Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 119

Mit 94 Abbildungen, 23 Tabellen, 6 Tafeln und 6 Karten

Herausgabe und Vertrieb Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1991

Geol. Jb. Hessen 119 327 S. 94 Abb. 23 Tab.	6 Taf.	6 Karten	Wiesbaden 1991
---	--------	----------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 119

Mit 94 Abbildungen, 23 Tabellen, 6 Tafeln und 6 Karten

Herausgabe und Vertrieb Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1991

Geol. Jb. Hessen	119	327 S.	94 Abb.	23 Tab.	6 Taf.	6 Karten	Wiesbaden 1991

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 1991

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	
1990 (1. 1.–31. 12. 1990)	297
BENECKE, P.:	
Ausmaß der Versauerung von Waldböden und Auswirkungen auf Sickerwasser und Untergrund. Mit 8 Abbildungen und 4 Tabellen	235
BUCHHOLZ, P., WACHENDORF, H., & ZELLMER, H.:	
Die Flinzfazies im Harz – eine Charakteristik mitteldevonisch-unterkarbonischer Hungerbecken-Sedimente. Mit 17 Abbildungen und 2 Tafeln	5
Dreher, T.:	
LCKW in Grundwasserproben: Verschleppungen durch die Probenahme. Mit 6 Abbildungen	
und 1 Tabelle	177
ENTENMANN, W.:	
Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen an der Aartalsperre bei Bischoffen,	
Lahn-Dill-Kreis (Hessen). Teil 2: Ingenieurgeologie. Mit 14 Abbildungen und 4 Tabellen	191
FLICK, H., HORN, M., NESBOR, H. D., & WENGERT, N.:	
Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase)	
am Nordwestrand der Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge. Mit 18 Abbildungen und	
3 Tabellen	45
HÜHNER, G.:	
Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung	313
Lukas, V.:	
Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen - ein Abbild kurzzeitiger	
Faziesänderungen im westlichen Germanischen Becken. Mit 11 Abbildungen, 1 Tabelle und	
3 Tafeln	119
LUKAS, V., & WENZEL, B.:	
Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge (Buntsandstein, Trias) in Nordosthessen. Mit	102
3 Abbildungen und 1 läfel	103
POSCHWITZ, H.:	277
Hessisches Geologisches Schriftum 1989 mit Nachträgen aus den Jahren 1979–1988	211
Zum gaalagisch taktonischen Pau des Deakgebirges und Subselinars im thüringischen	
Warra Kaligebiet Mit 4 Abbildungen	91
Schippmeister G.	71
Gehänderter Kalkstein" – ein interessanter Gefügetyn des Oberdevons im Raum Tegau	
(Ostthüringen) Mit 11 Abbildungen	77
Schmidt H & Zulauf G:	,,,
Geomagnetische Anomalien im Bereich eines tertiären Vulkankraters bei Hungen-Langd	
(Vogelsberg). Mit 2 Abbildungen	229
WANNEMACHER, U.:	
Eine Untersuchung über den Zusammenhang zwischen atmosphärischer und pedosphäri-	
scher Schwermetallbelastung in Ballungsgebieten. Mit 10 Tabellen und 6 Karten	259

S. 5-44

2 Taf.

Die Flinzfazies im Harz – eine Charakteristik mitteldevonischunterkarbonischer Hungerbecken-Sedimente

Von

PETER BUCHHOLZ, HORST WACHENDORF & HENNING ZELLMER*

Kurzfassung: Die Flinzkalke des Harzes sind im Bereich der Harzgeröder- und Blankenburger Zone verbreitet. Eine stratigraphische, sedimentologische und geochemische Analyse des insgesamt – einschließlich Kieselschiefer – <240 m mächtigen Flinzprofils bestätigt die Untergliederung in einen Unteren Flinz (oberes Eifel-Givet) sowie einen Oberen Flinz (oberes Adorf-Unterkarbon II). Die Mikrofossilien ergeben zumeist Mischfaunen, deren älteste Anteile aus der Ems-Stufe stammen.

Die überwiegende Anzahl der Flinzkalk-Proben besteht aus Crinoidenresten, Ostracoden, Tentakuliten, Zweischaler-Bruchstücken, Foraminiferen und fraglichen Calcisphären; Schwammnadeln und Radiolarien sind seltener vorhanden. Häufige abiogene Komponenten sind Pellets, einzelne Quarzkörner sowie seltene Gerölle aus Ton- und Kieselschiefern. Die Grundmasse besteht aus einem überwiegend spätdiagenetisch rekristallisierten Mikrit. Riff-Detritus ist nicht nachweisbar.

Die Flinzkalke werden geochemisch charakterisiert. Die Sr-Verteilung dokumentiert eine stratigraphisch ausgeprägte Variation, wobei in jüngeren Flinzkalken der Sr-Gehalt abnimmt.

Die Flinzfazies entwickelte sich kontinuierlich aus den grobklastischen Schüttungen der Quarzsandsteine der Ems/Eifel-Stufe. Der Ablagerungsraum der Flinzkalke stellt Hungerbecken mit pelagischer Sedimentation dar, die durch einen geringen Detritus-Eintrag charakterisiert sind. Auf Grund der niedrigen siliziklastischen Sedimentationsrate dominieren allodapische Karbonatlagen gegenüber dem kieseligtonigen Hintergrundsediment. Ein weiteres Merkmal ist die Verkieselung der meist geringmächtigen Schieferzwischenmittel bzw. der Kalke. Als Liefergebiete werden Herzynkalk-Areale postuliert, die durch submarine Lösung und biogene sowie mechanische Erosion den Karbonat-Detritus bereitstellten. Die Flinzfazies wird im cu II β/γ abrupt von den Gesteinen der Tanner Serie abgelöst.

Abstract: The Flinz limestones of the Variscan Harz mountains are stratigraphic members of the Harzgerode-, and the Blankenburg zone. A Lower Flinz (Eifelian – Givetian) is separated from the Upper Flinz (uppermost Adorfian – Lower Carboniferous; cu II) by an Adorfian chert sequence. The whole sequence has a thickness of less than 240 m. Especially the conodont fauna of the limestone is an evidence for a stratigraphic admixture. The oldest conodonts are of Emsian age. Crinoids, ostracodes, tentaculites, fragmented brachiopods, foraminiferids and uncertain calcispheres are main components of the Flinz limestones, whereas sponge needles and radiolarians are rare. Abiogenic components are peloids, quartz grains as well as rare clasts of chert and claystone. The groundmass is composed of a late diagenetically recrystallized micrite. Reef detritus is lacking.

The Flinz limestones are geochemically evaluated. The distribution of Sr contents change according to the stratigraphic record. The Sr content of the Flinz limestones increases with age. The facies of the Flinz limestone evolved continuously from coarse grained siliciclastics of Emsian/Eifelian age. The sedimentary

^{*} Dr. P. BUCHHOLZ, Prof. Dr. H. WACHENDORF, Dipl.-Geol. H. ZELLMER, Institut für Geologie und Paläontologie der TU Braunschweig, Pockelsstr. 4, 3300 Braunschweig.

environment of the Flinz facies corresponds to a starved basin. Due to the typical extremely low sedimentation rate of the siliciclastics the allodapic limestones dominate over the cherty-clayey background sediments. Replacement chert and cherty slates are further lithologic characteristics. The limestone detritus is a result of submarine solution as well as mechanical-, and bio-erosion. Hercynian limestones (Emsian – Lower Carboniferous) are postulated as source areas. The Flinz facies ends abruptly during the Lower Carboniferous (cu II β/γ) and is conformably overlain by the flysch facies of the Tanne series.

Inhaltsverzeichnis

. Einleitung	6
. Verbreitung und Stratigraphie	7
. Sedimentologie	12
3.1. Makroskopische Merkmale	12
3.2. Komponenten und Grundmasse	17
. Diagenese–Phänomene	19
. Geochemie	20
. Sedimentationsmodell und Bildungsbedingungen der Flinz-Fazies	22
. Diagenese-Charakteristik der Flinz-Fazies	29
Ergebnisse	31
Zusammenarbeit und Danksagung	33
Schriftenverzeichnis	33

1. Einleitung

Die herzynische Fazies des Harzes ist durch Karbonate und Pelite charakterisiert, die mit initialen Magmatiten und deren Pyroklastika vergesellschaftet sind. Die Karbonate sind überwiegend Schwellenbildungen (u.a. Cephalopodenkalke), die sich beckenwärts mit Ton- bzw. Siltsteinen und kieseligen Sedimenten faziell verzahnen. Neben den herzynischen Karbonaten entstanden zeitweise Riffe als Bildungen der rheinischen Fazies, die im Iberg-Atoll und im Elbingeröder Komplex aufgeschlossen sind. Die massig-bankigen, stets linsenförmig ausgebildeten, dezimeter- bis dekameter großen Herzynkalke des Südharzes (Silur – Unterkarbon) wurden aufgrund ihrer reichen Makrofauna vorrangig paläontologisch ausgewertet und in klassischen Darstellungen abgehandelt (ERBEN 1953, ALBERTI 1963, LÜTKE 1968). Im Gegensatz zu den Herzynkalken enthält die Wechsellagerung der Flinzfazies aus kieselig-tonigen Sedimenten mit laminierten, feinkörnigen Karbonaten keine makroskopisch auffällige Schalenfauna.

Im Bereich des Herzberg–Andreasberger "Sattels", der Teil der Blankenburger Zone ist, wurden vorwiegend dunkle, karbonatische, plattige Gesteine erstmalig von SCHRIEL (1939) in Anlehnung an lithologisch vergleichbare Vorkommen des Rheinischen Schiefergebirges als Flinz bezeichnet. Im Rheinischen Schiefergebirge hatte ursprünglich v. DECHEN (1884) Flinz als Wechsellagerung von dichten, schwarzen, bankigen, bituminösen Kalken mit gleichfalls dunklen, meist plattigen und gelegentlich schwach kieseligen Schiefern beschrieben. Der stratigraphisch auf das Givet-Adorf beschränkte Flinz des Rheinischen Schiefergebirges stellt nach MEISCHNER (1964) und GAUGLITZ (1967) Resedimente altersgleicher Riffbildungen dar. Bereits HOLZAPFEL (1895) verwies erstmalig auf die Verzahnung der rheinischen Flinzfazies mit den Massenkalken des Givet und Adorf.

6



Bohrung ACKERSTOLLEN 3

Abb. 1. Verbreitung der devonisch-karbonischen Karbonatgesteine im Harz. Neben den Flinzkalk-Arealen wurden als mögliche Liefergebiete die Herzynkalk-, Cephalopodenkalk- und Riffkalkvorkommen dargestellt. In der Bohrung Ackerstollen 3 wurde das nördlichste Flinzkalkvorkommen erschlossen (STOPPEL 1989).

Zusammengestellt nach Alberti (1963), Erben (1953), Grabert (1962), Hoffmann (1968), Lütke (1968), Luppold (1987), Lutzens (1972), Meischner & Schneider (1970), Plessmann & Wunderlich (1959), Reichstein (1962, 1964a, 1964b), Ruchholz (1964), Ruchholz & Schulze (1968), Schlegel (1961), Schriel & Stoppel (1958, 1960, 1961), Schützenmeister (1968), Schulze (1968), Stoppel & Zscheked (1971) und eigenen Befunden.

Der Flinz des Harzes ist im wesentlichen Bestandteil der Harzgeröder und Blankenburger Zone. Für beide Zonen ist die S von Wernigerode ermittelte Gliederung der Flinzkalke in einen "Unteren" (Givet) und einen "Oberen Flinz" (Oberdevon) gültig (LUTZENS & SCHWAB 1958).

Die stratigraphisch-sedimentologische Auswertung ausgewählter Flinzvorkommen ergibt eine Bestandsaufnahme, deren Befunde einerseits von regionaler Bedeutung sind und die andererseits ein Modell für den Sedimentationsablauf eines Hungerbeckens (starved basin) ergeben.

2. Verbreitung und Stratigraphie

Die Flinzvorkommen der Harzgeröder und Blankenburger Zone (Abb. 1) haben geringe flächenhafte Ausdehnung. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der einzelnen Vorkommen übersteigt selten 25 Meter, bleibt zumeist jedoch auf wenige Meter beschränkt (Taf. 1, Fig. 1). Die im Verlauf der orogenen Deformation schuppenförmig zerlegten, isolierten Vorkommen stehen im tektonischen Verband mit Tonschiefern, Grauwacken und seltener mit Diabasen. Ein größeres, flächenhaft geschlossenes Vorkommen besteht lediglich am NW-Rand des Harzes bei Wernigerode (GRABERT 1950) als Teil der Blankenburger Zone.

Auffallend ist das Fehlen der Flinzfazies NW des Acker-Bruchberg-Zuges. Das nordwestlichste Vorkommen wurde am Südostrand des Ackers erbohrt (STOPPEL 1989).

Insgesamt sind die Flinzvorkommen in der Blankenburger Zone häufiger und relativ weiter verbreitet als jene der Harzgeröder Zone; hingegen sind die Herzynkalke überwiegend Be-



Abb. 2. Ausgewählte Flinzkalkvorkommen und Lage der bearbeiteten Profile der westlichen Blankenburger und Harzgeröder Zone. Conodonten-stratigraphische Datierungen nach Alberti (1963), Alberti et al. (1972), BUCHHOLZ (1989), JACKISCH (in Vorber.), LÜTKE (1968, 1973), LUPPOLD (in Vorber.), MANNE-BACH (1990), MARONDE (1966, 1968), POLL (1970), SCHRIEL & STOPPEL (1958, 1960, 1961), STOPPEL (1977), STREHL (1967) sowie ZELLMER (1989) und eigenen Befunden.

standteil der Harzgeröder Zone. Für eine spezielle stratigraphisch-sedimentologische Auswertung sind die Flinz-Vorkommen der westlichen Harzgeröder Zone aufgrund ihrer intensiven Zerscherung bei geringer Ausstrichbreite weniger geeignet als ausgewählte Vorkommen der Blankenburger Zone zwischen Braunlage und Bad Lauterberg (Abb. 2).

Die Conodonten-chronologische Auswertung dokumentiert eine stratigraphische Entwicklung der Flinzfazies von der Eifel-Stufe bis in das Unterkarbon (cu II), die, in Übereinstimmung mit der herkömmlichen Gliederung in einen Unteren und einen Oberen Flinz, durch eine vom höchsten Givet bis zum oberen Adorf andauernde Kieselschiefer-Sedimentation unterbrochen wurde (Abb. 3).



Abb. 3. Lithostratigraphische Gliederung im Bereich der Flinzkalk-Areale unter besonderer Berücksichtigung der westlichen Blankenburger Zone.



Abb. 4. Conodonten-chronologische Einstufung der Flinzkalk- und Kieselschiefer-Proben. Schwarz: Jüngste nachgewiesene Conodontenzone in einer Probe; punktiert: ältere nachgewiesene Zonen in den Mischfaunen. Stern: JACKISCH (in Vorb.); Dreieck: MANNEBACH (1990); Punkt: ZELLMER (1989).

Die Datierungen erfolgten mit Hilfe der Ameisensäure-Aufbereitung an Flinzkalken. Kieselschiefer- bzw. Tonschiefer-Proben wurden mit Flußsäure angeätzt.

Zahlenmäßig häufig ist der Nachweis von Flinzkalken des Givet (*varcus*-Zone), des oberen Adorf (*linguiformis/triangularis*-Zone) sowie des Nehden/Hemberg in der *marginifera*-Zone (Abb. 4).

Die weitaus überwiegende Zahl der Flinz-Vorkommen wurde in den Bereich Nehden/Hemberg eingestuft. Ein wesentlicher Befund der Conodonten-chronologischen Auswertung ist der Nachweis von Mischfaunen, welcher auch von JUNGE (1987, im Druck) erbracht wurde. Die Mischfaunen enthalten umgelagerte Conodonten sowie darüberhinaus silifizierte Tentaculiten und Ostracoden. Die resedimentierten Mischfaunen stellen "stratigraphic admixtures" dar (BRANSON & MEHL 1941), die aus einer Aufarbeitung älterer Sedimente resultieren. Diese Mischfaunen sind von jenen Geisterfaunen (KREBS u.a. 1964) zu unterscheiden, bei denen jüngere Faunenelemente in Spaltenfüllungen bzw. Karsttaschen vorkommen. Älteste Mischfaunen entstanden im Givet (*varcus*-Zone), häufiger sind Mischfaunen jedoch im Oberdevon – mit Beginn der *marginifera*-Zone – und im Unterkarbon. Die ältesten Conodonten belegen das Oberems (*laticostatus*-Zone); diese sind Mischfaunen-Komponenten, die in der stratigraphischen Abfolge des Flinzprofils erstmalig im Givet vorkommen und die darüberhinaus im Nehden-Hemberg nachgewiesen wurden. In den hochoberdevonischen und unterkarbonischen Mischfaunen dominieren Faunenelemente des Nehden-Hemberg, jüngere Conodonten sind stets nur untergeordnet vertreten.



Abb. 5. Anreicherung von resedimentierten Conodonten-Bruchstücken (Nehden/Hemberg) auf der Sedimentoberseite eines Kieselschiefers. – Warmelochtal, TK 25 4329 Zorge, R⁴³96 750 H⁵⁷29 440; Probe 129.
 Fot. Frau Dr: J. HAYDUKIEWICZ, Wroclaw. Balkenlänge: 2 mm.

Die Mischfaunen wurden mit Hilfe der Ameisensäureaufbereitung bisher ausschließlich aus Flinzkalken gewonnen. Während für den Adorf-Kieselschiefer bislang der Nachweis umgelagerter Conodonten fehlt, wurde in jüngeren Kieselschiefern zusammen mit Quarzkörnern eine extreme Anreicherung zumeist zerbrochener Korngrößen-sortierter Conodonten festgestellt, die strömungsorientiert eingebettet sind (Abb. 5).

Das Mindestalter der Sedimentation resultiert aus den jeweils jüngsten Conodonten. Da in einigen Proben der Mengenanteil umgelagerter, stratigraphisch älterer Faunen weit überwiegt, ist ein jüngeres Alter einzelner Proben nicht auszuschließen. Aufgrund des Nachweises unterkarbonischer Conodonten ist jedoch ein Hinaufreichen der Flinzentwicklung bis in das cu II bewiesen.

3. Sedimentologie

3.1. Makroskopische Merkmale

Im Bereich zwischen Braunlage und Bad Lauterberg (westliche Blankenburger Zone) wurden neben zahlreichen Einzelproben insgesamt zehn Profile feinstratigraphisch aufgenommen (Abb.6). Aus der Harzgeröder Zone wurden lediglich Einzelproben berücksichtigt. Zusammenfassend ergibt die Auswertung aller Profile unter Einbeziehung der Kartierbefunde ausgewählter Gebiete (JACKISCH in Vorb., MANNEBACH 1990, ZELLMER 1989) eine lithologische Gliederung der Flinzfolge.

Die ältesten Flinzkalke überlagern Quarzite bzw. Tonschiefer der Ems- bis Eifelstufe. Die charakteristischen Merkmale der stratigraphisch aufgeschlüsselten Flinzanteile sind:

Eifel: Im Aufschluß SW St. Andreasberg (Profil G), der von STREHL (1967, 1976) ins Givet eingestuft und von LÜTKE (1976) sedimentologisch bearbeitet wurde, belegen quarzkornreiche (<40%) Flinzkalkbänke den kontinuierlichen Übergang von den unterlagernden massigen Quarziten zur Flinzfazies. Eine umfangreiche Conodontenfauna (ZELLMER 1989) ergibt eine eindeutige Einstufung in die *australis*-Zone. Es besteht eine Wechsellagerung aus relativ dickbankigen, bituminösen, Pyrit-reichen, kieseligen, schwarzen Tonschiefern und Kalksandsteinen. Die überwiegend gut sortierten Kalksandsteine sind z.T. gradiert. Eine inverse Gradierung und ebene Schrägschichtung sind selten. Der Liegendkontakt der Karbonatbänke ist stets abrupt ausgebildet; hingegen weisen die Bankoberseiten einen kontinuierlichen Übergang zu den Tonschiefern auf. Die Korngröße der Quarzkörner liegt überwiegend im Grobsandbereich. Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Eifel-Flinz erreicht ca. 5 Meter.

Quarzkorn-freie, dunkle, bituminöse, feinkörnige Karbonate dokumentieren den Grenzbereich Eifel/Givet.

Givet: Im Liegenden des Givet-Flinz werden von GRABERT (1949) sowie von LUTZENS (u.a. 1959) im unteren Givet ca. 60 m mächtige, dunkle Tonschiefer ohne Flinzeinschaltungen beschrieben, die auch im Gebiet von St. Andreasberg aufgeschlossen sind.

Flinzkalke des Givet sind relativ weit verbreitet. Als typisches Profil wurde der Aufschluß im Gedränge (Profil GL; Taf. 1, Fig. 2) ausgewählt, dessen Fauna ALBERTI (1963) auswertete. Die Flinzkalkbänke mit fein- bis mittelsandigen Karbonatkomponenten sind auffallend mächtig (<70 cm) und wechsellagern mit mm-dünnen Tonschiefern (Abb.7, 8). Flinzkalke und Tonschiefer leiten kontinuierlich zu Adorf-Kieselschiefern über, die das obere Givet bis höhere Die Flinzfazies im Harz





Abb. 7. Darstellung der Schichtmächtigkeiten der Karbonatfolgen und Tonschieferzwischenmittel. Die maximalen Bankmächtigkeiten werden im Givet erreicht.

Adorf vertreten. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Flinzkalke beträgt etwa 15 – 20 Meter. Eine lithologische Besonderheit der Flinzkalke besteht in der Ausbildung von bankinternen chert-Knollen. Außerdem erfolgte eine Verkieselung einzelner Bänke, die, von den Bankoberseiten ausgehend, das Karbonat unregelmäßig wenige Zentimeter tief verdrängt.

Adorf: Das tiefere Adorf wird durch eine karbonatfreie Wechsellagerung von Kieselschiefern mit wenige mm-mächtigen, dunklen, kieseligen Tonschiefern vertreten, deren Mächtigkeit im Gedränge ca. 20 m beträgt.

Im höheren Adorf (*linguiformis*- bis *P. triangularis*-Zone) wird die Flinz-Sedimentation fortgesetzt. Lediglich lokal (Pr. Z 241) erfolgt das erneute Einsetzen der Flinzbildung geringfügig früher (*gigas*-Zone). Der Flinz des oberen Adorf ist vorwiegend feinsandig und sehr dunkel. Die Lagendicke beträgt durchschnittlich 2 cm, maximal 10 cm. STREHL (u.a. 1967) beschrieb den Flinzkalk der *P. triangularis*-Zone als Kellwasserkalk. Die charakteristische Makrofauna des Kellwasserkalkes fehlt jedoch, zudem sind kieselige Einschaltungen vorhanden.

Nehden-Wocklum: Das höhere Oberdevon ist durch eine relativ gleichförmige Faziesentwicklung der Flinzkalke charakterisiert. Die Abfolge ist in mehreren Teilprofilen von bis zu 5 Metern aufgeschlossen und ergibt eine Gesamtmächtigkeit von 50-60 m. Die Flinzkalke bestehen aus hellgrauen, im Durchschnitt 1-2 cm, maximal 12 cm dicken Lagen im Wechsel mit grünen und schwarzen, meist kieseligen Tonschiefern. Die Flinzkalklagen folgen unvermittelt über den Tonschiefern, während die Bankoberseiten zu den Tonschiefern zumeist kontinuierlich überleiten. Die Unterseiten sind zwar z.T. uneben, jedoch zeigen diese keine signifikanten Sedimentationsmarken. Auch auf den Oberseiten fehlen Strömungsanzeiger wie Rippelmarken. Bankintern ist häufig eine mm-dicke Lamination sowie selten eine kleinbogige Schrägschichtung ausgeprägt, deren Schrägschichtungsblätter maximal 5 cm Länge erreichen (Taf. 1, Fig. 3). Eine Rekonstruktion der Strömungsrichtung war aufgrund der seltenen Ausbildung nicht möglich. Die durchschnittliche Korngröße vermindert sich während des Oberdevons vom Grobsilt-/Feinsandbereich bis in den Mittelsiltbereich. Vereinzelt wurden lagig angeordnete Gesteinsbruchstücke sowie resedimentierte Flinzkalk-Bruchstücke nachgewiesen (Taf. 1, Fig. 4). Der kontinuierliche Übergang zu den überwiegend kieseligen Sedimenten des Unterkarbons wird in der Ausbildung von dunklen, maximal 2 cm dicken chert-Knollen und -Lagen deutlich. Die feine Lamination des Karbonats setzt sich unverändert in die verkieselten Anteile fort (Taf. 1, Fig. 5).

To urnai-tieferes Visé (cu I- cu II β/γ): Das Tournai ist durch grüne Kieselschiefer bzw. kieselige Tonschiefer belegt, deren Mächtigkeit vermutlich 10 Meter nicht übersteigt. Das Niveau der Liegenden Alaunschiefer ist nach MARGANE (1986) in einer Mächtigkeit von 1-2 m aufgeschlossen. Diese stellen schwarz-violette, kieselige Tonschiefer dar, denen jedoch die charakteristischen Phosphoritknollen fehlen. Die Kieselschiefer weisen im Wechsel mit kieseligen Tonschiefern eine durchschnittliche Lagendicke von wenigen cm auf.

Unterkarbonische Flinzkalke wurden erstmalig in einem Aufschluß SE von St. Andreasberg nachgewiesen (Abb. 4; Probe Z 195.1). Diese sind makroskopisch von oberdevonischen Flinzkalken wenig verschieden. Allerdings beträgt die maximale Lagendicke der hell- bis mittelgrauen Karbonate 15 cm (Abb. 7, 8). Die Korngröße variiert im Mittel- bis Grobsandbereich. Auffällig ist in nahezu allen Tonschiefer- und Karbonat-Proben der hohe Anteil umgelagerter Gesteinsbruchstücke, deren Korndurchmesser maximal 2 mm beträgt. Das Flinzprofil endet abrupt und wird von den Flyschbildungen der Tanner Serie überlagert (BUCHHOLZ et al. 1990).



Abb. 8. Darstellung der kumulativen Mächtigkeiten der Karbonatlagen und Tonschieferzwischenmittel. Das Verhältnis Karbonat/Schiefer wird an der Steigung der Summenkurven-Abschnitte deutlich. Das Verhältnis Karbonat: Tonschiefer erreicht maximale Beträge im höheren Givet (*varcus*-Zone) und im do VI / ? cu.

3.2. Komponenten und Grundmasse

In allen Flinzkalken sind als Biogene Zweischaler-Bruchstücke, Ostracoden, Echinodermen und Conodonten gemeinsam enthalten. Zweischaler-Bruchstücke, einschließlich der mengenmäßig zumeist zurücktretenden Ostracoden, sind über das gesamte Profil gleichmäßig verbreitet. Brachiopodenreste sind stets vorhanden, Muschelschalen wurden nur im Eifel-Flinz eindeutig bestimmt. Häufigste Biogenkomponenten sind Echinodermenreste, deren Dominanz in unterkarbonischen Proben markant hervortritt. Offenbar sind die Echinodermenreste infolge der diagenetischen Überprägung gegenüber den übrigen karbonatischen Biogenen selektiv angereichert.

Die Dünnschliff-Diagnose belegt eine maximale Konzentration der Conodonten im Nehden-Hemberg sowie im Unterkarbon. Radiolarien sind in einigen Dünnschliffen häufiger, so insbesondere in Flinzkalken des Oberdevons. Foraminiferen mit mikritischer Wandung vom Typ *Parathurammina* sind in Givet-Proben reichlich vorhanden (Taf. 2, Fig. 3). Pyritisierte Schwammnadeln wurden lediglich in Proben des höchsten Oberdevons nachgewiesen. Fragliche Calcisphären sind in Givet-Proben vorhanden. Bryozoen (Taf. 2, Fig. 1) sind im Eifel-Flinzkalk häufig, in Givet-Proben jedoch selten. Vermutlich umgelagerte, verkieselte Bryozoen-Reste kommen in Unterkarbon-Proben vor. Gastropoden-Reste bleiben ausschließlich auf den Eifel-Flinzkalk beschränkt. Tentakuliten in karbonatischer Erhaltung sind in mitteldevonischen bis tief-oberdevonischen Proben z.T. massenhaft enthalten. Zumeist verkieselte Tentakuliten-Gehäuse und Steinkerne, selten auch in Calcit-Schalenerhaltung, sind wesentlicher Bestandteil aller Mischfaunen, so auch der hoch-oberdevonischen bis unterkarbonischen Mischfaunen (Taf. 2, Fig. 6). Trilobitenreste sind lediglich Bestandteile einzelner Proben.

Die Gesamtfauna repräsentiert eine Mischung aus planktischen und benthischen Faunenelementen. Während der Eifel-Flinz überwiegend benthische Biogene (u.a. Bryozoen, dickschalige Brachiopoden, Echinodermen) enthält, ist der Oberdevon-Flinz durch planktische Faunenelemente (u.a. Radiolarien) charakterisiert. Das Unterkarbon enthält wiederum vermehrt Faunen des benthischen Bereichs (Echinodermen).

Nicht nachgewiesen wurden Korallen und Stromatoporen. Gleichermaßen fehlen die für die devonische Riff-Fazies charakteristischen "Algenstrukturen" (u.a. *Rothpletzella, Renalcis),* die selbst als kleine Bruchstücke markant hervortreten würden.

Nicht-biogene Karbonat-Komponenten sind die häufig vorhandenen Pellets (Taf. 2, Fig. 4). Letztere bestehen aus Mikrit und erreichen bei elliptischen Querschnitten maximale Durchmesser von 0,2 mm. Pellets wurden in Proben des Givet und des höheren Oberdevons nachgewiesen. Diese entsprechen den von FAHRAEUS et al. 1974 beschriebenen "Pseudopellets".

Siliziklastische Komponenten bestehen aus Quarz, Feldspat, Glimmer und Gesteinsbruchstücken. Quarzkörner sind neben Glimmerschüppchen in allen Proben zumeist nur in geringer Menge vorhanden. Die Quarzkorn-Durchmesser entsprechen jenen der Biogen-Komponenten. In Proben der Eifel-Stufe erreicht der Quarzanteil 40%. In diesen Proben ist neben Quarz detritogener Feldspat vorhanden. Gesteinsbruchstücke wurden in Proben der Eifel-Stufe und des Unterkarbons ermittelt sowie vereinzelt im höchsten Oberdevon. Die Lithoklasten des Eifel-Flinz bestehen aus Silt- und Tonschiefern. Vulkanogene Komponenten wurden im Eifel-Flinz nachgewiesen. Kristalltuff-Bruchstücke enthalten idiomorphe Feldspäte (u.a. Albit) in einer kryptokristallinen Grundmasse. Darüberhinaus verweisen Mandelfüllungen bzw. eine submikroskopisch devitrifizierte Matrix auf den vulkanogenen Charakter dieser Komponenten.





In den gleichen Proben sind Bruchstücke von Siltschiefern mit ausgeprägten anastomosierenden Schieferungsbahnen vorhanden. Diese Bruchstücke beweisen für das Herkunftsgebiet eine praevariszische Deformation. Die tief-unterkarbonischen Proben weisen das reichhaltigste Komponenten-Spektrum auf; dieses besteht aus Ton- und Siltschiefern, Kieselschiefern und fraglichen Diabas-Bruchstücken.

Gesteinsbruchstücke wurden lediglich in Proben ermittelt, deren mittlerer Korndurchmesser den Feinsandbereich übersteigt. Die maximale Korngröße der Lithoklasten erreicht in Proben der Eifel-Stufe 5 mm und im Unterkarbon 2 mm.

Die Hohlräume zwischen den Komponenten waren vermutlich in den Proben der Eifel-Stufe und des Unterkarbons überwiegend in den übrigen Proben ausschließlich mit Mikrit gefüllt.

4. Diagenese-Phänomene

Der ursprüngliche Stoffbestand der Flinzkalke wurde im Verlauf der Diagenese und Tektogenese z.T. bis zur Unkenntlichkeit verändert. Aus diesen Veränderungen resultierte eine partielle bis vollständige Verdrängung des Karbonatanteils durch SiO₂-Minerale sowie eine intensive Rekristallisation des Calcits.

Calcitzement ist in Flinzkalken selten vorhanden. Dieser bleibt auf die Hohlräume innerhalb der Biomorpha (u.a. Tentakuliten, Ostracoden) beschränkt und besteht ausschließlich aus einem großblockigen Fe-Calcitzement (Taf. 2, Fig. 3). Weiterhin ist häufig der an Echinodermen-Reste gebundene, meist als Fe-Calcit vorliegende syntaxiale Rindenzement ausgebildet, der jedoch vorwiegend eine Verdrängung bzw. Rekristallisation anderer Karbonatkomponenten darstellt.

Die Karbonatminerale wurden entlang von überwiegend parallel zur Schichtung angeordneten Stylolithen gelöst. Die Lösungsnähte werden durch Lösungsrückstände (Tonminerale, Quarz, Pyrit etc.) markiert und überprägen die Ober- bzw. Unterseiten dünner Flinzkalklagen. In dickeren Lagen (>1 cm) folgen die stylolithischen Nähte bankintern im cm-Abstand. Neben diesen durch Kompaktion entstandenen Drucklösungsnähten sind weitere Drucksuturen häufig, deren Raumlage die orogene Deformation abbildet.

Vorrangiges Diagenese-Phänomen ist die Rekristallisation des Calcit-Anteils zu Neosparit. Hiervon sind alle calcitischen Komponenten und die Grundmasse betroffen. Echinodermen-Reste bleiben von dieser Rekristallisation z.T. ausgespart. Der Neosparit besteht zumeist aus Fe-Calcit und bildet ein charakteristisches Muster miteinander verzahnter Kristalle. Der Neosparitanteil ist sehr unterschiedlich und erreicht bis zu 90% des Karbonatanteils.

Eine Dolomitisierung ist zumeist im Zusammenhang mit chert-Lagen zu beobachten. Die Dolomitkristalle bilden idiomorphe Rhomboeder (20-50 μ m). Eine weitere Dolomitisierungsart resultiert aus der Migration von Zechsteinwässern, wobei Flinzkalke nahe der Zechstein-Transgressionsfläche vollständig dolomitisiert wurden.

Vereinzelt wurde eine Dedolomitisierung nachgewiesen, welche idiomorphe Dolomitkristalle durch einen eisenfreien Calcit ersetzte.

Pyrit bildet idiomorphe, würfelförmige Kristalle (max. 0,4 cm), die gelegentlich lagenweise, zumeist jedoch statistisch verteilt sind und Matrix sowie Komponenten verdrängen. Darüberhinaus füllt Rogenpyrit u.a. Tentakulitengehäuse als Zement. In einigen Proben ist eine Pyritisierung von Schwammnadeln, Radiolarien, Ostracoden und Tentaculiten festzustellen. Die Silifizierung der Flinzkalke umfaßt die Verkieselung von Komponenten (Ostracoden, Tentakuliten), Hohlraumfüllungen (u.a. Tentakuliten) sowie eine partielle bis vollständige Verdrängung des calcitischen Materials bis hin zur chert-Bildung (Taf. 2, Fig. 5). Der Kieselsäure-Zement füllt zumeist Radiolarien-Gehäuse und bildet z.T. sphärolithische sowie unregelmäßigfelderartige Aggregate. Die Kieselsäure der chert-Knollen besitzt ein mikrokristallines Gefüge, das von gröberkristallinem Quarz fleckig durchsetzt wird. Die Silifizierung geht zumeist von den Bankoberseiten aus und endet stets abrupt an einer zumeist welligen Grenzfläche. Einzelne Kieselschiefer-Proben sind aufgrund reliktischer Gefüge sowie typischer Dolomitrhomboeder als ehemalige Flinzkalke zu identifizieren.

Authigene Quarzdihexaeder erreichen bis zu mm-Größe und sind in nahezu allen Flinzkalken verbreitet.

5. Geochemie

Unter Anwendung des ICP-OES wurden die in Abb. 9 aufgelisteten Haupt- und Spurenelemente an Flinzkalken (säureunlöslicher Rückstand: IR <50%) und mergelig-tonigen Zwischenlagen (IR >50%) bestimmt (Probenpräparation s. Anhang).

Darüber hinaus wurden mit Hilfe des Ströhlein-Apparates C_{org}, Karbonat-Anteil und Sulfidschwefel analysiert sowie der HCl-unlösliche Rückstand (IR) gemessen.

Die Elementbestimmungen sollen vorrangig im Vergleich mit Literaturdaten die Flinzkalke geochemisch typisieren. Die Analysendaten wurden unter Verwendung von uni- und multivariaten statistischen Methoden betrachtet, wobei u.a. besonders der Einfluß des HCl-unlöslichen Rückstandes auf die Elementkonzentration berücksichtigt wurde.

Im Vergleich zu den von WEDEPOHL (1970) angegebenen Durchschnittswerten (IR ca. 13%) sind in den Flinzkalken (IR im Mittel 18%) Mg, Ba, Na, K und Fe abgereichert, hingegen Cu, Pb, Co, Sc, Yb und Y angereichert.

Weiterhin wurden die arithmetischen Mittelwerte der Harzer Flinzkalk-Elementhäufigkeiten mit den von WERNER (1986) an Flinzkalken des Rheinischen Schiefergebirges ermittelten Konzentrationen verglichen (Abb. 10), für die allerdings die Höhe des säureunlöslichen Rückstands (IR) nicht bekannt ist. Die überwiegende Zahl der Elemente ist in den Proben des Rheinischen Schiefergebirges höher angereichert. Lediglich die Werte von Mn, Sr, und Pb weisen durchschnittlich geringfügig niedrigere Konzentrationen auf.

Aus dem Vergleich der Gehalte der einzelnen Elemente untereinander sowie mit dem HClunlöslichen Rückstand resultieren zwei Elementgruppen:

- Al, Ti, Na, K, Mg, Ba, Ni, Cr, V, Zn, Cu, Pb, Li, Co, Zr, Sc, Y, Yr.

— Fe, Mn, Sr.

Die Elemente der ersten Gruppe ergeben untereinander sowie mit dem IR-Gehalt eine zumeist hoch signifikante Produkt-Moment-Korrelation und sind entsprechend an den säureunlöslichen Rückstand (vorwiegend Silikate) gebunden. Hingegen weisen die Elemente der zweiten Gruppe unterschiedliche Verteilungsmuster auf.

Für das Mn wurden die Gehalte getrennt für den HCl-löslichen bzw. den HCl-unlöslichen Anteil (Abb. 11) gegen den IR aufgetragen. Daraus ergibt sich für den HCl-löslichen Anteil eine negative bzw. für den HCl-unlöslichen Anteil eine positive Korrelation. Entsprechend dieser



Abb. 10. Vergleich der arithmetischen Mittelwerte der Elementgehalte in den Flinzkalk-Proben (IR <50%) gegenüber den von WEDEPOHL (1970) publizierten globalen Karbonatgesteins-Mittelwerten unter Benutzung einer Maßzahl, die eine graphische Darstellung auch extremer An- und Abreicherungen ermöglicht (x_w: Elementgehalt-Mittelwert nach WEDEPOHL; x: Flinz-Mittelwert). Weiterhin einbezogen wurden die von WERNER (1986) ermittelten Elementgehalte in Flinzproben des Rheinischen Schiefergebirges. Stern-Signatur: Flinz (Harz); Punkt-Signatur: Flinz (Rheinisches Schiefergebirge).

Verteilung ist das Mn teilweise an die HCl-lösliche Fraktion (Karbonatminerale/einige Oxide) und z.T. an die HCl-unlösliche Fraktion (Silikate) gebunden.

Eine markante Abhängigkeit des Elementgehaltes von der stratigraphischen Position ergibt sich für das Diagramm Sr/IR (Abb. 12). Maximale Sr-Gehalte wurden in Proben mit einem IR-Gehalt von 20-30% ermittelt. Generell nimmt der Sr-Gehalt, ausgehend von diesem IR-Bereich, sowohl mit steigendem als auch mit fallendem IR-Gehalt ab. Darüber hinaus vermindert sich der Sr-Gehalt in den jüngeren Flinzkalken.

Die Proben wurden in mehrere, nach Entnahmeorten unterschiedenen Populationen aufgeteilt. Für die nahezu vollständig IR gebundenen Elemente der ersten Gruppe resultieren aus den linearen Regressionsgeraden Schnittpunkte für IR = 0% und IR = 100% (Abb. 13). Der Schnittpunkt bei IR = 100% charakterisiert den modellierten Elementgehalt des reinen Rückstands. Insgesamt ergeben die modellierten Elementgehalte des Rückstands für die Elemente Na, K, Ba, Ni, Pb, Ti, Zr, Sc, Al, Cr, Co, Mg, Zn, V, Li und Cu ein gleiches, stratigraphisch variables Verteilungsmuster.

6. Sedimentationsmodell und Bildungsbedingungen der Flinz-Fazies

Die Flinzfolge des Harzes besteht aus einem kontinuierlich abgelagerten Hintergrundsediment und episodisch geschütteten, karbonatischen Resedimenten. Das autochthone Sediment ist kieselig-tonig, die siltig-feinsandigen allodapischen Karbonatlagen sind häufig gering, z. T. jedoch stark verkieselt. Der Ablagerungsraum bleibt im Bereich der Harzgeröder Zone auf insgesamt kleinräumige Areale beschränkt, die offenbar Spezialbecken darstellten, deren Durchmesser einige km nicht übertrafen. In der Blankenburger Zone hingegen ist mit Ausnahme des Elbingeröder Riffkomplexes eine geschlossene Flinzverbreitung dokumentiert. Da Flinzvorkommen im nordwestlichen Oberharz fehlen, dürfte der in der Bohrung Ackerstollen III nachgewiesene Flinz (STOPPEL 1989) ungefähr der nordwestlichen Verbreitungsgrenze der Flinzfazies entsprechen. Der Sedimentationsraum der Flinz-Ablagerungen ist durch einen geringen, ausschließlich feinkörnigen, siliziklastischen Eintrag und das Fehlen von Benthos charakterisiert. Die relativ geringen C_{org}-Gehalte (0.1–0.5%) verweisen auf die geringe Sedimentationsrate pelagischer Biogene. Die Beckentiefe ist unbestimmt; diese betrug jedoch mindestens einige hundert Meter (>300 m), da keinerlei Einfluß einer Wellenwirkung überliefert ist



Abb. 11. Mn-Gehalte in 35 Flinz-Proben, der für jede Probe im HCl-löslichen und im HCl-unlöslichen Anteil ermittelt wurde.



Abb. 12. Sr-Gehalte (Gesamtgestein) in 138 Flinz-Proben, dargestellt gegen den IR-Gehalt. Es resultieren in Abhängigkeit vom stratigraphischen Alter der Proben unterschiedliche Verteilungskurven.

und Organismen der photischen Zone nicht vorhanden sind. Das fehlende Benthos sowie der z.T. beträchtliche Pyritgehalt belegen ein reduzierendes Milieu im Sediment. Die relativ uniforme Mn-Verteilung in den Profilen verweist auf sapropelitische Bedingungen. Die für die Gyttja-Fazies charakteristischen Mn-Anreicherungen, die aus einer Mobilisierung dieses Elements resultieren, sind nicht vorhanden. Der monotone Sedimentcharakter dokumentiert Stillwasserbedingungen in einem ungegliederten Becken ohne Tiefenströmungen.

Der zur Flinzbildung führende Sedimenttransport wird von LÜTKE (u.a. 1976) auf Grund der Interpretation sedimentärer Texturen für die mitteldevonischen Anteile durch turbiditische sowie für die oberdevonischen Anteile durch konturitische Strömungen erklärt.

Konturite entstehen im Gegensatz zu Turbiditen aus einer eigenständigen Wasserbewegung auf Grund von Dichteunterschieden in der Wassersäule. Dabei folgen die Konturitströme den bathymetrischen Linien, während die ausschließlich gravitativ beschleunigten Turbidite diese queren. Die charakteristischen Merkmale der Konturite und Turbidite werden in vergleichenden Darstellungen u.a. von HOLLISTER & HEEZEN (1972) sowie STOW & LOVELL (1979) gegenübergestellt. Problematisch erweist sich die Unterscheidung feinkörniger Turbidite von Konturiten. Wesentliche Merkmale der Konturite sind jedoch die markant ausgeprägten Hangendund Liegendkontakte sowie die Ausbildung von Rippelmarken. Darüber hinaus sind in Konturiten – im Gegensatz zu den Turbiditen – alle biogenen Komponenten infolge einer kontinuierlichen Aufarbeitung abrasiv zerkleinert. Diese Merkmale fehlen den Flinzkalken. Hingegen entsprechen deren sedimentäre Texturen dem Gefügeinventar turbiditischer Schüttungen.

Die ältesten Flinz-Bildungen (Eifel-Stufe) gehen unter Verminderung des terrigenen Einflusses aus unterdevonischen Klastika hervor. Vulkanit-Detritus, der mit dem im unteren Givet extrusiv entstandenen Diabas-Folgen der Blankenburger bzw. Harzgeröder Zone zu korrelieren ist, fehlt als Komponente in den Flinzkalken. Submariner Diabas-Vulkanismus und gleichzeitige Flinzsedimentation schließen einander offenbar aus. Der Diabas-Vulkanismus ist vermutlich in das tiefe Givet (obere *ensensis*- bis untere *varcus*-Zone) zu stellen.

Der Wiederbeginn der Flinz-Sedimentation erfolgte im höheren Givet (mittlere varcus-Zone). Anschließend entstanden in weiter Verbreitung Kieselschiefer, die im oberen Adorf durch eine erneute Flinz-Sedimentation abgelöst wurden.

Der Beginn des Riff-Wachstums (obere *varcus*-Zone) schließt zeitlich an die jüngsten Ablagerungen des Unteren Flinz an. Im Verlauf der Riff-Entwicklung bilden Kieselschiefer zeitgleiche Beckensedimente. Nach dem Absterben der Riffe im do I δ setzen die Schüttungen des Oberen Flinzes ein, die bis in das Unterkarbon hinaufreichen. Im höheren Oberdevon und im tiefen Unterkarbon dominieren bei verminderter Karbonatzufuhr wiederum Kieselschiefer. Im Verlauf des Unterkarbon II wurde die Flinz-Sedimentation durch synorogene Flyschbildungen abgelöst.

Sowohl die stratigraphische Entwicklung des Flinz-Profils als auch der Komponentenbestand schließen einen Zusammenhang zwischen der Riff-Entwicklung und der Flinz-Sedimentation aus. Dieser Interpretation entspricht die oberdevonische Faziesdifferenzierung im Bereich des Elbingeröder Komplexes.

Nach GRABERT (1962) und REICHSTEIN (1964) wird der Riff-Komplex vom Verbreitungsgebiet der Flinzfazies durch einen nahezu geschlossenen, kalkfreien Rotschiefergürtel getrennt.

Hingegen stellen die im Südharz weit verbreiteten Herzynkalke mögliche Ausgangssedimente dar. Eine weitere Karbonat-Fazies fehlt im Harz. Die Herzynkalke sind durch folgende Merkmale charakterisiert:

- Die ca. 500, zumeist linsenförmigen Herzynkalk-Vorkommen des Harzes sind nach RUCH-HOLZ (1972) mit lückenhafter Profilausbildung vom Silur bis in das Unterkarbon nachgewiesen.
- Die Mächtigkeit der einzelnen Devon-Stufen ist gering und erreicht im Durchschnitt nur wenige Dezimeter. Die Ems-Stufe ist durch maximale Mächtigkeiten von bis zu 15 Metern (princeps-Kalk) ausgezeichnet.
- Überwiegend massige Herzynkalke bestehen im wesentlichen aus Crinoiden- und Brachiopoden-Detritus sowie untergeordnet aus Einzelkorallen, Trilobiten u.a., die sparitisch zementiert vorliegen. Dieser Faziestyp ("Greifensteiner Fazies"; ERBEN 1953) bleibt auf das Unterdevon – tiefes Mitteldevon beschränkt.
- Gebankte oder geschichtete, z.T. geflaserte Herzynkalke enthalten Cephalopoden, Styliolinen, untergeordnet Trilobiten u.a. in einer mikritischen Grundmasse. Dieser Faziestyp ("Ballersbacher Fazies") ist stratigraphisch durchgängig verbreitet.



Abb. 13. Profildarstellung der mit Hilfe von linearen Regressionsgeraden modellierten Elementgehalte des Rückstandes der IR-gebundenen Elemente.

- Vielfach belegt sind, insbesondere f
 ür das Oberdevon, sehr geringe Sedimentationsraten, die zu stark kondensierten Profilen f
 ührten. Erosionsmerkmale in Form von Ger
 öllen, Karstschlotten und damit in Verkn
 üpfung stehende "endostriatische Brekzien" (ERBEN 1953) wurden mehrfach nachgewiesen.
- Einzelne Herzynkalk-Vorkommen, insbesondere jene der Ballersbacher Fazies, weisen Strukturen auf, die den mikritischen Kernbereichen von mud mounds vergleichbar sind.

Während der Flinzkalk-Bildung entstanden altersgleiche Herzynkalke. Die Komponenten der Flinzkalke entsprechen jenen der Herzynkalke. Lediglich Pellets, die möglicherweise bioerosiv gebildet wurden, bleiben auf die Flinz-Kalke beschränkt. Die nichtkarbonatischen Komponenten der Flinzkalke, wie silifizierte Ostracoden, Tentakuliten und Conodonten, können infolge einer Karbonatlösung im Bereich der Herzynkalk-Areale vollständig freigelegt werden. Ihre Resedimentation führte zur Bildung von Mischfaunen. Flinzkalke stellen demnach eine Mischung von Biogenen und aufgearbeitetem und resedimentiertem, diagenetisch verfestigtem Karbonat-Material dar.

Gemäß unserer Modellvorstellung korrespondiert die Flinzkalk-Sedimentation mit lokalen Erosionsphasen im Bereich der Herzynkalk-Areale. Zeiträume eines verstärkten Detritus-Eintrags bleiben von Flinz-Bildungen ausgespart. So ist das Unterdevon und tiefere Mitteldevon durch eine klastische Sedimentzufuhr gekennzeichnet, die den von den Herzynkalk-Arealen stammenden Karbonatdetritus verdünnen. Während des Zeitraums maximaler vulkanischer Aktivität im unteren Givet wurden im Bereich der Flinzbecken Tonschiefer mit eingeschalteten Pyroklastika sedimentiert. Die Adorf-Kieselschiefer, die gleichzeitig während des Riff-Wachstums entstanden, stellen die synchronen Beckensedimente dar. Die Kieselschiefer sind aus einem stark diagenetisch überprägten Radiolarienschlamm hervorgegangen. Als Adorf-Bänderschiefer bezeichnete kieselige Profilbereiche resultieren möglicherweise aus der nahezu vollständigen Lösung des Karbonatmaterials. So enthalten die dunklen Lagen der Bänderschiefer Karbonatrelikte, während die hellgrünlichen Lagen karbonatfrei sind.

Höhepunkte der Flinz-Entwicklung bei maximaler regionaler Verbreitung sind das

- Givet (mittlere varcus-Zone)
- Nehden-Hemberg (marginifera-Zone)

Darüberhinaus sind Flinzkalke in folgenden Zonen relativ weit verbreitet:

- Eifel (australis- bis untere ensensis-Zone)
- Adorf (linguiformis- bis mittlere P. triangularis-Zone)
- Dasberg/Wocklum unteres Tournai (praesulcata- bis sulcata-Zone)

Zusammenfassend ergibt sich für die vulkanogen beeinflußten Abfolgen der Harzgeröderund Blankenburger Zone folgende stratigraphische Entwicklung (Abb. 14):

Das höhere Unterdevon und tiefere Mitteldevon (Ems – tiefes Eifel) ist durch das Nebeneinander von Herzynkalken und quarzitischen Sandsteinen gekennzeichnet. Der von den Herzynkalken abzuleitende Karbonat-Detritus erfährt im allgemeinen eine starke Verdünnung durch klastisches Material. Nur vereinzelt ist der gröberklastische Karbonat-Detritus in Geröll-Horizonten angereichert (Kalkgeröll-Grauwacke; LUPPOLD & STOPPEL 1988).

Im höheren Eifel erlischt bei vermindertem Energieindex die Zufuhr des sandigen Detritus. Anstelle der quarzitischen Sandsteine werden vermehrt Tonschiefer (Wissenbacher Schiefer) abgelagert. Episodisch wurden bei hoher Reliefenergie Kalksandstein-Turbidite geschüttet. Die biogenen Komponenten dieser Kalksandsteine charakterisieren im Gegensatz zu jenen jünge-

26



Abb. 14. Stratigraphische Einstufung und Häufigkeit (schematisch) der lithofaziellen Einheiten der Harzgeröder und Blankenburger Zone.

rer Flinzkalke einen höher-energetischen Bildungsbereich des flacheren Wassers. Dieses spezielle Liefergebiet kennzeichnen die in diesem Biotop großwüchsigen Conodonten und die Ostracoden des Eifeler Ökotyps (nach frdl. mündl. Mitt. von Frau Dr. H. GROOS-UFFENORDE, Göttingen) sowie dickschalige Brachiopoden. Im Erosionsniveau des Liefergebietes müssen neben Pyroklastika auch praevariszisch metamorphosierte Siltschiefer verbreitet gewesen sein.

Im höchsten Eifel (*kockelianus*- bis untere *ensensis*-Zone) sind als Ablagerungen verminderter Reliefenergie vermehrt Tonschiefer ausgebildet, denen vereinzelt Flinzkalk-Lagen zwischengeschaltet sind, die keine Mischfaunen enthalten.

Das untere Givet (obere *ensensis*- bis untere *varcus*-Zone) ist neben Tonschiefern örtlich durch einen intensiven Diabas-Vulkanismus einschließlich Pyroklastika gekennzeichnet.

Die Flinz-Ablagerungen des oberen Givet (mittlere *varcus*-Zone) sind wiederum auf Grund einer erhöhten Reliefenergie grobkörniger und erreichen maximale Bankmächtigkeiten. Charakteristisch sind Foraminiferen sowie das erstmalige Auftreten von Mischfaunen, deren älteste Komponenten aus der Ems-Stufe (*inversus-laticostatus*-Zone) stammen. Dieser Flinz weist im Hangenden die Ausbildung von chert-Knollen und verkieselten Bankoberseiten auf. Die Entwicklung leitet über zum

Adorf-Kieselschiefer (? *hermanni-cristatus-* bis *P. triangularis-*Zone). Auffällig ist für diesen Zeitraum das fazielle Nebeneinander von Kieselschiefern, Riff- und Herzynkalken. Flinzkalke wurden vereinzelt in der *gigas-*Zone sowie häufiger jedoch von der *linguiformis-*Zone an nachgewiesen. Während der Adorf-Stufe erfolgte eine Karbonatsedimentation demnach vorrangig im Bereich der Riff-Komplexe und der Herzynkalk-Areale. Karbonatische Resedimente der



Abb. 15. Akkumulierte Sedimentmächtigkeit und durchschnittliche Sedimentationsraten in den Flinzkalk-Arealen. Die Sedimentationsrate vermindert sich im Verlauf des Oberdevons exponentiell.

Herzynkalke wurden nur untergeordnet abgelagert und unterlagen offenbar einer intensiven frühdiagenetischen Calcitlösung. Im höheren Adorf (*P. triangularis*-Zone) verzahnen sich Kieselschiefer mit regional weit verbreiteten Flinzkalken, wobei der laterale Wechsel durch chert-Knollen und -Lagen in Flinzkalken der *gigas*-Zone belegt ist. Das obere Kellwasserkalk-Niveau (do I δ) wird innerhalb der Becken-Fazies durch feinkörnige, pyritreiche, sehr dunkle Flinzkalke vertreten, die aus der normalen Flinz-Entwicklung kontinuierlich hervorgehen.

In den Zeitraum Nehden–Hemberg (*crepida*- bis *trachytera*-Zone) fällt die maximale Flinz-Verbreitung (*marginifera*-Zone). Aus der Abtragung im Liefergebiet resultieren Mischfaunen, deren älteste Anteile aus dem Oberems stammen. Im gleichen stratigraphischen Abschnitt entstehen die in allen Harz-Einheiten verbreiteten Rotschiefer. Eine Wechsellagerung aus Rotschiefern und Flinzkalken besteht jedoch nirgends. Die Faziesanordnung im Bereich des Elbingeröder Komplexes macht deutlich, daß die Rotschiefer O₂-reiche Areale markieren, während die Flinzkalke in tiefer gelegenen, O₂-ärmeren Becken-Regionen sedimentierten.

Das höchste Oberdevon bis einschließlich Unterkarbon II α (*postera-* bis *typicus-*Zone) ist durch eine extrem niedrige Sedimentationsrate gekennzeichnet (Abb. 15). Dieser Hungerbecken-Charakter (starved basin) ist durch die Ausbildung von Kieselsedimenten dokumentiert. Der Horizont der Liegenden Alaunschiefer wird nach MARGANE (1986) durch dunkle Kieselschiefer und kieselige Tonschiefer vertreten.

Das Flinz-Profil wird durch Kalke abgeschlossen, die auf Grund eines Conodonten-Fundes (Abb. 4) in das cu II β/γ gehören oder jünger sind. Im Gegensatz zu den älteren Flinzkalken ist für jene des Unterkarbons ein hoher Anteil an nichtkarbonatischem Gesteinsdetritus sowie Crinoidenresten charakteristisch. Diesem Befund entsprechend wurden neben Herzynkalken auch silikatische Feinklastika sowie Kieselschiefer aufgearbeitet. Die Hungerbecken-Entwicklung wird abrupt durch die synorogene Flysch-Sedimentation der Tanner Serie beendet (BUCHHOLZ et al. 1990).

7. Diagenese-Charakteristik der Flinz-Fazies

Die diagenetische Überprägung der Flinz-Folgen begann mit der partiellen Umkristallisation der resedimentierten Karbonatkomponenten, die vermutlich bereits im Liefergebiet einsetzte, wie an der Sr-Verteilung deutlich wird. Dabei wurden jeweils Aragonit und Mg-Calcit zu Calcit transformiert. Das Karbonat ist unstrittig detritogener Natur und als allochthoner Anteil von Karbonatkomplexen abzuleiten. Hingegen ist der SiO₂-Anteil, der u.a. in den chert-Knollen und -Lagen fixiert ist, ursprünglicher Bestandteil des autochthonen Hintergrundsedimentes. Die Verkieselung bleibt auf die Flinzfazies beschränkt, die Herzynkalk-Fazies ist frei von chert-Bildungen. Die Quelle des SiO₂ wird generell unterschiedlich interpretiert (u.a. LASCHET 1984, DEHMER et al. 1989).

Das z.T. massenhafte Vorkommen von ursprünglich opalschaligen, infolge der Diagenese calcitisierten und pyritisierten Radiolarien (Abb. 16) und Schwammnadeln in nahezu allen Profilabschnitten macht eine biogene Herkunft der Kieselsäure wahrscheinlich, zumal Gesteinsfragmente mit eindeutig vulkanischen Reliktgefügen ganz überwiegend fehlen.

Der Diageneseablauf des Karbonat-/Opal-Systems ist nach v. ENGELHARDT (1973) im Bereich von pH 8 gegenüber Schwankungen außerordentlich empfindlich. Bereits geringe Änderungen des pH-Wertes etwa infolge einer ammoniakalischen Reaktion aufgrund des mikro-



 Abb. 16. Vollständig calcitisierte Radiolarien im oberdevonischen Flinz, durch Drucklösung überprägt. –
 Tal der Krummen Lutter; Lanziusweg, Aufschluß unterhalb des Weges (TK 25 Nr.: 4328 Bad Lauterberg; R³⁶02 210 H⁵⁷27 100); Probe 12 J) Balkenlänge: 200 μm.

biellen Abbaus organischer Substanz führen zur Lösung bzw. Ausfällung von Calcit oder Kieselsäure. An der Basis einer Flinzschüttung geht SiO₂ durch geringfügig erhöhte pH-Werte in Lösung und Karbonat wird in Form von Zementen ausgeschieden (Abb. 17). Im Bereich der Sedimentoberfläche erfolgt Karbonatlösung bzw. SiO₂-Ausfällung infolge einer Veringerung des pH-Wertes durch die Oxidation der organischen Substanz und/oder aufgrund CO₂-reicher Bodenströmungen. Wie der Geländebefund bestätigt, bleibt die chert-Bildung entsprechend dieser unterschiedlichen chemischen Parameter auf die höheren Anteile der Karbonatlagen beschränkt.

Der rasche Abbau des im Porenwasser verfügbaren freien Sauerstoffs leitet über zur bakteriellen Reduktion des Nitrats bzw. Sulfats und hat die frühdiagenetische Eisensulfid-Bildung zur Folge. Der weitere Verlauf der Diagenese ist durch Drucklösungsphänomene und die teilweise Rekristallisation des Karbonatmaterials zu Neosparit gekennzeichnet. Eine Dolomitisierung ist in einigen Proben im Zusammenhang mit chert-Knollen belegt, wobei die Dolomit-Rhomboeder randständig angeordnet oder entlang von Klüften aufgereiht sind.

8. Ergebnisse

Die Flinz-Fazies des Harzes ist stratigraphischer Bestandteil der Harzgeröder- und insbesondere der Blankenburger Zone. NW des Acker-Bruchberg-Zuges fehlen Flinz-Abfolgen. Die Flinzbildung umfaßt mit einer Unterbrechung während des unteren Adorf den Zeitraum höheres Eifel bis tieferes Unterkarbon (? cu II β/γ). Die Flinzkalke sind ausschließlich allodapischer Natur.

Die Gesamtmächtigkeit des Flinzprofils einschließlich der bis zu 50 m mächtigen Adorf-Kieselschiefer beträgt ca. 240 m. Die Lagendicke der Flinzkalke erreicht im Unteren Flinz maximal 70 cm, wobei keine Hinweise auf amalgierte Bänke gegeben sind. Im Oberen Flinz beträgt die Lagendicke maximal 15 cm sowie im Median 4 cm. Die Flinzkalke wechsellagern mit zumeist nur mm-dicken, z.T. kieseligen Tonschiefern. Lediglich in der Eifel-Stufe sind den Flinzkalken bis zu maximal 15 cm mächtige, kieselige Tonschiefer zwischengeschaltet.

Sedimentgefüge sind ausschließlich bankintern ausgebildet. Es dominiert eine ausgeprägte Lamination; z.T. ist eine Flaserschichtung und selten eine kleinbogige Schrägschichtung entwickelt. Bioturbate Gefüge sowie Rippelmarken sind nicht vorhanden. Vereinzelt sind synsedimentäre Störungen dokumentiert, die jedoch nicht eindeutig von orogen geprägten Schergefügen zu trennen sind. Schlecht sortierte Kalksandsteine der Eifel-Stufe weisen eine ausgeprägte Gradierung auf, während in den besser sortierten Karbonaten des Givet bis einschließlich Unterkarbon eine Gradierung nur gelegentlich mikroskopisch sichtbar wird.

Mischfaunen aus Conodonten, Tentakuliten und Ostracoden beweisen die Aufarbeitung eines hoch-unterdevonischen (Ober-Ems) bis oberdevonischen Profils. Da die Flinzkalke zumeist nur karbonatische Gesteinsbruchstücke enthalten, entstanden die Mischfaunen infolge der Aufarbeitung von Karbonaten. Die biogenen Komponenten stellen einerseits benthische (u.a. Crinoiden, Brachiopoden) sowie andererseits pelagische Organismen (u.a. Styliolinen, Radiolarien) dar. Die Biogene sind überwiegend zerbrochen, so daß z.B. die Brachiopoden-Reste als Bruchschill ausgebildet sind. Eine weitere Hauptkomponente bilden mikritische Pellets, die vermutlich das Hauptprodukt des Karbonatabbaus im Liefergebiet darstellen. Siliziklastische Komponenten sind vermehrt in den ältesten und in den jüngsten Flinzbildungen vorhanden. So enthält der Flinz der oberen Eifel-Stufe überwiegend Quarz, untergeordnet Feldspäte, Sedimentbruchstücke sowie vereinzelt Tuff-Komponenten und Metamorphit-Detritus. Der unterkarbonische Flinz führt vorrangig Sedimentgesteins-Bruchstücke und vergleichsweise wenige Quarzkörner. Die Korngrößenmaxima werden in den Flinzkalken der oberen Eifel-Stufe sowie im unterkarbonischen Flinz erreicht und entsprechen dem Grobsand-Bereich. Die Korngrößen-Maxima der übrigen Flinzkalke sind relativ uniform im Mittelsilt - Feinsandbereich gelegen.

Die Karbonat-Tonschiefer-Wechselfolge wurde intensiv diagenetisch überprägt. Aus der isochemischen Diagenese der Karbonatminerale resultierte ganz überwiegend die Bildung von Fe-Calcit. Sowohl frühdiagenetisch entstandene Zemente als auch der jüngere großblockige Fe-Calcit-Zement sowie große Biogen-Anteile rekristallisierten im späteren Diageneseablauf und während der Tektogenese zu einem Neosparit. Calcit-Lösung, dokumentiert durch zahlreiche Drucklösungsnähte, erfolgte während aller Diagenesestadien, insbesondere während der Tektogenese. Der Stoffumsatz des SiO₂ begann gleichfalls frühdiagenetisch. Eine Auflösung von Skelett-Opal wird z.B. durch die Calcitisierung von Radiolarien-Gehäusen sichtbar. Das gelöste SiO₂ führte z.T. bereits im Liefergebiet zu einer Verkieselung u.a. der Ostracodenschalen sowie Tentakulitengehäuse und zwar unter Erhaltung der äußeren Form. Neben dieser Verkieselung erfolgte vornehmlich im Givet und im höchsten Oberdevon eine durchgreifende chert-Bildung in Knollen und Lagen. Die chert-Knollen enthalten insbesondere randständig und entlang von Rissen Dolomit-Rhomboeder.

Rogenpyrit und die Pyritisierung von Fossilgehäusen entstanden während der Frühdiagenese. Auf Klüften vorhandene idiomorphe Pyritkristalle wurden eindeutig im Verlauf der Tektogenese gebildet.

Die geochemische Analytik ergibt eine vollständige Bindung des Sr und eine teilweise Bindung des Fe und Mn an die Karbonatfraktion. Alle übrigen analysierten Elemente, auch das Mg, sind ausschließlich im Rückstand angereichert. Die Sr-Gehalte verringern sich mit abnehmendem stratigraphischen Alter der Flinzkalke. Eine Elementanreicherung, die Schwarzschie-



Abb. 17. Modell frühdiagenetischer Verkieselung im Bereich einer Flinzkalk-Lage.

fer charakterisieren würde, ist nicht gegeben. In Übereinstimmung mit dem mikroskopisch/röntgendiffraktometrischen Befund ist in den insgesamt überwiegend dolomitfreien Proben der Mg-Gehalt relativ gering.

Stoffbestand und sedimentäre Gefüge der Flinzkalke verweisen auf deren allodapische Natur. Die Sedimentation erfolgte unter dem Einfluß einer sehr niedrigen siliziklastischen Sedimentationsrate in Hungerbecken der Harzgeröder und Blankenburger Zone unter sapropelitischen Bedingungen. In diesen Hungerbecken dominierten neben Flinzkalken im zeitlichen und räumlichen Wechsel Kieselschiefer.

Die Flinzfazies im Harz

Der Komponentenbestand der Flinzkalke verweist auf eine Herkunft des Materials von den Herzynkalk-Arealen. Riffkomplexe sind als Liefergebiet auszuschließen. Die stratigraphische Zuordnung der lithofaziellen Einheiten der Harzgeröder und Blankenburger Zone markiert eine Flinz-Sedimentation im Anschluß an gröberkörnige siliziklastische Schüttungen des Unter-/Mitteldevons sowie des initialen Diabas-Vulkanismus während des unteren Givet.

9. Zusammenarbeit und Danksagung

Die Untersuchungen erfolgten in enger Zusammenarbeit mit Fachkollegen, deren Erfahrungen und spezielle Kenntnisse für die Durchführung außerordentlich förderlich waren. So haben die Herren Dr. D. STOPPEL, BGR Hannover, und F. W. LUPPOLD, Isernhagen, die stratigraphische Einordnung der Conodonten-Faunen übernommen. Die Ostracoden wurden von Frau Dr. GROOS-UFFENORDE, Göttingen, bearbeitet. Herr Dipl. Geol. P. JUNGE, Greifswald, der gegenwärtig seine Dissertation über die Flinzkalke von Wernigerode verfaßt, stellte uns seine bisherigen Ergebnisse zur Verfügung. Die geochemische Analytik wurde im hiesigen geochemischen Labor unter Anleitung von Herrn Dr. ZACHMANN durchgeführt.

Die Corg-Bestimmungen erfolgten unter Mithilfe von Herrn O. Ewald im hiesigen Mineralogischen Institut.

Die Untersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Wa 26/14-2) gefördert.

10. Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, H. (1963): Herzynisches Devon im Gebiet des Gr. Knollen (SW Harz) mit besonderer Berücksichtigung der Trilobiten. – Unveröffentl. Diss. Phillips-Univ. Marburg, 103 S.; Marburg.
- LÜTKE, F., MARONDE, D., STOPPEL, D. & WACHENDORF, H. (1972): Exkursion D. Stratigraphie, Fazies, Rutschmassen und Strukturen des SW-Harzes. – Deutsch. Geol. Ges., Exkursion D, 25 S.; Braunschweig.
- BRANSON, E. B., & MEHL, M. G. (1941): The recognition and interpretation of mixed conodont faunas. Denison Univ. Bull., Jour. Sci. Labs., 35: 195–209; Denison.
- BUCHHOLZ, P. (1989): Aufschluß 2. Bachbett der Oder bei Scharzfeld. In: Deutsch. Geol. Ges., 141. Hauptvers., Exkursionsführer, 149–152; Braunschweig.
- WACHENDORF, H., & ZWEIG, M. (1990): Resedimente der Praeflysch- und der Flysch-Phase Merkmale f
 ür Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz.– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 179: 1–40; Stuttgart.
- DECHEN, H. v. (1884): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen, II. Teil: Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse.– 933 S.; Bonn.
- DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M., & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie – Petrographie – Geochemie.– Geol. Jb. Hessen, 117: 79–138 20 Abb., 10 Tab. 4 Taf.; Wiesbaden.
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.- Sedimentpetrologie. Teil III., 378 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ERBEN, H. K. (1953): Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. Geol. Jb., Beih., 9, 98 S.; Hannover.
- FAHRAEUS, L. E., SLATT, R. M., & NOWLAN, G. S. (1974): Origin of carbonate pseudopellets. J. Sed. Petrol., 44: 27–29; Tulsa.
- GRABERT, H. (1949): Die stratigraphische Stellung der Wernigeröder Schichten (Harz). Z. dt. geol. Ges., 101: 196–212; Hannover.
- (1962): Die Faziesentwicklung im Oberdevon des nördlichen Mittelharzes.- Geologie, 11: 154–172; Berlin.

- HOFFMANN, N. (1968): Stratigraphische Untersuchungen an Flinz- und Herzynkalken der Harzgeroder Zone südlich von Dankerode (Südharz). Hercynia N.F., **5:** 29–48: Leipzig.
- HOLZAPFEL, E. (1895): Das obere Mitteldevon (Schichten mit Stringocephalus burtini und Maeneceras terebratum) im Rheinischen Schiefergebirge. – Abh. kgl. preuß. geol. L.Anst., N.F., 16: 459 S.; Berlin.
- HOLLISTER, C. D., & HEEZEN, B. C. (1972): Geologic effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic.- In: GORDON, A. L.: Studies in physical oceanography A tribute to George Wüst on his 80th birthday, 37–66; New York (Gordon and Breach).
- JACKISCH, S. (in Vorber.): Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik in der Umgebung der Grube "Wolkenhügel" (Harz). – Dipl.-Arb. TU Braunschweig; Braunschweig.
- JUNGE, P. (1987): Sedimentologische Untersuchungen in der Wernigeröder Flinzfazies Ein Beitrag zur Kenntnisgewinnung über allodapische Kalke im östlichen Rhenoherzynikum (Harz).– Unveröff. Manuskript, 12 S.; Greifswald.
- (im Druck): Oberdevonische Conodonten-Mischfaunen aus den Flinzkalken südlich von Wernigerode (Harz). – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, mathem.-naturwiss. Reihe; Greifswald.
- KREBS, W. (1964): Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. Senckenbergiana lethaea, 45: 245–284; Frankfurt a.M.
- LASCHET, C. (1984): On the origin of cherts. Facies, 10: 257-290; Erlangen.
- LUPPOLD, F. W. (1987): Stratigraphie und Fazies im Steinbruch am Großen Mittelberg (SW-Harz; Devon).– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 175: 295–315; Stuttgart.
- (in Vorber.): Die Karbonatvorkommen der westlichen Blankenburger- und Harzgeröder Zone.
- & STOPPEL, D. (1988): Stop B14 Rothaeuser valley. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 102: 216-223; Frankfurt a.M.
- LÜTKE, F. (1968a): Die Geologie der Westlichen Harzgeröder Zone im Überblick (Silur und Devon; Harz). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**: 449–475; Stuttgart.
- (1968b): Trilobiten aus dem Oberdevon des Südwest-Harzes. Stratigraphie, Biotop und Systematik. Senckenbergiana lethaea, 49: 119–191; Frankfurt a.M.
- (1973): Sedimentation und Resedimentation im Unterharz. Z. dt. geol. Ges., 124: 355-362; Hannover.
- (1976): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Genese der Flinzfazies im Harz (Givet und Oberdevon).- Z. dt. geol. Ges., 127: 499–508; Hannover.
- LUTZENS, H. (1959): Die stratigraphische und tektonische Stellung der Wernigeröder Schichten nach Conodonten.– Geologie, 8: 71–92; Berlin.
- (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. Geologie, 74: 1–105; Berlin.
- MANNEBACH, P. (1990): Stratigraphie und Sedimentologie der Flinz-Fazies südöstlich St. Andreasberg (Harz). Dipl.-Arb. TU Braunschweig, 117 S.; Braunschweig (unveröffentl.).
- MARGANE, A. (1986): Geologische Kartierung des Gebietes um die Koboltstaler Köpfe südwestlich St. Andreasberg im Harz.- Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 32 S.; Hannover (unveröffentl.).
- MARONDE, H.-D. (1966): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet der Tanner Grauwacke nordwestlich von Bad Lauterberg (SW-Harz).– N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 513–534; Stuttgart.
- (1968): Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Silur-Devon des Südwest-Harzes.- Geol. Jb., 86: 113 – 172; Hannover.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken.– In: BOUMA, A.H., & BROUWER, A. (eds.): Turbidites.– Developments in Sedimentology, 3: 156–191; Amsterdam (Elsevier).
- & SCHNEIDER, J. (1970): Ober-Devon und älteres Unter-Karbon zwischen Acker und Diabas-Zug im Oberharz.– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 135: 42–81; Stuttgart.
- PLESSMANN, W., & WUNDERLICH, H.G. (1959): Ein neues Vorkommen von Iberger Kalk im Oberharz südwestlich Goslar.– N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959: 433–436; Stuttgart.
- POLL, K. (1970): Zur Geologie im Raum des Laddekenberges bei Wieda, Unterharz. Z. dt. geol. Ges., 120: 23–67; Hannover.
- REICHSTEIN, M. (1962): Die Stratigraphie der Hercynkalke bei Güntersberge im Unterharz und das Problem der Hercynkalkentstehung. Geologie, Beih., 34: 1–73; Berlin.
- (1964a): Stratigraphische Konzeptionen zur metamorphen Zone des Harzes.- Geologie, 13: 5-25; Berlin.

- (1964b): Zur frühvariszischen Reliefentwicklung im Mittelharz. Ber. Geol. Ges. DDR, 9: 551–565; Berlin.
- RUCHHOLZ, K. (1964): Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode.– Geologie, **41**, 119 S.; Berlin.
- (1972): Zur Lithologie und Faziesentwicklung der Herzynkalke ein Beitrag zu ihrer Redefinition. Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, mathem.-naturwiss. Reihe, 21: 197–204; Greifswald.
- & SCHULZE, G. (1968): Zur Stratigraphie des karbonatischen Oberdevons in der Harzgeröder Zone bei Neudorf im Unterharz. – Geologie, 17: 156–163; Berlin.
- SCHLEGEL, H. (1961): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen bei Thale und Wernigerode (Nordharz). – Geologie, 10: 896–922; Berlin.
- SCHRIEL, W. (1939): Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterungen zu Blatt Riefensbeek Nr. 2377.- 63 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- & STOPPEL, D. (1958): Acker-Bruchberg und Kellerwald Stratigraphie und Tektonik.– Z. dt. geol. Ges., 110: 260–292; Hannover.
- (1960): Die Einstufung des Tanner Grauwackensystems im Harz auf Grund von Conodonten.- Z. dt. geol. Ges., 111: 662-683; Hannover.
- (1961): Fazies, Paläogeographie und Tektonik im Mittel- und Oberdevon des Harzes.- Geol. Jb., 78: 719–760; Hannover.
- SCHÜTZENMEISTER, W. (1968): Beitrag zur Stratigraphie der Harzgeröder Faltenzone bei Stolberg (Harz). – Hercynia N.F., **5**: 7–17; Leipzig.
- SCHULZE, W. (1968): Zur Stratigraphie des "Unterdevons" der Harzgeröder Faltenzone zwischen Stolberg und dem Südrand des Harzes. – Hercynia, N.F., **5:** 18–28; Leipzig.
- SCHWAB, M., & LUTZENS, H. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik der Wernigeröder Schichten bei Wernigerode.– Ber. dt. geol. Ges. DDR, 3: 235–248; Berlin.
- STOPPEL, D. (1977): Schlammstrom-Sedimente im Oberdevon des Südwestharzes und des südlichen Kellerwaldgebirges.– Z. dt. geol. Ges., 128: 81–97; Hannover.
- (1989): Ergebnisse von Bohrungen zur Stratigraphie und Tektonik am Acker-Bruchberg.- Kurzfass. 5.
 Rundgespr. "Geodynamik des europäischen Variszikums", 49 S.; Braunschweig.
- STOW, D. A. V., & LOVELL, J. P. B. (1979): Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments.– Earth Sci. Rev., 14: 251–291; Amsterdam.
- STREHL, E. (1967): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der westlichen Blankenburger Faltenzone zwischen St. Andreasberg und Braunlage (Harz).– Diss. Univ. Clausthal-Zellerfeld, 87 S.; Clausthal-Zellerfeld (unveröffentl.).
- (1976): Stratigraphie und Tektonik der westlichen Mittelharzer Faltenzone zwischen St. Andreasberg und Braunlage (Harz).- Geol. Jb., A 36: 43–73; Hannover.
- WEDEPOHL, K.H. (1970): Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert.- Verh. Geol. B.-A., 4: 692-705; Wien.
- WERNER, W. (1986): Ein Beitrag zur Geochemie und Paläogeographie des oberen Mitteldevons und unteren Oberdevons des Ostsauerländer Hauptsattels.– Geol. Jb. Hessen, **114**: 151–179; Wiesbaden.
- ZELLMER, H. (1989): Stratigraphie und Sedimentologie der Flinz-Fazies südlich St. Andreasberg (Harz).– Dipl.-Arb. TU Braunschweig, 93 S.; Braunschweig (unveröffentl.).

Manuskript eingegangen am 28. 5. 1990

Tafel 1

- Fig. 1. Intensiv zerscherte, plattige Flinzkalke (Nehden/ Hemberg) im Wechsel mit kieseligen Schiefern.
 Weganschnitt am Klingentalsweg, Tal der Krummen Lutter (TK 25 Nr.: 4328 Bad Lauterberg R³⁶01 930 H⁵⁷27 060).
- Fig. 2. Basaler Abschnitt des GL-Profils. Dickbankiger Givet-Flinzkalk.
- Fig. 3. Laminierter Flinzkalk (Nehden/Hemberg) mit schwach ausgeprägter Schrägschichtung. Die Nicht-karbonatischen Bereiche treten durch die Anätzung hell hervor. Profil N; Probe 29.
- Fig. 4. Resedimentierte Flinzkalk-Klasten im hochoberdevonischen Flinz.- Profil D; Probe 233.
- Fig. 5. Knollige chert-Lage im hoch-oberdevonischen Flinz. Die Lamination durchzieht gleichermaßen die verkieselten und nicht-verkieselten Bereiche. Profil H; Probe 230.


