenschutzvorsorgegesetzes wurden Bodenkarten angefertigt. Für die Untersuchung der Bodenbelastung mit gefährlichen organischen Chemikalien, insbesondere Dibenzodioxinen und Dibenzofuranen, wurden Bodenproben entnommen. Rd. 780 Stellungnahmen im Rahmen der Anhörung von Trägern öffentlicher Belange bei Verfahren und Planungen verschiedener Art wurden abgegeben.

Das bodenphysikalische Labor bestimmte an rd. 200 Bodenproben Kennwerte des Bodenwasser- und Bodenlufthaushaltes.

I 3. Rohstoffgeologie

Die dem Programm zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen zur Verfügung stehenden Mittel wurden im Jahr 1989 zweigeteilt; ein Teil der Gelder wurde dafür verwendet, Kalk-Dolomit-Lagerstätten zu erkunden, die bei entsprechender Zusammensetzung in der Waldkalkung eingesetzt werden können. Enge Kontakte mit dem Hessischen Ministerium für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz waren vorausgegangen. Den zweiten Schwerpunkt des Programmes bildeten Untersuchungen genetischer Zusammenhänge zwischen der Quarz-Schwerspatmineralisation und der Buntmetall-Vererzung im Osttaunus.

Oberflächennahe Lagerstätten

Zur Untersuchung von Kalk-Dolomit-Lagerstätten wurden auf TK 25, Blatt 5821 Bieber, fünf Vertikalbohrungen mit einer Gesamtbohrmeterzahl von 229 m niedergebracht, die Kosten beliefen sich auf DM 68 341. Die Bohrungen sind geologisch aufgenommen und beprobt; die Analysen der Bohrproben sind in Arbeit. Die früher abgeteuften Bohrungen auf Steine und Erden-Lagerstätten wurden im Hinblick auf die technologische Verwertbarkeit der Rohstoffe ausgewertet (Bestimmung von Stoffbestand, Eignung und Vorräten). Diese Bewertungs- und Bemusterungsarbeiten gehen wie in früheren Jahren in Absprache mit den drei Firmen der Arbeitsgemeinschaft vor sich, die die Ergebnisse der vorsorgenden Rohstoffuntersuchungen des Dezernats I3 auf dem Sektor der Ton-Rohstoffe weiter verarbeitet.

Die Lagerstättenkartierung Hessen 1:25 000 (LK 25) blieb weiterhin unterbrochen. Im Jahr 1989 konnten nur vier Arbeitstage darauf verwendet werden, einige Ortsbegehungen und -befahrungen durchzuführen.

Die Neubewertung der nordhessischen Braunkohlelagerstätten wurde vorläufig abgeschlossen. Durch andere Prioritätensetzungen innerhalb der hessischen Energiepolitik wird vom Auftraggeber zur Zeit auf einen Abschluß der Arbeiten kein Wert gelegt; demzufolge wurde der formale Abschluß dieser Arbeiten zugunsten anderer, dringenderer Arbeiten zurückgestellt.

Wie seit Jahren zu beobachten, nahmen auch im Jahre 1989 die Anforderungen an das Dezernat I3 zu, die sich mit Explorations-, Abbau- und Rekultivierungsplänen befassen. Diese Arbeiten laufen im Rahmen der verschiedensten Verfahren, innerhalb derer immer mehr Fragen der Bewertung von Rohstoffvorkommen im Vergleich zu anderen, raumbedeutsamen Maßnahmen gefordert sind. Als wichtigste dieser Verfahren sind zu nennen: Genehmigungen nach BImSchG, Anträge auf Unterstellung von Gewinnungsbetrieben unter Bergaufsicht, Rahmenbetriebsplan- und Hauptbetriebsplan-Zulassungen, Zulegungsverfahren im Rahmen bergrechtlicher Streitigkeiten, verschiedene Verfahren innerhalb der Regionalplanung, Förderanträge des BmWi. Im Jahre 1989 wurden in diesem Zusammenhang 44 Projekte bearbeitet; in vielen Fällen dauert die Bearbeitung dieser Projekte länger an, weil die innerhalb der verschiedenen Verfahren eingebrachten Widersprüche zunehmend längere Zeit beanspruchen, um ausgeräumt zu werden.

Begutachtungen und Bewertungen wurden u. a. für folgende Projekte durchgeführt: Auskiesung und Verfüllung von Kiesgruben, Bewertung von tonführenden Waldflächen für ein Forstamt (Förderzins), Prozeß Basalt-Werk gegen Naturschutzausweitung, Projekt Walddüngung,

Stellungnahme Quarzabbau, Stilllegungsbetriebsplan Stolzenbach, Vorratsberechnung Basaltwerk, Abbauerweiterung in der Nähe einer Großstadt, Naturschutzprojekt der Stiftung Hessischer Naturschutz, Konzept „Abfallbeseitigung in stillgelegten Abbaugebieten“ (Stadt- und Landkreistag).

Die Arbeiten zur Vorbereitung eines Abbau- und Lagerstättenkatasters wurden in Gesprächen mit den Regierungspräsidien und der obersten Landesplanungsbehörde in Hessen vorangetrieben. Ebenfalls fanden mehrere Sitzungen der Arbeitsgemeinschaften Landschaftsrahmenplanung statt, die jeweils beim Regierungspräsidium Gießen und beim Regierungspräsidium Darmstadt eingerichtet wurden.

Im Rahmen der laufenden landesplanerischen Bearbeitung wurden 1810 Objekte bearbeitet (Planungsverfahren der verschiedensten Art). An zehn Erörterungsterminen wurde teilgenommen; in sechs Fällen waren Befahrungen und Untersuchungen von Abbaustellen notwendig.

Von der Rohstoffkarte 1 : 50 000 (RK 50) (Standortkarte von Hessen) wurden 1989 folgende Blätter veröffentlicht: L 5912 Kaub, L 6118 Darmstadt Ost, L 6316 Worms, L 6318 Erbach, L 6320 Miltenberg, L 6516 Mannheim, L 6518 Heidelberg Nord und L 6520 Buchen (Odenwald).

Druckfertige Manuskripte wurden abgegeben von den Bl. L 5318 Amöneburg, L 5718 Friedberg (Hessen), L 5916 Frankfurt a. M. West, L 5918 Frankfurt a. M. Ost, L 6116 Darmstadt West und L 5720 Gelnhausen.

Die Betreuung der Explorationsarbeiten der vom Bundesminister für Wirtschaft geförderten Projekte „Flammersbacher Wald“ und „Bavier“ wurden abgeschlossen; neu hinzugekommen ist das Projekt „Steeden“ (Zement- und Kalkrohstoffe). Vorbereitende Studien wurden durchgeführt für ein Projekt, welches die Kaolinisierung devonischer Tonschiefer im Rheinischen Schiefergebirge zum Ziel hat.

Erze, tiefliegende Lagerstätten

Die Zusammenarbeit mit Hochschulinstituten, der BGR und dem NlFB wurden intensiviert. Wie im Tätigkeitsbericht für das Jahr 1988 beschrieben, fand auch im Jahr 1989 eine Aufgabenteilung statt, wobei das HLB den angewandten lagerstättenwirtschaftlichen Teil in die Untersuchungen einbringt. Weiterführende Untersuchungen werden dann entsprechend der anwendungsbezogenen Überlegungen in die Wege geleitet. Diesen Arbeiten dient auch das oben erwähnte Projekt der Kaolinisierung devonischer Tonschiefer. Hier soll eine Verbindung hergestellt werden zwischen hydrothermalen Aktivitäten mit Gangerzbildung und der Begünstigung der Kaolinisierung von Tonschiefern in der Nähe solcher hydrothermaler Gangzonen.

Als wichtigste Arbeiten in diesem Zusammenhang sind zu nennen: geochemische Untersuchungen im Bereich gangförmiger Ba-Pb-Mineralisationen und Vererzungen des Kellerwaldes (TK 25: Blatt 4819 Fürstenberg, Blatt 4820 Bad Wildungen, Blatt 4919 Frankenu); geochemische Untersuchungen im Bereich flächenhafter, toniger Verwitterungsbedingungen in unterschiedlichen Edukten im Taunus, Vogelsberg, der Dill-Mulde; geochemische Prospektion auf Edelmetalle im Kellerwald; geochemische Untersuchungen von anthropogen bedingten Metallanomalien im Bereich ehemaliger Bergbaugebiete (Taunus, Dill-Mulde, Ost-Hessen).

Im Rahmen der von der DFG durchgeführten Projekte der „intraformationellen Stoffumlagerungen“ wurden untersucht: Genese und Stoffbestand der Mangan-Mineralisationen und

Vererzungen im südlichen rheinischen Gebirge; Blei und Silber führende Mineralisationen und Vererzungen im Bereich des ehemaligen Grubenreviers „Heftrich“ (TK 25, Blatt 5716 Oberreifenberg) und der Grube „Königsholz“ bei Altweilnau (TK 25, Blatt 5616 Grävenwiesbach); sowie Genese und Stoffbestand des „Eschbach–Usinger Quarzganges“ (TK 25, Blatt 5617 Usingen).

Im Gebiet der Grube „Königsholz“ wurden zwei Schrägbohrungen niedergebracht, die zusammen eine Länge von 144,80 m ergaben und für die DM 48 830 aufgewendet wurden. Die Bohrungen sind geologisch aufgenommen, die Analyse der Proben und ihre Auswertung sind in Arbeit.

Auf den Blättern der TK 25: 5616 Grävenwiesbach, 5617 Usingen und 5716 Oberreifenberg wurden insgesamt 7 Schürfe mit einer Gesamtlänge von 84,20 m und einem Kostenaufwand von DM 20 029 angelegt. Auch hier ist die Auswertung der Schürfergebnisse im Gange. Flankierend zu all diesen Arbeiten wurden im Rahmen der Gemeinschaftsaufgaben (NLF, Hannover) geophysikalische Untersuchungen durchgeführt. In Zusammenarbeit mit der Universität Mainz wurden ebenfalls geophysikalische Untersuchungen ausgeführt und versucht, die Methode der „very low frequency (VLF)“ zu testen und zu eichen.

Für die Untersuchungen der Buntmetall-Industriemineral-Gänge im Osttaunus hat eine rohstoffgewinnende Firma finanzielle Mittel beigesteuert. So konnten weitere acht Schürfe mit einer Gesamtlänge von 296,40 m angelegt werden.

Verschiedenes

Zum Umweltschutzbericht der Landesregierung wurde Stellung genommen; Fallstudien der Western European Geological Surveys (WEGS) wurden vorbereitet; die Sanierung eines seit längerem im Gange befindlichen Felsrutsches in einem Pikrit-Steinbruch wurde weiter bearbeitet.

I 4. Fernerkundung, Geophysik und Biostratigraphie

Fernerkundung

Die weitere Umgebung von Sünna-Völkershäuser wurde gefügetektonisch i. M. 1 : 50 000 untersucht, um Zusammenhänge zwischen dem neuerlichen Gebirgsschlag mit dem Epizentrum Ochsenberg bei Völkershäuser, seinen Auswirkungen und den natürlichen bruchtektonischen Gegebenheiten zu erkunden. Für das Grenzgebiet zur DDR und in der DDR konnten entsprechende Vergrößerungen aus der Thematic-Mapper-Serie von Landsat 5 als ausreichend gutes Bildmaterial herangezogen werden.

Mit den neuerworbenen Falschfarben-Bildern der SOJUZ-Reihe KFA 1000 der Firma Sojuzkarta, Moskau, wurden Versuche über Vergrößerungsfähigkeit und Farbkornanordnung vorgenommen. Die hochauflösenden fotografischen Bilder eignen sich für gefügetektonische Erhebungen in Maßstäben zwischen 1 : 5000 und 1 : 20 000. Anhand der bisher vorgenommenen Schwarzweiß-Vergrößerungen wurden ein ca. 130 km² großes Gebiet im mittleren Taunus und ein ca. 110 km² großes Gebiet im südwestlichen Taunusvorland gefügetektonisch bearbeitet, z. T. als unterstützende Untersuchung für ein größeres hydrogeologisches Gutachten.

Das Inventarverzeichnis über vorhandene Fernerkundungsbilder im Luftbildarchiv und über die Auswertegeräte wurde modernisiert.

Dem HLB übergebenes Bildmaterial, das fast das gesamte Landesgebiet überdeckt, wurde inventarisiert und in das Luftbildarchiv übernommen.

Eine großmaßstäbige bruchtektonische Untersuchung wurde für ein Talsperren-Gutachten des Dezernates II 3 ausgeführt.

Eine 2monatige Praktikantenausbildung in Geologischer Fernerkundung wurde als Beitrag des Technologieaustausches zwischen Landesamt und Universitäten durchgeführt.

Geophysik

Für die geologische Landesaufnahme wurden auf den Blättern 4819 Fürstenberg, 4821 Fritzlar und 5522 Freiensteinau magnetische, seismische und geoelektrische Messungen interpretiert sowie magnetische Messungen im Meißner-Gebiet, auf Blatt 5522 Freiensteinau und auf Blatt 5023 Ludwigseck neu durchgeführt.

Seismische, geoelektrische und magnetische Untersuchungen dienten der Vorerkundung der geplanten BAB A66. Auslaugungsstrukturen um einen Gipssteinbruch bei Hundelshausen (TK 25 Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf) sind seismisch untersucht worden.

Die Arbeiten im Rahmen der tiefenseismischen Profile DEKORP-2-N und -9-N sind weiter verfolgt und unterstützt worden. Insbesondere wurden hierzu basaltische Gänge im Odenwald magnetisch vermessen. Eine refraktionsseismische Auswertung der Ersteinsätze von Profil 2-N ist in Arbeit.

Eine Apparatur zur Messung von Erschütterungen gemäß DIN 4150 ist beschafft und in Betrieb genommen worden.

Arbeiten zur Anwendung geophysikalischer Verfahren in der Umweltproblematik, zum magnetischen Normalfeld und zur rechnerischen Bestimmung von magnetischen Anomalien wurden veröffentlicht.

In 66 Bohrungen sind für amtliche Belange Gamma-Logs aufgezeichnet worden.

Biostratigraphie

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden Gesteinsproben aus Aufschlüssen und als Bohrproben entnommen, im Labor aufbereitet und ihr Inhalt an Fossilien untersucht. Die Mergel-, Ton- und Sandproben stammten von den Blattgebieten 4522 Hofgeismar, 4722 Niederkwehren, 4922 Homberg (Efze), 5022 Schwarzenborn, 5718 Ilbenstadt, 5816 Königstein im Taunus, 5817 Frankfurt a. M. West, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5819 Hanau, 5913 Presberg, 5914 Eltville am Rhein, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim am Main, 5917 Kelsterbach, 5918 Neu-Isenburg, 5919 Seligenstadt, 6013 Bingen, 6015 Mainz und 6316 Worms.

Die Proben sind zum großen Teil ausgewertet; ein Teil wurde katalogisiert und in die Beleg- und Vergleichssammlung übernommen.

Die Untersuchungen ermöglichten es, das Alter der betreffenden Gesteinsschichten zu bestimmen und damit deren Aufeinanderfolge und Lagerungsverhältnisse zu ermitteln.

Umfangreiches Fossilmaterial wurde auf Bl. 5714 Kettenbach gesammelt; von den Bl. 5622 Steinau a. d. Straße und 5915 Wiesbaden wurden Belegproben in die Sammlung aufgenommen.

Bereits im Vorjahr aufgenommene Altersbestimmungen mittels fossiler Pflanzenreste wurden fortgeführt. Die Ergebnisse konnten bei der geologischen Landesaufnahme und zur Lösung praktischer Aufgaben herangezogen werden.

I 5. Schriftleitung, Landkartentechnisches Büro, Bibliothek und Vertrieb

Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1989 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 117, 315 S., 68 Abb., 19 Tab., 16 Taf., 6 Prof., 1 Bild

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 89, 128 S., 57 Abb., 2 Tab.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Blatt 5023 Ludwigseck mit Erläuterungen, 237 S., 40 Abb., 21 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.

Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000, 4. neu bearbeitete Auflage

Bodenübersichtskarte von Hessen 1:500 000

Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000, Blatt Rauenthal

Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1989 betrug 2 697 Medieneinheiten.

Davon entfielen 1 915 auf Bände, 220 auf Sonderdrucke und 562 auf Karten.

Die Zahl der Tauschpartner hat sich auf 419 erhöht.

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 2 516 Bände und 468 Karten.

552 Bände der im Katalog noch nicht erfaßten Bestände wurden eingearbeitet.

Vertriebsstelle

In der Vertriebsstelle sind vom 1. Januar–31. Dezember 1989 verkauft worden:

1 047 Expl. Geolog. Karten 1:25 000

300 Expl. Bodenkarten 1:25 000

1 159 Expl. Übersichtskarten

1 356 Expl. sonstige Veröffentlichungen

(davon 80 Expl. Sonderdrucke)

II. Ingenieurgeologie und Mineralogie

II 1. bis II 4. Bereich Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind 124 Gutachten, 92 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert und 405 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen erstellt worden.

Im Jahre 1989 war wieder ein hoher Zeitaufwand für die Betreuung laufender Baumaßnahmen und auch für die Aufnahme von umfangreichen Bohrarbeiten für US-Bauvorhaben erfor-

derlich. Im ersten Halbjahr hat die Beratung für Injektionen von Karsthohlräumen in tertiären Kalksteinen an der BAB-Brücke bei Bad Vilbel einen hohen Zeitaufwand erfordert. Die laufende Beratung bei den Bauarbeiten an den BAB-Neubaustrecken A 49 (Kassel–Gießen) und an der Ausbaustrecke A 7 (Kassel–Hattenbach) wurden fortgeführt.

Im Dezernat II 2 ist die Fremdüberwachung der Sohlabdichtung der Kreismülldeponie Limburg-Weilburg bei Beselich abgeschlossen worden. Daneben erfolgte eine laufende Beratung zur Deponie Mainflingen. Aufgrund des Merkblattes zur Pflanzenabfall-Kompostierung wird das HLB auch zur Beurteilung der Basisabdichtung geplanter und bestehender Kompostierungsanlagen herangezogen.

Hauptarbeit des Dezernates II 3 ist eine ständige Beratung und laufende Auswertung von Meßergebnissen von Talsperren und Rückhaltebecken.

Durch das Dezernat II 4 erfolgten an der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg umfangreiche Inklinometermessungen zur Kontrolle von möglichen Hangbewegungen. Außerdem sind Studien über das Verformungsverhalten des Buntsandsteingebirges beim Tunnelausbruch ausgearbeitet worden. Diese Erkenntnisse lieferten wertvolle Hinweise auf die Kinematik der Saxonischen Tektonik. Für die DB-Neubaustrecke Köln–Frankfurt wurden zwei ingenieurgeologische Vorgutachten zu möglichen Trassenvarianten ausgearbeitet.

Für einen Straßentunnel (Ortsumgehung Wambach) wurde ein Vorgutachten erstattet. Die Bauarbeiten für den „Saukopftunnel“ in Weinheim haben begonnen.

Im Berichtszeitraum wurden die Erläuterungsbeiträge Ingenieurgeologie für das Bl. 5023 Ludwigseck fertiggestellt und Bl. 5425 Kleinsassen weiterbearbeitet.

Abteilungsangehörige waren in speziellen Arbeitsgruppen und Fachausschüssen tätig.

II 5. Mineralogie, Petrologie

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden petrographische Untersuchungen an Gesteinsproben von den 10 in Bearbeitung befindlichen Blättern durchgeführt. Der Erläuterungsbeitrag zu den Vulkaniten auf Bl. 5023 Ludwigseck wurde abgeschlossen. Für die Blätter 5425 Kleinsassen, 5325 Spahl und 5326 Tann (Rhön) ist der Abschnitt „Petrographie und Vulkanite“ in Bearbeitung.

Zur Unterstützung der petrographischen Untersuchungen wurden mit der Mikrosonde 5 223 quantitative Mineralanalysen auf je 10 Elemente (52 230 Einzelbestimmungen) und 30 Sekundärelektronen- oder Elementverteilungsbilder angefertigt.

II 6. Zentrale Laboratorien

In den Zentralen Laboratorien wurden die zur Erfüllung der Aufgaben des Amtes notwendigen Boden-, Gesteins- und Wasseranalysen sowie die Bestimmung von Erdstoff- und Gesteinskennwerten ausgeführt.

Mit der ICP wurden z. B. für die Bodenkunde 47 Bodenproben auf die Elemente Ca, Mg, Na, K und Ba analysiert und außerdem von 131 Gesteinsproben Vollanalysen auf 18 Elemente gefertigt. 496 Proben wurden ergänzend auf Lutetium untersucht. Die Seltenen Erden, jeweils 10 Elemente, wurden in 266 Vulkanitproben bestimmt.

Zur Klärung von Spezialfragen wurden an 234 Gesteins- und 32 Bodenproben röntgenographische Phasenanalysen durchgeführt. Weitere röntgenographische Mineralbestimmungen wurden an Tonproben aus dem Bohrprogramm des Dez. I3 sowie zur Lösung verschiedener anderer Fragestellungen vorgenommen.

Die insgesamt 837 Wasseranalysen dienen u. a. der Erarbeitung hydrogeologischer Grundlagen und den Untersuchungsprogrammen „Nitratbelastung des Grundwassers durch landwirtschaftliche Düngung“, „Mögliche Auswirkungen saurer Depositionen auf das Grundwasser in Kluftgrundwasserleitern des nord- und osthessischen Buntsandsteingebietes“ und „Begleitendes Grundwasseruntersuchungsprogramm zum Sofortprogramm des HMLFN zum Schutz der Waldböden durch Kompensationskalkung“.

III. Hydrogeologie, Geotechnologie und Datenverarbeitung

III 1. Hydrogeologische Grundlagen

Im Zuge der hydrogeologischen Landeserkundung wurde auf Blatt 4819 Fürstenberg eine hydrogeologische Feldkartierung durchgeführt. Im Zusammenhang damit erfolgten auf diesem Blatt wie auch auf dem Blatt 5425 Kleinsassen Trockenwetterabflußmessungen.

Die hydrogeologischen Teile der Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 wurden für die Blätter 5023 Ludwigseck und 5425 Kleinsassen fertiggestellt.

Zur AGV-Standortkarte von Hessen sind die Blätter L 5122 Neukirchen, L 5322 Lauterbach (Hessen) und L 5520 Schotten bearbeitet worden.

Als Grundlage für die Bearbeitung grenzüberschreitender Fragen der Länder Bayern–Hessen wurde für den E-Teil der Hanau–Seligenstädter Senke ein Grundwassergleichenplan erstellt.

Unter Anleitung und Aufsicht des HLB wird eine Grundwasserbilanz des Taunuskammes zwischen Niedernhausen und Bad Schwalbach erarbeitet, wobei insbesondere das bislang ungenutzte Grundwasserangebot ermittelt werden soll.

Eine Übersichtskarte der hydrogeologischen Systeme von Hessen 1:300 000 einschließlich Legende wurde fertiggestellt. Diese Kombinationsthemenkarte bietet erstmalig im regionalen Bereich Aussagen sowohl zum quantitativen als auch qualitativen Grundwasserdargebot.

III 2. Regionale Hydrogeologie

Im Berichtszeitraum wurden insgesamt 639 Gutachten und gutachtliche Stellungnahmen abgegeben. Im Vergleich zum Vorjahr entspricht dies einer Steigerung von 15%.

Es entfielen auf die Sachgebiete:

Wasserschließung	22 Gutachten und	42 Stellungnahmen,
Schutzgebiete	42 Gutachten und	92 Stellungnahmen,
Sonstiges	113 Gutachten und	328 Stellungnahmen,
insgesamt	177 Gutachten und	462 Stellungnahmen,

Gesamtzahl: 639.

Arbeits- und zeitintensiv war ein Gutachten zur Festsetzung des Heilquellenschutzgebietes qualitativer Art für die staatlich anerkannten Heilquellen in Bad Soden-Salmünster (Main-Kinzig-Kreis). Ebensfalls erhöhten Aufwand erforderte die gutachtliche Beratung zur Ableitung des im Stadtgebiet Rüsselsheim, Kreis Groß-Gerau, gefaßten Niederschlagswassers und die sich ergebende Grundwasserbelastung durch dessen Versickerung in das Horlache-Becken.

Vermehrter Anfall bestand auch an Gutachten zur hydrogeologischen Ursachenermittlung an erhöht nitratbelasteten Wassergewinnungsanlagen und zur Beurteilung des Nitratrückhaltevermögens der im Einzugsgebiet anstehenden Böden im Hinblick auf eine Düngebegrenzung.

Einen wesentlichen Arbeitsschwerpunkt bildeten weiterhin Beratungen zur Sanierung von Grundwasserverunreinigungen durch Chlorierte Kohlenwasserstoffe und Mineralölderivate sowie hydrogeologische Beurteilungen des Gefährdungspotentials von Altlasten (Deponien, ehemalige Gaswerksstandorte, Munitionsfabriken etc.). Die überwiegend mehr-, z. T. vieljährigen Sanierungsarbeiten binden durch stete Neuabstimmungen des weiteren Vorgehens nach jeder Teilmaßnahme in beträchtlichem Umfange Arbeitskapazitäten.

So fielen in den letzten 10 Jahren allein 91 Fälle umfangreicherer Grundwasserkontaminationen durch Kohlenwasserstoffe (insbesondere Mineralöl) und Chlorierte Kohlenwasserstoffe an; von diesen waren 66 Fälle (73%) bis Ende des Jahres 1989 nicht abgeschlossen und werden weiter durch das HLB bearbeitet. Die bis Ende 1989 aufgewandte Sanierungszeit betrug bei 52 (57%) der Schadensfälle 1–5 Jahre, bei 25 (27%) 5–10 Jahre und bei 14 (16%) mehr als 10 Jahre; die Sanierungszeiten werden sich jedoch noch erhöhen, da ja ein Großteil noch nicht abgeschlossen wurde. Schwerpunkte des Schadenseintritts lagen in den Jahren 1985 und 1986 (je 18 Fälle).

Die Arbeiten zur Beweissicherung und regionalen Überwachung der Grundwassersituation im Zusammenhang mit den Arbeiten an der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg wurden für den Abschnitt Kassel–Fulda fortgesetzt.

Besprechungen und Beratungen erfolgten für die Stadt Wiesbaden wegen großräumiger Tiefbauvorhaben im Thermalquellenschutzbezirk.

Im Berichtszeitraum wurden von Mitarbeitern der Abteilung 31 Brunnenbohrungen angesetzt und betreut. Die als gewinnbar nachgewiesene Grundwassermenge betrug 190 l/s (5,992 Mio m³/a).

III 3. Qualitative Hydrogeologie

Das langfristige Beweissicherungsprogramm zur quantitativen und qualitativen Grundwasserüberwachung auf dem Flughafen Frankfurt Main wurde mit Grundwasserstandsmessungen und hydrochemischen Beprobungen fortgeführt und ausgewertet. Auch zur Erkundung der Langzeitbelastung des Grundwassers durch Deponiesickerwässer und durch Fahrbahnabflüsse erfolgten Wasserprobenahmen. Weitere Probenahmen wurden in monatlichen Abständen an fünf ausgewählten Wassergewinnungsanlagen zur Erkundung des Einflusses der landwirtschaftlichen Düngung auf den Nitratgehalt des Grundwassers durchgeführt.

In Fortführung der Forschungsarbeiten zum UBA-FE Vorhaben Wasser 102 02 612 „Mögliche Auswirkungen saurer Depositionen auf das Grundwasser in Kluftgrundwasserleitern des nord- und ostthessischen Buntsandsteingebietes“ wurden geohydrochemische Daten aus dem

südlichen Taunus und aus N- und E-Hessen regional in Form von Isolinienplänen und mit Hilfe EDV-gestützter Computerprogramme (Variogrammtechnik) ausgewertet.

In einem „Begleitenden Grundwasser-Untersuchungsprogramm zum Schutz der Waldböden durch Kompensationskalkung“, getragen vom Hessischen Minister für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz und vom Hessischen Minister für Umwelt und Reaktorsicherheit, wurden die Auswirkungen auf das oberflächennahe Grundwasser in den Buntsandsteingebieten N-, E-Hessens, des Spessarts und des Odenwaldes untersucht.

Abteilungsangehörige waren in verschiedenen Arbeitsgruppen, Kommissionen und Fachausschüssen tätig, u. a.: Vertretung des Landes Hessen im LAWA/DVGW-Ausschuß „Wasserschutzgebiete“, DVWK-Fachausschuß 3.2 „Grundwassernutzung“, DVWK-Fachausschuß 3.5 „Grundwasserchemie“, DVGW-Fachausschuß „Geohydrologie“, Arbeitskreis „Wasserschutzgebiete“ beim HMUR, Arbeitsgruppe Regierung von Unterfranken/HMUR „Grundwassererschließung/-nutzung im bayerisch-hessischen Grenzbereich“, ferner in der „Arbeitsgemeinschaft für Naturwissenschaftliche und Technische Grundlagen der Balneologie“.