Tafel 2

- Fig. 1. Bryozoenkolonie und Brachiopoden-Bruchstück neben gut gerundeten Quarzkörnern im Eifel-Flinz. Profil G; Probe 217.3 Balkenlänge: 200 μm.
- Fig. 2. Praevariszisch geschiefertes Gesteinsbruchstück neben gut gerundeten Quarzkörnern im Eifel-Flinz.– Profil G; Probe 214 A Balkenlänge: 200 μm.
- Fig. 3. Textulariide Foraminifere in rekristallisierter Grundmasse des Givet-Flinzes.- Profil GL; Probe 523 Balkenlänge: 100 μm.
- Fig. 4. Charakteristischer Flinzkalk (Nehden/Hemberg) mit Echinodermenbruchstücken und Pellets. Profil M; Probe M 4 Balkenlänge: 200 μm.
- Fig. 5. Selektive Verkieselung von Biogenschalen im Nehden/Hemberg-Flinz.– Nähe Grube Wolkenhügel; Probe Fl (TK 25 Nr. 4328 Bad Lauterberg R³⁶02 250 H⁵⁷27 380) Balkenlänge: 100 μm.
- Fig. 6. Resedimentierter, karbonatisch erhaltener Tentakulit im Wocklum / ? Unterkarbon-Flinzkalk. Profil GP; Probe 26.2. Balkenlänge: 100 μm.



Anhang

1. Lage der Profile

G-Profil TK 25 Nr. 4229; Braunlage R⁴³96400 H⁵⁷31850 Stollenmundloch der Grube "Luise Friederike" in St. Andreasberg. Fifel (*australis*-Zone).

S-Profil TK 25 Nr. 4229; Braunlage R^{43} 96780 H^{57} 31150 Trasse der ehemaligen Zahnradbahn bei St. Andreasberg.

Givet; wohl varcus-Zone (STREHL 1967, 1976).

GL-Profil TK 25 Nr. 4328; Bad Lauterberg R³⁵99460 H⁵⁷28330 Wegböschung "Im Gedränge". Givet (mittlere *varcus*-Zone).

PA-Profil TK 25 Nr. 4328; Bad Lauterberg R³⁶02 210 H⁵⁷27 100 Tal der Krummen Lutter; Lanziusweg, unterhalb des Forstweges.

Nehden (untere marginifera-Zone).

M-Profil TK 25 Nr. 4229; Braunlage R⁴³96770 H⁵⁷31210 Trasse der ehemaligen Zahnradbahn bei St. Andreasberg.

Nehden/Hemberg (marginifera-Zone).

N-Profil TK 25 Nr. 4229; Braunlage R^{43} 96930 H⁵⁷31360 Trasse der ehemaligen Zahnradbahn bei St. Andreasberg.

Nehden/Hemberg (marginifera-Zone).

H-Profil TK 25 Nr. 4328; Bad Lauterberg R^{43} 95900 H⁵⁷29270 Pionierstraße südwestlich Großes Koboltstal bei St. Andreasberg.

auf Grund der lithostratigraphischen Befunde vermutlich hochoberdevonisch.

D-Profil TK 25 Nr. 4328; Bad Lauterberg R^{43} 95 900 H⁵⁷29 270 Pionierstraße, südwestlich des Großen Koboltstal bei St. Andreasberg.

auf Grund der lithostratigraphischen Befunde vermutlich hochoberdevonisch.

GP-Profil TK 25 Nr. 4229; Braunlage R⁴⁴02 120 H⁵⁷30 820 Böschung der Straße Braunlage – Forsthaus Oderhaus bei km 28,3.

do VI - ? cu (praesulcata- bis ? sulcata-Zone).

Z-Profil TK 25 Nr. 4329; Zorge R⁴³97 265 H⁵⁷29 395 Moorkopfer Planweg, nordwestlich des Kleinen Eschenbergs.

vermutlich unterkarbonisch auf Grund der lithostratigraphischen Befunde.

2. Präparation der Geochemie-Proben

0,5 g des gemahlenen Gesteinspulvers wurden in 5 ml H₂O, 10 ml HCL (ca. 35 %) und 5 ml H₂O gelöst, eingedampft und der Rückstand in 1 n HCl aufgenommen (HCl-löslicher Anteil). Wiegen des getrockneten Rückstandes (Bestimmung IR). Aufschließen des Rückstandes in Teflon- oder Platinschalen mit 5 ml HNO₃ (65 %), 7 ml HF (40 %) sowie 2 ml HClO₄ (100 %) und Eindampfen. Zugabe von 7 ml HF sowie des HCl-löslichen Rückstandes (nur ein Teil der Proben). Eindampfen und in 20 ml 1 n HCl aufnehmen (HCl-unlöslicher Anteil bzw. Gesamtgesteins-Probe).

3. Geochemische Analysen

Aufgeführt sind die Probenbezeichnungen, die dazugehörigen Profile sowie die gemessenen Element-Konzentrationen. Fehlende oder falsche Messungen sind als "***" gekennzeichnet.

Bez.		1R %	Al ppm	Ti ppm	Na ppm	K ppm	Fe ppm	Mn ppm	Mg ppm	Sr ppm	Ba ppm	Ni ppm	Cr ppm
Bez. 1 G6A 3 G6B 3 G8 4 G10 5 G13 6 G15K. 7 G15T. 8 G211 9 521B 10 521A 11 532A 12 524C 13 533A 14 526B 15 534A 16 522B 523 527D 5350 5350 21 524B 18 524B 52 5350 23 527E 24 522A 35 155 34 522A/B 35 105 36 125 37 106 38 840 42 S5 43 S44 44 S3 444 S3	G-Profil G-Profil G-Profil G-Profil G-Profil G-Profil G-Profil GL-Profil S-Profi	IR % 19.9 25.6 34.3 28.5 77.8 38.8 8.2 52.5 77.8 8.2 8.2 8.2 8.2 8.2 8.2 8.2 8	Al ppm 10932.8 13339.3 20795.5 47872.6 6032.6 45947.8 645947.8 645947.8 221851.5 2929.7 2463.8 2675.9 21851.5 2929.7 2463.8 2675.9 2075.8 2675.9 2075.8 2075	Ti ppm 584.5 308.3 311.4 2679.0 2221.5 2221.5 2221.5 2227.2 2201.6 633.7 1056.1 46.3 40.5 41.8 33.8 46.7 41.8 33.8 46.7 100.7 10	Na ppm 1436.5 1436.5 1862.0 2300.9 800.4 102.4 13348.7 174.6 238.0 115.8 49.9 40.0 90.8 30.5 770.2 60.4 45.9 5770.2 60.4 45.9 57.7 60.2 60.4 45.9 55.5 69.8 63.0 67.8 49.2 55.5 69.8 63.0 67.8 49.2 64.3 776.6 736.6 736.6 736.6 736.6 736.6 736.8 199.5 518.6 80.7 754.3 255.5 518.6 80.7 754.9 55.5 518.6 80.7 754.9 55.5 518.6 80.7 754.8 255.5 518.6 30664.3 3057.2 24664.5 255.5 518.6 30664.3 3552.2 5552.3 37524.1 3724.1 37224.1 3724.1 3724.1 3724.1 3724.1 3724.1 3724.1 3724.1 3724.1 3724.	K ppm 9554.0 2858.7 8764.1 13221.0 1562.4 16289.4 1553.9 4153.8 6110.3 **** 576.8 400.6 4488.3 552.7 363.3 500.1 447.3 500.4 776.4 776.4 477.9 1411.8 679.2 1424.4 249.8 1424.4 249.8 1424.4 249.8 1679.2 1424.4 249.8 1679.2 1424.4 249.8 1679.2 1424.4 249.8 1679.2 1424.4 249.8 1679.2 1424.4 249.8 1627.8 1640.4 580.1 2182.7 1001.6 640.4 580.1 2182.7 1002.3 1002.3 1002.7 1002	Fe ppm 15048,4 10049,3 11994,4 129205,5 11662,8 27677,3 13582,9 15694,3 22340,0 2499,9 3112,2 4230,5 1248,2 1259,4 27514,2 1836,2 1837,2 1236,1 1379,3 4044,4 1335,2 2208,9 12366,1 1379,3 4044,4 1335,2 2208,9 12366,1 1379,3 4044,4 1337,5 2666,0 3302,7 1337,3 4044,4 1337,5 2666,0 3302,7 1337,3 4044,4 1337,5 2666,0 3302,7 1337,3 4044,4 1337,5 2666,0 3302,7 1337,3 4044,2 23811,7 1337,3 4044,4 1347,3 4044,2 23811,7 1337,5 2666,0 3302,7 1337,5 2666,0 3315,2 238,1 2208,9 1337,5 2666,0 3315,2 238,1 2430,5 2443,2 238,1 2430,5 2443,2 238,1 2430,5 2443,2 238,1 2430,5 2443,2 238,1 2430,5 2443,2 2430,5 244,2 243,2 243,2 258,1 1,7 1438,9 7856,0 1344,5 2443,7 2430	Min ppm 2980.0 2016.6 3124.1 2888.2 2609.9 2005.4 2170.9 2022.4 2016.3 603.4 557.5 451.3 557.5 451.3 557.5 451.3 557.5 443.4 495.8 801.0 547.9 498.4.1 551.6 443.4 495.8 801.0 547.9 495.8 405.9 405.8 405.8 405.8 405.8 405.8 405.9 405.8 405.8 405.9 40.9 405.9	Mg ppm 10322.2 6858.6 15071.0 19767.4 5183.0 17970.1 4000.0 8914.9 12931.8 4115.1 3389.3 3674.3 3322.6 33521.1 3868.7 4102.4 4115.1 3322.6 33521.1 3808.7 4102.4 4105.4 4105.4 3321.0 2721.7 2721.7 3321.0 2721.7 3321.0 2721.7 3321.0 2721.7 3321.0 2721.7 3321.0 2721.7 3321.0 2721.7 3321.0 2721.7 3400.5 2991.6 2899.1 3321.3 5409.7 4408.5 6588.4 6588.5 6588.5 6588.5 6073.7 11099.1 9544.8 22844.7 22020.2 21349.9	Sr ppm 2157.9 2157.9 2157.9 2176.0 1469.1 1482.3 496.7 938.1 743.7 5534.4 3388.7 743.7 579.6 676.4 8390.7 8390.7 676.4 8390.7 676.4 8390.7 676.4 8390.7 676.4 8390.7 676.4 8390.7 852.9 676.4 8390.7 847.9 788.5 572.3 667.0 852.9 6680.7 813.1 265.5 510.6 575.0 34.4 434.8 813.1 265.5 510.6 555.0 34.4 433.0 515.0 555.0 34.4 434.8 813.1 265.5 510.6 555.0 34.4 435.5 516.1 533.1 303.0 39.2 45.5 531.7 364.5	$\begin{array}{c} Ba \\ ppm \\ \hline \\ 118.8 \\ 103.9 \\ 66.7 \\ 375.6 \\ 24.8 \\ 443.7 \\ 18.1 \\ 43.9 \\ 64.4 \\ 10.1 \\ 11.0 \\ 10.5 \\ 10.5 \\ 11.8 \\ 12.8 \\ 16.8 \\ 11.7 \\ 30.6 \\ 19.5 \\ 11.8 \\ 12.8 \\ 16.8 \\ 10.5 \\ 12.8 \\ 16.8 \\ 10.5 \\ 12.6 \\ 10.5 \\ 12.6 \\ 10.5 \\ 12.6 \\ 10.5 \\ 13.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 12.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 13.0 \\ 9.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 13.5 \\ 13.4 \\ 11.5 \\ 12.4 \\ 13.5 $	Ni ppm 20.2 119.2 26.8 70.6 13.1 26.8 70.6 13.1 31.7 14.4 3.5 5.0 31.7 31.7 31.7 31.7 31.7 31.7 31.7 31.7	Cr ppm 25.9 24.7 20.1 30.3 81.7 24.2 24.6 26.4 26.4 26.4 26.4 38.8 10.1 9.7 10.2 9.7 10.4 9.7 9.7 10.4 9.3 9.2 12.3 9.2 12.3 9.7 10.1 10.1 11.1 9.8 8.8 8 10.1 9.7 10.1 10.1 11.1 9.8 8.8 8 10.1 9.7 10.1 10.1 11.1 9.8 8.8 8 10.1 10.1 10.1 10.1 11.1 9.8 8.8 8 10.1 10.1 10.1 10.1 10.1 10.1 1
12 BK3 33 BK1 353 BK1 354 BK1 355 PA2 357 PA4 358 PA5 59 PA6 61 B15' 62 B5 63 B22 66 B7 67 B16 68 B15 69 B13 70 B12	Adorf Adorf PA-Profil PA-Profil PA-Profil PA-Profil PA-Profil PA-Profil M-Profil M-Profil M-Profil M-Profil M-Profil M-Profil M-Profil M-Profil M-Profil M-Profil	2772 28.8 27.0 46.3 74.8 30.3 44.9 22.8 56.0 87.5 15.4 7.4 56.0 7.3 13.2 11.2 87.5 11.9 50.7	*** 15455.6 22851.0 40410.5 12910.2 30045.5 13290.1 38744.3 92850.4 *** *** *** *** ***	242:8 279:4 279:4 601.5 1076.1 1865:4 555.5 1386.0 339:8 1724.8 3574.9 414.2 134.3 1809.2 236.7 1202.5 3201.4 256.0 1567.0	001810.3 1842.3 2111.6 1260.3 1759.6 2974.6 1029.3 1453.1 2394.7 3544.9 5014.9 1073.4 606.8 3145.6 1195.9 788.7 811.5 5195.2 1034.4 1976.2	$\begin{array}{c} 1340.8\\ 1340.8\\ 1397.0\\ 4170.7\\ 7787.2\\ 12177.0\\ 3528.4\\ 3011.9\\ 10552.2\\ 26660.7\\ 2934.5\\ 665.4\\ 4013.7\\ 481.0\\ 14814.7\\ 331.0\\ 21955.3\\ 1531.0\\ 11457.5 \end{array}$	$\begin{array}{c} 13864.7\\ 4037.3\\ 4037.3\\ 17655.4\\ 17655.4\\ 18565.4\\ 18565.8\\ 18855.8\\ 18855.8\\ 1927.5\\ $	$\begin{array}{c} 777.8\\ 777.8\\ 958.1\\ 5384.9\\ 1254.4\\ 4350.9\\ 2479.5\\ 5608.8\\ 552.0\\ 3283.3\\ 1169.4\\ 2463.4\\ 2463.4\\ 1169.4\\ 2463.4\\ 511.2\\ 2256.2\\ 314.2\\ 2226.2\\ 314.2\\ 222.2\\ 629.2\\ \end{array}$	2020,2 2020,2 2134,2 2134,2 214,2 214,2 214,2 2020,2 2020,2 214,2 2020,2 214,2	2009.5 8002.5 4125.4 445.4 4425.4 149.1 446.3 316.5 482.3 207.6 329.9 439.6 3354.2 194.6 359.6 449.6 359.6 446.0 492.5 492.6 237.8	$\begin{array}{c} 27.7\\ 27.7\\ 67.4\\ 86.9\\ 195.7\\ 195.4\\ 124.1\\ 48.8\\ 179.0\\ 391.9\\ 32.7\\ 122.1\\ 171.2\\ 32.4\\ 100.9\\ 22.3\\ 128.1\\ 128.1\\ \end{array}$	12:00 23:85 33:865 33:865 33:23 30:4 9:00 117:95 6:02 49:26 49:26 27:4	10.8 14.2 24.7 39.3 56.2 25.0 44.0 23.1 44.5 84.6 14.9 9.0 41.6 10.4 10.6 8.1 79.1 10.7 40.3

	Bez.		IR %	Al ppm	Ti ppm	Na ppm	K ppm	Fe	Mn ppm	Mg ppm	Sr ppm	Ba ppm	Ni ppm	Cr ppm
71 72	N1 N5	N-Profil N-Profil	9.9 12.6	***	112.6	719.2	390.8	2717.8	1639.8	1619.3	293.3	13.0	0.0	9.4
73	N11*	N-Profil	11.1	5858.6	174.8	476.3	1341.5	5620.4	1686.3	3110.8	379.5	21.8	9.0	13.4
74	N11	N-Profil	11.2	***	194.5	502.6	1393.8	5122.1	1468.6	2633.8	318.4	22.6	46.1	12.9
76	N19	N-Profil	13.8	***	253.1	1224.6	1/63.1	5345.0	1469.1	2642.4	405.2	28.8	9.8	12.5
77	N21	N-Profil	18.5	***	355.3	1501.5	1605.6	5826.5	1650.8	3087.3	337.3	27.7	7.1	14.7
78	N23	N-Profil	31.9	***	555.1	1101.0	3324.4	9834.4	1405.5	4776.3	351.1	58.4	16.7	19.1
80	N24	N-Profil N-Profil	68.1	***	2378.5	2828.2	15734.4	27287.7	511.5	11777.8	142.1	298.5	32.1	62.6
81	N31	N-Profil	34.0	***	1091.6	1788.7	7212.1	13682.8	1175.3	6747.7	357.6	87.6	21.1	30.4
82	N35	N-Profil	9.9	***	153.6	940.3	572.7	3731.6	2666.1	2021.7	304.6	37.9	6.5	11.4
84	N43D.	N-Profil	82.0	79607.5	3679.6	5868 6	20530.4	30862.5	438.4	16162.5	103.4	318.4	54.3	99.1
58	N43	N-Profil	39.9	***	1089.3	2391.6	6439.1	14039.3	1177.6	6292.7	265.9	201.1	25.8	26.6
86	GP1	GP-Profil	5.4	3594.4	86.6	166.2	572.0	2230.0	1055.7	2869.0	251.5	10.8	6.4	11.3
87	GP2 GP3	GP-Profil	5.0	4264.5	106.4	217.9	832.6	1737.2	763.3	2397.4	208.3	12.1	5.7	11.5
89	GP4	GP-Profil	8.1	5917.9	209.3	483.6	1415.9	3156.5	693.3	2783.0	203.3	21.3	5.0	13.6
90	GP5	GP-Profil	11.8	8513.5	343.9	473.8	2453.4	6551.3	533.8	3948.9	247.6	56.0	9.1	18.4
91	GP6 GP7	GP-Profil	11.8	9445.8	375.9	425.8	2803.3	6192.1	581.3	3639.4	241.2	30.5	11.3	17.1
93	GP8	GP-Profil	14.2	12022.1	487.7	552.2	4229.4	6947.8	494.6	4723.2	281.0	43.5	5.4	26.4
94	GP9.1	GP-Profil	9.3	6731.1	226.3	662.5	1479.4	3432.2	620.6	3059.5	250.8	22.6	6.5	13.4
95	GP9.2	GP-Profil	22.2	18146.3	779.6	948.9	6385.7	11102.1	475.3	6050.1	290.3	60.0	15.1	27.1
97	GP10 GP11	GP-Profil	5.2	4198.2	115.6	201.9	865.5	12448.0	425.8	0354.4	289.6	57.9	15.1	26.6
98	GP12	GP-Profil	5.7	4170.9	91.8	313.7	656.6	1690.7	569.5	2101.7	204.1	12.4	3.9	10.9
100	GP13.2	GP-Profil	25.1	22962.6	1057.8	1059.1	7739.6	16751.8	433.8	7646.9	259.1	79.2	18.2	46.9
101	GP14	GP-Profil	16.3	16490.1	669.4	686.5	5809.4	11174 4	467.6	5783 1	264 7	12.4	5.5	12.4
102	GP15	GP-Profil	9.9	9062.6	359.3	559.0	3116.2	5466.8	520.6	4296.3	261.0	32.6	9.4	13.5
103	GP16	GP-Profil	3.8	3747.9	95.5	939.2	880.4	1845.8	554.5	2318.2	188.6	27.1	7.5	7.4
104	GP18	GP-Profil	4.5	14756.9	635.8	189.8	968.0	2265.1	598.0	2379.5	204.7	14.7	5.7	7.5
106	GP19	GP-Profil	4.5	3220.9	86.1	685.0	476.7	1706.1	594.1	2093.9	232.1	12.7	4.8	7.9
107	GP20.2	GP-Profil	9.1	15100.1	547.1	650.7	4801.6	12236.4	523.1	6101.2	280.3	43.4	11.0	16.8
109	GP20.1 GP21	GP-Profil	24.6	28102 0	1055.9	1048 2	2702.3	20686 1	460.4	4004.0	317.6	31.5	7.6	12.3
110	GP22	GP-Profil	9.2	6787.4	260.8	778.8	1868.0	5323.1	528.8	3343.2	242.0	26.3	7.5	13.4
111	GP23.1	GP-Profil	4.3	3414.9	92.3	110.9	595.3	2106.2	679.2	2566.2	199.4	19.8	5.8	11.0
112	GP23.2 GP24.2	GP-Profil	6.9	5594.1	209.1	201.3	1113.0	6099.6	558.9	3484.6	294.6	23.6	7.6	14.3
114	GP24.1	GP-Profil	21.4	17627.6	825.5	648.3	6605.4	11509.4	578.2	6707.8	395.2	73.3	14.0	26.5
115	GP25.2	GP-Profil	52.6	48359.9	2165.6	2358.5	19223.2	29071.8	385.7	14079.9	197.7	172.0	33.9	58.3
117	GP25.1	GP-Profil	28.0	38589.8	11/22 6	1949.0	15935.6	22255.1	404.9	11381.6	242.2	148.5	32.0	48.5
118	GP26.2	GP-Profil	28.9	25398.4	1120.4	891.4	10976.6	11984.4	554.7	7586.5	284.5	89.3	18.2	34.2
119	GP27.1	GP-Profil	11.2	9877.3	353.2	906.9	3809.2	6085.7	699.5	4508.3	336.7	37.3	7.7	17.9
120	GP27.2	GP-Profil	5.6	39/9.8	122.4	/61.6	949.5	2868.7	733.4	2348.3	258.0	15.9	4.7	9.6
122	GP28	GP-Profil	19.1	12876.9	618.4	662.5	5247.8	7572.4	590.5	5710.4	258.9	23.0	12.2	21.3
123	GP30	GP-Profil	9.2	4661.0	183.2	524.2	1347.0	2623.4	631.0	3530.4	279.0	22.4	6.0	11.2
124	GP31	GP-Profil	5.9	3731.2	100.0	583.7	932.9	2000.0	452.0	3344.7	267.8	14.4	6.6	10.8
125	GP32 GP33	GP-Profil	5.8	4156.3	118.2	582.7	1153.3	1877.7	564.6	2537.9	231.4	14.0	6.1	10.8
127	GP34	GP-Profil	9.8	5289.2	198.2	339.6	1835.8	6663.2	629.6	3596.6	292.3	23.6	8.2	12.7
128	GP36	GP-Profil	6.6	3558.5	99.0	825.6	581.5	2611.5	978.9	2559.1	215.5	13.7	5.7	10.1
129	GP35	GP-Profil	7.3	4214.0	132.4	1604.0	701.4	3070.9	806.4	3092.8	316.0	15.3	4.5	10.2
130	GP3/ H1	H D-Profil	0.9	48/3.0	163.8	571.8	1230.3	2341.2	843.0	2693.5	265.3	19.2	6.3	10.9
132	DI	H,D-Profil	18.1	5869.9	231.4	393.3	1328.0	4939.9	1386.6	3902.7	450.0	18.9	5.9	17.8
133	H3	H,D-Profil	28.4	11816.0	496.2	1449.8	2777.6	7379.0	1380.0	5490.9	378.4	29.3	9.3	48.1
134	D3	H,D-Profil	29.8	9382.9	365.3	591.0	2280.8	7262.9	1332.2	5237.4	370.0	26.9	11.0	28.8
135	H6 D6	H D-Profil	31.3	9083.4	375.9	894.6	2735.4	6168.1	1116.4	4411.9	356.8	42.6	10.6	16.2
137	D7	H.D-Profil	44.9	18016.9	735.7	656.9	6035.2	9285 2	934 1	6323.9	308.4	20.3	4.8	9.1
138	H9K.	H,D-Profil	36.3	5185.1	148.1	652.6	832.6	3915.0	981.4	3151.9	453.5	16.1	4.2	10.9
139	D9	H,D-Profil	24.0	6614.2	229.3	245.5	1616.7	5162.8	2971.8	5241.4	341.3	29.6	7.1	32.1

Die Flinzfazies im Harz

$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	C org	S Karb % %
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	* ***	*** ***
74 N11 0.3 0.6 1.02 3.7 5.0 0.2 5.7 75 N17 12.7 10.9 6.2 7.1 5.0 0.2 5.7 76 N19 10.7 5.8 6.5 0.0 1.9 8.1 1.7 78 N23 19.7 29.5 15.4 1.19 8.1 1.7 78 N23 0.7 29.5 15.4 1.2 1.2 11.3 1.5 80 N30 29.6 57.7 41.0 10.7 12.2 14.4 11.2 44.4 11.8 12.2 14.4 11.8 12.2 4.4 11.8 12.2 4.4 11.8 12.2 4.4 11.8 11.8 12.2 4.4 11.8 12.2 4.4 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 11.8 <	0 ***	*** ***
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	* ***	*** ***
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	* ***	*** ***
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	* ***	*** ***
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	* ***	*** ***
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	***	***
	.0 < 0.1	< 0.1 1.1
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.5 0.2	$< 0.1 \qquad 1.1 \\ *** \qquad ***$
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.3 0.3	< 0.1 39.2
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0 0.3	< 0.1 39.2 < 0.1 37.6
90 GP5 21.0 16.1 7.8 1.2 22.0 7.4 4.7 8.6 2.4 91 GP6 21.4 16.7 7.2 1.2 27.0 7.8 4.6 9.0 2.6 92 GP7 10.6 13.9 7.5 0.9 21.7 2.5 2.7 7.1 1.2 93 GP8 23.6 30.1 8.9 1.4 31.1 8.3 5.8 10.5 3.5 2.7 94 GP9.1 12.3 11.8 4.2 1.3 23.1 3.6 3.2 7.6 2.1 2 95 GP9.2 33.2 39.0 10.1 1.6 30.9 12.8 7.0 8.3 4.8 96 GP10 32.5 43.1 11.7 1.6 30.9 12.8 7.0 8.3 4.3	.6 0.2	< 0.1 37.4
92 GP7 10.6 13.9 7.5 0.9 21.7 2.5 2.7 7.1 1.2 93 GP8 23.6 30.1 8.9 1.4 31.1 8.3 5.8 10.5 3.5 94 GP9.1 12.3 11.8 4.2 1.3 23.1 3.6 3.2 7.6 2.1 95 GP9.2 33.2 39.0 10.1 1.6 29.2 12.3 8.2 9.8 4.8 96 GP10 32.5 43.1 11.7 1.6 30.9 2.8 7.0 8.3 4.3	.9 0.2	< 0.1 36.1 < 0.1 35.3
93 GP8 23.6 30.1 8.9 1.4 31.1 8.3 5.8 10.5 3.5 1.5 9.5 1.4 31.1 8.3 5.8 10.5 3.5 1.5 3.5 3.5 1.5 3.5 1.5 3.5 3.5 1.5 3.5 3.5 3.5 3.5 3.5 3.5 3.	.1 0.3	≤ 0.1 38.3
95 GP9.2 33.2 39.0 10.1 1.6 29.2 12.3 8.2 9.8 4.8 96 GP10 32.5 43.1 11.7 1.6 30.9 12.8 7.0 8.3 4.3	.6 0.2	< 0.1 34.1 0.1 38.1
96 GP10 32.5 43.1 11.7 1.6 30.9 12.8 7.0 8.4 4.4	.3 0.1	≤ 0.1 31.5
97 GP11 7.7 11.7 2.0 0.8 13.1 1.4 2.9 3.9 1.1	.6 0.3	< 0.1 31.7 < 0.1 39.2
98 GP12 6.8 10.2 0.7 0.7 19.8 1.1 2.4 4.1 1.0	.0 0.4	0.1 38.3
99 GP13.2 57.2 67.3 11.6 1.7 52.7 10.3 6.2 24.6 5.2 10.0 GP13.1 6.2 10.2 7.6 0.6 12.7 1.0 2.8 3.2 0.9	.5 0.1	0.1 28.5
101 GP14 20.3 34.5 9.2 0.9 33.9 10.0 4.9 6.9 2.9	.5 ***	*** ***
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.5 ***	*** ***
104 GP17 4.5 9.1 3.6 0.5 20.3 0.8 2.0 1.8 0.8 105 GP18 18.6 28.2 9.7 1.0 32.0 9.0 4.9 4.8 2.7	.4 ***	*** ***
106 GP19 3.4 10.0 3.2 0.5 20.2 0.5 2.0 1.6 0.4	.7 ***	*** ***
107 GP20.2 17.2 32.5 9.7 0.8 25.8 7.7 4.1 4.4 2.5 108 GP20.1 10.7 19.2 6.5 0.8 24.9 4.2 3.2 4.6 1.6	.1 *** .4 0.3	< 0.1 31.6
109 GP21 33.3 49.4 19.4 1.4 41.7 15.4 7.3 23.7 4.8	.4 ***	*** ***
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.5 ***	*** ***
112 GP23.2 12.6 15.7 7.3 1.1 20.4 4.0 2.8 5.7 1.5	.4 ***	*** ***
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.4 0.1	< 0.1 30.3
115 GP25.2 69.2 101.5 24.7 2.2 53.2 34.0 13.5 59.1 10.2 116 GP25.1 59.9 92.2 77 2.0 49.2 77 0 13.6 46.2 9.6	.0 *** v ***	*** ***
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.2 ***	*** ***
118 GP26.2 35.9 55.5 20.8 1.6 35.9 13.8 9.3 23.2 5.1 19 GP27.1 13.7 27.6 9.2 1.0 21.2 3.7 3.4 7.6 1.8	.0 ***	*** ***
120 GP27.2 6.3 28.3 6.6 0.7 13.5 0.9 2.1 4.1 0.9	.9 ***	*** ***
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.7 ***	*** ***
123 GP30 11.3 26.3 5.4 1.1 15.8 0.6 3.1 4.1 1.5	.4 ***	*** ***
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.4 ***	*** ***
126 GP33 10.2 25.0 8.3 1.0 18.2 1.2 3.2 4.1 1.6	.0 ***	*** ***
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.1 ***	*** ***
129 GP35 8.7 30.6 4.9 1.0 14.1 0.0 3.2 4.4 1.1	.4 *** A ***	*** ***
131 HI 9.7 23.1 2.5 0.8 17.1 8.9 3.2 8.7 1.7	.5 0.2	< 0.1 32.7
132 D1 11.9 23.0 5.8 1.1 15.8 9.0 3.4 7.4 2.2 133 H3 17.0 33.9 9.6 1.3 27.8 15.1 4.5 14.4 3.7	.5 0.4	< 0.1 33.1 < 0.1 28.6
134 D3 15.7 26.6 7.5 1.1 18.8 14.8 4.7 10.6 3.5	.1 < 0.1	< 0.1 28.2
135 H6 16.7 28.3 8.2 1.1 20.7 11.5 4.0 9.9 2.8 136 D6 7.8 35.3 8.6 0.7 16.6 6.9 2.2 3.9 0.9	$^{.9}_{.8} < ^{0.2}_{0.1}$	< 0.1 27.4 < 0.1 26.6
137 D7 28.3 28.2 13.9 1.3 34.9 21.0 4.8 20.6 5.2	.5 0.2	≤ 0.1 22.6
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$.3 0.3	< 0.1 30.0 31.2

PETER BUCHHOLZ, HORST WACHENDORF & HENNING ZELLMER

44

18 Abb

Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase) am Nordwestrand der Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge

Von

HEINER FLICK, MANFRED HORN, H. DIETER NESBOR & NORBERT WENGERT*

Kurzfassung: Ein Intrusivkörper in mitteldevonischen Sedimenten am Nordwestrand der Dillmulde weicht in Aufbau und interner Gefügeentwicklung von den übrigen basischen Intrusionen im Devon und Unterkarbon des mitteleuropäischen Rhenohercynikums ab. Nur in der feinkörnigen Abschreckungszone an den Kontakten zum Nebengestein ist die ursprünglich tholeiitische Zusammensetzung der Schmelze dokumentiert. Die Hauptmasse des Intrusivkörpers wird dagegen von einem über 200 m mächtigen homogenen Pikrit eingenommen. Darüber folgen bis zum Hangendkontakt insgesamt ca. 50 m, die unten aus einem Pikrit mit rhythmischem Lagenbau und oben aus vier grobkörnigen Spilitlagen im Wechsel mit Pikrit bestehen. Auf Kontraktionsklüften im lagigen Pikrit sitzen darüber hinaus vier plagioklasitische Lagergänge und ein Gang, die als feldspatreiches Restdifferentiat, ausgepreßt aus dem pikritischen Kristallbrei (filter pressing), intrudiert sind.

Im Erscheinungsbild und Gefüge bestehen Gemeinsamkeiten mit lagig differenzierten Plutonen. Die Verhältnisse in und um den Intrusivkörper von Oberdieten lassen dabei auf eine ehemalige Magmenkammer in subvulkanischem Niveau schließen. Diese wurde mehrfach gefüllt und entleert und steuerte somit den Aufbau und die Entwicklung eines für diesen Raum typischen Vulkanzentrums der Givet/Adorf-Phase.

Abstract: Volcanism of mainly basaltic composition was widespread during Devonian and Carboniferous sedimentation in the Lahn-Dill area/Rhenish Mountains of the Variscan orogen. Surface phenomena were accompanied by subsurface intrusions at various levels throughout the area. These were either basalts with a characteristic development of a doleritic texture or homogeneous pikrites, the latter mostly in separate intrusions. The intrusive body near Oberdieten in the northwestern Dill syncline lies further off the main area of the Palaeozoic volcanic rocks and shows a unique development. The chilled margins at the hanging as well as at the foot wall comprise a thin layer of spilites, originally tholeitic basalts, with a porphyritic texture. More than 200 m of at least 260 m total thickness consist of a homogeneous picrite. This is followed by a rhythmically layered picrite, followed towards the top by four layers of a coarse grained spilite slightly enriched in the feldspar component, each one separated by picrites, altogether a thickness of 50 m. The layered picrites were finally intruded by plagioclasitic melts to be regarded as late differentiates produced by filter pressing.

Similarities exist to intrusions at plutonic levels where in situ differentiation combined with convection in the melt produced layering in a succession of magmatic rocks. The intrusion of Oberdieten can be interpreted as a Devonian basaltic magma chamber at subvolcanic level. It was filled and emptied several times and governed thus the growth and development of one of the submarine volcanic centres characteristic for that area.

^{*} Prof. Dr. H. FLICK, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Im Neuenheimer Feld 234, 6900 Heidelberg. Dr. M. HORN, Dr. H. D. NESBOR, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. N. WENGERT, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Im Neuenheimer Feld 236, 6900 Heidelberg.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung
2.	Geologischer Rahmen 48
3.	Geometrie und Gesteinsabfolge der Intrusion
4.	Petrographie
	4.1. Kontakt-Spilit
	4.2. Dach-Spilit
	4.3. Homogener Pikrit
	4.4. Lagendifferenzierter Pikrit
	4.5. Plagioklasit
5.	Differentiationsvorgänge
	5.1. Petrographische Entwicklung
	5.2. Geochemische Entwicklung
6.	Interpretation
7.	Genetisches Modell
8.	Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Das Lahn-Dill-Gebiet im Südosten des Rheinischen Schiefergebirges war der Raum mit dem stärksten Vulkanismus innerhalb der devonischen bis unterkarbonischen Serien des mitteleuropäischen Rhenoherzynikums. Daran waren vor allem basische, in geringerem Umfang auch intermediäre bis saure Magmen beteiligt. Deren Produkte wurden nachfolgend durch diagenetische Vorgänge alteriert (WEDEPOHL et al. 1983, TANUMIHARDJA et al. 1986, FLICK & NESBOR 1988, SCHMINCKE 1988) und im Zuge der variskischen Orogenese schwach metamorph überprägt (MEISL 1970, MEISL et al. 1982). Die ursprünglich basaltischen Vulkanite werden aufgrund dieser sekundären Veränderungen als Spilite, die mit ehemals trachytischer bis alkalirhyolithischer Zusammensetzung als Keratophyre und Quarzkeratophyre bezeichnet. Der überwiegend submarine Vulkanismus, der sich auf mehrere Phasen verteilte, förderte neben Laven vor allem große Mengen an basischen Pyroklastiten (Schalstein). Hinzu trat eine größere Anzahl von Intrusionen. Während die innerhalb der vulkanischen Abfolgen meist sehr klein und oft nur schwer zu diagnostizieren sind, fallen die innerhalb der Sedimentserien im Sockel unter den Vulkanbauten durch größere Dimensionen und ein grobes Gefüge auf. Diese sind häufig durch Steinbrüche erschlossen. Neben den doleritischen Spiliten treten Pikrite auf, gelegentlich an der Basis eines Intrusivkörpers, vorwiegend jedoch als eigenständige Intrusionen.

In den doleritischen Intrusionen ist eine petrographische und geochemische Entwicklung als Folge des Erstarrungsvorgangs erkennbar, deutlich nachvollziehbar in ihren Querprofilen, während die kogenetischen Pikrite weitgehend homogen ausgebildet sind. Von diesem Schema weicht das Vorkommen bei Oberdieten am NW-Rand der Dillmulde ab. Es liegt abseits des Hauptverbreitungsgebietes der Vulkanite in der Dillmulde (Abb. 1). Sein interner Aufbau, ausgehend von basaltischer zu pikritischer sowie plagioklasitischer Zusammensetzung, verbunden mit einem rhythmischen Lagenbau, läßt auf interne Vorgänge schließen, die dieses Vorkommen als subvulkanische Magmenkammer ausweisen. Gleichartige Vorkommen sind bisher



Abb. 1. Verbreitung der basischen Intrusiva im Lahn-Dill-Gebiet mit Kennzeichnung des Vorkommens von Oberdieten. Offene Dreiecke = doleritische Spilite, gefüllte Dreiecke = Pikrite.

aus dem Rhenoherzynikum nicht beschrieben worden. Der Fund grobkörniger Spiliteinschlüsse in Lavaströmen des oberen Mitteldevons (z. B. aufgelassener Steinbruch 1,5 km SE Gräveneck, B1. 5515 Weilburg, Schalstein-Hauptsattel der mittleren Lahnmulde), deren Gefüge eine Kristallisation in subvulkanischem Niveau belegt, deutet jedoch auf die Existenz weiterer Magmenkammern hin.

2. Geologischer Rahmen

Das Rhenoherzynikum war während des Devons bis Unterkarbons als Teil des südlichen Schelfs des Old Red-Kontinentes von einer Dehnungstektonik betroffen, die zu einer erheblichen Krustenausdünnung mit begleitenden vulkanischen Aktivitäten geführt hat. Aus dem Lahn–Dill-Gebiet sind vier entsprechende Phasen bekannt: (A) Ems/Eifel-, (B) Givet/Adorf-, (C) Nehden/Wocklumund (D) Unterkarbon-Phase. Für die bei weitem überwiegenden basischen Vulkanite (während B, C und D) deuten sowohl der Chemismus der Spurenelemente als auch die Verteilung der Seltenen Erden auf Intraplatten-Verhältnisse mit der Produktion von tholeiitischen wie auch von alkalibasaltischen Schmelzen hin (WEDEPOHL et al. 1983, NESBOR & FLICK 1988, SCHMINCKE 1988). Die weniger verbreiteten trachytischen bis alkalirhyolithischen Magmen (während der Phasen A, B und D) entstanden sehr wahrscheinlich in der kontinentalen Kruste.

Die Givet/Adorf-Phase (HENTSCHEL 1970, 1979) als bedeutendste vulkanische Epoche reichte vom oberen Mitteldevon bis zum tiefen Oberdevon und förderte vor allem basische Schmelzen. Pyroklastite, ein Anzeichen für verhältnismäßig flaches Wasser (maximal wenige 100 m), überwogen bei weitem. Diese bauten zusammen mit Laven großräumige submarine Vulkankomplexe auf (NESBOR & FLICK 1989, FLICK et al. 1990). Im Gegensatz hierzu dominierten in der Unterkarbon-Phase Laven (HENTSCHEL 1970, STRAUSS 1983, SCHMINCKE & SUNKEL 1987). Zusammen mit der generellen Blasenarmut der unterkarbonischen Vulkanite ist dies als Anzeichen für größere Wassertiefen zu werten.

In Zusammenhang mit den effusiven Vorkommen stehen Intrusionen, die in großer Anzahl zumeist als Lagergänge in den sedimentären Unterbau eingedrungen sind. In der Lahnmulde handelte es sich nach den bisherigen Erkenntnissen bis auf wenige Ausnahmen um tholeiitische Schmelzen der Unterkarbon-Phase (NESBOR 1988).

Bedingt durch den tektonischen Großbau des Lahn-Dill-Gebietes und das heutige Erosionsniveau sind tiefere Sedimentserien mit doleritisch entwickelten Intrusionen der Givet/ Adorf-Phase vorzugsweise in dessen Randbereichen aufgeschlossen. Entsprechend sind aus der Lahnmulde nur drei Lagergänge bekannt, die der Givet/Adorf-Phase zugeordnet werden können. Sie weisen zudem alkalibasaltischen Chemismus auf (NESBOR & FLICK 1988).

In der Dillmulde wurden von HENTSCHEL (1970) die Intrusionen in den unter- und mitteldevonischen Sedimenten der Givet/Adorf-Phase, die in jüngeren Abfolgen steckenden der Unterkarbon-Phase zugeordnet. MERZ (1986) konnte anhand isotopischer Altersdatierungen für einen homogen Pikritlagergang in Sedimenten der Eifel-Stufe jedoch ein unterkarbonisches Alter nachweisen. Die hier vorgestellte tholeiitische Intrusion im nordwestlichen Randbereich der Dillmulde hat zu Rutschungen in den Hangendsedimenten geführt, die eine größere Überdeckung zur Zeit der Platznahme der Schmelze ausschließen. Dies spricht, abgesehen von ihrer deutlich abweichenden petrographischen Entwicklung, für ein höheres Alter und somit für eine Einstufung in die Givet/Adorf-Phase. Der Intrusivkörper liegt heute außerhalb des Hauptverbreitungsgebietes der Vulkanite in der Dillmulde auf dem SE-Flügel des Sackpfeifensattels. Die Intrusion bildet einen isolierten Körper, der Teile des Struthbergs und des Hahn (ca. 1 km NW Oberdieten, Bl. 5116 Eibelshausen) aufbaut (Abb.2). Er ist in zwei Steinbruchsbetrieben abgebaut worden, von denen heute nur noch der südliche in Betrieb ist. Die Steinbrüche haben das Vorkommen von N (Struthberg) und S (Hahn) angeschnitten. Das Gestein, das auf dem Gipfel des Struthbergs und an den N- und S-Flanken des Hahn zutage trat, steht heute außerhalb der Steinbrüche nur noch in Klippen am N-Hang des Hahn an.

Eine große etwa NNW-SSE verlaufende Störungszone ist im südlichen Bruch in dessen W-Teil aufgeschlossen. Sie ist auch im nördlichen Steinbruch am Struthberg nachweisbar. Die östliche Begrenzung des im Abbau befindlichen Teils des Intrusivkörpers wird vermutlich ebenfallls von einer ungefähr parallel streichenden Verwerfung gebildet, die aber außerhalb des Steinbruchs verläuft.

Die Intrusion steckt in Tonschiefern, die von Sandsteinen überlagert werden. Sie bilden in einer flachen Mulde den W-Gipfel des Hahn. Die Schichtenfolge besteht in ihrem unteren Teil aus dunkelgrauen und grauen Tonschiefern mit stellenweise dicht mit Styliolinen bedeckten



Abb. 2. Geologische Übersichtskarte im Bereich des Hahns und des Struthberges mit dem Intrusivkörper von Oberdieten.

Schichtflächen. Vereinzelt treten schlecht erhaltene, nicht näher bestimmbare Phacopidenreste und Brachiopoden auf. Die ca. 20 m mächtige Sandstein/Tonschiefer-Wechsellagerung besteht aus einzelnen z. T. meterdicken Bänken aus unreinem, manchmal kalkigem Sandstein und Tonschieferpaketen von >2 m.

Über dieser Wechsellagerung folgen wieder graue Tonschiefer. Etwa 2 m über deren Basis tritt dort eine ca. 0,5 m mächtige Breccie mit sedimentären und vulkanogenen Komponenten auf. Ihr sedimentärer Anteil wird von großen und kleinen, kaum gerundeten Siltstein- und Tonsteinklasten gebildet. Der vulkanogene Anteil besteht aus überwiegend blasenfreien Lapilli (die Schmelze wurde also hydroklastisch fragmentiert) von ehemals basaltischem Glas, das sekundär zu Chlorit und Leukoxen alteriert worden ist. Teilweise umschließen die Pyroklasten kleine Sedimentbruchstücke.

Auf der geologischen Karte (Bl. Eibelshausen, SCHMIERER et al. 1930) sind die Sandsteine auf dem Gipfel des Hahn als Eifelquarzit dargestellt. Sie werden hier wegen ihrer lithologischen Analogien zu der Styliolinen-Schiefer/Sandstein-Folge (RABIEN 1970, KLITZSCH 1959) in die Givet-Stufe gestellt, auch wenn die typischen Styliolinen-Sandsteine am Hahn bisher nicht belegt sind. KLITZSCH (1959) weist aber darauf hin, daß die Zone der Styliolinen-Sandsteine auf Bl. 5116 Eibelshausen sehr fossilarm und verschiedentlich mit dem Eifelquarzit verwechselt worden ist.

In der Sandsteinfolge sind in der N-Wand des südlichen Steinbruchs eine Reihe von 5-10 m großen, SE-vergenten Falten mit breiten Sätteln und spitzen Mulden aufgeschlossen. Ihre 40–60° streichenden Achsen tauchen flach nach NE ab und unterscheiden sich in ihrer Richtung damit wenig von den tektonischen Strukturen des im SE anschließenden Gebietes E Oberdieten (DECHER 1987). Die Falten weisen jedoch, abweichend von dem variskischen, NW-vergenten Faltenbau, eine ausgeprägte SE-Vergenz auf und treten nur im oberen Teil der Sandstein/Tonschiefer-Wechsellagerung auf. Deren tiefere Anteile sind dagegen nicht durch die Faltung beeinflußt worden. Sie wird als Ergebnis submariner Rutschungen gedeutet, die in Zusammenhang mit der Intrusion des Magmas in die unterlagernden Tonschiefer entstanden sind.

Die Schmelze ist im oberen Mitteldevon in die noch weitgehend unverfestigte, siltige, leicht karbonatische Abfolge intrudiert und hat diese Sedimente besonders im Hangenden in einem mehrere Meter mächtigen Kontakthof metamorph überprägt. Hierbei erfolgte aufgrund des relativ langandauernden hohen Wärmeflusses eine Rekristallisation der Schichtsilikate sowie in Kontaktnähe eine Neusprossung von Biotit und leichte Einkieselung des Gesteins. Hinzu kam die Metablastese eines Granats, der zwar vollständig in Chlorit und Sericit umgewandelt wurde, aufgrund seiner typischen Kristallform dennoch zu erschließen ist. Er erreicht Anteile bis etwa 35 Vol.-%, bei einer Kristallgröße von durchschnittlich 0,7 mm.

3. Geometrie und Gesteinsabfolge der Intrusion

Die basischen und ultrabasischen Intrusionen sind als Lagergänge, in wenigen Fällen bei den Ultrabasiten als Stöcke entwickelt (vgl. hierzu HENTSCHEL 1956, VOSSOUGHI-ABEDINI & HENTSCHEL 1971, STRAUSS 1983, NESBOR 1988). Beides trifft für das Vorkommen von Oberdieten nicht zu. Dieses ist räumlich sehr eng begrenzt. Die Randbereiche zu den umgebenden mitteldevonischen Gesteinen sind teilweise gestört, in den Steinbrüchen ist nur ein Teil des Intrusivkörpers aufgeschlossen. Die hangende Kontaktfläche fällt von N, W und S (die Ostflanke ist nicht aufgeschlossen) zum Berg hin ein. Sie ist folglich nicht eben, sondern konkav entwickelt. Das wird schon im Aufschluß aus größerer Entfernung deutlich (Abb. 3a), hervor-



Abb. 3. Steinbruch an der Südflanke des Hahns, Blick auf die Nordwand (a: Foto, b: Skizze): Homogener Pikrit (B), lagendifferenzierter Pikrit (C) mit leukokraten Lagergängen und Gängen (E), grobkörniger Dach-Spilit (D), feinkörniger Kontakt-Spilit der Abschreckungszone (A), Sandstein-Tonschiefer-Wechsellagerung mit Rutschfalten.

52

gehoben durch die mehr oder weniger parallel orientierten hellen Gänge und grobkörnigen Zonen im oberen Abschnitt der Intrusion. Die beobachteten Abgrenzungen deuten somit eher auf eine rundliche lopolithartige Geometrie des Intrusivkörpers als auf eine flach linsenartige Form, wie sie bei Lagergängen gegeben ist.

Der verhältnismäßig geringen lateralen Erstreckung von etwa 300 auf 700 m steht eine große Mächtigkeit von mindestens 250 m gegenüber. Diese ist nicht genauer zu beziffern. Zwar ist der Liegendkontakt in einer tektonisch begrenzten Scholle auf der Westseite des südlichen Steinbruchs aufgeschlossen. Er wurde aber im östlich anschließenden Steinbruchsbereich selbst in der tiefsten Abbaustrosse nicht erreicht. Angaben über die ursprüngliche Größe der Intrusion können deshalb nicht gemacht werden.

Bereits im Aufschluß sind fünf deutlich unterscheidbare Gesteinseinheiten (Abb. 3) erkennbar. Am Liegend- und am Hangendkontakt steht in der etwa 1,5 m mächtigen Abschreckungszone ein alterierter tholeiitischer Basalt an (Kontakt-Spilit, Einheit A in Abb. 3b), der am Rand durch geringe Korngröße und porphyrisches Gefüge gekennzeichnet ist.

Über der Abschreckungszone am Liegendkontakt folgt ein massiger, völlig homogen entwickelter Pikrit, der mit etwa vier Fünfteln die Hauptmasse des Vorkommens ausmacht (Einheit B in Abb. 3b). Er wird von einer ca. 40 m mächtigen pikritischen Abfolge überlagert (Einheit C in Abb. 3b), die sich bereits im Aufschluß durch einen ausgeprägten rhythmischen Lagenbau unterscheidet. Die einzelnen z.T. gradierten Schichten variieren häufig in ihrer Mächtigkeit, örtlich keilen sie auch aus.

Innerhalb des lagig ausgebildeten Pikrits sind vier geringmächtige plagioklasitische Lagergänge (Einheit E, in Abb. 3b) aufgeschlossen. In den mächtigsten (E 2) ist E 3 intrudiert. Sie fallen durch ihre fast weiße Farbe bereits aus größerer Entfernung auf und lassen sich lateral z.T. über 100 m, in einem Fall (Lagergang E 2 und E 3) über 200 m weit auf der Nordwand des südlichen Steinbruchs verfolgen. Die Abstände zwischen den einzelnen Lagergängen ändern sich, lokal zweigen sie auf oder verspringen. Sie sind somit nicht völlig konkordant in den lagendifferenzierten Pikrit intrudiert. Zu den lagerförmigen Intrusionen gehört genetisch auch ein ebenfalls hell gefärbter, ca. 1 m breiter, steil einfallender Gang (E 5), der den Pikrit schneidet und etwa 170° streicht.

Über dem lagigen Pikrit folgen vier z.T. mehrere Meter mächtige Zonen eines graugefärbten Spilits (Dach-Spilit, Einheit D in Abb. 3b), getrennt durch geringmächtige pikritische Zwischenlagen. Letztere variieren stark in ihrer Mächtigkeit und keilen örtlich aus, so daß die vier Zonen nicht immer eindeutig auseinanderzuhalten sind. Die Grenze zwischen beiden Gesteinstypen ist überaus scharf ausgebildet. Der Dach-Spilit unterscheidet sich makroskopisch von dem Kontakt-Spilit im wesentlichen durch sein auffällig grobes Korn und die hellere Färbung. Die grobkörnigen Zonen lassen sich, ebenso wie die hellgefärbten Lagergänge innerhalb des lagendifferenzierten Pikrits, über 100 m weit verfolgen.

4. Petrographie

Die Abfolge des Intrusivkörpers setzt sich aus alterierten Basalten (Spilit), ultrabasischen Differentiaten (Pikrit) sowie der leukokraten Restphase (Plagioklasit) zusammen (Kap. 3). Der Spilit läßt sich dabei in zwei Typen unterscheiden, einen feinkörnigen der Abschreckungszone (Kontakt-Spilit) und einen grobkörnigen aus dem Dachbereich der Intrusion (Dach-Spilit). Entsprechendes gilt für den Pikrit, der im unteren, überwiegenden Teil der Abfolge homogen entwickelt ist, im hangenden Abschnitt dagegen eine deutliche Lagentextur aufweist. An den verschiedenen Gesteinstypen sind als primäre, magmatisch entstandene Minerale Plagioklas, Olivin, Pyroxen, Amphibol, Biotit, Apatit, Titanit sowie Magnetit beteiligt. Als Folge der Alterationsvorgänge entstanden die Sekundärminerale Serpentin, Chlorit, Albit, Sericit, Prehnit, Analcim, Calcit, Cancrinit, Pumpellyit, Talk, Leukoxen, Titanit und Magnetit.

4.1. Kontakt-Spilit

Bei der Intrusion des Magmas bildete sich am Kontakt zum Nebengestein eine etwa 1,5 m mächtige Abschreckungszone. Diese ist gleichmäßig tief dunkelgrün gefärbt und randlich durch porphyrisches Gefüge sowie geringe Korngröße gekennzeichnet. Unmittelbar am Liegendkontakt blieb die Schmelze infolge der Abschreckung in einer wenige Millimeter dicken Zone vulkanischen Glases erhalten. Es ist nachfolgend in feinschuppigen Chlorit sowie in Leukoxen umgewandelt worden, der dieser Zone eine helle Färbung verleiht (Abb. 4). In dieser Matrix schwimmen, mehr oder weniger parallel zur Kontaktfläche ausgerichtet, vereinzelt winzige Mikrolithe aus albitisiertem Plagioklas.



Abb. 4. Handstück aus dem Liegendkontakt. Unterhalb der Kontaktfläche gefritteter Siltstein, oberhalb Abschreckungszone (Kontakt-Spilit) mit vollständig chloritisierten Olivineinsprenglingen (schwarz). Unmittelbar am Kontakt dünne, durch Leukoxen hellgefärbte ehemals glasige Zone. Maßstab mit cm-Teilung.

Bei den Einsprenglingen handelt es sich im wesentlichen um ehemaligen Olivin, der bis zu 1,5 mm große Kristalle bildet und völlig in Chlorit umgewandelt wurde (Abb. 5a). Sie sind besonders unmittelbar am Kontakt häufig aggregiert. Hinzu kommt untergeordnet ein albitisierter Plagioklas mit bis zu 2 mm langen leistenförmigen Kristallen. Die Grundmasse zeigt einige Zentimeter vom Kontakt entfernt ein intersertales Gefüge, in den Zwickeln des Gerüstes aus albitisiertem Plagioklas befinden sich braune Hornblende, Biotit, Chlorit und Leukoxen. Mit zunehmendem Abstand vom Kontakt geht das porphyrische Gefüge in eine ophitische Verwachsung leistenförmiger albitisierter Plagioklase mit größeren xenomorphen Pyroxenen über (Abb. 5b). Der chloritisierte Olivin befindet sich nun im Zwickelraum. Als weitere Mineralphasen kommen idiomorpher und z.T entmischter Titanomagnetit, Biotit sowie nadelförmiger Apatit hinzu.



Abb. 5. Kontakt-Spilit der Abschreckungszone im Dünnschliff, Bildhöhe 3 mm. a: Ehemals glasige Zone mit porphyrischem Gefüge unmittelbar am Liegendkontakt zum Nebengestein. Chloritisierte Olivineinsprenglinge (hell) eingebettet in eine Matrix aus Chlorit und Leukoxen. b: Kontakt-Spilit, ca. 1,2 m unterhalb des Hangendkontaktes. Großer xenomorpher Pyroxen (grau) ophitisch verwachsen mit Plagioklas (hellgrau), im Zwickelraum wenige chloritisierte Olivine (hell).

54

4.2. Dach-Spilit

Der Dach-Spilit (Abb. 6) verdankt seine graue Farbe zum einen dem deutlich höheren Plagioklasgehalt, der zwischen 51 und 68 Vol.-% variiert, zum anderen der Größe der leistenförmigen, aber auch tafelig entwickelten Kristalle, die bis zu 12 mm erreicht (Abb. 7). Der Plagioklas ist niemals frisch, sondern stets durch kleinste Einlagerungen von Chlorit, Sericit, Pumpellyit und feinverteilten Opakmineralen getrübt. Eine von den Rändern der polysynthetisch verzwillingten Kristalle ausgehende Schachbrettalbitisierung ist verbreitet. Mitunter wurde der Plagioklas mehr oder weniger vollständig durch die Sekundärminerale Prehnit, wasserklarer Albit, Chlorit oder Calcit verdrängt und ist deshalb nicht mehr näher bestimmbar. Die sekundäre Umwandlung geht häufig von den Kristallzentren aus (gefüllte Plagioklase), ein Hinweis auf einen ursprünglichen Zonarbau mit einem Ca-reichen Kern.

Der Plagioklas ist ophitisch mit Augit verwachsen. Letzterer ist mit 10 bis 32 Vol.-% vertreten und weist in seltenen Fällen eine polysynthetische Zwillingslamellierung auf. Die xenomorphen, bis zu 15 mm großen Augite sind im Gegensatz zum Plagioklas erstaunlich frisch geblieben. Lediglich vereinzelt hat eine von den Spaltrissen ausgehende Chloritisierung stattgefunden. Olivin ist nur in der obersten Spilitzone (D 4 in Abb. 3b und 14) mit ca. 2,5 Vol.-% vorhanden gewesen. Die idiomorphen Kristalle sind ausnahms-



Abb. 6. Grobkörniger Dach-Spilit in mehreren Lagen (unregelmäßig grau) unterhalb der Abschreckungszone am Hangendkontakt, getrennt durch pikritischen Spilit (gleichmäßig dunkelgrau). Nordwand des Steinbruches.



Abb. 7. Dach-Spilit im Handstück. Große xenomorphe Pyroxene (dunkelgrau) ophitisch verwachsen mit Plagioklas (hellgrau), Zwickel mit Chlorit gefüllt (schwarz). Maßstab 3 cm.



Abb. 8. Dach-Spilit im Dünnschliff. Skelettförmig entwickelter Titanomagnetitkristall, verwachsen mit Biotit, umgeben von Pyroxen und zersetztem Plagioklas. Bildbreite 3 mm.

Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus

los durch Chlorit verdrängt worden. Auffallend in allen vier Zonen ist der mit bis zu 11 Vol.-% relativ hohe Gehalt an Titanomagnetit. Gleiches gilt für den Anteil an Apatit, der max. 2,5 Vol.-% erreicht und bis zu 2 mm lange Nadeln bildet. Der Titanomagnetit wird zwischen 0,6 und 5 mm groß, wobei mit zunehmender Größe eine Tendenz zu skelettartigem Wachstum besteht (Abb. 8). Die idiomorphen Kristalle sind meist entmischt. Vielfach wurde durch sekundäre Vorgänge die Magnetitkomponente weggeführt, die Titankomponente bieb im Leukoxen zurück. Dadurch werden bereits im Durchlicht die opak gebliebenen Ilmenit-Entmischungslamellen sichtbar, die nach dem Magnetitoktaeder orientiert sind.

Als akzessorische Minerale mit sehr geringen Gehalten kommen Biotit, der meist mit dem Titanomagnetit verwachsen ist, braune sowie grüne Hornblende und sehr wenige kleine Ägirinaugitkristalle hinzu. Der Zwickelraum wird von den Sekundärmineralen Chlorit, wasserklarer Albit, Prehnit und untergeordnet Pumpellyit eingenommen. Klüfte im Gestein sind vielfach mit Prehnit gefüllt.

4.3. Homogener Pikrit

Der (untere) Hauptteil der Intrusion besteht aus einem völlig homogen entwickelten schwarzen und massigen Pikrit. Wichtigste Mineralkomponente ist der Olivin, dessen Gehalt 62 bis 70 Vol.-% beträgt. Die im Dünnschliff farblosen Kristalle sind ausschließlich idiomorph. Sie weisen in der Regel einen gedrungenen, selten einen gestreckten Habitus auf. Die Korngröße schwankt zwischen 1 und 3 mm. Der Olivin ist poikilitisch in Pyroxen, Plagioklas und Amphibol eingewachsen (Abb. 9). Der Forsterit-Gehalt liegt ebenfalls sehr konstant über die gesamte Gesteinseinheit bei 79,3 \pm 0,8 Mol.-% (Tab. 1, a). Der Olivin fällt somit in das Chrysolith-Feld. Die Kristalle sind z.T. weitgehend frisch, z.T. stärker durch Serpentin verdrängt worden, der lokal wiederum durch etwas Talk und Magnetit ersetzt wird.

Pyroxen bildet rundliche xenomorphe Kristalle mit einer Korngröße von 1–7 mm, bei Gehalten von ca. 8 Vol.-%. Es handelt sich um Mg-reiche Salite mit sehr konstanten Ca/Mg/Fe-Verhältnissen (Tab. 1, d).



Abb. 9. Homogener Pikrit im Dünnschliff. Olivin (hell) poikilitisch verwachsen mit Pyroxen (hellgrau) und Amphibol (dunkelgrau). Bildbreite 3 mm.

Bedingt durch Schwankungen im Ti-Gehalt sind die Kristalle häufig zonar gebaut, indem entweder um einen farblosen Kern eine schwach bräunliche Randzone gewachsen ist oder umgekehrt. Mitunter sind undeutliche Sanduhrstrukturen zu erkennen.

Die ausschließlich xenomorphen Amphibole sind im wesentlichen Kaersutite, die durch einen starken Pleochroismus von hellbraun (X) bis dunkel rotbraun (Z) auffallen. Ihr TiO₂-Gehalt beträgt durchschnittlich 5,2 Gew.-‰ (Tab. 1, 1). In geringem Umfang kommt eine grüngefärbte Hornblende hinzu, die um den Kaersutit homoachsial weitergewachsen ist. Sie ist durch einen relativ hohen FeO-Gehalt gekennzeichnet, während MgO niedrig und TiO₂ nur in Spuren enthalten ist (Tab. 1, m). Der Amphibol erreicht insgesamt zwischen 0,6 und 4 Vol.-‰ bei einer Größe von 0,3–2,5 mm.

Plagioklas tritt mit Gehalten bis zu 11 Vol.-% auf. Häufig sind die rundlichen xenomorphen Kristalle im wesentlichen durch Chlorit, Sericit und Prehnit vollständig verdrängt worden. Bei den noch erhalten gebliebenen Relikten handelt es sich um Labradorit (An-Gehalt durchschnittlich 68,8 Mol.-%, Tab. 1, p), der keinerlei Trübung aufweist und polysynthetisch verzwillingt ist.

Biotit, Magnetit und gelegentlich etwas Apatit sind akzessorisch vertreten.

4.4. Lagendifferenzierter Pikrit

Der lagendifferenzierte Pikrit (Abb. 10) unterscheidet sich, abgesehen von den Schichtungsmerkmalen, auch petrographisch von dem homogenen Pikrit im Liegenden. Das Gestein weist einen von unten nach



Abb. 10. Lagendifferenzierter Pikrit aus dem oberen Teil der Abfolge mit plagioklasitischen Lagergängen (E 2 und 3, Bildmitte), südlicher Steinbruch, Nordwand.

58

oben von 6 auf 35 Vol.-% zunehmenden Plagioklasanteil auf und geht somit zum Hangenden der Abfolge hin in einen pikritischen Spilit über. Parallel steigen die Gehalte an Pyroxen von 7 auf 19 Vol.-% und an Biotit von 2,8 auf 6 Vol.-%. Gegenläufig dazu verringert sich der Olivinanteil von 57 auf 22 Vol.-% (Abb. 14).

Für die 0,5 bis 4 mm großen Olivinkristalle läßt sich der Forsterit-Gehalt nur noch in der unteren Hälfte dieser Gesteinseinheit bestimmen und liegt dort im tiefsten Teil bei 79,2 \pm 0,1 Mol.-%, 20 m darüber bei 77,6 \pm 0,6 Mol.-% (Tab. 1, b, c). Im Hangendabschnitt ist der Olivin vollständig durch Serpentin verdrängt worden, der oft unzählige winzige, ebenfalls sekundär gebildete Magnetitoktaeder umschließt. Der Serpentin erfuhr häufig eine nachfolgende Chloritisierung, wodurch die charakteristische Maschenstruktur überwiegend verloren ging (Abb. 11). Der Plagioklas ist im unteren Teil der Abfolge im wesentlichen durch Chlorit völlig verdrängt worden. Im Hangendabschnitt wurde er lediglich albitisiert und mehr oder weniger stark sericitisiert. Die 0,2 bis 1,8 mm großen Kristalle sind hypidiomorph bis idiomorph entwickelt. Beim Pyroxen, der z.T. poikilitisch mit Olivin, z.T. ophitisch mit Plagioklas verwachsen ist, handelt es sich in dieser Einheit um einen Mg- und Ca-reichen, meist zonar gebauten Augit (Tab. 1, e-h). Amphibol und Biotit sind vergleichbar entwickelt wie im homogenen Pikrit und erreichen entsprechende Korngrößen. Gleiches gilt für die akzessorisch vertretenen Primärminerale Magnetit und Apatit.



Abb. 11. Pikritischer Spilit aus dem oberen Teil des lagendifferenzierten Abschnitts der Abfolge im Dünnschliff. Großer xenomorpher Pyroxen (grau), ophitisch verwachsen mit völlig zersetztem Plagioklas (dunkelgrau). Chloritisierte Olivine (hell) z.T. aggregiert. Bildbreite 3 mm.

4.5. Plagioklasit

In den geschichteten Pikrit sind die vier Lagergänge (E 1–4) und der steil einfallende Gang (E 5) intrudiert (Abb. 3), die nahezu weiß gefärbt sind (Abb. 10). Diese auffallend helle Farbe wird durch den hohen Plagioklasanteil bedingt, wobei die Gehalte von Lagergang E 1 zu E 4 von 55 auf 87 Vol.-% ansteigen (Abb. 14). Aufgrund der Zusammensetzung ist dieser Gesteinstyp als Plagioklasit zu bezeichnen (LE MAI-TRE 1989). Als gemeinsames Merkmal hat sich bei allen leukokraten Intrusionen an der Kontaktfläche eine feinkörnigere Abschreckungszone gebildet. Im pikritischen Nebengestein entstand seinerseits ein Reaktionssaum, in dem unter anderem die Pyroxene unterschiedlich stark durch Biotit verdrängt wurden. Das Gefüge ist in den Lagergängen überwiegend intergranular. Lediglich Lagergang E 1 (Abb. 14) weist in Kontaktnähe eine ophitische Verwachsung des Pyroxen mit dem dort überwiegend leistenförmig entwickelten und mehr oder weniger parallel zum Kontakt eingeregelten Plagioklas auf. Der den lagendifferenzierten Pikrit schneidende plagioklasitische Gang E 5 ist durch mehrere Zentimeter große Pyroxene gekennzeichnet, die mit Plagioklas ophitisch verwachsen sind (Abb. 12a).

Der Plagioklas hat überwiegend einen tafeligen Habitus. Die zwischen 1 und 18 mm großen Kristalle sind stets stark getrübt und häufig zusätzlich, z.T. auch vollständig durch Prehnit, Analcim sowie untergeordnet durch Chlorit verdrängt worden und dann nicht mehr näher bestimmbar. Ist eine polysynthetische Zwillingslamellierung noch erkennbar, dann ist diese sehr engständig, ein Indiz für einen primär schon relativ niedrigen Ca-Gehalt der sekundär albitisierten Plagioklase.

Die Gehalte an Pyroxen schwanken zwischen 2 und 19 Vol.-%. Es handelt sich im wesentlichen um Augit, der durch die Aufnahme von Natrium häufig homoaxial als Ägirinaugit weitergewachsen ist (Tab. 1, i, j). Hinzu kommen akzessorisch eigenständige Ägirinaugitkristalle (Tab. 1, k), die durch ihre flaschengrüne Eigenfarbe sowie durch den deutlichen Pleochroismus auffallen. Die Pyroxene sind bei intergranularem Gefüge idiomorph bis hypidiomorph entwickelt und bilden überwiegend 0,5 bis 15 mm lange Prismen, bei ophitischer Verwachsung sind sie bis zu 25 mm groß und xenomorph. Sie werden gelegentlich randlich durch Kaersutit verdrängt.

Ein wichtiges Merkmal der Plagioklasite ist der zum Teil sehr hohe Gehalt an wasserhaltigen mafischen Mineralen. Die idiomorphen, überwiegend prismatischen Kaersutite werden besonders in dem relativ grobkörnigen Lagergang E 2 (Abb. 3b) bis zu 8 mm lang. Sie weisen generell einen auffallenden Pleochroismus auf, der TiO₂-Gehalt beträgt über 6 Gew.-% (Tab. 1, n). Die Kristalle werden lokal unterschiedlich stark durch Chlorit und Titanit verdrängt. Innerhalb des Lagergangs E 2 ist ein weiterer (E 3) intrudiert, dessen Position und Dicke stark variiert. Bei relativ geringer Korngröße grenzt er mit einer noch feinkörnigeren und besonders kaersutitreichen Abschreckungszone an das gröbere umgebende Gestein (Abb. 12 b). Kennzeichnend ist der hohe Anteil an Kaersutit mit Maximalgehalten bis zu 28 Vol.-%, wobei dieses lediglich für die aufgrund der schüsselförmigen Verbiegung etwas höher gelegenen Randpartien des Lagergangs zutrifft (vgl. Kap. 3).

Biotit erreicht mit nahezu 8 Vol.-% im Lagergang E 4 seinen Maximalgehalt innerhalb der gesamten Abfolge. Die stark pleochroitischen Kristalle sind aufgrund des hohen TiO_2 -Gehaltes (durchschnittlich 6,5 Gew.-%, Tab. 1, o) auffallend braunrot gefärbt und häufig idiomorph (Abb. 13). Die Gehalte an Apatit und Magnetit, wobei letzterer z.T. als Skelettkristall entwickelt ist, sind mit maximal 2 bzw. 5 Vol.-% ebenfalls relativ hoch. Der Zwickelraum wird von wasserklarem Albit, Chlorit, Cancrinit, Prehnit und/oder Analcim eingenommen. Letzterer ist auch als Kluftfüllung vertreten.

5. Differentiationsvorgänge

Die Gesteinsabfolge des Intrusivkörpers ist aus einer basaltischen (tholeiitischen) Schmelze hervorgegangen. Eine entscheidende Rolle bei der Entstehung der unterschiedlichen Gesteinstypen spielten Differentiationsvorgänge, die zum einen in einem tiefergelegenen Magmenreservoir, zum anderen innerhalb der bei Oberdieten angeschnittenen Magmenkammer abliefen.

5.1. Petrographische Entwicklung

Die ursprüngliche, basaltische Zusammensetzung der Schmelze, aus der die Gesteinsabfolge entstand, ist in der ca. 1,5 m mächtigen Abschreckungszone (Kontakt-Spilit) am Liegend- und am Hangendkontakt der Intrusion zum Nebengestein dokumentiert. Nur dort kristallisierte



Abb. 12. Plagioklasitische Intrusionen im Handstück, zur Position vergleiche Abb. 3b u. 14. a: Ausschnitt aus dem plagioklasitischen Gang mit großen xenomorphen Pyroxenen (schwarz), ophitisch verwachsen mit leistenförmigem Plagioklas (weiß). b: Handstück aus dem Kontakt zwischen Lagergang E 2 und E 3 mit großen prismatischen Pyroxenen und Amphibolen (schwarz) sowie Plagioklas (weiß) in Lagergang E 2. Relativ feinkörniger Nachschub (Lagergang E 3) mit hohem Anteil an nadelig entwickeltem Amphibol. Im

Grenzbereich feinkörnige Abschreckungszone sowie Reaktionssaum erkennbar. Maßstab 2 cm.



Abb. 13. Plagioklasitische Intrusion (Lagergang E 4) im Dünnschliff mit idiomorphem Biotit (dunkelgrau) intergranular verwachsen mit Plagioklas (grau). Zwickel gefüllt mit Analcim (weiß). Bildbreite 3 mm.

das Magma so rasch, daß es nicht von Differentiationsvorgängen betroffen wurde, die unmittelbar nach der Platznahme einsetzten. Die sehr schnelle Abkühlung wird besonders am Liegendkontakt deutlich, an dem die Schmelze in einer dünnen Zone vulkanischen Glases erhalten blieb (Kap. 4.1). Der tholeiitische Basalt ist zu einem Spilit alteriert worden. Er entspricht in seiner petrographischen Entwicklung den Spiliten, wie sie im übrigen Lahn–Dill-Gebiet anzutreffen sind.

Der homogene Pikrit, der mit über 200 m die Hauptmasse der Abfolge einnimmt, ist als ultrabasisches Differentiat von einer solchen tholeiitischen Schmelze abzuleiten. Die Gesteinseinheit ist nahezu völlig einheitlich aufgebaut, obwohl sie eine beträchtliche Mächtigkeit aufweist. Dies gilt nicht nur für die modale Verteilung der Gemengteile, sondern auch für die Zusammensetzung der einzelnen Mineralphasen. So bleibt der Chemismus des Mg-reichen Olivins ebenso wie der des Pyroxens über den gesamten Gesteinskörper weitgehend konstant.

Der im Hangenden folgende Pikrit ist im Gegensatz hierzu deutlich differenziert. Dies äußert sich in erster Linie in dem auffallenden Lagenbau, der durch Gradierung verursacht wird. Sie ist im wesentlichen durch eine Korngrößensortierung besonders des Olivinanteils bedingt, wobei der Sortierungsgrad relativ schlecht ist. Hinzu kommt eine Trennung nach einzelnen Mineralphasen. So sind Pyroxen, Amphibol und Plagioklas in den oberen Bereichen der einzelnen Lagen angereichert. Nicht nur die einzelnen Lagen, sondern die gesamte etwa 40 m mächtige Abfolge ist in sich differenziert, erkennbar an der modalen Verteilung der Minerale (Abb. 14). Hiernach nimmt der Plagioklasanteil von unten nach oben stetig zu (Kap. 4.4). Gleiches gilt für Pyroxen und Biotit, während sich Olivin gegenläufig verhält. Der Eisengehalt des Olivins und des meist zonar gebauten Pyroxens steigt zum Hangenden hin leicht an.

Der Dach-Spilit unterscheidet sich nicht nur aufgrund seiner Grobkörnigkeit vom Kontakt-Spilit der Abschreckungszone (Abb. 14), sondern auch durch einen erhöhten Plagioklasanteil, der einen höheren Differentiationsgrad kennzeichnet. Pyroxen und Magnetit sind ebenfalls angereichert, Olivin dagegen ist deutlich abgereichert oder fehlt völlig.

Während sich die beschriebenen Spilittypen relativ ähnlich sind, ist in den Lagergängen und dem steil einfallenden Gang plagioklasitischer Zusammensetzung innerhalb des lagendifferenzierten Pikrits ein völlig anderer Gesteinstyp aufgeschlossen. Charakteristisch ist der überwiegend sehr hohe Feldspatanteil, der ebenso wie der erhöhte Alkalipyroxen- und Apatitgehalt einen weit fortgeschrittenen Differentiationsgrad anzeigt. In die gleiche Richtung deutet der unterschiedlich hohe Anteil an wasserhaltigen mafischen Mineralen wie Amphibol und Biotit. Insbesondere anhand dieser Mineralphasen werden gravierende Unterschiede zwischen den einzelnen Lagergängen und auch dem steil einfallenden Gang deutlich (Abb. 14). So tritt in den Lagergängen E 1 und E 2 wenig Amphibol und kaum Biotit, dafür relativ viel Pyroxen auf. Im Gegensatz hierzu weist Lagergang E 3 einen sehr hohen Amphibolgehalt auf, Pyroxen und Biotit sind nur in geringem Umfang vertreten. Lagergang E 4 ist durch einen hohen Biotitanteil gekennzeichnet, während Pyroxen und Amphibol keine Rolle spielen. Der Gehalt an Plagioklas und Alkalipyroxen steigt von Lagergang E 1 im Hangenden nach unten zu Lagergang E 4 stetig an, wodurch der zunehmende Differentiationsgrad unterstrichen wird. Aber auch innerhalb der einzelnen Lagergänge ist eine Änderung der Zusammensetzung zu beobachten, indem bei Lagergang E 3 der Anteil an Amphibol lateral zu den schüsselförmig nach oben gebogenen Rändern stark zunimmt (vgl. Kap. 3).

5.2. Geochemische Entwicklung

Differentiationsprozesse, wie sie in der petrographischen Entwicklung der verschiedenen Gesteinstypen der Intrusion deutlich werden, lassen sich auch anhand der Elementverteilung innerhalb der Gesteinsabfolge nachweisen (z.B. HENDERSON 1984, SCHARBERT 1984). Die Ausgangsschmelze entspricht in ihrer Zusammensetzung Intraplatten-Tholeiiten (Abb. 15). Die ultrabasischen Pikrite zeigen im Vergleich hierzu erwartungsgemäß eine starke Anreicherung der an die Frühkristallisate gebundenen Elemente Cr, Ni und Mg (Abb. 16; Tab. 2). Gegenläufig dazu verhalten sich die inkompatiblen Elemente wie z.B. Y, Zr, Nb, Hf, Th, U sowie die Seltenen Erden, die nur in sehr niedrigen Gehalten vertreten sind (Abb. 17a; Tab. 3). Dies gilt uneingeschränkt jedoch nur für den mächtigen, homogen entwickelten Pikrit im unteren Teil der Abfolge (vgl. Abb. 3). In dem lagendifferenzierten Pikrit dagegen nehmen die Gehalte an den Elementen Cr, Ni und Mg vom Liegenden zum Hangenden ab, die inkompatiblen Elemente leicht zu.

Der Dach-Spilit ist in bezug auf die oben genannten inkompatiblen Elemente mit der Ausgangsschmelze (Kontakt-Spilit) vergleichbar, wobei ihr Gehalt innerhalb der einzelnen Lagen nach oben ansteigt. Entgegengesetzt verhalten sich Cr, Ni und Mg, die generell in diesem Gesteinstyp nur in geringen Anteilen vertreten sind.



Abb. 14. Modale Verteilung und Korngrößenentwicklung der magmatischen Primärminerale im Intrusivkörper von Oberdieten im Querprofil. A: Kontakt-Spilit, B: Homogener Pikrit, C: Lagendifferenzierter Pikrit, D: Dach-Spilit, E: Plagioklasit.

Die plagioklasitischen Intrusionen innerhalb der lagendifferenzierten pikritischen Abfolge sind durch eine stärker fortgeschrittene Fraktionierung gekennzeichnet. Cr, Ni und Mg sind im Vergleich zur Ausgangsschmelze verarmt, die inkompatiblen Elemente Y, Zr, Nb, Hf, Th, U sowie die Seltenen Erden deutlich angereichert (Abb. 16 u. 17b; Tab. 2 u. 3). Lagergang E 2 und E 3 (Abb. 3b) zeigen aufgrund ihrer etwas größeren Mächtigkeit zusätzlich eine interne Differentiation. Der relativ feinkörnige kaersutitreiche Nachschub (Lagergang E 3) unterscheidet sich insbesondere durch den höheren Gehalt an Seltenen Erden (Abb. 17b).



Abb. 15. Der Kontakt-Spilit des Intrusivkörpers von Oberdieten im Nb-Zr-Y-Diagramm von MESCHEDE (1986). AI: Intraplatten-Alkalibasalte, AII+C: Intraplatten-Tholeiite, B: "plume-type" MOR-Basalte, D: "normal-type" MOR-Basalte, C+D: Basalte der Inselbögen.



Abb. 16. Verteilung der Spurenelemente im Intrusivkörper von Oberdieten. Homogener Pikrit = Punkte, lagendifferenzierter Pikrit = Kreise, Kontakt-Spilit = Quadrat, Dach-Spilit = Dreiecke, Plagioklasit = Sterne.



Abb. 17. Verteilung der chondritnormierten Seltenen Erden im Intrusivkörper von Oberdieten. a: Lagendifferenzierter Pikrit (dünne Linie), Kontakt-Spilit (dicke Linie), Dach-Spilit (unterbrochene Linie). b: Kontakt-Spilit (dicke Linie), Plagioklasit (Lagergang E 2, gestrichelt und E 3 punktiert). Normierung nach HASKIN et al. (1968).

6. Interpretation

Die Intrusion bildet einen rundlichen Körper, dessen Dachbereich schüsselförmig eingesunken ist. Letzteres ist für zahlreiche Großintrusionen (Lopolithe) kennzeichnend (z.B. Bushveld-Pluton, Skaergaard-Intrusion, Great Dyke). Die konkave Verbiegung der ursprünglich konvexen Oberfläche ist die Folge der Kontraktion der Schmelze, die, bedingt durch die Abkühlung und Auskristallisation, im Bereich der größten Mächtigkeit im Zentrum der Intrusion ihre stärksten Auswirkungen hatte. Weiterhin bildete die Intrusion im Nebengestein einen mehrere Meter mächtigen Kontakthof aus. Das läßt auf eine große Wärmekapazität schließen, bedingt durch hohe Temperatur sowie ein beträchtliches Volumen der Schmelze.

Innerhalb des Magmenkörpers entstand am Kontakt aufgrund der raschen Abkühlung eine dichte bis feinkörnige Abschreckungszone mit porphyrischem Gefüge. Am Liegendkontakt bildete sich sogar vulkanisches Glas. Bedingt durch die schnelle Kristallisation konnten dort keine Wechselwirkungen mit der Schmelze mehr stattfinden, so daß deren ursprüngliche, tholeiitische Zusammensetzung in diesem Bereich dokumentiert ist. Die intratellurischen Einsprenglinge geben darüber hinaus Auskunft über die Menge, Größe und über die Zusammensetzung der während der Intrusion bereits in der Schmelze vorhandenen Mineralphasen. Die Kristalle waren relativ klein und nicht sehr zahlreich. Es handelte sich um Olivin und untergeordnet um Plagioklas. Pyroxeneinsprenglinge sind nicht vertreten. Die Schmelze muß somit vor der Kristallisation des Pyroxens intrudiert sein. Die Abscheidung des pikritischen Bodensatzes, der einen merklichen Pyroxenanteil aufweist, hatte demnach zu diesem Zeitpunkt noch nicht begonnen.

Der Pikrit des größeren, tieferen Teils des Intrusivkörpers ist völlig homogen. Diese Homogenität, die sowohl mineralogisch-petrographisch als auch geochemisch erkennbar ist, deutet auf sehr lang anhaltende konstante Temperatur- und Druckverhältnisse hin. Sie waren nur in einem tiefergelegenen, vermutlich subkrustalen und sehr großräumigen Magmenreservoir gegeben. Beim Aufstieg des dort durch gravitative Differentiation entstandenen Kristallbreis, im wesentlichen Olivin und Pyroxen, fand eine Durchbewegung und Durchmischung statt. Lagentextur fehlt deshalb. Der ultrabasische Kristallbrei intrudierte in die mit einer tholeiitischen Schmelze gefüllte subvulkanische Magmenkammer und breitete sich an deren Basis als massiger homogener Pikrit aus.

Der im Hangenden folgende, lagendifferenzierte Pikrit ist im Gegensatz dazu in situ, d.h. innerhalb der subvulkanischen Magmenkammer entstanden. Die Veränderung der Mineralzusammensetzung vom Liegenden zum Hangenden, die sich in einer Zunahme von Plagioklas, Pyroxen und Biotit bei gleichzeitiger Verringerung des Olivinanteils äußert, deutet auf Differentiationsprozesse in der tholeiitischen Schmelze hin, die durch Temperatur- und Druckschwankungen beeinflußt wurden. Auch die Änderung der Magmenzusammensetzung durch das Nachströmen von Schmelze aus der Tiefe dürfte hierbei eine Rolle gespielt haben. Der rhythmische Lagenbau ist die Folge von Konvektionsvorgängen innerhalb des Magmas, wie sie aus zahlreichen lagig differenzierten Plutonen beschrieben werden (IRVINE 1987). Dabei stieg im Zentrum des Schmelzkörpers Magma aufgrund der dort etwas höheren Temperatur nach oben und kühlte im Dachbereich der Magmenkammer ab. Hierdurch kam es vermehrt zur Auskristallisation. Die etwas kühlere, kristallreichere und somit schwerere Schmelze sank an den Randbereichen der Kammer ab. Dort lagerten sich die Kristalle an den Wandungen vermehrt ab. Diese Kumulate kamen immer wieder ins Rutschen und wurden durch Suspensionsströme auf dem Boden der Magmenkammer verteilt. Die Entstehung der gradierten Abfolge innerhalb des Intrusivkörpers kann auf diese Weise erklärt werden.

Die Kristallisation in der Magmenkammer schritt vom Kontakt aus nach innen fort. Dabei bildete sich im Dachbereich der Intrusion ein relativ grobkörniger Basalt, der im Vergleich zu dem der Abschreckungszone einen etwas höheren Plagioklasanteil aufweist, sonst aber mit diesem vergleichbar ist. Der erhöhte Plagioklasanteil zeigt ein abweichendes Kristallisationsverhalten an. Dieses ist auf eine Beeinflussung durch die aus der Schmelze nach oben aufsteigende fluide Phase zurückzuführen, die unter anderem durch Verringerung der Viskosität des Magmas sowie Erniedrigung der Erstarrungstemperatur das Größenwachstum der Kristalle förderte. Das dort beobachtete Skelettwachstum des Titanomagnetits deutet zudem auf eine starke Unterkühlung und Übersättigung der Schmelze (KLEBER 1977). Die Grenze zum unterlagernden und zwischengeschalteten pikritischen Spilit ist nicht kontinuierlich, sondern sehr scharf ausgebildet. Das läßt darauf schließen, daß der Dach-Spilit nicht aus diesem Gestein durch differentielle Prozesse hervorgegangen ist.

Die intrusive Entstehung der plagioklasitischen Lagergänge und des Ganges E 5 ist durch die Ausbildung feinkörnigerer Abschreckungszonen in ihren Randbereichen und durch das Vorhandensein von Reaktionssäumen im pikritischen Nebengestein belegt. Dieses läßt auf eine deutlich höhere Temperatur der intrudierenden Schmelze gegenüber dem zu diesem Zeitpunkt bereits vollständig auskristallisierten pikritischen Gestein schließen. Bedingt durch den bei der Kristallisation entstandenen Volumenverlust waren die entsprechenden Wegsamkeiten in Form von Kontraktionsklüften vorhanden. Das Verzweigen, rechtwinklige Abknicken und Verspringen der Lagergänge zeichnet den Verlauf dieser Kontraktionsklüfte nach.

Die leukokraten Intrusiva sind ausschließlich auf die lagendifferenzierte pikritische Abfolge im Hangendabschnitt der Intrusion beschränkt. Ihre Entstehung in der subvulkanischen Magmenkammer kann auf eine Auspressung aus dem unterlagernden ultrabasischen Kristallbrei (filter pressing) zurückgeführt werden (PROPACH 1976, WAGER et al. 1960). Die dazu erforderliche große Mächtigkeit war in dem homogenen Pikrit gegeben. Einer Herkunft aus dem tiefergelegenen Magmenreservoir widerspricht das Fehlen plagioklasitischer Intrusionen in dem mächtigen unteren Teil des Vorkommens sowie im Nebengestein. Außerdem müßte in diesem Fall mit unwahrscheinlich langen Aufstiegswegen gerechnet werden.

Die Altersfolge der einzelnen Lagergänge ergibt sich aus dem Fortschreiten der Abkühlungsfront vom Hangendkontakt der Magmenkammer nach unten. Hierbei bildeten sich durch Kontraktion nacheinander Lagerklüfte, die in der Reihenfolge ihrer Entstehung von oben nach unten mit der ausgepreßten plagioklasitischen Schmelze gefüllt wurden. In den Lagergang E 2 (Abb. 3b) ist nach dessen Auskristallisation nochmals ein Nachschub intrudiert (Lagergang E 3). Aus der petrographischen und geochemischen Zusammensetzung der Lagergänge, die vom Hangenden zum Liegenden eine zunehmende Fraktionierung aufweisen, wird deutlich, daß in den oben beschriebenen Prozeß des "filter pressing" im Laufe der Zeit immer höher differenzierte Schmelzen einbezogen wurden.

Betrachtet man die geochemische Entwicklung der unterschiedlichen Gesteinstypen des Intrusivkörpers, so bilden diese eine sehr kontinuierliche Differentiationsreihe ohne nennenswerten Hiatus (Abb. 16). Die Kurven der chondritnormierten Seltenen Erden zeigen ebenfalls einen sehr einheitlichen Verlauf und sind lediglich bei zunehmendem Differentiationsgrad parallel nach oben verschoben (Abb. 17). Dieses läßt auf eine gemeinsame Ausgangsschmelze schließen, aus der durch Fraktionierungsprozesse die einzelnen Gesteinstypen hervorgegangen sind.

7. Genetisches Modell

Der Intrusivkörper wird als Magmenkammer in subvulkanischem Niveau interpretiert, die nicht mehr als 150–200 m unter dem Meeresboden in den marinen Sedimenten gelegen hat. Er zeigt viele Gemeinsamkeiten zu lagig differenzierten Plutonen, von denen ein Teil ebenfalls als Magmenkammer angesehen wird, allerdings in tiefergelegenen Krustenstockwerken (SØRENSEN & LARSEN 1987, WILSON et al. 1987). Die sich in dem Intrusivkörper abspielenden Vorgänge standen in engem Zusammenhang mit dem Aufbau eines mächtigen submarinen Vulkangebäudes, wie sie für die Givet/Adorf-Phase des Lahn–Dill-Gebietes typisch sind. Zugehörige zentralere Bereiche des Vulkanbaus sind bereits der Erosion zum Opfer gefallen, möglicherweise noch vorhandene Außenbereiche (Distalfazies) in der weiteren Umgebung nicht sicher zuzuordnen.

Aus der Interpretation der Gesteinsabfolgen (Kap. 6) läßt sich folgendes genetisches Modell für das Vorkommen von Oberdieten entwickeln:

1. Eine aus dem Oberen Mantel aufsteigende tholeiitische Schmelze bildete in der Tiefe ein großes Magmenreservoir und, bei weiterem Aufstieg, eine kleinere Magmenkammer in subvulkanischem Niveau innerhalb der Styliolinenschiefer des Givets. Der Meeresboden wurde dabei so stark angehoben, daß die hangenden, nur schwach verfestigten Sedimente ins Rutschen gerieten (Abb. 18a). Die dadurch bedingte Druckentlastung im Dachbereich erleichterte den weiteren Aufstieg des Magmas, dessen Kristallisationsgrad zu diesem Zeitpunkt noch sehr gering war (nur wenige intratellurische Olivin- und Plagioklaskristalle). Es kam zu ersten vulkanischen Aktivitäten am Meeresboden.

2. Der größte Teil der im Oberen Erdmantel mobilisierten Schmelze verblieb in dem vermutlich subkrustalen Magmenreservoir. In diesem bildete sich inzwischen durch gravitative Differentiation ein pikritischer Bodensatz, an dem bei fortschreitendem Kristallisationsstadium neben Olivin ebenfalls Pyroxen beteiligt war. In einem weiteren Magmenschub aus der Tiefe kam auch der pikritische Bodensatz (oder ein Teil davon) in Bewegung. Der ultrabasische Kristallbrei wurde dabei homogenisiert und bis zur subvulkanischen Magmenkammer hochgebracht (Abb. 18a). Er füllte diese in einer Mächtigkeit von über 200 m auf (homogener Pikrit). Vermutlich waren hiermit weitere submarine Eruptionen verbunden. Bei der Füllung der Magmenkammer wölbte sich der Meeresboden erneut auf. Hierbei kamen um das Förderzentrum angesammelte Pyroklastite ins Rutschen und wurden als Turbidite im Distalbereich abgelagert. Hierzu könnten die z.B. NW Frechenhausen aufgeschlossenen Pyroklastite gehören (Bl. 5116 Eibelshausen, R 34 60 24, H 56 30 80).

3. Die nächste Füllung aus der Tiefe verweilte länger in der subvulkanischen Magmenkammer, so daß in zunehmendem Maße Kristalle aus der Schmelze abgeschieden werden konnten. Es entstanden Konvektionsströme (IRVINE 1987), die zu einem rhythmischen Lagenbau in dem sich bildenden pikritischen Bodensatz (lagendifferenzierter Pikrit) führten (Abb. 18b). Parallel dazu kristallisierte eine grobkörnige basaltische Lage (Dach-Spilit) unter der bereits vorhandenen Abschreckungszone im Hangenden, wobei das grobe Korn aus der Beeinflussung durch die aus der Schmelze aufsteigenden Fluide resultierte. Bei erneuter vulkanischer Aktivität wurde die Schmelze zwischen Bodensatz und Toplage entleert. Diese Vorgänge wiederholten sich noch mindestens dreimal.

4. Mit dem letztmaligen Leeren der subvulkanischen Magmenkammer war vermutlich der Nachschub aus der Tiefe versiegt. Die vulkanischen Aktivitäten am Meeresboden kamen zur Ruhe. In der Magmenkammer schritt nunmehr die Auskühlung voran. Im Zusammenhang damit rissen Schrumpfungsklüfte auf, vorzugsweise parallel und senkrecht zur Abkühlungs-



Abb. 18. Genetisches Modell des Intrusivkörpers von Oberdieten.

front, die neue Wegsamkeiten schufen. Sie erleichterten das Auspressen und Sammeln des intergranularen Schmelzfilms innerhalb des homogenen Pikrits (filter pressing). Aufgrund der leukokraten, plagioklasitischen Zusammensetzung war dieser noch bei Temperaturen mobil, bei denen die basischen und ultrabasischen Gesteine bereits erstarrt waren. So entstanden nacheinander mit zunehmender Differenzierung die plagioklasitischen Lagergänge sowie der Gang E 5 als Füllung einer der Zufuhrspalten (Abb. 18c).

Damit war die magmatische Entwicklung in der subvulkanischen Magmenkammer endgültig abgeschlossen. Es folgten nur noch die postmagmatischen Alterationsvorgänge, die bereits im Zuge der Diagenese zu einer Spilitisierung der basaltischen Gesteine führten.

Danksagung: Die Untersuchungen wurden ermöglicht durch das freundliche Entgegenkommen der Westerwälder Hartsteinwerke AG, Linz. Wir danken besonders den Herren KULNIK und KRÄMER für ihre verständnisvolle Hilfsbereitschaft.

Herr Dr. NÖLTNER (Karlsruhe) analysierte die Seltenen Erden.

Herr SUSIC führte die Mikrosondenmessungen durch. Herr BRENNER gab manchen Zeichnungen den letzten Schliff. An der Diskussion unserer Deutung beteiligten sich die Kollegen Dr. BLUM, Dr. EHREN-BERG, Dr. HENTSCHEL und Prof. MEISL (alle Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden). Die Untersuchungen haben weiterhin von der Förderung durch das DFG-Projekt Ho 1200/1-1 profitiert. Allen Genannten sei auch an dieser Stelle gedankt.
Tab.1. Mikrosonden-Analysen verschiedener Mineralphasen aus dem Intrusivkörper von Oberdieten: Olivin, berechnet auf der Basis von 4 O: (a)
homogener Pikrit bei Profilmeter 235, 223 und 200; (b) lagendifferenzierter Pikrit bei Profilmeter 42; (c) bei 31,5 m. Pyroxen, berechnet auf der Basis
von 6 O: (d) homogener Pikrit bei Profilmeter 223; (e-g) lagendifferenzierter Pikrit bei Profilmeter 15 (e = Kristallzentrum, f = Kristallrand, g = Mittel
aus 21 Analysen); (h) bei Profilmeter 8; (i-k) plagioklasitischer Lagergang E 3 (i = Kristallzentrum, j = Kristallrand, k = eigenständiger Ägirinaugit-
kristall). Amphibol, berechnet auf der Basis von 23 O und 1 H2O: (l) homogener Pikrit bei Profilmeter 235, (m) bei 223 m; (n) plagioklasitischer
Lagergang E 3. Biotit, berechnet auf der Basis von 11 O und 1 H ₂ O: (o) plagioklasitischer Lagergang E 3. Plagioklas, berechnet auf der Basis von
8 O: (p) homogener Pikrit bei Profilmeter 235. Lage der Proben siehe Abb. 14. Analysen: Hessisches Landesamt für Bodenforschung

Probe	1-3	4	5	2	13	13	13	15	9	9	9	1	2	9	9	1
Analysen- zahl	73	16	16	16	2	6	21	19	1	1	3	10	4	3	4	9
	а	b	с	d	e	f	g	h	i	j	k	1	m	n	0	р
SiO ₂	37,96	37,63	37,64	49,76	49,99	49,04	49,71	50,09	49,92	49,69	50,48	42,72	38,69	39,36	35,80	48,80
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	1,36	0,79	1,27	1,04	1,53	1,51	0,99	1,20	5,19	0,11	6,23	6,49	0,07
Al2O3	0,03	0,03	0,02	4,19	2,39	4,26	3,44	2,84	3,04	1,90	0,96	10,06	15,33	11,84	12,57	29,93
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,03	0,66	0,50	0,66	0,62	0,03	0,11	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04
FeO	19.34	19,65	21,08	6,26	6,47	6,67	6,55	8,18	6,47	12,40	13,73	9,33	25,83	12,61	16,92	0,66
MnO	0.29	0,30	0,33	0,11	0,20	0,32	0,21	0,18	0,06	0,22	0,35	0,12	0,59	0,17	0,10	0,02
MgO	42.17	42.56	41.57	15.09	17.52	16.17	16.61	15.63	15.78	11.07	10.71	15.51	3.82	13,45	14,50	0.03
CaO	0.26	0.28	0.26	21,68	21,20	21,43	21,61	21,49	22,42	21,16	18,51	11,11	11,51	11,39	0.03	14,32
NapO	0.02	0.03	0.01	0.51	0.35	0.47	0.44	0.53	0.60	1.98	3.87	3.57	3.34	3.32	1.28	3.53
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	0.18	0.56	7.93	0.09
H ₂ O	0,01	0,01	.,	.,	.,	.,	.,	-,	.,	.,		2,06	1,93	2,03	3,97	.,
Summe	100,13	100,56	100,97	99,64	99,41	100,30	100,24	100,50	99,91	99,42	99,84	100,32	101,35	100,99	99,61	97,49
Si	0.9756	0.9657	0.9679	1,8506	1,8659	1,8197	1.8433	1,8621	1.8579	1,9124	1,9438	6.2241	6,0065	5,8187	2,7009	2,2924
Ti	0.0005	0.0004	0.0003	0.0381	0.0220	0.0353	0.0290	0.0429	0.0423	0.0287	0.0347	0.5686	0.0129	0.6924	0.3683	0.0024
Al	0.0010	0.0010	0.0007	0.1837	0.1051	0.1865	0.1504	0.1246	0.1332	0.0861	0.0436	1.7272	2.8039	2.0632	1,1173	1,6571
Cr	0.0006	0.0007	0.0005	0.0194	0.0148	0.0194	0.0181	0.0010	0.0034	0.0003	0.0008	0.0041	0.0019	0.0035	0.0014	0.0013
Fe	0.4157	0.4218	0.4533	0.1948	0.2019	0.2069	0.2033	0.2542	0.2013	0.3989	0.4421	1,1371	3,3534	1.5592	1.0677	0.0233
Mn	0.0063	0.0065	0.0071	0.0035	0.0064	0.0101	0.0065	0.0056	0.0018	0.0073	0.0114	0.0149	0.0772	0.0214	0.0066	0,0007
Mg	1.6153	1,6280	1.5935	0.8366	0.9749	0.8943	0.9178	0.8662	0.8756	0.6351	0.6146	3,3690	0.8849	2,9640	1,6308	0.0024
Ca	0.0072	0.0077	0.0073	0.8640	0.8479	0.8522	0.8588	0.8561	0.8940	0.8725	0.7635	1.7338	1.9150	1 8035	0.0022	0.7206
Na	0.0008	0.0017	0.0004	0.0365	0.0256	0.0340	0.0315	0.0380	0.0434	0.1480	0 2889	1.0097	1.0051	0.9516	0.1874	0 3217
K	0,0003	0.0004	0,0002	0.0010	0.0001	0.0003	0.0003	0.0002	0,0000	0.0002	0,0000	0.1133	0.0359	0,1051	0,7637	0.0055
H	0,0005	0,0001	0,0001	0,0010	0,0001	0,0000	0,0005	0,0002	0,0000	0,0002	0,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	0,0000
Summe	3,0233	3,0339	3,0312	4,0282	4,0646	4,0587	4,0590	4,0509	4,0529	4,0895	4,1434	17,9018	18,0967	17,9826	9,8463	5,0274
Fo	79,29	79,17	77,58													
Fa	20,71	20,83	22,42													
Wo				45,50	41,75	43,40	43,24	43,19	45,32	45,58	41,69					
En				44,06	48,00	45,55	46,20	43,70	44,39	33,19	33,55					
Fs				10,44	10,25	11,05	10,56	13,11	10,29	21,23	24,76					
Ab																30,70
Or																0,52
An																68,78

73

Probe	2	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	38,66	53,98	39,22	49,55	55,17	55,08	54,48	50,56
TiO ₂	0,66	1,18	0,77	2,45	1,89	1,93	1,90	1,80
Al ₂ O ₃	6,18	17,34	6,47	15,80	15,60	16,46	16,01	15,62
Fe ₂ O ₃	15,43	4,03	15,66	7,40	6,36	5,99	5,88	5,81
MnO	0,21	0,06	0,21	0,12	0,12	0,11	0,10	0,09
MgO	25,53	1,93	23,28	4,37	3,40	3,36	3,31	3,51
CaO	3,53	3,90	4,65	6,05	4,66	5,97	5,91	15,26
Na ₂ O	0,30	9,55	0,42	6,65	7,14	6,76	6,76	3,72
K ₂ O	0,26	0,64	0,32	0,33	0,30	0,07	0,07	0,03
P ₂ O ₅	0,07	0,29	0,07	0,41	0,45	0,45	0,44	0,53
V	100	125	96	161	136	173	90	172
Cr	1163	12	1104	65	44	53	56	22
Co		9	98	18	16	16	16	19
Ni	1096	6	882	56	22	31	27	19
Rb	11	38	15	12	12	7	6	4
Sr	29	144	61	155	295	344	289	262
Y	8	40	8	35	38	49	38	44
Zr	36	341	48	226	262	305	346	278
Nb	3	47	4	39	34	47	47	33
Ba	13	231	39	1005	112	98	85	77

Tab. 2. Haupt- und Spurenelementgehalte der verschiedenen Gesteinstypen des Intrusivkörpers von Oberdieten. Lage der Proben siehe Abb. 14. Analysen: Hessisches Landesamt für Bodenforschung (Probe 2), Terrachem Mannheim (Proben 6–22)

Probe	14	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	54,99	50,39	48,04	52,26	43,49	50,85	46,91	40,66
TiO ₂	1,49	2,07	2,02	2,33	1,09	2,37	1,57	1,74
Al_2O_3	16,70	17,44	15,76	15,46	12,86	16,27	15,94	16,40
Fe ₂ O ₃	8,79	9,60	9,06	9,77	13,25	10,63	12,75	4,71
MnO	0,15	0,17	0,15	0,18	0,18	0,18	0,18	0,15
MgO	2,30	3,24	3,60	3,07	12,70	3,80	6,03	12,82
CaO	3,43	7,32	11,22	4,86	6,03	6,04	6,43	16,34
Na ₂ O	6,97	5,05	4,03	6,00	2,38	4,94	2,77	0,38
K ₂ O	0,10	0,58	0,05	0,12	0,39	0,82	2,53	0,05
P_2O_5	0,51	0,19	0,27	0,39	0,09	0,17	0,22	0,40
V	45	259	169	117	145	325	191	160
Cr	47	41	36	21	510	49	127	69
Co	15	19	25	18	52	24	33	18
Ni	2	21	15	5	257	45	73	61
Rb	8	27	6	4	16	36	98	7
Sr	446	893	245	423	456	870	614	187
Y	37	22	25	34	11	22	19	41
Zr	249	109	159	232	59	142	117	251
Nb	24	21	19	29	<1	11	16	23
Ba	129	299	146	154	108	435	331	69

	P too took o		. 2081 00						
Probe	7	8	9	10	11	16	17	18	21
La	4,43	20,8	25,4	29,7	20,4	10,2	16,6	21,6	10,1
Ce	9,69	47,6	55,7	68,2	44,5	27,5	38,1	55,1	26,0
Pr	1,35	5,35	6,60	8,32	4,79	3,05	4,86	6,25	3,11
Nd	5,88	22,0	25,9	33,2	19,8	13,2	20,1	25,8	13,0
Sm	1,53	4,92	5,88	8,11	4,60	3,40	5,14	6,14	3,33
Eu	0,67	2,35	1,87	2,28	1,79	1,26	1,75	1,85	1,42
Gd	1,68	6,20	6,74	8,86	5,05	3,93	5,84	6,83	3,76
Tb	0,23	0,89	0,96	1,32	0,77	0,56	0,88	0,93	0,54
Dy	1,32	5,12	5,36	7,50	4,57	3,12	4,63	5,25	3,23
Ho	0,24	0,90	1,02	1,42	0,86	0,58	0,89	0,99	0,64
Er	0,63	2,50	2,96	4,02	2,53	1,64	2,50	2,56	1,65
Tm	0,08	0,29	0,39	0,58	0,34	0,20	0,32	0,34	0,23
Yb	0,50	2,04	2,49	2,99	2,15	1,33	2,04	2,09	1,32
Lu	0,08	0,29	0,35	0,48	0,32	0,19	0,26	0,31	0,21
Hf	1,29	5,50	5,71	8,03	7,43	3,64	3,81	6,48	3,19
Th	0,46	2,43	3,07	3,93	3,65	1,14	1,89	3,06	1,41
U	0,17	0,95	1,07	1,26	1,49	0,47	0,65	1,12	0,48

Tab. 3. Gehalte an Seltenen Erden innerhalb der verschiedenen Gesteinstypen des Intrusivkörpers von Oberdieten. Lage der Proben siehe Abb. 14. Analysen: Nöltner

8. Schriftenverzeichnis

- DECHER, R. (1987): Zur Geologie südlich von Breidenbach (Bl. 5116 Eibelshausen) unter besonderer Berücksichtigung der vulkanogen-sedimentären Grobklastika im Grenzbereich Mitteldevon-Oberdevon.
 – Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Institut Marburg, 165 S., 76 Abb., 1 Kt.; Marburg.
- FLICK, H., & NESBOR, H. D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 70: 411–475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). Geol. Rdschau., 79: 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HASKIN, L. A., HASKIN, M. A., FREY, F. A., & WILDEMANN, T. R. (1968): Relative and absolute terrestial abundances of the Rare Earths. In: AHRENS, L. H.: Origin and distribution of elements. 899–912; Pergamon Press.
- HENDERSON. P. (Ed.), (1984): Rare Earth Element Geochemistry. 510 S., div. Abb., div. Tab.; Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo (Elsevier).
- HENTSCHEL, H. (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84: 252–284, 5 Abb., 2 Taf., 5 Tab.; Wiesbaden.
- (1970): Vulkanische Gesteine. Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. Nr. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 314–374, Tab. 27–36; Wiesbaden.
- (1979): Vulkanische Gesteine. Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5514 Hadamar, 2. Aufl., 57-103, Abb. 7-9, Tab. 2-6; Wiesbaden.
- IRVINE, T. N. (1987): Layering and related structures in the Duke Island and Skaaergard Intrusions: Similarities, Differences, and Origins. – In: Origins of Igneous Layering (ed. PARSONS, I.): 185–245, 46 Abb.; Dordrecht–Boston–Lancaster–Tokyo (D. Reidel).
- KLEBER, W. (1977): Einführung in die Kristallographie. 392 S., 358 Abb., 45 Taf., 1 Beil.; Berlin.

- KLITZSCH, E. (1959): Das Mitteldevon am Nordwestrand der Dillmulde. Z. deutsch. geol. Ges., 111: 366–409, 7 Abb., 1 Kt.; Hannover.
- LE MAITRE, R. W. (ed.) (1989): A Classification of Igenous Rocks and Glossary of Terms. 193 S., 17 u. 1 Abb., 4 u. 4 Tab., 1 Taf.; Oxford, etc. (Blackwell).
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 57: 1–93, 70 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J., & STRECKER, G. (1982): Geosynklinalvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. Fortschr. Mineral., 60 (2): 3-15, 1 Abb.; Stuttgart.
- MERTZ, D. F. (1986): Isotopische Datierung des Pikrits von Sechshelden nach der K/Ar-Methode ein Beitrag zur Altersstellung des variscischen Magnetismus im Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Jb. Hessen, 114: 201–207, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- MESCHEDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – Chem. Geol., 56: 207–218, 4 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- NESBOR, H. D. (1988): Petrographie, Geochemie und geotektonische Stellung der doleritischen Spilite der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Heidelberger geowiss. Abh., 20: 137–197, 12 Abb.; Heidelberg.
- & FLICK, H. (1988): Alkalibasaltische Intrusionen im Devon der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge).
 Mainzer geowiss. Mitt., 17: 31-52, 21 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- (1989): Fazieller Aufbau und diagenetische Entwicklung der submarinen Vulkanbauten in der Givet-Adorf-Phase, Lahn-Dill-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge).
 - Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 109–110; Hannover.
- PROPACH, G. (1976): Models of filter differentiation. Lithos, 9: 203-209, 3 Abb., 1 Tab.; Oslo.
- RABIEN, A. (1970): Mitteldevon. Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. Nr. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 54–71, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- SCHARBERT, H. G. (1984): Einführung in die Petrologie und Geochemie der Magmatite, Band I. Allgemeine Probleme der magmatischen Petrologie und Geochemie. – 311 S., div. Abb.; Wien (Franz Deuticke).
- SCHMIERER, TH., REICH, H., EBERT, A., & BENTZ, A. (1930): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Länder, Lfg. 272: Bl. Eibelshausen; Berlin.
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 70: 99–140, 31 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- & SUNKEL, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn-Dill area, Germany).
 Geol. Rdsch., 76: 709–734, 22 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- SØRENSEN, H., & LARSEN, L.M. (1987): Layering in the Ilimaussaq Alkaline Intrusion, South Greenland. – In: Origins of Igneous Layering (ed. PARSONS, I.), 1–28, 21 Abb.; Dordrecht-Boston-Lancaster-Tokyo (D. Reidel).
- STRAUSS, K. W. (1983): Geologie und Petrologie der Vulkanite des "Hohensolmser Deckdiabas-Gebietes".
 Clausthaler Geowiss. Diss., 2: 1–148, 35 Abb., 57 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- TANUMIHARDJA, S., STRAUSS, K. W., & MÜLLER, G. (1986): Petrographie unterkarbonischer Spilite der NE-Lahnmulde/Rheinisches Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., 137: 465–487, 1 Abb., 15 Tab.; Hannover
- VOSSOUGHI-ABEDINI, M., & HENTSCHEL, H. (1971): Der Lagenbau des Diabases von Waldhausen bei Weilburg/Lahn. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 99: 297–312, 2 Abb., 2 Tab., Taf. 22–23; Wiesbaden.
- WAGER, L. R., BROWN, G. M., & WADSWORTH, W. J. (1960): Types of Igneous Cumulates. J. Petrol., 1960 (1): 73–85, 5 Abb.; Oxford.
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K., & MUECKE, G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts, 231–256, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo (Springer).
- WILSON, J. R., MENUGE, J. F., PEDERSEN, S., & ENGELL-SORENSEN, O. (1987): The southern part of the Fongen-Hyllingen layered mafic complex, Norway: Emplacement and Crystallisation of compositionally stratified magma. – In: Origins of Igneous Layering (ed. PARSONS, I.): 145–184, 36 Abb.; Dordrecht-Boston–Lancaster–Tokyo (D. Reidel).

Manuskript eingegangen am 30. 11. 1990

11 Abb.

"Gebänderter Kalkstein" – ein interessanter Gefügetyp des Oberdevons im Raum Tegau (Ostthüringen)

Von

GERDA SCHIRRMEISTER*

Kurzfassung: Aus der Vielzahl der im faziell extrem differenzierten Oberdevon am NW-Rand des Bergaer Sattels entwickelten Lithotypen wird der als "Gebänderter Kalkstein" bezeichnete Typ vorgestellt, für den es im Variscikum einige phänomenologische Analogien gibt. Die namengebende Bänderung wird durch eine \pm enge Wechselfolge von kalkigen Lagen unterschiedlicher Farbe und Korngröße gebildet, wobei sparitische Kalzit-Kristall-Rasen (ähnlich den sheet cracks) und dunkle Eisenoxidkrusten charakteristisch sind. Stratigraphisch reicht der Lithotyp vom do I bis zum do III. Auf Grund des Nachweises von Hartgrund-Bildungen, starker hämatitischer Imprägnation mit Umkrustungen von Fossilien und Lithoklasten, Schillhorizonten und einer intensiven Zementation wird er als kondensiertes, unter oxidierenden Bedingungen gebildetes Sediment interpretiert. Dabei erfolgte die Bildung der Kristall-Rasen mit zum Hangenden orientierter Wachstumsrichtung in Sedimentationspausen als Diagenese vor der Sedimentation (sensu LANGBEIN 1983). Einige mikroskopisch erkennbare Strukturen (Peloide, Röhrensysteme in den Krusten) könnten als Hinweise auf eine mikrobielle Beteiligung an der Lithotypenausbildung gewertet werden. Für den Bildungsbereich des Sediments sind zeitlich und räumlich begrenzte (vulkanische) Untiefen anzunehmen.

Abstract: In this paper a lithotyp is presented which is called "banded limestone" and which has some analogies in the Variscan belt. It is one of a multitude of lithotypes which are developed in the facially extremely differentiated Upper Devonian at the NW-edge of the Berga Anticline. The typical banding consists of a more or less close interbedding of limey layers of different colour and grain size. Sparitic calcite-crystal-grass crusts (like sheet cracks) and dark iron-oxide crusts are characteristic. The lithotype occurs from do I to do III. It is interpreted as a condensed sediment formed under oxidizing conditions. The arguments for this interpretation are evidence of hardgrounds, strong hematitic impregnation with encrusting of fossils and lithoclasts, coquinahorizons and intensive cementation. The formation of the crystal-grass crusts with growth orientation (sensu LANGBEIN 1983). Some microscopically discernible structures (peloids, tube systems in the iron-oxide crusts) may be understood as hints to microbian activity during the formation of the lithotype. Limited and short-time (volcanic) elevantions are supposed to be the formation area of the sediment.

^{*} Dr. G. SCHIRRMEISTER, A.-Norden-Str. 244, O-1153 Berlin.

GERDA SCHIRRMEISTER

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	78
2.	Kurzcharakteristik des vorgestellten Lithotyps	78
3.	Phänomenologische Analogien im Variscikum	78
4.	Aufschlußbeschreibung	79
5.	Makropetrographie	81
6.	Mikropetrographie	83
7.	Stratigraphische Zuordnung	88
8.	Genetische Interpretation	88
9.	Schriftenverzeichnis	89

1. Einleitung

Die für das Oberdevon charakteristische Faziesdifferenzierung läßt sich am NW-Rand des Bergaer Sattels in Ostthüringen auf engstem Raum nachweisen. Die Vielzahl der damit verbundenen Lithotypen wurde im Rahmen einer Dissertation vor allem mittels mikrofaziesanalytischer Methoden untersucht. Als genetisch besonders interessantes Beispiel soll hier zunächst ein Kalksteintyp vorgestellt werden, der als "Gebänderter Kalkstein" bezeichnet wurde und für den es im Variscikum eine Reihe phänomenologischer Analogien, u. a. auch im Lahn-Dill-Gebiet (BUGGISCH et al. 1983) gibt.

2. Kurzcharakteristik des vorgestellten Lithotyps

Als "Gebänderter Kalkstein" wird ein Lithotyp bezeichnet, der durch eine \pm enge Wechselfolge von kalkigen Bändern mit unterschiedlicher Farbe und Korngröße charakterisiert ist. Auffällige Merkmale sind sparitische Kristall-Rasen und dunkle Eisenoxidkrusten.

3. Phänomenologische Analogien im Variscikum

In der Literatur über devonische Kalksteine des Variscikums gibt es eine Reihe von Beschreibungen, die phänomenologisch dem Lithotyp des Gebänderten Kalksteins stark ähneln. Dazu gehören die von TUCKER (1973, 1974) als "sheet cracks" (Schichtfugen) bezeichneten sedimentär-diagenetischen Gefüge aus dem Rhenoherzynikum (Cephalopodenkalkstein) und aus Südfrankreich (Griotte). Es handelt sich um häufig horizontgebundene, über Entfernungen bis zu 50 m verfolgbare parallele Lagen in mikrosparitischem, z.T. rotgefärbtem (hämatitischem), kompaktem Kalkstein. Das interne Sediment besteht aus graduierten oder invers graduierten Einheiten von Mikrosparit und Mikrit sowie Mikrofossilien. Dazwischen finden sich unterschiedlich mächtige Bänder aus radiaxial-fibrösem und gleichkörnigem Kalzit. Für die Kalksteine wird insgesamt ein Bildungsmilieu auf submarinen Schwellen angenommen und eine frühe oder sedimentäre Zementation (auch auf Grund beobachtbarer hardgrounds) diskutiert, die entweder unter der Sediment-Wasser-Grenze oder auf dem Meeresboden stattgefunden haben soll. Die "sheet cracks" selbst entstehen nach TUCKER (1985: 131 f.) "durch geringfügige tektonische Bewegungen des Sediments hangabwärts, wodurch es zu einem Zerbrechen verfestigter oder teilweise verfestigter Sedimente kommt".

Ähnlich interpretieren BUGGISCH et al. (1983) schichtparallele Spalten mit sparitischem Kalzit in feingeschichtetem, sehr feinkörnigem bis mikrosparitischem Kalkstein aus dem Unteren Kellwasserkalk-Horizont des Profils "Diana" (Rheinisches Schiefergebirge). Die Entstehung der Spalten in den nach BUGGISCH l. c. auf einer "Tiefschwelle" abgelageren Kalksedimenten wird mit früher, unterschiedlicher Lithifizierung und subaquantischen Massenbewegungen in Verbindung gebracht. Bevorzugt an Inhomogenitäten (Schichtflächen) sollen die Horizontalspalten aufgerissen, durch submarine Zementation wieder geschlossen und restliche Hohlräume mit feinkörnigem Karbonatschlamm zugefüllt worden sein.

Auch in oberdevonischen Herzynkalken aus dem Selketal (Harz) wurden mehrfach schichtparallele sparitische Bänder u.a. in Kellwasserkalksteinen gefunden (H. HÜNECKE, frdl. Mitt.).

Weitere vergleichbare Bänderungen werden aus dem Harz im Elbingeröder Komplex beschrieben. Ein Typ der Zebrakalke besteht dort nach RUCHHOLZ u.a. (1986) aus einer Wechselfolge von schwarzgrauem Wackestone, hellem Mikrit und Faserkalzitlagen, wobei in dünneren Sparitlagen die Kristalle immer aufwärts wachsen. WELLER (in RUCHHOLZ l. c.) nimmt eine Bildung der Zebrakalke am Außenhang des Riffes in einem mud mound an.

Für laminierte Gefüge in den Oberen Plattenkalken von Bergisch Gladbach (Rheinisches Schiefergebirge) nimmt KREBS (1969: 6, Abb. I/5) als Bildungsraum ein "tidal-flat"-Milieu an, in dem es zu einem periodischen Wechsel von Ablagerungen pellethaltiger Karbonatschlämme und Wachstum dünner Grünalgenüberzüge kam.

Auch weitere laminierte Gefüge, die auf die Tätigkeit von Algen bzw. Bakterien zurückgeführt werden und sensu KALKOWSKY (1908) als Stromatolithen zu bezeichnen sind, wenn die Mikrobentätigkeit nachgewiesen werden kann (MONTY 1982), weisen starke Ähnlichkeiten mit dem Lithotyp des "Gebänderten Kalksteins" auf (ADAMS et al. 1986, RUCHHOLZ et al. 1986).

Für die im Lithotyp auftretenden dunklen Eisenoxidkrusten finden sich in der Literatur ebenfalls zahlreiche vergleichbare Beispiele, so treten sie in den von TUCKER (1973) beschriebenen sheet cracks s.o. auf. Diese Bildungen, die auch in jüngeren Kalksteinen (besonders Jura) zu beobachten sind, werden von den meisten Autoren als hardgrounds angesehen, für deren Herausbildung geringe bis aussetzende Kalksedimentation sowie synsedimentäre Zementation und Imprägnation mit Fe- und meist auch Mn-Oxiden bzw. -Hydroxiden verantwortlich sind (JURGAN 1969, TUCKER 1973, 1985, UFFENORDE 1876, WENDT et al. 1984, BER-NOULLI & JENKYNS 1974). Eine Zusammenfassung verschiedener genetischer Interpretationen nahm FLÜGEL (1982) vor. Neben früher Migration und Ausfällen von Fe/Mn-Mineralen am Meeresboden auf anorganischem Wege wird auch die Mitwirkung von Mikroorganismen bei der Eisenanreicherung diskutiert (z.B. GEHRING 1986).

4. Aufschlußbeschreibung

Der Lithotyp "Gebänderter Kalkstein" wurde in den Aufschlüssen am Vogelsberg, in der Röppischer Bucht, im Steinbruch Kahlleite-Ost und am Braunsberg beobachtet (Abb. 1). Im südlichen Teil des Steinbruchs am Vogelsberg (Bl. 5337 Zeulenroda) ist der Gebänderte Kalkstein als durchgehender Horizont am besten aufgeschlossen (Abb. 2). Er ist hier in einen meh-



Abb. 1. Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Aufschlußpunkten.

rere m mächtigen Bereich flach muldenförmig lagernder orangebrauner, relativ massiger Kalksteine eingeschaltet. Orangebraune, feinkörnige Lagen verschiedener Helligkeit wechseln mit vorwiegend weißen, sparitischen Kalzitbändern. Die Schichtung ist stellenweise stark gestört, versetzte und verrutschte Bänder treten auf. Außerdem verlaufen \pm senkrecht zur Schichtung zahlreiche verheilte Kalzitklüfte im mm- bis cm-Bereich.

Im Steinbruch Kahlleite-Ost (Bl. 5337 Zeulenroda) steht der Gebänderte Kalkstein etwa 1–2 m über einem Eisenerzhorizont an, der von basischem magmatischem Gestein unterlagert wird. Durchgehende Bänderung tritt in den Aufschlüssen der Röppischer Bucht (Bl. 5436 Schleiz) bevorzugt in grauen Farben auf und folgt teilweise direkt auf Tuffmaterial. Am Braunsberg (Bl. 5337 Zeulenroda) können vereinzelt sparitische Bänder und Feinschichtung in grauem Kalkstein einer Kalkstein-Spilit-Brekzie sowie am Kontakt zu einem spilitischen Mandelstein beobachtet werden.



Abb. 2. Gebänderter Kalkstein am S-Stoß des Stbr. Vogelsberg.

5. Makropetrographie

Das makroskopische Erscheinungsbild der Gebänderten Kalksteine ist relativ einheitlich. Typisch ist die Wechselfolge von mikritischen bis mikrosparitischen Kalksteinlagen und sparitischen Kalzitbändern (Abb. 3).

Charakteristisch für die feinkörnigen Lagen ist (mit Ausnahme der grauen Varietäten der Röppischer Bucht und des Braunsberges) eine \pm intensive hämatitische Imprägnation mit den Farbnuancen hell-, mittel-, dunkel- und schwarzorangebraun. Feingeschichtete, graduierte und z.T. schräggeschichtete Gefüge sind darin erkennbar. Einige dieser Lagen enthalten mm-große Fossilien und können als Wackestones bezeichnet werden. Die Mächtigkeit der feinkörnigen Partien reicht vom mm- bis in den cm-Bereich.

Die sparitischen Bänder bestehen aus einzelnen oder mehreren aufeinanderfolgenden Reihen von meist weißen Kalzitkristallen und werden insgesamt bis 2 cm mächtig. Die Spitzen der Kalzitkristalle sind vorwiegend zum Hangenden orientiert, wobei die Kristalle einige mm Länge erreichen können.

Die Wechsellagerung der beiden Bänderarten ist unterschiedlich eng.

Schwarzorangebraune Imprägnationen sind in dünnen (bis 1 mm), unregelmäßig welligen, schichtparallelen Säumen sowie als Krusten um Fossilien und Intraklasten konzentriert.



Abb. 3. Wechselfolge aus Wackestones, feinkörnigen Lagen im mm-Bereich und Sparitbändern. Meßleiste \triangleq 1 cm.

6. Mikropetrographie

Die Mikrofazies der deutlich unterscheidbaren Abschnitte der Gebänderten Kalksteine wurde in Dünnschliffen untersucht. Außerdem wurden röntgengraphische und geochemische sowie Mikrosondenuntersuchungen zur Feststellung der jeweiligen Fe- und Mn-Werte durchgeführt.

Die feinkörnigen Lagen bestehen aus hämatitisch imprägniertem Kalzit mit einer Korngröße von 4 bis maximal 60 μ m. Stärker imprägnierte mikritische Laminen wechseln mit helleren mikrosparitischen, wobei häufig keine scharfen Grenzen ausgebildet sind. Partienweise sind deutlich feingeschichtete, graduierte und schräggeschichtete Gefüge erkennbar. Einige Bereiche zeigen ein Krümelgefüge (Abb. 4). Die bis zu 250 μ m großen Peloide aus stark hämatitisch verunreinigtem Mikrit sind teilweise von mikrosparitischem, reinem Kalzit hüllenförmig umgeben.

Die fossilreichen Lagen mit einer Grundmasse, die den feinkörnigen Bereichen entspricht, sind nach DUNHAM (1962) meist Wackestones, teilweise im Grenzbereich zu Packstones und bilden dann Schill- bzw. Crinoidenschutthorizonte. Am häufigsten kommen darin Entomozoiden und Echinodermen (Crinoiden) vor, außerdem Trilobiten, juvenile Ammonoideen, Foraminiferen, Conodonten und verschiedene Bruchstücke dünnschaliger Gehäuse sowie in do I-Proben auch Tentakuliten. Bioklasten bis in den mm-Bereich überwiegen die Biomorpha. Das Schalenmaterial besteht vorwiegend aus relativ reinen Kalzitkristallen (30–60 μ m), daneben gibt es auch verkieselte Exemplare. Manche Schalen sind von dunklen, im Auflicht roten,



Abb. 4. Mikrosparit mit stärker hämatitisch imprägnierten Peloiden (Krümelgefüge). Meßleiste $\triangleq 100 \ \mu m$.



Abb. 5. Fossilschale mit netzförmig struktuierter, hämatitisch imprägnierter Umkrustung. Meßleiste \triangleq 100 μ m.



Abb. 6. Blumenkohlstruktur. Meßleiste \triangleq 100 μ m.

z.T. mehrlagigen Krusten umgeben (Abb. 5). Diese Umkrustungen finden sich auch um häufig auftretende mikritische, hämatisch imprägnierte Lithoklasten, die einige mm Größe erreichen. Dadurch können blumenkohlartige Gebilde entstehen (Abb. 6). Oft haben die Krusten netzförmige Strukturen, z.T. mit feinen Röhrensystemen. Diese Röhren mit einem Durchmesser bis 20 μ m sind auch im Rasterelektronenmikroskop deutlich zu erkennen (Abb. 7 und 8) und



Abb. 7. Blumenkohlstruktur mit Röhrensystemen. Meßleiste $\triangleq 66 \ \mu m$.

ähneln den von GEHRING (1986) abgebildeten, als Mikroorganismenstrukturen gedeuteten Röhrensystemen in eisenverkrusteten Hartgründen kondensierter Jurasedimente aus der Schweiz. Einzelne, bis 1 mm mächtige Lagen bestehen gänzlich aus den hämatitischen Krusten (z.T. mit Schalenrelikten) und gleichen den in der Literatur beschriebenen hardgrounds (Abb. 9).

Die sparitischen Kalzitbänder bestehen zum großen Teil aus \pm idiomorphen Skalenoedern, deren Spitzen zum Hangenden orientiert sind (Abb. 10). Das Aufwachsen auf dem Sediment ist bei geringmächtigen Kalzitrasen stets beobachtbar, während in dickeren sparitischen Bändern auch andere Orientierungen auftreten. Häufig werden Kristallflächen durch feine Hämatitkrusten z.T. mehrphasig nachgezeichnet, was zur Ausbildung von sogenannten Geisterkristallen führt. In allen sparitischen Bändern sind poikilitische, oft idiomorphe Quarze zu beobachten. Derartige Neubildungen treten auch in den feinkörnigen Lagen sowie in diagonal zur Schichtung verlaufenden, ursprünglich kalzitisch verheilten Klüften auf.



Abb. 8. Detail (Röhre) aus Abb. 7. Meßleiste \triangleq 20 μ m.



Abb. 9. Hardground mit zum Hangenden zunehmender Hämatitimprägnation und darüber dreilagiger Kruste aus Eisenkalzit, Chlorit und eisenfreiem Kalzit. Meßleiste $\triangleq 100 \ \mu$ m.



Abb. 10. "Geisterkristalle" über Sedimentlage mit Nachzeichnung der Skalenoederform durch Hämatitkrusten, Orientierung der Kristallspitzen zum Hangenden. Meßleiste ≙ 1 mm.

Die Eisengehalte von Sparitbändern, roten feinkörnigen Lagen und dunklen Krusten zeigen deutliche Unterschiede. Während die durch Flächenanalyse mit der Mikrosonde bestimmten FeO-Werte in der Sparitbändern unter 1% liegen, erreichen sie in den feinkörnigen Lagen bis 5% und schwanken in den Krusten zwischen 38 und 88%. Röntgenographisch wurde als Eisenmineral auschließlich Hämatit bestimmt.

Die ebenfalls mittels Flächenanalyse bestimmten MnO-Werte sind allgemein niedrig und liegen auch in den Krusten selten über 1 %. Fe- und Mn-mapping zeichnen Krustenstrukturen nach, wobei dies für Fe wesentlich eindeutiger ist (Abb. 11).

Durch Atomabsorptionssepektralanalyse ermittelte Spurenelementgehalte an Mn und Fe im Kalzit (PFAFF 1987) sind in den feinkörnigen Lagen um das 2fache gegenüber den sparitischen Bändern angereichert. Sehr deutlich ist die Abgrenzung gegenüber Kluftfüllungen, in denen die Werte sieben mal höher als in den Sparitbändern liegen.



Abb. 11. Blumenkohlstruktur (1) mit mapping von Fe (2) und Mn (3). Meßleiste \triangleq jeweils 200 μ m.

7. Stratigraphische Zuordnung

Für die Gebänderten Kalksteine, die am NW-Rand des Bergaer Sattels gefunden wurden, kann als stratigraphische Reichweite Oberdevon I–III angegeben werden. Die aus dem Bereich des Vogelsberges stammenden Proben reichen nach Conodontenuntersuchungen vom do I (ab *asymmetricus*-Zone möglich) bis zur *marginifera*-Zone. Das Vorkommen an der Kahlleite-Ost ist ins do II α einzustufen. Die graue Varietät aus dem Aufschluß Röppischer Bucht ist dem do III zuzuordnen.

8. Genetische Interpretation

Der Lithotyp "Gebänderter Kalkstein" wird als kondensiertes, unter oxydierenden Bedingungen gebildetes Sediment interpretiert. Dafür lassen sich die hardground-Bildungen, die starke hämatitische Imprägnation mit Umkrustungen von Fossilien und Lithoklasten, die Packstone-Schillhorizonte und die intensive Zementation als Argumente anführen. Die seltener auftretenden grauen Farben lassen sich entweder durch sekundäre Bleichung oder durch Lage im Grenzbereich oxydierendes/reduzierendes Milieu erklären.

Die Bildung der Kristallrasen mit zum Hangenden orientierter Wachstumsrichtung kann in Sedimentationspausen erfolgt sein und sensu LANGBEIN (1983) als "Diagenese vor der Sedimentation" bezeichnet werden. Für eine frühzeitige Zementation im "Gebänderten Kalkstein" sprechen auch die zerbrochenen bzw. verrutschten Bänder. Ursache für die Sparitbänderbildung selbst können im Untersuchungsgebiet deshalb nicht die für die "sheet cracks" angenommenen Massenbewegungen (nach TUCKER 1985 sowie BUGGISCH et al. 1983) sein, sondern erst nach der Zementation führten Bewegungen zum Verrutschen bzw. Zerbrechen. Das für die intensive Zementation erforderliche hohe Kalziumangebot ist im flacheren Wasser leichter erklärbar. In der Flachsee kann sich nach FÜCHTBAUER (1988) bei langsamer Akkumulation und zeitweise aussetzender Sedimentbewegung fasriger Zement frühzeitig am Meeresboden bilden. "Hundezahnzement" wurde vom Boden des Südchinesischen Meeres beschrieben (WIEDICKE 1987, zit. in FÜCHTBAUER 1988). Im Untersuchungsgebiet kann die CaCO₃-Ausfällung zusätzlich durch Nachwirkungen des Vulkanismus in Form von CO₂-Aushauchungen begünstigt worden sein. Die Mitwirkung von Mikroben sowohl bei der Kalzitbildung als auch der Eisenanreicherung ist anzunehmen aber nicht schlüssig beweisbar.

Für den Bildungsraum des Sediments werden räumlich und zeitlich begrenzte Untiefen innerhalb des stark gegliederten Paläoreliefs im Untersuchungsgebiet angenommen. Für eine vulkanotektonische Verursachung dieser Untiefen spricht die vulkanische Gesteinsausbildung im Liegenden der Gebänderten Kalksteine.

Dank schulde ich insbesondere Herrn Prof. Dr. habil. R. LANGBEIN (Greifswald), Herrn Geol.-Ing. K. BARTZSCH (Saalfeld) für die freundliche Unterstützung im Gelände, Herrn Dr. P. LANGE (Weimar) für die Durchführung der Mikrosondenanalysen sowie Herrn Dr. A. FUCHS (Goldberg) für die Unterstützung bei der Bestimmung der Conodonten.

9. Schriftenverzeichnis

- ADAMS, A. E. & MCKENZIE, W. S. & GUIFORD, C. (1986): Atlas der Sedimentgesteine in Dünnschliffen. - 103 S.; Stuttgart (Enke-Verlag).
- BANDEL, K. (1974): Deepwater limestones from the Devonian/Carboniferous of the Carnic Alps, Austria.
 Spec. Publ. Int. Assoz. Sedimentol., 1: 1–83; Oxford.
- BERNOULLI, D., & JENKYNS, H. C. (1974): Alpine, Mediterrane and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation/R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.). – Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Min., 19: 129–160; Tulsa.
- BUGGISCH, W., & RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevonprofils "Diana" nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracodenbiostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tiefes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge. – Geol. Jb. Hessen, 111: 93–153; Wiesbaden.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1: 109–121; Tulsa.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones. 633 S.; Berlin–Heidelberg–New York (Springer-Verlag).
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sediment-Petrologie Teil II. Sedimente und Sedimentgesteine, 4. gänzlich neu bearbeitete Auflage. 1141 S.; Stuttgart (E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung).
- GEHRING, A. U. (1986): Mikroorganismen in kondensierten Schichten der Dogger/Malm-Wende im Jura der Nordostschweiz. Eclogae geol. Helv., **79**: 13–18; Basel.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. Geol. Rundsch., 58: 464–501; Stuttgart.
- KALKOWSKY, E. (1908): Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Z. dtsch. geol. Ges., 60: 68–125; Berlin.
- KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. Erdöl und Kohle, 22: 2–6 und 62–67; Hamburg.
- LANGBEIN, R. (1983): Über diagenetisch entstandene Gefüge in Gips und Anhydritgesteinen. Z. Geol. Wiss., 11 (12): 1453–1469; Berlin.
- MONTY, C. L. V. (1982): Editorial. Stromatolite newsletter, 9: 1-11; Brüssel.
- PFAFF, O. (1987): Zur Geochemie oberdevonischer Karbonatsgesteine am NW-Rand des Bergaer und am SE-Rand des Schwarzburger Sattels (Ostthüringen). – Dipl. Arb., 80 S., Univ. Greifswald (unveröff.); Greifswald.
- RUCHHOLZ, K., & WELLER, H., & FUCHS, A. (1986): Die Genese des Elbingeröder Riffkomplexes, seine regionalgeologische Stellung und Bedeutung der gewonnenen Erkenntnisse für die Ressourcenbewertung im Grundgebirge. – Forschungsbericht, 386 S., Univ. Greifswald (unveröff:); Greifswald.

TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143: 320–350; Stuttgart.

- (1974): Sedimentology of paleozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1: 71–92; Oxford.

- (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. - 265 S.; Stuttgart (Enke-Verlag).

UFFENORDE, M. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonatkomplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**: 75–111; Stuttgart.

WENDT, J., & AIGNER, T., & NEUBAUER, J. (1984): Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: The Tafilalt Platform (Upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Marocco). – Sedimentology, 31 (5): 601–625; Oxford.

Manuskript eingegangen am 7. 3. 1991

4 Abb

Zum geologisch-tektonischen Bau des Deckgebirges und Subsalinars im thüringischen Werra-Kaligebiet

Von

BODO SCHIRMER & RÜDIGER SCHWARZ*

Kurzfassung: Es werden neue Ergebnisse einer komplexen geologisch-tektonischen Bearbeitung des ehemaligen DDR-Anteils des Werra-Kaligebietes vorgestellt.

Eine besondere Aufmerksamkeit widmen die Autoren den linearen, methodisch vielseitig sowohl in den Abfolgen des Deckgebirges und des Salinars als auch des Subsalinars untersuchten tektonischen Strukturen. Gegenüber den bisherigen wissenschaftlichen Vorstellungen sind Lokalisierung, Erstreckung und die geologisch-tektonische Entwicklung dieser linearen Strukturen neu analysiert und interpretiert worden.

Im Rahmen der Untersuchungen erfolgte auch eine Rayonierung dieses Gebietes nach dem Grad der bruchtektonischen Beanspruchung.

Abschließend werden Raum-Zeit-Beziehungen anhand der Erscheinungsformen der regionalen strukturellen Elemente diskutiert.

Einer beiliegenden Kartenauswahl können darüber hinaus weitere Informationen zu den getroffenen geologisch-tektonischen Aussagen über das Werra-Gebiet entnommen werden.

Abstract: Based on a comprehensive geological-structural analysis of the former GDR part of the Werra potassium region new information and results are being presented.

Special attention is drawn by the authors to the fact that linear tectonic structures were examined by varied methods as well as in the sequences of the suprasaliniferous beds, the saliniferous deposit and the subsaliniferous beds. In comparison with the previous scientific conceptions a new analysis and interpretation were carried out in view of pinpointing, extent and geological-structural development of these linear structures. Within the framework of the investigations a regional division of this region has been made by means of the degree of faulting tectonics, too. And finally space time relations were discussed with the aid of phenomena of the regional structural tectonics. In addition to this further information on the taken geologic-structural analysis of the Werra region could be gained by the representative maps included.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	92
2.	Kenntnisstand	92
3.	Untersuchungsergebnisse	93
4.	Schriftenverzeichnis	100

Überarbeitete Fassung eines Vortrages auf der 37. Jahrestagung der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften vom 20.–24. August 1990 in Jena "Regionale und Angewandte Geologie Thüringens".

^{*} Dr. B. SCHIRMER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Außenstelle Berlin, Invalidenstraße 44, O-1040 Berlin. Dr. R. SCHWARZ, Fr. Gill Industrieberatung (FGI), Büro Berlin, Arberstraße 12, O-1157 Berlin.

1. Einleitung

Im Rahmen eines komplexen geowissenschaftlichen Forschungsprogramms im Auftrage der Kaliindustrie der ehemaligen DDR führten die Autoren in den Jahren 1984–1989 umfangreiche und detaillierte Untersuchungen zur Erkundung des geologisch-strukturellen Aufbaus des suprasalinaren Deckgebirges, Subsalinars und Salinars im thüringischen Werra-Kaligebiet aus. Unter Nutzung vorhandener methodischer Ansätze wurde von den Autoren für diese Bearbeitung die Methode der geologisch-tektonischen Komplexinterpretation, d. h., der Analyse, Synthese und komplexen Bewertung des geologisch-tektonischen Inventars im Werra-Kaligebiet entwickelt (SCHWARZ u. a. 1987, SCHWARZ 1990). Ein Schwerpunkt lag dabei aufgrund ihrer Bedeutung für die Gewährleistung der öffentlichen und Bergbausicherheit auf dem Nachweis und der Charakterisierung von Störungszonen. Auf dieser Grundlage konnten die einzelnen Etappen der geologisch-tektonischen Entwicklung des Werra-Gebietes mit seinem regionalen Rahmen, die durch unterschiedliche Aktivitäten der regionalen Störungszonen und der strukturbildenden Vorgänge gekennzeichnet sind, genauer charakterisiert werden. In diesem Artikel stellen die Autoren in zusammengefaßter Form die wichtigsten Ergebnisse zur Diskussion. Zu den Einzelergebnissen dieser Untersuchungen befinden sich Publikationen in Vorbereitung.

2. Kenntnisstand

Die geologischen und lagerstättenkundlichen Verhältnisse sind seit der ersten zusammenfassenden Darstellung durch DIETZ (1928) mit fortschreitendem Bergbau und Erkenntnisfortschritt stets Ziel und Gegenstand zahlreicher geowissenschaftlicher und bergbautechnologischer Untersuchungen gewesen. Im Ergebnis einer Kenntnisstandsanalyse zur regionalen Erforschung des Werra-Gebietes im Zeitraum 1840–1989 ergeben sich die folgenden verallgemeinernden Aussagen:

- Der Ausbau des regionalen Faktenwissens erfolgte für das Werra-Gebiet ausgehend von den Erfordernissen des Bergbaus seit 1905 etappenweise (s. DIETZ 1928, HOPPE 1960, KÄSTNER 1969, GRUMBT & LÜTZNER 1966, 1983, HAASE 1976, KOCH 1980, HESSMANN 1983; u.a.), wobei ab Mitte der 70er Jahre ein entscheidender Fortschritt zu verzeichnen ist (STOLLE & DÖHNER 1976, DÖHNER u.a. 1986).
- 2. Die begründete Zusammenführung von konkreten Beobachtungen aus dem Salinar mit den Ergebnissen der Erforschung des Deckgebirges und Subsalinars war und ist mit Problemen unterschiedlicher Art verbunden. Einerseits erfordert die Vielzahl der untertage anfallenden Einzelinformationen zu geologisch-tektonischen Sachverhalten die Einbindung in ein regionales Strukturschema (Modell), andererseits können die Dimension des Abbaufeldes und die vor Ort anzutreffenden vielfältigen, tektonische Regionalprägung widerspiegeln, wie sie im Subsalinar und suprasalinaren Deckgebirge ausgebildet ist. In diesem Zusammenhang werden auch die Grenzen einer regionalen Analyse deutlich:
 - Erkennbarkeit genetisch bedingter Zusammenhänge zwischen unterschiedlichen tektonisch-strukturellen Elementen und ihrer Auswirkungen auf den Gesteinsverband einschließlich des Salinarstockwerkes;
 - Identifizierung tektonischer Elemente in verdeckten Bereichen.

3. Ausgehend von den Anforderungen des Bergbaus besaß die Bearbeitung geologisch-tektonischer Aufgabenstellungen, insbesondere der Bruchtektonik, im Werra-Gebiet seit Beginn der geowissenschaftlichen Erforschung des Gebietes eine vorrangige Bedeutung. An dieser Situation hat sich bis zum heutigen Tage (Gewährleistung der Bergbau- und öffentlichen Sicherheit) nichts geändert (TRÖGER 1988).

Bis Mitte der 50er Jahre lag für die geologische Einheit des Werra-Kaligebietes (ehemaliger DDR-Anteil) im Vergleich mit den angrenzenden Einheiten kein den geologischen und geologisch-ökonomischen Anforderungen ausreichender und moderner Kenntnisstand vor, obwohl dieses Gebiet durch seinen langjährig betriebenen Kaliabbau bergbaulich gut erschlossen ist (Ausnahmen DIETZ 1928, HOPPE mit Einzelarbeiten). In den beiden letzten Jahrzehnten haben besonders drei geowissenschaftliche Institutionen der ehemaligen DDR – das Zentralinstitut für Physik der Erde (ZIPE), Potsdam, der Akademie der Wissenschaften der ehemaligen DDR, das Kombinat Geologische Forschung und Erkundung (GFE), Halle, Betriebsteil Jena, und das Zentrale Geologische Institut (ZGI), Berlin – mit dazu beigetragen, den bestehenden Nachholebedarf hinsichtlich einer modernen geologisch-tektonischen Modellierung des Gebietes abzudecken.

Eine Analyse der Entwicklung der verschiedenen Kenntnisstandsetappen nach 1945 ließ die Autoren zu der Schlußfolgerung gelangen, daß sich im methodischen Herangehen und in der Interpretation komplexer Arbeitsergebnisse eine deutliche Wandlung vollzogen hat. Eine der wesentlichen Ursachen liegt darin begründet, daß die Untersuchungsmethodik und damit die Möglichkeit einer komplexen geologisch-tektonischen Ergebnisinterpretation gerade in jüngster Zeit vielseitiger und zielgerichteter eingesetzt werden konnte, da von der Kaliindustrie der ehemaligen DDR in Kooperation mit den genannten Institutionen und unter Einbeziehung weiterer wissenschaftlich-technischer Einrichtungen, wie der Bergakademie Freiberg, der Obersten Bergbehörde, des Institutes für Bergbausicherheit Leipzig und des Kombinates Geophysik Leipzig, die geologisch-tektonischen Problemstellungen präziser formuliert und Zielvorstellungen für eine anzustrebende hohe Bergbausicherheit im Werra-Gebiet vorgegeben waren.

3. Untersuchungsergebnisse

Zur Klärung des geologisch-tektonischen Aufbaus des Deckgebirges, Subsalinars und Salinars im thüringischen Werra-Kaligebiet wurde die Methode der geologisch-tektonischen Komplexinterpretation entwickelt und eingesetzt. Das Wesen der Komplexinterpretation kann kurz charakterisiert werden als die Verbindung, gegenseitige Wichtung und zusammenfassende Interpretation (Synthese) von Ergebnissen unterschiedlicher Untersuchungsverfahren. Für die Untersuchungen wurden die Ergebnisse der flächendeckenden Untersuchungsverfahren (z.B. Übertage- und Grubenkartierungen, Geophysik, Geofernerkundung, Übertagebohrungen) hinsichtlich ihrer Aussagemöglichkeiten und -sicherheiten bewertet und unter Einbeziehung weiterer neuer Ergebnisse und Erkenntnisse (u.a. moderne Vulkanitbearbeitung, flächendeckende Luftbildauswertung) komplex interpretiert. Der Informationsgehalt und die Aussagesicherheit der einzelnen Untersuchungsmethoden müssen unterschiedlich bewertet werden, erreichen aber insgesamt einen hohen Aussagewert. Auf dieser Grundlage wurden flächendeckende Aussagen für ausgewählte Bearbeitungsniveaus (Zechsteinbasis, Salinar: Kaliflöze



Abb. 1. Schema der Störungszonen im thüringischen Werra-Kaligebiet.

94

Zum geolog.-tekton. Bau des Deckgebirges und Subsalinars i. thüring. Werra-Kaligebiet

95

"Thüringen" und "Hessen", Braunroter Salzton, Plattendolomit, Deckgebirge und Oberfläche) erarbeitet.

Es soll in diesem Zusammenhang nicht unerwähnt bleiben, daß gegenüber den interpretierten Ergebnissen der Rx-Seismik und der Geofernerkundung seitens eines Teiles von Fachkollegen Vorbehalte bestanden haben, da Beweise und Anzeichen für die aus diesen Arbeitsmethoden resultierenden Ergebnisse nicht in jedem Fall erbracht werden konnten und können.

Im Ergebnis ihrer fachspezifischen Bearbeitungen im ehemaligen Zentralen Geologischen Institut Berlin möchten die Autoren einige wesentliche neue Ergebnisse vorstellen, wobei gesagt werden muß, daß der Schwerpunkt der Untersuchungen auf dem Nachweis und der Charakterisierung von strukturellen Erscheinungsformen lag.

- 1. Die geologische Einheit des Werra-Kaligebietes der ehemaligen DDR wird räumlich als der Teil des Werra-Gebietes definiert, der durch eine Salinarausbildung mit Kalisalzführung in der Schichtenfolge des Zechsteins gekennzeichnet ist. Das Arbeitsgebiet war notwendigerweise auf das Territorium der ehemaligen DDR beschränkt.
- 2. Die Sedimentfolgen des Werra-Kaligebietes, deren Lithologie vom Rotliegenden bis zum Quartär durch detaillierte Untersuchungen u.a. von KÄSTNER, GRUMBT, LÜTZNER, ELLENBERG und vielen hier nicht namentlich genannten detailliert untersucht wurde, sind im Verlaufe ihrer Entwicklung mehrfach tektonisch beansprucht worden und widerspiegeln in ihren heutigen Erscheinungsformen gerade diese Vielzahl der verursachenden tektonischen Ereignisse.
- 3. Der strukturelle Aufbau des Werra-Kaligebietes wird wesentlich durch seine Lage an der Nordspitze der regionalen Struktureinheit, der Süddeutschen Großscholle (CARLÉ 1955), bestimmt.
- 4. Prägend für den Strukturbau in diesem Randgebiet der Großscholle waren vielseitige geologisch-tektonische Ereignisse im Verlaufe der Erdgeschichte, wobei zu beachten ist, daß "das verursachende Streßfeld für die einzelnen Erscheinungsformen längst nicht mehr besteht" (ILLIES & GREINER 1976).
- 5. Eine übergeordnete Wirksamkeit für die Deformation von Deckgebirge, Salinar und Subsalinar haben meridional und herzynisch streichende Störungszonen, wohingegen die erzgebirgischen und die E-W streichenden Störungszonen nur eine untergeordnete Wirksamkeit besitzen (Abb. 1). Wichtig für das Verständnis der strukturgeologischen Verhältnisse im thüringischen Werra-Kaligebiet ist die Tatsache, daß die Wirksamkeit der Störungszonen als komplexe Bruchformen anhand der konkreten Ausbildung in den einzelnen Strukturniveaus beurteilt werden muß (Abb. 2).
- 6. Alle meridional streichenden Störungszonen (rheinisch, N–S, eggisch) stellen strukturbestimmende Ausweitungsstrukturen dar, an die im Vergleich zu Störungszonen anderer tektonischer Richtungen die größten nachgewiesenen Versetzungsbeträge gebunden sind. Die bedeutendste rheinisch streichende Störungszone (Streichwert 20°–25°) ist die Oberalba–Oberrhon-Störungszone. Die bedeutendste N–S streichende Störungszone ist die Dorndorf–Oechsen-Störungszone mit östlichen Begleitstörungszonen, die vom N des Werra-Gebietes (Ortslage Gerstungen) bis zum S (Ortslage Geisa) über eine Entfernung von 35 km sicher nachgewiesen wurde. Geomechanisch bilden diese Störungszonen steil nach W gerichtete Staffelbrüche. An die N–S streichenden Strukturzonen sind mehr als 80% der gegenwärtig bekannten Vulkanitstrukturen des Werra-Kaligebietes gebunden. Im westlichen Teil des Werra-Kaligebietes der ehemaligen DDR verläuft parallel zur Dorndorf–Oechsen-Störungszone die Pferdsdorf-Störungszone.



Abb. 2. Synoptische Karte: Wirksamkeit der Störungszonen in den Strukturniveaus Oberfläche/Deckgebirge, Plattendolomit und Anhydritknotenschiefer/Zechsteinkalk (aus SCHWARZ 1990) (Kartenausschnitt aus Abb. 1).

Dorndorf-Oechsen-Störungszone im E und Pferdsdorf-Störungszone im W begrenzen die N-S-streichende Senkungsstruktur der Zentralen Grabenzone des Werra-Gebietes. Mit einer nachgewiesenen streichenden Erstreckung von mehr als 35 km und einer Breite von größer 7 km im S (Bereich der Ortslagen Borsch-Borbels) und ca. 2 km im Bereich des Gerstunger Lochs stellt die Zentrale Grabenzone die flächenmäßig dominierende Struktur im Werra-Gebiet dar.

Letzlich sind in der Gruppe der meridionalen Störungszonen die eggisch streichenden Störungszonen zu nennen, die ebenfalls steil einfallend die Internstruktur der Zentralen Grabenzone des Werra-Gebietes modifizieren. Als bedeutendste dieser Art ist die Sünna-Bermbach-Störungszone zu nennen, in deren Einflußbereich der Hauptteil der eggisch streichenden Vulkanitgangstrukturen – geochemisch als Foidite ausgebildet – entwickelt ist.

7. Neben den meridionalen Störungszonen besitzen die herzynisch streichenden Störungszonen die größte geologisch-tektonische Bedeutung. Sie gliedern das Deckgebirge und Subsalinar in schmale, maximal 3 bis 6 km breite Leistenschollen. Diese Strukturierung ist analog zu den Verhältnissen im SW-Thüringischen Trias-Gebiet (SEIDEL 1974) und auf der Süddeutschen Großscholle (RICHTER-BERNBURG 1968, SCHRÖDER 1976) entwickelt.

Generell stellen diese Strukturen nach SW gerichtete Abschiebungen (Ausweitungsstrukturen) mit z. T. komplizierter Internstruktur dar. Die bedeutendste dieser Zonen ist die Stadtlengsfeld–Urnshausen-Störungszone, die sich von SW-Randstörungen des Richelsdorfer Gebirges über das Werra-Gebiet mit der klassischen Ausbildung der Grabenstruktur von Urnshausen–Roßdorf bis in das Vorland des südlichen Thüringer Waldes nachweisen läßt. Parallel dazu verläuft im SW die Soisdorf–Bremen-Störungszone, die in ihrer Internstruktur ähnlich der Stadtlengsfeld–Urnshausen-Störungszone eine schmale und tiefreichende Grabenstruktur darstellt.

Der Nachweis für die Wirksamkeit dieser herzynischen Störungszonen und auch der N–Sverlaufenden Dorndorf–Oechsen-Störungszone läßt sich bereits im Zechstein anhand von Mächtigkeitsverteilungen und Faziesausbildungen erbringen (s. a. KÄSTNER 1969, 1972, HAASE 1976, RENTZSCH & SCHIRMER 1986, SCHARBRODT 1987).

8. Die erzgebirgisch streichenden Störungszonen besitzen gegenüber den meridionalen und herzynischen nur eine untergeordnete regionale Bedeutung für die strukturelle Prägung des thüringischen Werra-Kaligebietes. Generell handelt es sich um nach SE gerichtete Abschiebungen ohne größere Versetzungsbeträge im Deckgebirge. Im Salinar jedoch zeigen sie eine konturierende Wirkung bei der Verbreitung von Salinarfaziesbereichen. Von den erzgebirgischen Störungszonen besitzt die Vacha-Störungszone wahrscheinlich besonders im Hinblick auf Mächtigkeitsverteilungen im Saxon eine erhöhte Bedeutung im Vergleich zu den anderen im Gebiet ausgebildeten erzgebirgischen Störungszonen.

Auf der Grundlage der vorgestellten Ergebnisse möchten die Autoren abschließend einen kurzen Abriß der geologisch-tektonischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes darlegen:

- Im Vergleich zum bisherigen Kenntnisstand wurde f
 ür das Werra-Kaligebiet der ehemaligen DDR ein h
 öherer Grad der bruchtektonischen Beanspruchung der mechanisch inkompetent auf Spannungen reagierenden permisch-mesozoischen Schichtenfolge nachgewiesen und auf Strukturkarten unterschiedlicher geologischer Niveaus dokumentiert (s. a. Abb. 3, 4).
- In der auf tektonische Einwirkung kompetent reagierenden permischen Salinarfolge, einschließlich der hangenden Schutzschicht des Braunroten Salztons, ist nach den vorliegen-



Abb. 4. Geologisches E-W-Profil.

BODO SCHIRMER & RÜDIGER SCHWARZ

86

den Ergebnissen ebenfalls eine Vielzahl von Spuren tektonischer Ereignisse, die sich in vom klastischen Gesteinsverband abweichenden Erscheinungsbildern äußern, nachweisbar.

So sind z. B. im Salinarstockwerk Bruchstrukturen erhalten geblieben, die im Zuge der spättertiären Ausweitungstektonik entstanden sind. Dazu zählen die vulkanitgefüllten Spalten sowie die Schnitte, Schlechten und Spalten, die zum Teil auch geöffnet sein können. Größere Versetzungsbeträge wurden an all diesen Rupturen nicht beobachtet.

3. Aufgrund der durchgeführten Zuordenbarkeit der unterschiedlichen tektonischen Erscheinungsformen konnte festgestellt werden, daß sowohl Subsalinar-, Salinar- und Suprasalinarfolgen nach dem gleichen tektonischen Regime deformiert und strukturell geprägt wurden. Auf die bruchtektonische Beanspruchung, die im Sub- und Suprasalinar zur Anlage von u. a. Abschiebungen und Staffelbrüchen führte, reagierten die Salz- und Tonfolgen des Salinars allgemein plastisch mit der Ausbildung von Verbiegungs- und Fließstrukturen (Flexuren und Salzanstauungen; s. a. SCHWARZ 1990, SCHWARZ & SCHIRMER 1990). Somit läßt sich für das Werra-Kaligebiet infolge der Dreiteilung in Subsalinar, Salinar und Suprasalinar und Suprasalinar und Staffelbrüchen führte, für den Dreiteilung in Subsalinar, Salinar und Suprasalinar und Suprasalitet infolge der Dreiteilung in Subsalinar, Salinar und Suprasalinar und Suprasalinar den Dreiteilung in Subsalinar, Salinar und Suprasalinar und Suprasalitet infolge der Dreiteilung in Subsalinar, Salinar und Suprasalitet infolge der Dreiteilung in Subsalitet infolge der Dreiteilung infolge der

Suprasalinar eine typische materialbedingte Stockwerkstektonik feststellen (s. a. HESS-MANN & SCHWANDT 1981).