III 4. Geotechnologie und Infrastrukturgeologie

Die Salzwasserversenkung der Kaliwerke Wintershall und Hattorf im Werra-Kalirevier und die Haldenabwasserversenkung des Kaliwerkes Neuhoof-Ellers im Fulda-Kalirevier wurden laufend überwacht und die Daten der Versenktätigkeit erfaßt. An der Erstellung von Jahresberichten über die Versenktätigkeit wurde mitgewirkt.

Die Hydroexploration für das Gasspeicher-Projekt Eiterfeld-Reckrod ist mit einem Umpumptest fortgesetzt worden.

Die Ursachen der Salzwasserzuflüsse im Bereich der Kanalisation des Ortsteils Röhrigshof der Gemeinde Philippsthal/Werra wurden erkundet. Außerdem waren Beratungen und Tätigkeiten erforderlich bei der Niederbringung einer Ersatz-Versenkbohrung für das Kaliwerk Hattorf, bei der Erweiterung der Halde IV des Kaliwerkes Wintershall und bei der Planung einer Ersatzbohrung für den Lullusbrunnen in Bad Hersfeld.

Mitgewirkt wurde noch bei der Behandlung grenzüberschreitender Probleme des Kalibergbaus sowie bei der Untersuchung des CO₂-Unfalls in der Grube Wintershall.

Im Berichtszeitraum sind insgesamt 1791 Planungsvorhaben und -verfahren eingegangen und nach infrastrukturgeologischen Gesichtspunkten federführend bearbeitet worden.

Als Träger öffentlicher Belange wurden 1006 schriftliche Stellungnahmen zu folgenden Vorgängen abgegeben:

- 67 Abweichungsverfahren
 - 2 Regionale Raumordnungspläne
 - 21 Fachpläne, Landschafts(rahmen)pläne
- 130 Raumordnungs-, Planfeststellungs-, Planverfahren
- 99 Flächennutzungspläne (vorbereitende Bauleitpläne)
- 582 Bebauungspläne (verbindliche Bauleitpläne)
 - 32 Flurbereinigungsverfahren, Agrarstrukturelle Vorplanungen
 - 73 Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete, Naturparks

Bei der Auswahl von geologischen Naturdenkmälern wurde mitgewirkt.

III 5. Dokumentation und Datenverarbeitung

Im Vollzug des Lagerstättengesetzes wurden im Berichtszeitraum 182 Bohrungen im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Sie dienten hauptsächlich der Grundwassererkundung, -erschließung, -überwachung oder der Einrichtung von Meßstellen. Die Bohrungen wurden nach geologischen Kriterien abschließend bearbeitet (Profilaufnahme, Erstellen eines Schichtenverzeichnisses mit stratigraphischer Einstufung).

Das Fachbereichsdezernat Archiv hatte im Jahre 1989 Archivalien-Zugänge von 5924 Stück, die sich aufgliedern auf 527 Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert, 3208 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen, 2180 Gesteins-, Boden- oder Wasseranalysen sowie 9 Diplomarbeiten. Die Standorte der Bohrungen und Sondierungen wurden, verteilt über das ganze Land Hessen, auf den Bohrkarten nachgetragen und die Schichtenverzeichnisse eingeordnet.

Ausgeliehen wurden 1032 Archivstücke; in dieser Zahl sind die in den Archivräumen lediglich eingesehenen Archivalien (Präsenbenutzung) nicht enthalten.

Im Zuge der weiteren Umdisposition des Bohrchivs auf das DV-Verfahren ABOHRKA wurden die Datensätze der Blätter 4422 Trendelburg, 4423 Oedelsheim, 4719 Korbach, 4720 Waldeck, 4721 Naumburg, 4820 Bad Wildungen, 5819 Hanau, 5821 Bieber und 5822 Wiesen neu erstellt und Nachträge auf sechs vor mehreren Jahren bearbeiteten Blättern vorgenommen.

Im Fachbereich Automatisierte Datenverarbeitung erfolgte auf der hauseigenen DV-Anlage (DEC PDP 11/73) der Einsatz verschiedener Programme und Programmsysteme für gutachtliche Stellungnahmen, insbesondere in den Bereichen Geohydrochemie (Altlastensanierung, Ölschäden, CKW-Schadensfälle) und Hydrogeologie (Flughafen Frankfurt Main, Nitratbelastung des Grundwassers) sowie zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme in den Bereichen Geochemie/Petrochemie auf verschiedenen Blättern.

In enger Zusammenarbeit mit der HZD wurden auf den dortigen DV-Anlagen u. a. graphische Darstellungen mit dem Programmsystem STAMPEDE für die gutachtliche Beurteilung der Sanierung von Deponien (Altlasten) ausgeführt.

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ABEL, H. (1989): Standortkarte von Hessen, Rohstoffkarte, Bl. L 5912 Kaub, L 6118 Darmstadt Ost, L 6316 Worms, L 6318 Erbach, L 6320 Miltenberg, L 6516 Mannheim, L 6518 Heidelberg Nord, L 6520 Buchen (Odenwald); Hess. Min. Landwirtschaft., Forsten und Naturschutz – Landentwicklung –; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1989): VI. E. Klüfte. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 152–156, Abb. 26; Wiesbaden.
- BARGON, E. (1989): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1988 (1. 1.–31. 12. 1988). – Geol. Jb. Hessen, **117**: 293–313; Wiesbaden.
- et al. (1989): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Raumental; Wiesbaden.
- BECKER, R. E. (1989): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck; Wiesbaden.
- (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 237 S., 40 Abb., 21 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- BLUM, R. (1989): Spline approximation for Talwani's method of magnetic anomaly computation. – Pure and Applied Geophysics, **130**(4): 699–709, 4 Abb.; Basel.

- (1989): Das internationale geomagnetische Referenzfeld (IGRF 85) von 1989.5 für Hessen in 300 m ü. NN. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 251–253, 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1989): Geophysik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 157–165, Abb. 27–33; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G., & PÖSCHL, W. (1989): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 184–202, Abb. 35, Tab. 11–17; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., & BECKER, R. (1989): Vulkanische Gesteine. – Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 97–115, Abb. 13–17, Tab. 4 u. 5; Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1989): Geogene Gehalte ausgewählter Schwermetalle in mineralischen Böden von Hessen. – Wasser u. Boden, 41. Jahrg., 5: 310–311, 1 Tab.; Hamburg–Berlin.
- (1989): Geogene Schwermetallgehalte in mineralischen Böden von Hessen. – In: Beurteilung von Schwermetallkontaminationen im Boden. Dechema-Fachgespräche Umweltschutz, 137–141; Frankfurt a. M. (Dechema).
- FISCHER, G., GORBAUCH, H., & SCHNEIDER, W. (1989): Belastung von Böden und Grundwasser an Start- und Landebahnen des Flughafens Frankfurt/Main. – Forum Städte-Hygiene, **40**: 15–31, 2 Abb., 9 Tab.; Berlin–Hannover.
- HENTSCHEL, G. (1989): Die Minerale der Üdersdorfer Lava. – Lapis **14** (11): 14–25, 34 Abb., 2 Tab.; München (Weise Verlag).
- (1989): In: DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M., & ZIMMERLE, W.: Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieseliefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie–Petrographie–Geochemie. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 79–138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1989): Methoden zur Abschätzung des Dargebots von Grundwasserleitern. – DVGW-Schriftenreihe, **201**: 7–16, 10 Bilder; Eschborn.
- (1989): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeinheit und Angewandte Hydrogeologie. – 396 S., 109 Abb., 39 Tab., 3. Auflage; Stuttgart (Enke).
- HOLTZ, S. (1989): Dichtungssysteme hessischer Talsperren auf hochdurchlässigem Buntsandstein-Untergrund – eine Bewertung nach mehrjährigem Betrieb. – Wasserwirtschaft **7/8**: 368–371; Stuttgart.
- s. PRINZ, H., & HOLTZ, S.
- HORN, M. (1989): Fritz Kutscher †. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 274–292, 1 Bild; Wiesbaden.
- s. HENTSCHEL, G.: In: DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M., & ZIMMERLE, W.
- HOTTENROTT, M. (1989): In GREGOR, H.-J., HOTTENROTT, M., KNOBLOCH, E., & PLANDEROVA, E.: Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. – Geologica Bavarica, **94**: 314–317; München.
- (1989): In GREGOR, H.-J. mit Beiträgen von HOTTENROTT, M., MEYER, K. J., & THIELE-PFEIFFER, H.: Neue geologisch-paläontologische Ergebnisse aus den Tagebauen der „Oberpfälzischen Braunkohle“ (Naab-Molasse, Miozän). – Documenta naturae, **55**: 18–19, 22–23; München.
- (1989): Zur Pollen-Führung der früh- und mittelpleistozänen Sedimentfolge von Alzenau in Unterfranken (Ziegeleigrube ZELLER). – Jber. wetterau. Ges. Naturkunde, **140.–141. Jg.**: 131–139, 3 Abb.; Hanau.
- HÜHNER, G. (1989): Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 315; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1989): Perm. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 22–31, Abb. 4–6; Wiesbaden.
- MEISL, S., KREUZER, H., & HÖHNDORF, A. (1989): Metamorphose-Bedingungen und Alter des Kristallins im Wartenstein bei Kirch/Nahe. – In: Kurzfassungen 5. Rundgespräch „Geodynamik des Europäischen Variszikums“–Rhenohertzynikum–Moravosilesikum: 16–18; Braunschweig.
- PAULY, E. (1989): Die langfristige Sicherung mineralischer Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten – von der Untersuchung bis zum Abbau. – Steinbruch und Sandgrube, **82** (3): 204–208; Hannover.
- PÖSCHL, W. s. DIEDERICH, G., & PÖSCHL, W.
- POSCHWITZ, H. (1989): Hessisches Geologisches Schrifttum 1987 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1986. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 255–271; Wiesbaden.

- PRINZ, H., & HOLTZ, S. (1989): Zur Durchlässigkeit des Buntsandsteingebirges – Erfahrungen aus dem Tunnel- und Talsperrenbau in Hessen (BRD). – Mitt. Ing. u. Hydrogeol., **32**: 197–224, 5 Abb.; Aachen.
- (1989): In: NAUMANN, G., & PRINZ, H.: Die Bedeutung richtungsabhängiger tektonischer Gebirgsauflöckerung für den Tunnelbau im Buntsandsteingebirge. – Felsbau, **7**: 190–197, 10 Bild.; Essen (Glückauf).
- (1989): In: BRÄUTIGAM, F., LINDSTEDT, H.-J., & PRINZ, H.: Meßtechnische Beobachtung eines Rutschhanges am Nordportal des Schickeberg-Tunnels der Neubaustrecke Hannover–Würzburg der Deutschen Bundesbahn. – Ber. 7. Nat. Tag. Ing.-Geol. in Bensheim, 23–31, 6 Abb.; Essen (DGEG).
- (1989): In: SOMMER, H., MEYER-KRAUL, N., & PRINZ, H.: Großversuche zur Prüfung des Festigkeitsverhaltens von Röt-Tonsteinen. Ber. 7. Nat. Tag. Ing.-Geol. in Bensheim, 77–84, 9 Abb.; Essen (DGEG).
- QUADFLIEG, A. (1989): Zum Nachweis einer immissionsbedingten Versauerung im Grundwasser des ost- und nordhessischen Buntsandsteingebietes. – DVWK-Mitteilungen, **17**: 239–248, 4 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ROSENBERG, F. (1989): Geochemie hessischer Mittelgebirgsböden in Abhängigkeit von präquartärem Untergrund und quartärgeologischen Einflußfaktoren. – Ber. dt. mineral. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral., Vol. 1, 1989, No. 1: 155; Stuttgart.
- (1989): In: VALETON, I., FORMOSO, M. L. L., ROSENBERG, F., & DANI, N.: Bauxite and cogenetic weathering products on the alkaline complex and on basalts in the area of Lages, Santa Catarina, Brazil. – Travaux ICSOBA (Int. Cong. for the Study of Bauxite and Alumina), Vo. **19**: 55–70, 8 Abb., 2 Tab.; Zagreb.
- SABEL, K. J. (1989): Zur Renaissance der Gliederung periglazialer Deckschichten in der deutschen Bodenkunde. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **10**: 9–16, 7 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1989): Schwermetallgehalte der Böden zwischen Rhein-Main-Gebiet und Vogelsberg. – Jahresbericht wett. Ges. ges. Naturkde., Jg. 140–141, 6 Abb.; Hanau (im Druck).
- (1989): Bodenübersichtskarte von Hessen 1:500 000. Hrsg. Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.; Wiesbaden.
- THEWS, J.-D. (1989): Die Geologie der weiteren Umgebung von Limburg a. d. Lahn. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **71**: 337–345, 1 Abb.; Stuttgart.
- WEIDNER, E. (1989): In: FLEIGE, H., HINDEL, R., & WEIDNER, E.: Der Einfluß der Deckschichtenzusammensetzung auf die Schwermetallverteilung in ausgewählten Bodenprofilen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **59** (I): 329–334, 2 Abb.; Göttingen.

Nachtrag

- BARTH, W., STEIN, V., HOFMEISTER, E., IRLITZ, W., LEPPER, J., LUDWIG, G., & STEFFENS, P. (1988): Karte der oberflächennahen Rohstoffe 1:200 000 (KOR 200), Erl. Bl. CC 4726 Goslar. – 54 S., 2 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- HOTTENROTT, M. (1988): Palynostratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Sieblos/Rhön. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **24**: 93–98, 2 Taf.; Fulda.

Fachvorträge von Angehörigen des Landesamtes

- BERNHARD, H.: Ingenieurgeologische Mitarbeit bei der Sanierung historischer Bauten in Hessen. – Dienstbesprechung Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, 27. 1. 1989.
- EHRENBERG, K.-H.: Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Exkursion in den SW-Vogelsberg – Treffen Mainzer Geologen, 13. 5. 1989.
- Vulkanismus im SW-Vogelsberg. – 2tägige Exkursion des Mittelrheinischen Geologischen Vereins, 16. u. 17. 9. 1989.
- FRIEDRICH, K.: „Erstellung von Bodengutachten-Interpretationen“. – Fortbildungsseminar für Ingenieure des Fachbereichs Bauingenieurwesen an der Verwaltungsfachhochschule des Landes Hessen in Rotenburg a. d. Fulda, 24. 10. 1989.

- HÖLTING, B.: Methoden zur Abschätzung des Dargebots von Grundwasser. – DVGW-Fortbildungskurs in Bad Kissingen, 3. 10. 1989.
- HOLTZ, S.: Dichtungssysteme hessischer Talsperren auf hochdurchlässigem Buntsandstein-Untergrund – eine Bewertung nach mehrjährigem Betrieb. – 8. Talsperren-Symposium, Berlin, 12. 4. 1989.
- HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., & ZIMMERLE, W.: Zur Genese der unterkarbonischen Kieseliefer im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz. – Vortrag bei 5. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“ Rhenoharzynikum–Moravosilesikum, Braunschweig, 16.–18. 11. 1989.
- In: FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, D.: Lagenbau eines doleritischen Lagergangs in der nordöstlichen Dillmulde. – Vortrag bei 5. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“–Rhenoharzynikum–Moravosilesikum, Braunschweig, 16.–18. 11. 1989.
- HOTTENROTT, M.: Palynostratigraphie im hessischen Tertiär. Methodik und Ergebnisse. – 19. Jahrestagung des Arbeitskreises für Paläobotanik und Palynologie, Krefeld, 10. 5. 1989.
- KÜMMERLE, E.: Die Felsenstrecke des Rheins zwischen Rüdesheim und Lorch. – Vortrag bei der Gesellschaft zur Förderung der Rheingauer Heimatforschung in Rüdesheim a. Rh., 21. 2. 1989.
- Die Rheinlandschaft bei Geisenheim. – Vortrag bei der Versammlung der Geisenheimer Stadtführer im Schloß Hansenberg, Geisenheim, 3. 7. 1989.
- LAEMMLER, M.: Aufgaben und Tätigkeit des Geologen beim Tunnelbau. – Volkshochschule Fulda, 28. 4. 1989.
- Die geologische Tunnelkartierung, Durchführung, Zweck und Nutzen. – Geol. Exk., Kassel, 22. 9. 1989.
- MEISL, S., KREUZER, H., & HÖHNDORF, A.: Metamorphose-Bedingungen und Alter des Kristallins im Wartenstein bei Kirn/Nahe. – 5. Rundgespräch Geodynamik des Europäischen Variszikums, Braunschweig, 17. 11. 1989.
- PAULY, E.: Neuere geologische Erkenntnisse im Osttaunus. – Heimat- und Geschichtsverein Usingen, 15. 2. 1989.
- Moderne Lagerstättenuntersuchungen im Hessischen Landesamt für Bodenforschung. – Dienstbesprechung HLB, 24. 2. 1989.
- PRINZ, H.: Bruchmechanische Deutung der bei den Tunnelbauten an der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg in Osthessen (BRD) angetroffenen tektonischen Strukturen. – Vortrag TU Graz und Arbeitsgruppe Ingenieurgeologie ÖGG, 15. 6. 1989.
- Bedeutung der geologischen Barriere für Haus- und Sondermülldeponien. – Vortrag beim Grundbautag Kassel, GHK-Fachgebiet Grundbau, Boden- u. Felsmechanik, Kassel, 27. 6. 1989.
- QUADFLIEG, A.: Mögliche Auswirkungen saurer atmogener Depositionen auf das Grundwasser in Klufgrundwasserleitern des Buntsandsteins Nord- und Ost Hessens. – Posterpräsentation zum Symposium „Gewässerversauerung in Baden-Württemberg“, Ministerium für Umwelt, Stuttgart, 27.–28. 11. 1989.
- ROSENBERG, F.: Geochemie hessischer Mittelgebirgsböden in Abhängigkeit von präquartärem Untergrund und quartärgeologischen Einflußfaktoren. – 67. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Berlin, 19. 9. 1989.
- SCHARPFF, J.-H.: Geologische Aspekte bei der Bearbeitung von Schadensfällen. – Vortrag anläßl. d. Lehrganges der Wasserwirtschaftsverwaltung im Hessischen Bildungsseminar für die Agrarverwaltung, Rauischholzhausen, 2. u. 3. 3. 1989.
- Untersuchung und Sanierung der Altölraffinerie Pintsch, Hanau, als Beispiel für umweltbezogene Tätigkeit des Hydrogeologen. – Vortrag im Geologisch-Paläontologischen Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M., 14. 3. 1989.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Die Geologie des Westtaunus – Grundlage für Siedlung, Wirtschaft und Erholung. – Die Naturfreunde, Wiesbaden, 17. 1. 1989.
- Geologie des westlichen Taunus aus heimatkundlicher Sicht. – Heimatverein Heidenrod, 24. 4. 1989.
- Das Grundwasser im Rheingau – seine Nutzung und Gefährdung. – BUND, Eltville, 11. 5. 1989.
- TANGERMANN, H.: Kontaminierte Standorte in Hessen und deren Ursachen. – Fachtagung Grundwasser und Umweltkriminalität im LKA Wiesbaden, 11. 10. 1989.
- THEUERJAHN, A.-K.: Die Genese der Goldmineralisation am Eisenberg südwestlich Korbach, Hessen. – DFG-Arbeitstagung „Intraformationelle Stoffumlagerungen“, Korbach, 30. 11.–1. 12. 1989.

THEWS, J.-D.: Bodeninformationssysteme: Statusbericht. – Dienstbesprechung Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, 8. 12. 1989.

Hochschultätigkeit

- Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. BARGON
als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt (Bodenkunde)
- Geologierat Dr. BECKER
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Einführung in die geologischen Arbeitsmethoden – Durchführung von Exkursionen)
- Geologieoberrat Dr. BERNHARD
als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel WS 1988/89 und WS 1989/90 (Ingenieurgeologie)
- Geologiedirektor Prof. Dr. GOLWER
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Hydrogeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. HÖLTING
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Angewandte Geologie – Hydrogeologie – Vorlesung, Übungen und Exkursionen)
- Geologiedirektor Prof. Dr. LAEMMLEN
als Lehrbeauftragter an der Christian-Albrechts-Universität Kiel (Anleitung zu selbständigem wissenschaftlichem Arbeiten)
- Geologiedirektor Prof. Dr. MEISL
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Petrologie, Geochemie)
- Geologiedirektor Dipl.-Ing. MÜLLER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Baugrundgeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Ingenieurgeologie mit Übungen)
als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel (spezielle Fragen der Ingenieurgeologie)
- Geologiedirektor Dr. REICHMANN
Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M.
– Arbeitsbereich Fernstudium und Weiterbildung im didaktischen Zentrum
– Mitwirkung am Wochenendseminar mit Exkursion „Einführung in die Bodenkunde“
Fachhochschule Wiesbaden
– Studiengang: Gartenbau- und Landschaftspflege (Geisenheim) (Geologie und Bodenkunde)
- Geologierat Dr. SABEL
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (bodenkundliche Vorlesung und Geländepraktika)
- Geologierat Dr. THEUERJAHR
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Geochemie)

ERNST BARGON

Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Von
GERNOT HÜHNER*

Bisher wurde im Geologischen Jahrbuch Hessen in größeren Zeitabständen eine Gesamtaufstellung der im Bohrkernlager eingelagerten Bohrungen veröffentlicht. Sie wurde jährlich durch die neu hinzugekommenen Bohrungen ergänzt. Von diesem Band ab wird jährlich die aktualisierte Aufstellung des gesamten Lagerbestandes veröffentlicht. Diese Aufstellung soll eine stärkere Nutzung des vorhandenen Probenmaterials für weitergehende wissenschaftliche Untersuchungen anregen. Besichtigung und Probenentnahme ist grundsätzlich möglich, soweit dem nicht besondere Bestimmungen (Lagerstättengesetz oder Vorbehalte der Auftraggeber von Bohrungen) entgegen stehen. Ein formloser Antrag beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden genügt. Dem Antragsteller wird daraufhin eine Kopie der Bohrkernlagerbenutzungsordnung, gegebenenfalls mit Hinweisen für das weitere Vorgehen übersandt. Für das Auslegen größerer Kernserien muß Hilfspersonal vom Antragsteller gestellt werden.

Die Einsichtnahme in Schichtenverzeichnisse ist gesondert geregelt und bedarf ebenfalls der schriftlichen Anfrage beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung.

Im Bohrkernlager befinden sich neben den Bohrungen noch die petrographische Belegsammlung für die vom HLB veröffentlichten Blätter der Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 sowie die — im Aufbau befindliche — Bodenprobenbank.

Benutzte Abkürzungen: A = ausgewähltes, z. T. in Kernabschnitten eingelagertes Material und/oder Spül- und Meißelproben
A.E. = Ablauf der Einlagerungszeit/Aufbewahrungsdauer
ET = Endteufe der Bohrung
KB = Kernbohrung
R, H = Rechts-, Hoch-Wert
st. = ständige Aufbewahrung, Einlagerungszeit unbegrenzt

Bei den Kernbohrungen ist immer die Abkürzung KB hinzugefügt. Die Spül- und Meißelbohrungen haben keinen besonderen Zusatz.

Für die stratigraphische Bezeichnung und die Gesteinsarten wurden z.T. die Symbole für die Dokumentation und Automatische Datenverarbeitung — ADV — geologischer Feld- und Aufschlußdaten verwendet (Kurzbezeichnung: Symbolschlüssel Geologie).