- 4. Auf der Grundlage der ausgewiesenen Störungszonen und der regionalen Senkungsstrukturen sowie Hochlagen konnte eine Rayonierung des Untersuchungsgebietes unter besonderer Berücksichtigung des Grades der bruchtektonischen Beanspruchung durchgeführt werden. Es wurden ausgewiesen:
 - Kreuzungsbereiche regionaler Störungszonen mit hohem Beanspruchungsgrad;
 - Bereiche von Störungszonen mit geringerem tektonischen Beanspruchungsgrad und
 - Bereiche oder Blöcke, die von den erstgenannten tektonischen Strukturen allseitig begrenzt werden und im Vergleich mit den ersteren den geringsten Beanspruchungsgrad ausweisen, wobei zu beachten ist, daß diese Blöcke nicht frei von Störungsindikationen sind.
 Diese regionale Rayonierung besitzt insofern eine praktische Bedeutung, da sie als ein Merkmal für die Beurteilung des geomechanischen Verhaltens des Deckgebirges über Rohstoffabbaugebieten in der Kalilagerstätte des Werra-Gebietes herangezogen werden kann.
- 5. Die geologisch-tektonische Wirksamkeit der gegenwärtig bekannten regionalen Störungszonen konnte zeitlich beginnend vom Rotliegenden bis zum Jungtertiär dokumentiert und analysiert werden. Im Ergebnis dessen kann in Übereinstimmung mit dem Kenntnisstand zur Süddeutschen Großscholle ausgesagt werden, daß alle untersuchten Strukturen Erscheinungsformen einer mehraktigen Bruchtektonik sind.

Die geologisch-tektonische Entwicklung des Werra-Gebietes wird von den Autoren in vier Zeitabschnitte gegliedert, die sich durch wesentliche Sturkturprägungen auszeichnen und hier nur kurz umrissen werden können.

1. Abschnitt:

Rotliegendes und Zechstein mit beginnender Tafeldeckgebirgsentwicklung und zunehmender Ausprägung herzynisch und N–S gerichteter tektonischer Strukturen als konturbestimmende Elemente von strukturellen Subeinheiten, wie z. B. Teilbecken, Gräben und Hochlagen. In dieser Zeit vollzieht sich, eingebunden in den großtektonischen Umbau Mitteleuropas, die Entwicklung des Werra-Gebietes von dem variszisch angelegten Werra–Fulda-Becken in einen Teilbereich der mitteleuropäischen Senkungszone (Hessische Senke).

2. Abschnitt:

Trias mit Konsolidierung der Tafeldeckgebirgsentwicklung; insbesondere epirogener Deformation der Gesteinskomplexe, d. h. krustale Dehnung sowie Bildung von Trögen und Gräben mit Faziesdifferenzierungen, aber auch Anlage von weitspannigen Schichtverbiegungen.

3. Abschnitt:

Jura und Kreide mit der saxonischen Strukturprägung i. e. S. in Analogie zum tektonischen Geschehen in den angrenzenden regionalen Einheiten; Ausprägung herzynischer Leistenschollen. Die Wirksamkeit der saxonischen Tektonik wird insbesondere durch Vergitterungseffekte charakterisiert, so daß das Deckgebirge in ein mehr oder weniger regelmäßiges Schollenmosaik oder geometrisches Muster i. S. von RICHTER-BERNBURG (1977) zerlegt wird.

4. Abschnitt:

Tertiär mit dem Höhepunkt der tektonischen Aktivierung der meridionalen Störungszonen. Die tertiären Vulkanite können als Zeitdokumente herangezogen werden (siehe auch WEDEPOHL 1985). Sie belegen Etappen der sinistralen Rotation des tertiären Spannungsfeldes in Analogie und Vergleich mit angrenzenden regionalen Struktureinheiten. Grundlage sind hierfür die geotektonischen Modellvorstellungen von AHORNER (1975), ILLIES (1975) u. a. Aus der Rotation der Öffnungsmechanismen für basische Vulkanitschmelzen ergibt sich eine Präzisierung der relativen zeitlichen Abfolge der bruchtektonischen Ereignisse im Tertiär mit der Altersfolge – NNE–SSW (rheinisch) als älteste,

– N–S.

- NNW-SSE (eggisch) als jüngste

Aktivierung.

Beginnend im Tertiär und insbesondere im Quartär gewinnen Prozesse der Subrosion für die Überlagerung und fallweise Verstärkung echter tektonischer Vorgänge eine zunehmende Bedeutung für die Ausgestaltung des Strukturbaus im thüringischen Werra-Kaligebiet.

Danksagung: Die Autoren danken Herrn Dr. A. FINKENWIRTH, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

4. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. – in: PAVONI, N., & GREEN, R. (Eds.): Recent Crustal Movements, Tectonophysics, **29**: 233–249; Amsterdam.
- CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. Geol. Jb. Beih., 2: 16; Hannover.

DIETZ, C. (1928): Die Salzlagerstätte des Werra-Kaligebietes. – Arch. Lagerstättenforsch., H. 40, 129 S.; Berlin.

DÖHNER, C., SCHWANDT, A., ELERT, K.-H. (1986): Stand und Entwicklungstendenzen geowissenschaftlicher Untersuchungen in den Salzlagerstätten der DDR. – Z. geol. Wiss., 14: 383–394; Berlin.

GRUMBT, E., & LÜTZNER, H. (1966): Störungszonen im Deckgebirge des thüringischen Werra-Kaligebietes und ihre Beziehungen zum Basaltvulkanismus und zur Auslaugung. – Geologie, **15**: 531–544; Berlin.

- (1983): Saxonische Tektonik und Basaltvulkanismus zwischen Th
üringer Wald und Vorderrh
ön. - Z. geol. Wiss., 11: 943-955; Berlin.

100

Zum geolog.-tekton. Bau des Deckgebirges und Subsalinars i. thüring. Werra-Kaligebiet 101

- HAASE, G. (1976): Beitrag zur Kenntnis der Salzlagerstätte im thüringischen Werra-Kaligebiet. Jb. Geol., 7/8 für 1971/72: 211–261; Berlin.
- HESSMANN, W. (1983): Zur strukturellen Formung und Beanspruchung des postvariszischen Gebirges im Südwesten der DDR. Z. geol. Wiss., 11: 955–971; Berlin.
- HOPPE, W (1960): Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik, Teil 1: Das Werra-Gebiet. Freiberger Forsch.-H., C 97/I, 166 S., Berlin.
- ILLIES, J. H. (1975): Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine System. – Geol. Rdsch., 64: 677–699; Stuttgart.
- & GREINER, G. (1976): Regionales Stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. Oberrhein. geol. Abh., 25: 1–40; Karlsruhe.
- KÄSTNER, H. (1969): Zur Geologie der Kalisalz- und Kohlensäurelagerstätten im südlichen Werra-Kaligebiet. – Abh. ZGI, 11, 96 S.; Berlin.
- (1972): Der Zechstein in Süd- und Südwestthüringen. Zusammenfassung und Diskussion des Kenntnisstandes. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A 17: 897–910; Berlin.
- KOCH, K. (1980): Prozesse der Abscheidung und Umbildung von Kaliflözen, dargelegt am Beispiel des Werra-Kaligebietes. – Diss. B, Bergakademie Freiberg, 146 S.; Freiberg.
- RENTZSCH, J., & SCHIRMER, B. (1986): Neueinschätzung der Kupfervererzung im S-Teil der Werra-Senke, – ZGI Berlin, 9 S.; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1968): Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. Geol. Jb., 85: 997–1030; Hannover.
- SCHARBRODT, T. (1987): Zur Minerogenie der Beckenentwicklung im Werra-Kaligebiet der DDR. Diss. A, Bergakademie Freiberg, 120 S.; Freiberg.
- SCHRÖDER, B. (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle. Geol. Rdsch., 65: 34–54; Stuttgart.
- SCHWARZ, R. (1990): Geologisch-tektonische Untersuchungen im westlichen Teil des Werra-Kaligebietes der DDR (Grubenbetrieb "Marx-Engels", Unterbreizbach). – Diss. A, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 106 S., Anlagenband; Greifswald.
- & SCHIRMER, B. (1990): Mächtigkeitsanstauungen ("Kuppen") von Carnallitit im Kaliflöz "Thüringen" des Werra-Gebietes als Ausdruck halotektonischer Prozesse. – in: Kurzreferate, 37. Jahrestagung der GGW vom 20.–24. August 1990 in Jena; Berlin.
- TESCH, M., TROTTNER, D. (1987): Geologisch-tektonische Komplexinterpretation des Deckgebirges und Subsalinars im Werra-Kaligebiet der DDR – Abschlußbericht. – ZGI Berlin, 226 S.; Berlin.
- SEIDEL, G. (1974): Saxonische Tektogenese. in: HOPPE, W., & SEIDEL, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen, 699–716; Gotha/Leipzig.
- STOLLE, E., & DÖHNER, C. (1976): Die Erforschung der Kalilagerstätten der DDR in den vergangenen 20 Jahren. – Z. geol. Wiss., 4: 577–590; Berlin.
- TRÖGER, H. (1988): Bergbausicherheitliche Anforderungen und Aufgabenstellungen bei der Suche, Erkundung, Gewinnung und Verarbeitung von mineralischen Rohstoffen und Energieträgern in der DDR. – Neue Bergbautechnik, 18: 362–369; Leipzig.
- WEDEPOHL, K.-H. (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression. – Contrib. Mineral. Petrol., 89: 122–143; Berlin–New York (Springer-Verl.).

Manuskript eingegangen am 28. 11. 1990

the second second		and a second second			
Geol. Jb. Hessen	119	S. 103–117	3 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1991

Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge (Buntsandstein, Trias) in Nordosthessen

Von

VOLKER LUKAS & BERNWARD WENZEL*

Kurzfassung: In der Solling-Folge Nordosthessens sind lateral nicht horizontbeständige Paläobodensequenzen sowie Karbonatkonkretionen und -krusten (Calcretes) weit verbreitet. Karbonatkrusten bauen in den untersuchten Profilen zumeist die oberen Teile fluviatiler Kleinzyklen auf.

Die Sandsteine der Solling-Folge sind vornehmlich durch sparitisches Karbonat, seltener durch homaxiale Quarzanwachssäume zementiert.

An der Grenze Solling-Sandstein/Thüringischer Chirotheriensandstein kommen vereinzelt linsenartige Caliche-Krusten mit bis zu 0,5 cm großen Pisoiden vor.

In dem stark karbonatisch zementierten Thüringischen Chirotheriensandstein treten regional begrenzt zahlreiche Karneole auf. Der Thüringische Chirotheriensandstein wird als eine Calcrete-Silcrete-Kruste interpretiert.

Die Silifizierung der primär karbonatischen Caliche-Krusten und Karneole erfolgte frühdiagenetisch im Zusammenhang mit der Ingression des Rötmeeres.

Abstract: In the Solling-Folge in NE Hessen pedogenitic sequences occur as well as carbonate nodules and -crusts (calcrete). Carbonate crusts are often building the upper part of fluvial cycles.

The sandstones of the Solling-Folge are cemented with carbonate, rarely with homaxial quartz.

At the boundary Solling-Folge/Thüringischer Chirotheriensandstein, lenses of caliche crusts with pisoids are abserved.

In the Thüringischer Chirotheriensandstein carneol occurs in some areas.

The silification of primary carbonate caliche crusts and carneols probably took place during an early diagenetic stage and is related to the ingression of the Röt sea.

^{*} Dipl.-Geol. Dr. V. LUKAS, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Senckenbergstr. 3, 6300 Gießen, z. Zt. Kali und Salz AG, Friedrich-Ebert-Str. 160, 3500 Kassel. Dipl.-Geol. B. WENZEL, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Diezstr. 15, 6300 Gießen.

VOLKER LUKAS & BERNWARD WENZEL

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	104
2.	Untersuchungsgebiet und sedimentologischer Rahmen	105
3.	Profilbeschreibungen und Geländedeutungen	105
4.	Dünnschliffuntersuchungen	109
	4.1. Karbonat-Zement	109
	4.2. Karbonatlösung	109
	4.3. Karbonatersatz durch Quarz	110
	4.4. Quarz-Zement	110
	4.4.1. Quarz-Anwachssäume	110
	4.4.2. Quarz-Porenfüllung	111
	4.5. Quarz-Lösung	111
	4.6. Hämatit-Säume	111
	4.7. Feldspäte	112
	4.8. Evaporite	112
5.	Modell zum Sedimenations- und Diageneseablauf	112
6.	Schriftenverzeichnis	114

1. Einleitung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden an Hand von sedimentologischen und mikroskopischen Untersuchungen charakteristische bodenbildende Merkmale aus 3 Profilen der Solling-Folge in Nordosthessen beschrieben sowie ein Modell zum Sedimentationsgeschehen und Diageneseablauf vorgestellt.

Kennzeichen der Sedimente der Solling-Folge sind z. T. überregional verbreitete, pedogenetische Horizonte, die seit den Arbeiten von MULLER (1954) und ORTLAM (1967) zur lithostratigraphischen Korrelation im Buntsandstein herangezogen werden. PUFF (1976) z. B. gliedert an Hand "Violetter Horizonte" die Solling-Folge im südlichen Thüringen. Die Bedeutung der Bodenhorizonte als lithostratigraphische Marker wird aber auch kritisch betrachtet.

MADER (1985) gibt einen allgemeinen Überblick über die sedimentations- und bodenbildenden Prozesse in der Solling-Folge. Detaillierte mikroskopische Untersuchungen von Bodenhorizonten an der Grenze Mittlerer-Oberer Buntsandstein sind von MARTINS und PFEFFERKORN (1988) aus dem Schwarzwald durchgeführt worden.

Die in Nordosthessen und Thüringen aufgeschlossenen Paläobodensequenzen der Solling-Folge gingen als Violette Horizonte (VH) in die regionale Gliederung des Buntsandsteins ein (LANGBEIN & SEIDEL, 1961 und SEIDEL, 1965). Die Solling-Folge in NE-Hessen baut sich wie folgt auf:

Hangendes: Röt-Folge

Solling-Folge: - Thüringischer Chirotheriensandstein

- Tonige Grenzschichten mit VH2b

- Solling Sandstein

Liegendes: Detfurth- bzw. Hardegsen-Folge, lokal mit VH2a

Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge

Im Untersuchungsgebiet sind diese Bodenhorizonte bisher nur makroskopisch beschrieben worden (KRÄMER & KUNZ 1969, JACOBSHAGEN et. al 1977, OCHMANN 1984, MADER 1985). Nach WYCISK (1984) entspricht ein violetter, mit Fe-Mn-Konkretionen durchsetzter Horizont an der Grenze Detfurth-/Solling-Folge im Berntal (R: 35 75 24, H: 56 75 94), den er als aufgearbeiteten Boden deutet, wahrscheinlich dem VH2a. Die in Rinnen abgelagerten rotvioletten, bioturbaten und von sandgefüllten Wurzelröhren durchsetzten Ton-Siltsteine der Sandgrube Neuerode (R: 35 74 25, H: 56 74 42) werden von JACOBSHAGEN et al. (1977) dem Violetten Horizont VH2b gleichgestellt.

2. Untersuchungsgebiet und sedimentologischer Rahmen

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten 3 Profile der Solling-Folge führen typische Bodenhorizonte.

Die NE von Rambach (Blatt 4827 Treffurt) liegenden Profile 1 (R: 35 81 87, H: 56 65 50) und 2 (R: 35 81 18, H: 56 65 25) erschließen nahezu die gesamte, dort etwa 10 m mächtige Solling-Folge. Das Profil 3 wurde in einer Sandgrube S Braunrode (Blatt 4726 Grebendorf [R:35 75 90, H: 56 76 75]) aufgenommen und repräsentiert eine Bodensequenz aus dem tieferen Teil der Solling-Folge.

Die relativ geringe Mächtigkeit der Solling-Folge (Abb. 1) wird auf den synsedimentären Einfluß der Eichsfeld–Altmark-Schwelle zurückgeführt (LANGBEIN & SEIDEL 1961, WYCISK 1984).

Die Mächtigkeitsverteilung der Solling-Folge in Nordosthessen korreliert mit den von PUFF & RADZINSKI (1976) aus dem nordwestlichen Thüringen dargestellten Isopachen, die eine deutliche Mächtigkeitsreduktion zwischen Erfurt und dem Untersuchungsgebiet zeigen.

Die Solling-Folge wird im Liegenden von Gesteinen der Detfurth- bzw. Hardegsen-Folge (H-Diskordanz) unterlagert, die als fluviatile bis playaartige Sedimente (WYCISK 1984) interpretiert werden. Die Gesteine der Solling-Folge werden als fluviatile, teilweise äolische Bildungen interpretiert (OCHMANN 1984, MADER 1985).

In Thüringen sind den fluviatilen Sandsteinen teilweise Stubbenhorizonte, Algenstrukturen sowie syngenetische Bodenhorizonte zwischengeschaltet (LANGBEIN 1974, 1985).

Über den Solling-Sandsteinen setzt im Untersuchungsgebiet zumeist mit einem markanten lithologischen Wechsel die Evaporitsedimentation der Röt-Folge ein (WENZEL in Vorb.).

3. Profilbeschreibungen und Geländedeutungen

Profile 1 und 2

In dem aus den Profilen 1 und 2 zusammengestellten Übersichtsprofil lassen sich 5 lithofazielle Einheiten (A–E) aushalten (Abb. 2):

A. Mittel- bis grobkörnige, bankige, weiße Sandsteine (Abschnitte >2 m) wechseln regelmäßig mit glimmerführenden, graugrünen Ton-/Siltsteinen (<2 cm) und bauen zusammen fluvialtile Kleinzyklen auf. Die Sandsteine sind mitteldimensional schräggeschichtet mit Erosionsflächen innerhalb von cosets.



Abb. 1. Lage der untersuchten Profile sowie Darstellung der Sollingmächtigkeiten und Karneolführung in der Solling-Folge NE-Hessens.

B. Dickbankige, mittel- bis grobkörnige, grauweiße, relativ schlecht sortierte Sandsteine bauen diese 5 bis 6 m mächtige Einheit auf. Im unteren, karbonatisch zementierten Teil sind vereinzelt lateral auskeilende Ton-Siltsteine zwischengeschaltet. In dem weitgehend karbonatfreien oberen Profilabschnitt kommen bis 2 m mächtige, großdimensional tafelig schräggeschichtete Sandsteinbänke (140/40 NE) vor, mit einzelnen normal gradierten Einheiten.

Im höchsten Abschnitt dieser Einheit sind im Profil 2 geringmächtige, linsenartige "Caliche-Krusten" (16 cm x 3 cm) aufgeschlossen (Taf. 1, A). Diese setzen sich aus bis zu 0,5 cm großen, dicht gelagerten, silifizierten Einzelpisoiden zusammen, die in einer karbonatischquarzitischen Matrix eingebettet sind. Der obere Teil der Caliche-Kruste bildet eine synsedimentär zerbrochene Lage eines mikrokristallinen Quarzes. Die Pisoide bestehen aus maximal 4 unregelmäßig geformten Lagen, die auf Grund der unterschiedlichen Korngröße des Quarzes deutlich hervortreten (Taf. 1, B). In den Pisoidlagen sind vereinzelt detritische Quarze inkrustiert. Der Pisoidkern besteht aus kryptokristallinem Quarz und ist zumeist grobkristalliner als die ihn umgebenden Lagen.

C. Diese lateral nur wenige Zehnermeter durchhaltende Einheit (bis 0,5 m) besteht aus ungeschichteten, graugrünen, sandigen Ton-Siltsteinen.

D. Den Abschluß der Solling-Folge bildet der ca. 2 m mächtige, weitgehend ungeschichtete Thüringische Chirotheriensandstein. Die mittel- bis grobkörnigen, knauerigen Sandsteine sind unregelmäßig ("konkretionär") karbonatisch zementiert; eine Schichtung ist in der Regel nicht zu erkennen. In den Sandsteinen treten zahlreiche, meist rote, untergeordnet weiß oder schwarz gefärbte Karneole in Form von unregelmäßigen, bis 10 cm mächtigen Linsen oder Knollen auf. Verbreitet sind auch senkrecht die Sandsteine durchziehende, karneolgefüllte Klüfte.

Die Karneolführung innerhalb des Thüringischen Chirotheriensandsteins schwankt regional und vertikal sehr stark. Profile mit geringer bzw. fehlender Karneolführung (Profil 2 bzw. 3) sowie starker Karneolführung (Profil 1) lösen sich auf relativ kurzer Distanz ab, im Untersuchungsgebiet nur wenige hundert Meter.

Im bearbeiteten Gebiet ist eine sukzessive Abnahme der Karneolführung des Thüringischen Chirotheriensandsteins nach N und W festzustellen. Die Verbreitungsgrenze entspricht hier etwa der 20 m Isopache (Abb. 1).

E. Über dem Thüringischen Chirotheriensandstein liegen die Gipssteine der Röt-Folge.

Profil 3

In der Sandgrube S Braunrode (Profil 3) baut sich der Solling-Sandstein aus zahlreichen 0,5 bis 1,5 m mächtigen shallowing-upward Zyklen auf, die im oberen Teil in der Regel pedogenetisch überprägt sind. In den höheren Profilabschnitten dieses Aufschlußes fehlen die basalen, rotbraunen und graugrünen Ton-Siltsteine, die das Profil 3 erschließt.

Das Profil 3 setzt etwa 2 m über der Grenze Detfurth-/Solling-Folge ein und stellt einen vollständigen pedogenetisch überprägten Kleinzyklus dar (Abb. 3). Es lassen sich folgende lithofazielle Einheiten abgrenzen:

F. Diese Einheit (> 0,4 m) wird von einem mittel- bis grobkörnigen, schräggeschichteten, weißen Sandstein aufgebaut, deren obere karbonatisch zementierten Partien als Karbonatkruste (Calcrete) gedeutet werden. Die sehr markante Grenze zur Einheit G ist uneben wellig ausgebildet.



Abb. 2. Schematisches Profil der Solling-Folge (zusammengesetzt aus den Profilen 1 und 2) mit Legende. Abb. 3. Schematische Darstellung einer vollständigen Bodensequenz aus dem Profil 3 (Legende siehe Abb. 2).

G. Der fein- bis mittelkörnige, stark glimmerführende Sandstein (0,1 bis 0,15 m) ist intensiv rotbraun bis violett gefärbt und von graugrünen, unregelmäßig verteilten Entfärbungsflecken durchsetzt. Selten sind rotbraune Tonsteingerölle schichtparallel eingeschaltet. Vereinzelt sind die rotbraunen Sandsteine von trockenrißartigen und mit weißem Sand gefüllten Strukturen durchsetzt. Der Übergang zur Einheit H ist undeutlich.

H. Graugrüne, fein- bis mittelkörnige Sandsteine (0,2 m) mit wechselnder Glimmerführung bilden diese Einheit. Bei 0,1 m treten zahlreiche gelbe, unregelmäßig geformte Karbonatknollen auf, die oft von sekundären Kalzitdrusen durchsetzt sind. Den obersten Teil der Einheit bildet eine nahezu durchgehende Karbonatkruste.

Mit den Sandsteinen der Einheit F beginnt ein neuer Kleinzyklus.

4. Dünnschliffuntersuchungen

Von allen charakteristischen Gesteinseinheiten wurden Dünnschliffe angefertigt, die zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit halbseitig mit Aliziarin-Rot-S angefärbt wurden.

Im folgenden werden die verschiedenen Zementarten und deren Verbreitung sowie typische mikrofazielle und diagenetische Merkmale beschrieben.

4.1. Karbonat-Zement

Die Sandsteine der Solling-Folge sind vornehmlich karbonatisch zementiert. Während im unteren Profilabschnitt (Einheiten A, B, F) das Karbonat relativ gleichmäßig verteilt ist, treten im höheren Teil der Schichtenfolge (Einheit D) knollige Karbonatanreicherungen mit maximal 1–2 cm Durchmesser auf. Makroskopisch sind diese gut an den gelbbraun gefärbten Flecken ("Tigerung") zu erkennen. Lagige Karbonatanreicherungen wurden nicht festgestellt.

Innerhalb dieser Flecken besteht der Zement aus teilweise einschlußreichen, euhedralen Dolomitkristallen (10–80 μ m), die randlich unterschiedlich stark dedolomitisiert sind, während das umgebende Gestein weitgehend bindemittelfrei ist. In weitgehend dedolomitisierten Partien sind die einzelnen Korngrenzen oft von einem isopachen, eisenreichen Saum umgeben.

In den aus einem mikritischen bis sparitischen Dolomit bestehenden Karbonatknollen des Profils 3 sind unregelmäßig Quarzkörner von Siltgröße eingestreut.

Im Thüringischen Chirotheriensandstein tritt außerdem ein Karbonatzement auf, der aus einem dolomitischen Kern besteht und an Korngrenzen bzw. an Mikroklüften rekalzitisiert ist. Die mehrere 100 μ m großen Kristalle umschließen zahlreiche, nicht angelöste Einzelquarzkörner. Den restlichen Porenraum kleidet ein spätdiagenetischer, isometrischer Kalzit (B-Zement) aus.

4.2. Karbonatlösung

Karbonatlösungen sind in den konkretionären, karbonatischen Partien des Thüringischen Chirotheriensandsteins besonders stark verbreitet. Mehrere Millimeter große Dolomitkristalle sind hier entlang stylolithisierter Korngrenzen angelöst und stets von einem dünnen Hämatit-
saum überzogen. In einem späteren Stadium ist im Restporenraum ein homoaxiales Karbonat aufgewachsen (Taf. 1, D).

Angelöste Karbonatkristalle finden sich auch in den Karbonatknollen und -krusten des Profils 3.

In den Karbonaten treten vereinzelt gut gerundete, randlich nicht oder nur schwach angelöste Quarzkörner auf, die zerbrochen sind (Taf. 1, C). Die Bruchstelle ist mit spartischem Karbonat verheilt.

4.3. Karbonatersatz durch Quarz

Eine gleichmäßige Verdrängung primärer Karbonate durch Quarz ist in den Karneolen des Thüringischen Chirotheriensandsteines zu beobachten. Die im Durchlicht eine z. T. "blumenkohlartige" Struktur aufweisenden Karneole bestehen aus kryptokristallinem Quarz, in dem mikritische Karbonate heterogen verteilt oder fleckenartig konzentriert auftreten (Taf. 1, E). Diese Karbonate sind vermutlich Reste eines primären Karbonates, das frühdiagenetisch durch topotaktische Verdrängung silifiziert wurde. Sekundäres, durch ebene Kristallflächen begrenztes Karbonat kommt ebenfalls vor.

Hinweise auf ehemals karbonatische Fossilien, z. B. Algenstrukturen, wie sie LANGBEIN (1974) in Karneolen der Solling-Folge Thüringens feststellte, fehlen. KÜPER (1982) interpretiert Karneolknollen des Zechsteins [Oberer Werra Ton (T1r)] als silifizierte Anhydrite, die als laterale, küstenwärtige Ausläufer des Werra Sulfates (A1) intrasedimentär gebildet wurden (KÜPER & MALSMSHEIMER 1987). Evaporite konnten in den hier untersuchten Sandsteine der Solling-Folge nicht festgestellt werden, treten jedoch in anderen Profilen als Knollen bzw. mächtigere Lagen auf (WENZEL in Vorb.).

Eine postdiagenetische Karbonatverdrängung ist auf einigen Kluftfüllungen des Thüringischen Chirotheriensandsteins zu beobachten. Während der karbonatische Zement im Zentrum der Kluft noch erhalten ist, erfolgt von den Klufträndern her sukzessiv ein Ersatz durch krytokristallinen Quarz.

4.4. Quarz-Zement

Quarz-Zemente kommen in den Sandsteinen der Solling-Folge als authigene Anwachssäume sowie als zweiphasige Porenfüllung vor.

4.4.1. Quarz-Anwachssäume

Eine Zementation durch Quarzanwachssäume tritt vorwiegend im Solling-Sandstein in der Einheit A, seltener der Einheit B (Abb. 3) auf. Den dicht gepackten, mono-, untergeordnet auch polykritallinen Quarzkörnern dieser Sandsteine ist in gleicher optischer Richtung Quarz aufgewachsen. Die SiO₂-Anwachssäume sind in der Regel einschlußfrei (Taf. 1, G). Randlich sind die Quarzkörner z. T. von Mikrostylolithen begrenzt.

Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge

4.4.2. Quarz-Porenfüllung

Neben den homoaxialen Anwachssäumen tritt Quarzzement als zweiphasige Porenfüllung in Sandsteinen des Thüringischen Chirotheriensandsteines, in Karneolen sowie selten im Solling-Sandstein auf. Einem in der Regel lagigen Chalzedon-Zement sitzt ein grobkristalliner, isometrischer Zement als Restporenfüllung auf. Dieser Zement kann aber auch fehlen, oder durch ein Karbonat vertreten werden.

Im Durchlicht zeichnet sich der Chalzedon-Zement durch einen ausgeprägten Lagenbau mit z. T. feinwelligen Laminae aus (Taf. 1, I). Er ist isopach entwickelt und zeigt bei gekreuzten Nicols eine typisch sphärolithische Ausbildung (Taf. 1, J). Die einzelnen Chalzedonlagen treten auf Grund unterschiedlich starker Hämatitanreicherungen deutlich hervor.

In einer Zwickelpore der Caliche-Kruste konnten in diesem Zement bis zu 15 einzelne Lagen festgestellt werden.

Ein isometrischer, blockiger Quarzzement kleidet den Restporenraum vollständig aus (Taf. 1, E und J). Die Quarzkristalle sind weitgehend frei von Einschlüssen und sitzen den Chalzedonen zumeist direkt auf. Selten ist eine dünne Lage feinkristallinen Quarzes zwischengeschaltet.

Die Porenräume der Karneole sind in ähnlicher Weise zementiert. Den stark hämatitüberzogenen Porenwänden sitzt nur vereinzelt ein isopacher, feinkristalliner A-Zement auf. Oft wird der gesamte Porenraum ausschließlich von blockigem Quarzzement eingenommen (Taf. 1, E).

Aus dem Solling-Sandstein bei Jena wird von LANGBEIN (1985) ebenfalls eine zweiphasige Porenfüllung beschrieben. Im Gegensatz zu der quarzitischen Ausbildung der untersuchten Profile besteht diese jedoch aus Karbonat.

Reliktisches Karbonat (z. B. als Einschlüsse in den Quarz-Zementen), das auf eine Verdrängung primärer Karbonate schließen läßt, wurde in den untersuchten Proben nicht festgestellt.

4.5. Quarz-Lösung

Die randliche Anlösung detritischer Quarzkörner ist in fast allen Sandsteinen in unterschiedlicher Intensität festzustellen. Besonders ausgeprägt ist sie im oberen Teil des Solling-Sandsteins (Einheit B) und im Thüringischen Chirotheriensandstein (Einheit D). Hier sind die Quarzkörner derart intensiv angelöst, daß die ursprüngliche Kornform nur noch als ein unregelmäßig-eckiges Relikt erhalten ist (Taf. 1, H).

Diese "embayed" Körner sind in der Regel durch ein spartisches Karbonat zementiert.

4.6. Hämatit-Säume

Hämatit-Säume sind in der gesamten Solling-Folge verbreitet. Sie überziehen als wenige μ mmächtige, isopache Lagen Quarzkörner oder stylolithbegrenzte Karbonate und kleiden die quarzgefüllten Porenwände in Karneolen aus (Taf. 1, F). In der Einheit G ist eine fleckenartige Verteilung des Hämatits festzustellen. Nach LANGBEIN (1985) ist Hämatit für die Rotfärbung des Sedimentes verantwortlich. Auch in dem von MARTINS und PFEFFERKORN (1988) bearbeiteten Karneol-Horizont ist Hämatit das färbende Mineral.

Nach GLENNIE (1970) entstehen frühdiagenetische Eisen-Säume in einem wechselfeuchten Klima bei mehrfach wiederholter Durchfeuchtung und erneuter Austrocknung des Sedimentationsraumes. Dafür sprechen auch die Entfärbungen sowie die trockenrißartigen Strukturen der Einheit G.

4.7. Feldspäte

Feldspäte sind durch Orthoklase und Plagioklase vertreten. Letzere zeigen teilweise starke Lösungserscheinungen, die randlich und entlang von Plagioklasleisten auftreten. Eine fortschreitende Degradation der Feldspäte kann nach LANGBEIN (1985) zur Illitisierung und Kaolinitisierung führen.

4.8. Evaporite

In den hier untersuchten Solling-Profilen treten keine Evaporite auf oder weisen als Pseudomorphosen bzw. Residuen auf deren primäres Vorhandensein hin. Gipssteinbänke sowie gipszementierte Sandsteine kommen jedoch in der Solling-Folge am Heldrastein vor. Sie werden als Anzeichen des ingredierenden Rötmeeres (coastal sabkha) gedeutet (WENZEL, in Vorb.). Mächtigere Evaporitlagen, wie sie von PUFF & RADZINSKI (1976) bereits aus den "Tonigen Grenzschichten" des Thüringer Beckens beschrieben werden, sind im Untersuchungsgebiet nicht festzustellen.

5. Modell zum Sedimentations- und Diageneseablauf

Die sedimentologischen und diagenetischen Merkmale der Sandsteine der Solling-Folge werden im folgenden in ein Modell zur Sedimentationsgeschichte sowie zum Diageneseablauf eingefügt und diskutiert.

In den vornehmlich fluviatil überprägten äolischen Sandsteinen der Einheiten A, B und F (freundl. mündl. Mitt. M. BINDIG) setzte bereits frühdiagenetisch eine erste karbonatische Zementation ein. Diese erfolgte vermutlich unter randlich marinen Bedingungen einer coastal sabkha (s. a. LANGBEIN 1985). Eine Beteiligung von Evaporiten konnte in den untersuchten 3 Profilen nicht festgestellt werden. Gipssteine und gipszementierte Sandsteine treten aber in der näheren Umgebung im oberen Teil der Solling-Folge bzw. der Grauen Folge des Röts auf (WENZEL, in Vorb.). Zu dem dokumentieren intensive Quarzlösunges- und -anwachssäume den raschen Wechsel bzw. das Nebeneinander von stark variierender Porenwässern während der Zementation der Sande.

Während relativer Trockenphasen (Top der Einheiten B und F) bildeten sich als erste Anzeichen einer beginnenden pedogenetischen Überprägung Karbonatkrusten (Calcrete). Im Profil 3 (Einheit F) wird diese von einem Bodenhorizont (Einheiten G und H) überlagert. Im oberen Teil der Einheit B kommen geringmächtige Pisoidlagen als typische Kennzeichen einer Caliche vor (REEVES 1976). Auf Grund der bisherigen Untersuchungen sind Caliche-Pisoide ausschließlich im Profil 2 verbreitet. Die Pisoide belegen zeitweise subaerische Bedingungen und eine sehr geringe und/oder fehlende Sedimentation. Rezent ist ihre Bildung an ein semiarides Klima und eine hohe Evaporation gebunden (REINECK & SINGH 1980).

Während auf den zeitweilig trockenliegenden Sandflächen Pisoide gebildet wurden bzw. lokal eine Bodenbildung einsetzte, erfolgte vermutlich gleichzeitig die Ablagerung der graugrünen Ton-Siltsteine, die overbank-deposits oder mit Suspensionsfracht gefüllte Kleinrinnen darstellen (Einheit C).

Der überlagernde Thüringische Chirotheriensandstein markiert den Wechsel von einem küstenartigen Sabkhamilieu zu einer stärker randlich marinen bis evaporitischen Umgebung, die bereits den Einfluß des ingredierenden Rötmeeeres widerspiegelt.

Entsprechend ihrer Übergangsstellung wechselten im Thüringischen Chirotheriensandstein Trocken- und Überflutungsphasen. Auf relativ engem Raum lösten sich Karbonatzementation und -lösung sowie Silifizierung ab bzw. vertraten sich lateral. Eine pedogenetische Überprägung während relativer Trockenphasen führte schließlich zu einer fast vollständigen Entschichtung des Sedimentes und der Ausbildung eines mächtigen Calcrete-Silcrete-Horizontes (Thüringischer Chirotheriensandstein).

Die z. T. sehr hohen Karbonatgehalte im Thüringischen Chirotheriensandsteins entsprechen vermutlich der Karbonatphase eines Evaporitzyklus. Über den Sandsteinen folgen in der Regel direkt die Gipssteine der Röt-Folge.

Im allgemeinen steigt mit zunehmendem salinaren Einfluß der pH-Wert der Porenwässer und gleichzeitig nimmt die Löslichkeit von SiO₂ sukzessiv zu. Eine verstärkte Quarzlösung setzt bei einer Temperatur von 25 °C erst ab einem pH-Wert von mindestens 9 ein. Die verbreitete Silifizierung im Thüringischen Chirotheriensandstein wird deshalb mit der allmählichen Ingression des Rötmeeres in Verbindung gebracht. Die salinaren Porenwässer führten zur topotaktischen Verdrängung des Karbonatzementes bzw. der Pisoide durch Quarz sowie der Ausscheidung primärer Quarz-Porenfüllungen, z. B. in den Caliche-Lagen. Auch LANGBEIN (1974, 1985) schreibt die intensive Silifizierungsprozesse in den Sandsteinen der thüringischen Solling-Folge einem randlich marinen Einfluß zu.

Neben einem möglichen Antransport gelösten silikatischen Materials im Zusammenhang mit der Ingression des Rötmeeres sind als Quarzlieferanten sicherlich auch die Sandsteine der Solling-Folge selbst anzusehen, wie dies starke Korrosionserscheinungen an zahlreichen Quarzkörnern des oberen Solling-Sandsteines (Einheit B) und des Thüringischen Chirotheriensandsteins (Einheit D) zeigen.

VOLKER LUKAS & BERNWARD WENZEL

6. Schriftenverzeichnis

- GLENNIE, K. W. (1970): Desert Sedimentary Envieronments, pp. 222; Amsterdam (Elsevier).
- KRÄMER, F., & KUNZ, H. (1969): Sedimentationsgesetzmäßigkeiten im Mittleren Buntsandstein am Westrand der Eichsfeldschwelle, Teil 1, Raum Eschwege. – N. Jb. Geol. Paläont., MH., 1967: 712–730, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KUPER, J. (1982): zitiert in: KULICK, J. & PAUL, J.: Int. Symposium Zechstein, Exkursionsführer II, 47-52; Wiesbaden.
- & MALSHEIMER (1987): zitiert in: KULICK, J & PAUL, J.: Int. Symposium Zechstein, Exkursionsführer II, 47–52; Wiesbaden.
- LANGBEIN, R. (1974): Zur Petrologie der Karneole des Thüringischen Chirotheriensandsteins (Solling-Folge). – Chemie d. Erde XXXIII: 301–325; Jena.
- R. (1985): Fluvial- marine transitional depositional environment influencing the diagenesis in the Buntsandstein of Thuringia (German Democratic Republic. - in MADER, D. (ed): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. - Lecture Notes in Earth Sci., 4: 561-590; Stuttgart.
- & SEIDEL, G.: (1961): Zur Ausbildung des Mittleren Buntsandsteins in Westthüringen. Z. angew. Geol., 7: 573–575.
- MADER, D. (985): Minor pedogenesis and local aeolian influences in sandy to pebbly braidplain deposits of the Solling-Folge (Upper Buntsandstein) in the Hessian Depression (Hessen and Lower Saxony, F. R. Germany). – in MADER, D. (ed.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. – Lecture Notes in Earth Sci., 4: 318–348; Stuttgart.
- MARTINS, U. P., & PFEFFERKORN, H. W. (1988): Genetic interpretation of a lower Triassic paleosol complex based on soil micromorphology. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology., 64: 1–14, 4 Abb., 3 Taf.; Amsterdam.
- MÜLLER, E. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. – Ann. Univ. Sarav. Sci., 3: 176–201; Saarbrücken.
- OCHMANN, M. (1984): Untersuchung des Geröllbestandes und von Quarzkörnern der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) im Gebiet der Hessischen Senke und ihre paläogeographische Ausdeutung. – Diss. Univ. Hannover; Hannover.
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – Geol. Jb., 84: 485–590; Stuttgart.
- PUFF, P. (1976): Gliederung der Solling-Folge (Trias/Buntsandstein) im südlichen Thüringen mittels Violetter Horizonte. – Schriftenr. geol. Wiss., 6: 81–96; Berlin.
- & RADZINSKI, K.-H. (1976): Zur Paläogeographie und lagerstättenkundlichen Bedeutung des tieferen und mittleren Buntsandsteins im südlichen und mittleren Teil der DDR. – Z. Geol. Wiss., 4 (11): 1483–1503, 12 Abb.; Berlin.
- REEVES, C. C. (1970): Origin, classification and geologic history of caliche on the Southern High Plains, Texas and Eastern New Mexico. – J. Geol., 78: 352–356.
- (1976): Caliche-origin, classification, morphology and uses. Estacado Books, Lubbock, Tex., 233 pp.
- REINECK, H.-E., & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments. Heidelberg (Springer Verlag).
- SEIDEL G. (1965): Zur Ausbildung des Mittleren Buntsandsteins im thüringischen Eichsfeld. Geologie, 14: 443–448; Berlin.
- WENZEL, B. (in Vorb.): Zur Sedimentologie der Röt-Folge im Raum Eschwege (Trias, NE Hessen).
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstroges (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – Berliner Geowiss. Abh., A 54; Berlin.

Manuskript eingegangen am 28. 9. 1990

Tafel 1

- A. Caliche-Kruste mit Pisoiden aus dem oberen Teil der Einheit B des Solling-Sandsteins (Profil 2).
- B. Lagig aufgebauter Caliche-Pisoid in sandig-karbonatischer Matrix (oberer Teil Einheit b), xx Nicols (Maßstab 0,5 mm).
- C. zerbrochenes und mit Karbonat verheiltes Quarzkorn (Q) in sparitischem Karbonat aus dem Thüringischen Chirotheriensandstein (Einheit D), xx Nicols (Maßstab 0,1 mm).
- D. spartisches Karbonat (K) (Dedolomit) aus dem Thüringischen Chirothersiensandstein (Einheit D) mit schwach hämatitüberzogenem Stylolithenhorizont (ST) sowie sekundären homoaxialen Anwachssäumen, xx Nicols (Maßstab 0,5 mm).
- E. Karneol aus dem Thüringischen Chirotheriensandstein (oberster Teil Einheit D): der kryptokritalline Quarz (KQ) wird von einem hämatitreichen (H) Saum überzogen; den Restporenraum nimmt ein blockiger B-Zement (Quarz) ein, Karbonat (K), xx Nicols (Maßstab 0,1 mm).
- F. lagig aufgebaute, hämatitreiche Porenfüllung eines Karneols aus dem Thüringischen Chirotheriensandstein (mittlerer Teil Einheit D), Durchlicht (Maßstab 0,1 mm).
- G. homoaxiale Quarz-Anwachssäume um eine Quarzkorn (Q) als porenfüllender Zement aus dem Solling-Sandstein (unterer Teil Einheit B), xx Nicols (Maßstab 0,1 mm).
- H. stark angelöste Quarzkörner (Q) in einem durch sparitisches Karbonat (K) zementierten Sandstein des Thüringischen Chirotheriensandsteins (unterer Teil Einheit D), xx Nicols (Maßstab 0,1 mm).
- I., J. mehrphasige Porenfüllung eines Karneols aus dem Thüringischen Chirothereinsandstein, Durchlicht (I), xx Nicols (J), Maßstab 0,1 mm).
 - 1- sphärolithischer Chalzedon (A-Zement)
 - 2- intensiv durch Hämatit imprägnierter Chalzedon (A-Zement)
 - 3- blockiger Quarz (B-Zement).





















Geol. Jb. Hessen	119	S. 119–175	11 Abb.	1 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1991	
------------------	-----	------------	---------	--------	--------	----------------	--

Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen – ein Abbild kurzzeitiger Faziesänderungen im westlichen Germanischen Becken

Von

VOLKER LUKAS*

Kurzfassung: Der Horizont der Terebratel-Bänke ist ein im gesamten westlichen Germanischen Becken verbreiteter lithostratigraphischer Leithorizont des Unteren Muschelkalks. Er besteht aus zwei karbonatsandreichen Einheiten (Untere und Obere Terebratel-Bank, die mit scharfer Grenze von bioturbaten Mudstones (Wellenkalken) unter- und überlagert werden.

Die Fauna der Wellenkalke beschränkt sich im wesentlichen auf Vertreter der Cruziana-Ichnofaunenassoziation; die Terebratel-Bänke enthalten eine differenzierte und zumeist stenohaline Fauna. Die namengebenden Terebrateln [*Coenothyris vulgaris* (V. SCHLOTHEIM)] sind aber nur auf bestimmte Fazieseinheiten beschränkt.

Auf der Westflanke der hessischen Senke bildet sich in den beiden Terebratel-Bänken eine Karbonatrampe ab, die in einen inter- bis supratidalen Bereich, eine flache Lagune, Karbonatsandflächen und -barren und einen flachen "offenen marinen" Bereich gegliedert ist. Den Karbonatsand-Arealen waren dort ausgedehnte, von Crinoiden besiedelte Hartgründe und auf der tieferen Rampe Brachiopoden-Siedlungen vorgelagert. Auf dem tiefsten Teil entstand eine Kalkstein/Mergel Wechselfolge.

Nahezu alle Fazieseinheiten zeigen den Einfluß von Stürmen.

Diese Fazieszonen streichen NE-SW. Ihr Verlauf läßt weder den Einfluß einer "Rheinischen Insel", noch reaktivierte paläozoische Grenzlinien erkennen. In der Unteren Terebratel-Bank bildet die vertikale Abfolge der Fazieseinheiten eine Transgression ab; in der Oberen Terebratel-Bank deutet sich wiederum eine Transgression an.

Die beiden Terebratel-Bänke umfassen jeweils nur einen Teil eines etwa 100.000 bis 150.000 Jahre dauernden Transgressions-Regressionszyklus.

Sie reflektieren kurze "events", die zu verstärkter Zirkulation und damit zu stärkeren Strömungen und stenohalinen Bedingungen im westlichen Germanischen Becken geführt haben. Diese Zirkulation wurde wahrscheinlich durch ausgedehnte Karbonatsand-Barren im Raum Berlin–Brandenburg gesteuert.

Abstract: The carbonate-sand dominated Lower and Upper Terebratel-bed are important lithostratigraphic marker horizons of the Lower Muschelkalk in the western German Basin. They are intercalated in bioturbated mudstones ("Wellenkalke").

The diverse faunal composition of the Terebratel-beds indicates normal marine salinity; the "Wellenkalk"-fauna is restricted to some species of trace fossils. The facies distribution of the Terebratel-beds in the western part of the Hessian depression reflects a shallow carbonate ramp environment. This ramp was subdivided into an inter- to supratidal flat, a shallow lagoon, calcarenitic sand-sheets and bars and a shallow "open marine" basin. Hardgrounds, crinoidal- and brachiopodal-floatstone-bars were located basinwards of the calcarenitic areas. Marls and marly limestones were deposited on the deep ramp.

* Dr. V. LUKAS, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Senckenbergstr. 3, 6300 Gießen. Jetzt c/o Kali und Salz AG, Bereich Geologie, Friedrich-Ebert-Str. 160, 3500 Kassel.

VOLKER LUKAS

Nearly, all facies types show response to storm processes.

The facies types are arranged in small NE-SW trending belts, which are not influenced by a Rhenish "Island" or reactivated Paleozoic structures.

The facies development of the Terebratel-beds is caused by transgressions. Each Terebratel-bed only reflects a part of a 100.000–150.000 year lasting transgression-regression-cycle.

The Terebratel-beds reflect circulation events, that caused higher energy and normal marine conditions in the western part of the German Basin. These events were probably controlled by calcarenitic bars in the area of Berlin–Brandenburg, which influenced the circulation in the western part of the German Basin during upper Lower Muschelkalk times.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung					
	1.1. Problemstellung					
	1.2. Erdgeschichtlicher Rahmen					
	1.3. Die großräumige Ausbildung des Unteren Muschelkalk im Germanischen Becken					
	1.3.1. England, Nordseeraum					
	1.3.2. Westliche Niederlande					
	1.3.3. Osnabrücker Raum					
	1.3.4. Hessen/Thüringen					
	1.3.5. Süddeutschland					
	1.3.6. Berlin, Brandenburg					
	1.3.7. Polen					
	1.4. Stratigraphie des Unteren Muschelkalk in Hessen					
2.	Arbeitsgebiet und Methodik					
	2.1. Arbeitsgebiet					
	2.2. Profilaufnahme					
	2.3 Anschliffe, Folienabzüge, Dünnschliffe					
3	Faziestypen					
	3. 1. Dolomitische Mudstones (Gelbkalke)					
	3 2 Wackestones					
	3 3 Peloid-Grainstones					
	3 4 Algen-Aggregat-Grainstones					
	3 5 Bioklasten Grainstones/Rudstones					
	3. 6. Ooid-Grainstones					
	3. 7. Hartgründe					
	3. 8. Trochiten Packstones-Floatstones					
	3. 9. Muschel/Crinoiden Bioherme					
	3.10 Brachiopoden Packstones-Floatstones					
	3.11 Tonplatten"-Fazies					
	3.12. Gradierte detritische Schillbänke					
	3 12 1 Grain-Rudstones his Packstones					
	3 12 2 Packstones					
	3 12 3 Schill Floatstones-Packstones					
	3 13 Bankige Mudstones					
	3.14 Wellenkalke					
	3 15 Rinnenfüllungen					
	3 15 1 Großrinnensedimente					
	3 15 1 1 Intraklasten-Floatstones					
	3 15 1 2 Schräggeschichtete Mud-Wackestones					
	3 15 2 Kleinrinnensedimente					

4.	Verteilung der Faziestypen	139		
	4.1. Untere Terebratel-Bank	139		
	4.1.1. Basale Untere Terebratel-Bank (Abb. 5)	141		
	4.1.2. Oberste Fazieseinheit der Unteren Terebratel-Bank	144		
	4.2. Obere Terebratel-Bank	144		
	4.2.1. Faziesverteilung der Oberen Terebratel-Bank	144		
	4.3. Diskussion der Faziesverteilung und Entwicklung der Terebratel-Bänke	147		
5.	Faziesmodell			
6.	Absolute Dauer der Terebratel-Bänke			
7.	. Mögliche Ursachen für die Entstehung der Terebratel-Bänke			
8.	Schriftenverzeichnis	159		

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Der Untere Muschelkalk Hessens und angrenzender Gebiete war schon seit langem immer wieder Gegenstand der Forschung. Schon seit Ende des 18. Jahrhunderts wurde an einer lithostratigraphischen Gliederung und an der Genese der Sedimente gearbeitet (BORNEMANN 1886, FRANTZEN 1889, FRANTZEN & KOENEN 1889). Trotz der langen Geschichte der Erforschung gibt es bis heute keine Arbeit, die sich mit der Modellierung des hessischen Muschelkalkbeckens befaßt. Überregionale Arbeiten scheiterten nicht zuletzt an einer geeigneten hochauflösenden Biostratigraphie.

Eine überregionale fazielle Analyse der Terebratel-Bänke Hessens und angrenzender Gebiete sollte Hinweise auf deren Entstehungsursache erbringen und damit auf diesem indirekten Weg auch Aussagen über deren Wert als lithostratigraphische Marker zulassen. Als progradierende Fazieseinheiten wären die Terebratel-Bänke diachron und somit für überregionale Beckenanalysen ungeeignet. Sollten sich aber Hinweise dafür finden, daß die Terebratel-Bänke zeitgleich sind, wären sie ausgezeichnete Leithorizonte für überregionale Vergleiche, da sie in allen Muschelkalk-Gebieten leicht zu identifizieren und auch meist sehr gut aufgeschlossen sind.

1.2. Erdgeschichtlicher Rahmen

Im Perm und in der Trias begann das Auseinanderbrechen von Pangaea, wobei sich neue divergente Plattenränder entwickelten (ZIEGLER 1988). Das südwärtsgerichtete Ausbreiten des Arktik-Nordatlantik Riftsystems und die nach W fortschreitende Öffnung des Tethys-Riftsystems führten zu regionaler Dehnungsbeanspruchung in West- und Mitteleuropa. Die entstehenden Riftsysteme (v.a. Dänisch–Polnischer Trog und hessische Senke) durchschnitten die Varisziden und deren Vorland an reaktivierten karbonisch-permischen Frakturen. Auf einen globalen Meeresspiegeltiefststand gegen Ende des Perm folgt in der Trias ein genereller zyklischer Anstieg des Meeresspiegels (BRANDNER 1984). Diese Transgression ist im Germanischen Becken durch die Abfolge von den terrigenen Klastika des Buntsandsteins zu den marinen Karbonaten des Muschelkalks dokumentiert.

Im späten Skyth transgredierte die Tethys durch die Polnische Senke in das Germanische Becken (Abb.1). Zunächst wurden aber nur in Polen Karbonate sedimentiert. Im mittleren



Abb. 1. Paläogeographie des Muschelkalk nach ZIEGLER (1982) und Lage des Arbeitsgebietes. Paläowindrichtung nach ROBINSON (1973). (L = London, H = Hamburg, F = Frankfurt, B = Berlin, W = Warschau).

Anis dehnte sich das Becken dann weiter nach NW und W bis ins heutige Deutschland aus. Dort entstanden die Karbonate des Unteren Muschelkalks. Die Beckenränder unterlagen klastischen Schüttungen (ZIEGLER 1982).

Im Oberen Anis war diese Verbindung des Germanischen Beckens mit der Tethys in Polen wieder eingeschränkt und es breiteten sich im westlichen Germanischen Becken die Evaporite des Mittleren Muschelkalks aus.

Mit einem erneuten stärkeren Meeresspiegelanstieg an der Wende Anis/Ladin (BRANDNER 1984) stellten sich im Germanischen Becken wieder vollmarine Bedingungen ein (Oberer Muschelkalk).

Eine Verbindung zur Tethys bestand im Oberen Muschelkalk hauptsächlich über die Burgundische Pforte.

Mit einer Regression Ende Ladin und im Unteren Karn begann die Sedimentation der "tidal flat" und Playa-Sedimente des Keupers (BRANDNER 1984).

Nach den paläogeographischen Rekonstruktionen der Trias von z.B. ROBINSON (1973) und PARRISH et al. (1982), die sich auf die globale Verteilung klimasensitiver Sedimente. wie z.B. Evaporite, Kohlen etc. und paläomagnetische Daten stützen, ergibt sich für Mitteleuropa eine Lage zwischen 15° und 20° nördlicher Breite in einem ganzjährig ariden Gebiet.

1.3. Die großräumige Ausbildung des Unteren Muschelkalk im Germanischen Becken

1.3.1. England, Nordseeraum

Der Muschelkalk in England ist nach AGER (1970) möglicherweise in kontinentaler Buntsandstein- und Keuperfazies ausgebildet. Im Nordseeraum kommen im Unteren Muschelkalk feinkörnige Sedimente (Tone, z.T. Silte) vor, die z.T. mit Anhydrit vergesellschaftet sind (RASMUSEN 1974, BRENNAND 1975). Das gesamte Gebiet war sehr flach, es wechseln evaporitische Perioden mit distalen "floodplain" und "coastal-sabkha" Sedimenten (BRENNAND 1975).

1.3.2. Westliche Niederlande

In den Muschelkalkaufschlüssen um Winterswijk kommen dolomitische Mergel und Dolomite vor (RUEGG 1981, BOORDER et al. 1985, HARSVELDT 1963, 1973). Charakteristisch sind Trockenrisse, Algenmatten, teepee-Strukturen und Stromatolithen (RUEGG 1981, BOORDER et al. 1985). Als Sedimentationsmilieu wird eine Sabkha angenommen (RUEGG 1981).

1.3.3. Osnabrücker Raum

Im Unteren Muschelkalk bei Osnabrück sind Gelbkalke und feingeschichtete Plattenkalke, die kaum Fossilien enthalten, sehr häufig; Schillkalke fehlen fast vollständig (GROETZNER 1984).

Gelbkalke werden als inter- bis supratidale Sedimente interpretiert (LUKAS & WENZEL 1988). Einem ähnlichen Faziesraum mit stark eingeschränkten Lebensbedingungen dürften die Plattenkalke angehören.

VOLKER LUKAS

1.3.4. Hessen/Thüringen

In Hessen und Thüringen sind Wellenkalke, d.h. bioturbate Mudstones, der vorherrschende Gesteinstyp. Sie werden als subtidale Flachwasser-Sedimente interpretiert [(siehe Kap. 3.14. (ZWENGER 1985, KLOTZ, in Vorb.)]. Den Wellenkalken sind die sogenannten Leitbänke zwischengeschaltet, die vorwiegend aus bioklastenreichen Karbonatsanden bestehen. Sie enthalten eine reiche, meist stenohaline Fauna. Häufig sind die Leitbänke mit Gelbkalken verknüpft.

1.3.5. Süddeutschland

Der süddeutsche Untere Muschelkalk ist durch die randliche Lage zur Böhmischen Masse, dem Vindelizischen und dem Gallischen Land gekennzeichnet, die terrigene Klastika ins Becken geschüttet haben. Die Sandsteine gehen beckenwärts in Mergel und schließlich in reine Karbonate über (SCHWARZ 1970, 1975). Im tieferen Teil des süddeutschen Unteren Muschelkalks wurden in einer zentralen Depression die sogenannten "buchi-Mergel" abgelagert. Dies sind schwarze, mergelige Tonsteine, die unter (?) anoxischen Bedingungen entstanden sind (SCHWARZ 1970, 1975). Die buchi-Mergel belegen stark eingeschränkte Zirkulation im tieferen Unteren Muschelkalk Süddeutschlands.

Die hessische und thüringische karbonatische Muschelkalkfazies verschiebt sich im Laufe des Unteren Muschelkalk immer weiter nach S (HAGDORN et al. 1987). Die im tieferen Unteren Muschelkalk verbreiteten Mergel werden von reineren Karbonaten überlagert.

1.3.6. Berlin, Brandenburg

Der Rüdersdorfer und Brandenburger Untere Muschelkalk ist deutlich zweigeteilt. Im Unteren Teil wurden Wellenkalke sedimentiert, denen Tempestite zwischengeschaltet sind, im höheren Abschnitt bildeten sich vorwiegend Karbonatsande (ZWENGER 1985, HARDT 1952, RU-SITZKA 1968). Diese Karbonatsande der sog. "Schaumkalkstufe von Rüdersdorf" enthalten vorwiegend Peloide, aber auch Algen, Trochiten und vereinzelt Korallen (ZWENGER 1985). Sie werden als Barrensedimente auf einer "küstenunabhängigen Untiefe" interpretiert (ZWENGER 1985).

1.3.7. Polen

In Zentralpolen besteht der Untere Muschelkalk aus mergeligen Karbonaten mit einer reichen Fauna, die als "tiefere" Fazies interpretiert werden (GLAZEK et al. 1973, SENKOWICZOWA & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA 1975; SENKOWICZOWA 1958, 1970). Der nordöstliche Beckenrand ist durch terrigene Klastika gekennzeichnet (ZIEGLER 1982). Im Heiligkreuz-Gebirge und in Oberschlesien wurden unter ruhigen Flachwasserbedingungen Karbonatschlämme und matrixreiche Karbonatsande sedimentiert (KOSTECKA 1978, TRAMMER 1975, SENKOWICZOWA 1961). Für den tieferen Unteren Muschelkalk wird lediglich E der Karpaten eine Verbindung zur Tethys angenommen; im höheren Unteren Muschelkalk soll auch in Schlesien eine Verbindung existiert haben (SENKOWICZOWA & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA 1975, KOZUR 1974). Erst im höheren Unteren Muschelkalk treten in Oberschlesien offenmarine Sedimente auf (ZAWIDZKA 1975). Außerdem erscheinen im höheren Unteren Muschelkalk zahlreiche neue Faunen der alpinen Faunenprovinz (ZAWIDZKA 1975, TRAMMER 1973, SENKOWICZOWA 1970).

1.4. Stratigraphie des Unteren Muschelkalk in Hessen

Der hessische und thüringische Muschelkalk ist durch die sogenannten Wellenkalke (Kap. 3.14) gekennzeichnet. Ihnen sind wiederholt überregional auftretende bioklastenreiche Bänke zwischengeschaltet, die zu der klassischen lithostratigraphischen Leitbank-Gliederung geführt haben (FRANTZEN 1889, FRANTZEN & KOENEN 1889), die bis heute Anwendung findet (z.B. HAGDORN et al. 1987 (Abb. 2).

Eine biostratigraphische Gliederung vor allem mit Conodonten wurde u. a. von TATGE (1956) und KOZUR (z.B. 1974) versucht. Besonders in Polen wurde intensiv an einer Conodonten-Stratigraphie gearbeitet (z.B. TRAMMER 1975, ZAWIDZKA 1975).

In den letzten Jahren wurde eine palynostratigraphische Korrelation erstellt (z.B. OR-LOWSKA-ZWOLINSKA 1977, 1985, REITZ 1985), die allerdings noch keine genauere Untergliederung des hessischen Unteren Muschelkalks erlaubt. Eine Parallelisierung von Profilen des Unteren Muschelkalks mit Hilfe von Sedimentations-Zyklen wurde erstmals von FIEGE (1938) versucht, später dann von SCHULZ (1972) und KRAMM (1986) fortgesetzt. Zur Zeit wird von KLOTZ (in Vorb.) an einer Parallelisierung hessischer und NE-bayerischer Profile mit Hilfe von Zyklen gearbeitet.

Nach der biostratigraphischen Gliederung von KOZUR (1974) wird der Horizont der Terebratel-Bänke in das Pelson (Unteres Ober-Anis) eingestuft. Dieser Horizont ist in eine Untere Terebratel-Bank (T1) (Taf. 1, Fig.1), ein Wellenkalk-Zwischenmittel und eine Obere Terebratel-Bank (T2) gegliedert (Abb. 2). In den lithostratigraphischen Gliederungen NE-Hessens (z.B. BUSSE & RÖSING 1966, BUSSE & HORN 1982) werden die Gelbkalke an der Basis der Unteren Terebratel-Bank in den Mittleren Wellenkalk eingestuft, hier aber in die Betrachtungen über die Genese der Terebratel-Bänke mit einbezogen.

Im folgenden bezeichnet der Ausdruck "Terebratel-Bank" oder "-Bänke" lediglich die Untere bzw. die Obere Terebratel-Bank. Der gesamte Profilabschnitt (einschließlich der Gelbkalke) wird als "Horizont der Terebratel-Bänke" bezeichnet (Abb. 2).

2. Arbeitsgebiet und Methodik

2.1. Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet umfaßt die Muschelkalkgebiete zwischen Göttingen, Würzburg und Bayreuth (Abb. 3). Der Untere Muschelkalk ist dort nicht flächig verbreitet, sondern kommt nur noch lokal, zumeist in den sogenannten saxonischen Gräben vor. Trotzdem war es möglich, das Gebiet mit einem relativ engen Profilraster zu belegen, das durch zahlreiche Literaturdaten noch weiter ergänzt wurde (Abb. 3). Die Profile im Arbeitsgebiet wurden mit den Abfolgen des Unteren Muschelkalks in Aufschlüssen bei Winterswijk, Osnabrück, Detmold, im Hildesheimer Wald, im Elm und S des Main verglichen.



Abb. 2. Lithostratigraphische Gliederung des Unteren Muschelkalk in Hessen und angrenzenden Gebieten nach HAGDORN et al. (1988) und schematisches Übersichtsprofil des Terebratel-Bank Horizontes in Nordhessen.

2.2 Profilaufnahme

An 39 Lokalitäten (Abb. 3, Tab. 1) wurden Profile mit cm-Genauigheit nach einheitlichen Kriterien aufgenommen und beprobt (insgesamt 241 Proben). Diese Profile wurden zusätzlich mit den Abfolgen in 25 weiteren Aufschlüssen verglichen, um die Repräsentativität der Profile zu kontrollieren. Aus den Vergleichsprofilen wurden weitere 76 Proben entnommen.

Sämtliche richtungsanzeigenden Sedimenttexturen, die Schrägschichtung oder Imbrikation, wurden eingemessen. Zur Darstellung der Geländebefunde dienen Säulenprofile, die durch die mikrofaziellen Befunde ergänzt wurden.

2.3. Anschliffe, Folienabzüge, Dünnschliffe

Nach dem Entfernen von Verunreinigungen wurden die Proben in N–S- und E–W-Richtung gesägt und angeschliffen. Von 270 Anschliffen wurden Folienabzüge angefertigt und 94 Proben zur Herstellung von Dünnschliffen ausgewählt, gesägt und dünngeschliffen. Zur Identifizierung von Dolomit wurden die Schliffe zur Hälfte mit Alizarin Rot-S eingefärbt.

Die Folienabzüge und Dünnschliffe waren Grundlage der mikrofaziellen Auswertung und Klassifizierung, die zusammen mit den Geländebefunden zur Interpretation der Faziestypen (Kap. 3.) geführt haben.

3. Faziestypen

Nach der Auswertung der Geländebefunde und den mikroskopischen Untersuchungen lassen sich mehrere Faziestypen unterscheiden, die im Folgenden beschrieben werden. Um Wiederholungen zu vermeiden, wird im gleichen Abschnitt auch eine sedimentologische Interpretation vorgenommen, soweit dies anhand der Befunde aus den jeweiligen Sedimenttypen möglich ist. Paläogeographische Zusammenhänge werden in Kap. 4 diskutiert.

3.1. Dolomitische Mudstones (Gelbkalke)

Im nordwestlichen Hessen kommen unter den Karbonatsanden der Unteren Terebratel-Bank bis über 1 m mächtige, oft mergelige Gelbkalke vor. Gelbkalke sind ehemalige frühdiagenetische Dolomite, die durch vadose Wässer rezent bis subrezent dedolomitisiert wurden, wobei die vorher grauen Gesteine durch Freisetzung von Fe²⁺ aus dem Dolomit und nachfolgende Oxidation ihre gelbe Farbe erhalten (EVAMY 1967, LANGBEIN 1967, SCHÜLLER 1967, FRANKE et al. 1977, PAUL & FRANKE 1977, LUKAS & WENZEL, in Vorb.). Aussagen über die ursprünglichen Dolomitgehalte der Gelbkalke im Horizont der Terebratel-Bänke sind nicht möglich, da keine frischen, d.h. noch nicht dedolomitisierten Proben zu entnehmen waren. Frische Gelbkalkproben aus dem Horizont der Oolith-Bänke weisen nach LUKAS & WENZEL (in Vorb.) Dolomitgehalte zwischen 30% und 40% auf.

Die sehr deutliche horizontale Feinschichtung der bankigen (etwa 0,1 m bis 0,15 m) bis plattigen (<30 mm) Gesteine wird durch gradierte quarzreiche Lagen verursacht (Tafel 1, Fig. 2). Die Korngröße der Quarze beträgt etwa 10 bis 70 μ m. Häufig findet man Trockenrisse, an deren Rändern einzelne Schichtpakete aufgebogen sind. Dies kann bis zu einer in situ Brekziierung führen. Selten sind geringmächtige, im Aufschlußbereich aushaltende Lagen von flachen, gerundeten Intraklasten (Tafel 1, Fig. 3), die wahrscheinlich umgelagerte Trockenrißscherben



Abb. 3. Lage von aufgenommenen und beprobten Profilen, Vergleichsprofilen und Literaturdaten. Die genaue Lage der Profile und die Literaturzitate sind Tab. 1 zu entnehmen.

darstellen. Die Umlagerung steht möglicherweise im Zusammenhang mit Sturmereignissen (siehe ROEHL 1967, HARDIE & GARRETT 1977, SHINN 1983, AIGNER 1985).

Körperfossilien oder Spuren einer Ichnofauna wurden nicht beobachtet.

Interpretation:

Frühdiagenetische Dolomitisierung ist typisch für das hohe Intertidal und das Supratidal arider Gebiete (DEFFEYES et al. 1965, KENDALL & SKIPWITH 1969, DE GROOT 1973, BUSH 1973, LEEDER 1982). In dieses Milieu passen auch Sulfatresiduen, die GROETZNER (1984) aus den Gelbkalken bei Osnabrück und LUKAS & WENZEL (in Vorb.) aus den Gelbkalken des Horizontes der Oolith-Bänke in NE Hessen beschreiben.

Wegen der hohen Salinität fehlt im hohen Intertidal und Supratidal arider Gebiete auch eine Makrofauna.

Gradierte lagenweise Anreicherungen von Terrigenmaterial werden auf den flachen Küstenebenen des Persischen Golfs und im Supratidal der Bahamas durch verstärkten Antransport bei Stürmen verursacht (KENDALL & SKIPWITH 1969, SHINN et al. 1969, GINSBURG & HARDIE 1975, HARDIE & GINSBURG 1977).

Die Gelbkalke werden daher als Sedimente des hohen Intertidal bis Supratidal interpretiert (siehe auch LUKAS & WENZEL 1988, in Vorb.)

3.2. Wackestones

Bankige (0,1 bis 0,2 m) Wackestones kommen vor allem im nordwestlichen Arbeitsgebiet vor. Sie enthalten wechselnde Anteile von Schalenbruch (bis 500 μ m), der zumeist von ehemaligen Aragonitschalern stammt. Außerdem sind gut gerundete Schillkörner mit Durchmessern bis zu 200 μ m sehr häufig (Tafel 1, Fig. 4). Neben Muscheln treten lediglich Gastropoden auf.

Interpretation:

Der Matrixreichtum der Gesteine weist auf ruhige Sedimentationsbedingungen hin. Unter diesen Bedingungen können die gut gerundeten Schalenbruchstücke allerdings nicht entstanden sein. Sie sind wahrscheinlich episodisch aus einem hochenergetischen Ablagerungsmilieu eingeschüttet worden.

Diese Wackestones kommen zusammen mit Peloid-Grainstones vor, die als lagunäre Sedimente interpretiert werden (siehe Kap. 3.3.). Die Wackestones werden aufgrund des engen Faunenspektrums ebenfalls einem lagunären höhersalinaren, allerdings ruhigen Milieu zugeordnet.

3.3. Peloid-Grainstones

Im nordwestlichen Arbeitsgebiet bestehen der untere Teil der Unteren Terebratel-Bank und die Obere Terebratel-Bank aus bankigen (0,1 bis 1 m) Peloid-Grainstones (Tafel 1, Fig. 5). Neben zahlreichen schlecht sortierten Peloiden (Durchmesser 100 bis 500 μ m) mit einem oft unregelmäßigem Rand kommen Ostracoden und eine artenarme Muschel- und Gastropodenfauna vor. Sehr häufig ist *Neoschizodus orbicularis* BRONN.

Interpretation:

Bei den Peloiden dürfte es sich nicht um (fecal) Pellets handeln, da ihre Größe sehr stark schwankt und Übergänge zu fast vollständig mikritisierten Schalenfragmenten vorkommen, sondern sie sind wahrscheinlich durch vollständige Mikritisierung von Biogenfragmenten entstanden (Bahamit-Peloide, vgl. FLÜGEL 1982).

Die sehr eingeschränkte Fauna ist ein Hinweis auf schwankende oder erhöhte Salinität. Diese Bedingungen werden von Ostracoden und auch *Neoschizodus orbicularis* BRONN toleriert (FLÜGEL 1982, HAGDORN & SIMON 1983). Peloid-Sande im Persischen Golf charakterisieren höhersalinare Milieus in flachstem Wasser, kommen manchmal aber auch in anderen Milieus vor (WAGNER & VAN DER TOGT 1973).

Die Gesteine werden aufgrund der fehlenden Matrix und der Faunenarmut als höherenergetische Sedimente aus einem höhersalinaren lagunären Milieu gedeutet.

3.4. Algen-Aggregat-Grainstones

Dieser Faziestyp ist im unteren Teil der Unteren Terebratel-Bank Mittelhessens verbreitet. Die bankigen (0,1 bis 0,25 m) Gesteine sind selten gradiert. Sie enthalten z.T. zahlreiche Fragmente von Dasycladaceen (BLAU et al., in Vorb.), sowie Aggregatkörner und Schalenbruchstücke von Muscheln und Gastropoden (Tafel 1, Fig. 6). Biogene und Biogenfragmente sind randlich immer mikritisiert. Die Aggregatkörner bestehen aus Biogenfragmenten, welche mit Mikrit zu Aggregaten bis zu 1,5 mm Größe verkittet sind (sog. lumps).

Interpretation:

"Lumps" werden in Bereichen mit sandigen Sedimenten unter ruhigeren Bedingungen als z.B. Ooid-Barren, aber mit guter Wasserzirkulation und wechselnder Wasserbewegung gebildet (MILLIMAN 1974, FLÜGEL 1982). Rezent sind sie in lagunären Bereichen der Bahamas und des Persischen Golfs verbreitet (PURSER & EVANS 1973, BATHURST 1975). Die gute Zirkulation bedingt eine rasche Zementation der oberen Sedimentschichten (MARSHALL & ASHTON 1980), die dann bei verstärkter Wasserbewegung wieder aufgearbeitet werden.

Dasycladaceen kommen in der photischen Flachwasserzone vor und sind nach WILSON (1975) und FLÜGEL (1982) typisch für flache, geschützte subtidale Lagunen mit normaler Salinität.

Die Algen-Aggregat-Grainstones werden entsprechend der rezenten Verbreitung von "lumps" und dem Lebensraum der Dasycladaceen einem sandigen lagunären aber gut zirkulierten Milieu zugeordnet.

3.5. Bioklasten Grainstones/Rudstones

Grainstones/Rudstones (Tafel 1, Fig. 7 und Fig. 8) erreichen Bankmächtigkeiten bis 1,10 m, durchschnittlich aber nicht mehr als 0,5 m und sind meist planar schräggeschichtet. Sie enthalten überwiegend Schill von Muscheln und mit abnehmender Häufigkeit Gastropoden, Trochiten, Brachiopoden und Echinodermenstacheln. Intraklasten, die z.T. angebohrt sind, kommen vor. Beidseitig angebohrte Intraklasten erreichen Kantenlängen bis 0,2 m. Gut gerundeter Schalendetritus kann einen hohen Anteil ausmachen (Tafel 1, Fig. 7). Übergänge von angerundeten Schalen zu sehr gut gerundetem Detritus belegen, daß dieser durch Zurundung von Schalenfragmenten entstanden ist.

Die Sortierung der Komponenten ist im allgemeinen sehr schlecht, aber es sind auch gut sortierte, reine Detritus-Bänke entstanden.

Schalen sind meist zerbrochen und ehemalige Aragonitschalen teilweise randlich mikritisiert.

Es kommen sowohl amalgamierte, mehrphasig schräggeschichtete Bänke vor, die auf wiederholte Umlagerung hinweisen, als auch bis zu 0,3 m mächtige Bänke, die nur ein Schrägschichtungsereignis beinhalten. Am Top der Bänke sind oft "dunes" ausgebildet.

Sehr selten sind die Bänke von Placunopsiden besiedelt, was auf frühe Zementation hinweist.

Interpretation:

Das Fehlen einer Matrix belegt hochenergetische Bedingungen; beidseitig angebohrte Intraklasten weisen auf wiederholte Umlagerung hin. CLUFF (1984) interpretiert gut ausgewaschene Karbonatsande mit planarer Schrägschichtung und ohne Bioturbation als Schill-Sandbarren in flachem Wasser. Die geringe Mächtigkeit der Grainstones/Rudstones läßt aber allenfalls flache Barren zu, oder aber mächtigere Barren sind fossil nicht erhalten. Möglicherweise bildeten die Bioklastensande ausgedehnte, häufig umgelagerte Sandflächen (?oberhalb der Wellenbasis), mit "dunes" und einzelnen flachen Barren, die mit den rezenten Sandgürteln der Florida Bay (BALL 1967), der "Joulter sand flat" auf den Bahamas (HARRIS 1983), oder den "lamellibranch sand" aus den flachmarinen Bereichen des Persischen Golfs (WAGNER & VAN DER TOGT 1973) vergleichbar sind.

Als Ablagerungsmilieu werden flache Schill-Sandflächen, flache Barren und Rippelfelder oberhalb der Wellenbasis angenommen.

3.6. Ooid-Grainstones

Ooid-Grainstones (Tafel 2, Fig. 1) kommen in der oberen Terebratel-Bank SE von Kassel vor. Reine, gut sortierte Ooid-Grainstones sind selten. Meist enthalten die Gesteine neben Ooiden auch biogenen Detritus. Die Ooide haben Durchmesser von 400–550 μ m und sind z.T. mikrisiert. Häufig bilden 2–3 Ooide Polyooide (Tafel 2, Fig. 1), die wahrscheinlich durch Zementation während Perioden mit geringerer Wasserbewegung und/oder Mangelsedimentation entstanden sind (FLÜGEL 1982, HARWOOD & MOORE 1984).

Die Ooid-Kerne sind in der Regel aufgelöst, worauf bei der Kompaktion kollabierte Ooide hinweisen. Der Hohlraum ist sparitisch zementiert.

Die Ooid-Bänke erreichen Mächtigkeiten bis 0,25 m und sind oft gradiert.

Mächtigere Ooid-"Barren" kommen nicht vor.

Interpretation:

Die Ooide belegen ein hochenergetisches Milieu in flachstem Wasser. Hundezahnzemente können auf den Einfluß meteorischer Wässer hinweisen (LUKAS 1989).

Die Bänke sind möglicherweise durch Schüttungen von (fossil nicht erhaltenen) Ooid-Barren entstanden (?spill-over lobes). Rezent bilden sich auf den Bahamas geringmächtige, über weite Flächen verbreitete Ooid-"spill-over lobes" bei Stürmen (HARRIS 1979, LEEDER 1982).

3.7. Hartgründe

Vor allem im oberen Teil der Unteren Terebratel-Bank sind bankige (etwa 0,1 m), angebohrte Mud-Wackestones (Tafel 2, Fig. 2 und Fig. 3) sehr häufig.

Es kommen im wesentlichen zwei Arten von Bohrspuren vor:

- a. gerade, senkrecht zur Schichtung verlaufende Gänge mit einem Durchmesser von etwa 1 mm, die von *Trypanites weisei* MÄGDEFRAU erzeugt wurden (MÄGDEFRAU 1932, BROMLEY 1972). *Trypanites* ist ein typischer Hartsubstrat-Bohrer (MÜLLER 1956, ZWENGER 1986).
- b. gebogen verlaufende Gänge mit Durchmessern bis 5 mm, die von *Balanoglossites* sp. angelegt worden sind (MÄGDEFRAU 1932).

Weiterhin findet man taschenförmige Bohrspuren, die wahrscheinlich durch Bohrmuscheln entstanden sind (siehe auch BROMLEY 1972).

Die Gänge sind oft erosiv erweitert und ausgekolkt. Größere Hohlräume sind mit Bioklasten, meist ausschließlich Trochiten, gefüllt.

Die Hartgründe sind intensiv von suturierten Vertikal-Stylolithen durchsetzt.

Interpretation:

Hartgründe belegen Omissionsphasen (PURSER 1969), in denen die obersten Sedimentschichten zementieren und Hartgrundbewohnern (bohrende Organismen, Crinoiden, sessile Muscheln) ein geeignetes Siedlungs-Substrat bieten. Sobald die zementierte Oberfläche an manchen Stellen durchbohrt ist, können Strömungen den Hohlraum erweitern und auskolken, zumal das unterlagernde Sediment oft noch nicht vollständig zementiert ist (FÜRSICH 1971). Trochiten, die von den hartgrundbesiedelnden Crinoiden stammen, werden in die Hohlräume eingeschwemmt. Die Intensität der Zementation hängt von der Wasserzirkulation ab, da ständig karbonatgesättigtes Wasser nachgeliefert (ALEXANDERSSON 1972, MARSHALL & ASHTON 1980) und auch eine kontinuierliche Sedimentation von Karbonatschlamm verhindert werden muß. Die Lithifizierung kann bei ausreichender Zirkulation sehr schnell erfolgen, wie Datierungen von SHINN (1969) gezeigt haben. Er gibt für Hartgründe im Persischen Golf ¹⁴C-Alter von durchschnittlich 2.200 Jahren an. Die feinkörnigen Hartgründe werden einem Milieu mit wechselnder Zirkulation zugeordnet. Bei ruhigen Bedingungen sedimentierten Karbonatschlämme; phasenweise verstärkte Zirkulation schuf Omissionsbedingungen, die eine rasche Zementation begünstigten.