* Dipl.-Ing. G. HÜHNER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4027 Lutter am Barenberge	Hahausen (1980)	35 83 370	57 57 600	493,90	Trias: s; Perm: z,r. KB	1995
4322 Bad Karlshafen	Würgassen 1 (1967)	35 27 050	57 23 150	65,00	Trias: s; Perm: z,r. KB, A	1995
4322 Bad Karlshafen	Würgassen 2 (1967)	35 27 240	57 22 930	50,00	Trias: smS. KB, A	1995
4421 Borgentreich	A/86-B1 (1986)	35 19 920	57 08 380	120,00	Trias: m. KB	1991
4422 Trendelburg	Beberbeck (1965/1966)	35 34 080	57 12 130	275,00	Trias: smS, smH (230 m !), smD. KB	st.
4423 Oedelsheim	Reinhardswald 1 (1955)	35 41 750	57 10 060	1 020,00	Quartär; Tertiär; Trias: sm, su; Perm: z. A	2009
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 001 (1983)	34 92 250	56 96 750	123,00	Trias: suB; Perm: z; Devon: dh. KB	1994
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 002 (1983)	34 92 620	56 96 520	105,00	Trias: suB; Perm: z; Devon: do. KB	1994
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 003 (1983)	34 92 405	56 96 305	43,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994
4519 Marsberg	Neudorf (1968/1969)	34 98 020	57 02 110	380,00	Trias: su; Perm: z (Brg, gekernt von 222—262 m)	st.
4520 Warburg	Ammenhausen 3 (Schrägbrg., 1981)	35 02 680	57 01 240	36,00	Quartär; Trias: smH. KB	1992
4520 Warburg	KB 9, Umgehung Rhoden (1979)	35 00 000	57 04 875	15,00	Quartär; Trias: soRö, smST. KB	1991
4520 Warburg	Schmillinghausen 1 (1981)	35 02 900	56 99 000	15,00	Quartär; Trias: smD. KB	1992
4520 Warburg	Schmillinghausen 2 (Schrägbrg., 1981)	35 02 900	56 99 000	50,00	Quartär; Trias: smD. KB	1992
4520 Warburg	Volkmarsen 1 (1961)	35 07 320	56 97 700	181,65	Trias: sm. KB	st.
4520 Warburg	Volkmarsen 2 (1961)	35 07 350	56 97 630	118,10	Trias: sm. KB	st.
4520 Warburg	Volkmarsen 3 (1978)	35 07 530	56 98 470	60,00	Trias: so2, so1, smS. KB	1999
4521 Liebenau	A/86-B2 (1986)	35 17 440	57 04 320	90,00	Trias: m. KB	1991
4521 Liebenau	A/86-B3 (1986)	35 17 510	57 00 780	67,50	Trias: m. KB	1991
4521 Liebenau	A/86-B4 (1986)	35 13 430	56 97 230	54,00	Trias: m. KB	1991
4617 Brilon	SA 008 (1981) Schrägbrg.	34 73 860	56 85 030	198,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer); Mitteldevon (Styl.-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4618 Adorf	SA 001 (1981) Schrägbrg.	34 80 430	56 88 360	78,00	Mitteldevon (Schiefer, Tuffit, Kalkstein, Diabas)	1996
4618 Adorf	SA 002 (1981) Schrägbrg.	34 83 200	56 89 690	250,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas)	1996
4618 Adorf	SA 003 (1981) Schrägbrg.	34 84 760	56 90 940	180,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas)	1996
4618 Adorf	SA 004 (1981)	34 86 720	56 93 650	183,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas)	1996
4618 Adorf	SA 005 (1981) Schrägbrg.	34 86 420	56 94 970	117,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas); Mitteldevon (Styl.-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4618 Adorf	SA 010 (1981) Schrägbrg.	34 77 980	56 87 220	120,00	Oberdevon (Schiefer, Sandstein); Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer)	1996
4618 Adorf	SA 011 (1981) Schrägbrg.	34 84 420	56 90 100	264,00	Oberdevon (Schiefer); Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer); Mitteldevon (Styl.-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4618 Adorf	SA 012 (1981) Schrägbrg.	34 87 500	56 93 140	337,00	Oberdevon (Schiefer); Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer, Diabas)	1996
4619 Mengeringhausen	Meng.-Glockenbrunnental (1960/62)	34 97 870	56 91 740	310,10	Quartär; Trias: su; Perm: z. A	st.
4619 Mengeringhausen	Mengeringhausen-Trappenberg (1972)	34 98 540	56 90 220	374,70	Trias: s; Perm: z; Unterkarbon	st.
4619 Mengeringhausen	Vasbeck CK 001 (1983)	34 91 872	56 92 440	30,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4619 Mengeringhausen	Vasbeck CK 002 (1983)	34 91 870	56 92 440	60,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994
4619 Mengeringhausen	Vasbeck CK 003 (1983)	34 91 840	56 92 550	89,00	Trias: suB; Perm: z; Karbon. KB	1994
4619 Mengeringhausen	Vasbeck CK 004 (1983)	34 91 880	56 92 350	83,00	Trias: suB; Perm: z; Karbon. KB	1994
4619 Mengeringhausen	Vasbeck CK 005 (1983)	34 93 930	56 91 000	91,50	Trias: su, suB; Perm: z; Störung; Karbon: cdKK, cdKS. KB	1994
4620 Arolsen	Braunsen (1980)	35 03 320	56 91 210	493,10	Trias: s; Perm: z, Tonschieferbreccie (Zechstein?); Karbon: cd,t+g. KB	2000
4621 Wolfhagen	Oberelsungen (1968)	35 18 000	56 92 890	227,00	Trias: soRö und smS	2000
4622 Kassel West	Ahnetal (1958/1959)	35 26 400	56 88 980	53,65	Tertiär	st.
4622 Kassel West	BK 2 (1988)	35 27 430	56 93 810	34,00	Grenzbereich Röt/Muschelkalk. KB, A	1998
4622 Kassel West	BK 3 (1988)	35 27 750	56 93 550	46,70	Grenzbereich Röt/Muschelkalk. KB, A	1998
4622 Kassel West	Documenta (1977)	35 34 700	56 86 620	1 000,00	Quartär; Buntsandstein: soRö, smS, smH,smD, smV, su	st.
4622 Kassel West	Frommershausen A2 (1956/1957)	35 33 520	56 92 140	177,00	Trias: smS, smH (Handstücke). KB, A	st.
4622 Kassel West	Wilhelmshöhe 3 (1978/79)	35 29 997	56 86 249	674,00	Quartär; Trias: so, smS, smH, smD, smV	st.
4623 Kassel Ost	A 1 (1956), Simmershausen	35 35 700	56 92 880	160,10	Trias: soRö, smS, smH. KB	1995
4623 Kassel Ost	A 4 (1956/21957)	35 35 260	56 92 910	69,90	Trias: soRö, smS. KB	1995
4623 Kassel Ost	Möncheberg 158/158a (1964)	35 37 390	56 91 180	25,80	Tertiär. A	1995
4624 Hedemünden	Baugrundbrg. 4 (1966)	35 55 780	56 93 900	24,50	Trias: soRö und Übergang zur smS. KB, A	1995
4624 Hedemünden	Escherode (1980)	35 52 180	56 87 200	683,50	Trias: suS, suG, suB; Perm: z; Karbon: cd-d.g. KB	1996
4717 Niedersfeld	SA 007 (1981) Schrägbrg.	34 75 280	56 83 830	174,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer); Mitteldevon (Styl.-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4718 Goddelsheim	EAU-B 2 (1978)	34 88 290	56 80 030	56,25	Unterkarbon: cdKS. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 3 (1978)	34 88 320	56 80 033	125,00	Unterkarbon: cdKS. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 4 (1978)	34 87 160	56 77 510	28,90	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 5 (1978)	34 87 995	56 78 950	20,20	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 6 (1978)	34 87 920	56 79 000	17,90	Unterkarbon: cdKS. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 8 (1978)	34 87 982	56 78 968	19,00	Unterkarbon: cdI. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 9 (1978)	34 87 150	56 78 940	144,85	Unterkarbon: cdKS. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 10 (1978)	34 87 450	56 78 435	55,60	Perm: z. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 11 (1978)	34 87 455	56 77 815	36,20	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 12 (1978)	34 85 842	56 76 800	19,25	Unterkarbon: cdI. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 13 (1978)	34 88 198	56 79 910	122,80	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 14 (1978)	34 88 165	56 79 725	65,00	Unterkarbon: cdAL. KB	1998
4718 Goddelsheim	ESB 3 (1981/1982)	34 87 580	56 79 180	198,60	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	ESB 4 (1981/1982)	34 87 200	56 78 850	177,00	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	ESB 5 (1981/1982)	34 86 930	56 78 690	156,20	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	UTT 1 (1976)	34 87 720	56 79 520	17,35	Unterkarbon: cdI, cd 3,t. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 2 (1976)	34 87 720	56 79 520	52,64	Unterkarbon: cdI+KS, cdKK. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 3 (1976)	34 87 720	56 79 520	24,60	Unterkarbon: cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 4 (1976)	34 87 730	56 79 500	21,40	Unterkarbon: cdKS+KK, cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 5 (1976)	34 87 730	56 79 500	114,35	Unterkarbon: cdKS+KK, cdI, cd 3,t. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 6 (1976)	34 87 730	56 79 520	68,20	Unterkarbon: cdKS+KK. KB	1996
4719 Korbach	EAU/78-B 1 (1978)	34 88 402	56 79 550	93,80	Grenzsichten Oberdevon/Karbon. KB	st.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4719 Korbach	EAU/78-B 7 (1978)	34 88 505	56 80 103	35,70	Unterkarbon: cdI. KB	st.
4719 Korbach	ESB 1 (1981/1982)	34 88 630	56 80 060	82,57	Perm: z. KB	1993
4719 Korbach	ESB 2 (1981/1982)	34 88 810	56 80 130	15,17	Unterkarbon II, III. KB	1993
4719 Korbach	Nordenbeck 1 (1961)	34 89 260	56 80 360	131,00	Perm: z; Unterkarbon: cd 3. KB	st.
4719 Korbach	Nordenbeck 2 (1961)	34 89 200	56 80 250	66,00	Quartär; Perm: z. KB	st.
4719 Korbach	Oberense (1967)	34 89 300	56 77 430	152,00	Trias: suK; Perm: z	st.
4721 Naumburg	A/84-B 10 (1984)	35 22 700	56 78 920	40,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4721 Naumburg	A/84-B 11 (1984)	35 23 160	56 76 460	15,30	Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4721 Naumburg	A/84-B 12 (1984)	35 22 400	56 79 980	10,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4721 Naumburg	A/85-B 9 (1985)	35 22 880	56 78 140	44,00	Quartär; Tertiär. KB	1990
4721 Naumburg	Altenstädt (1964)	35 12 060	56 82 680	208,00	Trias: smH, smD, smV. KB	1994
4721 Naumburg	Bad Wildungen VB 3.2 (1971)	35 11 750	56 74 800	112,00	Trias: smV, su	st.
4721 Naumburg	Elbenberg 1 (1969)	35 14 600	56 78 160	81,00	Quartär; Tertiär. KB	1999
4721 Naumburg	Elbenberg 2 (1969)	35 14 820	56 78 170	101,00	Quartär; Tertiär. KB	1999
4721 Naumburg	Elbenberg 3 (1974/1975)	35 14 680	56 78 270	254,64	Tertiär (Olivin-Nephelinit). KB (gekernt v. 191—194,4 u. 220,7—254,64 m)	1999
4721 Naumburg	Emstal 1 (1975/1976)	35 17 660	56 79 110	795,50	Trias: sm, su; Perm: z. KB (A von 721,3—772,7 m)	st.
4721 Naumburg	Kirchberg III (1977)	35 18 870	56 75 620	263,00	Quartär; Trias: smS bis smH	st.
4721 Naumburg	Niedenstein (1961)	35 21 940	56 78 680	157,00	Trias: smS. KB, A	1995
4722 Niederzwehren	A/84-B 7 (1984)	35 28 590	56 75 690	48,00	Tertiär. KB	1990
4722 Niederzwehren	A/84-B 8 (1984)	35 26 410	56 77 680	37,50	Tertiär (Tuff). KB	1990
4722 Niederzwehren	A/84-B 9 (1984)	35 28 180	56 77 200	20,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4722 Niederzwehren	A/85-B 10 (1985)	35 28 450	56 75 980	30,00	Quartär; Tertiär. KB	1990
4722 Niederzwehren	A/86-B 5 (1986)	35 26 090	56 76 280	85,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	2009
4722 Niederzwehren	Brunnen 1 (1961)	35 26 420	56 81 220	207,50	Tertiär; Trias: soRö, sm. A	st.
4722 Niederzwehren	Elgershausen 1 (1963/1964)	35 26 280	56 83 080	290,00	Trias: (soRö), smS. KB, A	1995
4722 Niederzwehren	Firnsbach (1956)	35 25 863	56 84 375	135,00	Tertiär	1995
4722 Niederzwehren	Fuldabrücke Guxhagen Brg. IIc, (1971)	35 32 960	56 75 000	30,00	?Tertiär. KB	1995
4722 Niederzwehren	Grifte (A) (1955/1956)	35 31 680	56 74 000	120,00	Trias: sm (Handstücke). KB, A	st.
4722 Niederzwehren	Großenritte (= Baunatal III) (1963)	35 26 160	56 80 690	150,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö, smS	st.
4723 Oberkaufungen	Brg. 1/47, Z. Freudenthal (1947)	35 44 473	56 83 889	130,00	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB, A	1990
4723 Oberkaufungen	Brg. 5/47, Z. Freudenthal (1947)	35 44 158	56 84 082	71,10	Pleistozän; Tertiär: mi, olo. A	st.
4723 Oberkaufungen	Brg. 9/47, Z. Freudenthal (1947)	35 43 993	56 84 230	19,65	Tertiär: olo. A	st.
4723 Oberkaufungen	Gm. Helsa III (1974/1975)	35 46 310	56 77 770	150,00	Trias: smH, smV	st.
4723 Oberkaufungen	Qumentel (1981)	35 45 820	56 74 440	440,80	Trias: su; Perm: z; Devon oder Karbon. KB, A	1992
4723 Oberkaufungen	Vollmarshausen I (1958)	35 40 060	56 80 700	89,30	Tertiär: tol bis Oberkante Buntsandstein. KB, A	1995
4724 Großalmerode	Helsa 2 (1974)	35 46 980	56 78 450	120,00	Trias: sm	st.
4725 Bad Sooden-Allendorf	Brg. 1 (1988), Weidenhausen	35 67 580	56 75 220	159,60	Quartär; Perm: z; Devon (Phyllite). KB	2000
4725 Bad Sooden-Allendorf	Brg. 2 (1988), Weidenhausen	35 69 100	56 74 920	97,00	Perm: z; Devon (phyllitische Schiefer). KB	2000
4725 Bad Sooden-Allendorf	Brg. 3 (1988), Weidenhausen	35 68 640	56 76 040	31,00	Quartär; Perm: z; Devon (phyllitische Schiefer). KB	2000
4819 Fürstenberg	Frebershausen I (1975)	34 99 270	56 63 590	102,00	Devon: do (Aschkoppensandstein)	1995
4821 Fritzlar	A/85-B 3 (1985)	35 16 840	56 71 770	34,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4821 Fritzlar	A/85-B 4 (1985)	35 16 620	56 71 220	12,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991
4821 Fritzlar	A/85-B 5 (1985)	35 22 760	56 68 100	88,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991
4821 Fritzlar	A/85-B 6 (1985)	35 23 080	56 69 920	78,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991
4821 Fritzlar	A/85-B 7 (1985)	35 22 930	56 70 700	54,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991
4821 Fritzlar	Bad Wildungen I/68 (1968)	35 11 860	56 63 320	200,00	Trias: smD, smV, su	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB II/68 (1968)	35 11 770	56 62 770	200,00	Trias: s	1995
4821 Fritzlar	Bad Wildungen III/68 (1968)	35 12 600	56 63 400	250,00	Trias: su	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 1 (1971)	35 12 850	56 72 230	120,00	Trias: smV	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 2.1 (1971)	35 12 880	56 73 260	250,00	Trias: soRö, smS	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 2/3 (1971)	35 12 260	56 73 460	130,00	Trias: smV bis su	st.
4821 Fritzlar	B/76-B 1 (1976)	35 17 280	56 63 480	27,30	Quartär; Trias: mu. KB	1993
4821 Fritzlar	B/76-B 2 (1976)	35 17 520	56 62 760	35,50	Quartär; Trias: mu. KB	1993
4821 Fritzlar	B/76-B 4 (1976)	35 15 220	56 71 260	51,80	Quartär; Trias: k,m. KB	1991
4822 Gudensberg	A/85-B 8 (1985)	35 23 390	56 72 440	66,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991
4822 Gudensberg	B/76-B 11 (1976)	35 24 450	56 70 460	25,10	Quartär; Tertiär. KB	1993
4822 Gudensberg	Neuenbrunslar C (1955/1956)	35 31 140	56 70 760	141,80	Trias: sm. KB (A Handstücke)	st.
4822 Gudensberg	Wolfershausen B (1955/1956)	35 30 980	56 72 320	150,20	Trias: sm. KB (A Handstücke)	st.
4823 Melsungen	Eiterhagen (1953/1954)	35 41 580	56 73 320	121,00	Trias: smV bis su	1995
4823 Melsungen	Mörshausen (1978)	35 43 400	56 63 670	412,00	Trias: su; Perm: z; Oberdevon. KB (ab 150,60 m—ET gekernt)	2000
4824 Hessisch-Lichtenau	Küchen (1981)	35 57 910	56 73 110	533,00	Devon/Karbon. KB (ab 45 m—ET gekernt)	1992
4824 Hessisch-Lichtenau	Retterode 1, Himmelsberg (1972)	35 49 780	56 71 670	300,00	Trias: soRö und sm	st.
4824 Hessisch-Lichtenau	Retterode 2, WBV Lossetal (1972)	35 49 860	56 70 640	150,00	Trias: soRö	st.
4824 Hessisch-Lichtenau	Schemmern 1 (1977)	35 57 050	56 65 190	118,20	Trias: su; Perm: z; Unterkarbon: cd3. KB (ab 24 m—ET gekernt)	1993
4826 Eschwege	Schlierbachswald IV (1962)	35 77 820	56 69 350	403,00	Trias: smV, su; Perm: z. KB (A Handstücke)	st.
4918 Frankenberg (Eder)	Rennertehausen 1 (1967)	34 78 280	56 55 030	102,00	Quartär; Perm: z	st.
4921 Borken (Hessen)	B 3306 (1987)	35 23 072	56 53 978	135,00	?Quartär; Tertiär: olo, olu, e. KB, A	1992
4921 Borken (Hessen)	BK 47 (1976)	35 21 843	56 59 081	247,00	Trias: soRö. KB	st.
4921 Borken (Hessen)	BK 52 (1976)	35 21 665	56 59 387	50,00	Trias: Grenzschichten Röt/Muschelkalk	2002
4921 Borken (Hessen)	Gombeth (1968)	35 20 880	56 59 400	270,00	Quartär; Trias: so4, smS. (A Spülproben von 239—270 m Teufe)	st.
4921 Borken (Hessen)	Haarhausen 3 (1958)	35 18 160	56 53 500	40,00	Trias: smS. KB	2000
4921 Borken (Hessen)	Haarhausen VI (1962)	35 17 400	56 54 740	231,50	Trias: smS, smH, (smD). KB	st.
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 1 (1984)	35 26 340	56 62 030	62,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 2 (1984)	35 26 800	56 60 820	41,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 3 (1984)	35 28 110	56 60 430	75,00	Tertiär. KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 4 (1984)	35 29 000	56 57 780	44,40	Tertiär; Trias (Kalkstein). KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/85-B 1 (1985)	35 26 520	56 61 550	56,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/85-B 2 (1985)	35 27 240	56 60 700	41,80	Tertiär; Trias: soRö. KB	1990
4922 Homberg (Efze)	Brg. 2 (1955), Dickershausen	35 32 710	56 57 210	8,60	Pleistozän; ?Tertiär; Tertiär. A	1999
4922 Homberg (Efze)	Brg. 1 (1955), Hombergshausen	35 31 330	56 58 900	94,23	Tertiär: tmi, tolo-tolu. A	1999
4922 Homberg (Efze)	Brg. 2 (1955), Hombergshausen	35 29 925	56 59 275	82,75	Tertiär: tmi, tolo-tolu. A	st.
4922 Homberg (Efze)	Brg. 3 (1955), Hombergshausen	35 31 775	56 59 128	69,70	Tertiär. A	1999