3.8. Trochiten Packstones-Floatstones

Massige, bis zu 0,70 m mächtige Trochiten Pack-Floatstones (Tafel 2, Fig. 3 und Fig. 4) enthalten bis zu 50% Trochiten (bezogen auf die Komponenten) und auch oft noch gut erhaltene größere Bruchstücke von Crinoiden. Seltener sind Brachiopoden, Muscheln und Echinodermenstacheln. Häufig findet man flache angebohrte Intraklasten. Vereinzelt kommen auch faustgroße rundliche Aggregate von Placunopsiden vor, die wahrscheinlich Aufarbeitungsrelikte von *Placunopsis*-Siedlungen (?Bioherme) sind.

Die matrixreichen Gesteine sind meist schräggeschichtet und kommen zusammen mit Hartgründen vor.

Neben diesen recht mächtigen Bänken sind geringmächtige, lateral rasch auskeilende Trochiten-Floatstones zu finden, die Hartgründen zwischengeschaltet sind. Sie enthalten Hartgrundgerölle und gut erhaltene Bioklasten.

Interpretation:

Crinoiden besiedelten Hartgründe unterhalb der Wellenbasis (HAGDORN 1979). Der hohe Matrixgehalt der Gesteine und die gute Erhaltung der Fauna weisen auf nur episodische Umlagerung hin. Diese nur sporadische Umlagerung unterhalb der normalen Wellenbasis ist wahrscheinlich durch episodische Sturmereignisse erfolgt. Durch grundberührenden Seegang und verstärkte Strömungen während dieser Stürme wurden Sediment und auch Hartgründe erodiert und Crinoiden-Kolonien zerstört. Bei nachlassender Energie sedimentierten die Hartteile der Organismen und Hartgrundfragmente zusammen mit aufgearbeitetem Karbonatschlamm.

3.9. Muschel/Crinoiden Bioherme

Bioherme sind im Unteren Muschelkalk äußerst selten. Sie sind bisher nur aus der Oberen Terebratel-Bank bei Schlüchtern (SE-Hessen) (KLOTZ & LUKAS 1988) und aus der *Spiriferina*-Bank des Süddeutschen Unteren Muschelkalk (SIMON & HAGDORN 1989) bekannt. Im Aufschluß der Oberen Terebratel-Bank bei Schlüchtern (Mot) sitzen bis zu 0,5 m hohe Bioherme z.T. direkt einem mikritischen Hartgrund auf (Tafel 2, Fig. 5).

Gerüstbildner der Bioherme aus der Oberen Terebratel-Bank sind hauptsächlich *Newaagia noetlingi* (FRECH), *Placunopsis ostracina* (V. SCHLOTHEIM) und untergeordnet auch Encriniden und Polychaeten (KLOTZ & LUKAS 1988). Im unteren Teil der Bioherme treten massive Terquemien- und *Placunopsis*-Krusten und Säulen auf. Zum Hangenden hin nimmt die Massivität dieses Gerüsts ab, während der Mikritanteil (Zwickelfüllungen) zunimmt.

Interpretation:

Diese Abnahme der Massivität des Gerüstes weist auf abnehmende Strömungsenergie hin. Die Bioherme gleichen den aus dem Oberen Muschelkalk bekannten Muschel/Crinoiden Biohermen, deren Ökologie und Aufbau u.a. von AIGNER et al. (1979), HAGDORN (1979) und HAGDORN & SIMON (1985) beschrieben wurden. Die Fauna belegt ein stenohalines subtidales Environment zwischen Wellenbasis und Sturmwellenbasis (HAGDORN 1979, FÜRSICH 1981).

3.10. Brachiopoden Packstones-Floatstones

Bankige Brachiopoden Pack-Floatstones (Tafel 2, Fig. 6 und Fig. 7) sind in den südöstlichen Profilen verbreitet. Die Bänke erreichen Mächtigkeiten bis 1 m und sind oft mehrphasig schräggeschichtet (Tafel 2, Fig. 6). Am Top findet man sehr häufig "dunes". Die Bänke be-

VOLKER LUKAS

stehen aus zahlreichen Brachiopoden, die sehr oft doppelklappig erhalten sind. Häufigster Brachiopode ist *Coenothyris vulgaris* (v. SCHLOTHEIM). Nach RIECH (1978) kommen auch autochtone bis parautochtone Siedlungen von Brachiopoden vor. Neben den Brachiopoden sind großklappige Muscheln (v.a. *Plagiostoma* sp.) verbreitet, deren Klappen oft Spuren von *Placunopsis*-Besiedlung zeigen.

Interpretation:

Die doppelklappigen Brachiopoden und die autochtonen bis parautochtonen Brachiopoden-Siedlungen weisen ebenso wie der Matrixreichtum auf nur episodische Umlagerung in einem niedrigenergetischen Ablagerungsmilieu hin. Im Oberen Muschelkalk erreichen Brachiopoden ihr Häufigkeitsmaximum im Beckentieferen, unterhalb des Crinoidenmaximums (FUR-SICH 1981, HAGDORN, pers. Mitt.). JAMESON (1987) deutete karbonische Brachiopodenschill-Anhäufungen als Kennzeichen für relativ ruhige Sedimentationsbedingungen bei kontinuierlicher Zirkulation.

Wahrscheinlich wurden die Brachiopoden nur bei stärkeren Stürmen mit tiefgreifendem grundberührendem Seegang unter ähnlichen Bedingungen umgelagert, wie sie bei den Trochiten Floatstones beschrieben wurden. Sie werden einem ruhigen Ablagerungsraum mit guter Zirkulation zwischen Wellen- und Sturmwellenbasis zugeordnet.

3.11. "Tonplatten"-Fazies

Im südwestlichen Arbeitsgebiet fehlen die charakteristischen, dickbankigen Terebratel-Bänke und die typischen hessischen Wellenkalke. Der Untere Muschelkalk ist dort als Kalkstein/Mergel Wechselfolge ausgebildet, die an die "Tonplatten"-Fazies des Oberen Muschelkalk erinnert (Tafel 3, Fig. 1). Vereinzelt sind gradierte Schillbänke von 0,1 bis 0,2 m eingeschaltet. Diese führen in einem Niveau etwa 35 m unter der Hangendgrenze des Unteren Muschelkalks neben Muscheln auch Brachiopoden, v.a. *Coenothyris vulgaris* (v. SCHLOTHEIM) und werden von HAGDORN (pers. Mitt.) mit den hessischen Terebratel-Bänken parallelisiert. Die Gesteine enthalten selten eine Ichnofauna, dagegen kommen grabende Muscheln (*Pleuromya* sp.) in Lebensstellung häufiger vor.

Interpretation:

Diese Kalkstein/Mergel-Wechselfolge weist auf ein ruhiges Environment hin, das nur sehr selten von höherenergetischen Ereignissen (gradierte Schillbänke) beeinflußt wurde. Die Wechselfolge wird entsprechend der Deutung der "Tonplatten"-Fazies des Oberen Muschelkalks (z.B. RöHL 1988) einem tiefern ruhigen Milieu zugeordnet. Wahrscheinlich wurde nur bei starken Stürmen Schill aus flacheren Beckenteilen in diesen Ablagerungsraum geschüttet.

3.12. Gradierte detritische Schillbänke

Im gesamten Untersuchungsgebiet und in allen Fazieseinheiten sind gradierte detritische Schillkalke sehr häufig, die als Tempestite (AGER 1974) interpretiert werden. Nicht zuletzt durch die intensive Bearbeitung des Oberen Muschelkalks in den vergangenen Jahren sind fos-

sile Tempestite mittlerweile sehr gut bekannt (aus dem Oberen Muschelkalk: AIGNER 1979, 1982, 1984, 1985, DUCHROW 1982, DUCHROW & GROETZNER 1984, MEHL 1982, RÖHL 1986, 1988; sonstige Vorkommen: SPECHT & BRENNER 1979, KREISA 1981, NELSON 1982, HANDFOD 1986). Sie entstehen durch episodische Stürme, die bei bodenberührendem Seegang Sediment aufwühlen und transportieren, welches bei nachfolgender Resedimentation charakteristisch aufgebaute gradierte Tempestitbänke erzeugt.

Im Horizont der Terebratel-Bänke lassen sich generell folgende Tempestit-Typen unterscheiden:

3.12.1 Grain-Rudstones bis Packstones

Bankige (0,10-0,20 m) Grain-Rudstones bis Packstones zeigen einen charakteristischen Internaufbau:

Über Mudstones folgen mit einer erosiven Grenze z.T. intraklastenführende Schillkalke (Tafel 3, Fig. 2). Die Komponenten (je nach Fazieszone: Muscheln, Brachiopoden, Trochiten, Gastropoden und Intraklasten) sind im unteren Teil nicht eingeregelt und dicht gepackt. Darüber nimmt der Matrixanteil zu und Schalen sind meist "gewölbt oben" eingeregelt.

Diese gradierte, grobkörnige Lage geht im Idealfall in feingeschichtete und oft schräggeschichtete detritische Kalke über, an deren Top Rippeln ausgebildet sein können. Darüber folgen wieder Mudstones. Sowohl die detritischen Kalke als auch die Mudstones sind teilweise bioturbiert. Der Obere Teil der "Idealbank" ist oft durch eine erneute grobkörnige Schüttung erodiert (Amalgamation). Sohlmarken fehlen in der Regel, nur selten sind load casts ausgebildet.

Die Bänke sind meist einer niedrigenergetischeren Hintergrundsedimentation zwischengeschaltet. Sie belegen kurzzeitigen höherenergetischen Einfluß, wobei die Abfolge eine Abnahme der Strömungsenergie im Zuge eines Ereignisses widerspiegelt.

3.12.2. Packstones

Die feingeschichteten, oft schräggeschichteten Packstones führen fast ausschließlich biogenen Detritus. Selten sind größere Bruchstücke von Zweischalern und Gastropoden. Diese gradierten Kalke treten zusammen mit Wackestones (siehe Kap. 3.2.) und Peloid-Grainstones (siehe Kap. 3.3.) auf.

Die Schrägschichtung ist flachwinklig und kann in einigen Fällen als "Hummockycross-bedding" HCS (HARMS et al. 1975) interpretiert werden (Tafel 2, Fig. 4). HCS-Schrägschichtung entsteht nach DOTT & BOURGEOIS (1982) durch Überlagerung einer sturminduzierten unidirektionalen Strömung mit oszillierenden Sturmwellen.

3.12.3. Schill Floatstones-Packstones

Schill Float-Packstones kommen zusammen mit lagunären Faziestypen und "beckentieferen" Sedimenten als etwa 0,10 m mächtige Bänke mit erosiver Basis vor. Die gradierten GeVOLKER LUKAS

steine führen meist gut erhaltene, randlich z.T. mikritisierte Schalen von Muscheln (oft doppelklappig, Tafel 3, Fig. 3) und Gastropoden. Das Faunenspektrum ist oft sehr eng (z.T. reine Gastropodenbänkchen) und zeigt keine Mischung verschiedener Lebensbereiche. Die gut erhaltenen Schalen schließen wiederholte Umlagerung oder einen signifikanten Transport aus.

Diese Tempestite sind wahrscheinlich dadurch entstanden, daß bei Stürmen eine autochtone bis parautochtone Anreicherung von Organismen, z.B. durch exhumieren von Muscheln, ohne signifikanten Transport stattgefunden hat.

3.13. Bankige Mudstones

Mudstones in den beiden Terebratel-Bänken sind meist bankig (0,1 bis 0,15 m); es fehlen die typischen flaserigen Wellenkalke (siehe Kap. 3.14). "Solution-seams", die zusammen mit der Bioturbation die Wellenkalktextur verursachen (LUKAS 1989) treten gegenüber suturierten Vertikal-Stylolithen, die Amplituden bis 30 mm erreichen können, deutlich zurück.

Interpretation:

Die Ursache für die von den Wellenkalken unterschiedliche Ausbildung der Vertikal-Stylolithen ist möglicherweise die frühe Zementation dieser Mudstones in den Terebratel-Bänken. Sehr frühe Zementation von Mudstones in den Terebratel-Bänken belegen die mikritischen Hartgründe, die ebenfalls suturierte Vertikal-Stylolithen enthalten (siehe Kap. 3.7.).

3.14. Wellenkalke

Flaserige bis plattige, oft intensiv bioturbate Mudstones (bis Wackestones) (Tafel 3, Fig. 6) d. h. die für den Unteren Muschelkalk typischen "Wellenkalke", sind der häufigste Gesteinstyp des Unteren Muschelkalks in Hessen. Im Horizont der Terebratel-Bänke bilden sie das Zwischenmittel (Abb. 2).

Es lassen sich alle Übergänge von plattigen, nur selten bioturbaten, bis zu intensiv bioturbaten Mudstones, deren primäres Gefüge vollständig zerstört ist, feststellen. Intensiver bioturbate Mudstones gleichen den z.B. von LOGAN & SEMENIUK (1976), GARRISON & KENNEDY (1977) oder WANLESS (1979) beschriebenen "nodular limestones" (Tafel 3, Fig. 6).

Die Ichnofauna der Wellenkalke wird von Bauten von *Rhizocorallium commune* SCHMIDT und thalassinoiden Spuren dominiert. Diese Spurenfossilien gehören zur *Cruziana*-Assoziation, die im Intertidal und besonders häufig im flachen Subtidal vorkommt (EKDALE et al. 1984). Nur selten treten Steinkerne von Muscheln und Gastropoden auf. Nach BRAUN (1985) ist auch die Mikrofauna der Wellenkalke verarmt; er bezeichnet die süddeutsche Wellenkalke als Sedimente eines Extrembiotops.

Häufig sind den Wellenkalken Groß- und Kleinrinnen (Kap. 3.15.) zwischengeschaltet.

Interpretation:

SCHWARZ (1970, 1975) interpretiert die flaserige Textur der Wellenkalke als Linsen- und Flaserschichtung. Die Kombination aus flaserigen und ebenschichtigen Einheiten deutet er als tidale Rhythmite. Vor allem in dieser Abfolge der Schichtungstypen, wie auch in der longitudinalen Schrägschichtung in Rinnen sieht SCHWARZ (1970) Belege für ein intertidales Ablagerungsmilieu für den süddeutschen Wellenkalk.

Bei LUKAS (1989) wird aber gezeigt, daß die Wellenkalktextur keine primäre Textur ist, sondern diagenetisch bedingt ist.

Longitudinale Schrägschichtung wurde zwar von REINECK (1958) erstmals aus dem Intertidal beschrieben, ist aber nach PICARD & HIGH (1973) lediglich ein Hinweis auf mäandrierende Rinnen und kann nicht als Indikator für ein bestimmtes Milieu verwendet werden (siehe auch REINECK & SINGH 1980).

Betrachtet man außerdem die Abfolge in einigen Profilen des Terebratel-Bank Horizontes (z.B. bei Warburg bzw. Schlüchtern), so kommen Wellenkalke sowohl direkt unter inter- bis supratidalen Gelbkalken, aber auch zusammen mit Trochiten-Floatstones und Biohermen vor, die eindeutig unterhalb der Wellenbasis sedimentiert wurden bzw. entstanden sind. Die Wellenkalke, die zusammen mit diesen Sedimenten vorkommen, weisen keine Unterschiede auf. Die Wellenkalke müssen daher in einem breiten bathymetrischen Bereich vom Flachwasser bis hin zum "tiefen" Becken entstanden sein.

Die Wellenkalke im Horizont der Terebratel-Bänke werden demnach hier sowohl als lagunäre (? mit einem intertidalen Anteil?), als auch Becken-Sedimente interpretiert (WALTHER'sche Regel, WALTHER 1894). Auch ZWENGER (1985) und KLOTZ (in Vorb.) bezweifeln die intertidale Stellung der Wellenkalke und nehmen subtidale Ablagerungsbedingungen an. (Zur Stellung der Wellenkalke im Profilzusammenhang und der Ursache des Wechsels Wellenkalk – Karbonatsande – Wellenkalk siehe Kap. 7.)

3.15. Rinnenfüllungen

Im Horizont der Terebratel-Bänke kommen sowohl Großrinnen mit Breiten von mehr als 1 m, als auch Kleinrinnen, die nicht breiter als etwa 0,5 m sind, mit jeweils charakteristischen Rinnensedimenten vor.

3.15.1 Großrinnensedimente

Großrinnen erreichen Tiefen bis etwa 1,5 m. Über die Breite der Rinnen sind keine Aussagen möglich, da allenfalls ein Rand aufgeschlossen war. Die Tiefe belegt, daß die Großrinnen über längere Zeiträume aktiv waren (SCHWARZ 1970).

3.15.1.1 Intraklasten-Floatstones

Diese bis 1 m mächtigen Rinnenfüllungen führen Intraklasten bis 0,15 m Kantenlänge in einer mikritischen Matrix. Die Klasten sind meist nicht gerundet, allenfalls leicht kantengerundet und nicht sortiert (Tafel 3. Fig. 5). Es kommen jedoch auch gerundete Komponenten vor. Dies sind Fragmente von früh zementierten Bioturbationsgängen. Eine Regelung der Komponenten konnte nicht festgestellt werden. Interpretation:

Die debris-flow-ähnlichen Gesteine entstehen wahrscheinlich durch Abgleiten von Sedimentpaketen an Rinnenrändern. Äußere hochenergetische Einflüsse, wie Stürme, führten zu verstärkter Erosion und Auskolkung an Rinnenrändern und dadurch schließlich zum Abgleiten von Sedimentpaketen (LUKAS et al. 1988).

3.15.1.2. Schräggeschichtete Mud-Wackestones

Großrinnen in Wellenkalken sind oft mit flachwinklig schräggeschichteten Mud-Wackestones gefüllt, die parallel zur Rinnenachse streichen (longitudinale Schrägschichtung). Die Füllung der Rinnen gleicht dem umgebenden Sediment. Die Ränder dieser Rinnen sind nur selten aufgeschlossen. Zusammen mit der Schrägschichtung treten häufig slumping Strukturen auf.

Interpretation:

Longitudinale Schrägschichtung wurde von REINECK (1958) erstmals an Gleithängen intertidaler Rinnen beobachtet. Nach PICARD & HIGH (1973) ist diese Art der Schrägschichtung jedoch nur ein Hinweis auf mäandrierende Rinnen, nicht aber auf ein bestimmtes Milieu.

3.15.2. Kleinrinnensedimente

Bioklasten-Intraklasten Rudstones

Mit Bioklasten gefüllte Rinnen mit einem meist symmetrischen Querschnitt (Tafel 3, Fig. 7 und Fig. 8), die sowohl Wellenkalken zwischengeschaltet sind, als auch in den beiden Terebratel-Bänken auftreten, erreichen maximale Breiten von 0,5 m und Tiefen bis max. 0,2 m. Sie führen neben verschiedenen Bioklasten auch Intraklasten, die z.T. angebohrt sind und häufig Imbrikation zeigen.

Interpretation:

Vor allem kleinere Rinnen gleichen oft den von WITTACKER (1973) beschriebenen "dachrinnenartigen" Rinnen, für die er die Bezeichnung "gutter casts" geprägt hat. Als Ursache für schmale, über mehrere Meter zu verfolgende und unverzweigte "gutter casts" im Oberen Muschelkalk Süddeutschlands (beschrieben von AIGNER & FUTTERER 1978), die dort küstenparallel orientiert sind, nehmen SEILACHER (1982) und AIGNER (1985) episodische Stürme an. DURINGER (1982) beschreibt aus dem Oberen Muschelkalk Ostfrankreichs auch offshore gerichtete, verzweigte "gutter casts", die er als Gezeitenrinnen interpretiert.

Die Kleinrinnen im Horizont der Terebratel-Bänke sind NE–SW orientiert. Die Ursache dieser Rinnen ist aber unklar, da nicht sicher zu ermitteln ist, wodurch Strömungen im hessischen Muschelkalkbecken letztendlich verursacht wurden. Möglich sind sowohl windinduzierte, wie auch tidale Strömungen (vgl. LUKAS 1989).

4. Verteilung der Faziestypen

Die räumliche und zeitliche Verteilung der in Kap. 3. beschriebenen Faziestypen wird im folgenden am Beispiel einer NNW-SSE verlaufenden Profilserie der Unteren Terebratel-Bank, einer Profilserie der Oberen Terebratel-Bank und anhand von Fazieskarten diskutiert. Dabei werden die vorgestellten Faziestypen entsprechend ihrer Interpretation (Kap. 3.) und ihres gemeinsamen Auftretens in den Profilen zu Fazieseinheiten zusammengefaßt:

A inter- bis supratidale Gelbkalke

B "lagunäre" Sedimente: -Peloid-Grainstones

-Wackestones -Algen Aggregat Grainstones

- C Bioklasten Grainstones/Rudstones Ooid Grainstones
- D Hartgründe Trochiten Packstones-Floatstones Muschel/Crinoiden Bioherme
- E Brachiopoden Packstones-Floatstones

F "Tonplatten"-Fazies

W Wellenkalke

Tempestite und Mudstones treten in allen Fazieseinheiten auf.

4.1. Untere Terebratel-Bank

Über den Wellenkalken des Mittleren Wellenkalks (W2) setzen die Karbonatsande der Unteren Terebratel-Bank mit scharfer Grenze ein (Abb. 4). Die tiefste Bank ist häufig ein Tempestit. Im nordwestlichen Arbeitsgebiet lagern den Wellenkalken zunächst inter- bis supratidale Gelbkalke auf, darüber folgt ein Tempestit, der Gelbkalkgerölle führt und die Abfolge von Karbonatsanden einleitet.

Abb. 4 zeigt eine Profilserie der Unteren Terebratel-Bank vom Nordwestlichen Arbeitsgebiet bis nach Würzburg.

Die verschiedenen Fazieseinheiten folgen sowohl lateral als auch vertikal aufeinander. In der lateralen Faziesabfolge bilden Gelbkalke die nordwestlichste Einheit. Nach SSE folgen zunächst lagunäre Sedimente, die sich nach SSE mit Bioklasten-Grainstones und Rudstones verzahnen, anschließend Trochiten-Pack- bis Floatstones und Hartgründe, die unter der Wellenbasis entstanden sind, dann Brachiopoden Packstones bis Floatstones und schließlich Sedimente der "Tonplatten"-Fazies. Während der Sedimentationsphase der Unteren Terebratel-Bank verschieben sich die Fazieseinheiten von SE nach NW. Nur das südöstlichste Profil ist durchgehend in "Tonplatten"-Fazies ausgebildet.

Die Obergrenze der Unteren Terebratel-Bank bildet sehr oft wieder ein Tempestit. Die Abfolge der Fazieseinheiten von A nach F entspricht einer Zunahme der Wassertiefe von interbis supratidalen Gelbkalken bis zur "Tonplatten"-Fazies des tiefen Subtidal (siehe die InterpreVOLKER LUKAS



Abb. 4. Profilserie der Unteren Terebratel-Bank. Zur Bezeichnung und Lage der Profile siehe Abb. 3 und Tab. 1. Die Buchstaben bezeichnen Fazieseinheiten (siehe Kap. 4.).

Legende zu Abb. 4 und Abb. 6



tationen in Kap. 3.). Das Becken vertieft sich sowohl von NNW nach SSE, wie auch während der Sedimentationsphase der Unteren Terebratel-Bank. Diese Transgression verursacht ein Pogradieren der Fazieseinheiten innerhalb der Terebratel-Bank nach NNW.

Um die räumliche Verteilung der Fazieseinheiten zu verdeutlichen, zeigt Abb. 5 eine Fazieskarte des Arbeitsgebietes für die basale Untere Terebratel-Bank.

4.1.1. Basale Untere Terebratel-Bank (Abb. 5)

In NW-Hessen werden die Karbonatsande der Unteren Terebratel-Bank von Gelbkalken unterlagert. Die Ostgrenze dieser Gelbkalke läßt sich nach NE bis Braunschweig verfolgen NADJAFI 1979).

An die Gelbkalke schließt sich nach SE ein NE-SW verlaufendes Gebiet an, in dem lagunäre Peloid-Grainstones und Wackestones verbreitet sind.



zu Abb. 4 und Abb. 6



Abb. 5. Faziesverteilung der basalen Unteren Terebratel-Bank. Punktraster = Rheinische "Insel". Die Buchstaben bezeichnen Fazieseinheiten (siehe Kap. 4.).

Um Sontra und Bad Hersfeld bilden Bioklasten Grain- bis Rudstones die basale Untere Terebratel-Bank.

In den Profilen NW Fulda und in einem Profil E Fulda kommen Algen-Aggregatkorn Grainstones als erste Sedimente der Unteren Terebratel-Bank vor.

E und S Fulda sind Hartgründe und Trochiten Floatstones verbreitet. Die Faziesgrenze zu den nach SE anschließenden Brachiopoden-Packstones bis Floatstones wurde schon von VOLLRATH (1924) erkannt und nach NE bis zum Thüringer Wald nachgewiesen.

Um Würzburg ist der Bereich der Unteren Terebratel-Bank in "Tonplatten"-Fazies ausgebildet.

4.1.2. Oberste Fazieseinheit der Unteren Terebratel-Bank

Als oberste Fazieseinheit der Unteren Terebratel-Bank kommen in Nordwest- und Mittelhessen Hartgründe und Trochiten-Floatstones vor. Nach SE verzahnt diese Fazieseinheit mit Brachiopoden-Floatstones. Im Gebiet um Würzburg setzt sich die "Tonplattenfazies" fort.

4.2. Obere Terebratel-Bank

Eine NW-SE Profilserie der Oberen Terebratel-Bank zeigt Abb. 6. Bis auf die Profile um Sontra enthalten die Profile der Oberen Terebratel-Bank jeweils nur Gesteine aus einer Fazieseinheit. Auch die Abfolge der Oberen Terebratel-Bank beginnt häufig mit einem Tempestit.

4.2.1. Faziesverteilung der Oberen Terebratel-Bank

Die räumliche Verteilung der Fazieseinheiten zeigt Abb. 7. In der Oberen Terebratel-Bank kommen im nordwestlichen Arbeitsgebiet (Raum Warburg) peloidreiche Karbonatsande und Wackestones vor. Die Profile aus den nach SE anschließenden Gebieten bestehen nur aus wenigen (2–3) geringmächtigen Tempestit-Bänken, so daß ihre Zuordnung zu einer Fazieseinheit problematisch ist. Nach ihrem Komponentenspektrum entsprechen sie jedoch den Bioklasten-Grainstones-Rudstones.

Trochiten treten erst E der Linie Liebenau-Fritzlar (in Abb. 7 gestrichelt) auf.

Die Profile W Kassel, um Sontra und Bad Hersfeld enthalten Bioklasten Grain-Rudstones, um Sontra auch Ooid-Grainstones.

Die Obere Terebratel-Bank der Vorderrhön (NNE Fulda) und der Rhön (E Fulda) besteht aus Trochiten Floatstones und Hartgründen. Bei Schlüchtern kommen auch Muschel/Crinoiden Bioherme vor (KLOTZ & LUKAS 1988).

Weiter nach SE schließt sich ein Gebiet mit brachiopodenreichen Floatstones und Packstones an.

Die Sedimentverteilung der Oberen Terebratel-Bank weist also die gleiche Polarität auf, wie die Verteilung in der Unteren Terebratel-Bank.



Abb. 6. Profilserie der Oberen Terebratel-Bank. Zur Bezeichnung und Lage der Profile siehe Abb. 3 und Tab. 1. Die Buchstaben bezeichnen Fazieseinheiten (siehe Kap. 4.).



Abb. 7. Faziesverteilung der Oberen Terebratel-Bank. Die gestrichelte Linie gibt die Westgrenze der Verbreitung von Trochiten wieder. Punktraster = Rheinische "Insel".
Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen

Legende zu Abb. 5 und Abb. 7





4.3. Diskussion der Faziesverteilung und Entwicklung der Terebratel-Bänke

Über den Wellenkalken des Mittleren Wellenkalkes bilden sich in der Sedimentationsphase der Unteren Terebratel-Bank im Arbeitsgebiet wohldefinierte und differenzierte karbonatsanddominierte NE–SW verlaufende Fazieszonen. Während in NW-Hessen zunächst inter- bis supratidale Gelbkalke entstanden, bildeten sich in Franken Sedimente der "Tonplatten"-Fazies, die als tiefere "Beckenfazies" interpretiert werden.

Im Laufe der Sedimentationsphase der Unteren Terebratel-Bank vollzog sich ein relativer Meeresspiegelanstieg, der ein Progradieren der Fazieseinheiten nach NW verursachte; d.h. beckentiefere Fazieseinheiten griffen nach NW über.

Über den Wellenkalken des Zwischenmittels bildeten sich wieder differenzierte karbonatsand-dominierte Fazieszonen (Obere Terebratel-Bank). Die Profile spiegeln aber in der Regel keine deutliche vertikale Faziesänderung wider. Nur in den Profilen um Sontra deutet sich mit einer Abfolge von B/C nach C eine transgressive Entwicklung an. Die Faziesverteilung entspricht einem Stadium in der Mitte der Unteren Terebratel-Bank. Während der Sedimentation des Zwischenmittels muß demnach eine Regression stattgefunden haben.

Die Sedimente der Fazieseinheiten verzahnen zwar lateral, die Grenzen der Einheiten sind jedoch recht deutlich.

Die laterale und vertikale Anordnung der Faziestypen belegen wandernde Faziesbereiche innerhalb der Unteren und (angedeutet) oberen Terebratel-Bank. Die Faziesänderungen, die die Basis und den Top der Terebratel-Bänke definieren, waren erheblich abrupter. Sie können nicht als Folge einer Fazieswanderung der Terebratel-Bänke als Ganzes, d.h. jede Bank ist Folge einer durch das Becken progradierenden Fazieseinheit und damit diachron, aufgefaßt werden, da die Terebratel-Bänke mit sehr verschiedenen Faziestypen in Abhängigkeit von der Lage im hessischen Becken einsetzen. Die differenzierte Faziesverteilung und -verzahnung und die Transgression in der Unteren Terebratel-Bank belegen vielmehr, daß die Terebratel-Bänke als Ganzes im gesamten hessischen Becken zeitgleich sind.

Ein Einfluß der "Rheinischen Insel" auf die Faziesverteilung ist nicht nachzuweisen. Ebenso zeigt das Faziesmuster keinen Einfluß paläozoisch angelegter Schwellen und Becken (Weser-Senke, Hunsrück–Oberharz-Schwelle, Spessart–Rhön-Schwelle), die z.B. nach KOLB (1975) und WENDLAND (1980) auch im Unteren Muschelkalk die Sedimentation beeinflußt haben sollen. Nach HAGDORN et al. (1987) ist aber im gesamten Muschelkalk kein Einfluß der Spessart–Rhön-Schwelle auf die Faziesentwicklung nachzuweisen.

Die Gelbkalkverbreitung in der Unteren Terebratel-Bank in NW-Hessen stimmt zwar mit einem auch im Oberen Muschelkalk nachgewiesenen Rand- bzw. Hochgebiet (Hunte-Schwelle) überein, in dem die Unteren Ceratiten-Schichten des Oberen Muschelkalks in oolithischer Trochitenkalk-Fazies entwickelt sind (KLEINSORGE 1935, RÖHL 1988), kann aber nicht durch dieses lokale Hochgebiet verursacht worden sein. Dies wird durch die Fortsetzung des Gelbkalkgebietes bis Braunschweig (NADJAFI 1979) belegt.

5. Faziesmodell

Die Verteilung der Faziestypen belegt, daß das Becken im NW immer flacher war als im SE. Die Anordnung der Faziestypen in NE–SW streichenden Gürteln wurde wahrscheinlich durch dieses generelle Vertiefen des Beckens gesteuert. Diese Bedingungen entsprechen den Verhältnissen auf rezenten Karbonat-Rampen, wie z.B. im SW des Persischen Golfs (PURSER 1973). Auf diesen Rampen entstehen die verschiedenen Sedimenttypen in Abhängigkeit von der Wassertiefe und -energie. Karbonatrampen sind im Unterschied zu Karbonatplattformen nicht in eine flache Plattform, Plattformrand-Barren oder -Riffe und in einen steilen Abfall zum Becken hin gegliedert, sondern fallen etwa gleichmäßig mit nur wenigen Grad vom Supratidal bis zum Rampentiefsten hin ein (AHR 1973, READ 1985).

Als Synthese aus der Interpretation der Faziestypen, deren Abfolge in den Profilen (WALTHER'sche Regel, WALTHER 1894) und aus der lateralen Verteilung der Fazieseinheiten im Arbeitsgebiet, ergibt sich für die beiden Terebratel-Bänke folgendes generelles Faziesmodell einer von NW nach SE einfallenden Karbonatrampe (Abb. 8):

Im hohen Intertidal bis Supratidal entstanden Mudstones, die frühdiagenetisch dolomitisiert wurden. In lagunären Bereichen wurden Karbonatschlämme und in flachen höherenergetischen Bereichen mit erhöhter Salinität Peloid-Grainstones sedimentiert. In bewegten lagunären Flachwasserarealen mit guter Zirkulation und relativ normaler Salinität entstanden Algen-Aggregat-Grainstones. Diesen lagunären Faziesbereichen sind beckenwärts flache, küstenparallele Karbonatsandflächen und -barren vorgelagert, die oberhalb der Wellenbasis ständiger Umlagerung und Aufarbeitung unterlagen. Sie verzahnten sich "beckenwärts" mit ausgedehnten Hartgrund-Arealen, auf denen unterhalb der Wellenbasis Crinoiden siedelten und Bioherme entstanden. Episodische Omissionsbedingungen in diesem Gebiet führten zu rascher Zementation. Stürme reicherten Trochiten auf den Hartgründen zu flachen Sandlinsen an. Im tieferen ruhigeren aber gut zirkulierten Wasser fanden Brachiopoden ideale Lebensbedingungen. Sie wurden bei tiefgreifenden Stürmen zu Rippelfeldern und flachen Barren zusammengeschwemmt. Auf der tiefen Rampe (? unterhalb der normalen Sturmwellenbasis ?)



VOLKER LUKAS

entstand eine Kalkstein/Mergel-Wechselfolge. Stürme verfrachteten episodisch Schalenmaterial in dieses Beckentiefste.

In fast allen Fazieseinheiten ist der Einfluß von Stürmen in Form der verschiedenen Tempestit-Typen nachzuweisen. Der größte Teil des Sedimentationsraumes lag daher wahrscheinlich oberhalb der Sturmwellenbasis.

In diesem Faziesmodell fehlen die typischen Wellenkalke. Sie unter- und überlegern diese verschiedenen Faziestypen der Terebratel-Bänke in fast allen Fazieszonen. Nur auf der tiefen Rampe setzt sich die Kalkstein/Mergel-Wechselfolge fort. Die Terebratel-Bänke unterbrechen die recht eintönige Wellenkalk-Sedimentation, wobei das beschriebene Bild einer Karbonatrampe sichtbar wird. Diese Rampe muß auch während der Wellenkalk-Epochen existiert haben, wurde aber von den Sedimenten nicht abgebildet, d.h. die Wellenkalk-Fazies war recht unempfindlich gegenüber einer bathymetrischen Differenzierung des Beckens. Die Ursache für diesen Umschwung von Wellenkalk zu Karbonatsanden der Terebratel-Bänke und wieder zu Wellenkalk wird in Kap. 7. diskutiert.

Die Faziesabfolge der hessischen Terebratel-Bänke ist in weiten Teilen mit den rezenten Karbonatrampen im Persischen Golf oder in der Shark Bay vergleichbar (PURSER 1973, LOGAN et al. 1970).

Auch dort entstehen im hohen Intertidal und in ausgedehnten Küstensabkhas dolomitische Mudstones. In höhersalinaren Lagunen sedimentieren je nach Strömungsintensität Peloid-Sande oder bioklastenführende Karbonatschlämme. Offshore folgen ausgedehnte Schill-Sandflächen, denen auf der tieferen Rampe Gebiete mit bioklastenführenden Karbonatschlämmen vorgelagert sind. Auf der tiefsten Rampe sedimentieren Mergel.

Abb. 9 zeigt einen schematischen Profilschnitt aus dem Niveau der Unteren Terebratel-Bank von den Niederlanden durch die hessische Senke bis zur Böhmischen Masse.

Nur auf der West-Flanke der hessischen Senke konnte sich eine differenzierte Karbonatsand-dominierte Rampe entwickeln. Die Ostflanke unterlag starkem siliziklastischen Eintrag von der Böhmischen Masse her (z.B. SCHRÖDER 1964, SCHWARZ 1970), so daß die Karbonatsand-produzierenden Organismen dort nicht siedeln konnten. Das Rampentiefste lag im Gebiet der Salinarverbreitung des Mittleren Muschelkalk nach ZIEGLER (1982) (Abb. 1). Diese Tiefenachse der hessischen Senke läßt sich durch die jeweilige Salinarverbreitung vom Oberen Buntsandstein bis in den Keuper nachweisen (ZIEGLER 1982).

Die Grenzen der Fazieseinheiten folgen in ihrem Verlauf dieser Achse der Hessischen Senke. Auch dieser asymmetrische Faziesquerschnitt entspricht der heutigen Situation im Persischen Golf. Auch dort sind nur auf der Südwestseite, die keinem signifikanten siliziklastischen

Eintrag unterliegt, Karbonatsande verbreitet (PURSER & SEIBOLD 1973).

6. Absolute Dauer der Terebratel-Bänke

Die beiden Terebratel-Bänke repräsentieren Zeitabschnitte, in denen auf der Westflanke der hessischen Senke bevorzugt Karbonatsande abgelagert wurden. Für die Interpretation dieser Einschaltungen ist es wichtig, die absolute Dauer der Terebratel-Bänke zu kennen.

Hinweise auf die absolute Dauer ergeben sich aus der faziellen Entwicklung der Terebratel-Bänke und dem zyklischen Aufbau des Unteren Muschelkalk.

Die fazielle Entwicklung innerhalb der Terebratel-Bänke wird durch Meeresspiegelschwankungen verursacht (siehe Kap. 4.3.). Die Abfolge der Unteren Terebratel-Bank spiegelt sehr



Abb. 9. Schematisches Querprofil von Winterswijk durch die hessische Senke bis in die Böhmische Masse während der Sedimentationsphase der Unteren Terebratel-Bank (nach eigenen Daten und RUEGG 1981, GROETZNER 1984, SCHRÖDER 1964, SCHWARZ 1970). (WB = Wellenbasis; SWB = Sturmwellenbasis).

deutlich eine Transgression wider, während sich in der Oberen Terebratel-Bank eine transgressive Entwicklung nur andeutet (siehe Kap. 4.3.).

FIEGE (1938) erkannte erstmals den zyklischen Aufbau des gesamten Unteren Muschelkalks. Als Ursache für die Zyklen nahm er Meeresspiegelschwankungen an. Auch SCHÜLLER (1967) wies diese Zyklen nach, die er auf "epirogene Hebungen und Senkungen" zurückführt. Die Arbeiten von HALTENHOF (1962), SCHWARZ (1970) und RIECH (1978) aus dem süddeutschen Raum und SCHWARZ (1977) aus Luxemburg belegen, daß Zyklen im Unteren Muschelkalk überregional auftreten. In diesem zyklischem Aufbau begründen sich auch die Gliederungen des Unteren Muschelkalks NW-Hessens von SCHULZ (1972) und E Fulda von KRAMM (1987). Als Ursache werden auch von SCHULZ (1972) Meeresspiegelschwankungen vermutet. Die Abschätzung der Dauer eines durch Meeresspiegelschwankungen verursachten Transgressions-Regressions-Zyklus kann daher einen Hinweis auf die maximale Dauer der Terebratel-Bänke geben.

Diese Abschätzung kann über die absolute Dauer des Unteren Muschelkalk, bzw. über die Gesamtmächtigkeit und die Sedimentationsrate und die Anzahl der Zyklen erfolgen.

SCHULZ (1972) hat im nordwestlichen Hessen 18 Zyklen bei einer Gesamtmächtigkeit des Unteren Muschelkalk von etwa 120 m nachgewiesen. Untersuchungen E Fulda ergaben 20 Zyklen bei etwa 100 m Gesamtmächtigkeit des Unteren Muschelkalks (KRAMM 1987).

Die Meeresspiegelschwankungen innerhalb des Unteren Muschelkalks müssen relativ kurze Zeiträume umfassen, da die Gesamtdauer des Anis von MENNING (1989) mit nur etwa 6 Mio. Jahren angegeben wird und das Anis nicht nur den Unteren Muschelkalk, sondern auch die gesamte Röt-Folge des Oberen Buntsandstein, den Mittleren Muschelkalk und Teile des Oberen Muschelkalk umfaßt (REITZ 1985, ORLOWSKA-ZWOLINSKA 1977).

Bezieht man die Anzahl der Zyklen auf die Gesamtdauer des Anis, so erhält man für die Dauer eines Zyklus etwa 300.000 Jahre. Da der Untere Muschelkalk aber nur ein Teil des Anis ist, müssen die Zyklen deutlich kürzere Zeiträume umfassen. Als Dauer eines Zyklus werden daher etwa 100.000 bis 150.000 Jahre angenommen, was einer Dauer des Unteren Muschelkalks von etwa 2 bis 3 Mio. Jahren entspricht. Es bleibt aber zu beachten, daß diese Abschätzungen äußerst ungenau sind und nur einen groben Anhaltspunkt liefern können.

Trotz dieser nur groben Abschätzung entspricht die Dauer der Zyklen recht gut der zeitlichen Größenordnung klimagesteuerter Meeresspiegelschwankungen:

Zyklische Kimaänderungen werden durch den Präzessionszyklus der Erde (20.000 Jahres Zyklen), übergeordnete Zyklen durch Schwankungen der Neigung der Erdachse (40.000 Jahres Zyklen) und der Exzentrizität der Ekliptik (100.000 Jahre bzw. 400.000 Jahre) hervorgerufen (MILANKOVTTCH 1941, SCHWARZACHER & FISCHER 1982).

Große Eismassen, welche in Kaltzeiten Wasser binden und damit eine Senkung des Meeresspiegels verursachen können, sind aus der Trias nicht bekannt. ZIEGLER (1988) schließt glazio eustatische Meeresspiegelschwankungen jedoch nicht aus. Periodisch verstärkte Evaporation in Randbecken kann ebenfalls kurzfristige Meeresspiegelschwankungen verursachen; ein Trockenfallen dieser Becken durch Abschnürung vom Ozean bedingt einen Meeresspiegelanstieg (DONOVAN & JONES 1979). Solche Randbecken waren in der Trias um die Tethys weit verbreitet (BUSSON 1982, BRANDNER 1984).

Es wurde gezeigt, daß die Untere Terebratel-Bank nur den transgressiven Ast eines Zyklus widerspiegelt (Kap. 4.3.). Die Entwicklung der Oberen Terebratel-Bank deutet eine transgressive Änderung des Meeresspiegels nur undeutlich an. Da Hinweise auf starke Erosion und län-

gerdauernde Sedimentationsunterbrechungen fehlen, kann dies bedeuten, daß die Sedimentationsphase der Oberen Terebratel-Bank nur so kurz war, daß die Sedimente Meeresspiegelschwankungen nicht bzw. nur andeutungsweise abbilden konnten.

In jedem Fall aber sollte die absolute Dauer der beiden Terebratel-Bänke jeweils deutlich kürzer sein, als die oben abgeschätzte Gesamtdauer eines Transgressions-Regressionszyklus (100.000-150.000 Jahre). Dies bedeutet, daß sich auch der Umschwung von einer schlammdominierten Rampe zu einer karbonatsanddominierten Rampe in den Leitbänken für geologische Zeiträume sehr schnell vollzogen hat.

7. Mögliche Ursachen für die Entstehung der Terebratel-Bänke

Die Terebratel-Bänke entsprechen kurzen Zeitabschnitten ("events"), in denen im westlichen Germanischen Becken hauptsächlich Karbonatsande, anstatt der ansonsten vorherrschenden Karbonatschlämme (Wellenkalke) sedimentierten. Es herrschten gute Lebensbedingungen für eine reiche, karbonatsandproduzierende und zumeist stenohaline Fauna.

Direkte Ursachen für die Entstehung der Terebratel-Bänke sind demnach verstärkte Strömungen und eine Normalisierung der Salinität, allgemein also eine verbesserte Zirkulation.

Eine verminderte Zufuhr von Terrigenmaterial scheidet als Ursache für verbesserte Lebensbedingungen während der Leitbankepochen aus, da die ursprünglichen Nichtkarbonatgehalte der Wellenkalke und der Karbonatsande etwa gleich sind (THEISS in Vorb.). Auch FÜCHT-BAUER (1950) stellte im Muschelkalk bei Göttingen keine Änderung der Terrigenzufuhr fest.

Die Zirkulationsereignisse sind unabhängig von den diskutierten zyklischen Meeresspiegelschwankungen, denn die Befunde über die fazielle Entwicklung der Terebratel-Bänke deuten darauf hin, daß die beiden Terebratel-Bänke "Zeitscheiben" aus verschiedenen Teilen von Transgressions-Regressions-Zyklen sind:

Die Gelbkalke an der Basis der Unteren Terebratel-Bank belegen, daß diese in einem Regressionsmaximum einsetzt. Die Faziesverteilung der Oberen Terebratel-Bank entspricht einem Stadium aus der Mitte der Abfolge der Unteren Terebratel-Bank. Diese Obere Bank setzt also nicht zu Beginn, sondern während einer Transgression ein, wenn man voraussetzt, daß diese Transgressionen bzw. Regressionen im Horizont der Terebratel-Bänke gleichmäßig erfolgt sind. Weiterhin sind nur einige wenige Transgressions-Regressions-Zyklen im Unteren Muschelkalk mit Leitbänken verknüpft. Wenn die Leitbänke allein durch die normalen zyklischen Meeresspiegelschwankungen verursacht worden wären, so sollte jeder Zyklus auch eine entsprechende Leitbank enthalten.

Diese Überlegungen zeigen, daß der Untere Muschelkalk Hessens zwar durch zyklische Meeresspiegelschwankungen beeinflußt wurde, aber der Wechsel von Karbonatschlamm zu -sand in den Leitbänken nicht allein durch diese Meeresspiegelschwankungen verursacht worden sein kann.

Die Ursache für eine verstärkte Zirkulation, und damit verstärkte Strömungen und bessere Lebensbedingungen für stenohaline Organismen, kann nur in einer Änderung der Beckenkonfiguration liegen. Tatsächlich finden sich entsprechende Hinweise in der großräumigen Ausbildung des Unteren Muschelkalks im Germanischen Becken (siehe auch Kap. 1.3.):

Abb. 10A zeigt die Faziesverteilung im Germanischen Becken zur Zeit des tieferen Unteren Muschelkalks. Bei eingeschränkter Verbindung zur Tethys wurden vorwiegend Karbonatschlämme sedimentiert.

VOLKER LUKAS

Im höheren Unteren Muschelkalk (Abb. 10B), der auch den Horizont der Terebratel-Bänke umfaßt, öffnet sich zusätzlich zur Ostkarpaten-Pforte die Schlesisch-Mährische Pforte (SENKOWICZOWA & SZYPERKO-SLIWCZYNSKA 1975, KOZUR 1974). Damit ist ein besserer Austausch mit der Tethys durch Strömungen (siehe auch LUKAS 1989) gegeben. Es verstärkt sich die Zirkulation im Germanischen Becken und es entstanden v.a. im Berlin/Brandenburger Raum ausgedehnte Karbonatsandbarren (ZWENGER 1985). Das Einsetzen der Karbonatsandsedimentation im Raum Berlin wird mit dem Oolith-Bank-Horizont im westlichen Germanischen Becken parallelisiert (ZWENGER 1985).

Diese Faziesänderung durch die zusätzliche Öffnung der Schlesisch-Märischen Pforte ist aber eine langfristige Änderung und erklärt noch nicht die Terebratel-Bank "events" im westlichen Germanischen Becken. Dort, also W der Karbonatsandbarren im Raum Berlin, herrschten auch im höheren Unteren Muschelkalk Karbonatschlämme vor, die nur während der Leitbank-"events" von Karbonatsanden abgelöst wurden.

Zur Erklärung der Terebratel-Bank-"events" bieten sich Vergleiche mit den Sedimentationsbedingungen auf rezenten Plattformen an, denn der Faziesschnitt durch das westliche Germanische Becken entspricht der Faziesverteilung auf Karbonat-Plattformen: Im Nordseeraum bis in die westlichen Niederlande herrschten Sabkhabedingungen, nach E schließt sich ein Gebiet mit inter- bis supratidalen Gelbkalken und Plattenkalken und dann auf der "Plattform" ein "lagunärer" Faziesraum mit Wellenkalkfazies und den Leitbänken an. Im Gebiet um Berlin entwickelten sich am "Plattformrand" ausgedehnte Barren. In Zentralpolen wurden mergelige Karbonate eines tieferen Faziesbereichs sedimentiert (siehe Kap. 1.3.).

Rezente Karbonatplattformen mit offener Zirkulation (z.B. der Golf von Mexico) sind sanddominiert, Plattformen mit eingeschränkter Zirkulation (z.B. Bahamas und Florida) sind schlammdominiert (MATTEWS 1984, SELLWOOD 1986). Die Stärke der Zirkulation auf der Plattform wird dabei durch Riffe oder Sandbarren am Plattformrand gesteuert, die bei weiter Verbreitung den Austausch (vor allem durch Tidenströmungen) sehr effektiv hemmen können.

Die Karbonatsandproduktion am Plattformrand wird bei Regressionen eingeschränkt, da bei diesem "Trockenfallen" der Plattform die Zirkulation durch Tidenströmungen von der Plattform zum Becken hin bzw. umgekehrt vermindert ist (MATTEWS 1984).

Im Folgenden wird auf der Grundlage der bisher diskutierten Faktoren ein Modell zur Diskussion gestellt, das die Genese der Terebratel-Bänke erklären kann.

Im tieferen Unteren Muschelkalk wurden bei eingeschränkter Zirkulation im gesamten Germanischen Becken vorwiegend Karbonatschlämme sedimentiert (Abb. 11a).

Mit dem Öffnen der Schlesisch-Mährischen Pforte im höheren Unteren Muschelkalk verstärkte sich die Zirkulation im Becken, so daß eine Karbonatsandproduktion auf der gesamte flachen subtidalen "Plattform" im westlichen Germanischen Becken möglich war (Abb. 11b).

Althen et al. (1980); Beutler & Schüler (1987); Boorder et al. (1985); Brennand (1975); Ernst & Wachendorf (1968); Glazek et al. (1973); Groetzner (1984); Hardt (1952); Harsveldt (1973); Kozur (1974); Kostecka (1978); Morgenroth (1972); Orlowska-Zwolinska (1977); Rasmusen (1974); Ruegg (1981); Rusitzka (1968); Schwarz (1970); Seidel (1965); Senkowiczowa & Szyperko-Sliwczynska (1975); Senkowiczowa (1958); Trammer (1973, 1975); Zawidzka (1975); Ziegler (1982); Zuncke (1957); Zwenger (1985).

Abb. 10. Faziesverteilung im Germanischen Becken zur Zeit des tieferen Unteren Muschelkalk (A) und zur Zeit des höheren Unteren Muschelkalk (B) mit jeweiligem schematischen Querprofil. Zusammengestellt und interpretiert nach:









Inter- bis supratidale Karbonate



"Wellenkalke", selten Karbonatsande



Faunenreiche mergelige Karbonate



Karbonatsande; Barrensande

155







Besonders im Raum Berlin/Brandenburg (am "Plattformrand") waren sehr gute Bedingungen für eine Karbonatsandproduktion gegeben. ZWENGER (1985) vermutet als Ursache für die Karbonatsande eine "küstenunabhängige Untiefe". Daher bildeten sich dort im höheren Unteren Muschelkalk ausgedehnte Barren, die von diesem Zeitpunkt an die Zirkulation und damit auch die Sedimentation auf der "Plattform" im westlichen Gemanischen Becken steuerten (Abb. 11c).

Während eines Regressionsmaximums (Beginn der Unteren Terebratel-Bank) wurde die Karbonatsandproduktion im Gebiet der Barren im Raum Berlin analog zu rezenten Beobachtungen eingeschränkt (s.o., MATTEWS 1984); außerdem wurden die Barren erodiert (Abb. 11d). Diese Regression zu Beginn der Unteren Terebratel-Bank war entweder besonders stark, oder die Erosion der Barren wurde durch zusätzliche Ereignisse, wie z.B. durch Stürme zusätzlich verstärkt, denn nicht alle Regressionsphasen der Zyklen im Unteren Muschelkalk sind auch mit Leitbänken verknüpft.

Sobald die Barren einen Austausch nicht mehr signifikant behindern konnten, verstärkte sich der Tidenhub und die Zirkulation im westlichen Gemanischen Becken. Durch den verstärkten Tidenhub dehnten sich die inter- bis supratidalen Gelbkalke über weite Gebiete der flachen "Plattform" aus (Abb. 11d). Bei einem erneuten Anstieg des Meeresspiegels wurden im gesamten westlichen Germanischen Becken kurzfristig Karbonatsande sedimentiert, da zunächst auf der gesamten "Plattform" eine offene Zirkulation möglich war (Abb. 11e). Dabei bildete sich im Arbeitsgebiet die Karbonatsand-dominierte Rampe in der Unteren Terebratel-Bank ab.

Als die Karbonatsandbarren am "Plattformrand" ihre ursprüngliche Ausdehnung durch die nun wieder verstärkte Karbonatproduktion von neuem erreicht hatten, war die Zirkulation auf der Plattform erneut eingeschränkt, so daß dort wieder Karbonatschlämme dominierten (Abb. 11f).

Die Obere Terebratel-Bank zeigt zwar die gleiche interne Fazieszonierung, wird aber nicht durch eine Regression eingeleitet. Die verbesserte Zirkulation könnte hier dadurch verursacht worden sein, daß starke Stürme die "Plattformrand"-Barren z.T. zerstört haben.

Die Ursache der Terebratel-Bänke ist demnach vermutlich ein Zusammenspiel verschiedener Faktoren:

Durch tektonische Bewegungen öffnete sich zusätzlich zur Ostkarpaten-Pforte die Schlesisch-Mährische Pforte und ermöglichte durch einen langfristig besseren Austausch mit der Tethys die Bildung von Karbonatsand-Barren im Raum Berlin. Meeresspiegelschwankungen bzw. Regressionen schränkten die Akkumulation von Karbonatsand im Bereich der Barren ein; Stürme führten zu zusätzlicher Erosion der Barren. Dadurch war kurzfristig eine offene Zirkulation im westlichen Germanischen Becken möglich. Diese offene Zirkulation begünstigte die Sedimentation von Karbonatsanden und sorgte für stenohaline Bedingungen. Im hessischen Arbeitsgebiet gibt die Verteilung der verschiedenen Faziestypen innerhalb der Terebratel-Bänke die Morphologie auf der Plattform (= gesamtes westliches Germanisches Becken) wieder: in der lateralen Faziesverteilung der Terebratel-Bänke bildet sich eine flache Karbonatrampe ab.

Ein weiterer grundlegender Faktor ist daher auch die präexistente Beckenmorphologie der Westflanke der Hessischen Senke.



Abb. 11. Modell zur Faziesentwicklung des Unteren Muschelkalk und zur Genese der Leitbänke des hessischen Unteren Muschelkalk. Erläuterung siehe Text. Legende siehe Abb. 10.

158

Danksagung: Prof. Dr. W. FRANKE und Dr. R. STEIN danke ich für zahlreiche anregende Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Wertvolle Anregungen und Hinweise gaben Dr. J. BLAU, Dr. H. HAGDORN, Dr. H. HORN, W. KLOTZ, Dr. F. RÖSING, T. SCHMIDT, B. WENZEL. Der Studienstiftung des Deutschen Volkes danke ich für die finanzielle Unterstützung.

8. Schriftenverzeichnis

- AGER, D. V. (1979): The Triassic system in Britain and its stratigraphical nomenclature. Q. Jl. geol. Soc. Lond., **126**: 3–17; London.
- (1974): Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 15: 83-93.
- AHR, W. M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. Trans. Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc., 23rd Ann. Conv., pp. 221–225.
- AIGNER, T. (1979): Schill Tempestite aus dem Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 157 (3): 326–343; Stuttgart.
- (1982): Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Triassic, SW-Germany):- In: EINSELE, G., & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification: 180-198; Berlin-Heidelberg-New York.
- (1984): Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (Middle Triassic), South German Basin.
 N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 169 (2): 127–159; Stuttgart.
- (1985): Storm depositional systems.- Lect. Notes Earth Sci., 3; Berlin-Heidelberg-New York.
- & FUTTERER, E. (1978): Kolk-Töpfe und Rinnen (gutter casts) im Muschelkalk-Anzeiger für Wattenmeer.
 N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 157 (3): 285–304; Stuttgart.
- HAGDORN, H., & MUNDLOS, R. (1979): Biohermal, biostromal and stormgenerated coquinas in the Upper Muschelkalk. - N. Jb. Geol. Paläont., 157: 42-52; Stuttgart.
- ALEXANDERSSON, T. (1972): Intergranular growth of marine aragonite and Mg-calcite, evidence of precipitation from super saturated sea water. – J. Sed. Petrol., 42: 441–460; Tulsa.
- ALTHEN, G., & RUSBÜLT, J., & SEEGER, J. (1980): Ergebnisse einer regionalen Neubearbeitung des Muschelkalks der DDR. – Z. geol. Wiss., 8: 985–999; Berlin.
- BALL, M. M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. J. Sed. Petrol., 37 (2): 556–591.
- BATHURST, R. G. C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. Develop. Sediment., 12; Amsterdam.
- BAUMGARTE, D., BUSSE, E., & HORN, M. (1980): Muschelkalk und Lias des Homberger Grabens. Geol. Jb. Hessen, 108: 121–138; Wiesbaden.
- BEUTLER, G., & SCHÜLER, F. (1987): Probleme und Ergebnisse der lithostratigraphischen Korrelation der Trias am Nordrand der Mitteleuropäischen Senke.– Z. geol. Wiss., 15 (4): 421–436; Berlin.
- BLAU, J., LUKAS, V., & WENZEL, B. (in Vorb.): Zur Faziesentwicklung und Mikrofauna des Oberen Buntsandstein und Unteren Muschelkalk.
- BLOCH, H. (1964): Feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Unteren Muschelkalk zwischen Egge-Gebirge und Harz. – Z. deutsch. geol. Ges., 114: 570–574; Hannover.
- BOORDER, H. DE, LUTGERT, J. E., & NIGMAN, W. (1985): Muschelkalk and its lead zinc mineralisation in the eastern Netherlands. Geol. en Mijnb., 64 (3): 311–326; Amsterdam.
- BORNEMANN, J. C. (1886): Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalkes in Thüringen. – Jb. Kgl. Preuss. geol. Land.-Anst. u. Bergakad. für 1885: 267–321; Berlin.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. JB. Geol. B.-A., 126 (4): 435–475; Wien.
- BRAUN, J. (1985): Ostracoden-Ökologie und -Stratigraphie im Unteren Muschelkalk. In: HAGDORN, H. (ed.): Geologie und Paläontologie im Hohenloher Land: 11.
- BRENNAND, T. P. (1975): The Triassic of the North Sea. In: WOODLAND, A. W. (ed.): Petroleum and the continental shelf of North-West-Europe. Appl. Sci. Publ.: 295–311.
- BROMLEY, R. G. (1972): On some ichnotaxa in hard substrates, with a redefinition of Trypanites Mägdefrau. – Paläont. Z., 46: 93–98.

- BUSH, P. (1973): Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf: 395–408; Berlin–Heidelberg–New York.
- BUSSE, E. (1964): Stratigraphie des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) im westlichen Meißner-Vorland. – Verein Naturkunde zu Kassel, 62: 1–35; Kassel.
- (1974): Die Terebratulazone des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) am Eckerich westlich Fritzlar. Philippia, 2 (2): 57-66; Kassel.
- & HORN, M. (1971): Unterer Muschelkalk. In: Erl. geol. Kte. Hessen Bl. 4721 Naumburg: 62-69; Wiesbaden.
- & HORN, M. (1982): Muschelkalk. In: HORN, M.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4520 Warburg: 55-90; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1957): Aufschlüsse der Oolith-Zone bei Oberelsungen und Escheberg (Bl. Wolfhagen).
 Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85: 146–151; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1958): Muschelkalk in: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 4622 Kassel-West; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1966): Muschelkalk in: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, BI. 4621 Wolfhagen; Wiesbaden.
- & RÖSING, F., & VAUPEL, O. (1977): Der Wellenkalk (Trias) am Kalkberg bei Niederkaufungen östlich von Kassel. – Geol. Jb. Hessen, 105: 121–130: Wiesbaden.
- BUSSON, C. (1982): Le Trias, comme periode salifere. Geol. Rdsch., 71 (3): 857-880.
- BUXTON, T. M., & SIBLEY, D. F. (1981): Pressure solution features in a shallow buried limestone. J. Sed. Petrol., 51: 19–26; Tulsa.
- CLUFF, R. M. (1984): Carbonate sand shoals in the middle Mississippian (Valmeyeran) Salem-St. Luis-Ste. Genevieve limestones, Illinois basin. – In: HARRIS, P. M. (ed.): Carbonate Sands. – SEPM Core workshop, 5: 94–135; Tulsa.
- DAHM-AHRENS, H. (1970): Geologische Beobachtungen im Muschelkalk nordwestlich Karlshafen (Weser). Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 17: 669–678; Krefeld.
- DEFFEYES, K. S., LUCIA, F. J. & WEYL, P. K. (1965): Dolomitisation of recent and Plio- Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands, Antilles. – SEPM, Spec. Publ. No 13: 71–88; Tulsa.
- DONOVAN, D. T., & JONES, E. J. W. (1979): Causes of world-wide changes in sea level. J. Geol. Soc. London, 136: 187–192; London.
- DOTT, R. H., & BOURGEOIS, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. – Geol. Soc. Am. Bull., 93: 663–680; Tulsa.
- DUCHROW, H. (1982): Sedimentäre Zyklen verschiedener Zeitskalen in der mittleren Germanischen Trias: Oberer Muschelkalk. Anis/Ladin, NW-Deutschland. Geol. Vereinigung, 72. Jahrestagung, Kurzfassung; Würzburg.
- & GROETZNER, J.-P. (1984): Der Obere Muschelkalk des Osnabrücker Berglandes. In: KLASSEN, H. (ed.): Geologie des Osnabrücker Berglandes: 169–219; Osnabrück.
- DURINGER, P. (1982): Sedimentologie et paleoecologie du Muschelkalk superieur et de la Lettenkohle (Trias Germanique) de'est France. – Diachronie des facies et reconstructions des paleoenvironment. – These Univ. Strasbourg, 96p.
- EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1971): Muschelkalk. In: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5623 Schlüchtern; Wiesbaden.
- EKDALE, A. A., BROMLEY, R. G., & PEMBERTON, S. G. (1984): Ichnology. SEPM Short Course, 15, 317 p.; Tulsa.
- ERNST, G., & WACHENDORF, H. (1968): Feinstratigraphisch-fazielle Analyse der Schaumkalk-Serie des Unteren Muschelkalks im Elm (Ost-Niedersachsen). – Beih. Ber. Naturk. Ges., 5 (Keller-Festschrift): 165–205; Hannover.
- EVAMY, B. D. (1967): Dedolomitisation and the development of rhomboedral pores in limestones. J. Sed. Petrol., 37 (4): 1204–1215; Tulsa.
- FIEGE, K. (1938): Die Epirogenese des Unteren Muschelkalkes in Nordwestdeutschland. Zentr. Mineral., Geol., Paläont., 1938 B: 143–170; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1982): Mikrofacies Analysis of Limestones. 633 S.; Berlin-Heidelberg-New York.
- FRANKE, W., PAUL, J., & SCHRÖDER, H.- G. (1977): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens (Trias, Tertiär). – Exk.-führer, Geotagung 77, II, Exk. I: 41–62; Göttingen.
- FRANTZEN, W. (1889): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover. – Jb. kgl. Preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., 1888: 453– 497; Berlin.

- & KOENEN, A. VON (1889): Über die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland. – Jb. kgl. Preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., 1888: 440–452; Berlin.
- FÜCHTBAUER, H. (1950): Die nichtkarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Mineralneubildungen. – Heidelberger Beitr. Min. Petrogr., 2: 235–254; Heidelberg.
- FÜRSICH, F. (1971): Hartgründe und Kondensation im Dogger von Calvados. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 138 (3): 313-342; Stuttgart.
- FÜRSICH, F. T. (1980): Die Terquemien/Encrinus-Faunengemeinschaft des oberen Muschelkalks. In: MCKERROW, W. S. (ed.): Palökologie: 131–133; Stuttgart.
- GARRISON, R. E., & KENNEDY, W. J. (1977): Origin of solution seams and flaser structure in Upper Cretaceous chalks of southern England. – Sediment. Geology, 19: 107–137; Amsterdam.
- GINSBURG, R. N., & HARDIE, L. A. (1975): Tidal and storm deposits, Northwestern Andros Island, Bahamas. – In: GINSBURG, R. N. (ed.): Tidal deposits: 201–208; Berlin–Heidelberg–New York.
- GLAZEK, J., TRAMMER, J., & ZAWIDSKA, K. (1973): The alpine microfacies with *Glomospira densa* (Pantic) in the Muschelkalk of Poland and some related paleogeographical and geotectonic problems.– Acta geol. Polon., 23 (3): 463–486; Warschau.
- GROETZNER, J. P. (1984): Unterer und Mittlerer Muschelkalk.-In: KLASSEN, H. (ed.): Geologie des Osnabrücker Berglandes: 153–168; Osnabrück.
- GROOT, K.DE (1973): Geochemistry of tidal flat brines at Umm Said, SE Quatar, Persian Gulf. In: PUR-SER, B. H. (ed.): The Persian Gulf: 377–394; Berlin–Heidelberg–New York.
- HAGDORN, H. (1979): Muschel/Crinoiden Bioherme im Oberen Muschelkalk (mol, Anis) von Crailsheim und Schwäbisch Hall (Südwestdeutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 156 (1): 31–86; Stuttgart.
- & SIMON, T. (1983): Ein Hartgrund im Unteren Muschelkalk von Göttingen.- Der Aufschluß, 34 (6): 255–263; Heidelberg.
- & SIMON, T. (1985): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. Forsch. aus Württembergisch Franken, 28, 181 S.; Sigmaringen (J. Thorbecke Verl.).
- HICKETHIER, H., HORN, M., & SIMON, T. (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – Geol. Jb. Hessen, 115: 131–160; Wiesbaden.
- HALTENHOF, M. (1962): Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratinomie und Geochemie). – Abh. naturwiss. Verein Würzburg, 3 (1); Würzburg.
- HANDFORD, C. R. (1986): Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates Fayetteville shale and Pitkin limestone (Mississippian), Arkansas. – J. Sed. Petrol., 56 (1): 123–137; Tulsa.
- HARDIE, L. A., & GARETT, P. (1977): General environmental setting. In: HARDIE, L. A. (ed.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas; Johns Hopkins Iniv. Stud. Geol., 22: 12–49; Baltimore.
- & GINSBURG, R. N. (1977): Layering: The origin and environmental significance of lamination and thin bedding. – In: HARDIE, L. A. (ed): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas: Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., 22: 50–123; Baltimore.
- HARDT, H. (1952): Die Rüdersdorfer Kalkberge. Berlin (Aufbau Verl.).
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R., & WALKER, R. G. (1975): Depositional environments interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM Short Course, 2, 1 S.; Tulsa.
- HARRIS, P. M. (1979): Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian oöid shoal. Sedimenta 7. Comp. Sed. Lab., Univ.; Miami.
- (1983): The Joulters ooid shoal; Great Bahama Bank. In: PERYT, T. M. (ed.): Coated grains: 132-141; Berlin-Heidelberg-New York.
- HARSVELD, H. M. (1973): The middle Triassic limestone (Muschelkalk) in the Achterhoek (E Gelderland). Verh. KKl. Nederl. Geol. Mijnbouwkd. Genootsch. Geol. 29.
- HARWOOD, G. M., & MOORE, C. H. (1984): Comparative sedimentology and diagenesis of Upper Jurassic ooid grainstone sequences, East Texas Basin. – In: HARRIS, P. M: Carbonate sands.– SEPM Core workshop, 5: 176–232; Tulsa.
- HORN, M. (1976): Erl. geol. Kte Hessen Bl. 4620 Arolsen. 225 S.; Wiesbaden.
- JAMESON, J. (1987): Carbonate sedimentation on a mid-basin high: the Petershill Formation, Midland Valley of Scotland.– In: MILLER, J., ADAMS, A. E., & WRIGHT, V. P. (eds.): European Dinantian environments: 309–328.

- KENDALL, C. G. ST. C., & SKIPWITH, P. A. DE (1969): Geomorphology of a recent shallow water carbonate province: Khor Al Bazan, Trucial Coast, Southwest Persian Gulf. – Geol. Soc. Am. Bull., 80: 865–895; Tulsa.
- KLEINSORGE, H. (1935): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nordund Mitteldeutschland. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 15: 57–106; Hamburg.
- KLOTZ, W. (in Vorb.): Dynamische Stratigraphie, Fazies und Genese des Unteren Muschelkalks ("Wellenkalk") zwischen Neckar, Main und Werra. – Diss. TH Darmstadt; Darmstadt.
- & LUKAS, V. (1988): Bioherme im Unteren Muschelkalk (Trias) Südosthessens. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 11: 661-669; Stuttgart.
- KNAPP, C. (1976): Muschelkalk. In: LEPPER, J.: Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Bl. 4322 Karlshafen: 38–47; Krefeld.
- (1983): Erl. geol. Kte. Nordrh.-Westf. 1:25000, Bl. 4321 Borgholz, 160 S; Krefeld.
- KOLB, U. (1975): Zur Mikrofazies des Muschelkalk des Subherzyn. Z. Geol. Wiss., 3 (11): 1427–1438; Berlin.
- KOSTECKA, A. (1978) The Lower Muschelkalk carbonate rocks of the South-Western Margin of the Holy Cross mountains (Central Poland). – Roc. Pol. Tow. Geol., Ann. Soc. Geol. Pol., XLVIII, 2: 211–243.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Freiberger Forsch. Hefte C 280.
- KRAMM, E. (1986): Feinstratigraphische Untersuchungen im Muschelkalk Osthessens. Beitr. Naturkde. Osthessen, 22: 2–21; Fulda.
- KREISA, R. D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of Southwestern Virginia. – J. Sed. Petrol., 51 (3): 823–848; Tulsa.
- LANGBEIN, R. (1967): Bemerkungen zur Petrographie des Unteren Muschelkalks in Thüringen. Geologie, 16: 29–40; Berlin.
- LEEDER, M. R. (1982): Sedimentology. Process and products. 344 S.; London.
- LOGAN, B. W., & SEMENIUK, V. (1976): Dynamic metamorphism; process and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia. – Geol. Soc. Austr. Spec. Publ., 6, 138 S.; Sydney.
- DAVIES, G. R., READ, J. F., & CEBULSKI, D. E. (1970): Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. – AAPG Memoir, 13, 223 S.; Tulsa.
- LUKAS, V., & WENZEL, B. (1988): Gelbkalke des Unteren Muschelkalks (Trias) Sabkha oder Subtidal?. Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 29: 121-124; Bochum.
- (1989): Sedimentologie, Paläogeographie und Diagenese der Terebratel—Bänke (UntererMuschelkalk, Trias) Hessen. – Diss. Univ. Gießen, 202 S.; Gießen.
- & WENZEL, B. (in Vorb.): Gelbkalke des höchsten Röt und des Unteren Muschelkalk (Trias) Sabkha oder Subtidal?
- WENZEL, B., & RÖSING, F. (1988): Sedimentologisches Modell einer Rinne im Unteren Muschelkalk (Trias) Nordhessens. Geol. Jb. Hessen, **116**: 253-259; Wiesbaden.
- MARSHALL, J. D. & ASHTON, M. (1980): Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardgrounds in the Jurassic of eastern England. Sedimentology, 27: 271–289.
- MATTEWS, R. K. (1984): Dynamic stratigraphy. 489 S.; Prentice Hall.
- MÄGDEFRAU, K. (1932): Über einige Bohrgänge aus dem Unteren Muschelkalk von Jena. Paläont. Z., 14 (3): 150–160; Berlin.
- MEHL, J. (1982): Die Tempestit Fazies im Oberen Muschelkalk Südbadens. Jb. Geol. L.- Amt Baden-Württemberg, 24: 91–109, Freiburg.
- MEIBURG, P. (1983): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4521 Liebenau; Wiesbaden.
- MENNING, M. (1989): A synopsis of numerical time scales 1917–1986. Episodes, Vol. 12 (1): 3–5; Ottawa.
- MILANKOWITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem.– Ed. Spec. Acad. Roy. Serbe, Belgrad, 133, 633 S., Belgrad.

MILLIMAN, J. D. (1974): Marine carbonates. - 375 S.; Berlin-Heidelberg-New York.

- MORGENROTH, V. (1972): Der Muschelkalk Südthüringens. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A 17 (6): 921–932; Berlin.
- MOTZKA, R., & LAEMMLEN, M. (1967): Erl. Geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5224 Eiterfeld; Wiesbaden.

- MURR, K. S. (1957): Stratigraphie und Genese des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) im nördlichen Harzvorland. Diss. TH Braunschweig; Braunschweig.
- MULLER, A. H. (1956): Weitere Beiträge zur Ichnologie, Stratinomie und Ökologie der Germanischen Trias, Teil I. – Geologie. 5: 405–423; Berlin.
- NADJAFI, M. (1979): Feinstratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk zwischen Hann. Münden und Braunschweig.– Diss. Univ. Claustal, 101 S.; Claustal.
- NELSON, H. C. (1982): Modern shallow water graded sand layers from storm surges, Bering-shelf: A mimic of BOUMA-sequences and turbidite systems. – J. Sed. Petrol., 52 (2): 537–545; Tulsa.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T. (1977): Palynological correlation of the Bunter and Muschelkalk in selected profiles from Western Poland. Acta Geol. Polon., 27 (4): 417–438; Warschau.
- (1985): Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci., 33 (3-4): 107-117; Warschau.
- PARRISH, J. T., GAYNOR, G. C., & SWIFT, D. J. P. (1984): Circulation in the Cretaceous western interior seaway of North America, a review. – In: STOTT, D. F., & GLASS, D. J.: The Mesozoic of middle North America. – Canad. Coc. Petrol. Geol., Mem., 9: 221–231; Calcary.
- PAUL, J., & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalkgrenze bei Göttingen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 3: 148–177; Stuttgart.
- PICARD, M. D., & HIGH, L. R. (1973): Sedimentary structures of ephemeral streams. Dev. in Sed., 17, 223 S.; Amsterdam.
- PURSER, B. H. (1969): Syn-sedimentary marine lithification of middle Jurassic limestones in the basin.
 Sedimentology, 12: 205–230; Amsterdam.
- (ed.) (1973): The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. 471 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer Verlag).
- & EVANS, G. (1973): Regional sedimentation along the Trucial coast, SE Persian Gulf. In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf: 211-232; Berlin-Heidelberg-New York.
- & SEIBOLD, E. (1973): The principal environmental factors influencing Holocene sedimentation and diagenesis in the Persian Gulf. – In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf: 1–10; Berlin–Heidelberg– New York.
- RASMUSSEN, L. B. (1974): Some geological results from the first five Danish exploration wells in the North Sea.-Danm. geol. Unders., III, 42, 46 S.
- READ, J. I. (1985): Carbonate facies platform models. AAPG-Bull, 69 (1): 1-21; Tulsa.
- REINECK, H. E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedmente. 348 S.; Frankfurt a. M.
- (1958): Longitudinale Schrägschichtung im Watt. Geol. Rdsch., 47: 73-82; Stuttgart.
- & SINGH, I.B. (1980): Depositional sedimentary environments. 2nd ed., 551 S.; Berlin-Heidelberg-New York.

REISSNER, B. (1985): Geologische Untersuchungen im Hildesheimer Wald zwischen Sibbesse und Barfelde. – Dipl. Arb. Univ. Bonn (unveröff.); Bonn.

- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. Geol. Abh. Hessen, 86, 36 S.; Wiesbaden.
- RIECH, V. (1978): Zur Coelestinbildung im germanischen Muschelkalk Süddeutschlands. Geol. Jb., D 29: 3–77; Hannover.
- & TRUCKENBRODT, W. (1973): Feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Unteren Muschelkalk der "Zeyerner Wand" nordöstlich Kronach. – Geol. Bl. Nordost Bayern, 23 (2-3): 101–122; Erlangen.
- ROBINSON, P. L. (1973): Palaeoclimatology and continental drift. In: TARLING, D. H., & RUNCORN, S. K. (eds.): Implication of continental drift to the earth sciences, 451–485; London–New York.
- ROEHL, P. O. (1967): Stony mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of Recent lowenergy marine and subaerial carbonates, Bahamas. – AAPG Bull., 51: 1979–2032; Tulsa.
- RÖHL, U. (1986): Feinstratigraphie und Mikrofazies des Oberen Muschelkalks im Hildesheimer Wald. N. Jb. Geol. Paläont, Mh., 8: 489–511; Stuttgart.
- (1988): Multistratigraphische Zyklengliederung im Oberen Muschelkalk Nord- und Mitteldeutschlands.
 Diss. Univ. Bonn, 285 S.; Bonn.
- RUEGG, G. H. J. (1981): Sedimentologisch onderzoek in de meest oostlijke groeve in de Schelpkalk bij Winterswijh. – Rapport No. 63, 7 S.; Haarlem (Sed. Afd., Rijk Geol. Dienst).
- RUSITZKA, D. (1967): Paläogeographie der Trias im Nordteil der DDR. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A 12 (3/4): 243–257; Berlin.

- SCHRÖDER, B. (1964): Gliederungsmöglichkeiten in Muschelkalk und Lettenkohle zwischen Bayreuth und Weiden. – Geol. Bavarica, 53: 12–28; München.
- SCHULZ, M.-G. (1972): Feinstratigraphie und Zyklengliederung des Unteren Muschelkalks in N-Hessen.
 Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 41: 133–170; Hamburg.
- SCHÜLLER, (1967): Petrographie und Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks. Sedimentary Geology, 1: 353–401; Amsterdam.
- SCHWARZACHER, W., & FISCHER, A. G. (1982): Limestone-shale bedding and perturbations of the earth's orbit. In: EINSELE, G., & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification, 72–95; Berlin–Heidelberg–New York.
- SCHWARZ, H.-U: (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten.– Diss. Univ. Tübingen, 267 S.; Tübingen.
- (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates.
 Contr. Sedimentology, 3: 1-100; Stuttgart.
- SEIDEL, G. (1965): Zur Ausbildung des Muschelkalkes in NW-Thüringen. Geologie, 14 (1): 58–63; Berlin.
- SEILACHER, A. (1982): Distinctive features of sandy tempestites. In: EINSELE, G., & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification: 333–449; Berlin–Heidelberg–New York.
- SELLWOOD, B. W. (1986): Shallow-marine carbonate environments. In: READING, H. G. (ed.): Sedimentary environment and facies, 283- 342; Amsterdam.
- SENKOWICZOWA, H. (1958): New data on the middle Triassic in the area of north-eastern Poland. Kwart. Geol., 2 (4), 722–739; Warszawa.
- (1961): The Röt and the Muschelkalk in the western marginal area of the Swiety Krzyz mountains.
 Inst. geol. Bjul., 167: 41-99; Warszawa.
- (1970): Triassic. In: The stratigraphy of the Mesozoic in the margin of the Gory Swietokrzyskie: 46–48; Inst. Geol., Wydaw. Geol.; Warschau.
- & SZYPERK-SLIWCZYNSKA, A. (1975): Stratigraphy and palaeogeography of the Trias. Geol. Inst., Bull, 252; Warschau.
- SHINN, E. A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology, 12: 109–144; Amsterdam.
- (1983): Tidal flat.- In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G., & MOORE, C. N.: Carbonate depositional environments. AAPG Memoir 33: 171-210; Tulsa.
- LLOYD, R. M., & GINSBURG, R. N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. – J. Sed, Petrol., 39: 1202–1228; Tulsa.
- SIMON, T., & HAGDORN, H. (1989): Der Untere Muschelkalk bei Geislingen am Kocher (Gemeinde Braunsbach, Nordwürttemberg). – Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., 71: 275–298; Stuttgart.
- SPECHT, R. W., &. BRENNER, R. L. (1979): Storm wave genesis of bioclastic carbonates in upper jurassic epicontinental mudstones, east-central Wyoming. – J. Sed. Petrol., 49 (4): 1307–1322; Tulsa.
- TATGE, L. (1956): Conodonten aus dem Germanischen Muschelkalk. Paläont. Z., 30: 106-147; Stuttgart.
- THEISS, E. (in Vorb.): Zur Geochemie des Unteren Muschelkalk (Trias) in Osthessen. Dipl.-Arb. Univ. Gießen; Gießen.
- TRAMMER, J. (1972): Stratigraphical and paleogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. – Acta geol. polon., 22, (2): 219–232; Warschau.
- (1975) Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts.
 Acta Geol. Polon., 25, (2): 179-216; Warschau.
- WAGNER, C. W., & VAN DER TOGT, C. (1973): Holocene sediment types and their distribution in the southern Persian Gulf. – In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf, 123–156; Berlin-Heidelberg-New York.
- WALTHER, J. (1884): Lithogenesis der Gegenwart. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche. Dritter Teil einer Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. – 535–1055; Jena.
- WANLESS, H. R. (1979): Limestone responce to stress: pressure solution and dolomitisation. J. Sed. Petr., 49, (2): 437-462; Tulsa.
- WENDLAND, F. (1980): Zur Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks in der Thüringischen Vorderrhön (Bez. Suhl: DDR). – Z. geol. Wiss., 8: 1057–1078; Berlin.

WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geological history. - 471 S.; Berlin-Heidelberg-New York.

WITACKER, J. H. M. (1973): Gutter casts, a new name for scour and fill structures. - Norsk Geol. Tidsskr., 53: 403-417; Oslo.

ZAWIDZKA, K. (1975): Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. – Acta Geol. Polon., 25, (2): 217–257; Warschau.

ZIEGLER, P. A. (1982): Permo-Triassic development of Pangea. – In: Geol. Atlas of Western and Central Europe. Shell Internat. Petr. Mij., BV.; Amsterdam.

- (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantik and the Western Tethys. - AAPG-Mem., 43; Tulsa.

ZUNCKE, G. (1957): Zur Stratigraphie und Tektonik der Dorm-Rieseberg-Achse. – Diss. Univ. Braunschweig; Braunschweig.

ZWENGER, W. (1985): Mikrofaziesuntersuchungen im Unteren Muschelkalk von Rüdersdorf. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe, 34, (4): 17–20; Greifswald

 - (1986): Invertebratenspuren als Faziesfossilien im Muschelkalk. – Veröff. Naturkundemuseum Erfurt; 34–42; Erfurt.

Manuskript eingegangen am 31. 10. 1990

Tafel 1

Fig. 1. Ausschnitt aus der Unteren Terebratel-Bank. Profil Mom. Maßstab 2 m.

Fig. 2 Anschliff eines feingeschichteten Gelbkalks. Profil Koll.

Fig. 3. Aufsicht auf eine Schichtfläche aus den Gelbkalken im Profil Ld. Die Fläche ist mit leicht kantengerundeten, flachen Intraklasten belegt. Maßstab: 1 Skalenteil = 1 mm.

Fig. 4. Bioklastenführender Wackestone. Probe Koll 11, Dünnschliff, gefärbt. Balken = 1 mm.

Fig. 5. Peloid-Grainstone. Probe Zü 4u, Dünnschliff, gefärbt. Balken = 1 mm.

Fig. 6. Algen-Aggregatkorn-Grainstone. Der Pfeil markiert ein Dasycladaceen-Bruchstück, das Komponente in einem Aggregatkorn ist. Probe Ott 4, Dünnschliff. Balken = 1 mm.

Fig. 7. Grainstone, der ausschließlich gut gerundete Schalenbruchstücke enthält. Probe Koll 140, Dünnschliff. Balken = 1 mm.

Fig. 8. Bioklasten Grainstone bis Rudstone. Probe Ul 21. Dünnschliff. Balken = 1 mm.



Tafel 2

- Fig. 1. Ooid-Grainstone mit Polyooid (Pfeil). Probe UL 26, Dünnschliff. Balken = 1 mm.
- Fig. 2. Aufsicht auf einen angebohrten Hartgrund. T = Bohrspur von Trypanites sp., B = Bohrspur von Balanoglossites sp.. Probe Wb 10.
- Fig. 3. Trochiten Packstone/Floatstone. Probe Pop 13, Dünnschliff, gekreuzte Nicols. Balken = 1 mm.
- Fig. 4. Anschliff eines angebohrten Hartgrunds (unten) der von Trochitenführendem Schill-Floatstone und Trochiten-Floatstone überlagert wird. Die Grenzen der Einheiten sind stylolithisch verzahnt. Probe Mot 9.
- Fig. 5. Muschel/Crinoiden Bioherme. Aufschluß Mot.
- Fig. 6. Schräggeschichtete Brachiopoden Floatstones. Aufschluß Mt. Länge des Hammers = 0,3 m.
- Fig. 7. Brachiopoden Packstone/Floatstone. Probe Fri 6, Dünnschliff, gekreuzte Nicols. Balken = 1 m.



Tafel 3

- Fig. 1. Kalkstein/Mergel Wechselfolge ("Tonplatten"). Vergleichsprofil Werbach. Länge des Filzstifts = 0,14 m.
- Fig. 2 Gradierter Grainstone, Rudstone bis Packstone. Tempestit. Probe Spi 23, Anschliff.
- Fig. 3. Ausschnitt aus einem gradierten Schill-Floatstone-Tempestit mit doppelklappiger Muschel. Probe Roß 9a, Dünnschliff, Balken = 2 mm.
- Fig. 4. Flachwinkelig (HCS)- schräggeschichteter Detritus-Packstone. Probe Ld 13. Anschliff.
- Fig. 5. Intraklasten-Floatstone. Rinnenfüllung. Probe Roß 10, peel. Balken = 5 mm.
- Fig. 6. Bioturbater und von zahlreichen Drucklösungssäumen ("solution seams" durchzogener Mudstone (Wellenkalk). Probe Elm 20, peel. Balken = 2,5 mm.
- Fig. 7. Mit Intraklasten und Bioklasten gefüllte Kleinrinne. Probe Hün 3, Anschliff.
- Fig. 8. Kleinrinne in Wellenkalken des Zwischenmittels der Terebratel-Bänke. Profil Elm.



VOLKER LUKAS

Anhang

lab. 1. Lage	der Profile	e und Liste	der I	Literaturdaten,	die in	Abb. 1	angeführt	sind
--------------	-------------	-------------	-------	-----------------	--------	--------	-----------	------

Aufgenommene und beprobte Profile			
Profil	Blatt	Rechts	Hoch
Diatarshousan			
Die	5424 Fulda	35 58 20	55 96 70
Fiterfeld	5.2.1.1 unuu	55 56 20	55 50 10
Ei	5224 Eiterfeld	35 57 00	56 25 53
Frickenhausen			50 25 55
Fri	5527 Mellrichstadt	35 87 90	55 86 10
Schlüchtern-Elm			
Elm	5623 Schlüchtern	35 41 50	55 82 25
Ginolfs			
Gin	5526 Bischofsheim	35 76 72	55 89 85
Hann. Münden			
На	4624 Hedemünden	35 54 55	56 95 95
Heenes			
Hee	5124 Bad Hersfeld	35 48 06	56 39 74
Hünfeld			
Hün	5324 Hünfeld	35 56 58	56 16 00
Hofaschenbach			
Hof	5325 Spahl	35 59 40	56 12 40
Hohenzell			
Hz	5623 Schlüchtern	35 39 12	55 75 10
Karlstadt			
Kal	6024 Karlstadt	35 54 70	55 39 95
Kollenberg	4700 111 1		
Koll	4520 Warburg	35 09 98	56 99 90
Konstein	1927 The found	25.04.64	
Kon	4827 Ireffurt	35 84 64	56 73 10
Landecker	5125 Friedowald	25 62 45	56 25 70
Lamardan	5125 Thedewald	35 05 45	36 33 70
Ld	4422 Trendelburg	35 23 65	57 10 45
Liebenau	122 Hendelburg	55 25 65	57 10 45
Li	4421 Borgenteich	35 19 87	57 07 58
Lörnhof	121 Borgenteren	55 19 67	57 07 50
Lö	5325 Spahl	35 61 60	56 13 10
Lauterbach – Maar			20 12 10
Lt	5322 Lauterbach	35 28 10	56 14 70
Malges			
Ma	5224 Eiterfeld	35 55 65	56 21 35
Mitterode			and the second second second
Mi	4925 Sontra	35 66 09	56 62 68
Momberg			
Mom	5020 Gilserberg	35 02 30	56 44 00

	Aufgenommene und beprobte Profile		
Profil	Blatt	Rechts	Hoch
Mottgers Mot	5723 Altengronau	35 73 64	55 46 30
Machtildshausen Mt	5825 Hammelburg	35 70 00	55 54 95
Nüdlingen Nü	5726 Bad Kissingen Nord	35 82 90	55 66 15
Oberfladungen Ofl	5426 Hilders	35 81 10	56 00 60
Obernhausen Oh	5525 Gersfeld	35 67 47	55 94 88
Otterbein Ott	5423 Großenlüder	35 36 40	56 05 60
Poppenhausen Pop	5525 Gersfeld	35 60 57	55 96 50
Raboldshausen Rab	5023 Ludwigseck	35 37 47 35 36 00	56 42 62 56 41 27
Roßbrunn Roß	6224 Helmstadt	35 55 60	55 17 20
Soisdorf Soi	5225 Geisa	35 63 85	56 25 15
Spitzenberg Spi	4825 Waldkappel	35 69 80	56 67 10
Trubenhausen Tru	4725 Bad Sooden Allendorf	35 58 27	56 81 40
Ulfen Ul	4926 Herleshausen	35 70 32	56 57 76
Volkmarsen Vo	4620 Arolsen	35 09 40	56 95 47
Walburg Wal	4724 Großalmerode	35 58 10	56 74 30
Weißenbach Wb	4925 Sontra	35 67 28	56 60 60
Züschen Zü	4821 Fritzlar	35 15 37	56 69 68

VOLKER LUKAS

Vergleichsprofile

Kürzel	Ort und Blatt	Rechts	Hoch
a	Hüggel bei Hasbergen 3713 Hasbergen Hollage 3613 Westerkappeln	34 28 05 34 30 86	57 87 24
b	Hönzer Wald	50 00	58 01 40
с	Vogelbeck 4325 Nörten	35 65 40	57 38 60
d	Erteln 4321 Borgholz	35 15 25	57 28 85
e	Umlaufberg Ostheim 4421 Borgenteich	35 21 70	57 08 40
f	Rosenberg 4521 Liebenau	35 23 05	57 03 76
g	SE'Rosenberg 4522 Hofgeismar	35 24 00	57 03 90
h	Wolfhagen 4621 Wolfhagen	35 13 00	56 87 10
i	Witzenhausen 4625 Witzenhausen	35 58 20	56 90 85
j	Kalkberg 4723 Oberkaufungen	35 40 83	56 84 68
k	Trubenhausen 4725 Bad Sooden Allendorf	35 58 98	56 82 00
1	Bauhof Sontra 4925 Sontra	35 65 40	56 59 80
m	Stbr. Meister 5423 Großenlüder	35 37 95	56 06 50
n	Kalkofen Eiterfeld 5224 Eiterfeld	35 56 75	56 25 70
0	Ufhausen 5225 Geisa	35 60 20	56 26 60
р	Strahlungen 5727 Münnerstadt	35 87 30	55 74 05
q	W'Finkenhain 5425 Kleinsassen	35 59 88	56 00 12
r	E'Wirmstal 5826 Bad Kissingen Süd	35 77 80	55 58 10
S	E'Fuchstadt 5825 Hammelburg	35 69 35	55 53 10
t	Hammelburg 5825 Hammelburg	35 64 08	55 54 70
u	Eichenbühl 5734 Wallenfels	44 55 65	55 71 40
v	Kalkwerk Karlstadt 6024 Karlstadt	35 54 55	55 35 75
х	Böttigheim 6323 Tauberbischofsheim	35 47 70	55 07 05
У	Werbach 6323 Tauberbischofsheim	35 38 75	54 97 15
z	Elm 3730 Königslutter	44 17 76	57 89 32

Literaturdaten (Die Numerierung bezieht sich auf Abb. 1)

- 1 MURR 1957
- 2 Ernst & Wachendorf 1968
- 3 Kolb 197
- 4 Kolb 1975
- 5 BLOCH 1964
- 6 KNAPP 1983, Bl. Borgholz
- 7 DAHM AHRENZ 1970
- 8 KNAPP in LEPPER 1976, Bl. Karlshafen
- 9 Stein 1968
- 10 NADJAFI 1979
- 11 FRANKE et al. 1977
- 12 MEIBURG 1983, Bl. Liebenau
- 13 BUSSE & HORN 1982, Bl. Warburg
- 14 HORN 1976, Bl. Arolsen
- 15 BUSSE & RÖSING 1966, Bl. Wolfhagen
- 16 BUSSE & RÖSING 1958, Bl. Kassel- West
- 17 BUSSE et al. 1977
- 18 BUSSE 1964
- 19 BUSSE & HORN 1971, Bl. Naumburg
- 20 BUSSE 1974
- 21 BAUMGARTE et al. 1980
- 22 WENDLAND 1980
- 23 MOTZKA & LAEMMLEN 1974, Bl. Eiterfeld
- 24 EHRENBERG & HICKETHIER 1971, Bl. Schlüchtern
- 25 RIECH & TRUCKENBRODT 1973
- 26 HALTENHOF 1962
- 27 REISSNER 1985
- 28 RIECH 1978

LCKW in Grundwasserproben: Verschleppungen durch die Probenahme

6 Abb.

Von

THOMAS DREHER*

Kurzfassung: Das Basisnetz des Grundwasserbeschaffenheitsmeßprogramms der Hessischen Landesanstalt für Umwelt (HLfU), Wiesbaden, wird seit 1984 aufgebaut, um die gegenwärtige, anthropogen möglichst unbeeinflußte Grundwasserbeschaffenheit zu beobachten. Ursprünglich wurde daher außerhalb bekannter Schadensfälle bzw. Altlasten nicht mit Belastungen des Grundwassers durch leichtflüchtige chlorierte Kohlenwasserstoffe (LCKW) gerechnet. Es werden verschiedene Ursachen dargestellt, durch die in mehreren Meßreihen bis über 50% der Grundwasseraufschlüsse mit LCKW im Spurenbereich kontaminiert sind: neben lokalen Schadensfällen und diffusen Grundwasserverunreinigungen können auch durch die Beprobung mit ungeeigneten Probenahmegeräten/-material LCKW in Wasserproben verschleppt werden.

Abstract: The origin of volatile chlorinated hydrocarbons in groundwater-samples are discriminated by their origin: not local contaminations and diffuse atmospherical inputs but insufficient sampling methods are object of this investigation.

Since 1984 a groundwater-monitoring-system is being built up by the Hessian Agency of Environment, Wiesbaden, to observe the present groundwater quality least affected by man. Therefore the appearance of volatile chlorinated hydrocarbons outside of groundwater-contamination-sites was not expected. However, some series of measurements taken showed that more than 50% of the groundwater observation sites seemed polluted. Different reasons could be found out: on one side a diffuse atmospherical input mainly into spring-waters must be assumed and on the other side a part of the proved contaminations only can be explained by a spread caused by the use of unfit sampling-methods or -materials.

Keywords: Grundwasserbeschaffenheitsmeßnetz, Hessen, leichtflüchtige chlorierte Kohlenwasserstoffe, Verschleppung, atmosphärische Einträge.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	178
2.	Material und Methode	178
3.	Ergebnisse	178
	3.1. Beeinflussungen durch die Probenahme	182
	3.2. Diffuse atmosphärische Einträge	186
	3.3. Grundwasserschadensfälle	187
4.	Weiteres Vorgehen	187
5.	Schriftenverzeichnis	189

* Dipl.-Geol. T. DREHER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden; früher: Landesanstalt für Umwelt, Unter den Eichen 7, 6200 Wiesbaden.

THOMAS DREHER

1. Einleitung

Die Hessische Landesanstalt für Umwelt ist seit 1984 mit der Beobachtung der gegenwärtigen, möglichst geogenen Grundwasserbeschaffenheit beauftragt und unterhält dafür ein Basismeßnetz aus ca. 220 Grundwasseraufschlüssen¹), das sich z. Zt. noch im Aufbau befindet. Seit 1985 wurden jährlich einmal, 1986 zweimal, Grundwasserproben an 21 bis 54 Quellen sowie 84 bis 153 Beschaffenheitsmeßstellen gezogen und unter anderem auf LCKW analog der Trinkwasserverordnung (TrinkwV, 1986) untersucht. Bei der Auswertung der Ergebnisse wurde festgestellt, daß in verschiedenen Meßreihen über 50% aller Grundwasseraufschlüsse mit Spuren dieser organischen Stoffe belastet sind.

2. Material und Methode

Gegenstand der Auswertung sind LCKW in Spuren bis in den $\mu g/l$ -Bereich. Es besteht offenbar eine Vielzahl von Möglichkeiten der Probenbeeinflussung, so daß die Ursachen der LCKW-Belastungen erst nach dem Vorliegen mehrerer Meßreihen erkannt werden konnten. Unberücksichtigt bleiben hier Fragestellungen der Analytik, insbesondere bezüglich der Nachweisgrenzen und der Meßgenauigkeiten.

Die analysierten LCKW-Einzelstoffe sowie deren Bestimmungsmethode sind unverändert geblieben (GC mit ECD), ebenso war dasselbe Labor mit allen Probenahmen und Analysen beauftragt. Seit 1986 wurden die gleichen Bestimmungsgrenzen erreicht (Tab. 1). Somit liegen die bestmöglichen Voraussetzungen vor, die einen zeitlichen Vergleich der Daten erlauben.

Die zugrundeliegende Datenbasis weist geringe Verschiebungen auf, da das Meßnetz (z. B. durch Meßstellenneubau) laufend modifiziert wird und sich außerdem die Probenahmetechnik verändert hat (besonders verstärkter Einsatz von Unterwasser- statt Saugpumpen). 1990 ist das oberflächennahe Meßnetz in Südhessen ausgedünnt worden, um insgesamt eine repräsentative Meßstellendichte zu erreichen.

Hinsichtlich der Stoffeigenschaften und des Umweltverhaltens der einzelnen LCKW sei auf die in Kap. 5. zitierte Literatur verwiesen (z. B. BALLSCHMITER et al. 1987, NEUMAYR 1981, TOUSSAINT 1986).

Einzelstoff		Bestimmungsgrenze (μ g/l)		Nachweis
		bis 1985	1986-90	(pauschal)
Tetrachlorethen		0,2	0,1	sehr häufig
Trichlorethen	-	0,2	0,1	häufig
Trichlormethan		0	,5	selten
1,1,1-Trichlorethan		0,2	0,1	vereinzelt
Tetrachlormethan		0,2	0,1	keiner
Dichlormethan			5	keiner
cis-1,2-Dichlorethen			5	keiner
Vinylchlorid			5	keiner

Tab. 1. Untersuchte LCKW-Einzelstoffe mit Bestimmungsgrenze und Häufigkeit des jeweiligen Nachweises

3. Ergebnisse

Insgesamt wurden in zahlreichen Grundwasseraufschlüssen Belastungen mit LCKW festgestellt, die von der Intention des Grundwasserbeschaffenheits-Meßnetzes nicht zu erwarten sind.

¹) Grundwasseraufschlüsse werden hier einerseits in Meßstellen, d. h. gebohrte Aufschlüsse, und andererseits in Quellen unterschieden.

Das Meßnetz besteht aus Grundwasseraufschlüssen, die repräsentative Aussagen über die verschiedenen hydrogeologischen Einheiten Hessens zulassen und in anthropogen möglichst unbeeinflußten Regionen liegen sollen. Es werden Basis- und Trendmeßstellen unterschieden (HLfU, 1990); besonders bei ersteren muß eine anthropogene Verunreinigung als sehr unwahrscheinlich angesehen und gegebenenfalls entsprechend genau untersucht werden, da hier Meßstellen besonders geschützter Grundwasserleiter, z. B. tiefere Grundwasserstockwerke, zusammengefaßt sind. Als Trendmeßstellen werden oberflächennahe Meßstellen oder Quellen eingestuft, die am ehesten anthropogene Veränderungen der Grundwasserbeschaffenheit zeigen. Besonders in Ballungszentren mit hoher Industriedichte und einem weitläufigen Kanalisationsnetz (z. B. Rhein–Main-Gebiet) muß mit dem Auftreten von LCKW z. B. aus Schadensfällen²) oder durch diffuse Einträge über den Luftpfad gerechnet werden.

Die Belastungen sind in den einzelnen Beprobungsrunden sehr unterschiedlich ausgefallen und Entwicklungstendenzen zeichnen sich ab. Wie die Häufigkeitsverteilungen zeigen (Abb. 1), waren in den Jahren 1986 und 1987 über 40%, 1988 und 1989 noch etwa 20% aller Grundwasseraufschlüsse kontaminiert. 1990 schließlich wurden LCKW nur noch in gut 10% der Quellen und Meßstellen nachgewiesen. Mit der Herabsetzung der Nachweisgrenzen (Tab. 1) ging keine signifikante Erhöhung positiver Befunde einher.

Auffällig ist die hohe Anzahl belasteter Grundwasseraufschlüsse im Konzentrationsbereich zwischen 0,2 und 0,4 μ g LCKW/l, die besonders bis 1987 auftreten (Abb. 1). Im letztgenannten Jahr ist bei 1 μ g/l ein deutliches Maximum erkennbar, das vorher und nachher wesentlich schwächer ausgebildet ist. Die Meßstellen mit Kontaminationen über 5 μ g LCKW/l sind in den verschiedenen Meßreihen dieselben. Hierbei handelt es sich um nachgewiesene Schadensfälle, deren unterschiedlicher Anteil sich aus der wechselnden Anzahl beprobter Grundwasseraufschlüsse bzw. der gezielten Herausnahme aus dem Untersuchungsprogramm ergeben.

1987 wird erstmalig in den Analysenprotokollen die Art der Grundwasserentnahme bei Bohrbrunnen (z. B. Unterwasser- oder Saugpumpe, vereinzelt auch Tiefsauger) aufgeführt. Die Auswertung zeigt, daß in dieser Meßreihe bei allen Beprobungen, die mit einer Saugpumpe durchgeführt worden sind, LCKW-Belastungen, überwiegend mit Tetrachlorethen, auftreten. 1988 wurde die Pumpzeit von vorher knapp 30 auf durchschnittlich 60 Minuten angehoben³); das Ergebnis sind deutlich weniger LCKW-Kontaminationen (Abb. 2). Nach einer nochmaligen Erhöhung der gemittelten Pumpzeiten auf über 70 Minuten in 1990 hat die Anzahl belasteter Meßstellen wiederum abgenommen. Diese Veränderungen können nur bei der Verwendung von Saugpumpen (knapp 20% in 1988 statt 100% in 1987), nicht aber bei dem Einsatz von Unterwasserpumpen (38% bzw. 32%) beobachtet werden.

In allen Beprobungsrunden wird der überwiegende Teil der Kontaminationen durch Tetrachlorethen verursacht, das teilweise zusammen mit dem weniger häufigen Trichlorethen beobachtet werden kann. In den Meßreihen 1986 bis 1987 treten Tetra- und Trichlorethen mit 75 bis 90% Anteil an den Kontaminationen auf, Trichlormethan verursacht nur etwa 5%.

²) Als Schadensfälle werden hier alle Arten lokaler Grundwasserverunreinigungen verstanden, ohne die Ursache der Kontamination (Kanalisation, Altlast oder -standort) zu berücksichtigen.

³) Hierbei ist die Modifikation des Meßnetzes nicht berücksichtigt, so daß die verstärkte Hereinnahme von tiefen, länger abgepumpten Felsmeßstellen auf Kosten flacher, nur kurz gepumpter Meßstellen auch eine "Verlängerung" der durchschnittlichen Pumpzeiten vortäuscht.

THOMAS DREHER



Abb. 1. Häufigkeitsverteilung der LCKW-Belastungen aus den Meßreihen 1986 bis 1990. Erläuterungen siehe Text. Anzahl der Werte: 1990 168; 1989 194; 1988 170; 1987 149; 1986 Herbst 145; 1986 Sommer 143.

Letzteres nimmt seit 1988 deutlich zu: bis 1989 werden etwa 25%, 1990 bereits knapp die Hälfte der Verunreinigungen durch dieses LCKW hervorgerufen. Ursache ist zum einen die rapide Abnahme der Tetra- und Trichlorethen-Belastungen als Folge der verlängerten Förderzeiten und zum anderen eine deutliche absolute Zunahme von Trichlormethan-Kontaminationen (1987: 5, 1989 max. 10). Verbunden mit den längeren Pumpzeiten war auch eine Vergrößerung der Förderleistung, so daß insgesamt mindestens von einer Verdreifachung der jeweils geförderten Wassermenge ausgegangen werden kann.

Es zeigt sich auch, daß nur weniger als 10% aller Nachweise über mehrere Meßreihen konstant blieben; die Schwankungen zwischen den Untersuchungen können erheblich (oft über 100%) sein. Neben primären Schwankungen der Gehalte im Grundwasser spielen vermutlich auch unterschiedliche Probenahmetechniken bzw. deren Rahmenbedingungen und die Analytik eine erhebliche Rolle. Berechnungen von Vertrauensgrenzen können nicht durchgeführt werden, da die notwendigen Voraussetzungen nicht erfüllt sind. Es scheint sich jedoch abzuzeichnen, daß besonders in der Nähe der Nachweisgrenze mit großen Ungenauigkeiten gerechnet werden muß.

Bei den verschiedenen Meßstellenarten weisen die Kontaminationen charakteristische Unterschiede oder Muster auf, die zu entsprechenden Hinweisen auf die Ursachen führen. Ein Großteil der aufgezeigten LCKW-Kontaminationen kann erklärt werden durch:

- 1. Beeinflussungen durch die Probenahme,
- 2. Diffuse atmosphärische Einträge,
- 3. Schadensfälle.

Für einen geringen Teil der Belastungen kann bisher keine plausible Herkunft angegeben werden: dies sind vorwiegend Einzelnachweise, die bis 1987 recht häufig waren. Vermutlich handelt es sich auch hierbei um Verschleppungen; sie können aber nicht verifiziert werden. Unwahrscheinlich erscheint ein Einfluß durch das Ausbaumaterial der Meßstellen, da es sich weder um neu gebaute Grundwasseraufschlüsse handelt, noch extreme hydrochemische Bedingungen (z. B. pH-Werte) beobachtet werden können.



Abb. 2. Kreisdiagramme der Beprobungsreihen 1987 und 1989.

THOMAS DREHER

3.1. Beeinflussungen durch die Probenahme

In Einzelfällen oder kleinen Untersuchungsreihen ist die Beprobung als Ursache vermeintlicher Grundwasserkontaminationen schwierig oder unmöglich zu erkennen. Das umfangreiche, vorliegende Datenmaterial ergibt, daß ein Teil der nachgewiesenen Verunreinigungen mit LCKW durch unsachgemäße Probenahme, ungeeignetes Material oder Verschleppung hervorgerufen wird. Dies wird auch von REMMLER (1990) beschrieben: durch den Einsatz von ungeeignetem oder verunreinigtem Schlauchmaterial kann es zur Verschleppung von LCKW kommen. Die durch die Probenahme verursachten Kontaminationen müssen unterschieden werden: ein Teil ist durch Diffusion aus dem Probenahmematerial eingeschleppt worden, der andere Teil ist durch Adsorption von LCKW aus kontaminierten Proben am Probenahmematerial reversibel gebunden und kann später wieder desorbiert werden. Beide Ursachen sind nicht gegeneinander abzugrenzen und werden im folgenden gemeinsam als Verschleppungen bezeichnet.

Das Wasser aus Grundwassermeßstellen scheint wesentlich häufiger von LCKW-Kontaminationen betroffen zu sein als Quellwässer und die LCKW treten in ihnen qualitativ und quan-



435036 Machtlos

Abb. 3. LCKW-Konzentrationen in der Grundwassermeßstelle Machtlos (Mittelhessen).

LCKW in Grundwasserproben: Verschleppungen durch die Probenahme



Meßstellen des Mittleren Grundwasserleiters im Hessischen Ried

Abb. 4. Anzahl der nachgewiesenen LCKW-Kontaminationen im Mittleren Grundwasserleiter des Hessischen Rieds (Südhessen).

titativ wechselhaft auf. Nur bei etwa zehn der betroffenen Meßstellen sind durchgehende LCKW-Belastungen feststellbar: ein Großteil ist durch Schadensfälle (Kap. 3.3.) verursacht. Ansonsten kann häufig beobachtet werden, daß in derselben Meßstelle nicht nur die Konzentration sondern auch die Art der nachgewiesenen LCKW zwischen den verschiedenen Beprobungen wechselt (Abb. 3) und teilweise unter die Nachweisgrenze sinken kann. Im gezeigten Beispiel ist ein Schadensfall als Ursache unwahrscheinlich, da in der Umgebung keine Industrie angesiedelt ist. Eine Beeinflussung durch ein Oberflächengewässer kann ebenfalls ausgeschlossen werden, da der Grundwasserspiegel höher liegt als das benachbarte Gewässer.

Im Hessischen Ried wurden bis zu 13 Meßstellen beprobt, die im Mittleren Grundwasserleiter ausgefiltert und gegen das Obere Grundwasserstockwerk abgedichtet sind (Arbeitsgruppe "Hydrogeologische Kartierung", 1987). Auch im Wasser dieser Meßstellen wurden zeitweise LCKW nachgewiesen, die aufgrund der hydrogeologischen Verhältnisse nicht plausibel sind (Abb. 4). Die seit 1983 vorliegenden Untersuchungsergebnisse⁴) zeigen im Herbst 1986 in

⁴) Aufgrund nachgewiesener Defekte des Ausbaus wurden 1988 die betroffenen Meßstellen nicht beprobt, bis eine Sanierung durchgeführt war. Nach heutiger Kenntnis müssen die erkannten Undichtigkeiten als zu gering eingestuft werden, um die Grundwasserbeschaffenheit nachweisbar zu beeinflussen.
THOMAS DREHER

allen Meßstellen LCKW-Belastungen bis 0,4 $\mu g/l$. Es kann überwiegend Tetrachlorethen, vereinzelt zusammen mit Trichlorethen, beobachtet werden. In drei anderen Meßreihen können in wechselnden Meßstellen vereinzelte Nachweise (1983: 5, Sommer 1986: 3, 1987: 2) auftreten; in den restlichen Beprobungsreihen wurden LCKW nicht nachgewiesen.

Auch vier Meßstellen des Oberen Grundwasserleiters, die unmittelbar benachbart zu tieferen liegen, zeigen Belastungen in denselben Beprobungsrunden wie letztere, allerdings mit niedrigeren Konzentrationen (0,1 μ g/l Tetrachlorethen).

Die Belastungen können nur durch unsachgemäße Probenahme in die Wasserproben eingeschleppt worden sein. Lägen lokale Grundwasserkontaminationen durch Schadensfälle vor, müßte der Obere Grundwasserleiter stärker belastet sein als der Mittlere. Außerdem wären nicht alle Meßstellen gleichzeitig und gleichartig betroffen. Im Falle großflächiger diffuser Einträge über den Niederschlag ist ebenfalls in den oberflächennahen Meßstellen mit höheren Konzentrationen zu rechnen als in tieferen; zudem muß mit einer deutlichen zeitlichen Verzögerung gerechnet werden.

Das serienweise Auftreten von Kontaminationen durch Verschleppung infolge unsachgemäßer Probenahmen soll anhand einer Meßreihe exemplarisch vorgestellt werden. Alle an den beiden ersten Beprobungstagen 1987 mit einer Saugpumpe gezogenen Grundwasserproben (Abb. 5) erwiesen sich als belastet; neben Tetrachlorethen traten auch Trichlorethen und 1,1,1-Trichlorethan auf. In einer am gleichen Tag mit einer Unterwasserpumpe beprobten Meßstelle konnten keine LCKW nachgewiesen werden. Die Reihenfolge der Beprobungen konnte nur für den 1. 9., nicht aber für den 2. 9. rekonstruiert werden. In den folgenden Tagen setzten sich die Belastungen bei allen mit einer Saugpumpe beprobten Meßstellen mit Tetrachlorethen fort. Das unterschiedliche Auftreten der LCKW-Gehalte in den Proben ist in diesem Fall wohl nicht durch die Bauart der Pumpe bedingt, sondern es wurde kontaminiertes Probenahmematerial verwendet.

Trichlormethan-Nachweise in tiefen Grundwassermeßstellen hingegen können offenbar auf die große Kontaktfläche Wasserprobe/Schlauchwand zurückgeführt werden: bei Unterwasserpumpen wird ein 50 m, bei Saugpumpen nur ein 10- bis 15 m langer Schlauch eingesetzt. Das vermehrte Auftreten dieser Kontaminationsart seit 1988 geht einher mit der zunehmenden Anzahl tiefer Meßstellen und dem verstärkten Einsatz dieser Pumpenart.

Eine Verminderung von LCKW-Konzentrationen bis unter die Nachweisgrenze infolge der verlängerten Pumpzeiten ist unwahrscheinlich. Die Beprobung aller Grundwassermeßstellen erfolgt nicht an der Wasserspiegeloberfläche bzw. -druckspiegelfläche, sondern in tieferen Bereichen der Grundwasserleiter oberhalb der Filterstrecken. Ein Verdünnungseffekt kann bei lokalen Schadensfällen in der Nähe der Emissionsquellen erwartet werden, da dort noch eine weitgehende räumliche Zonierung von kontaminierten und unbelasteten Grundwasserbereichen existiert. Mit zunehmender Entfernung von der Schadensquelle findet eine Durchmischung im Grundwasser statt (DVWK, 1990).

Für eine Verschleppung von LCKW infolge ungeeignetem Beprobungsmaterials spricht, daß auch Grundwassermeßstellen kontaminiert sind, die mit Stahlfiltern ausgebaut wurden, einem gegenüber organischen Stoffen neutralem Material (REMMLER, 1990). Neu errichtete Grundwassermeßstellen mit filterwirksamen Strecken von über 50 Metern unter Gelände (Basismeßstellen) zeigen häufig Belastungen mit Trichlormethan und Tetrachlorethen. Ungeeignetes Probennahmematerial ist auch hier verantwortlich, da eine Wechselwirkung zwischen dem Grundwasser und dem PVC-Ausbaumaterial nicht erkennbar ist: Erstbeprobungen waren ge-

LCKW in Grundwasserproben: Verschleppungen durch die Probenahme



Abb. 5. Verschleppung von LCKW infolge unsachgemäßer Probenahme. Ursache dürfte ein zuvor kontaminierter Schlauch gewesen sein.

nauso von Verunreinigungen betroffen wie später gezogene Wasserproben. Dies weist darauf hin, daß unter normalen hydrochemischen Verhältnissen das Ausbaumaterial als Ursache von LCKW-Verunreinigungen weitgehend ausscheiden dürfte. Dies gilt jedoch nicht für Schadensfälle (REMMLER, 1990).

In einer Quelle, die durch diffuse Einträge belastet ist (Kap. 3.2.), wird der LCKW-Gehalt von der bei der Probenahme herrschenden Lufttemperatur beeinflußt (Abb. 6). Die Korrelationskoeffizienten der Trichlormethan-Konzentration betragen mit der Lufttemperatur –0,88, der Wassertemperatur –0,54 (in der Abbildung nicht dargestellt). Zugrunde liegen nur je acht Messungen. Dennoch belegen sie, daß LCKW beim Probentransport ausgasen können, wenn die Wasserproben nicht gekühlt werden. Konzentrationsschwankungen die von der Wassertemperatur abhängen, sind dagegen nicht belegbar.

THOMAS DREHER

3.2. Diffuse atmosphärische Einträge

Das Wasser der Quellmeßstellen ist meistens frei von LCKW; die häufigsten Belastungen können in beiden Beprobungsrunden 1986 mit 8 kontaminierten Quellen (entsprechend 27,5%) festgestellt werden. In den anderen Reihen traten in zwei bis sechs Quellen LCKW auf. Sie sind fast ausschließlich durch Trichlormethan (zwischen 0,7 und 2 μ g/l) und Trichlorethen (um 0,3 μ g/l), in kaum bis stark schwankenden Konzentrationen belastet. Im Gegensatz zu den Meßstellen sind bei dieser Aufschlußart positive Einzelnachweise sehr selten.

In drei Quellen sind LCKW vermutlich diffus über den Niederschlag in das Grundwasser eingetragen worden (NEUMAYR, 1981). Den betroffenen Quellen gemeinsam ist ein überwiegend bewaldetes Einzugsgebiet ohne Bebauung und außerhalb von Ballungs- und Industriestandorten. Sie entwässern ein oberflächennahes Grundwasserstockwerk, das aus Gesteinen des Buntsandsteins aufgebaut wird, in dem bindige Deckschichten nur untergeordnet auftreten. Die Grundwasseralter sind sehr niedrig, da die Quellschüttungen rasch auf Niederschlagsereignisse reagieren; dies wird zusätzlich durch hohe Tritiumgehalte im Wasser belegt. Als Kontaminant tritt ausschließlich Trichlormethan auf. Die Konzentrationen der LCKW sind etwa stabil; schwankende Gehalte sind durch eine unsachgemäße Probenahme bedingt (Abb. 6). Für einen Nachweis dieser Kontaminationsart wären noch detaillierte Untersuchungen durch-



Kottenbachquelle, Oberbimbach

Abb. 6. Konzentrationsganglinie der Kottenbachquelle bei Oberbimbach (Mittelhessen).

zuführen (RENNER & MÜHLHAUSEN, 1989). So kann ein Beitrag der diffusen atmosphärischen LCKW-Einträge zur Versauerung der Quellwässer (BALLSCHMITER et al. 1987) bisher nicht nachgewiesen werden, da die Meßwertdichte zu gering ist.

3.3. Grundwasserschadensfälle

Vier Meßstellen sind durch Grundwasserschadensfälle betroffen, die im jeweiligen Oberstrom nachgewiesen sind; Sanierungen werden z. Zt. noch durchgeführt oder sind abgeschlossen (mündl. Mittlg. TOUSSAINT, 1990). In mindestens vier weiteren Meßstellen sind lokale Grundwasserschäden wahrscheinlich, deren jeweiliger Verursacher bisher nicht identifiziert werden konnte. Die betroffenen Meßstellen liegen überwiegend in oberflächennahen Porengrundwasserleitern und im Unterstrom von Industriegebieten bzw. Ortschaften. Zusätzlich sind zwei Quellen und eine weitere Meßstelle von vermuteten Grundwasserschäden betroffen. In ihren Einzugsgebieten bzw. im Oberstrom liegen ein Militärgelände bzw. Ortschaften, die als Ursachen der Belastungen in Frage kommen könnten.

Charakteristisch für Schadensfälle sind vergleichsweise hohe Konzentrationen – in Abb. 1 der Bereich etwa ab 5 μ g/l – und einheitliche Kontaminationsmuster aus Tetra- und Trichlorethen, selten auch 1,1,1-Trichlorethan. Erfolgreiche Sanierungsmaßnahmen können an abnehmenden Konzentrationsganglinien erkannt werden.

Eine weitere Auswertung dieser Beschaffenheitsdaten muß anderen Untersuchungen überlassen bleiben: insbesondere die Einzelfallbearbeitung ist hier maßgebend.

4. Weiteres Vorgehen

Wie gezeigt werden konnte, ist unter anderem eine angemessene Förderleistung Voraussetzung für eine ordnungsgemäße Probenahme und repräsentative Ergebnisse. Der von REMM-LER (1990), DREHER et al. (1990) u. a. geforderte Austausch des dreifachen Meßstellenvolumens muß als absolute Mindestmenge – besonders bei tiefen Meßstellen – angesehen werden. Durch die vorgestellten Ergebnisse kann beim Einsatz von Saugpumpen keine bauartbedingte Probenbeeinflussung erkannt werden. Da bei dem Pumpvorgang durch die Druckentlastung Entgasungen entstehen können (KÄSS, 1989), muß beim Einsatz dieser Pumpenart auch eher mit einer Verringerung der LCKW-Gehalte gerechnet werden. Folglich ist zu vermuten, daß Grundwasserkontaminationen verringert werden oder nicht mehr nachweisbar sind. Zur Erkennung dieser Fehlerquelle müssen eigene Untersuchungsreihen durchgeführt werden.

Auch formale Maßnahmen bedürfen der Aufmerksamkeit: Durch geeignete Kontrollen ("Vier-Augen"-Prinzip, Plausibilitäten) müssen Datenerfassungsfehler unbedingt ausgeschlossen werden, wichtig ist auch die Vorgabe der signifikanten Stellen, um Rundungsungenauigkeiten zu vermeiden.

Insgesamt ist zu wünschen, daß bei allen Probenahmen auf PVC-weich- und Silikon-Schläuche verzichtet wird, zumal wesentlich besser geeignetes Material in Form von Teflon-Rohren zur Verfügung steht. Die erhöhten Anschaffungskosten für das Material (1 Zoll-Rohre ca. DM 70,-/lfd. Meter) dürften insgesamt kaum ins Gewicht fallen, da Teflon sehr haltbar ist und somit eine lange Lebensdauer gewährleistet ist. In Relation zu den Gesamtkosten der

THOMAS DREHER

Grundwasserüberwachung ist dieses Vorgehen auf alle Fälle sinnvoll; die Alternative wäre eine Vernachlässigung aller niedrigkonzentrierter Grundwasserbeeinträchtigungen, da die Ergebnisse nicht abgesichert oder nachvollziehbar sind. Die Umweltüberwachung müßte dann aber auf Frühwarnfristen verzichten, besonders wenn der Grenzwert der Trinkwasserverordnung und die chemische Nachweisgrenze dicht beieinander liegen, wie dies z. B. auf die Pflanzenschutzmittel zutrifft.

In Abhängigkeit von den Konzentrationen und der Art der nachgewiesenen LCKW können aus den vorliegenden Ergebnissen – unter Berücksichtigung der jeweiligen Einzelfälle (Stammdaten der Meßstellen und Probenahmebedingungen) – folgende Unterscheidungen getroffen werden:

- 1. **Probenahmefehler** (Verschleppungen) sind bei Konzentrationen bis ca. 0,5 μ g/l Tetraoder Trichlorethen oder bis 2 μ g/l Trichlormethan anzunehmen, besonders wenn Nachweise reihenweise oder in Basismeßstellen auftreten.
- 2. Diffuse atmosphärische Einträge bei Gehalten bis ca. 2 μ g/l Trichlormethan sind in Quellen und oberflächennahen Meßstellen die wahrscheinliche Ursache.
- 3. Schadensfälle sind bei Konzentrationen über 5 μ g/l LCKW wahrscheinlich, besonders im Einzugsbereich von Ortschaften oder Industriegebieten.

Diese Zahlen stellen rein empirische Werte aus der bisherigen Grundwasserbeschaffenheitsüberwachung dar und dürfen keinesfalls als absolute Ergebnisse oder gar "Grenzwerte" betrachtet werden. Sie müssen anhand zukünftiger Ergebnisse laufend überprüft und gegebenenfalls neu abgesteckt werden.

Danksagung: Herrn Prof. Dr. OTT, Präsident der Hessischen Landesanstalt für Umwelt, Wiesbaden, danke ich für die Überlassung der Daten, meinen früheren und jetzigen Kollegen für die intensiven Diskussionen.

LCKW in Grundwasserproben: Verschleppungen durch die Probenahme

5. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsgruppe "Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung" (1987): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum. Situation heute Möglichkeiten und Grenzen künftiger Entwicklungen. 107 S., 42 Abb., 16 Tab., 12 Anl.; Stuttgart-Wiesbaden-Mainz.
- BALLSCHMITER, K., HALTRICH, W., KÜHN, W., & NIEMITZ, W. (1987): HOV Halogenorganische Verbindungen in Wässern. – Fachgruppe Wasserchemie in der Gesellschaft deutscher Chemiker, 515 S.; Berlin.
- BURKL, G., HAGENGUTH, H., SCHLAFFER, T., & SCHOLZ, A. (1987): Untersuchung der Grundwasserbeschaffenheit, insbesondere des Gehalts an leichtflüchtigen Halogenkohlenwasserstoffen, in München. – Vom Wasser, 68: 43–52; Weinheim.
- DREHER, T., GERHARD, H., v. PAPE, W.-P., & TOUSSAINT, B. (1990): Staatliche Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit in Hessen: Arbeitsergebnisse 1984/89 – 1. Bericht. – Umweltplanung, Arbeitsund Umweltschutz, 98; Wiesbaden (HLfU).
- DVWK (1990): Stofftransport im Grundwasser Teil II: Untersuchungsmethoden und Meßstrategien bei Grundwasserkontaminationen. – DVWK-Schriften, 83: 121–296; Hamburg–Berlin.
- HLfU (1986): Richtlinie zum Aufbau und Betrieb eines Grundwasserbeschaffenheitsmeßnetzes in Hessen (RGH). HLfU Umweltplanung und Umweltschutz, **46**, 49 S.; Wiesbaden.
- KÄSS, W. (1989): Grundwasser-Entnahmegeräte Zusammenstellung von Geräten für die Grundwasserentnahme zum Zweck der qualitativen Untersuchung. – DVWK-Schriften, 84: 119–172; Hamburg-Berlin.
- NEUMAYR, V. (1981): Verteilungs- und Transportmechanismen von chlorierten Kohlenwasserstoffen in der Umwelt. – WaBoLu-Berichte, 3/1981: 24–40; Berlin.
- REMMLER, F. (1990): Einflüsse von Meßstellenausbau und Pumpenmaterialien auf die Beschaffenheit einer Wasserprobe. – DVWK-Mitteilungen, 20, 124 S.; Hamburg–Berlin.
- RENNER, I., & MÜHLHAUSEN D. (1989): Immissionsbelastungen Konsequenzen für die Grundwasserqualität. Untersuchungen zu halogenorganischen Verbindungen hinsichtlich ihres Pfades vom Regen in das Grundwasser. – VDI-Berichte, 745: 483–496; Düsseldorf.
- TOUSSAINT, B. (1986): Verunreinigung des Grundwassers in Hessen durch leichtflüchtige chlorierte Kohlenwasserstoffe – CKW-Studie Hessen – Stand 31. 12. 1985. – HLfU Umweltplanung und Umweltschutz, 36, 506 S., 3. Aufl.; Wiesbaden.
- (1989): Anforderungen an den Bau von Grundwassermeßstellen aus hydrogeologischer Sicht. Oberrhein.
 geol. Abh., 35: 111–128; Stuttgart.
- TrinkwV (1986): Der Bundesminister für Jugend, Familie und Gesundheit: Verordnung über Trinkwasser und Wasser für Lebensmittelbetriebe (TrinkwV) vom 22. 6. 1986. –BGBl., 1986, I: 760–773; Bonn.

Manuskript eingegangen am 30. 11. 1990

4 Tab.

Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen an der Aartalsperre bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). Teil 2: Ingenieurgeologie

Von

WINFRIED ENTENMANN*

Kurzfassung: Zur Untergrundabdichtung am Hauptdamm der Aartalsperre wurden auf der Grundlage eines umfangreichen ingenieurgeologischen Untersuchungsprogramms Zementinjektionen bis in etwa 20 m Tiefe in den anstehenden unterkarbonischen Gesteinen durchgeführt. Der oberste Bereich der injizierten Zone konnte auf ganzer Talbreite nach dem Aushub der Herdmauergrube kartiert und das Ergebnis der Injektion überprüft werden. Diese ingenieurgeologische Aufnahme der Baugruben zeigte, daß das Gebirge einer starken Kompressionstektonik unterlag und in 5 verschiedenen Gebirgsbereichen einen tektonisch recht unterschiedlichen Baustil zeigt. Kennzeichnend für die vorwiegend aus Grauwacken bestehenden Gebirgsbereiche sind orthogonale Großkluftsysteme. In den vorwiegend aus Tonschiefern (Plattenschiefern) aufgebauten Gebirgsbereichen dominieren zahlreiche, eng gescharte Kleinstörungen.

Das unverpreßte Gebirge zeigt erhöhte Durchlässigkeiten bis in eine Tiefe von etwa 20 m, die in den Grauwacken überwiegend auf die Großklüfte, in den Plattenschiefern jedoch überwiegend auf diese Kleinstörungen zurückzuführen sind. Aufgrund ihres überwiegend zum allgemeinen Gebirgsbau parallelen Streichens herrschen in diesen Bereichen stark anisotrope Verhältnisse vor. Eine ganz entscheidende Abhängigkeit der Wasserdurchlässigkeit, bestimmt im Wasserdruckversuch, vom Auflockerungsgrad des Gebirges wurde festgestellt.

Bei der Injektion wurden im Mittel 86 kg Zement pro m² Injektionsschleier verpreßt.

Das tektonisch stark beanspruchte Gebirge konnte nur in einem sehr engen Bohrraster mit Bohrlochabständen von 1,25 m abgedichtet werden. Die Ergebnisse der Wasserdruckversuche im fertigen Schleier zeigen jedoch eine sehr gute Herabsetzung der Gebirgsdurchlässigkeit auf Werte deutlich unter $11/\min \cdot m \cdot bar$.

Abstract: At Aar dam site an extensive grouting program was carried out in order to seal the jointed rock mass below the planned cut-off-wall. The following construction works had been carried out successively: First of all, two rows of about 30 m deep bore-holes in a distance of only 1.5 m were carried out. The distance between two bore-holes in a row was 5 m. Cement injections with pressures beginning with 5 bar up to 8 bar in greater depths were carried out. After grouting, water-pressure-tests revealed an uncomplete tightness of the grout curtain. Therefore a third row of bore-holes between the existing rows was carried out. After finishing injection works of the third row at the location of the grout curtain an overall tightness of the rock mass was recorded.

Secondly, a cut-off-trench was excavated in order to seal the quarternary valley fill and also the uppermost part of the rock, which is heavily weathered and disaggregated. The floor of the cut-off-trench was situated in the upper part of the grout curtain and was thoroughly mapped in a scale of 1:50. Due to this mapping a relationship between the tectonic structure of the rock, producing the permeability and the

^{*} Dr. W. ENTENMANN, IGB Ingenieurbüro für Grundbau, Bodenmechanik und Umwelttechnik, Heinrich-Hertz-Str. 116, 2000 Hamburg 76.

results of cement grouting, can be pointed out. Previous coreborings revealed turbiditic greywackes and silty shales of the Lower Carboniferous. Mapping of the trench delivered a very complex tectonic structure of the rock. There are five different tectonic settings. While massive greywackes are dominated by orthogonal joint systems, homogeneous shales are dominated by narrow-spaced faults, resulting from an intensive shearing of the formations. Due to weathering and unloading the permeability of the rocks before injection was higher in the upper part of the rock declining steadily and reaching low values in a depth of 20 m. Permeability of the greywackes depends mainly on the major joint systems while permeability of the shales depends mainly on single small faults with an opening width in a range of 0.1 mm to maximum 5 mm of which the wider ones have a coarse-grained mylonite.

Due to the mainly parallel strike of most of the separation planes the permeability is strongly anisotropic. The amount of permeability of the rock mass is mainly influenced by the amount of disintegration of the rock mass due to widening of the separation-planes by weathering and unloading. The amount of grout-take of the rock mass is different in the above mentioned different rock units. Highest values have been recorded from the massive greywackes, although they show only small numbers of separation planes per volume unit due to their strength. On the other hand the width of the separation planes is bigger than in the intensively jointed and faulted shales.

It can be stated that only few wide separation planes have a much greater effect on permeability and take much more grout than thousands of thin separation planes. The rock mass in a whole took an average of 86 kg/m² of grout. By grouting, the average permeability measured by water-pressure-tests could be reduced from values up to $61/\min \cdots m \cdot bar$ to values clearly below $11/\min \cdots m \cdot bar$.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	192							
2.	Qualitative Klassifizierung des Gebirges	195							
	2.1. Lithologie und Trennflächengefüge	195							
	2.2. Auflockerung und Verwitterung	200							
3.	Quantitative Klassifizierung des Gebirges								
	3.1. Abschätzung des räumlichen Durchtrennungsgrades xr'								
	3.2. Anisotropie des Trennflächengefüges	202							
	3.3. Klassifikation der Kleinstörungen	203							
4.	Die Wasserdurchlässigkeit des Gebirges an der Hauptsperrstelle	205							
5.	Injizierbarkeit des Gebirges am Hauptdamm								
	5.1. Versuchsinjektionsfeld	210							
	5.2. Methoden zur Auswertung der Injektionsergebnisse	212							
	5.3. Ergebnisse der Injektion	213							
	5.3.1. Injektionsmengen	213							
	5.3.2. Nachweis von Zementstein auf Trennflächen	218							
	5.4. Der zeitliche Verlauf der einzelnen Injektionen								
	5.5. Injektionsergebnisse und Eigenschaften des Gebirges	221							
	5.6. Bewertung der Injektion	225							
	5.7. Folgerungen	225							
6.	Schriftenverzeichnis	227							

1. Einleitung

An der Aartalsperre wurden, beginnend mit dem Jahre 1973, umfangreiche geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen durchgeführt.

Die Ergebnisse der lithostratigraphischen Untersuchungen und einer kleintektonischen Analyse des Gebirges sind im ersten Teil dieser Arbeit (ENTENMANN 1990) im Geologischen Jahrbuch Hessen, **118**, erschienen, ebenso die Ergebnisse zur großtektonischen Stellung des Arbeitsgebietes in der Hörre. Die Ergebnisse der ingenieurgeologischen Untersuchungen werden im vorliegenden 2. Teil vorgestellt.

Die ingenieurgeologische Erkundung gliedert sich in verschiedene Phasen: a) ingenieurgeologische Vorerkundung:

- 1973: Kernbohrungen mit Wasserdruckversuchen an der Sperrstelle,
- 1974: Kernbohrungen an der Bundesstraße 255.
- b) baubegleitende Untersuchungen und ingenieurgeologische Aufnahmen:
 - 1984: Versuchsinjektionsfeld,
 - 1984-1985: Kernbohrungen und geoelektrische Kartierung am linken Hang der Hauptsperrstelle,
 - 1984-1986: Injektionsarbeiten und Kontrollbohrungen,
 - 1985-1986: ingenieurgeologische Kartierung.

Die durchgeführten ingenieurgeologischen Arbeiten dienten der Bestimmung der wirtschaftlich günstigsten und technisch besten Untergrundabdichtung an der Hauptsperre; zur Dokumentation wurde eine ingenieurgeologische Kartierung der Herdmauerbaugrube durchgeführt. Das bei diesen Arbeiten gewonnene umfangreiche Datenmaterial wurde ausgewertet und mit den Ergebnissen der geologischen Untersuchungen anderer Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges verglichen. Vorrangig wird dabei auf die Ulmbach-Talsperre (HOLTZ 1966) abgehoben, da an dieser benachbarten Talsperre ähnliche lithologische und tektonische Verhältnisse vorliegen.

Die Vorerkundung ergab, daß an der Hauptsperrstelle das Quartär eine Mächtigkeit von 5 m bis 8 m besitzt. Die darunterliegenden Grauwacken und Plattenschiefer des Unterkarbon wurden mit Wasserdruckversuchen auf ihre Durchlässigkeit hin untersucht. Dabei ergab sich, daß eine Abdichtung des Festgesteins durch Zementinjektionen notwendig ist (HOLTZ 1973). Es wurde vorgeschlagen, diese Abdichtung mit einem einreihigen Injektionsschleier durchzuführen und das Quartär durch eine Herdmauer abzuriegeln, die in die Zone des angewitterten Festgesteins einbindet.

Die Bauarbeiten begannen mit der Herstellung eines Versuchsinjektionsfeldes, in dem der Bohrlochabstand, die voraussichtlichen Injektionsmengen, die Zusammensetzung des Injektionsgutes und die Verpreßdrücke für die weiteren Arbeiten bestimmt wurden. Im Verlauf der Bauarbeiten wurde am linken Hang unmittelbar südlich der Herdmauer eine große tektonische Störung angetroffen, die sich schon bei der Vorerkundung in tiefreichenden Verwitterungserscheinungen am linken Hang angedeutet hatte. An ihr sind oberdevonische Schichten ca. 500 m über das Unterkarbon aufgeschoben. Diese Störungszone erforderte zusätzliche Abdichtungsmaßnahmen. Aus diesen Ergebnissen ergab sich folgendes Abdichtungskonzept für den Hauptdamm:

An eine bituminöse Außenhaut als Dammdichtung des homogenen Steinschüttdammes schließt eine Herdmauer an, mit der die quartären Lockergesteine abgeriegelt werden. Sie bindet 3 m in stark angewitterte Plattenschiefer und Grauwacken ein. Das Gebirge unterhalb der Herdmauer wurde mit einem Injektionsschleier abgedichtet, siehe Abb. 1. Im Störungsmylonit am linken Hang wurde der Injektionsschleier wesentlich tiefer ausgeführt. Eine Dichtungswand aus Soilcretesäulen, die zur Seite an die Herdmauer anschließt, bindet nach unten in diesen Schleier ein, siehe Abb. 2. Nähere Angaben zu diesem Dichtungselement in den halbfesten Gesteinen des Störungsmylonits sind bei ENTENMANN & HOLTZ (1987) ausgeführt.



Abb. 1. Querschnitt durch den Hauptdamm.



Abb. 2. Anbindung der Dichtungswand aus Soilcrete-Säulen an den Injektionsschleier im Störungsmylonit am linken Hang.

194

2. Qualitative Klassifizierung des Gebirges

2.1. Lithologie und Trennflächengefüge

Die im 1. Teil der Arbeit unterschiedenen 5 lithologisch-tektonischen Bereiche (Abb. 3) des paläozoischen Untergrundes am Hauptdamm werden wegen ihres unterschiedlichen festigkeitsmechanischen Verhaltens der ingenieurgeologischen Klassifizierung des Gebirges zugrunde gelegt. Ihrem stratigraphischen und tektonischen Aufbau mit überwiegend steil nach SE einfallenden Schichten zufolge weisen diese Gebirgsbereiche ein unterschiedliches Trennflächengefüge auf:

Bereich 1

Massige bis dickbankige Grauwacken, mittel- bis grobkörnig, stellenweise feinkiesig, mit sehr wenigen dünnen Schichten Ton-Siltschiefer. Weitständig geklüftet. Dünne Plattenschieferzwischenlagen sind als Bewegungsbahnen ausgebildet. Nur wenige Großstörungen durchtrennen diese Einheit.

a) Bankfugen

Die Schichtung hat eine mittlere Raumlage von 55/60 SE. Die Bankung ist aufgrund des turbiditischen Charakters der Grauwacke nur sehr undeutlich ausgeprägt. In steiler Lagerung kam es zu Bewegungen an den Schichtflächen. Dadurch wurden die Schichtflächen in Abständen von 0,2 m bis 1,0 m zu Fugen erweitert, die jedoch nur wenig klaffen.

b) Klüfte

Die Grauwacken weisen stets ein bis zwei Großkluftsysteme auf, die sich durch mehrere Meter weit ausstreichende, bis zu 2 mm geöffnete Klüfte auszeichnen. In verschiedenen Homogenbereichen weichen die Raumlagen der Großkluftsysteme jedoch erheblich voneinander ab. Daneben gibt es noch eine Vielzahl von nur wenige Zehntel mm geöffneten, unvollständig durchtrennten Kleinklüften, deren Erstreckung meist nur wenige Dezimeter beträgt und die an den Großklüften absetzen.

c) Schieferung

In Plattenschieferzwischenlagen ist eine engständige Schieferung ausgebildet, die jedoch meist durch Scherbewegungen überprägt wurde.

d) Störungen

Störungen treten im Bereich 1 nur untergeordnet auf. Die wenigen zwischengelagerten Plattenschiefer und Grauwackenschiefer sind teilweise in ihrer Festigkeit stark herabgesetzt, da sie die bevorzugten Schwächezonen für Scherbrüche abgaben. Stellenweise sind diese Zwischenlagen völlig mylonitisiert.

Bereich 2

Grauwacken und siltreiche Plattenschiefer in Wechsellagerung. Die Grauwackebänke erreichen im Bereich der Herdmauer jeweils insgesamt Mächtigkeiten bis max. 1,5 m, an der B 255 bis 20 m. Sie sind mittel- bis grobkörnig und stellenweise feinkiesig. An der Herdmauer





herrscht eine annähernd rhythmische Wechsellagerung vor. Die Grauwacken bilden meist die Sattelkerne und sind intensiv geklüftet, oft auch an listrischen Flächen abgeschert. Das Gebirge ist durch zahlreiche SE-einfallende, vorwiegend schichtparallele Aufschiebungen in Blöcke zerlegt.

a) Bankfugen

Bedingt durch die spitzen Falten, den großräumig betrachtet annähernd isoklinalen Faltenbau und die langen Faltenschenkel dominieren Schichtflächen mit einer Raumlage um 54/60 SE. In der Grauwacke sind die Bankfugen rauh und bei steiler Lagerung bis 1 mm geöffnet. In den Plattenschiefern sind sie stets glatt und nur wenig geöffnet. Am Übergang von der Grauwacke zum Plattenschiefer kann die Oberfläche der Bankfugen sehr rauh sein, wenn die Grauwacke in die Plattenschiefer durch Sedimentstrukturen wie load casts und groove casts eingetieft ist.

b) Klüfte

Kleinklüfte sind typisch ausgebildet, sie setzen in ihrer Mehrzahl an den Bankfugen ab. In der Einzelbank herrschen überwiegend 2 orthogonale Kluftsysteme vor. Großklüfte, die mehrere Bänke durchtrennen, sind selten. Die Klüfte sind in den Grauwackebänken stets weiter geöffnet als in den Plattenschiefern. Teilweise ist ein Verspringen der Klüfte am Übergang von Bank zu Bank festzustellen. Es wurden sowohl Klüfte beobachtet, die bankweise eine unterschiedliche Raumlage besitzen, als auch in geringerer Zahl Klüfte, die an den Bankfugen durch schichtparallele Gleitung versetzt wurden.

c) Schieferung

Die Schieferung verläuft auf den Faltenflanken und damit fast im gesamten Gebiet annähernd parallel zur Schichtung, d. h., es sind verhältnismäßig viele Schichtflächen zumindest in Abschnitten zu Schieferungsflächen umgebildet. Durch die sekundäre Sprossung von Tonmineralen bei der Schieferung ist die Scherfestigkeit daher insbesondere in Bereichen dünner Tonschichtchen herabgesetzt.

d) Störungen

Störungen sind zu über 80% schichtparallele Aufschiebungen, entwickelt aus Bankfugen. Ihre Raumlage liegt im Mittel bei 41/60 SE, zusätzlich treten in Gegenrichtung einfallende Störungen mit einer mittleren Raumlage von 56/80 NW auf. Die wenigen Großstörungen haben Mylonitmächtigkeiten von 2 cm bis 20 cm; auf Kleinstörungen liegt meist nur wenig Gesteinszerreibsel bis zu einer Mächtigkeit von 2 cm.

Bereich 3

Massige, grob- bis mittelkörnige, stellenweise feinkörnige Grauwacken mit dünnbankigen Bereichen alternierend. Weitständige, in Faltenkernen engständige Klüftung. Es treten einige stark eingeengte Quetschfalten auf, die intensiv bruchtektonisch überprägt sind.

a) Bankfugen

Aufgrund der starken Einengung der massigen Grauwacken sind die meisten Bankfugen gekrümmt und teilweise weiter geöffnet als im Bereich 1, der von der Lithologie her ähnlich aufgebaut ist. Die Abstände der Bankfugen betragen 20 cm bis 100 cm, können sich allerdings im Faltenkern bis auf 3 cm verringern. Die generelle Raumlage der Schichten von etwa 100/60 SE weicht vom übrigen Gebirgsbau ab.

b) Klüfte

Die bereichsweise unterschiedlich starke Durchklüftung ist das dominierende Gefügeelement. Unabhängig von der Bankdichte ist der Grad der Durchklüftung abhängig von der Position des untersuchten Bereichs im Faltenbau sowie von benachbarten Störungen.

d) Störungen

Störungen treten in geringer Anzahl in Abständen von 4 m bis 5 m auf. Das Ausmaß der Bewegungen an den Störungsflächen ist aber größer und – was für die Wasserdurchlässigkeit entscheidend ist – die Auflockerung in den umgebenden Felspartien ist größer. Auch die Öffnungsweite bzw. Mylonitmächtigkeit an den Störungen ist mit bis zu 20 cm, im Mittel um 1 cm bis 3 cm sehr bedeutend. Es dominieren Störungen, die etwa E–W streichen und steil nach S einfallen. Viele Störungsflächen fächern auf und bedingen dadurch eine intensive Gebirgszerrüttung am Übergang zum ungestörten Bereich (Abb. 4). Im Sinne von PRINZ (1988) können solche Strukturen als Hinweise auf größere Horizontalbewegungen an der Störung gelten.



Abb. 4. Auffächern einer Kleinstörung in massigen Grauwacken als Anzeichen von Horizontalbewegungen an der Störung.

Die bedeutendste Störung in diesem Bereich ist eine tektonische Ruschelzone, die an der Herdmauer aufgeschlossen ist, siehe Abb. 3. Diese Ruschelzone ist als Aufschiebung angelegt. Durch größere Horizontalbewegungen kam es jedoch zu einer intensiven Gebirgszerrüttung und -zerblockung auf einer Breite von 3,5 m bis 5 m. Die große Auflockerung an dieser Störung steht im Einklang mit den von PRINZ & TIEDEMANN (1983) gemachten Beobachtungen an Störungen des Saxonikums mit großer Horizontal- und geringer Vertikalkomponente. Einer tektonischen Analyse zufolge (ENTENMANN 1990) ist auch hier ein saxonisches Alter der Störung zu erwarten (rheinische Richtung).

Bereich 4

Dünnplattige Plattenschiefer, bestehend aus dünnen Ton- und Siltschichten in Wechsellagerung. Sehr fein und eben geschichtet, leicht spaltbar. Starke Schieferung, intensive Schuppung, isoklinale Faltung.

a) Bankfugen

Die Bankfugen verlaufen aufgrund des isoklinalen Faltenbaus fast stets parallel zur Schieferung und treten engständig auf.

b) Klüfte

Klüfte treten im Vergleich zu den übrigen Trennflächen in ihrer Häufigkeit sehr zurück. Nur wenige Klüfte erstrecken sich mehr als wenige cm und durchtrennen mehrere Gesteinsbänke. Die meisten Klüfte sind wenig geöffnet oder nur latent angelegt.

c) Schieferung

Die Schieferung ist dominierend, meist engständig bis sehr engständig (0,5 cm bis 3 cm). Die Schieferungsflächen haben eine mittlere Raumlage von 59/62 SE. Sie sind im oberen Gebirgsbereich aufgrund der Entspannung meist gut durchtrennt und geöffnet, jedoch ist die Öffnungsweite der Schieferungsflächen sehr gering. In Bereichen sehr starker tektonischer Beanspruchung ist eine 2. Schieferung angelegt. Diese ist weitständiger und fällt etwa 20° steiler ein.

d) Störungen

Störungen treten sehr häufig und sehr dicht geschart auf. Es dominieren Kleinstörungen mit geringen Verschubweiten und Öffnungsweiten um 2 mm bis 5 mm. Die Störungen sind überwiegend mit Gesteinszerreibsel belegt. Die Mehrheit dieser Störungen streicht in etwa parallel zur Schieferung und fällt steil nach SE ein (Maximum 68/66 SE). Außerdem treten in geringerer Zahl Störungen auf, die in Gegenrichtung einfallen. Durch sie wird das Gebirge insgesamt zerblockt und in Schuppen und Scherkörper zerlegt. Sie treten im Mittel in Abständen von etwa 2 m auf, bereichsweise jedoch in Abständen von weniger als 50 cm.

Trotz dieser Bruchtektonik ist die bei PRINZ (1982) beschriebene Gefügeauflockerung des Gebirges im Bereich 4 geringer als sie aufgrund der zahlreichen eng gescharten Störungen zu erwarten wäre. Eine Erklärung dafür kann darin gesehen werden, daß im Bereich 4 vorwiegend sehr tonige Plattenschiefer anstehen, bei denen die Scherbeanspruchung schon frühzeitig zum Verschiebungsbruch geführt hat ohne eine stärkere Gefügeauflockerung vor dem eigentlichen Bruch.

Bereich 5

Dickbankige, mittel- bis weitständig geschieferte Plattenschiefer, sehr siltreich. Der Feinbau der einzelnen Bänke zeigt eine aufgelöste Feinschichtung, teilweise auch völlig aufgearbeitete Lagen. Flachwellige Faltung, weit- bis mittelständige Schieferung, Zerblockung durch Kleinstörungen.

a) Bankfugen

Die Plattenschiefer des Bereiches 5 unterscheiden sich von denen des Bereiches 4 durch ihren höheren Siltgehalt. Die s-parallele Regelung der Minerale ist weniger ausgeprägt. Bankfugen entstanden im Profil an Stellen, an denen vermehrt Tonminerale abgelagert wurden, sie haben Abstände zwischen 10 cm und 50 cm. Die Gesteine liegen in einer Großmulde mit sekundären Biegegleitfalten vor. Die Bewegungen an den Bankfugen während der Faltung betrugen bis zu mehreren mm und führten wegen Unebenheiten (Sedimentstrukturen) auf den Bankunterseiten zu einer Auflockerung mit einer Bildung von Gesteinszerreibsel. Die Schichtung liegt im Talbereich weitgehend flach (Muldenkern), am Hang (Muldenflanke) fällt sie mittelsteil nach NW ein. Damit aber sind die Bankfugen überwiegend in etwa senkrecht zu den auch im Bereich 5 häufig auftretenden, vorwiegend steil nach SE einfallenden Kleinstörungen angeordnet.

b) Klüfte

Im Gegensatz zum Bereich 4 spielen die Klüfte im Bereich 5 bei Ausbißlängen von wenigen dm bis etwa 2 m eine wesentlich größere Rolle. Meist sind zwei Kluftsysteme besonders gut geregelt und auch sehr stark vertreten, stets jedoch treten weitere Kluftsysteme auf, die sich schneiden und damit zu weniger anisotropen Verhältnissen des Gebirges führen. Die Öffnungsweite der Klüfte ist gering.

c) Schieferung

Die Schieferung ist wesentlich weitständiger als im Bereich 4 bei einer mittleren Raumlage von 50/54 SE.

d) Störungen

Der Bereich 5 unterscheidet sich in der Intensität der Störungstektonik vom Bereich 4. Im Schmidt'schen Netz sind die Polpunkte der Störungen vorwiegend auf einem Gürtel um die b-Achse angeordnet (Abb. 5), dominierend wiederum die SE-einfallenden Störungen. Die Abstände der einzelnen Störungsscharen in der Größenordnung mehrerer Meter sind wesentlich weiter als im Bereich 4. Dafür aber sind die Ralativbewegungen der Schollen gegeneinander größer. Dies bedingt zusammen mit dem spröderen Materialverhalten der siltreichen Plattenschiefer eine ausgeprägtere bruchhafte Verformung, d. h. eine zusätzliche Klüftung der benachbarten Schollenränder.

2.2. Auflockerung und Verwitterung

Neben der primären Auflockerung des Gebirges durch die Bruchtektonik erfolgte eine sekundäre Auflockerung durch Entspannung und Verwitterung, wie im einzelnen dargestellt bei PRINZ (1982). Die Verwitterung griff bevorzugt an schon aufgelockerten Gebirgsbereichen an und sorgte für eine weitere Entfestigung. Die Verwitterungserscheinungen dienten damit an der Aartalsperre als einfacher, leicht feststellbarer Indikator für die Gebirgsauflockerung. Das Gebirge kann in Tiefen größer als etwa 30 m als nahezu unverwittert (Verwitterungszone W 0 und W 1 nach EINSELE et al. 1985) angesprochen werden. Im Bereich darüber können von oben nach unten lediglich 2 Zonen unterschiedlich starker Verwitterung unterschieden werden:

Zone I umfaßt stark angewitterte bis verwitterte Gesteine, deren Trennflächen, insbesondere auch die Schieferungsflächen deutlich geweitet sind. Sie reicht bis in eine Tiefe von max. 11 m, im Mittel 7,5 m unter Gelände. In der darunter liegenden Zone II sind die Gesteine angewittert bis leicht angewittert. Im wesentlichen sind Mineralumbildungen, sowie Gesteinszersetzung auf die Wandungen der Trennflächen und auf die Ausfüllungen der Trennflächen (Mylonit, Kluftletten) beschränkt, führten jedoch zu einer zusätzlichen Auflockerung des Gebirges. Lediglich im Dünnschliff sind auch im Gestein selbst Mineralumbildungen erkennbar (Serizitisierung etc.), die jedoch nicht zu einer Herabsetzung der Gesteinsfestigkeit führten. Zone II reicht bis in eine Tiefe von etwa 20 m, im Mittel 14 m unter Gelände.

3. Quantitative Klassifizierung des Gebirges

Bei der bisherigen qualitativen Beschreibung wurde das Gebirge nach dem tektonischen Gefügeinventar in Bereiche unterteilt. Dabei war eine genetische Trennung in Kluft-, Schieferungs- und Schichtungsgefüge (Gruppe 1) einerseits und Störungsgefüge (Gruppe 2) andererseits notwendig. Die Störungen bilden ein dem Gesamttrennflächengefüge übergeordnetes System und zerlegen das Gebirge in Schollen. Die Trennelemente der Gruppe 1 zeichnen sich durch eine meist geringe Erstreckung (≤ 1 m) und eine geringe Öffnungsweite (ca. 0,1 mm) aus. Die Klüftigkeitsziffern dieser Elemente nach STINI liegen etwa zwischen 2 und 20 pro m.

Die Trennflächen der Gruppe 2 haben wesentlich größere Abstände. Klüftigkeitsziffern nach STINI liegen im Mittel bei 0,2 bis 0,5 pro m, in besonders stark beanspruchten Gebirgsbereichen um 3 pro m. Die Öffnungsweite und auch die Erstreckung dieser Störungen ist wesentlich größer als die der anderen Trennelemente. Meist gehen sie ineinander über und bilden in einer Ebene senkrecht zu b eine Art ausgelängtes Wabenmuster. Mit zunehmender tektonischer Beanspruchung wird dieses Wabenmuster immer dichter: Schollenbau, Schuppenbau, Scherkörperbau, Gleitlinsenbau.

Um diese qualitativen Angaben im Hinblick auf das mechanische Verhalten und die Durchlässigkeitsverhältnisse des Gebirges zu präzisieren, wurde zusätzlich eine quantitative Klassifikation vorgenommen. An anderer Stelle bewährte Klassifikationsschemata (z. B. WANG et al. 1982, JOHN 1977 oder CAMERON-CLARK et al. 1981) scheiterten im Gebirge an der Aartalsperre wegen der komplizierten Tektonik und wegen der bereichsweise unterschiedlich großen Anisotropie des Trennflächengefüges. Das Gebirge an der Aartalsperre wurde daher bereichsweise klassifiziert nach folgenden Kennziffern:

— Dem räumlichen Durchtrennungsgrad nach PACHER (1959) unter Berücksichtigung der Modifikation des ebenen Durchtrennungsgrades nach MULLER (1974). Um den tektonischen Verhältnissen gerecht zu werden, erfolgte die Berechnung eines angenäherten räumlichen Durchtrennungsgrades π r' durch Superposition der Einzelkomponenten aus den verschiedenen Trennflächenarten. Diese skalare Größe wird ergänzt durch den Grad der Anisotropie des Gebirges An, einer Richtungsgröße.

3.1. Abschätzung des räumlichen Durchtrennungsgrades xr'

Die Angabe des angenäherten räumlichen Durchtrennungsgrades $\pi r'$ in Homogenbereichen erfolgte in zwei Werten:

- κr, ermittelt aus sämtlichen Trennelementen (Klüfte, Schieferungsflächen, Schichtflächen und Störungen) als Gesamtdurchtrennungsgrad und
- κr (st)', ermittelt lediglich aus den Störungen als Teildurchtrennungsgrad.

Damit wird die Klassifikation der qualitativen und quantitativen Verschiedenheit des Störungsgefüges vom übrigen Trennflächengefüge gerecht. Die mathematische Herleitung und die Methodik der Aufnahme ist ausführlich bei ENTENMANN (1988) beschrieben.

Der Durchtrennungsgrad $\chi r'$ und der Teildurchtrennungsgrad χr (st)' wurden entlang der Herdmauerbaugrube in kleinen Quasihomogenbereichen bestimmt, die oft nur wenige m² groß sind (Bereich 4), stellenweise jedoch recht ausgedehnt sind (Bereich 1). In Bereichen dichten Bohrrasters konnte eine Extrapolation in die Tiefe vorgenommen werden. Der Durchtrennungsgrad reicht von $10 \text{ m}^2/\text{m}^3$ bis über $100 \text{ m}^2/\text{m}^3$ bezüglich der gesamten Trennflächen und von $0,2 \text{ m}^2/\text{m}^3$ bis $10,8 \text{ m}^2/\text{m}^3$ bezüglich der Störungen. Der komplizierte tektonische Aufbau des Gebirges wird durch die kleinflächigen Bereiche gleichen Durchtrennungsgrades wiedergegeben. Es können unmittelbar nebeneinander Bereiche sehr unterschiedlich großer Durchtrennung festgestellt werden. Betrachtet man das Gebirge in seinen verschiedenen tektonischen Bereichen, können im einzelnen folgende Angaben gemacht werden:

Die Bereiche 1 und 3 zeichnen sich durch einen mäßigen bis geringen Gesamtdurchtrennungsgrad und einen geringen Teildurchtrennungsgrad bezüglich der Störungen aus. Die dort anstehenden Grauwacken sind aufgrund ihrer hohen Festigkeit nur sehr wenig und nur an wenigen Bruchzonen und Spezialfalten stärker durchtrennt. Im Bereich 4, in dem die sehr stark tektonisch beanspruchten, tonreichen Plattenschiefer anstehen, ist π r' sehr groß, bedingt durch die zahlreichen zusätzlichen Scherflächen durch die intensive zweischarige Scherung des Gesteins. Auch π r (st)' ist sehr hoch, insbesondere dort, wo die Schuppung sehr ausgeprägt ist. Im Bereich 5 ist der Durchtrennungsgrad π r' mäßig bis gering, mit der Annäherung an den Bereich 4 nimmt er stetig zu. Der Teildurchtrennungsgrad π r (st)' ist generell recht gering, zeigt aber in einigen Zonen aufgrund der dort auftretenden Störungsbündel stark erhöhte Werte.

3.2. Anisotropie des Trennflächengefüges

Die Darstellung der Grundgesamtheit der Flächendaten erfolgte in der Projektion der Flächennormalen im Schmidt'schen Netz. Diese Darstellung erfordert ein gewisses Maß an Interpretation und ist damit für eine einfache Gebirgsklassifikation unhandlich. Für weitergehende Untersuchungen, insbesondere zum Durchlässigkeitsverhalten des Gebirges, wurde daher eine einfache Darstellung der Anisotropie des Gebirgsverbandes, verursacht durch die zahlreichen Trennflächen, in Tensordarstellung gewählt. Da es sich bei den Flächennormalen um keine

202

echten Vektoren, sondern um Achsen handelt (BOCK 1972), kann mit Hilfe der Vektoraddition kein Maß für die Gebirgsanisotropie, fußend allein auf diesen "Normalenvektoren" abgeleitet werden. Die Gebirgsanisotropie An wird daher aus dem Durchlässigkeitstensor nach WITTKE (1985) abgeleitet durch Abspaltung des arithmetischen Anteils, der die Parameter Spaltweite, Gravitationskonstante und kinematische Zähigkeit enthält, vom geometrischen Anteil des Tensors, der die Parameter Streichen, Einfallen und mittleren Trennflächenabstand enthält. Die mathematische Ableitung ist ausführlich bei ENTENMANN (1988) dargestellt.