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4922 Homberg (Efze)	Brg. 5 (1955), Mosheim	35 31 494	56 60 471	135,00	Tertiär: tmi, tolo, tolu. A	1999
4923 Altmorschen	DB 141.015—41 (1982)	35 40 870	56 58 980	270,00	Trias: su; Perm: z; Karbon—Devon. KB	1992
4923 Altmorschen	Konnefeld (1977)	35 43 110	56 55 870	177,10	Perm: z; ?Oberdevon. KB	2000
4923 Altmorschen	Knüllwald-Rengshausen (1977)	35 37 330	56 53 060	402,70	Trias: su; Perm: z; ?Unterkarbon. KB (ab 223,3 m—ET gekernt)	st.
4923 Altmorschen	Sterkelshausen (1979)	35 43 600	56 52 800	273,00	Perm: z; Oberdevon. KB	2000
4923 Altmorschen	Wildsbergquelle, Beiseförth (1972)	35 39 290	56 61 460	122,00	Quartär; Trias: smV, suSA, suB	st.
4924 Seifertshausen	Braach (1979)	35 48 010	56 51 830	155,45	Perm: z; Oberdevon. KB	1999
4924 Seifertshausen	Herlefeld (1978)	35 53 100	56 60 760	151,00	Quartär: p; Perm: z; Praezechstein, Grauwacke. KB	1998
4924 Seifertshausen	Obergude (1979)	35 49 600	56 59 800	200,20	Perm: z; Oberdevon. KB	2000
4925 Sontra	C/77-B 10 (1977)	35 64 020	56 58 490	68,20	Perm: z,r. KB	st.
4925 Sontra	C/76-B 15 (1976)	35 69 860	56 63 050	55,15	Quartär; Trias: s. KB	st.
4925 Sontra	Cornberg (1964/1965)	35 60 370	56 56 280	151,60	Perm: z. KB, A	st.
4925 Sontra	KB 1 (1978)	35 66 470	56 58 290	15,00	Perm: z; Paläozoikum (Tonschiefer). KB	st.
4925 Sontra	VB 1 (1974)	35 68 810	56 58 050	120,00	Trias: soRö, smS, smH, smD, smV	st.
4925 Sontra	VB 6 (1975)	35 66 470	56 61 400	120,00	Quartär; Trias: smV, su	st.
4925 Sontra	VB 7 (1975)	35 66 240	56 62 930	120,00	Quartär; Trias: su	st.
4925 Sontra	VB 9 (1975)	35 68 600	56 62 610	120,00	Quartär; Trias: smV, su	st.
4926 Herleshausen	Lengforst (1982)	35 77 840	56 54 380	100,00	Perm: z, r, s. KB, A	1993
4926 Herleshausen	Nesselröden 1 (1981)	35 78 780	56 54 690	193,70	Trias: su; Perm: z, r, s. KB, A	1993
4926 Herleshausen	VB 4 (1974)	35 71 100	56 55 130	120,00	Trias: smH, smD, smV	st.
4926 Herleshausen	VB 10 (1975)	35 71 760	56 54 940	120,00	Quartär; Trias: so, sm	st.
5016 Bad Laasphe	SL 001 (1982) Schrägbrg.	34 63 840	56 40 610	300,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SBA 2 (1982) Schrägbrg.	34 67 690	56 44 360	296,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 001 (1982) Schrägbrg.	34 71 060	56 44 240	108,00	Unterkarbon (Kulm-Tonschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 004 (1982) Schrägbrg.	34 70 870	56 44 110	120,00	Unterkarbon (Kulm-Tonschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 006 (1982)	34 71 780	56 44 660	258,00	Unterkarbon (Kulm-Grauwacke, -Tonschiefer, -Kieselschiefer, -Lydite)	1996
5017 Biedenkopf	SX 007 (1982)	34 72 220	56 43 920	278,00	Unterkarbon (Kulm-Grauwacke, -Tonschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 010 (1982)	*		250,00	Unterkarbon?	1996
5017 Biedenkopf	SX 011 (1982)	*		106,00	Unterkarbon?	1996
5017 Biedenkopf	SX 012 (1982)	34 73 530	56 44 100	217,00	Unterkarbon?	1996
5019 Gemünden (Wohra)	Halsdorf VB 1 (1969/1970)	34 97 360	56 42 870	160,00	Trias: smD, smV, su.	st.
5019 Gemünden (Wohra)	Schiffelbach (1963)	34 98 940	56 46 870	241,03	Trias: su; Perm: z; ?Unterkarbon: cd3. KB, A	2008
5020 Gilserberg	Gilserberg (1965)	35 05 720	56 45 890	131,00	Trias: su; Perm: z; Unterkarbon: cd3 oder Devon. KB	2008
5020 Gilserberg	Jesberg (1962)	35 10 990	56 48 900	135,00	Trias: s; Perm: z; Unterkarbon: cd3. KB	2008
5022 Schwarzenborn	Völkershain (1967)	35 33 110	56 49 140	200,00	Trias: smV, su. KB	st.
5023 Ludwigseck	Ersrode (1971)	35 40 890	56 48 760	164,00	Trias: soRö und smS	st.
5023 Ludwigseck	Mühlbach I (1954)	35 38 950	56 43 820	250,90	Quartär; Trias: su; Mitteldevon. (A Handstücke)	st.
5024 Rotenburg an der Fulda	Blankenheim (1982)	35 53 456	56 44 396	485,10	Perm: ro. KB (ab 175 m—ET gekernt)	1992
5024 Rotenburg an der Fulda	Lüdersdorf (Mündershausen) (1978)	35 51 660	56 47 250	488,00	Trias: su; Perm: z1,r. KB (ab 202 m—ET gekernt)	1994

* R- und H-Werte der Bohrung auf Anfrage

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5024 Rotenburg an der Fulda	Rohrbach (1980)	35 50 580	56 41 600	558,00	Trias: s; Perm: z, r; Devon? KB (ab 310 m—ET gekernt)	2000
5024 Rotenburg an der Fulda	VB Ludwigsau/Gerterode (1971)	34 48 420	56 44 890	100,00	Trias: soRö, smS, smH. KB, A	st.
5025 Hönebach	Ronshausen 15 (1979)	35 59 420	56 45 330	551,00	Trias: s; Perm: z, r; Schiefer (evtl. Vordevon?). KB (ab 231 m—ET gekernt)	2000
5025 Hönebach	Ronshausen 16 (1980)	35 59 450	56 44 800	461,30	Trias: s; Perm: z,r; Schiefer (metamorph überprägt?). KB (ab 273 m—ET gekernt)	2000
5025 Hönebach	Ronshausen 17 (1980)	35 59 630	56 44 380	551,00	Trias: s; Perm: z, r; Schiefer (?Vordevon). KB (ab 306,7 m—ET gekernt)	2000
5025 Hönebach	Ronshausen 19, Nausisberg (1982)	35 59 930	56 45 500	360,45	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5026 Berka/Werra	Obersuhl 2 (1987)	35 74 510	56 46 280	327,00	Quartär; Trias: su; Perm: z6—z3	st.
5120 Neustadt (Hessen)	Pegelbrunnen (1955)	35 00 940	56 31 080	40,10	Trias: ?sm4, sm3. A	st.
5122 Neukirchen	BK 1 (1988), Oberaula	35 33 786	56 37 333	43,20	Tertiär; Trias: m, ?m, oder so. KB	1999
5122 Neukirchen	BK 2 (1988), Oberaula	35 33 610	56 37 620	37,00	Tertiär; Trias: ?so4. KB	1999
5122 Neukirchen	BK 3 (1988), Oberaula	35 33 512	56 37 361	42,00	Tertiär; Trias: mm. KB	1999
5122 Neukirchen	BK 4 (1988), Oberaula	35 34 050	56 37 665	30,00	Quartär; Trias: k. KB	1999
5123 Niederaula	Brg. 7 (1987), Schrägbrg.	35 41 553	56 37 228	241,50	Tertiär (Schlottenfüllung); Trias: (Versturzmassen aus Gesteinen des Buntsandsteins), smD. KB	1997
5123 Niederaula	Gershausen (1981)	35 38 582	56 33 962	421,70	Trias: su; Perm: z; Karbon: cs,t. KB, A (ab 301 m—ET gekernt)	1993
5123 Niederaula	Kleba (1980)	35 41 510	56 31 150	558,00	Trias: s; Perm: z, r. KB, A (ab 331 m—ET gekernt)	2000
5124 Bad Hersfeld	Lullusbrunnen (1965)	35 49 460	56 36 480	412,00	Trias: su; Perm: z. KB, A	1995
5215 Dillenburg	261/2, BAB (1964)	34 49 760	56 19 050	15,00	Unterkarbon: cdDD. KB, A	st.
5215 Dillenburg	1012/46,BAB (1964)	34 49 265	56 21 435	15,00	Oberdevon. KB, A	st.
5215 Dillenburg	KB 3 (1987), Tunnelprojekt	34 49 386	56 22 907	35,00	Oberdevonische Sandsteine und Schiefer. KB	1993
5215 Dillenburg	KB 9 (1987), Tunnelprojekt	34 49 621	56 22 743	70,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Spilit). KB	1993
5215 Dillenburg	KB 10 (1987), Tunnelprojekt	34 49 630	56 22 713	70,70	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Spilit). KB	1993
5215 Dillenburg	SD 002 (1981) Schrägbrg.	34 50 480	56 25 950	248,00	Mitteldevon (Wissenbacher Schiefer, Diabas)	1996
5215 Dillenburg	SD 003 (1981) Schrägbrg.	34 45 650	56 23 140	256,00	Mitteldevon (Quarzit, Wissenbacher Schiefer, Diabas); Unterdevon (Kieselgallen-Schiefer)	1996
5216 Oberscheld	Handstein 1 (1955)	34 55 520	56 20 950	709,35	Unterkarbon: cdDD; Oberdevon: dh,dn,da (in mehreren Schuppen); da/v,Fe, dv. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Handstein 2 (1955)	34 55 720	56 21 310	595,70	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, da/v,Fe, dv; Lagerzug Eiserne Hand. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Herrnberg 3 (1950)	34 55 775	56 25 965	350,80	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, da/v,Fe; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Ida II/9 (1955)	34 54 185	56 21 310	339,70	Unterkarbon: cdDD; Oberdevon: da/v,Fe, dv; Lagerzug Eiserne Hand. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Ida II/10 (1955)	34 55 410	56 21 125	506,65	Unterkarbon II; da/v,Fe, dv. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Kreuzberg 1 (1939/1940)	34 54 530	56 23 680	1 004,00	Unterkarbon: cdDD; Devon: doCE bis dv (mehrere Schuppen); mittlerer Eibacher Lagerzug. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Medardus 8 (1951/1952)	34 56 340	56 26 460	424,40	Unterkarbon: cdDD; Devon: do,t+s, da, da/v,Fe, dv; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Stirnheckeberg 8 (1951)	34 56 570	56 26 825	230,75	Devon: dn/da mit D, da/v,Fe, dv; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1991
5216 Oberscheld	Tiefe Grube 1 (1952/1953)	34 55 155	56 23 530	324,05	Unterkarbon: cdDD; Devon: da/v,Fe, dv (2 Schuppen); Schelder Lagerzug. KB, A	1991