Die Gebirgsanisotropie An wird durch Superposition der Tensoren für die einzelnen Trennelementscharen gewonnen. Der Grad der Anisotropie ergibt sich aus dem Verhältnis der Eigenwerte. Wie der Durchtrennungsgrad wurde der Grad der Anisotropie in Teilbereichen des Querprofils entlang der Herdmauer ermittelt, wiederum getrennt nach Gesamtgefüge und Teilgefüge der Störungen.

Die Anisotropie bezüglich der Störungen ist wesentlich ausgeprägter als die bezüglich des Gesamtgefüges, bei dem die zahlreicheren Klüfte und Schieferungsflächen dominieren. Während das Kluft- und Schieferungsgefüge zusammen in den meisten Fällen noch angenähert als transversal-isotrop bezeichnet werden kann, ist das Störungsgefüge ausgesprochen anisotrop. In diesem unterschiedlichen Grad der Anisotropie drückt sich wiederum die qualitative Verschiedenheit von Kluft- und Schieferungsgefüge einerseits und Störungsgefüge andererseits aus.

Die Anisotropie bezüglich Klüftung und Schieferung ist im Bereich 4 (tonreiche Plattenschiefer) besonders groß. Dies ist eine Folge der ausgesprochen engständigen Schieferung, die gegenüber den Klüften sehr dominierend ist. Dagegen ist die Anisotropie im Bereich 5 (siltreiche Plattenschiefer) und im Bereich 3 (Grauwacken) weniger stark ausgeprägt. Bei der Anisotropie des Störungsgefüges herrschen nur graduelle örtliche Unterschiede vor, d. h. das Störungsgefüge ist in seiner Richtungsverteilung in allen Bereichen sehr ähnlich aufgebaut und weist damit die Störungen als dem übrigen lokalen Trennflächengefüge übergeordnet aus.

Aus den Eigenvektoren der Tensoren kann die durch die Gebirgsanisotropie bedingte unterschiedlich große Abströmung von Bohrlöchern aus in verschiedenen Richtungen bei Wasserdruckversuchen oder bei der Zementinjektion abgeschätzt werden, unter der Annahme etwa gleich großer Spaltweiten der Trennflächen. Diese Werte konnten bei den ausgeführten Versuchen in guter Näherung belegt werden.

3.3. Klassifikation der Kleinstörungen

Wie in den vorigen Absätzen beschrieben, kommt den Kleinstörungen unter den Trennflächen wegen ihrer großen Ausbißlänge, ihrer anisotropen Richtungsverteilung und aufgrund von Auflockerungen in ihrer Umgebung eine besondere Bedeutung zu. Sie sind daher nachfolgend genauer beschrieben:

Im Untersuchungsgebiet dominieren die NE–SW streichenden Störungen, die überwiegend nach SE, in geringerer Zahl nach NW einfallen (s. Abb. 5, näher erläutert bei ENTENMANN 1990). Abb. 6 zeigt die mittlere Öffnungsweite der Störungen, die in einem Intervall von etwa 0,05 mm bis 20 cm variiert, wovon jedoch die kleinen Öffnungsweiten bei weitem überwiegen. Eine weitere kennzeichnende Eigenschaft ist die Ausfüllung der Störungen. In den oberen drei Metern des Gebirges konnten folgende Füllungen beobachtet werden: a) Lehm:

Dieser stammt aus dem Quartär, sowie aus Verwitterungsneubildungen und Verwitterungsresten des Tonschiefers. Bodenmechanisch gesehen ist der Lehm ein toniger, feinsandiger Schluff.



Abb. 5. Raumlage der Störungen im Bereich 5 (siltreiche Plattenschiefer) Darstellung der Polpunkte im Schmidt'schen Netz (155 Meßwerte).



Abb. 6. Mittlere Öffnungsweite einer Auswahl von Störungen in einer Häufigkeitsverteilung (279 Meßwerte).

b) Mylonit:

Er bildete sich bei der Bewegung an den Störungen und besteht aus mechanisch gelöstem und zermahlenem Tonschiefer oder Grauwacke. Je nach der Intensität der Bewegung reicht der Mylonit in seinem Kornaufbau von einem schluffigen Ton bis zu einem tonig-schluffig-sandigen Kies, wobei die einzelnen Komponenten entsprechend dem Gesteinsgefüge in den Plattenschiefern plattig, in den Grauwacken rundlich ausgebildet sind. Bei den meisten Störungen liegt der Mylonit als schwach tonig-schluffiger Feinsand vor.

c) hydrothermale Bildungen:

An einigen Störungen konnten hydrothermale Ablagerungen niedertemperierter Lösungen festgestellt werden. Sie bestehen aus sehr porösen Eisenmineralen, seltener aus Calcit und Quarz.

Die Störungen in Grauwacke und Plattenschiefer unterscheiden sich nur unwesentlich in der Art ihrer Ausfüllung. Generell steigt die Zahl der mit Mylonit ausgefüllten Störungen mit zunehmender Öffnungsweite. Dies ist zu erwarten, da die Bildung des Mylonits im wesentlichen von der Größe der Bewegung an der Störung abhängig ist. Eine vollständige Ausfüllung der Störung mit Mylonit ist ein Hinweis dafür, daß die ursprüngliche Öffnungsweite der Störung erhalten ist. Ist dagegen zusätzlich Lehm eingewandert, so ist die Störung entweder erweitert worden oder ein Teil des Mylonits ist erodiert und durch Lehm ersetzt worden. Störungen mit Öffnungsweiten unter 1 mm klaffen meist oder weisen einen feinen Schmierfilm an Gesteinszerreibsel auf. Die Anzahl der klaffenden Störungen nimmt mit zunehmender Öffnungsweite rasch ab und sinkt auf Null bei 1 cm Öffnungsweite. Dies liegt zum einen daran, daß größere Störungen weiter geöffnet sind und aufgrund der an ihnen stattgefundenen Bewegungen meist einen Mylonit aufweisen, zum anderen, daß in weit geöffneten Störungen leicht Lockermaterial aus dem Quartär eingetragen werden konnte.

4. Die Wasserdurchlässigkeit des Gebirges an der Hauptsperrstelle

Das Gebirge an der Hauptsperrstelle bildet einen Kluftgrundwasserleiter, der aufgrund der inhomogenen und anisotropen Verteilung der Trennflächen bereichsweise unterschiedliche Durchlässigkeiten aufweist. Die Durchlässigkeit hängt außerdem ganz entscheidend von der Öffnungsweite und Füllung der einzelnen Trennflächen ab, die durch exogene Vorgänge bedingt sind, zum einen durch die Verwitterung, zum anderen durch Entspannung und Talzuschub (HEITFELD 1965). Diese Mechanismen trugen dazu bei, daß das Gebirge am Hauptdamm bereichsweise unterschiedlich stark aufgelockert ist.

Zur Bestimmung der Durchlässigkeitsverhältnisse im Untergrund des Hauptdammes wurden Wasserdruckversuche durchgeführt, weitere grobe Abschätzungen wurden anhand der Zementinjektionen gewonnen. Wasserdruckversuche zur semiquantitativen Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit wurden bei der geologischen Vorerkundung und im Versuchsfeld bis in Tiefen von 40 m durchgeführt. Nach der Injektion durchgeführte Wasserdruckversuche dienten der Überprüfung der Abdichtung.

Die Wasserdruckversuche wurden in Druckstufen von etwa 1 bar durchgeführt. Als Maß für die Wasserdurchlässigkeit des Gebirges wurde die Steigung der Kennlinie des WD-Versuchs im annähernd linearen Bereich angegeben, da der Bergwasserspiegel teilweise nicht mit der not-

WINFRIED ENTENMANN

wendigen Genauigkeit angegeben werden konnte. In Abb. 7 sind die Mittelwerte sämtlicher Wasserdruckversuche der jeweiligen Tiefenstufe dargestellt. Diese zeigen eine deutliche Abnahme der Durchlässigkeit mit abnehmendem Auflockerungsgrad von etwa 61/min·m·bar 3 m unterhalb der Felsoberkante auf Werte unter 11/min·m·bar ca. 20 m unter FOK. In der Verwitterungszone des Gebirges sind die Werte sogar um ein Vielfaches höher und überschreiten den Meßbereich des WD-Gerätes.



Abb. 7. Ergebnisse der Wasserdruckversuche. Mittelwerte aus den jeweiligen Tiefenstufen.

Die Injektionsergebnisse sind zur Klärung der Durchlässigkeitsverhältnisse generell nicht heranzuziehen. Dies beruht auf den grundsätzlichen Unterschieden zwischen Injektion und Durchlässigkeitsversuchen (z. B. Wasserdruckversuchen), die bei HEITFELD (1965) dargestellt sind. Betrachtet man allerdings ausschließlich große, weit ausstreichende und weit geöffnete Trennelemente, so können anhand des Injektionsverhaltens Rückschlüsse auf Gebirgsbereiche besonders großer Durchlässigkeit gezogen werden. Derartige Trennelemente rufen fast regelmäßig Austritte von Injektionsgut an der Geländeoberfläche hervor. Vergleicht man an der Aartalsperre die Lage der Injektionsstufen mit Austritten mit der Lage von größeren, im Nachhinein auskartierten Störungen, so zeigt sich anhand der guten Übereinstimmung, daß auch der umgekehrte Schluß zulässig ist. Fast sämtliche erfaßten Oberflächenaustritte können auf Störungen mit Öffnungsweiten größer als 2 cm zurückgeführt werden. Damit können selbst in einem tektonisch stark beanspruchten, unbekannten Gebirge größere Störzonen allein aufgrund des Injektionsverhaltens des Gebirges erkannt werden. Weitere Aussagen zum Durchlässigkeitsverhalten des Gebirges können aus einem Vergleich der Ergebnisse der Wasserdruckversuche und der Gebirgseigenschaften (Trennflächengefüge, Durchtrennungsgrad, Auflockerungsgrad) abgeleitet werden:

Da durch den Wasserdruckversuch ein begrenzter Gebirgsbereich auf seine Wasserdurchlässigkeit untersucht wird, können auch im einzelnen Aussagen über den Einfluß der verschiedenen Trennflächen auf das Maß der Wasserdurchlässigkeit untersucht werden. Dazu dienen in erster Linie die Ergebnisse der Bohrkernaufnahme und in zweiter Linie die der geologischen Kartierung der Herdmauergrube, sofern sich tektonische Elemente oder Gebirgsbereiche in die Tiefe fortsetzen lassen, oder, wie das hin und wieder der Fall war, in der Tiefe in Bohrungen wiederangetroffen wurden. Betrachtet man die Gebirgsdurchlässigkeit als die Überlagerung sämtlicher Einzeldurchlässigkeiten der Trennelemente und will man damit Überlegungen hinsichtlich des Einflusses von diskreten Flächen auf die Gesamtdurchlässigkeit anstellen, so ist es vorteilhaft, von der theoretisch abgeleiteten Formel für die Wasserdurchlässigkeit einer Trennflächenschar (WITTKE 1985) auszugehen.

Danach gilt für offene Trennflächen:

$k \sim \frac{Spaltbreite^3}{Trennflächenabstand}$

d. h. die Spaltbreite geht in der 3. Potenz, bei ausgefüllten Störungen immerhin noch im Quadrat in die Durchlässigkeit ein, während der Trennflächenabstand und damit auch der Durchtrennungsgrad linear eingeht. Es ist daher sinnvoll bei der Untersuchung, welchen Einfluß die verschiedenen Trennflächen auf die Wasserdurchlässigkeit haben, bei den weit geöffneten Trennflächen (Kleinstörungen) zu beginnen, sofern diese nicht eine sehr gering durchlässige Ausfüllung haben, was an der Aartalsperre selten der Fall war (s. Abs. 3.3.).

In Tab. 1 sind sämtliche WD-Stufen aufgelistet, in denen Störungen mit einer größeren Öffnungsweite und einer Füllung aus Mylonit auftraten. Diese werden unterteilt in Störungen mit Öffnungsweiten von 2 cm bis 4 cm (klein) und Öffnungsweiten von 4 cm bis 10 cm (mittel) und in Störungen mit mehr als 10 cm Öffnungsweite (groß). Es können nun die Einzelwerte der WD-Ergebnisse mit den Mittelwerten aus den WD-Tests gleicher Tiefenlage verglichen werden. Störungen mit mittleren und großen Öffnungsweiten (>4 cm) beeinflussen die Ergebnisse der Wasserdruckversuche signifikant, sofern sie nicht vollständig verlehmt sind (A 1, 9,5–12,5 m). Das Ausstreichen einer einzigen Störung in der Teststrecke kann zu einer Vervielfachung des Wertes führen. Bei Störungen mit einer Öffnungsweite zwischen 2 cm und 4 cm ist in den meisten Versuchen eine erhebliche Steigerung der Wasseraufnahme im WD-Test gegenüber dem Mittelwert zu verzeichnen. Störungen mit noch geringerer Öffnungsweite führen als Einzelelement zu keiner signifikanten Erhöhung des WD-Ergebnisses. Sie erzeugen jedoch, wenn sie gehäuft auftreten, wie das am Hauptdamm der Fall ist, örtlich eine deutlich erhöhte Wasserdurchlässigkeit des Gebirges. Daher lassen sich Zonen stärkerer Durchtrennung durch Störungen (xr(st)) deutlich höhere WD-Ergebnisse zuordnen.

Vergleicht man den Gesamtdurchtrennungsgrad \varkappa r' mit den Werten der Wasserdruckversuche, so ist keinerlei Zusammenhang erkennbar. Dies ist auch zu erwarten, nachdem gezeigt wurde, welchen großen Einfluß die zahlreichen großen, weit geöffneten Einzeltrennflächen auf die Durchlässigkeit haben. Im tektonisch stark beanspruchten Gebirge reicht es damit für eine Abschätzung der Durchlässigkeitsverhältnisse aus, die Verteilung, Raumlage und Öff-

WINFRIED ENTENMANN

Bohrung Nr.	Teufe m	Störungen	WD-Werte Mittelwerte 1/min.m.bar	WD-Werte Einzelwerte 1/min.m.bar
A 1	5,0 - 9,5	1 m		
	9,5 - 12,5	1 m	1,9	0,2
	12,5 - 17,5	1 m	0,6	1,9
A 4	11 - 16	2 m, 1 kl	0,95	8,8
	21 - 26	1 kl	0,45	0,65
A 8	9 - 14	1 kl	1,35	5,1
	13 - 19	1 kl	0,6	1,3
	19 - 24	1 m, 2 kl	0,8	1,4
	24 - 29	1 kl	0,6	1,4
KB 7	30 - 35	1 gr	0,3	1,3
KB 4	16 - 21	1 m	0,8	2,7
KB 3	17 - 22	1 m	0,85	1,5
	22 - 27	1 m	0,65	1,4
KB 1	22 - 27	1 kl	0,65	0,3

Tab. 1. Auswirkungen von Störungen in der Verpreßstrecke auf die Ergebnisse der Wasserdruckversu	che.
Vergleich der Meßwerte von Einzelergebnissen aus Verpreßstrecken mit durchteuften Störungen	
und den Mittelwerten sämtlicher Verpreßstufen gleicher Tiefenlage	

Öffnungsweite: kl

kl: 2 - 4 cm (klein) m: 4 - 10 cm (mittel) gr: > 10 cm (groß)

nungsweite von den am weitesten geöffneten Gefügeelementen (Störungen, Großklüfte) zu messen und den Verwitterungsgrad genau zu bestimmen.

Auf die deutlich erhöhte Durchlässigkeit im Einflußbereich von Störungen haben HEIT-FELD (1965) u. v. a. hingewiesen. Diese erhöhte Durchlässigkeit resultiert aus einer Gebirgsauflockerung, verursacht durch die an der Störung erfolgten Relativbewegungen. An der Aartalsperre konnte dies an einigen großen Störungen, insbesondere an solchen mit horizontaler Bewegungskomponente ebenso beobachtet werden. Anders als an vergleichbaren Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges (HEITFELD 1965, DEUTSCH und KLOPP 1977) treten kleine und mittlere Störungen an der Aartalsperre nicht nur örtlich begrenzt auf, sondern durchsetzen das Gebirge sehr engständig. Die Auflockerung im Kluftgefüge des Nachbargesteins dieser Störungen ist aufgrund minimaler Bewegungen bei deren Entstehung in den meisten Fällen recht gering, eine erhöhte Durchlässigkeit ist vorwiegend auf die Störungsfläche selbst beschränkt. Lediglich in Bereichen kompetenter Gesteine (Grauwacken, siltreiche Plattenschiefer) ist ein deutlicher Einfluß erkennbar. Damit herrschen aber an der Aartalsperre völlig andere Durchlässigkeitsverhältnisse. Während an anderen Talsperren die Durchlässigkeit hauptsächlich durch engständige, dünne Trennflächen (Klüfte) bedingt wird, beruht sie an der Aartalsperre überwiegend auf weitständigen, stärker geöffneten bzw. mit Lockermaterial ausgefüllten Trennflächen (Störungen). Dieser Unterschied in den Dimensionen bedeutet aber auch, daß das Gebirge an der Aartalsperre bezüglich der Durchlässigkeit wesentlich anisotroper und inhomogener ist als an anderer Stelle, da tektonische Einzelelemente gegenüber den Klüften vortreten. Ähnliche Verhältnisse liegen, wie HOLTZ (1965) darstellte, an der Ulmbach-Talsperre vor. Dort ist die Durchtrennung durch Störungen zwar geringer als an der Aartalsperre, sie scheinen aber ebenso einen großen Beitrag zur Durchlässigkeit zu liefern.

Im weiteren wurde der Einfluß der Auflockerung auf die Durchlässigkeit des Gebirges untersucht. Die Einzelwerte der Wasserdruckversuche variieren zum Teil beträchtlich. Generell ist jedoch eine stetige Verringerung der Wasseraufnahme zur Tiefe hin feststellbar. Es ist somit eine eindeutige Beziehung zwischen Verwitterungsgrad und damit dem Auflockerungsgrad des Gebirges einerseits und der Wasseraufnahme im Wasserdruckversuch andererseits festzustellen. Sieht man von Bereichen mit größeren Störzonen ab, so kann generell ausgesagt werden, daß die Wasserdurchlässigkeit, ausgedrückt durch die Ergebnisse der Wasserdruckversuche, in den Verwitterungszonen 1 und 2 (siehe Abs. 2.2.) stetig abnimmt. Darunter, in der Zone des fast unverwitterten Gebirges, sind die Werte annähernd konstant auf einem sehr geringen Niveau. Das heißt aber, daß das ursprüngliche, tektonisch ausgebildete Trennflächengefüge nur zu einer sehr geringen Durchlässigkeit führte. Erst durch den Einfluß der oberflächennahen Auflockerung, die sich am zur Tiefe hin abnehmenden Verwitterungsgrad ablesen läßt, wurden die Trennflächen geweitet, was zu einer starken Erhöhung der Durchlässigkeit führte.

Diese generelle Abhängigkeit der Wasserdurchlässigkeit vom Verwitterungsgrad kann auch an anderen Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges beobachtet werden. Die von HEITFELD (1965) untersuchten Fälle zeigen jedoch wesentlich kompliziertere Abhängigkeiten als an der Aartalsperre, wo eine einfache Beziehung zwischen Verwitterungsgrad und Durchlässigkeit verliegt: Die Zone erhöhter Durchlässigkeit reicht an der Aartalsperre nur bis in etwa eine Tiefe von 20 m, darunter ist das Gebirge nur sehr wenig durchlässig. Auch sind kaum Unterschiede zwischen Hang- und Talbereich und nur graduelle Unterschiede in den verschiedenen lithologisch-tektonischen Einheiten zu verzeichnen. Dem gegenüber reicht nach HEITFELD (1965) die Zone erhöhter Durchlässigkeit an anderen Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges bis etwa 40 m. Ganz ähnliche Verhältnisse wie an der Aartalsperre wurden von HOLTZ et al. (1963) an der Ulmbachtalsperre beschrieben. Dort reicht die Zone deutlich erhöhter Durchlässigkeit im Mittel bis in eine Tiefe von 15 m, darunter nimmt die Durchlässigkeit sehr deutlich ab. Anders als an der Aartalsperre erfolgt allerdings unterhalb 20 m wieder ein leichter Anstieg der Durchlässigkeit, am linken Hang sogar ein deutlicher Anstieg.

Die unterschiedlichen Verhältnisse lassen sich damit erklären, daß die erhöhte Durchlässigkeit in der oberen Zone des Gebirges an der Aartalsperre und der Ulmbach-Talsperre fast ausschließlich verwitterungsbedingt ist (Auflockerung von Trennflächenfüllungen und Weitung), der Faktor Entspannung, der zu einer tiefgreifenden Auflockerung führen kann, an der Aartalsperre aufgrund des flachen Reliefs dagegen zurücktritt und an der Ulmbach-Talsperre abgemindert ist. Darüber hinaus boten die zahlreichen steilstehenden Kleinstörungen mit Myloniten geringer Scherfestigkeit die Möglichkeit zu differentiellen Ausgleichsbewegungen bei der Entspannung des Gebirges.

5. Injizierbarkeit des Gebirges am Hauptdamm

Nach den Ergebnissen der geologischen Vorerkundung wurde ein Versuchsinjektionsfeld am linken Hang angelegt, dessen Ergebnisse den weiteren Injektionsarbeiten zugrunde gelegt wurden. Die Ergebnisse des Versuchsfeldes sowie der Injektionsarbeiten im gesamten Schleier sind zusammen mit den Ergebnissen der ingenieurgeologischen und felsmechanischen Gebirgsklassifizierung (Abs. 2.3.) Grundlage einer weitergehenden Auswertung der Injizierbarkeit des Gebirges am Hauptdamm.

5.1. Versuchsinjektionsfeld

Als Anhaltspunkt für ein ausreichend dichtes Gebirge unter dem Hauptdamm wurde in Anlehnung an HEITFELD (1965) bei den Wasserdruckversuchen ein Wert von 21/min m bei 5 bar festgelegt (HOLTZ 1973). Dieser Wert wurde generell bis in eine Tiefe von 16m–24m überschritten.



Abb. 8. Lage der Injektions- und Kontrollbohrungen im Versuchsfeld.

Die Bohrungen im Versuchsfeld sind in drei Reihen (A-, B-, C-Reihe) angeordnet, deren Abstand jeweils 0,75 m beträgt, vgl. Abb. 8. Die Bohrungen wurden in der Reihenfolge A, B, C, beginnend mit einem Abstand von 5 m abgeteuft und jeweils auf Lücke gesetzt, so daß der Endabstand der Bohrungen 1,25 m beträgt. In drei Bohrungen wurden vor der Injektion in Abschnitten von 5 m Wasserdruckversuche durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Versuche sind in Abb. 9 dargestellt. Im Bohrloch Al wurde der Wasserdruck stufenweise bis zum Aufreißen der Trennflächen gesteigert. Ein deutlich erkennbares Aufreißen trat in den einzelnen Tiefenstufen bei folgenden Drücken ein: 5 bar (1. Stufe), 5,5 bar (2. Stufe), 8,5 bar (3. Stufe) und 11,5 bar (4. Stufe). Die Verpreßdrücke wurden aufgrund dieser Meßergebnisse folgendermaßen festgelegt: 5,0 bar (1. und 2. Stufe), 6,5 bar (3. Stufe) und 8,0 bar (4. Stufe). Ein Aufreißen von Trennflächen in den ersten beiden Stufen wurde in Kauf genommen, um eine ausreichende Reichweite der Injektion zu gewährleisten. Das Gebirge wurde von oben nach unten in Stufen von 4 m bis 5 m unter jeweiligem Wiederaufbohren injiziert. Das Mischungsverhältnis des In-



Abb. 9. Ergebnisse der Wasserdruckversuche vor der Injektion (A-Bohrungen) und nach der Injektion (C-Bohrungen) im Versuchsfeld. Die tektonische Struktur des Gebirgsbereiches ist angedeutet.

jektionsgutes betrug WZ = 2 und wurde je nach Injektionsverhalten in Stufen bis auf WZ = 0,6 verringert. Weitere Einzelheiten zur Injektionstechnik sind bei ENTENMANN & HOLTZ (1987) beschrieben.

Nach Fertigstellung des Versuchsfeldes wurden Kontrollbohrungen abgeteuft und Wasserdruckversuche durchgeführt. Eine erfolgreiche Injektion zeigte sich im Vergleich der Werte der Wasserdruckversuche vor und nach der Injektion. Der Wert von 21/min m wurde nach der Injektion stets deutlich unterschritten. Damit konnte nachgewiesen werden, daß ein 3-reihiger Injektionsschleier mit 3 sehr dicht beieinanderliegenden Bohrlochreihen eine deutliche Verringerung der Gebirgsdurchlässigkeit unter dem Hauptdamm erbrachte.

Dieses gute Abdichtungsergebnis konnte ab einer Tiefe von 3 m unter der Felsoberkante erzielt werden. In der darüber liegenden Auflockerungszone schlugen die Probeinjektionen fehl. Diese Auflockerungszone unterscheidet sich vom darunter liegenden Gebirge ganz entscheidend, da wesentlich mehr Trennflächen, insbesondere auch Schieferungsflächen und Klüfte große Öffnungsweiten besitzen. Eine im Vergleich zu den tieferen Gebirgsbereichen überproportional große Wasserdurchlässigkeit konnte nachgewiesen werden (301/min·m). Während an anderen Talsperren in vergleichbarem Gebirge (HEITFELD 1965) diese Oberzone sich durch eine starke Verlehmung und damit durch eine geringe Durchlässigkeit auszeichnet, ist diese Verlehmung an der Aartalsperre nur sehr gering. Auch HOLTZ (1966) beschrieb eine weitgehende Verlehmung in den oberen Gebirgsbereichen an der Ulmbach-Talsperre. Die Durchlässigkeit des Gebirges in dieser Zone war jedoch dort wegen der starken verwitterungsbedingten Auflockerung dennoch sehr groß. Wegen der noch wesentlich höheren Durchlässigkeit war aber an der Aartalsperre die Injektion der obersten Gebirgsbereiche als problematisch anzusehen, zumal diese direkt von hoch durchlässigen Talkiesen überlagert werden. Zur Klärung der Frage, ob die Auflockerungszone technisch einwandfrei und wirtschaftlich mittels Zementinjektion abzudichten ist, wurden im Versuchsfeld 14 Injektionsbohrungen in den obersten 3 m unter der Felsoberkante injiziert. Auch bei der Injektion in Teilstufen wurde wegen Umläufigkeit des Packers und Austritten eine lückenlose Abdichtung nicht erreicht, was sich auch nach dem Aushub der Herdmauerbaugrube bestätigte. Damit wurde eine 3 m tiefe Einbindung der Herdmauer in den Felshorizont notwendig.

5.2. Methoden zur Auswertung der Injektionsergebnisse

Basierend auf den Meßdaten bei der Injektion wird das Injektionsverhalten eines tektonisch stark beanspruchten, sehr inhomogenen Gebirges beschrieben, um Schlüsse über die generelle Injizierbarkeit, den Erfolg und die Wirtschaftlichkeit von Zementinjektionen ziehen zu können.

Unabhängig von der gewählten Injektionstechnik ist die Verpressung von Zementsuspension von 2 Einflußfaktoren abhängig: Vom Kluftvolumen und von der Gebirgsdurchlässigkeit. Zusätzlich ist aber ein Einfluß des Sedimentations- und Abbindeverhaltens des Zements zu verzeichnen, so daß bei der Zementverpressung einfache mathematische Beziehungen zur Durchlässigkeit nicht zu finden sind (KUTZNER 1987). Daher ist auch eine direkte Korrelation von Wasserdruckversuchen und Injektionsergebnissen, wie das von einigen Autoren (DITTRICH und LÜTHKE 1966) angestrebt wurde, nicht möglich, s. a. EWERT (1985). Generell handelt es sich bei der Injektion und bei Wasserdruckversuchen um völlig unterschiedliche Vorgänge. Während beim WD-Versuch in einem quasistationären Störmungszustand die Durchlässigkeit des Gebirges gemessen wird, gehen bei der Injektion Durchströmung und Sedimentation einher.

Während in zahlreichen Veröffentlichungen auf die Gesamtmenge und die gegenseitige Beeinflussung der Verpreßmengen von nacheinander verpreßten Bohrungen eingegangen wurde (HOLTZ & EWERT 1977), sind Untersuchungen über den Injektionsvorgang selbst selten. EWERT (1985) regte an, das Injektionsverhalten im Nachhinein über das Ergebnis der Kluftverpressung zu rekonstruieren durch eine mikroskopische Untersuchung der injizierten Klüfte an Bohrkernen. Diese Untersuchungen waren an der Aartalsperre nicht möglich, da in nur sehr wenigen Bohrkernen überhaupt Zement nachgewiesen werden konnte. Dagegen aber wurde der obere Bereich des Zementschleiers durch den Aushub der Herdmauer freigelegt: Das verpreßte Gebirge wurde ingenieurgeologisch kartiert. Dabei konnten Aussagen über die Qualität der Injektion gemacht werden. Zum anderen wurden sämtliche Daten, die bei den Injektionsarbeiten anfielen (Drücke, Mengen) sowohl statistisch aufbereitet und in Übersichtsplänen dargestellt, als auch in Einzelwerten untersucht. Die technischen Daten der Injektion wurden danach mit den geologischen und felsmechanischen Daten verglichen.

Die abschließend vorgenommene Bewertung des Abdichtungserfolges durch die Injektion fußt auf:

- einer Bewertung der Injektionsmengen
- einer Abschätzung der Reichweite der Injektion
- einer Beschreibung des injizierten Gebirges
- und i. w. auf Wasserdruckversuchen im fertigen Injektionsschleier.

5.3. Ergebnisse der Injektion

5.3.1. Injektionsmengen

Der Injektionsvorgang wurde für jede Injektionsstufe im Druck-Mengen-Zeit-Diagramm festgehalten. Die Gesamtmenge injizierter Feststoffe (Zement und Bentonit) wurde aus dem WZ-Wert und dem spezifischen Gewicht von Zement und Bentonit für jede Einzelstufe errechnet. Sämtliche in der Injektionszentrale gemessenen Daten wurden korrigiert, d. h. Schlauchund Bohrlochinhalt wurden subtrahiert. Aus dieser umfangreichen Datenmenge wurden Mittelwerte sowie Häufigkeitsverteilungen gebildet. Erste Aussagen zum Injektionsverhalten des Gebirges sowie Bewertungen können schon aus diesen Darstellungen abgeleitet werden.

a) Mittelwerte

Die Mittelwertbildung erfolgte getrennt nach Injektionsstufen unterschiedlicher Tiefe. Ferner wurden die Mittelwerte getrennt nach Bohrreihen (A-, B-, C-Serie) und nach unterschiedlichen Gebirgsbereichen gebildet. Angegeben wird das arithmetische Mittel der injizierten Feststoffmenge je laufenden Meter Injektionsbohrung oder je Quadratmeter Injektionsschleier.

Gemittelt über alle Injektionsstufen wurden 107,5 kg Feststoff pro lfm Injektionsbohrung verpreßt. Dies entspricht einer Menge von 86,0 kg/m² Injektionsschleier. Aufgrund der größeren Auflockerung in flachen Stufen ist der Unterschied der Mengen in unterschiedlicher Teufe sehr beträchtlich. In Tabelle 2 ist das Injektionsergebnis aufgeschlüsselt nach Tiefenstufen und Bohrlochserien.

A-, B- und C-Bohrungen wurden jeweils zeitlich nacheinander verpreßt, wobei der Übergang von einer zur nächsten Serie jeweils einer Halbierung der einzelnen Bohrlochabstände von 5 m (A) auf 2,5 m (A+B) und schließlich auf 1,25 m (A+B+C) entspricht, s. a. Abb. 8.

Aus der Tabelle läßt sich ablesen, daß die vorhergegangene Injektion der A-Bohrungen keine oder nur sehr geringe Auswirkungen auf das Injektionsergebnis der B-Bohrungen hat, da an den Ergebnissen der B-Bohrungen keine signifikante Abnahme der injizierten Menge an Feststoffen erkennbar ist. Auch von der B-Serie zur C-Serie sind insgesamt nur wenig Änderungen erkennbar. Nur in den tieferen Stufen ist eine deutliche Verringerung der Aufnahme zu verzeichnen. Daraus läßt sich folgern, daß für eine ausreichende Abdichtung des Gebirges die Injektion der drei Serien notwendig war, zumal die Aufnahme an Feststoffen vergleichbar hohe Werte ausweist. Darüber hinaus deutet sich jetzt schon an, daß die Abstände der Bohrungen, wie sie im Versuchsfeld festgelegt wurden, richtig gewählt waren.

	A (kg/m)	n	B (kg/m)	n	C (kg/m)	n	ges (kg/m)	n
1. Stufe	231,4	58	209,4	59	196,6	108	208,9	225
2. Stufe	90,4	58	79,0	59	74,4	112	79,6	229
3. Stufe	54,7	45	81,9	49	38,1	101	53,0	195
4. Stufe	41,5	22	49,6	31	15,4	28	35,6	81

Tab. 2. Ergebnis der Injektion; Mittelwerte der einzelnen Injektionsstufen in kg Feststoff je m Bohrung, getrennt nach Tiefenlage und Bohrlochreihe dargestellt

Tab. 3. Abhängigkeit der Aufnahme an Injektionsgut von der Exposition und von der Gebirgsart

		Plattenschiefer, Hang		Plattenschiefer, Tal			Grauwacke			
		MW	SA	n	MW	SA	n	MW	SA	n
1. Stufe	A-Reihe	156	72	13	177	121	26	357	96	19
	B-Reihe	301	144	14	158	90	26	213	156	19
	C-Reihe	180	67	26	205	112	48	197	145	34
	gesamt	206		53	186		100	244		72
2. Stufe	A-Reihe	93	98	13	87	101	26	94	105	19
	B-Reihe	92	112	14	58	91	26	98	102	19
	C-Reihe	92	107	26	61	111	48	79	107	38
	gesamt	92		53	67		100	86		76
3. Stufe	A-Reihe	43	53	8	46	103	18	68	84	19
	B-Reihe	119	113	5	73	120	25	84	119	19
	C-Reihe	29	83	15	32	73	48	50	152	38
	gesamt	49		28	46		91	63		76
4. Stufe	A-Reihe				25	116	5	46	100	17
	B-Reihe				52	140	14	47	161	17
	C-Reihe				17	97	20	11	110	8
	gesamt				31		39	40		42

MW: Mittelwert (kg/m), SA: Standardabweichung (%), n: Anzahl Meßwerte

Eine weitere Aufschlüsselung der Injektionsergebnisse wurde in Tab. 3 vorgenommen. Aus den Werten der Standardabweichungen wird ersichtlich, daß die Streubreite der Einzelwerte generell sehr hoch ist. Das bedeutet aber, daß mit zunehmender Verfeinerung der Auswertung, d. h. mit dem Aufspalten in immer kleinere Teilbereiche (Verkleinerung des Datenkollektivs) die statistische Absicherung der Mittelwerte schlechter wird. Daher wurden die folgenden Werte vorsichtig interpretiert.

Generell ist die Aufnahme an Injektionsgut in der Grauwacke ein wenig größer als im Plattenschiefer, was auf die Öffnungsweiten der Großklüfte in der Grauwacke zurückzuführen ist. Die Gebirgsbereiche am Hang (Grauwacke und Plattenschiefer, Hang) zeigen annähernd gleiche Zementaufnahmen, während bei den Plattenschiefern im Tal geringere Aufnahmen zu verzeichnen sind. Dies ist auf die unterschiedliche Exposition zurückzuführen. Die Gebirgsauflockerung in den oberen Gebirgsbereichen ist am Hang etwas größer als im Tal, daher die höheren Aufnahmen. Allerdings zeigen sich beim Verdichten des Bohrrasters auch Unterschiede zwischen den Bereichen Grauwacke (Hang) und Plattenschiefer (Hang) in der ersten Stufe. Während bei der Grauwacke schon in der B-Reihe eine deutlich verringerte Zementaufnahme zu verzeichnen ist, steigt in den Plattenschiefern die Aufnahme sogar an. Dieser Anstieg ist mit einigen außerordentlich großen Einzelaufnahmen sowie Austritten zu begründen. Folglich zeigen nur die durch die Verwitterung stark aufgelockerten oberflächennahen Grauwacken das typische, von anderen Talsperren (HEITFELD 1965, HOLTZ 1966) im Rheinischen Schiefergebirge bekannte Injektionsverhalten mit einer sukzessiven Reduktion der Aufnahmen beim Verdichten des Injektionsrasters. Dies ist darauf zurückzuführen, daß in der oberflächennah anstehenden Grauwacke verhältnismäßig viele Klüfte injiziert werden konnten aufgrund ihrer größeren Öffnungsweite, während in den Plattenschiefern hauptsächlich Kleinstörungen verpreßt wurden, die ein völlig unterschiedliches Injektionsverhalten des Gebirges bedingten.

b) Häufigkeitsverteilungen

Zur Erstellung von Häufigkeitsverteilungen wurden Häufigkeitsklassen gebildet. Die Menge injizierter Feststoffe wurde in 5 Klassen unterteilt. Aufgrund der großen Unterschiede in den Injektionsmengen, die von wenigen Kilogramm bis zu mehreren Tonnen reichen, wurde eine etwa logarithmische Teilung gewählt. Die Klassengrenzen wurden bei einer Vorauswertung an die Stellen gelegt, an denen eine Häufigkeitsverteilung Minima zeigte.

Die Häufigkeit der Injektionsstufen in den einzelnen Klassen, in der die Abhängigkeit von der Tiefe und von der zeitlichen Reihenfolge der Injektion (A-, B-, C-Reihe) zum Ausdruck kommt, ist in Tab. 4 und Abb. 10 dargestellt. Bei dieser Auswertung wird das unterschiedliche Injektionsverhalten der Grauwacke im Gegensatz zum Plattenschiefer deutlich, das bei einer reinen Mittelwertbildung verborgen bleibt. Bei der Grauwacke nimmt der Anteil an Injektionsstufen mit geringer Aufnahme bei zunehmender Verdichtung des Injektionsrasters (A, B, C) ein wenig zu, d. h. das Maximum der Häufigkeitsverteilung verschiebt sich zu niedrigeren Werten hin. In den Plattenschiefern dagegen verlaufen die Häufigkeitsverteilungen der verschiedenen Serien fast parallel. Das bedeutet, daß in den Plattenschiefern die vorausgegangene Injektion die nachfolgende der dazwischenliegenden Bohrungen überhaupt nicht beeinflußte. In den Grauwacken dagegen ist ein geringer Einfluß bemerkbar. Daraus kann gefolgert werden, daß die Reichweite der Injektion in der Achsebene des Schleiers in den Plattenschiefern geringer ist als in der Grauwacke.

WINFRIED ENTENMANN

Stufe	Reihe	0 - 15	15 - 45	45 - 110	110 - 250	> 250 kg/m		
	GRAUWACKE							
1	A	5	17	5	17	56		
	В	17	17	17	22	27		
	С	33	5	15	20	27		
	ges.	22	11	13	20	34		
2	A	11	17	22	33	6		
	В	22	17	33	28	11		
	С	26	20	29	23	2		
	ges.	21	18	28	27	6		
3	А	17	33	22	28	0		
	В	33	17	17	22	11		
	С	42	26	20	9	3		
	ges.	34	25	20	17	4		
4	А	47	12	29	12	0		
	В	65	6	0	29	0		
	ges.	56	9	15	20	0		
		PL	ATTENSC	HIEFER				
1	A	0	23	39	20	18		
	В	4	15	22	38	21		
	C	1	19	31	28	21		
	ges.	2	19	30	28	21		
2	А	10	49	35	4	2		
	В	8	44	32	16	0		
	C	11	51	25	11	2		
	ges.	11	48	28	11	2		
3	A	33	45	11	11	0		
	В	11	48	28	10	3		
	C	26	64	26	4	0		
	ges.	21	49	23	6	1		
4	A	33	50	17	0	0		
	В	54	36	0	10	0		
	C	44	50	6	0	0		
	ges.	44	46	7	3	0		

Tab. 4. Häufigkeitsverteilung der Injektionsmengen in den 4 Tiefenstufen, getrennt nach Bohrlochserie, Angaben in %

Damit aber kann eine wichtige Aussage zur Injektionstechnik gemacht werden, nämlich daß der Injektionserfolg beim Verdichten des Bohrrasters nicht unbedingt an den Injektionsmengen erkennbar ist. Die Injektionsergebnisse nachfolgender Serien bestätigen die im Versuchsfeld bestimmten Abstände der Bohrungen, da sich ein zu dichter Bohrlochabstand in einer deutlichen Verringerung der Zementaufnahme der zuletzt verpreßten Bohrlochserie abgezeichnet hätte, ein zu weiter Abstand jedoch an zu großen Werten der Wasserdruckversuche in den Kontrollbohrungen, was jedoch nicht der Fall ist, wie später gezeigt wird. Dies bestätigt die den Injektionsarbeiten an der Aartalsperre zugrundeliegende Auffassung, daß nur die vorausgegangene sorgfältige Bestimmung des Bohrlochabstandes in einem Versuchsfeld zu einem wirtschaftlichen Injektionsergebnis führt.

Sehr viel ausgeprägter noch sind die verschiedenen Häufigkeitsverteilungen in unterschiedlicher Tiefe (Abb. 10). Während in der ersten Tiefenstufe insgesamt 79% der Injektionsstufen



Abb. 10. Häufigkeitsverteilung der Injektionsmengen in den 4 Tiefenstufen, dargestellt als Summenkurven (Abszisse logarithmisch geteilt).

Aufnahmen von mehr als 45 kg/m aufweisen, sind dies in der 4. Tiefenstufe nur noch 10%. Damit wird wiederum deutlich, daß die unterschiedlich starke Auflockerung des Gebirges durch die Verwitterung und die Entspannung das Injektionsverhalten des Gebirges maßgeblich beeinflußte.

5.3.2. Nachweis von Zementstein auf Trennflächen

Bei der geologischen Kartierung der Herdmauerbaugrube wurden sämtliche Störungen, auf denen Zementstein festgestellt wurde, markiert sowie die mittlere Dicke des Zementsteins ermittelt. Bereiche, in denen Zement auf Schieferungsflächen oder Klüften zu erkennen war, wurden ebenso markiert. Nur in wenigen Fällen konnte in Kernbohrungen Zementstein festgestellt werden, obwohl die Kernbohrungen frühestens 4 Wochen nach Fertigstellung eines Teilbereiches des Injektionsschleiers abgeteuft wurden und somit eine gute Aushärtung des Zements gewährleistet war. Diese auch an anderer Stelle häufig beobachtete Erscheinung (HOLTZ et al. 1963) kann nur damit begründet werden, daß der Zementstein durch das Bohren zerstört und von der Spülung ausgewaschen wurde, da beim Kartieren der Herdmauerbaugrube wesentlich mehr ausgefüllte Trennflächen im Bereich der Oberkante des Schleiers festgestellt werden konnten. Zementstein wurde vorwiegend auf Störungen festgestellt, seltener auf Klüften.

5.4. Der zeitliche Verlauf der einzelnen Injektionen

Der zeitliche Vorgang der Injektion wurde für jede einzelne Stufe als Druck-Mengen-Zeit-Diagramm aufgezeichnet. Mit dieser Aufzeichnung wird gewöhnlich der Injektionsvorgang gesteuert, da nach dem Verlauf der Kurve die Pumpleistung geregelt, sowie über eine Änderung des Mischungsverhältnisses entschieden wird.

Aus dem zeitlichen Verlauf des Druckanstiegs werden üblicherweise auch Aussagen über das Injektionsverhalten des Gebirges gewonnen, daraus können mit Einschränkungen Aussagen zum Aufbau des Gebirges abgeleitet werden (EWERT 1985). Die Interpretation der Diagramme ist jedoch meist subjektiv und beruht auf Erfahrungswerten. Da bei der Injektion große Mengen an Daten in Form dieser Druck-Mengen-Zeit-Diagramme anfallen, wurde an der Aartalsperre versucht, diese Diagramme statistisch auszuwerten, um anhand eines Vergleichs mit den tatsächlich festgestellten Gebirgsverhältnissen Aussagen darüber zu machen, inwiefern diese qualitativen Einschätzungen abgesichert sind.

Ausgewertet wurden jeweils die Diagramme der A-Reihe, da dort eine gegenseitige Beeinflussung auszuschließen ist. In einem ersten Schritt wurde die Pumpgeschwindigkeit untersucht. Die Pumpenleistung kann in einem Intervall zwischen 300 l/h und 700 l/h geregelt werden. An der Aartalsperre wurde zu Beginn der Injektion eine Leistung von 500 l/h gewählt, die jeweils bis auf 300 l/h während der Injektion reduziert wurde. Die Steuerung der Injektion erfolgte nach Erfahrungswerten. Bei einer zu geringen Pumpgeschwindigkeit besteht die Gefahr, daß sich die Pumpe zusetzt, bei einer zu großen Pumpgeschwindigkeit wird der Druckaufbau zu schnell erreicht. Dies bedeutet jedoch, daß im Gebirge feinere Klüfte nicht injiziert werden. Damit ergeben sich folgende Verpreßleistungen in kg Feststoffe pro Minute:

	Anfangswert	Endwert	Mittelwert
	(300 1/11)	(300 1/11)	(400 1/11)
WZ = 2,0	3,5	2,1	2,6
WZ = 1,5	4,5	2,7	3,6
WZ = 1,0	6,3	3,7	5,0
WZ = 0,6	8,9	5,3	7,1

Damit lagen hier nach EWERT (1985) Verhältnisse vor, bei denen auch feinere Wasserwege injiziert wurden. Diese Aussage kann in einem Vergleich der Ergebnisse der Wasserdruckversuche mit der geologischen Aufnahme in allen Teilbereichen des Gebirges bestätigt werden.

In Abb. 11 ist die mittlere Verpreßmenge pro Zeiteinheit tiefengestaffelt dargestellt. Die Differenz zwischen den theoretisch abgeleiteten Verpreßmengen pro Zeiteinheit und den tatsächlich festgestellten Werten ist auf das diskontinuierliche Pumpen am Ende des Verpreßvorganges zurückzuführen. Es zeigt sich deutlich, daß die Pumpenleistung in der Tiefe stark zurückgenommen werden muß, um eine ausreichende Verpressung des Gebirges zu erreichen, da die Trennflächen zur Tiefe hin weniger klaffen. Die Werte nähern sich zur Tiefe hin asymptotisch einer unteren Pumpgeschwindigkeit von etwa 1,2 kg/min. Das bedeutet, daß von einer Tiefe von etwa 22 m an das Gebirge bezüglich des Injektionsvorganges homogen ist. Dies ist ein weiterer Hinweis dafür, daß das Gebirge in dieser Tiefe nahezu unaufgelockert ansteht, da eine weitere Abnahme in der Tiefe nicht eintritt. Ähnliches deutet sich bei den Verpreßmengen an (Abs. 5.3.1.).

In einem zweiten Schritt wurde die jeweilige Zeitdauer des Injektionsvorgangs untersucht, die in den einzelnen Stufen recht unterschiedlich ist. In Abb. 12 ist die Zeitdauer der Injektion der einzelnen Stufen der A-Reihe dargestellt. Die Werte stellen mit sehr guter Näherung eine schiefe, exponentielle Verteilung dar. Der Medianwert beträgt 110 Minuten. Aus der Stetigkeit



Abb. 11. Mittlere Verpreßmenge pro Zeiteinheit in unterschiedlicher Tiefe.



Abb. 12. Zeitdauer der Injektion in einer Häufigkeitsverteilung der einzelnen Stufen der A-Bohrungen.

dieser Verteilung geht hervor, daß eine Zeitbegrenzung und damit eine Mengenbegrenzung nicht sinnvoll festgelegt werden kann. Injektionsstufen mit sehr langer Injektionsdauer waren jedoch häufig auf versteckte Austritte zurückzuführen. Andererseits können lange Injektionszeiten aber auch durch Einzelstörungen mit größerer Öffnungsweite verursacht werden, und es ist zu befürchten, daß bei einem Abbruch der Injektion nach einer gewissen Zeit gerade diejenigen Trennelemente teilweise unverpreßt bleiben, die den größten Beitrag zur Wasserdurchlässigkeit des Gebirges leisten. Trotz des höheren Materialverbrauchs sollte daher auch bei zukünftigen Injektionsarbeiten in vergleichbarem Gebirge daran festgehalten werden, sämtliche Stufen bis zum gewünschten Druckaufbau zu injizieren.

In einem 3. Schritt wurden die Druck-Zeit-Diagramme auf eine Einheitszeit t = 1 und einen Einheitsdruck p = 1 normiert. Aus diesen Kurven wurde die mittlere kennzeichnende Kurve des zeitlichen Druckaufbaus ermittelt. Danach wurde mit jeder einzelnen Kurve und der mittleren Kurve eine Reihenkorrelation vorgenommen. Die Darstellung der mathematischen Aufbereitung der Daten erfolgte bei ENTENMANN (1988). Das Ergebnis der Korrelation ist in Abb. 13 dargestellt, die Klassenbreiten wurden nach der STURGES-Formel abgeschätzt. Der Korrelationskoeffizient r folgt einer linksschiefen Verteilung. Diese kann durch Logarithmieren in eine Gauß'sche Normalverteilung zurückgeführt werden. Aus der zufälligen Verteilung der Korrelationskoeffizienten kann geschlossen werden, daß die Abweichung der einzelnen Kurven vom Mittelwert ebenso zufällig ist.


Abszisse: Reihenkorrelationskoeffizient r Ordinate: links Summenkurve, rechts Säulendiagramm

Abb. 13. Reihenkorrelation der Druck-Zeit-Diagramme.

Für das einzelne Injektionsdiagramm bedeuten diese Ergebnisse:

- Eine Abhängigkeit des Verlaufs des Druck-Zeit-Diagrammes vom Auflockerungsgrad des Gebirges ist statistisch abgesichert. Die Diagramme zeigen mit zunehmender Tiefe und abnehmendem Auflockerungsgrad einen zunehmend steileren Verlauf, d. h. einen schnelleren Druckaufbau.
- Aus dem Verlauf der Diagramme kann nicht auf die Art der angetroffenen Trennflächen geschlossen werden. Die von EWERT (1985) aus dem Verlauf des Druckaufbaus abgeleiteten Beziehungen können an der Aartalsperre weder bestätigt noch ausgeschlossen werden.
- Die Qualität der Injektionsergebnisse kann nicht anhand der Injektionsdiagramme beurteilt werden.

Die statistische Auswertung der Injektionsdiagramme zeigt also, daß die aus den Druck-Mengen-Zeit-Diagrammen abgeleiteten Schlüsse nur einen sehr groben Überblick über die Gebirgseigenschaften geben. Eine Auswertung der Diagramme ersetzt keineswegs die ingenieurgeologische Vorerkundung sowie die nachfolgende Überprüfung des Injektionserfolges.

5.5. Injektionsergebnisse und Eigenschaften des Gebirges

Der unterschiedliche Aufbau des Gebirges bedingt das in den vorigen Absätzen beschriebene bereichsweise unterschiedliche Injektionsverhalten des Gebirges. Im folgenden wird dargestellt, welchen Einfluß die verschiedenen Trennflächenarten und der Auflockerungsgrad auf das Injektionsergebnis haben.

a) Störungen

Vergleicht man die einzelnen Injektionsmengen in den verschiedenen Injektionsstufen mit den in der Herdmauergrube aufgenommenen Störungen großer Öffnungsweiten, so zeigt sich deutlich, daß weit geöffnete Störungen (> 1 cm) generell eine sehr hohe Aufnahme bedingen.

WINFRIED ENTENMANN

Diese liegen stets in der ersten Stufe über 250 kg/m, in den tieferen Stufen lassen sich die Störungen weniger genau zuordnen. Ebenso zeigen Scherzonen aufgrund der tektonischen Gefügeauflockerung sehr hohe Aufnahmen, teilweise auch noch in beträchtlicher Tiefe. Meist kam es zu Austritten, die oft nicht erkannt wurden, wenn die Zementsuspension in die Talkiese austrat. Es konnte jedoch festgestellt werden, daß die Austrittstellen meist im Streichen der Hauptstörungen liegen.

Bei der Kartierung der Herdmauer konnte in durchschnittlich 20% aller Störungen mit Öffnungsweiten, die größer als 1 cm sind, Zementstein nachgewiesen werden, und das in einem Bereich, der oberhalb des verpreßten Gebirges liegt. In der Herdmauersohle, die noch im verpreßten Gebirge liegt, waren die Störungen noch wesentlich vollständiger injiziert. Damit ist der Nachweis erbracht, daß weit geöffnete Störungen mit der gewählten Injektionstechnik stets gut injiziert werden konnten, was auch schon die Injektionsmengen in Störungsbereichen andeuten.

Die Vielzahl von Kleinstörungen, die, wie im Abs. 4 gezeigt, den hauptsächlichen Beitrag zur Wasserdurchlässigkeit leisten, sind aufgrund der unterschiedlichen Erstreckung und Ausfüllung sowie wegen bereichsweise unterschiedlich großen Gefügeauflockerungen im Nachbargestein in ihrem Verhalten gegenüber der Injektion derart verschieden, daß eine eindeutige Zuordnung nicht möglich ist. In ihrer Gesamtheit wirken sie sich auf die Injektion deutlich aus. Dabei muß jedoch nach Bereichen gegliedert werden:

In den dickbankigen Plattenschiefern und in der Grauwacke zeichnen sich Bereiche hoher Durchtrennung durch Störungen durch eine große Aufnahme an Injektionsgut aus. In den dünnbankigen Plattenschiefern dagegen ist bei einer starken Durchtrennung des Gebirges durch Störungen keine wesentliche Erhöhung der Injektionsgutaufnahme nachzuweisen, da die Öffnungsweite dieser Störungen sehr viel geringer ist. Dies hängt mit dem hochplastischen Materialverhalten der tonreichen Plattenschiefer bei der tektonischen Formung zusammen. In den Schuppen- und Gleitkörperzonen des Gebirges sind zwar viele Störungen ausgebildet, ihre Öffnungsweite ist jedoch meist gering aufgrund der hohen Teilbeweglichkeit der Schiefer, während in den starren Grauwackeblöcken keine Ausgleichsbewegungen vonstatten gingen.

Die Ausfüllung der Störungen mit Zementstein ist sehr unterschiedlich, je nach dem Zwischenmittel oder Mylonit der Störung. Störungen ohne Zwischenmittel sind recht homogen mit Zementstein ausgefüllt, eine Zonierung von den Wandungen zur Mitte hin ist nicht erkennbar. Dies deutet darauf hin, daß die Ausfüllung insgesamt erstarrt war, nachdem der Enddruck erreicht wurde. Ein "Zuwachsen" einer Störung oder Kontaktsäume, wie bei EWERT (1985) beschrieben, konnte nirgends beobachtet werden. Störungen mit Mylonitbesteg sind meist vollständig mit Zementstein ausgefüllt, der einen mehr oder weniger großen Anteil an Partikeln aus dem Mylonit enthält. An Stellen, an denen der Mylonit größere Mengen Feinkorn enthält, erfolgte oftmals nur eine teilweise Ausfüllung durch Zement. Es konnte jedoch festgestellt werden, daß die nicht imprägnierten Zonen nicht durchgängig sind. Dagegen ist die Ausfüllung in Störungen, die verlehmt sind, meist unvollkommen. Die Zone teilweiser Verlehmung reicht etwa 5 m tief ab Oberkante Fels, so daß in den oberen 2 m des Injektionsschleiers verlehmte Störungen häufig angetroffen wurden. Wenn diese Störungen vollständig mit Lehm ausgefüllt sind, können sie als wasserdicht gelten. Aufgrund des Tongehaltes des Lehms und der Spaltengeometrie ist die Gefahr der Erosion auch bei hohen Gradienten gering. Derartige Störungen wurden hin und wieder in Kernbohrungen und in der Herdmauerbaugrube angetroffen. Die Injektion erfolgte bei ihnen nur unvollständig durch Verdrängung von Lehm, teilweise kam es zu einem Durchfingern der Zementsuspension, was an einigen Störungsflächen nachgewiesen werden konnte. Dort wurde der Injektionszement dendritenartig in den Lehm eingedrungen vorgefunden. In unvollständig verlehmten Störungen dagegen konnte Zement meist an der Wandung festgestellt werden. Es kam auf den beobachteten Störungsflächen häufig zur Verdrängung des Lehms und einer gewissen Kompaktion. Die Erosionssicherheit dieser Ausfüllungen wurde dadurch verbessert.

b) Klüfte

In den Grauwacken haben Großklüfte meist eine Öffnungsweite, die eine Zementinjektion erlaubt. Die verpreßten Klüfte haben eine große Erstreckung und große Kluftabstände. Dies wird an den Einzelergebnissen deutlich. Während einige Stufen, die Großklüfte durchteufen, auch in größerer Tiefe große Aufnahmen vorweisen (> 125 kg/m), ist in benachbarten Stufen fast keine Aufnahme zu verzeichnen (< 15 kg/m). Die Injektionsstufen mit sehr hoher und sehr geringer Aufnahme des Gebirges wird durch wenige größere Klüfte bedingt, während die übrigen Klüfte nur wenig Injektionsgut aufnehmen. Kleinklüfte sind aufgrund ihrer geringen Öffnungsweite nicht oder nur sehr unvollständig ausgefüllt. Dies wirkt sich auf das Injektionsergebnis jedoch nicht nachteilig aus, da die Erstreckung dieser Kleinklüfte sehr gering ist und sie keine durchgängigen Wasserwege bilden.

In den Plattenschiefern sind Klüfte von untergeordneter Bedeutung im Gegensatz zur Schieferung und zu den Kleinstörungen. Auf Klüften konnte nur in Ausnahmefällen ein dünner Zementbesteg festgestellt werden. Die Öffnungsweite der Klüfte ist in den meisten Fällen mit etwa 0,1 mm nach EWERT (1985) zu gering, um eine Zementverpressung zuzulassen.

c) Schieferung

Generell nahmen die Schieferungsflächen wegen ihrer geringen Öffnungsweite nur sehr wenig Injektionsgut auf. Wie die Bohrkerne gezeigt haben, sind die meisten Schieferungsflächen nur latent angelegt und nur im oberen Bereich in größerer Zahl (etwa 1. Stufe) geöffnet. Welchen Anteil die Schieferungsflächen an der Zementaufnahme des Gebirges haben, kann in etwa aus den Mindestaufnahmen der Einzelbohrungen abgeschätzt werden. Im Talbereich liegt dieser Wert bei etwa 20 kg/m, am Hang wegen der größeren Auflockerung bei etwa 30 kg/m.

d) Bankfugen

In der Grauwacke können Bankfugen wie Großklüfte behandelt werden.

Im Plattenschiefer fallen die Schichtflächen in weiten Bereichen (Faltenflanken) mit den Schieferungsflächen zusammen. In den dickbankigen Bereichen am linken Hang mit flachem bis mittlerem Schichteinfallen nach NW sind die Schichtflächen sehr groß und gut durchtrennt. An dieser Stelle kam es bei der Injektion zum Aufreißen von Schichtflächen, da der Verpreßdruck mit 5 bar in den oberen Felspartien höher als der Überlagerungsdruck war. An anderen Stellen war mit der steilen Lagerung der Schichten eine bessere Einspannung gegeben, so daß es dort nicht zum Schichtaufreißen kam. In den Bereichen flach lagernder Schichten wurden Gesamthebungen bis 8 cm gemessen. Diese Hebung setzt sich, wie bei der Kartierung der Herdmauer festgestellt werden konnte, ausschließlich aus aufgerissenen Schichtflächen zusammen. Der Zementstein auf den einzelnen Schichtflächen hat eine Mächtigkeit im Mittel

WINFRIED ENTENMANN

von 5 mm. Die von HOLTZ und EWERT (1977) detailliert untersuchten Aufreißvorgänge in söhlig gelagerten Schichten des Mesozoikums tragen damit auch in paläozoischen, gefalteten Gesteinen schon in Bereichen mit flacherem Schichteinfallen als 40° ganz wesentlich zu einem erhöhten Zementverbrauch bei der Injektion bei.

e) Auflockerungsgrad des Gebirges

Die Abhängigkeit des Injektionsergebnisses vom Auflockerungsgrad des Gebirges kommt ganz deutlich in Abb. 14 zum Ausdruck. Dort ist die mittlere Zementaufnahme im gesamten Schleier tiefengestaffelt dargestellt. Mit aufgenommen sind die Ergebnisse der Probeinjektion



Abb. 14. Abnahme der Aufnahme an Injektionsgut zur Tiefe hin (Ordinate logarithmisch geteilt).

in den obersten drei Metern des Gebirges. Diese Darstellung zeigt, daß die Zementaufnahme bis zur 2. Stufe, d. h. bis in eine Tiefe von etwa 15 m in den Verwitterungszonen I und II logarithmisch abnimmt. Extrapoliert man diesen Kurvenverlauf, so wäre in einer Tiefe von 23 m mit einer verschwindend kleinen Aufnahme zu rechnen, d. h. in einer Tiefe, die vorab nach den Ergebnissen der Wasserdruckversuche als Tiefe der abzudichtenden Zone festgestellt wurde. Der tatsächliche Verlauf der Kurve ist jedoch unterhalb der 2. Stufe flacher. Die Verpreßmengen scheinen zur Tiefe hin asymptotisch gegen einen Grenzwert von 30 kg/m für das nicht aufgelockerte Gebirge zu gehen.

224

5.6. Bewertung der Injektion

Die vergleichbar hohen Zementaufnahmen (ohne Oberflächenaustritte) an der Aartalsperre weisen auf ein gutes Abdichtungsergebnis hin. Nach KUTZNER (1987) sind Injektionsmengen deutlich über 30 kg/m ein Hinweis auf eine erfolgreiche Injektion. Der an der Aartalsperre gemessene Mittelwert von 107,5 kg/m Zement steht in gutem Einklang mit den Ergebnissen von WOLTERS und REINHARDT (1974) und HEITFELD (1965) an Talsperren in vergleichbarem Gebirge. An der benachbarten Ulmbach-Talsperre wurden in ähnlichem Gebirge, das jedoch generell höher durchlässig war (HOLTZ et al. 1962), sogar im Mittel 190 kg/m Zement verpreßt (HOLTZ 1966).

Wie aus den Injektionsergebnissen der verschiedenen Serien zu erkennen war, liegt die Reichweite der Zementinjektion parallel zur Achse in der Größenordnung von etwa 75 cm bis 1 m. Aufgrund der Anisotropie des Gebirges ist die Reichweite senkrecht zur Schleierachse größer. Sie wurde unter Zugrundelegung eines mittleren Kluftvolumens von 1% bis 2% (HEITFELD 1965) abgeschätzt und beträgt danach zwischen 2,5 m (1. Stufe) und 0,75 m (4. Stufe). Mit einer Schrägbohrung wurden diese Werte bestätigt. Die abgeschätzte Reichweite der Injektion in 13 m Tiefe beträgt 1,3 m, die Breite des "Bauwerks Injektionsschleier" wurde nach der Schrägbohrung zu 2,6 m ermittelt.

Die Überprüfung der Wirksamkeit des Injektionsschleiers erfolgte mit 25 Kontrollbohrungen zwischen den Injektionsbohrungen. In diesen Bohrungen wurden Wasserdruckversuche in Druckstufen von 0,5 bar mit Maximaldrücken von 3,0 bar in geringen Tiefen, bis 5,0 bar in der 4. Stufe durchgeführt. Die Ergebnisse der Wasserdruckversuche weisen eine starke Herabsetzung der ursprünglichen Durchlässigkeitswerte nach, die bei 60% der Versuche nach der Injektion zwischen 0,0 und 0,1 l/min m lagen, alle jedoch unter dem geforderten Grenzwert von 2 l/min \cdot m bei 3 bzw. 5 bar. Im Vergleich zu den Ausgangswerten sind die Restdurchlässigkeiten meist verschwindend klein.

Bei der Durchsicht aller Werte zeigt sich, daß die Injektion in den spröderen Gesteinen der Bereiche 2, 3 und 5 zu der auffälligsten Verringerung der Wasseraufnahme führte (0,0 bis 0,1 l/min · m). Ein wenig höhere Werte um 1 l/min · m wurden bevorzugt in den hoch teilbeweglichen Plattenschiefern des Bereiches 4 gemessen, da dort die ursprüngliche Durchlässigkeit fast ausschließlich durch die überwiegend parallel verlaufenden Kleinstörungen bedingt war, die untereinander geringe hydraulische Verbindung hatten. Damit aber konnten hin und wieder zwischen diesen Störungen liegende offene Trennelemente nicht durch die Injektion erreicht werden.

Am effektivsten ist die Verpressung in den bezüglich ihrer Wasserdurchlässigkeit weniger anisotropen Gebirgsbereichen (Grauwacken, siltreiche Plattenschiefer). Nach der Verpressung konnte keine Tiefenabhängigkeit der Gebirgsdurchlässigkeit mehr festgestellt werden.

5.7. Folgerungen

Aus den an der Aartalsperre festgestellten Beziehungen zwischen Gebirgsbau und Injektionsverhalten können im Vergleich mit den Ergebnissen an anderen Talsperren Schlußfolgerungen für zukünftige Injektionsvorhaben an Talsperren in gefaltetem paläozoischem Gebirge und insbesondere in Gebirgsbereichen starker Kompressionstektonik gemacht werden.

WINFRIED ENTENMANN

Störungen sorgen wegen ihrer großen primären Öffnungsweite sowie aufgrund der an ihnen bei der Gebirgsbildung vonstatten gegangenen Bewegungen und der damit verbundenen Gebirgsauflockerung für eine erhöhte Gebirgsdurchlässigkeit. Selbst sehr kleine Störungen mit wenigen Millimetern Verschubweite bewirken, wie an anderer Stelle von ENTENMANN et al. (1988) auch quantitativ bestimmt, für eine deutliche Erhöhung der Gebirgsdurchlässigkeit gegenüber der allein durch Klüfte und Schieferungsflächen bedingten Durchlässigkeit. Diese Störungen sind jedoch gut injizierbar, sofern sie von einer Injektionsbohrung durchteuft werden. Treten die Kleinstörungen, wie an der Aartalsperre, gehäuft auf, so zeigt der notwendige Bohrlochabstand, um diese Kleinstörungen möglichst vollständig zu injizieren, eine Abhängigkeit von der Anisotropie der Richtungsverteilung der Störungen. Ist die Anisotropie groß, wie an der Aartalsperre, mit der überwiegenden Zahl steil nach SE einfallender Störungen, so muß ein enges Bohrraster gewählt werden (im vorliegenden Fall Bohrlochabstände von 1,25 m bei Störungsabständen um 2 m). Bei einer isotropen Richtungsverteilung können bei gleicher Störungsdichte größere Abstände der Bohrungen gewählt werden, sofern die Bohrungen günstig geneigt sind, da der häufigere Verschnitt von Störungen zu einem besseren Transport der Zementsuspension führt, ähnlich wie das in einem Gebirge mit orthogonalen Grußkluftsystemen der Fall ist.

Die Durchlässigkeit und Injizierbarkeit der Kleinstörungen ist stark abhängig vom Verwitterungseinfluß, der an der Aartalsperre bis etwa in eine Tiefe von 20 m reicht. Großstörungen, insbesondere Ruschelzonen zeigen, wie auch von HEITFELD (1965) beschrieben, extrem hohe Zementaufnahmen aufgrund des großen Kluftvolumens im aufgelockerten Gebirge, zusätzlich jedoch aufgrund des weiten Transports der Zementsuspension wegen der erhöhten Durchlässigkeit. Es empfiehlt sich daher, in solchen Zonen mit Suspensionen eines niedrigen Wasser-Zement-Wertes zu arbeiten. An der Aartalsperre wurde in der Ruschelzone am rechten Hang in den meisten Injektionsstufen sehr frühzeitig auf Mischungen mit W/Z-Werten von 1,0 und 0,6 umgestellt. Da offene und versteckte Austritte sehr häufig sind, sollte zumindest in der A-Serie und B-Serie in großen Störzonen ausnahmsweise eine Mengenbegrenzung eingeführt werden.

Die Oberflächenverlehmung reicht an der Aartalsperre bei weitem nicht so tief wie bei WIE-GEL (1962) und HEITFELD (1965) angegeben, sondern ist auf die obersten Felspartien beschränkt und unvollständiger. Im Gegenteil zeigen die oberen Felspartien die höchsten Durchlässigkeiten und die größte Zementaufnahme wegen der starken Auflockerung des Gebirges. Damit aber ist die durchlässigste Zone des Festgesteins direkt unter den hoch durchlässigen Talkiesen. An der Aartalsperre konnte nachgewiesen werden, daß diese Zone stark aufgelockerten Gebirges in den oberen 3 m, an deren Abdichtung wegen des dort auftretenden höchsten hydraulischen Gradienten beim Betrieb der Talsperre besonders große Anforderungen gestellt werden müssen, nicht ausreichend durch Zementinjektionen abgedichtet werden können, da sehr viele, weit geöffnete Trennflächen vorhanden sind, die zu häufigen Austritten von Zementsuspension in die Talkiese und z. T. auch an die Oberfläche führen, so daß durch die Injektion dort nur wenige große Trennelemente ausgefüllt werden können. An der Aartalsperre war es daher notwendig und auch wirtschaftlich, die Herdmauer 3 m in die aufgelockerten Plattenschiefer einzubinden.

Abschließend kann ausgesagt werden, daß in einem tektonisch äußerst stark beanspruchten Gebirgsstreifen eine rein statistische Bewertung der Gebirgsparameter für eine Bewertung der Injektionseigenschaften des Gebirges nicht ausreicht. Trotz der generell sehr großen Durchtrennung des Gebirges ist zum Beispiel eine Korrelation zwischen dem Durchtrennungsgrad und den Verpreßergebnissen an der Aartalsperre nicht möglich. Stellenweise ist die Durchtrennung sehr hoch, die mittlere Injektionsgutaufnahme sehr gering. Dies hängt, wie oben beschrieben, mit dem völlig unterschiedlichen Verhalten der verschiedenen Trennflächenarten bei der Injektion zusammen. Dies zeigt deutlich, daß in einem Gebirge mit kompliziertem tektonischen Baustil eine genaue Analyse des Trennflächengefüges, wie sie von HEITFELD (1965) bei der Untersuchung des Untergrundes von Talsperren eingeführt wurde, unerläßlich ist, um Aussagen über das Injektionsverhalten des Gebirges machen zu können.

6. Schriftenverzeichnis

- BOCK, H. (1972): Zur Mechanik der Kluftentstehung in Sedimentgesteinen. Veröff. Inst. Bodenmech. Felsmech. Univ. Karlsruhe, **53**: 1–116; Karlsruhe.
- CAMERON-CLARKE, & BUDAVARI, S. (1981): Correlation of Rock Mass Classification Parameters Obtained from Borecores and In-situ-Observations. – Engineering Geol. 1981: 19–53, 20 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.
- DEUTSCH R., & KLOPP, R. (1977): Untergrundabdichtungsarbeiten an der Sperrmauer der Möhnetalsperre unter besonderer Berücksichtigung geologischer Randbedingungen. – Ber. 1. Nat. Tagung Ingenieurgeologie, 369–379, 5 Abb.; Paderborn.
- DITTRICH, E., & LUTHKE, J. (1966): Möglichkeiten zur besseren Auswertung von Wasserdurchlässigkeitsprüfungen und Zementinjektionen in Bohrlöchern. – Felsmech. Ingenieurgeol., 4 (1): 103–118, 16 Abb.; Wien–New York.
- EINSELE, G., HEITFELD, K.-H., LEMPP, CHR., & SCHETELIG, K. (1985): Auflockerung und Verwitterung in der Ingenieurgeologie: Übersicht, Feldansprache, Klassifikation (Verwitterungsprofile). – Einleitender Beitrag. In: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein, 3–23, 2 Abb., 2 Tab.; Heidelberg–New York.
- 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 (unveröffentlicht), 224 S., 64 Abb. 23 Tab., 143 Anl.; Marburg.
- (1990): Untersuchungen zur Geologie und Ingenieurgeologie an der Aartalsperre bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). Teil 1: Allgemeine Geologie, Tektonik. – Geol. Jb. Hessen, 118: 227–255, 13 Abb.; Wiesbaden.
- DÜMMER, M., & HEIL, H. (1988): Hydrogeological Investigations in Liassic Claystone. Basis for the Redevelopment of Bielefeld-Brake Refuse Tip. – Proc. Sec. Int. TNO/BMFT Conf. on Contaminated Soil, Hamburg April 11–15, 1988: 231–233, 1 Abb.; Amsterdam.
- & HOLTZ, S. (1987): Geologie und Untergrundabdichtung der Aartalsperre (Hauptdamm) bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen).
 Wasserwirtschaft, 77 (6): 331–333, 5 Abb.; Stuttgart.
- EWERT, F.-K. (1985): Rock Grouting with Emphasis on Dam Sites. 428 S., 225 Abb., 20 Tab.; Berlin. HEITFELD, K.-H. (1965): Hydro- und baugeologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Unter-

grundes an Talsperren des Sauerlandes. – Geol. Mitt., 5 (1–2): 1–210, 75 Abb., 18 Tab.; Aachen.

- HOLTZ, S. (1965): Geologische Kartierung an der Ulmbach-Sperre, (unveröffentlicht); Wiesbaden. - (1966): Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung über die Abdichtung des Unter-
- grundes an der Sperrstelle des Hochwasserrückhaltebeckens "Ulmbach" bei Holzhausen, Kreis Wetzlar. – 345–3409/65 Hz/Zz (unveröffentlicht); Wiesbaden.
- (1973): Gutachten des Hessischen Landesamtes f
 ür Bodenforschung zum Hochwasserr
 ückhaltebecken Bischoffen/Aar, Kreis Biedenkopf. 3. Bericht: Die geologischen Verh
 ältnisse im Bereich der Stauanlage und die Ergebnisse von Wasserdruckpr
 üfungen. - 345/1292/73 Hz/Schm. (unveröffentlicht); Wiesbaden.
- & EWERT, F. K. (1977): Abdichtungsarbeiten an der Talsperre Anrifttal, Vogelsbergkreis, Hessen. Ber.
 1. Nat. Tag. Ing.-Geol., 429–444, 7 Abb.; Paderborn.

WINFRIED ENTENMANN

- MAGAR, & SCHWARZ (1962): Vorläufiges Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung über die geplante Ulmbach-Sperre im Ulmtal bei Holzhausen, Kreis Wetzlar. - 321-1915/61 Hz-Mg/Schi. (unveröffentlicht); Wiesbaden.
- MAGAR, & SCHWARZ (1963): Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung über die Wasserabpreß- und Injektionsversuche und über die zusätzlich notwendigen Arbeiten zur Abdichtung des Gebirges an der Sperrstelle bei Holzhausen im Ulmbachtal, Kreis Wetzlar. – 321–789/63 Hz/HM. (unveröffentlicht); Wiesbaden.
- JOHN, K. W. (1977): Geologische und geotechnische Gebirgsklassifizierung im Zusammenhang mit dem Entwurf von Felsgründungen. – Ber. 1. Nat. Tag. Ing.-Geol., 7–22, 3 Abb., 2 Tab.; Paderborn.
- KUTZNER, C. (1987): Über die Wirksamkeit von Felsinjektionen. Wasserwirtschaft, 77 (6): 317–320, 5 Abb.; Stuttgart.
- MÜLLER, K. E. H. (1974): Zur Definition des Durchtrennungsgrades. Rock Mech., Suppl. 3: 17–29, div. Abb.; Wien.

PACHER, F. (1959): Kennziffern des Flächengefüges. - Geol., Bauw., 24 (3-4): 223-227, div. Abb.; Wien.

PRINZ, H. (1982): Abriß der Ingenieurgeologie. - 1. Aufl., 419 S., 252 Abb., 50 Tab.; Stuttgart.

 - (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.

 - & TIEDEMANN, J. (1983): Geologisch-Ingenieurgeologische Erkundung tektonischer Strukturen im Tunnelbau. – Rock Mechanics Suppl., 11: 9–32; Wien.

- WANG, S., ZHANG, W., & LI, S. (1982): A Proposal for rock classifications in tunnel engineering. Proc. 4th Congr. Int. Ass. Engng. Geol., 5: 229–239, 5 Tab.; New Dehli.
- WIEGEL, E. (1962): Klüftung und Gebirgsauflockerung bei Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges.
 Z. dt. geol. Ges., 114: 237–245, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.

WITTKE, W. (1985): Felsmechanik - 1. Aufl., 1050 S., 798 Abb.; Heidelberg - New York - Tokyo.

WOLTERS, R., REINHARDT, M. (1974): On Grouting of Dams in the "Rheinisches Schiefergebirge" (Mountains in Western Germany) – Bull. Int. Ass. Engng. Geol., 9: 103–112, 2 Abb.; Krefeld.

Manuskript eingegangen am 15. 1. 1990

Geol. Jb. Hessen	119	S. 229–233	2 Abb.	Wiesbaden 1991
------------------	-----	------------	--------	----------------

Geomagnetische Anomalien im Bereich eines tertiären Vulkankraters bei Hungen-Langd (Vogelsberg)

Von

HORST SCHMIDT & GERNOLD ZULAUF*

Kurzfassung: Ein bei Hungen-Langd (Vogelsberg) in einem Steinbruch in Resten aufgeschlossener Vulkankrater wurde teilweise geomagnetisch vermessen. Der im Steinbruch sichtbare Kontakt Kraterrand/Kraterfüllung kann anhand eines erstellten Isanomalenplanes auch außerhalb des Steinbruches nachgewiesen werden. Eine Aussage über die Konfiguration des Vulkankraters in der näheren Umgebung des Steinbruches ist hierdurch in beschränktem Maße möglich geworden.

Abstract: Parts of a volcanic crater, outcropping in a quarry near Hungen-Langd (Vogelsberg) have been investigated geomagnetically. The contact crater rim/crater fill which is visible in the quarry, has been fixed geomagnetically outside the quarry.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einführung	229
2.	Lithologischer Aufbau	230
3.	Durchführung der Messungen	232
	3.1. Topographie	232
	3.2. Magnetik	232
4.	Ergebnisse und Interpretation	232
5.	Schriftenverzeichnis	233

1. Einführung

Im miozänen Vulkangebiet des Vogelsberges sind Vulkankrater, insbesondere mit Lavaseefüllung, selten aufgeschlossen. Reste von Vulkankratern wurden unter anderem von STRENG (1893) und SCHENK (1950) erwähnt. Das geomagnetisch vermessene Vorkommen stellt den einzigen bisher beschriebenen fossilen Vulkankrater mit Lavasee innerhalb des Vogelsberges dar (EHRENBERG 1981). Da es nur begrenzt möglich ist, die Ausdehnung des Vulkankraters anhand von Lesesteinen zu erfassen, wurde dies geomagnetisch versucht.

^{*} Dipl-Geol. H. SCHMIDT, Dr. G. ZULAUF, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt a.M., Senckenberg-Anlage 32–34, 6000 Frankfurt a.M.

2. Lithologischer Aufbau

Der stillgelegte Steinbruch befindet sich 500 m ESE' Hungen-Langd, an der Straße nach Ulfa (TK 5519 Hungen, R 349714 H 559249). Die hier gegebene lithologische Kurzbeschreibung beruht im wesentlichen auf den Beobachtungen von EHRENBERG (1981).