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5216 Oberschedl	Tiefe Grube 2 (1953)	34 54 960	56 23 340	385,75	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, dv; Schelder Lagerzug, KB, A	1991
5216 Oberschedl	Vogel 1 (1940/1941)	34 53 780	56 23 550	503,00	Unterkarbon: cdDD; Devon: dn bis dv; mittlerer Eibacher Lagerzug, KB, A	1991
5216 Oberschedl	Vogel 9 (1961/1962)	34 53 887	56 23 488	353,20	Unterkarbon: cdDD, cdAL; Devon: dh—dn in Cephalopoden-Fazies, da, da/v, Fe, dv; 3 Schuppen, mittlerer Eibacher Lagerzug, KB	1991
5216 Oberschedl	Ypsilanta 1 (1947/1948)	34 55 210	56 23 435	454,40	Unterkarbon: cdDD; Devon: dd—w, Dvt, da, dv; Schelder Lagerzug, KB, A	1998
5220 Kirtorf	A/83-B 7 (1983)	35 11 080	56 29 100	25,50	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1999
5220 Kirtorf	A/83-B 9 (1983)	35 10 400	56 21 730	23,00	Tertiär; Trias: s. KB, A	1999
5220 Kirtorf	Lehrbach (1980)	35 05 700	56 26 770	531,20	Trias: s; Perm: z: ?Devon. KB, A	2000
5221 Alsfeld	A/83-B 5 (1983)	35 21 830	56 21 780	54,20	Tertiär; Trias: s. KB, A	1999
5221 Alsfeld	A/83-B 6 (1983)	35 22 770	56 19 790	47,50	Tertiär; Jura? KB, A	1999
5221 Alsfeld	A/83-B 8 (1983)	35 12 640	56 26 850	30,00	Tertiär; Trias: s. KB, A	1999
5222 Grebenau	A/83-B 1 (1983)	35 25 620	56 28 420	32,80	Quartär; Trias: s. KB	1994
5222 Grebenau	A/83-B 2 (1983)	35 23 630	56 25 610	63,00	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1994
5222 Grebenau	A/83-B 3 (1983)	35 25 890	56 18 670	30,00	Quartär; Trias: s. KB	1994
5222 Grebenau	A/83-B 4 (1983)	35 24 630	56 19 120	36,30	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1994
5222 Grebenau	Eifa (1979/1980)	35 25 340	56 22 570	166,40	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB, A (ab 130 m—ET gekernt)	1992
5222 Grebenau	Waltersdorf (1980)	35 33 550	56 24 000	372,00	Trias: s; Perm: z; ?Vordevon. KB, A (ab 14 m—ET gekernt)	2000
5223 Queck	Queck (1981)	35 38 865	56 19 165	392,70	Trias: su; Perm: z, r. KB, A (ab 42,5 m—ET gekernt)	1992
5224 Eiterfeld	Reckrod 2 (1980)	35 55 890	56 26 830	755,40	Trias: s; Perm: z, r. KB, A	2000
5225 Geisa	Ufhausen (1981)	35 60 720	56 28 532	1 202,90	Trias: m, sm, su; Perm: z, r. KB	1996
5315 Herborn	Breitscheid 1 (1969)	34 43 410	56 17 275	305,00	Devon: Riffkalk. KB	st.
5315 Herborn	Breitscheid 2 (1969)	34 43 898	56 17 158	156,70	Devon: Riffkalk. KB	st.
5315 Herborn	Breitscheid 3 (1969)	34 44 098	56 17 611	102,60	Unterkarbon: cdDD; Riffkalk. KB	st.
5315 Herborn	Driedorf 2 (1940/1942)	34 41 920	56 12 160	1 222,60	Devon: do—dm (dv). KB, A	st.
5315 Herborn	264/3, BAB (1964)	34 50 260	56 17 897	?17,00	Devon: dd—dw. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 2b, BAB (1968)	34 61 860	56 07 690	51,00	Unterkarbon; Devon: dd—dh mit körnigem Intrusiv-Diabas. KB	st.
5316 Ballersbach	B 10, BAB (1968)	34 62 790	56 07 569	25,00	Devon: do. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 29a, BAB (1968)	34 62 942	56 07 366	16,00	Devon: dv (Schalstein mit Kalksteinlinsen). KB, A	st.
5316 Ballersbach	BN 8, BAB (1968)	34 61 870	56 07 740	60,00	Unterkarbon; Devon: dd, dh mit Intrusiv-Diabas. KB, A	st.
5316 Ballersbach	KB 27, BAB (1968)	34 62 968	56 07 400	13,30	Devon: dv (Schalstein mit Kalksteineinschlüssen). KB, A	st.
5316 Ballersbach	KB 199a, BAB (1967)	34 53 216	56 10 405	10,00	Devon: do. KB, A	st.
5320 Burg-Gemünden	A/84-B 5 (1984)	35 02 550	56 17 340	28,00	Tertiär; Trias: s. KB	1990
5320 Burg-Gemünden	A/84-B 6 (1984)	35 08 310	56 17 550	50,00	Tertiär. KB	1990
5322 Lauterbach (Hessen)	Ützhausen (1982)	35 35 260	56 12 690	422,00	Trias: su; Perm: z, r. KB, A (ab 29 m—ET gekernt)	1992
5324 Hünfeld	Mackenzell (1958)	34 55 980	56 14 300	129,90	Störungszone mit steilstehendem Buntsandstein. KB, A (Handstücke)	st.
5415 Merenberg	Strütchen 1 (1954)	34 49 240	55 96 600	140,36	Devon: do, da/v, dvD. KB, A	1991
5415 Merenberg	Victor 15 (1961)	34 52 350	56 04 780	361,00	Intrusiv-Diabas in Oberdevonischen Schichten. KB, A	st.
5416 Braunfels	Fortuna 35 (1957/1958)	34 57 920	56 05 200	673,70	Intrusiv-Diabas; Devon: do, dv. KB, A	st.
5416 Braunfels	Fortuna 37 (1958)	34 58 440	56 04 520	208,30	Devon (mehrere Schuppen mit Fe-Grenzlager). KB, A	2008

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5417 Wetzlar	B 92, BAB (1968)	34 64 694	56 06 637	12,00	Devon. KB, A	st.
5421 Ulrichstein	Vogelsberg 1 (1973)	35 18 150	56 97 110	200,90	Quartär bis Tertiär: t,B und t,Bt. KB	st.
5421 Ulrichstein	Vogelsberg 2/A (1972/1973)	35 20 810	55 98 890	490,35	Quartär bis Tertiär: t,B und t,Bt. KB	st.
5423 Großlüder	Oberode 1 (1954)	35 40 000	56 01 040	833,60	Trias: s; Perm: z, r. A	st.
5424 Fulda	Armenhof (1959)	35 56 010	56 03 750	80,50	Trias: sm,KB, A	1995
5424 Fulda	BK 174/11, Rangierbhf. Fulda (1978)	35 49 009	56 00 492	15,30	Trias: muWT, muW2. KB	1996
5425 Kleinsassen	Dietges 1 (1956)	35 66 570	55 99 520	567,20	Quartär; Trias: sm; Perm: z, r. A	st.
5514 Hadamar	Brg. 4 A (1988)	34 32 550	55 88 210	220,00	Quartär; Tertiär: pl-mi; Mitteldevon	st.
5514 Hadamar	Sp. 2 (1980)	34 37 720	55 87 820	110,00	Tertiär; Devon. KB	1991
5514 Hadamar	Sp. 4 (1980)	34 38 650	55 88 450	120,00	Devon. KB	1991
5515 Weilburg	Georg 3 (1954/1955)	34 45 950	55 91 040	231,70	Devon: da, dv. KB, A	st.
5515 Weilburg	Hermannstein 2 (1939/1942)	34 45 595	55 90 670	537,10	Devon: dn, da, da/v,Fe, dv. KB, A	st.
5515 Weilburg	Joseph 3 (1961)	34 45 050	55 91 160	252,94	Unterkarbon: cdDD; Devon: do, da/v,Fe. KB, A	st.
5515 Weilburg	Joseph 5 (1962)	34 45 180	55 91 370	346,70	Devon: do4-2, Störungzone; do3-1; d ₃ , Fe; dv. KB (A Kernstücke)	st.
5519 Hungen	Bad Salzhausen (1975/1976)	34 98 980	55 86 350	1 000,00	Quartär; Tertiär; Perm: r.	1996
5522 Freiensteinau	Bannerod (1965)	35 27 760	55 95 920	48,00	Holozän/Pleistozän; Tertiär (Tuffe, Basalt)	1998
5523 Neuhof	BK 181/35 (1979)	35 46 805	55 94 823	36,00	Quartär; Trias: smD, smV. KB	1996
5523 Neuhof	BK 203/4 (1980)	35 46 403	55 89 122	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs und Röts). KB	1996
5523 Neuhof	BK 203/7 (1980)	35 46 807	55 89 267	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Röts und der Solling-Folge). KB	1996
5523 Neuhof	BK 204/9 (1980)	35 46 421	55 88 638	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs, Röts, Solling-Bausandsteins)	1996
5523 Neuhof	BK 204/19 (1980)	35 46 736	55 88 120	19,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs, Röts und der Solling-Folge)	1996
5523 Neuhof	BK 204/20 (1980)	35 46 736	55 88 179	23,30	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs und der Solling-Folge). KB	1996
5523 Neuhof	BK 204/22 (1980)	35 46 795	55 88 263	20,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhof	BK 204/28 (1980)	35 46 820	55 89 096	40,00	Quartär (Solifluktionsschutt, Versturzmasse: Gesteine des Röt). KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/13 (1980)	35 46 544	55 87 035	40,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/15 (1980)	35 46 395	55 86 828	40,00	Quartär; Tertiär; Trias: smH. KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/21 (1981)	35 46 584	55 87 026	35,70	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: sm. KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/27 (1981)	35 46 567	55 86 818	36,00	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: smS, smH. KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/30 (1981)	35 46 437	55 86 590	32,00	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: smS, smH. KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/32 (1981)	35 46 479	55 86 663	40,00	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhof	BK 208/4 (1979)	35 46 840	55 85 054	120,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS, smH, smD. KB	1996
5523 Neuhof	BK 208/13 (1980)	35 46 345	55 85 752	60,00	Quartär; Tertiär; Trias: smH, smD. KB	1996
5523 Neuhof	BK 208/22 (1981)	35 46 322	55 85 691	36,70	Quartär (Deckschichten); Tertiär: tmi; Trias: smS, smH. KB	1996
5524 Weyhers	RN 1, Thalau (1980)	35 54 240	55 89 550	655,35	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5524 Weyhers	RN 2, Langenroth/Giechenbach (1980)	35 58 680	55 89 570	460,70	Trias: su; Perm: z; Kristallin. KB, A	1993
5524 Weyhers	RN 4,Hattenrod/Eichenzell (1980)	35 51 750	55 95 420	597,55	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5524 Weyhers	Schindel (1968)	35 55 920	55 93 890	172,85	Tertiär: mio; Trias: sm.	st.
5526 Bischofsheim a. d. Rhön	SR 5, Unterweißenbrunn (1981)	35 74 610	55 85 350	551,00	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5614 Limburg a. d. Lahn	Limburg VB 16 (1961)	34 32 490	55 84 890	60,00	Quartär; Devon: dm. KB	1994
5616 Grävenwiesbach	A/89-B 1 (1989)	34 59 280	55 75 360	65,00	Devon: dzu. KB	1995

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5616 Grävenwiesbach	A/89-B 2 (1989)	34 59 280	55 75 340	79,80	Devon: dzu. KB	1995
5617 Usingen	A/88-B 1 (1988), Schrägbrg.	34 69 900	55 77 120	100,50	Quarzgang im Unterdevon. KB	1993
5617 Usingen	A/88-B 2 (1988), Schrägbrg.	34 69 520	55 77 450	65,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5617 Usingen	A/88-B 3 (1988), Schrägbrg.	34 71 060	55 77 830	60,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5617 Usingen	A/88-B 4 (1988), Schrägbrg.	34 70 860	55 77 780	60,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5618 Friedberg (Hessen)	Sprudel XIV (1900)	34 81 853	55 81 308	209,43	Holozän; Pleistozän; ?Tertiär; Devon: dm (Massenkalk). KB	st.
5619 Staden	A/81-B 1a (1980)	34 92 620	55 74 260	36,40	Quartär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	A/81-B 1b (1980)	34 92 680	55 76 620	45,00	Quartär; ?Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 1e, BAB (1969)	34 94 803	55 78 311	18,00	Quartär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	Brg. 2a, BAB (1969)	34 94 787	55 78 025	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	Brg. 3c, BAB (1969)	34 94 753	55 77 688	13,00	Quartär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	Brg. 4a, BAB (1969)	34 94 786	55 76 895	41,00	Quartär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	Brg. 8a, BAB (1969)	34 95 417	55 75 858	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	Brg. 12c, BAB (1969)	34 96 546	55 75 159	40,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 12e, BAB (1969)	34 96 628	55 75 100	35,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 14, BAB (1969)	34 96 955	55 74 763	12,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	Brg. 15, BAB (1969)	34 97 209	55 74 240	17,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 15a, BAB (1969)	34 97 259	55 74 141	15,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 15c, BAB (1969)	34 97 341	55 73 921	8,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 16, BAB (1969)	34 97 343	55 73 729	14,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 103a, BAB (1969)	34 97 142	55 74 372	17,50	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 103b, BAB (1969)	34 97 192	55 74 346	15,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Obermockstadt (1953)	34 97 840	55 78 760	40,00	Tertiär; Trias: su.	1991
5620 Ortenberg	Gelnhaar (1983)	35 10 450	55 79 480	588,90	Trias: sm, su; Perm: z,r. KB	1996
5620 Ortenberg	Hirzenhain (1966/1967/1968)	35 09 360	55 83 810	744,00	Quartär; Tertiär: mi; Trias: smS, smH, smD, smV, suS, suG, suB. KB	1994
5621 Wenings	A/87-B 1 (1987)	35 21 520	55 77 020	46,00	Quartär; Tertiär; Trias: ?s, s. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 2 (1987)	35 21 650	55 76 830	77,30	Quartär; Tertiär; Übergangszone; Trias: s. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 2a (1987)	35 21 480	55 76 680	30,00	Quartär; Trias: s. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 3 (1987)	35 22 870	55 75 400	16,00	Quartär; Tertiär; Trias: m. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 4 (1987)	35 22 310	55 74 770	25,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 5 (1987)	35 22 620	55 74 530	35,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 6 (1987)	35 22 190	55 75 100	10,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1992
5622 Steinau a. d. Straße	A/87-B 7 (1987)	35 27 770	55 76 100	45,00	Quartär; Tertiär; Trias: m. KB	1992
5622 Steinau a. d. Straße	A/87-B 8 (1987)	35 28 100	55 75 280	28,00	Quartär; Tertiär; Trias: m. KB	1992
5622 Steinau a. d. Straße	Ahl (1980)	35 29 480	56 74 130	631,00	Trias: sm, suS, suG, suB; Perm: z, r. KB	2000
5623 Schlüchtern	BK 208/5 (1979)	35 46 701	55 83 335	130,00	Quartär; Tertiär: mi; Trias: smS, smH, smD, smV. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/6 (1979)	35 46 747	55 82 015	140,50	Quartär; Tertiär: B, mi; Trias: soRö, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/15 (1979)	35 46 302	55 83 964	121,30	Quartär; Tertiär: mi; Trias: smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/16 (1981)	35 46 544	55 81 502	150,00	Quartär (Deckschichten); Tertiär: tmi; Trias: so2, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/17 (1982)	35 46 906	55 78 580	200,00	Quartär (Deckschichten); Tertiär: tmi; Trias: so2, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/26 (1981)	35 47 279	55 75 013	22,00	Quartär (Deckschichten); Trias: so2, smS. KB	1996

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5623 Schlüchtern	BK 208/30 (1981)	35 47 231	55 78 042	36,00	Quartär (Deckschichten, Versturzmasse: Gesteine des Röts und zT. Muschelkalks). KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/33 (1981)	35 46 988	55 77 912	90,00	Quartär(Deckschichten, Verwerfungsbreccie); Trias: smD, smV. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 209/16 (1979)	35 47 300	55 74 865	13,30	Quartär; Trias: mu. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 210/20 (1979)	35 47 352	55 73 908	28,00	Quartär; Trias: ku. KB	1996
5623 Schlüchtern	Brg. 1 (410) (?1982)	35 47 380	55 73 860	15,50	Holozän; Pleistozän; Trias: ku. KB	1999
5623 Schlüchtern	Brg. 208/60 (1983)	35 46 425	55 82 465	20,00	Tertiär: mi; Trias: smH. KB	1999
5623 Schlüchtern	Brg. 208/61 (1983)	35 46 435	55 82 420	32,00	Tertiär: mi. KB	1999
5623 Schlüchtern	Sterbfritz (1981)	35 43 060	55 75 850	735,00	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A (ab 29 m—ET gekernt)	1992
5624 Bad Brückenau	RN 3, Kothen (1980/1981)	35 55 915	55 82 740	293,00	Trias: su; Perm: z; Grundgebirge. KB, A	1992
5624 Bad Brückenau	RN 13, Grenzwald (1981/1982)	35 53 125	55 80 108	434,71	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1992
5624 Bad Brückenau	SR 2, Lachsgrund (1981/1982)	35 55 185	55 79 045	418,00	Trias: su; Perm: z; Grundgebirge. KB, A	1993
5626 Sandberg	RN 14, Tannenkopf (1981/1982)	35 74 630	55 77 675	474,01	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5719 Altenstadt	Altenstadt I (1948/1949)	34 95 542	55 72 885	372,00	Perm: r. KB, A	st.
5719 Altenstadt	Brg. 106a, BAB (1969)	34 97 725	55 72 696	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 107a, BAB (1969)	34 97 767	55 72 497	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 110b, BAB (1969)	34 98 141	55 71 757	10,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 112b, BAB (1969)	34 98 611	55 70 841	40,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 116b, BAB (1969)	34 99 553	55 70 551	26,70	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Baumwiesehof (1952)	35 03 970	55 63 660	—	Rotliegendkalk-Probe (bei 49,50 m)	1998
5720 Büdingen	Brg. 33, BAB (1970)	35 00 120	55 64 253	13,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 121a, BAB (1969)	35 00 506	55 66 731	9,40	Quartär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122a, BAB (1969)	35 00 585	55 66 510	20,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122b, BAB (1969)	35 00 628	55 66 516	22,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 125b, BAB (1970)	35 00 454	55 65 302	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 128h, BAB (1969/1970)	35 00 103	55 63 959	34,50	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 3, BAB (1970)	35 01 525	55 65 466	22,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 6, BAB (1970)	35 01 400	55 65 305	18,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 8, BAB (1970)	35 01 533	55 65 345	19,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 13, BAB (1970)	35 01 564	55 65 439	24,50	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 2, BAB (1970)	35 00 576	55 63 253	24,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 3, BAB (1970)	35 00 457	55 63 264	20,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 4a, BAB (1970)	35 01 015	55 64 020	10,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 5, BAB (1970)	35 00 383	55 63 295	9,40	Quartär; Tertiär. KB	1994
5721 Gelnhausen	Stadtwald 3 (1967)	35 16 560	55 64 500	70,00	Trias: s	st.
5721 Gelnhausen	Stadtwald 4 (1967)	35 16 660	55 64 750	70,00	Trias: s	st.
5723 Altengronau	Altengronau (1982)	35 45 120	55 69 250	516,90	Perm: r. KB, A	1992
5723 Altengronau	BK 7/1 (1979)	35 44 530	55 64 940	80,00	Quartär; Trias: suS, suG. KB	1995
5723 Altengronau	Burgjoß (1981)	35 36 080	55 65 500	608,65	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB (ab 33 m—ET gekernt)	1996
5723 Altengronau	Marjoß (1980)	35 39 260	55 69 500	511,00	Trias: s; Perm: z, r. KB (von 121—129 m und ab 237,5—ET gekernt)	1990
5723 Altengronau	RN 5, Galgengrund (1981/1982)	35 41 150	55 68 430	429,50	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5723 Altengronau	RN 7, Dittenbrunn (1981/1982)	35 44 435	55 65 869	433,82	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1992
5723 Altengronau	SR 6, Krümmelbach (1981/1982)	35 39 530	55 65 900	471,66	Perm: r. KB, A	1993
5724 Zeitlofs	RN 12, Knüttelwiese (1981/1982)	35 59 150	55 67 400	636,80	Perm: r. KB, A	1992
5724 Zeitlofs	RN 15, Mitgenfeld (1981/1982)	35 58 295	55 72 275	632,10	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5724 Zeitlofs	SR 4, Weißenbach, Kleine Leite (1981/1982)	35 51 200	55 66 480	623,60	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5725 Stangenroth	RN 10, Thulba (1981/1982)	35 64 130	55 70 875	505,80	Gneis; Paläozoikum. KB, A	1992
5725 Stangenroth	RN 16, Schieferstein (1981/1982)	35 68 680	55 64 280	614,86	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5816 Königstein im Taunus	Kelkheim (1955)	34 60 860	55 57 820	120,00	Quarzgang-Probe (zw. 75-79,80 m)	st.
5817 Frankfurt a. M. West	Brunnenbohrung 1 (1959)	34 65 740	55 59 080	49,50	Pleistozän; Tertiär: mi, ol. A	st.
5818 Frankfurt a. M. Ost	Hassia-Sprudel (1936–38)	34 81 660	55 60 870	322,85	Holozän; Pleistozän; Perm (Tholeyer Sch.); Karbon. KB, A	st.
5820 Langenselbold	Bernbach 7a (1967)	35 10 770	55 58 350	120,00	Quartär (Karsthohlraumfüllung); Perm: z, r	st.
5820 Langenselbold	Brg. 132b, BAB (1970)	35 00 753	55 61 762	15,00	Quartär; Perm: r. KB, A	1995
5820 Langenselbold	Brg. 138c, BAB (1970)	35 01 400	55 59 122	16,00	Quartär; Tertiär. KB, A	1995
5821 Bieber	B/89-B 1 (1989)	35 15 640	55 59 960	42,00	Quartär; Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 2 (1989)	35 15 350	55 57 400	42,00	Quartär; Perm: z; Sandstein (Kristallin). KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 3 (1989)	35 15 660	55 59 060	39,50	Quartär; Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 4 (1989)	35 12 640	55 60 630	39,50	Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 5 (1989)	35 22 200	55 58 680	66,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1995
5823 Burgsinn	Rengersbrunn (1981/1982)	35 39 880	55 54 560	61,10	Trias: su. KB	1992
5823 Burgsinn	Rieneck (1982)	35 47 000	55 52 160	457,80	Trias: su; Perm: z, r. KB (ab 270 m—ET gekernt)	1992
5823 Burgsinn	RN 9, Aura-Grund (1981)	35 37 310	55 61 530	496,49	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5823 Burgsinn	SR1, Afsgrund, Aura (1981/1982)	35 41 000	55 59 200	422,30	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5823 Burgsinn	SR 8, Engelhaupt, Mittelsinn (1982)	35 44 555	55 61 550	398,20	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5913 Presberg	Aulhausen (1960)	34 20 540	55 41 300	75,00	Quartär; Tertiär; Devon. A (Kleinproben)	1994
5915 Wiesbaden	Adlerquelle, vermutlich Kleine Adlerquelle (1954)	34 45 690	55 50 120	10,70	Quartär; Vordevon: Serizitgneis	1994
5915 Wiesbaden	K 2 (1951), Fa. Kalkhof	34 45 260	55 43 860	58,90	Quartär; Tertiär	1998
5915 Wiesbaden	VB 1, Neubau Postamt (1971)	34 45 710	55 48 440	110,00	Quartär; Tertiär: tAq, tolo. KB	2000
5915 Wiesbaden	VB Wasserwerk Schierstein (?1953)	34 41 730	55 45 220	40,00	Holozän; Pleistozän; Tertiär: olo. A	1998
5916 Hochheim a. Main	Brg. 1, Mülldeponie (1974)	34 55 450	55 44 180	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 2, Mülldeponie (1974)	34 55 540	55 44 010	11,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 3, Mülldeponie (1974)	34 55 740	55 43 850	10,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 4, Mülldeponie (1974)	34 55 780	55 43 710	10,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 5, Mülldeponie (1974)	34 55 590	55 43 670	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 6, Mülldeponie (1974)	34 55 420	55 43 770	13,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 7, Mülldeponie (1974)	34 55 190	55 44 140	15,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 8, Mülldeponie (1974)	34 55 080	55 44 040	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 9, Mülldeponie (1974)	34 54 910	55 43 720	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 10, Mülldeponie (1974)	34 55 670	55 43 570	13,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 11, Mülldeponie (1974)	34 55 410	55 43 460	15,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5916 Hochheim a. Main	Brg. 12, Mülldeponie (1974)	34 55 550	55 43 190	14,50	Quartär; qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 13, Mülldeponie (1974)	34 56 220	55 43 420	12,00	Quartär; qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 14, Mülldeponie (1974)	34 56 280	55 43 100	12,00	Quartär; qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 15, Mülldeponie (1974)	34 56 040	55 42 730	10,00	Quartär; qp; Tertiär: tmi	1995
5917 Kelsterbach	VB 1 (1964), Phrix-Werke	34 65 140	55 47 040	133,30	Tertiär: pl. A	2008
5918 Neu-Isenburg	Henninger Bräu (1988)	34 78 410	55 51 175	247,00	Tertiär; Perm: r	st.
5924 Gemünden am Main	BK 28/4 (1980)	35 48 378	55 44 405	170,00	Quartär; Trias: soRö, smS, smH. KB, A	1995
5924 Gemünden am Main	BK 28/5 (1980)	35 48 475	55 44 140	146,00	Quartär; Trias: soRö, smS, smH, smD. KB	1995
5924 Gemünden am Main	Langenprozelten (1981/1982)	35 48 460	55 47 340	461,50	Trias: su, suB; Perm: z, r. KB (ab 314 m—ET gekernt)	1993
6013 Bingen	VB 3 (1962), Pflänzer 1	34 26 465	55 39 810	19,30	Pleistozän; ?Tertiär. A	st.
6016 Groß-Gerau	Königstätten 1 (1956)	34 62 550	55 36 679	1 823,40	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
5924 Gemünden am Main	BK 28/4 (1980)	35 48 378	55 44 405	170,00	Quartär; Trias: soRö, smS, smH. KB, A	1995
6017 Mörfelden	Darmstadt 2 (1953/54)	34 71 423	55 29 708	1 506,60	Quartär; Tertiär; Transgression; Perm: r. KB, A	st.
6017 Mörfelden	Darmstadt 2a (1954)	34 71 424	55 29 708	1 475,40	Quartär; Tertiär; Transgression; Perm: r. KB, A	st.
6018 Langen	Brg. 2 (1974)	34 82 995	55 31 200	53,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1991
6018 Langen	Brg. 3 (1974)	34 81 940	55 31 435	68,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1991
6018 Langen	Brg. 4 (1974)	34 82 095	55 31 640	66,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1991
6018 Langen	Brg. 5 (1974)	34 83 115	55 32 100	59,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit und Porphy). KB	1991
6018 Langen	Brg. 6 (1974)	34 81 815	55 31 635	40,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1991
6018 Langen	Brg. 7 (1974)	34 83 235	55 31 480	50,50	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1991
6018 Langen	Brg. 8 (1974)	34 83 890	55 32 075	60,50	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1991
6018 Langen	FB 1 (1980)	34 82 460	55 31 450	130,75	Tertiär; Perm: ?r. KB, A	st.
6018 Langen	FB 7 (1980)	34 83 695	55 31 547	150,10	Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6023 Lohr a. Main	Lohr (1981)	35 42 136	55 37 841	485,70	Perm: r. KB (ab 242 m—ET gekernt)	1992
6117 Darmstadt West	Darmstadt 1 (1953)	34 72 500	55 29 215	928,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	1994
6117 Darmstadt West	Wolfskehlen 2 (1951)	34 65 200	55 23 120	1 662,10	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	1994
6119 Groß-Umstadt	Lengfeld/Odenwald (1965)	34 94 130	55 22 770	65,00	Quartär; Trias: suB; Perm: ?z, ?r. A	1996
6216 Gernsheim	Eich 3 (1952/53)	34 56 300	55 12 375	2 009,30	Pliozän; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6216 Gernsheim	Stockstadt 20 (1955)	34 63 352	55 17 274	1 797,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Crumstadt 1 (1953)	34 65 059	55 17 671	2 170,60	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Hähnlein West 1 (1957)	34 67 244	55 12 302	950,00	Pleistozän; Tertiär. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Hessen Wiag 4 (1951)	34 71 870	55 08 310	1 431,50	Quartär; Tertiär; Kristallin. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Pfungstadt 1 (1951/52)	34 70 666	55 17 054	2 291,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Stockstadt 1 (1952)	34 64 200	55 17 980	1 629,50	Quartär; Tertiär; Transgression; Perm: r. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Stockstadt 3 (1953)	34 64 200	55 17 150	1 698,70	Quartär; Tertiär. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Stockstadt 5 (1953)	34 64 315	55 17 030	1 788,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6316 Worms	A/75-B 1 (1975)	34 54 860	55 06 150	60,00	Quartär. KB	2000
6317 Bensheim	Einhausen 21 (1965)	34 64 830	55 01 930	100,00	Pleistozän. A	1998
6317 Bensheim	Einhausen 22 (1965)	34 64 930	55 01 580	100,00	Pleistozän. A	1998

Bohnerlager

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 Taf., 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
Band 106, 1978: 460 S., 91 Abb., 57 Tab., 30 Taf.	98,— DM
Band 107, 1979: 330 S., 93 Abb., 15 Tab., 4 Taf.	88,— DM
Band 108, 1980: 277 S., 68 Abb., 22 Tab., 10 Taf.	62,— DM
Band 109, 1981: 238 S., 48 Abb., 22 Tab., 4 Taf., 1 Bild	40,— DM
Band 110, 1982: 297 S., 76 Abb., 37 Tab., 9 Taf.	50,— DM
Band 111, 1983: 366 S., 36 Abb., 39 Tab., 19 Taf.	60,— DM
Band 112, 1984: 339 S., 164 Abb., 19 Tab., 3 Taf.	60,— DM
Band 113, 1985: 342 S., 76 Abb., 50 Tab., 8 Taf., 1 Bild	66,— DM
Band 114, 1986: 356 S., 102 Abb., 29 Tab., 5 Taf., 1 Kt.	66,— DM
Band 115, 1987: 525 S., 120 Abb., 26 Tab., 20 Taf.	103,— DM
Band 116, 1988: 342 S., 75 Abb., 20 Tab., 9 Taf., 1 Bild	61,— DM
Band 117, 1989: 315 S., 68 Abb., 19 Tab., 16 Taf., 6 Prof., 1 Bild	64,— DM