Kraterrand: Im W-Teil des Steinbruches stehen vier, bis zu 5 m mächtige Lavaströme (Basanit und Alkali-Olivinbasalt) an, die z. T. durch unterschiedlich mächtige Aschentuff-Zwischenlagen getrennt sind. Innerhalb der untersten Tufflage (Abb. 2) konnte von den Verfassern eine 10 cm mächtige Braunkohlenlage festgestellt werden. Palynologische Untersuchungen der Braunkohlenlage bleiben bisher ergebnislos. Lavaströme und Tufflagen fallen mit ca. 10-15° nach N bis NNW ein. Diese Kraterrandfolge grenzt an einer mit 40–45° nach SE geneigten Fläche diskordant an die Bildungen des Kraterinneren.

Kraterfüllung: An die Kraterrand-Abbruchfläche legen sich 35° SE einfallende blockreiche vulkanische Breccien und Wurfschlacken. Hieran schließt sich der eigentliche Lavasee (Alkali-Olivinbalsalt) an, dessen plattige Absonderung im Randbereich weitgehend parallel zu den unterlagernden Wurfschlacken und Breccien verläuft. Zum Inneren des Lavasees hin biegt die Plattung in eine horizontale Lagerung um.



Abb. 1. Isanomalenplan der magnetischen Anomalien im Randbereich des Steinbruches Hungen-Langd. Magnetisierungswerte in [γ] ($1\gamma = 1$ nT).



Abb. 2. Vergleich von geologischem Profil (nach EHRENBERG 1981) und magnetischem Profil im Steinbruch Hungen-Langd.

3. Durchführung der Messungen

3.1. Topographie

Der zu geringe Maßstab der TK 25 genügte nicht den Ansprüchen für die Ausarbeitung des hier vorgestellten kleinräumigen Isanomalenplans. Es wurde deshalb die Konfiguration des Steinbruches und seine unmittelbare Umgebung geodätisch mit einem Breithaupt Tachymeter (Modell Bumon 3055) vermessen und eine topographische Karte im Maßstab 1:2000 erstellt. Diese Karte diente als Unterlage für die geomagnetischen Untersuchungen. Die Grundlage für die topographische Vermessung bildet ein Ringpolygon (GROSSMANN 1974: 116 f), bestehend aus 6 Polygonpunkten. Die Polygonierung der in Abb. 1 eingetragenen Polygonpunkte erfolgte durch Messung der Horizontal- und Zenitwinkel sowie der Strecken (Polygonseiten) zwischen den einzelnen Punkten. In dem geschlossenen Ringpolygon schließt hierbei die letzte an die erste Polygonseite an. Die Polygonpunkte dienten für die weitere Vermessung der topographischen Polarpunkte als Stand- bzw. Zielpunkte. Von einem Polygonpunkt wurden die Horizontal- und Zenitwinkel sowie die Schrägentfernungen zu den insgesamt 26 topographischen Punkten bestimmt. Zur Herstellung der topographischen Karte wurden zunächst anhand von Schrägentfernung und Zenitdistanz die Horizontalentfernungen berechnet. Die Polygon- und Geländepunkte konnten somit anhand von Horizontalwinkel und Horizontalentfernung aufgetragen werden. Eine Meß- und Zeichenkontrolle ergab sich durch die notwendige Schließung des Ringpolygons.

3.2. Magnetik

Die magnetischen Messungen wurden lediglich im Randbereich des Steinbruches durchgeführt. Im Steinbruch selbst mußte auf die Messungen wegen zahlreicher, die Messungen beeinflussender anthropogener Störfaktoren (größere aus Metall bestehende Gegenstände) verzichtet werden. Die geomagnetischen Meßstrecken verlaufen im Abstand von 10–20 m in N–S-Richtung. Entlang dieser Meßlinien betragen die Meßpunktabstände ebenfalls 10 m, so daß ein annähernd quadratisches Meßraster vorliegt. Die magnetische Vermessung erfolgte mit einem Scintrex Protonenmagnetometer. Mit diesem Gerät wird die Totalintensität des geomagnetischen Feldes bestimmt. Als Basiswert, auf den sich die Messungen beziehen, wurde ein E' Groß-Karben (Wetterau) über miozänen Sedimenten gemessener Wert mit 47850 γ verwendet. Die von diesem Wert abweichenden höheren oder niedrigeren Werte stellen positive bzw. negative magnetische Anomalien dar. Der Isanomalenplan beruht auf 230 Einzelmessungen.

4. Ergebnisse und Interpretation

Magnetische Messungen zum Auffinden von oberflächennahen Basaltschloten wurden im Vogelsberg bereits mehrfach durchgeführt (PUCHER 1981). Die Interpretation der Meßwerte kann in Verbindung mit den geologischen Kenntnissen auf graphischem Wege erfolgen. Dabei können die über einfach geformten magnetisch wirksamen Gesteinskörpern gemessenen magnetischen Werte bei oberflächennaher Position des Störkörpers als direktes Abbild der Ausdehnung des Störkörpers interpretiert werden. Wie Abb. 1 zeigt, herrschen im W- und N-Teil des Steinbruches über dem Kraterrand negative Anomalien bis zu ca. –1180 γ vor. Im E^TTeil über dem Lavasee sind dagegen positive Anomalien vorhanden, die vom Rand zum Zentrum des Lavasees ansteigen und dort mit ca. +1230 γ ihr Maximum erreichen. Das Zentrum des Lavasees zeigt gleichförmige Meßwerte. Bei einem Vergleich von geologischem und magnetischem Profil (Abb. 2) zeigt sich, daß der Wechsel von negativen zu positiven Intensitäten über der Schlacke und Schuttbreccie am Kraterrand erfolgt. Die Werte wechseln auf einer Strecke von etwa 20 m von –600 γ auf +600 γ . Dieser steile Gradient könnte in der unterschiedlichen Magnetisierungsrichtung von Krater und Kraterrand-Vulkaniten begründet sein. Die 0- γ -Isolinie des Isanomalplans zeichnet somit die Konfiguration des Kraterrandes nach.

Der Rand des Lavasees verläuft, ausgehend vom aufgeschlossenen Kontakt im N-Teil des Steinbruches, zuerst in NE' Richtung und biegt dann nach ca. 40 m in die SE' Richtung um. Die Streichrichtung der Plattung im Basalt des Lavasees zeigt einen ähnlichen Verlauf (30° im N' Teil, 160°–170° im S' Teil des Steinbruches; EHRENBERG 1981: 112). Die Plattung zeichnet somit ebenfalls den ungefähren Verlauf des Lavaseerandes nach. Ob die SW' des Steinbruches vorhandenen lokalen positiven Anomalien ebenfalls zum Bereich des Lavasees gehören, kann nicht geklärt werden. Jedoch deuten die höheren Anomalien SE' des Steinbruches (+1235 γ) darauf hin, daß sich der Lavasee weiter nach SE fortsetzt. Diese Vermutung wird auch durch eine 160 m SSE' des Steinbruches abgeteufte, 160 m tiefe Bohrung (EHRENBERG 1981: 107) gestützt.

Danksagung: Die palynologischen Untersuchungen führte Herr F. KULBROK (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Frankfurt a. M.) durch. Für kritische und hilfreiche Anmerkungen danken wir Herrn Dr. K.-H. EHRENBERG (Hess. Landesamt f. Bodenforsch., Wiesbaden).

5. Schriftenverzeichnis

EHRENBERG, K.-H. (1981): Ein tertiärer Vulkankrater bei Hungen-Langd (Vogelsberg). – Geol. Jb. Hessen, 109: 103–113, 4 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.

GROSSMANN, W. (1975): Vermessungskunde II. - 209 S.; New York (De Gruyter).

PUCHER, R. (1981): Geomagnetik. – In: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen) Bohrung
1 (Flösser-Schneise) Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, 81, 166 S., 89 Abb., 17 Tab.,
9 Taf.; Wiesbaden.

SCHENK, (1950): Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1: 260–268, 7 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.

STRENG, A (1893): Über die basaltische Kraterbildung nördl. u. nordöstl. von Gießen. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde., 29: 97–106; Gießen.

Manuskript eingegangen am 28.3.1990

Geol. Jb. Hessen	119	S. 235–257	8 Abb.	4 Tab.	Wiesbaden 1991	
------------------	-----	------------	--------	--------	----------------	--

Ausmaß der Versauerung von Waldböden und Auswirkungen auf Sickerwasser und Untergrund

Von

PAUL BENECKE*

Kurzfassung: In zunehmend versauernden Quellen und quellnahen Bachabschnitten vieler Waldgebiete spiegeln sich durchgreifende Veränderungen des Stoffhaushalts im System Boden – Pflanze – Atmosphäre wider. Während die Wirkung früherer, meist nutzungsbedingter Versauerungsschübe i. a. auf den Boden beschränkt blieb, kommt es gegenwärtig zu Austrägen, die zunehmend auch den chemischen Zustand des Untergrundes verändern, Grund- und Oberflächengewässer belasten und limnische Ökosysteme schädigen können.

Ursache hierfür ist die anhaltende Überforderung des irreversiblen, jedoch "nachschaffenden" (durch Verwitterung) Puffervermögens des Bodens in erster Linie durch atmogene Säureeinträge. Dadurch werden im Zuge fortschreitender pH-Wertabsenkungen in der Bodenlösung nacheinander eine Reihe reversibler Puffersysteme aktiviert. Die gleichzeitige Zufuhr mobiler Anionen fördert dabei die Tiefenverfrachtung der Puffersubstanzen ("Aufhärtung" der Bachwässer in der Initialphase).

Besonders signifikant ist eine mit dem fortschreitenden Verlust der austauschbaren Basen sich herausbildende "Versauerungsfront". Sie ist bei pH-Werten zwischen 5 und 4 durch steile chemische Gradienten charakterisiert. In ihr vollzieht sich der Übergang in den sogenannten Aluminium-Pufferbereich, d. h. die stark zunehmende Freisetzung von ionarem Aluminium und ggfs. Schwermetallionen. Im Bereich dieser Front entstehen i. a. metastabile Al-SO₄-Verbindungen, die in der Front mitwandern und durchbruchartig in die aquatischen Systeme austreten.

Obwohl der Ablauf dieser Vorgänge bereits durch zahlreiche Beispiele beobachtet werden konnte, fehlt es bis jetzt noch an ausreichenden Erkenntnissen über die beteiligten Mechanismen und Umsatzgrößen, wie sie etwa für quantitative Vorhersagen erforderlich wären. Dies darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, daß unabsehbare und akute Risiken sowohl für Ökosysteme als auch für die Wasserwirtschaft von dieser Entwicklung ausgehen.

Abstract: Increasingly acidifying springs and upper course parts of forest brooks reflect fundamental changes of the matter turnover in the underground-soil-plant-atmosphere-system. Acidification pushes, generally caused by excessive land use, are known from historical times. But their impact has been restricted largely to soils whereas at present increasing matter losses from soils are observed that have begun to change the chemical status of ground- and surface waters with partly detrimental impact on the aquatic biosphere.

The main reason is the persistent overcharge of the irreversible buffering capability of the soils by atmospheric deposition of acids. The rate of buffering is limited by the rate of weathering of bedrock. Overcharging this rate causes progressively decreasing pH-values in the soil solution initiating a sequence of

Prof. Dr. P. BENECKE, Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Büsgenweg 2, 3400 Göttingen.

reversible buffering systems. Due to the simultaneous input of mobile anions the buffering substances are washed out and transferred into deeper layers. Normally, in the initial phase, this leads to enhanced concentrations of base cations in the streaming waters.

Significantly, an "acidification front" develops once persistent desorption of the exchangeable base cations commences at pH-value of 5. The "front" actually is realized by a downward moving depth intervall characterized by steep chemical gradients. The (upper) backside has pH-values of about 4.2 and marks the transition into the so-called Alumnium-buffer range. This means strongly increasing release of ionic Al and possibly heavy metal ions. Furthermore, metastable Al-SO₄-compounds frequently form within the moving "front" and may discharge into the surface waters in a breakthrough process.

Though the outlined development has been observed in numerous cases up to now sufficient knowledge about mechanisms and turnover rates is still lacking. Thus, quantitative prediction on future development is still limited. Yet, this by no means should lead to ignore the equally acute as menacing risks that arise from this development with respect to ecosystems and water management.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	236
2.	Die historische und gegenwärtige Entwicklung im Boden	237
	2.1. Historische, nutzungsbedingte Veränderungen	237
	2.2. Emissionsbedingte Veränderungen des "chemischen Klimas"	239
	2.3. Externe und interne Belastung des Bodens	242
	2.4. Folgereaktionen im Boden und Untergrund	243
	2.4.1. Bodenmatrix	243
	2.4.2. Bodenlösung	246
3.	Ausbreitung der Versauerung im Untergrund	250
4.	Abschließende Betrachtung	255
5.	Schriftenverzeichnis	256

1. Einleitung

Fragt man angesichts der bestürzenden ökologischen Fehlentwicklungen, wie sie gegenwärtig z. B. auch in einleitungsfreien, quellnahen Abschnitten von Waldbächen auftreten (z. B. MEIJERING 1989, HEITKAMP u. a. 1989, MARTHALER 1989, LINNENBACH 1989), nach den Hintergründen, so schließt dies die Frage nach dem Weg des Wassers ein, das offensichtlich die verursachenden Schadstoffe heranbringt. Das Interesse richtet sich damit auf den wohl am wenigsten bekannten Abschnitt im Kreislauf des Wassers, nämlich seinen Weg zwischen Bodenoberfläche, in die Niederschläge nach Passage des Kronendaches als um die Interzeption geminderte Bestandesniederschläge infiltrieren, und Quelle, in der es nach Passage von Boden und Untergrund wieder zutage tritt und als Abfluß gemessen werden kann. Auf diesem Wege wird es erneut um den Betrag gemindert, den die Pflanzen ihm zur Aufrechterhaltung ihrer Transpiration während der Bodenpassage entziehen. Der Zusammenhang zwischen Niederschlägen und Abflüssen wird seit über 100 Jahren in zahlreichen Einzugsgebieten untersucht. Dabei ging es primär um Mengenbeziehungen, während sich die Frage der Beschaffenheit sowohl des Niederschlags- als auch des Abflußwassers kaum stellte. Abgesehen von Einzugsgebieten mit Kalkgesteinen bildete elektrolytarmes, weiches Wasser den Abfluß. Boden und Gestein, die das Wasser auf dem Weg vom infiltrierenden Niederschlag bis zum Wiederzutagetreten in Quellen durchlaufen mußte, bildeten einen Filter, der chemische Inhaltsstoffe nur in geringen Mengen passieren ließ: man konnte sie als "chemisch dicht" bezeichnen. Die oben angeführten ökologisch-limnischen Fehlentwicklungen zeigen, daß dies heutzutage immer weniger zutrifft, sondern daß sich statt dessen – unmerklich einsetzend etwa mit dem Beginn der Industrialisierung um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts – eine Veränderung der Beschaffenheit des Abflußwassers vollzieht, die durch folgende Stadien gekennzeichnet ist:

- Abbau der Alkalinität
- Aufhärtung durch basische Kationen
- erhöhte Sulfatfrachten
- pH-Abfall
- Auftreten von Metallionen, insbesondere Al
- weiter erhöhte Sulfat- und beginnende Nitratfrachten

Die drastischen, durch erbarmungswürdige Krankheitsbilder und rapiden Artenschwund gekennzeichneten ökologischen Auswirkungen gehen in starkem Maße auf die Metallionen, namentlich Al, zurück. Seine Fischtoxizitätsschwelle liegt bei 0,1 mg/l; gemessen werden heute häufig 100fach so hohe und noch höhere Konzentrationen (HEINRICHS et al., 1985, PUHE u. a., 1985, ZÖRNER et al. 1985, QUADFLIEG 1990, KATSCHNER u. a. 1987, LÜCKEWILLE u. a. 1984).

2. Die historische und gegenwärtige Entwicklung im Boden

2.1. Historische, nutzungsbedingte Veränderungen

Bevor zu zeigen ist, daß die heute bereits weithin bekannten Zustandsveränderungen im Boden in quasi spiegelbildlicher Weise die o.g. Stadien der Gewässerversauerung wiedergeben, erscheint es angebracht, die Bodenversauerung als eine weit in die Geschichte zurückreichende Erscheinung zu skizzieren, die ihren Ausgang mit der Seßhaftwerdung des Menschen nahm. In geraffter Form ist die Entwicklung in Abb. 1 dargestellt. In ihr kommt zum Ausdruck, daß in die durch langfristige Klimaänderungen und mit ihnen einhergehenden Veränderungen der Ökosysteme gekennzeichnete Entwicklung von Waldstandorten während der Nacheiszeit der Mensch mit der Aufnahme des Ackerbaues in der Bronzezeit vor etwa 5000 Jahren zuerst massiv eingegriffen hat. Aus heutiger Sicht kann man dies als Störung komplexer biologischer Regelsysteme sehen, die als "zielsuchende" Systeme einen dynamischen Gleichgewichtszustand mit weitgehend geschlossenen, systeminternen Stoffkreisläufen anstreben. Der Austausch mit der Umwelt beschränkt sich im wesentlichen auf Wasser, Kohlenstoff und Energie. In Form von Puffer- und temporären Speichermechanismen verfügt der Boden über die als Elastizität (ULRICH 1987) bezeichnete Fähigkeit, zeitliche Entkoppelungen des natürlichen Stoffkreislaufs aufzufangen, wie sie etwa im Ablauf von Mineralisierung und Assimilation auftreten. Auch räumliche Entkoppelung, die unter humiden Klimabedingungen durch die im Netto-

PAUL BENECKE

effekt abwärts transportierende Wirkung des Bodenwassers zwangsläufig auftreten, vermag ein intaktes Ökosystem durch die wühlende und rückmischende Tätigkeit insbesondere der Makrofauna auszugleichen. Dieses alles jedoch nur im Rahmen der durch Standortklima und Mineralausstattung (Verwitterbarkeit) vorgegebenen Elastitzität.

Diese kann durch den kurzfristigen oder gar abrupten Übergang in eine andere Vegetationsbzw. Nutzungsform jedoch überfordert werden, und zwar hauptsächlich durch Veränderungen von Humusvorrat und -form sowie durch Basenexport mit den Ernteentnahmen. Beides führt zur ökosysteminternen Protonenproduktion und zur Nährstoffverarmung. Letztere wird auch durch Auswaschung infolge der ausbleibenden Aufnahme durch den bisherigen Pflanzenbestand verursacht.

Die wesentlichen Prozesse hierbei sind die Entstehung von Salpetersäure bei der Stickstoffmineralisierung und die Festlegung eines Kationenüberschusses in der akkumulierenden oder aggradierenden organischen Substanz. Die freigesetzte Salpetersäure wird nur dann nachhaltig säurewirksam, wenn ihre erneute Aufnahme durch den Pflanzenbestand innerhalb der nachfolgenden Wochen unterbleibt, sei es durch Fehlen des Bestandes, durch höhere Mineralisierungsraten als zur Deckung des Pflanzenbedarfs erforderlich oder durch funktionsmindernde Veränderungen des Wurzelsystems. Insbesondere die Umwandlung von Wald in Acker kann durch Überschußmineralisierung zu einer langanhaltenden und besonders in der Anfangsphase das Puffervermögen des Bodens mehrfach überfordernden Freisetzung der starken Salpetersäure führen.



Abb. 1. Destabilisierungs- und Erholungsphasen von Waldökosystemen in Mitteleuropa (ULRICH und MEYER 1987).

Zum anderen dient der Ackerbau der Gewinnung von Biomasse als Erntegut, die dem Standort entzogen wird. Der beim Aufbau der Biomasse inkorporierte Kationenüberschuß erfordert zur Wahrung der Ladungsneutralität zwischen Bodenlösung und Pflanze die Abgabe einer äquivalenten Protonenmenge in die Bodenlösung. Das heißt, daß auch auf diese Weise eine den Boden belastende Versauerungsquelle in Gang gesetzt wird.

Die Wirkung dieser Vorgänge spiegelt sich in Abb. 1 (nach ULRICH und MEYER 1987) wieder, die zugleich die den Allgemeinzustand von Waldökosystemen charakterisierenden Begriffe "Elastizität" und "Stabilität" veranschaulicht. Es kann demzufolge solange als stabil betrachtet werden, wie die durch die Dynamik der internen Stoffumsätze (Mineralisation/Assimilation) verursachten Zustandsveränderungen innerhalb des Elastizitätsrahmens (äußere Begrenzung in Abb. 1) aufgefangen werden können. Der Elastizitätsrahmen ist im wesentlichen durch die Verwitterungsrate und die Leistungsfähigkeit des Austauscherpuffers (näheres weiter unten) vorgegeben. Seine Einengung durch Überforderung leitet die Ökosystemdestabilisierung ein.

Sie ist im Laufe der Geschichte, besonders seit dem Mittelalter (Phase III) z. T. erheblich verstärkt worden durch Übernutzung in Form von Streuabfuhr, Holzentnahmen (Städtebau, Schiffbau, Bergbau, Holzhandel, Holzkohle), die weitaus größer als der laufende Zuwachs waren, sowie durch Eintrieb von Vieh (Schafe, Ziegen, Schweine, Rinder), das besonders durch Verbiß die Verjüngung der Bestände beeinträchtigte. Dies hat über große Gebiete zur vollständigen Verdrängung der ursprünglichen Vegetationsformen geführt, an deren Stelle sich Ersatzgesellschaften wie Heiden und Krüppelwälder eingefunden haben. Begleitet und sich gegenseitig bedingend wurden diese Veränderungen von durchgreifenden Bodendegradationen, deren Ausmaß sich in der großflächigen Entstehung von Podsolen (Lüneburger Heide, Senne) manifestiert; teilweise haben sie bis zu weitgehenden Vegetationsentblößungen und in deren Gefolge zu verbreiteten Winderosionen geführt, deren Erscheinungsformen in Reisebeschreibungen des 17. und 18. Jahrhunderts eindrücklich geschildert werden. Zeugnisse hierfür findet man heute an vielen Stellen in Form "überwehter Podsole", d. h. mehrerer, geringmächtiger Podsole übereinander.

Diese den Begriff "katastrophal" rechtfertigende Entwicklung konnte seit Anfang des 19. Jahrhunderts durch die Einführung des Nachhaltigkeitsprinzips in der Forstwirtschaft abgewendet werden. Die Einhaltung des Grundsatzes, die Ernteentnahmen so zu begrenzen, daß sie durch den laufenden Zuwachs ausgeglichen werden, hat zu einer Erholung der Ökosysteme geführt (Phase 4). Sie läßt erkennen, daß in mittelfristigen Zeiträumen (Jahrhunderte) eine annähernde Wiederherstellung des ursprünglichen Stabilitätsrahmens möglich ist, vorausgesetzt, nachhaltige Überforderungen des Puffervermögens unterbleiben.

Mit der Veränderung des "chemischen Klimas" durch die mit der beginnenden Industrialisierung seit etwa Mitte des vorigen Jahrhunderts einsetzende Zunahme der Emissionen wird jedoch das schonende Nachhaltigkeitsprinzip gewissermaßen unterlaufen, indem anstelle der internen jetzt externe Säurequellen wirksam werden, die erneut in eine offenbar noch radikalere Phase der Destabilisierung forstlicher Ökosysteme überleiten.

2.2. Emissionsbedingte Veränderungen des "chemischen Klimas"

Gegenüber den internen weisen die externen, luftbürtigen Säurequellen als Ursachen von Standortschäden wesentliche Unterschiede auf. Dies gilt insbesondere für die Höhe und Persistenz des Eintrages von Protonen und Säurebildnern und für die Zufuhr konservativer Anionen, d. h. Anionen starker Säuren, die Festlegungsprozesse im Boden verhindern und damit seine Filterfunktion besonders wirksam beeinträchtigen. Zu ihnen zählen hauptsächlich Nitrat-, Sulfat- und Chloridionen.

Die Liste der eingetragenen Stoffe umfaßt jedoch weitaus mehr Komponenten, deren Höhe und Zusammensetzung regional und lokal erheblich variieren kann. Bedeutsam ist, daß neben indifferenten Neutralstoffen auch Nährstoffe unter ihnen sind, wie beispielsweise Nitrat.

Dominierende externe Säurequellen sind die Emissionen von SO_2 und NO_x . Abb. 2 zeigt die Entwicklung seit 1850, ausgedrückt im kmol H⁺/ha/a. Die Abbildung gibt ferner die Höhe der vorindustriellen, weitgehend natürlichen Säuredeposition an sowie die für Böden mittlerer Silikatausstattung geltende Neutralisationsrate durch die laufende Silikatverwitterung. Mit ihr ist die Grenze der unschädlichen Säurebelastbarkeit gegeben, die bei Böden mit reicherer Silikatausstattung (etwa aus basischen Magmatiten) bis zu 2 kmol IÄ/ha/a, bei silikatarmen Böden (etwa aus quarzitischen Sedimentgesteinen) weniger als die angegebenen 0,5 kmol/ha/a betragen kann. Ihre Überschreitung bedeutet die Aktivierung weiterer, reversibler Puffersysteme (Näheres nachfolgend) und damit den Anfang schädigender Auswirkungen auf den Boden.

Aus Abb. 2 geht ferner die bisherige Gesamtemission von NO_x und SO_2 hervor, hier als wichtige Hintergrundinformation für die Erklärung des Ausmaßes der Bodenschädigung. Es ist zu berücksichtigen, daß die emittierten Säuren und Säurebildner nicht in vollem Umfang wirksam, sondern durch luftchemische Prozesse bereits während des Ausbreitungstransportes zum beträchtlichen Teil neutralisiert werden. Die entsprechend verringerten Immissionsraten werden andererseits durch die akzeptorabhängige Interzeptionsdeposition wieder erhöht, womit der "Auskämm-Effekt" durch Pflanzenbestände gemeint ist, den sie auf die durchstreichende feuchte Luft, insbesondere auf Nebel und Wolken, ausüben. Dieser Effekt ist in starkem Maße abhängig von der Art des Bestandes sowie von seiner topographischen Lage. Exponierte luvseitige Nadelholzbestände erfahren auf diese Weise eine beträchtlich höhere Belastung als leeseitige Laubwälder.

Laubwälder	exponiert	Nadelwälde	r
geschützt		geschützt	exponiert
1,2-2,6	2,0-3,5	2,0-2,7	2,9-6,4

ULRICH 1985, gibt folgende Spannen der Gesamtsäuredeposition (kmol IÄ/ha/a) an

Typische Beispiele aus dem Mittelgebirgsraum sind in Tab. 1 aufgeführt.

In ihnen sind außer den Säuren bzw. ihren Vorstufen NO_x und SO_2 auch Säurebildner enthalten, hauptsächlich Metallionen, die schwerlösliche Hydroxide bilden, wie Mn, Al, Fe und weitere Schwermetallionen. Nicht enthalten ist dagegen das Ammonium (NH₄), das sowohl über seine Aufnahme durch die Pflanzen, meistens aber noch wesentlich stärker über seine Nitrifikation in ganz erheblichen, u. U. dominierendem Maße zur Säurebelastung beitragen kann.

Tab. 1. Gesamtsäureposition (kmol H+-Äquivalente/ha/a). Meßjahr: November 1982 bis Oktober 1983

auf Meßstellen in Nordrhein-Westfalen (BARTELS u.a. 1985)							
Meßstation	Freifläche	Fichte	Buche				
Haard	1,67	5,45	3,23				
Olpe	1,59	4,36	2,32				
Xanten	1,34	3,62	2,96				
Paderborn	1,52	4,08	2,15 .				
Monschau	1,07	2,43	1,53				
Elberndorf	1,34	3,79	2,19				

kmol/ha Summe kmol/ha/a 1860 70 SC INO NRSB VISD

Abb. 2. Jahresraten der Säureemission (NO_x und SO₂) in der Bundesrepublik Deutschland seit 1850. Eingesetzt: Kumulative Säureemission während des gleichen Zeitraums (ULRICH 1988).

NRSB: Neutralisationsrate durch Silikatverwitterung im Boden VISD: vorindustrielle Säuredeposition

2.3. Externe und interne Belastung des Bodens

Das ungeheure Ausmaß der Veränderungen der chemischen Beschaffenheit der Atmosphäre, wie sie sich für die wichtigsten Säurebildner NO_x und SO_2 aus Abb. 2 ablesen läßt, hat zu entsprechend gravierenden Belastungen des Bodens geführt. Sie werden hierbei nicht nur durch die Immissionen selbst verursacht. Vielmehr verursachen wiederum diese in noch einmal etwa gleichem Umfange eine bodeninterne Säureproduktion, die – wenn auch nicht in chemisch identischer Weise (s. weiter unten) – in der vorindustriellen Zeit die alleinige Ursache der Bodenversauerung war. Am Beispiel zweier Standorte mit mittlerer Silikatausstattung in exponierter Lage des niedersächsischen Hochsolling (500 m NN) werden Zahlen angegeben, die den Umfang dieser induzierten, zusätzlichen Säureproduktion ausweisen (Tab. 2). Für Fichtenbestände kann sich mithin eine Gesamtbelastung ergeben, die die flächenbezogene Emissionsrate (Abb. 2) erreicht oder auch überschreitet.

Tab.	2.	Bodeninterne	Nettoproduktion	von	Protonen	in	zwei	Waldökosystemen	(kmol	IÄ/ha/a,
			Mittelwerte von	1971	bis 1981),	(Bi	REDEM	IEIER 1987)		

		Buche	Fichte
1	Bodeninterne H ⁺ -Nettoproduktion	1,7	3,9
2	Produktion und Auswaschung organischer Anionen	0,1	0,5
3	Akkumulation von Kationenüberschuß im Zuwachs	0,7	1,5
4	Akkumulation von Kationenüberschuß im Auflagehumus	0,1	0,0
5	Aufnahme von NH_4^+ aus Deposition	0,9	1,1
6	Aufnahme von NO ₃ ⁻ aus Deposition	0,7	0,1
7	H ⁺ -Abpufferung im Kronenraum	0,6	0,9
8	2 + 3 + 4 + 5 + 7 - 6	1,7	3,9

Sie kann – wie bereits angedeutet – erheblich überschritten werden in Fällen hoher NH_4 -Einträge, wie sie besonders im Umfeld von Massentierhaltungen und Güllewirtschaft auftreten. Meßwerte (van BREEMEN et al. 1986, BENECKE 1990, unveröffentlicht) weisen Raten mit dem Bestandesniederschlag um 2,8 kmol IÄ/ha/a (entsprechend 50 kg NH_4 -N) aus, die dem Boden zugeführt werden. Eine vollständige Nitrifikation dieser Menge im Boden, die nicht auszuschließen ist, würde, sofern die Aufnahme der gebildeten Nitrationen unterbleibt, zu einer internen Protonenproduktion von 5,6 kmol IÄ/ha/a führen und damit zur wichtigsten Säurequelle im Boden werden. Es sei angemerkt, daß, selbst wenn man von der vorwiegend regional wirksamen, dort jedoch teilweise immense Belastungen verursachende NH_4 -Immission absieht, festzustellen ist, daß die Raten der gegenwärtigen Gesamtsäurebelastung verbreitet das irreversible, nachwirkungsfreie Puffervermögen von Böden mittlerer Silikatausstatttung um das 5- bis 10fache übertreffen. Auf die dadurch ausgelösten, standortschädigenden Prozesse wird im folgenden Abschnitt eingegangen.

2.4. Folgereaktionen im Boden und Untergrund

2.4.1. Bodenmatrix

Ökosysteme wurden bereits als zielsuchende Systeme mit weitgehend geschlossenen Stoffkreisläufen bezeichnet. Sie unterliegen – wenn man so will – einem natürlichen, standörtlichen Optimierungsprozeß, der dem Boden gleichzeitig seine Filterfähigkeit und damit seine Schutzfunktion gegenüber dem Grundwasser verleiht, für dessen Erneuerung er qualitativ hochwertiges, weiches, elektrolytarmes Sickerwasser an den Untergrund abgibt. Diese Funktion kann der Boden ausüben, solange sein chemischer Zustand allein durch die Silikatverwitterung kontrolliert und dadurch eine Absenkung des pH-Wertes der Bodenlösung unter 5 verhindert werden kann.

Dies setzt voraus, daß – vgl. Abb. 2 – Säurebelastungen unterhalb der durch die Silikatverwitterungsrate gegebenen Schwelle bleiben. Setzt man hierfür 0,5 kmol IÄ/ha/a als Richtwert an, so hieße dies für ungedüngte Waldbestände, daß jede über die Derbholznutzung hinausgehende Belastung zu nachteiligen bodenchemischen Zustandsveränderungen führen muß.

Die tatsächlich jedoch um ein vielfaches höheren aktuellen Belastungen hingegen reichen aus, um eine Folge charakteristischer Zustandsveränderungen herbeizuführen, die durch Spannen abnehmender pH-Werte, der Pufferbereiche, gekennzeichnet sind. Sie sind in Tab. 3 aufgeführt, aus der auch die Puffersubstanzen und die entstehenden Reaktionsprodukte zu ersehen sind.

Besondere Signifikanz kommt dem Austauscher-Pufferbereich zu, da mit dem Beginn seiner Inanspruchnahme die Herausbildung einer Versauerungsfront verbunden ist (vgl. Abb. 3). Er ist gekennzeichnet durch weitgehenden Umbau des "mobilisierbaren oberflächengebundenen Innenpools" (ULRICH 1988), von dem wiederum die Zusammensetzung des "gelösten Innenpools" abhängig ist. Der Umbau findet statt durch weitgehenden Ersatz der von der Bodenmatrix austauschbar gebundenen basischen Kationen hauptsächlich durch polymere Aluminiumionen. Dies bedeutet in mehrfacher Hinsicht eine Standortbeeinträchtigung:

- Das Ökosystem wird instabilisiert und verliert an Elastizität (Abb. 1).
- Puffernde und f
 ür die Pflanzenern
 ährung erforderliche Kationen (insbesondere Ca und Mg) gehen durch Auswaschung verloren; (korrespondierend werden die "nachgeschalteten" Gew
 ässerersysteme aufgeh
 ärtet).
- Die KAK (Kationenaustauschkapazität) als wesentlicher Ertragsfaktor wird stark gemindert.
- Als Folge verringert sich das Spektrum anbauwürdiger Holzarten sowie die Ertragsfähigkeit des Standortes mit wiederum zusätzlichen, meist negativen Auswirkungen auf den Bodenzustand.

Die begrenzte Leistungsfähigkeit des Austauscher-Pufferbereichs im Verhältnis zur Höhe der Belastung hat dazu geführt, daß heute in den meisten Waldböden bereits vorherrschend der Aluminium-Pufferbereich vorliegt, in den Oberböden verbreitet auch schon der Al/Feund nicht selten sogar in öberflächennahen Bodenabschnitten der Eisenpufferbereich.

Charakterisiert sind diese Zustandsbereiche durch die schon im Austauscherpufferbereich einsetzende Zerstörung von Tonmineralen einschließlich der Metalloxide. Die dabei erfolgende Freisetzung von Metallionen aus ihrer hydroxidischen Bindung wirkt gegenüber stärkeren Säuren puffernd, jedoch auf reversible Weise, d.h. die Säuren werden in wieder mobilisierbarer

Puffersubstanz	pH-Bereich	Reaktionsprodukt geringerer SNK (bodenchemische Veränderungen
Karbonat-Pufferbereich CaCO ₃	8,6>pH>6,2	Ca(HCO ₃) ₂ in Lösung (Ca- und Basenauswaschung)
Silikat-Pufferbereich primäre Silikate	ganze pH-Skala (vorherrschende Pufferreaktion in carbonatfreien Böden pH>5)	Tonminerale (Vergrößerung der KAK)
Austausch-Pufferbereich Tonminerale	$5 \gtrsim pH \gtrsim 4,5$	nicht austauschbare n[Al(OH) _x ^{(3-x)+}] (Blockierung permanenter Ladung, Reduktion der KAK)
Mn-Oxide	$5 \gtrsim pH \gtrsim 4,5$	austauschbares Mn ²⁺ (Reduktion der Basensättigung)
Tonminerale	$5 \gtrsim pH \gtrsim 4,2$	austauschbares Al ³⁺ (Reduktion der Basensättigung)
$n[Al(OH)_X^{(3-x)+}]$	4,5≳pH≥4,2	Al-hydroxosulfate (Akkumulation von Säure bei Belastung mit H ₂ SO ₄)
Aluminium-Pufferbereich $n[Al(OH)_{X}^{(3-x)+}]$ Al-hydroxosulfate	4,2>pH	Al ³⁺ in Lösung (Al-Auswaschung, Reduktion der permanenten Ladung?)
Al/Fe-Pufferbereich wie Al-Pufferbereich ferner: "Boden-Fe (OH) ₃ "	3,8>pH	organische Fe-Komplexe (Reduktion der permanenten Ladung?)
Eisen-Pufferbereich Ferrihydrit	3,2>pH	Fe ³⁺ (Reduktion der permanenten Ladung?)

Tab. 3. Puffersysteme und ihre pH-Bereiche in Böden (ULRICH 1986)

Form in schwächere Kationsäuren umgewandelt und können als solche gespeichert werden. Sie durchlaufen meist eine Folge polymerer Zwischenstufen abnehmender Hydroxilierung, bis sie mit weiter abnehmenden pH-Werten schließlich in toxisch wirksamer ionarer Form vorliegen. In Tab. 3 ist dies am Beispiel des Aluminiums beschrieben.

Diese Vorgänge müssen in ähnlicher Weise auch schon in der vorindustriellen Zeit abgelaufen sein, allerdings mit einem wichtigen Unterschied. Der damals fehlende Eintrag konservativer Anionen hat dazu geführt, daß die gebildeten und in ionarer oder komplexierter Form mobilen Kationsäuren zwar abwärts transportiert wurden, dabei jedoch in Bereiche höherer pH-Werte gelangten und dort wieder immobilisiert wurden. Es entstanden die charakteristischen, häufig als Orterde oder Ortstein ausgebildeten B-Horizonte der Podsole. Die Kationsäuren wurden nicht oder nur in geringem Maße in den Untergrund ausgetragen, so daß auch **keine** Belastung des Grundwassers erfolgte.



Abb. 3. Tiefengradienten der Bodenversauerung unter dem Einfluß der sauren Deposition (ULRICH 1989).

Demgegenüber werden z.B. in Fichtenbeständen des Mittelgebirges heute um 5, in exponierten Lagen bis über 8 kmol IÄ/ha/a (MATZNER u.a. 1984) konservativer Anionen – und mit ihnen die ladungsgleiche Menge Kationen – ausgetragen, hauptsächlich SO_4 . Sie verhindern die Reimmobilisierung der Kationsäuren und ermöglichen ihren Transport als begleitende Kationen bis in Grund- und – wie einleitend ausgeführt – teilweise auch schon Oberflächenwässer, deren Versauerung hauptsächlich sie verursachen.

Dieser Ablauf wird in der Regel für die beiden mengenmäßig wichtigsten Ionen, nämlich Al und SO_4 , verzögert durch die temporäre Bildung von Al-Hydroxosulfaten (PRENZEL 1983), die als metastabile Festform im pH-Bereich 4,5–4,2 (vgl. Tab. 3) auftreten, bei niedrigerem pH jedoch unter Puffwirkung gegenüber starken Säuren wieder aufgelöst werden. Auf diese Weise wandern sie mit der sich zur Tiefe hin ausbreitenden Versauerungsfront mit, und stellen so ein besonderes Gefahrenmoment für die Gewässerversauerung dar (BENECKE 1989).

Die Wirkung der geschilderten Prozesse auf den Standortsfaktor Boden wird in Abb. 3 veranschaulicht. Die Versauerungsfront (als unterer Abschnitt des Austauscherpufferbereichs; hier in 1,5 m Tiefe angenommen) trennt den tieferen Silikatpufferbereich mit hoher Basensättigung vom höheren Al-Pufferbereich mit hoher Al-Sättigung des Austauschers, der bis in die Nähe der Oberfläche reicht und dort seinerseits vom Fe/Al-Pufferbereich mit noch geringeren pH-Werten überlagert wird. In ihm wird das austauschbar gebundenen Al teilweise durch Protonen und Fe-Ionen ersetzt. Dieser Bereich reicht bis in die Of-Lage des Auflagehumus hinein und geht dort in den jüngsten, vom letzten Streufall geprägten Abschnitt des Auflagehumus über, der demzufolge wieder eine dominierende Basensättigung aufweist.

Das den natürlichen Verhältnissen kraß zuwiderlaufende Ausmaß der Standortschädigung läßt sich aus dieser Darstellung ablesen: Der Lebensraum "Boden" wird von lebensfeindlichen Ionen ohne Nährstoffbedeutung beherrscht (näheres zur Bodenlösung im folgenden Abschnitt), mit der Folge seiner biologischen Verödung einschließlich des Rückzugs der feinen Wurzeln in den Auflagehumus. Der Boden verliert zunehmend seine Filterfunktion und nähert sich dem Zustand einer inerten Matrix, in der nur noch minimale Wechselwirkungen mit den Inhaltsstoffen des durchsickernden Niederschlagswassers stattfinden.

Aus zahlreichen Literaturdaten und Bodenuntersuchungsergebnissen im Rahmen der forstlichen Standorterkundung geht hervor, daß die Verdrängung von Kationbasen (K, Ca, Mg) durch Kationsäuren (H, Mn, Al, Fe) vom Austauscherkomplex des Bodens weit fortgeschritten ist. Ihre ökologisch-standörtliche Bedeutung geht aus den in Tab. 4 (MEIWES u.a. 1988) verzeichneten Kennwerten der Basensättigung hervor. Elastizität und Versorgungsangebot verringern sich parallel zur Abnahme der Basensättigung, während umgekehrt die Toxizitätsbedingungen zunehmen. Als kritischer Schwellenwert der Elastizität gilt ein (Ca+Mg)-Anteil von 15% an der effektiven Austauschkapazität (AK_{eff}). Mit seiner Unterschreitung verstärkt sich auch der Nährstoffmangel bzw. die Düngebedürftigkeit.

GEHRMANN u.a. (1987) fanden für 45 B-Horizonte unter Fichtenbeständen Nordrhein-Westfalens folgende prozentualen (Ca+Mg)-Anteile an der AK_{eff} :

	Schiefergebirgslehme	Lößlehme	Sande	
Mittelwert	3	5	5	
Spanne	1-37	1-16	3-37	
n	29	11	5	

Diese für sehr viele, namentlich fichtenbestockte Waldböden geltenden, nur noch äußerst geringen austauschbaren Basenvorräte scheinen so etwas wie den Charakter eines "eisernen Bestandes" zu haben. Da zudem die entsprechende Gesamtmenge in den meisten Fällen geringer als die zum Aufbau einer weiteren Baumgeneration benötigte ist, tritt deutlich das mit dieser Entwicklung verbundene Risiko für die zukünftige Forstwirtschaft zutage, das unabweisbar auch ein Risiko für die Wasserwirtschaft ist.

2.4.2. Bodenlösung

Aus Abb.3 und Tab. 4 ist zu entnehmen, daß mit fortschreitender Versauerung der Umfang des "mobilisierbaren oberflächengebundenen Innenpools" (= AK_{eff} = effektive Austauschkapazität) stark reduziert wird und die basischen Kationen nahezu vollständig verdrängt werden. Dies bedeutet für die Bodenlösung, den "gelösten Innenpool", eine ebenfalls nahezu vollständige Veränderung ihres Lösungsinhaltes nach Konzentration und Zusammensetzung. Zwi-

Zeit	Tiefe cm u. Fl.	pH	M _b	Ma	$M_b + M_a$	Az	Ca/AL	Ca/H	Mg/Al	Baumart, Lage, Autor
1982-85	10	4,07	1,14	0,47	1,61	0,29	4,05	4,90	0,87	Buche, Harste, Bredemeier, 1987
	20	4,17	1,07	0,46	1,53	0,30	3,75	5,75	0,78	,,
	40	4,42	1,15	0,20	1,35	0,15	9,75	11,2	1,65	,,
	80	5,30	1,94	0,10	2,04	0,05	86,0	15,5	8,4	"
1981-83	100	7,8	3,2	0,003	3,2	0	00	00	∞	Buche, Göttinger Wald, Meiwes, u. a., 1988
1982-85	40	4,42	1,15	0,20	1,35	0,15	9,75	11,2	1,65	Buche, Harste, Bredemeier, 1987 (s. oben)
1984-85	100	4,30	1,08	0,98	2,06	0,48	0,77	4,6	0,50	Fichte, Witzenhausen, Balazs, 1989
1977-82	80	4,21	0,16	0,25	0,41	0,61	0,51	0,48	0,27	Fichte, Harz (Lange Bramke), Hauhs, 1989
1985-86	100	4,03	0,62	1,41	2,03	0,69	0,29	1,3	0,20	Fichte, Hils, Wiedey u. Raben, 1989
1973-85	90	4,03	0,50	1,57	2,07	0,76	0,18	0,90	0,12	Fichte, Solling, Matzner, 1988
1984–87	90	4,2	0,21	0,77	0,98	0,78	0,18	0,66	0,10	Fichte, Rothaargebirge, Benecke, 1990 (unveröffentlicht)

Tab. 4. Mittlere gewogene Mb- und Ma-Konzentrationen sowie Aziditäts- und Toxizitätsparameter der Lösung in verschiedenen Bodenhorizonten*)

*) Mb-Kationen: Na, K, Ca, Mg; Ma-Kationen: H, Fe, Mn, Al, mmol IÄ/l

Az: Aziditätsgrad der Bodenlösung = M_a -Kationen/($M_a + M_b$ -Kationen)

Ca/Al und Ca/H: Toxizitätsparameter für Fichten- und Buchenwurzeln (vgl. Tab. 5), mol/mol, Meiwes u. a. 1984

Mg/AL <0,2: Mg-Mangelsymptome bei Fichten (Jorns u. Hecht-Buchholz, 1985)

schen beiden Phasen besteht die allgemeine Tendenz zur Einstellung von Lösungsgleichgewichten, d.h. sie bedingen sich in ihrem jeweiligen chemischen Zustand gegenseitig. Tab. 4 bietet mit Hilfe von Ionenrelationen einen Überblick, in welcher Weise die Bodenlösung auf die Veränderung der Kationenbelegung der Festphase beim Durchlaufen der Pufferbereiche reagiert. Sie treten – vgl. Abb. 3 – besonders markant im Austauscherpufferbereich in Erscheinung, in dem die vorher mit über 80% Anteil weitaus vorherrschenden basischen (M_b) Kationen in zunehmendem Maße durch versauernd wirkende (M_a) Kationen ersetzt werden. In der Bodenlösung spiegeln sich diese Veränderungen in den in Tab. 4 aufgeführten Aziditätswerten wider. Die Tabelle enthält in ihrem oberen Teil verschiedene Tiefenstufen desselben Bodenprofils, einer Parabraunerde aus einer 80 cm mächtigen Lößfließerde über Muschelkalk (BREDE-MEIER 1987). Unmittelbar oberhalb des Muschelkalks befindet sich der Boden noch im Silikatpuffer-, 40 cm höher bereits im Austauscherpufferbereich.

Die Versauerungsfront befindet sich demnach zwischen diesen beiden Tiefen. Maßgeblich für diese relativ geringe Tiefe sind:

- die geringere Interzeptionsdeposition der Baumart Buche in Vergleich zur Fichte (Tab. 1)
- die nicht-exponierte Lage und
- der in wurzelerreichbarer Tiefe vorliegende Muschelkalk als Basenquelle

Dennoch befindet sich der Oberboden bereits im Al-Pufferbereich, mit allerdings ökophysiologisch noch unbedenklichen Werten der Ionenverhältnisse.

Im unteren Teil der Tabelle ist zunächst zum Vergleich eine noch im Karbonatpufferbereich befindliche Terra fusca-Rendzina aus Muschelkalk aufgeführt. Die darunter folgenden Böden sind nach zunehmenden Aziditätsgraden geordnet. In ihnen sowie in den Ca/Al-Quotienten spiegeln sich die abnehmende Basen- und zunehmende Al-Sättigung der Bodenmatrix klar wider. Dabei fällt auf, daß die molaren Konzentrationen einem anderen Variationsmuster folgen, bei dem offenbar die von der Niederschlagshöhe abhängige Rate des Sickerwassers (hier nicht aufgeführt) eine mitbestimmende Rolle spielt. Bloße Konzentrationsangaben sind demnach weniger geeignet, den Versauerungszustand zu kennzeichnen.

Bemerkenswert ist hierzu, daß – den Ergebnissen von MURACH und MATZNER (1987) zufolge – die Ionenrelationen im Übergangsbereich zu den kritischen Werten starke zeitliche Schwankungen aufweisen, d.h. Streß- und Erholungsphasen sich abwechseln, während sie sich im kritischen Bereich selbst stabilisieren und damit auf die Pflanzen einen Dauerstreß ausüben und außerdem ein gleichmäßig Metallionen-befrachtetes Sickerwasser hervorrufen können.

Um die Sickerwasserbeschaffenheit am zweitletzten Beispiel in Tab. 4 (Fichte, Solling) zu veranschaulichen, sind in Abb. 4 die Wasser- und Stoffflüsse durch ein Fichtenwaldökosystem in exponierter (stärker immissionsbelasteter) Lage dargestellt. Man sieht, daß sich die Ionenrelationen während der Passage durch das Kronendach nur begrenzt verändern, daß aber die Stoffflußraten auf nahezu den 3fachen und die Konzentrationen auf knapp den 4fachen Wert ansteigen. In diesen Zahlen spiegelt sich die hohe Interzeptionsdeposition von Fichtenbeständen wider. Bei der Passage durch den Boden steigt die Konzentration weiter an, und zwar auf über den 7fachen Wert, mitverursacht durch die verdunstungsbedingte "Eindickung" des Bodenwassers. Die Stoffflußraten dagegen bleiben etwa gleich, weisen jedoch bei den Kationen, und nur bei ihnen, eine stark veränderte Zusammensetzung auf, in der sich die Beschaffenheit des "mobilisierbaren oberflächengebundenen Innenpools" widerspiegelt.

Die Säurebilanz des Bodens ist stark negativ (Austrag = 1,75*Eintrag), wobei der hohe Anteil eingetragener Protonen, besonders als H₂SO₄, weitgehend durch Freisetzung von Alumi-



Abb. 4. Wasser- und Ionenflüsse durch ein Fichtenwaldökosystem im Solling. Mittelwerte der Ionenäquivalentmengen pro Hektar und Jahr über den Zeitraum von 1969 bis 1983. (Daten nach MATZNER u.a. 1984, Benecke 1987).

nium zurückgehalten wurde. Aus einer starken hat sich mithin eine schwächere (mittelstarke) Säure in Form dieser Kationsäure gebildet. Zusätzlich ist Al zusammen mit SO₄ in erheblichem Umfang mobilisiert worden, sehr wahrscheinlich durch Auflösung zuvor während der Austauscher-Pufferphase (vgl. Tab. 3) gebildeter Al-Hydroxosulfate. Die Säurebelastung des Untergrundes ist ausweichlich dieser Zahlen, bei denen es sich um Mittelwerte der 15-Jahresperiode von 1969 bis 1983 handelt, mit rd. 6,5 kmol IÄ/ha/a bereits sehr hoch. Jüngste, vorläufige und noch unveröffentlichte Analysen von Bohrkernen des Buntsandsteinuntergrundes (obere, relativ feinkörnige und feinplattige Solling-Folge) stützen die Annahme, daß die Versauerungsfront gegenwärtig annähernd 4 m Tiefe u. GOF erreicht hat.

3. Ausbreitung der Versauerung im Untergrund

Dieser letzte Hinweis des vorangehenden Abschnitts zeigt, wenn man so will, daß als Folge der Höhe und Persistenz der gegenwärtigen Säureeinträge und vor allem der mit ihnen zugeführten konservativen Anionen bodenkundliche Prozesse begonnen haben, sich über den "klassischen" Bodenprofiltiefenbereich hinaus auszudehnen. Denn in der Tat kann man von Kryptopodsolierung sprechen, um damit die Tiefenverlagerung von Metallionen zu umschreiben, von der besonders das – keine farblichen Veränderungen hervorrufende – Aluminium be-

ATMOSPHÄRE	atmogene Säuredeposition	Wirkungen chemische ∣ ökologische			
TERRESTRISCHE ÖKOSYSTEME	SICKERWASSER- ZONE Boden, Untergrund	versauert	Waldschäden Waldsterben		
AQUATISCHE ÖKOSYSTEME	GRUNDWASSER- ZONE Boden, Untergrund (Gleye)	ver -			
	GEWÄSSER	Saderind			
	Quellen, Bäche, Seen		Fischsterben		
	SEDIMENTE Bäche, Seen	noch unver-			
		sauert			

Abb. 5. Schema der Wege und Wirkungen der sauren Depositionen; * Tiefenverlauf der Versauerungsfront abhängig vom Verhältnis Säurebelastung/Pufferfähigkeit des Substrates.

troffen ist, begleitet von nicht unbedeutenden Mn-Frachten, die man als Kluftbeläge wiederfinden kann, sowie von Spurenstoffen aus dem Schwermetallsortiment.

Abb. 5 versucht, die gegenwärtige Situation in einem allgemeinen Schema darzustellen. Insbesondere soll zum Ausdruck kommen, daß die Versauerungsfront (vgl. Abb. 3) sich entweder noch im Boden, oder bereits im Untergrund oder schließlich auch schon in den Oberflächengewässern befinden kann. Maßgeblich hierfür sind:

- die Gesamtsäurebelastung
- das aktivierbare Puffervermögen von Boden und Gestein
- die Ausdehnung des Sicker- und Grundwasserleiters
- die Beschaffenheit der Fließwege (Wegsamkeiten)

Bei ungünstiger Kombination, wie man sie häufig in Kammlagen der Mittelgebirge antrifft, ist die Versauerung bereits eingetreten (vgl. auch weiter unten Abb. 8) und mit ihr die eingangs skizzierten, verheerenden ökologischen Folgen.



Abb. 6. Wasser- und Ionenflüsse durch den Untergrund eines bewaldeten Einzugsgebiets im Oberharz (Lange Bramke, 35jährige Fichte). Mittelwerte der Ionenäquivalentmengen pro Hektar und Jahr über den Zeitraum von 1977 bis 1979 (Daten nach HAUHS 1985, BENECKE 1987).

PAUL BENECKE

Bezogen auf die Gesamtfläche der Einzugsgebiete gilt dies zwar gegenwärtig erst für einen kleinen Anteil, der sich jedoch unverkennbar immer weiter ausdehnt. D.h. gegenwärtig überwiegen noch die Fälle, wie sie in Abb. 6 dargestellt sind. Sie zeigt, hier am Beispiel des intensiv untersuchten Einzugsgebiets der "Langen Bramke" im Oberharz, daß noch eine vollständige Säurepufferung zwischen Aussickerung aus dem Boden und dem Wiederzutagetreten im Vorfluter erfolgt. Puffersubstanzen sind Ca- und Mg-Ionen, womit ein deutlicher Hinweis gegeben ist, daß sie vom Austauschersystem des Untergrundes verdrängt worden sind. Mit anderen Worten, es handelt sich wahrscheinlich um die Inanspruchnahme des Austauscherpuffers. Dies bedeutet aber auch zugleich die Herausbildung einer Versauerungsfront, die mit der fortschreitenden Erschöpfung des (kapazitätsschwachen) Austauscherpuffers beständig in Richtung auf die aquatischen Systeme weiterwandert. Derzeitig befindet sie sich noch im mittleren bis unteren Bereich der 3–4 m mächtigen Hangschuttbedeckung; im Kammbereich allerdings schon beträchtlich tiefer.



Abb. 7. Lage der Versauerungsfront in Waldböden des Einzugsgebiets der Söse/Harz; KAK = Kationenaustauschkapazität (Entwurf: VOLKER MALESSA, vgl. Malessa u.a. 1989).

Analysen der Austauscherbelegung an Bohrproben des Einzugsgebiets der Söse/Harz (MALESSA u. a., 1989) haben gezeigt daß die Versauerungfront auf basischem, silikatreichem Gestein die 1-m-Tiefenmarke unterschritten hat, während sie sich auf Gesteinen mittlerer Silikatausstattung in etwa 2 m Tiefe und auf Quarziten bereits unterhalb der Bohrtiefe, vermutlich in etwa 5 m Tiefe befindet.

Diese Annahme stützt sich nicht zuletzt auf Ergebnisse in Sandgebieten, für die, bei geringerer Belastung, schon Tiefen bis zu 10 m u. GOF gefunden wurden. HOEKS, 1986, leitet aus seinen Untersuchungen eine jährliche Tiefenwanderung der Versauerungsfront von knapp 10 cm ab.

Für die Talsandflächen Nordwestdeutschlands berichten ULRICH und MEYER (1987), daß schon zwischen 1920 und 1930 der chemische Bodenzustand dem *nach* Durchgang der Versau-

erungsfront (Abb. 3 u. 7) entsprach. LÜCKEWILLE (1990) vermutet, daß dies in der durch Übernutzung extrem belasteten Senne des Münsterschen Beckens noch früher geschehen sein müsse. Ähnliche Befunde werden von MULDER (1988) aus den Niederlanden berichtet.

Die aktuelle Tiefe der Versauerungsfront wird für die Senne-Sandgebiete bei Bielefeld von LÜCKEWILLE (1990) mit 5–10 m u. GOF angegeben. Für die Talsande des Fuhrberger Feldes fanden BÖTTCHER u. a. (1985) Al-Konzentrationen bis >8mg/1 bis in 8 m Tiefe. Zwischen 8 und 12 m Tiefe stieg korrespondierend der pH-Wert von 4–4,5 auf etwa 6 an.

Entsprechende Angaben sind für den Festgesteinsuntergrund von Mittelgebirgsstandorten derzeit noch nicht möglich, doch wird man hier eher von einigen dm/Jahrzehnt ausgehen können. Diese Schätzung beruht auf Vergleichen zeitlich um einige Jahrzehnte auseinander liegender Zustände, wie sie in Abb. 7 veranschaulicht sind. Außerdem lassen sich auch an Beobachtungen und Messungen an Quellen aus dem Harz und anderen Mittelgebirgsstandorten entsprechende Rückschlüsse ziehen. Diese sind heute vielfach schon vollständig versauert (vgl. Literaturzitate am Anfang der Einleitung) und demzufolge gilt dies auch für die von ihnen gespeisten Bäche in ihren oberen Abschnitten häufig schon ganzjährig, so daß sie auch bei Niedrigwasserführung pH-Werte <5, häufig auch <4,5, aufweisen. Mit zunehmender Entfernung von den Quellen erreichen die Bäche meist weniger exponierte Lagen, die der atmogenen Belastung weniger ausgesetzt sind. Zudem nehmen Mächtigkeit und Erstreckung der Sickerund Grundwasserleiter gewöhnlich zu. Damit sind längere Fließwege und Kontaktzeiten mit dem durchströmten Gestein gegeben und es herrschen Verhältnisse vor, wie sie in Abb. 6 veranschaulicht sind. Dabei sind höhere Bachabschnitte gesondert zu betrachten, da sie in der Regel periodisch saure Wässer führen, und zwar korrelierend mit der Abflußspende. Auch in dieser Dynamik spiegelt sich das Versauerungsausmaß des zugehörigen Teileinzugsgebiets anschaulich wider, da das dem Vorfluter zuströmende Grundwasser um so mehr oberflächennähere Fließwege benutzen muß, je größer die Sickerwasserspende ist. Damit steigt die Wahrscheinlichkeit, daß der Chemismus überwiegend von der Wechselwirkung des sauren Bestandsniederschlags (Tab. 1) mit der bereits im Al-Pufferbereich befindlichen, durchströmten Matrix entsprechend Abb. 4 geprägt wird. Auf diese Weise entstehen "Bachsäureschübe", und zwar mehr oder weniger periodisch mit den Frühjahrshochwässern sowie episodisch nach Starkregenereignissen. In den übrigen Zeiten überwiegt der Zustrom neutralisierten Grundwassers und die pH-Werte steigen wieder auf >6 an.

Mit den Säureschüben gekoppelt ist ein hier bedeutsamer Verlagerungsmechanismus für Metallionen, die bei höheren pH-Werten im Bachsediment immobilisiert werden. In Säureschubphasen kann eine Remobilisierung erfolgen, und zwar sowohl durch Rücklösung als auch durch Sedimenttransport wegen des stärkeren Transportvermögens höherer Abflüsse.

MATSCHULLAT (1989) hat im Einzugsgebiet der Söse/Harz entsprechende Bachuntersuchungen vorgenommen und kommt zu dem Schluß, daß man auch von "Bachsäurefronten" reden kann. Er findet, daß die Schwermetallgehalte der Bachsedimente in bestimmten Höhenzonen Maxima aufweisen. Hierbei ist eine Differenzierung nach der Mobilisierbarkeit zu beobachten, wie sie am Beispiel des Nickels (leichter mobilisierbar) und des schwerer mobilisierbaren Bleis aus Abb. 8 ersichtlich ist. Das Ni-Maximum findet sich in Höhenlagen um 500 m NN und damit in einem etwa 50 m tieferen Niveau als das Pb-Maximum. Über die gleiche Höhendifferenz ändert sich der vorherrschende pH-Wert stromabwärts von 6,5 auf 7,0. Die Abbildung zeigt außerdem, daß oberhalb 600 m der Bereich ständig saurer Bachwässer mit pH-Werten <4,2 beginnt. Für das nach seinem Angaben in sehr hohen Konzentrationen von 10–15% der Sedimenttrockenmasse auftretende Al gilt, daß zwar kein deutliches, höhenspezifisches Maximum erkennbar ist, jedoch eine Tendenz zu Höchstwerten zwischen 300 und 400 m NN sich abzeichnet. Auch für Zink, das mit Gehalten um 500–1000 ppm ermittelt wurde, gilt eine ähnliche Höhenverteilung. Der Söse-Stausee befindet sich in 327 m NN.





Abb. 8. Nickel- und Bleigehalte in Bachsedimenten (Fraktion <63 m) im Einzugsgebiet des Sösestausees, relativ zum vorherrschenden pH-Wert in der jeweils angegebenen Höhe über NN (MATSCHULLAT 1989).

4. Abschließende Betrachtung

Findet eine sich ausdehnende Versauerung von Böden und Untergrund unter Waldbestockung statt? Diese Frage kann man heute trotz eines vielfältigen, bisweilen gegensätzlichen Meinungsbildes sowohl in der öffentlich-politischen, der technisch-praktischen als auch der wissenschaftlichen Diskussion schon aufgrund empirischer Evidenz als nicht mehr strittig ansehen. Die Frage spitzt sich vielmehr zu auf das "wie" und "wie schnell".

"Wie", um mit Hilfe der Ursachenanalyse vertretbare Konzepte für lebensnotwendige und zukunftssichernde Gegenmaßnahmen zu entwickeln; "wie schnell", um damit nicht zu spät zu kommen.

Der gegenwärtige Kenntnisstand reicht aus, um die Entwicklung der historischen und der – davon strikt zu unterscheidenden – heutigen Zustandsveränderungen im Boden hinreichend zu erklären, und um die damit verbundenen Risiken zunächst für den Wald deutlich zu machen.

Die gegenwärtige Aufgabe besteht darin, aus diesen Erkenntnissen die Konsequenzen unseres Umgangs mit den natürlichen Ressourcen zu realisieren und unser zukünftiges Handeln auf Wiederherstellung und Bewahrung auszurichten. Der Stellenwert dieser Aufgabe wird sicher heute noch weitgehend verkannt; er dürfte jedoch in dem Umfang an Gewicht gewinnen, in dem ernste Risiken auch für die Trinkwasserversorgung unübersehbar werden.

Die Abläufe im Boden, der unter Wald heute auf der überwiegenden Fläche ein als Trinkwasser nicht mehr brauchbares Sickerwasser an den Untergrund abgibt, wurden deswegen vergleichsweise ausführlich behandelt, weil sie als warnender Modellfall für die nun im Untergrund sich ausbreitende Versauerung dienen können, auch wenn sich weder das "wie" und schon gar nicht das "wie schnell" einfach übertragen lassen.

Man wird einerseits davon ausgehen können – und die bisher vorliegenden Ergebnisse unterstützen diese Annahme –, daß sich mit zunehmender Verringerung der Fließquerschnitte die Versauerung immer schneller ausbreiten wird, während andererseits in Betracht zu ziehen ist, inwieweit das auch nach dem Durchgang der Versauerungsfront durch Verwitterung entstehende Säureneutralisierungsvermögen die Belastung des "Frontbereichs" vermindert. Dieser Frage kann wohl nur auf dem Wege von Stoffumsatzuntersuchungen auf der Basis von Flüssebilanzen nachgegangen werden, wie sie im Prinzip in Abb. 6 veranschaulicht sind. Allerdings müßten sie hierfür wesentlich aufwendiger durchgeführt werden, um der erforderlichen engräumigen Kompartimentierung der Fließregion im vermuteten Bereich der Versauerungsfront zu genügen. Für derartige Untersuchungen steht noch keine bewährte Methodik zur Verfügung. Auch hier scheint es sinnvoll, die bei der Untersuchung der Böden gemachten Erfahrungen anzuwenden, um mit ihrer Hilfe den Strömungsbedingungen im Festgesteinswasserleiter angepaßte Untersuchungsverfahren zu entwickeln.

Aus den jetzt schon vorliegenden, hier nur beispielhaft mitgeteilten Ergebnissen, läßt sich unzweifelhaft erkennen, daß es bei der Ausbreitung der Versauerung im Untergrund nicht mehr um die Frage des "ob" gehen kann, sondern darum, "wann" sie voraussichtlich ein Ausmaß erreicht hat, daß weder ökologisch noch wasserwirtschaftlich tragbar ist.

PAUL BENECKE

5. Schriftenverzeichnis

- BALAZS, A. (1985): Säurebilanz eines Fichtenbestandes im Hessischen Forstamt Witzenhausen. Mitt. DVWK, 17: 167–174, 2 Abb.; Bonn.
- BARTELS, U., BLOCK, J. (1985): Ermittlung der Gesamtsäuredeposition in nordrhein-westfälischen Fichtenund Buchenbeständen. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 148: 689–698, 1 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- BENECKE, P. (1987): Die Versauerung bewaldeter Wassereinzugsgebiete. Geowiss. in unserer Zeit, 5. Jg.,
 1: 19–26, 7 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- (1989): Die Bedeutung des Waldes für die Trinkwassergewinnung im Harz und Gefahren für seine Qualität. - AFZ, 18-20: 462-467, 6 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BÖTTCHER, J., STREBEL, O., DUYNISVELD, H. M. (1985): Vertikale Stoffkonzentrationsprofile im Grundwasser eines Lockergesteins-Aquifers und deren Interpretation (Beispiel Fuhrberger Feld). – Z. dt. geol. Ges., 136: 543–552, 9 Abb.; Hannover.
- BREDEMEIER, M. (1987): Stoffbilanzen, interne Protonenproduktion und Gesamtsäurebelastung des Bodens in verschiedenen Waldökosystemen Norddeutschlands. – Ber. d. Forschungszentr. Waldökosysteme/Waldsterben d. Univ. Göttingen, Reihe A, 33: 1–183, 23 Abb., 21 Tab.; Göttingen.
- BREEMEN, N. VAN, VISSER, P. H. B. DE, GRIMSVEN, J. J. M., VAN (1986): Nutrient and proton budgets in four soil vegetation systems underlain by pleistocene alluvial deposits. – I. Geol. Soc. 143: 659–666, 1 Abb., 7 Tab.; London.
- GEHRMANN, J., BÜTTNER, G., ULRICH, B. (1987): Untersuchungen zum Stand der Bodenversauerung wichtiger Waldstandorte im Land Nordrhein-Westfalen. Ber. d. Forschungszentr. Waldökosysteme/Waldsterben d. Univ. Göttingen, Reihe B, 4: 1–233, 3 Abb., 8 Tab.; Göttingen.
- HAUHS, M. (1985): Wasser- und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der Langen Bramke (Harz). Ber. d. Forschungszentr. Waldökosysteme/Waldsterben d. Univ. Göttingen, 17: 1–206, 60 Abb., 22 Tab.; Göttingen.
- HEITKAMP, U., CORING, E., LESSMANN, D., ROMMELMANN, J., RUDDENKLAU, R., WULFHORST, J. (1989): Ökologische Untersuchungen zur Gewässerversauerung im Harz. – Mitt. DVWK, 17: 393–406, 6 Tab.; Bonn.
- HEINRICHS, H., WACHTENDORF, B., WEDEPOHL, K. H., RÖSSNER, B., SCHWERDT, G. (1986): Hydrogeochemie der Quellen und kleineren Zuflüsse der Sösetalsperre (Harz). – Neues Jahrbuch Miner., Abh., 156 (1): 23–62; Stuttgart.
- HOEKS, J. (1986): Acidification of groundwater in the Netherlands. Manuskript, eingereicht für Water, Air and Soil Pollution.
- KATSCHNER, W., FIEDLER, H. J. (1987): Zum Aluminiumgehalt in Bachwässern aus Fichtenökosystemen der unteren Berglagen. Beitr. Forstwirtsch., 21 (1): 6–9, 2 Abb.; Eberswalde.
- LINNENBACH, M. (1989): Auswirkungen der Gewässerversauerung auf Amphibienpopulationen südwestdeutscher Mittelgebirgslagen. – Mitt. DVWK, 17: 443–450; Bonn.
- LÜCKEWILLE, A., SPÄH, H., THESING, U. (1984): Aluminiumhydroxidausflockungen in Quellbächen der Senne (Teutoburger Wald) aus Folge saurer Niederschläge. – In: Umweltbundesamt (Hrsg.), Materialien, 1/84: 106–120; Berlin.
- (1990): Bach- und Gewässerversauerung in der Senne am Teutoburger Wald. Dipl.-Arb., Univ. Bielefeld, Fak. Biologie Abt. f
 ür Ökologie, 144 S, 28 Abb., 16 Tab., Anh.; Bielefeld.
- MALESSA, V., ULRICH, B. (1989): Beitrag zum Einfluß der Bodenversauerung auf den Zustand der Grund- und Oberflächengewässer. Mitt. DVWK, 17: 213–220, 1 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- MARTHALER, R. (1989): Toxizität und Akkumulation von Metallen in sauren Gewässern, untersucht an der Bachforelle (*Salmo trutta* F. Vario L.) Mitt. DVWK, **17**: 435–441, 1 Tab.; Bonn.
- MATSCHULLAT, J. (1989): Umweltgeologische Untersuchungen zu Veränderungen eines Ökosystems durch Luftschadstoffe und Gewässerversauerung (Sösemulde, Harz). – Göttinger Arb. Geologie u. Paläont.,
 42: 110 S., 32 Abb., 31 Tab.; Göttingen.
- MATZNER, E. (1987): Der Stoffumsatz zweier Waldökosysteme im Solling. Habilitationsschrift Forstwiss. Fachbereich der Univ. Göttingen, 19 Abb., 34 Tab.; Göttingen.
- KHANNA, P. K., MEIWES, K. J., CASSENS-SASSE, E., BREDEMEIER, M., ULRICH, B. (1984): Ergebnisse der Flüssemessungen in Waldökosystemen. – Ber. d. Forschungszentr. Waldökosysteme/Waldsterben, 2: 29–49, 16 Tab.; Göttingen.

- MEIJERING, M. P. D. (1989): Flohkrebse (Gammarus) als Indikatoren für Sauerstoffschwund und Versauerung in Fließgewässern. Mitt. DVWK, 17: 369–382, 6 Abb.; Bonn.
- MEIWES, K. J., BEESE, F. (1988): Ergebnisse der Untersuchungen des Stoffhaushaltes eines Buchenwaldökosystems auf Kalkgestein. – Ber. d. Forschungszentr. Waldökosysteme/Waldsterben d. Univ. Göttingen, Reihe B, 9: 1–141, 36 Abb., 48 Tab.; Göttingen.
- MULDER, J. (1988): Impact of acid atmospheric deposition on soils: field monitoring and aluminium chemistry. – Diss., Landw. Univ. Wageningen, 163 S.; Wageningen.
- MURACH, D., MATZNER, E. (1987): The influence of soil acidification on root growth of Norway spruce (*Picea abies* Karst.) and European beech (*fagus silv*. L.). IUFRO workshop "Woody plant growth in a changing chemical and physical environment", 6 Abb., 1 Tab.; Vancouver.
- PRENZEL, J. (1983): A mechanism for storage and retrieval of acid in acid soils. In: Ulrich and Pankrath (eds.) Effects of accumulation of air pollution in forest ecosystems, 157–170, 3 Abb., 3 Tab.; Reidel – Dordrecht – Boston – London.
- PUHE, J., ULRICH, B. (1985): Chemischer Zustand von Quellen im Kaufunger Wald. Arch. Hydrobiol., 102: 331–342, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- QUADFLIEG, A. (1990): Zur Geohydrochemie der Kluftgrundwasserleiter des nord- und osthessischen Buntsandsteingebietes und deren Beeinflussung durch saure Depositionen. – Geol. Abh. Hessen, 90: 110 S., 26 Abb., 24 Tab., 8 Beil.; Wiesbaden.
- ULRICH, B. (1985): Natürliche und anthropogene Komponenten der Bodenversauerung. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 43: 159–187, 3 Abb.; Göttingen.
- (1986): Die Rolle der Bodenversauerung beim Waldsterben: Langfristige Konsequenzen und forstliche Möglichkeiten.
 - Forstwiss. Centralbl. 105 (5): 421-435, 2 Tab.; Hamburg – Berlin (Parey).
- (1987): Stability, elasticity and resilience of terrestrial ecosystems with respect to matter balance. Ecological Studies, Vol. 61: 11-49, 5 Abb., 2 Tab., SCHULZE, E.-D., and Zwölfer, H. eds.; Berlin Heidelberg (Springer-Verlag).
- (1989): Waldökosystemforschung, Konzepte und Wege. DVWK-Mitteil. "Immissionsbelastung des Waldes und seiner Böden – Gefahr für die Gewässer" 17: 7–24, 2 Abb., 1 Tab., Bonn.
- MEYER, H. (1987): Chemischer Zustand der Waldböden Deutschlands zwischen 1920 und 1960, Ursachen und Tendenzen seiner Veränderung. – Ber. d. Forschungszentr. Waldökosysteme/Waldsterben, Reihe B, 6, 133 S., 21 Abb., 20 Tab.; Göttingen.
- (1988): Ökochemische Kennwerte des Bodens. Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 151: 171–176, 1 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- WIEDEY, G. A. und RABEN, G. H. (1989): Datendokumentation zur Waldschadensforschung im Hils. Ber. d. Forschungszentr. Waldökosysteme/Waldsterben d. Univ. Göttingen, Reihe B, 12: 1–305, 12 u. 2935, div. Abb., div. Tab.; Göttingen.

Manuskript eingegangen am 30. 11. 1990
10 Tab.

Eine Untersuchung über den Zusammenhang zwischen atmosphärischer und pedosphärischer Schwermetallbelastung in Ballungsgebieten

Von

UWE WANNEMACHER*

Kurzfassung: Stellvertretend für Ballungsgebiete wird im Stadtgebiet von Wiesbaden die aktuelle Schwermetallsituation flächenhaft erfaßt, computerkartographisch dargestellt, analysiert und mögliche Folgewirkungen am Beispiel Cadmium und Nickel aufgezeigt. Ein Hauptaugenmerk liegt dabei auf dem Zusammenhang zwischen Schwermetallimmissionen und -belastungen im Boden. Durch die Transformation der Maßeinheit "ppm" in "kg/ha" ist es möglich, die Schwermetallkonzentrationen im Boden flächenhaft und nicht, wie üblicherweise, punktspezifisch darzustellen und zu interpretieren.

Abstract: Representative for conurbation areas, the current concentration of heavy metal is registered in the city area of Wiesbaden. The findings are presented by computer cartography, analyzed and possible effects are demonstrated, cadmium and nickle are chosen as examples. Special attention is payed to the interrelation between heavy metal immission and pollution in the soil. By transformation of the measurement unit from "ppm" in "kg/ha" it is possible to show the heavy metal concentration of an area instead of single spot, thus using an innovative approach.

Inhaltsverzeichnis

Problemstellung	260
Kartographische Umsetzung der Untersuchungsergebnisse	261
Ergebnisse und Diskussion	264
3.1. Depositionen	264
3.1.1. Nickeldeposition	264
3.1.2. Cadmiumdeposition	266
3.2. Schwermetalle im Oberboden	268
3.2.1. Nickel	269
3.2.2. Cadmium	271
3.3. Korrelationen zwischen atmosphärischen und pedosphärischen Schwermetallgehalten.	273
Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse	275
Schriftenverzeichnis	276
	Problemstellung

^{*} Dipl.-Geogr. U. WANNEMACHER, Hindenburgstr. 29, 6500 Mainz

1. Problemstellung

Seit Jahren gehören Schwermetalle zu den Problemschadstoffen in Ballungsgebieten. Flächendeckende aktuelle Daten über Schwermetallkonzentrationen in solchen Räumen sind für kommunale Planungen und Vorsorgemaßnahmen unerläßlich. Dabei kommt der Schwermetallbelastung von Böden eine immer größere Bedeutung zu.

Um sinnvolle Planungsgrundlagen und Entscheidungshilfen für Kommunen zu schaffen, ist es notwendig, Schwermetallbelastungen nicht nur punktuell zu erfassen und darzustellen, wie es in der Praxis gängig ist, sondern in verstärktem Maße zu einer flächendeckenden, raumbezogenen Betrachtungsweise überzugehen, die vor allem für fachfremde Planer und Entscheidungsträger leichter interpretierbar ist (RUPPERT 1987).

Im Rahmen der Fortschreibung des Luftreinhalteplanes Rhein-Main (Raum Wiesbaden) wurden von der Hessischen Landesanstalt für Umwelt (HLFU) die Depositionsraten von Staub, Blei, Cadmium, Nickel und Arsen gemessen. Das Meßnetz ist an den Schnittpunkten des Gauß-Krüger-Koordinatensystems der TK 25 orientiert. Parallel dazu wurden vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLB) Bodenproben entnommen und auf die Schadstoffe Blei, Kupfer, Nickel, Chrom, Cadmium, Zink und Arsen untersucht. In enger Zusammenarbeit mit beiden Behörden wurden vom Verfasser die verschiedenen punktuell ermittelten Schwermetallkonzentrationen in Luft und Boden in eine flächenhafte Darstellungsweise umgesetzt (WANNEMACHER 1990).

Während sich Depositionsraten problemlos in Quadratmittelwerte umrechnen lassen, ist dies bei Schwermetallkonzentrationen im Boden weitaus schwieriger. Bodenbelastungen werden üblicherweise als punktspezifische Konzentrationen (ppm oder mg/kg) wiedergegeben und lassen daher keinen direkten Vergleich der verschiedenen Landnutzungsstandorte zu (SABEL 1989a).

Die über die Luft eingetragenen Schadstoffe werden vornehmlich in den obersten Bodenhorizonten festgelegt, die sich je nach Landnutzung ganz unterschiedlich zusammensetzen. Während unter Wald die Schwermetalle zuerst in der Streuauflage gebunden werden, reichern sie sich unter Grünland im Wurzelfilz an. Unter Acker erfolgt durch das Pflügen nach der Deposition sogar eine Vermischung auf 25–30 cm, was einem Verdünnungseffekt gleichkommt.

Im Gegensatz zum Medium Luft ist der Boden hinsichtlich seiner substantiellen Zusammensetzung und Horizontmächtigkeit so heterogen, daß sich raumbezogene Aussagen durch einfache Mittelwertbildung der gemessenen Konzentrationen in der Maßeinheit [ppm] bzw. [mg/kg] verbietet. Darüber hinaus gibt diese Maßeinheit lediglich die Relation eines Stoffes zu einem anderen Stoffbestand wieder, nicht aber die tatsächliche Menge pro Fläche (RUP-PERT 1987).

Dieses Problem einer flächenhaften Mittelwertsberechnung von Schwermetallen im Oberboden ergibt sich nicht, wenn man mit Hilfe der Rohdichte und Horizontmächtigkeit die relative Maßeinheit [ppm] in die absolute Maßeinheit [kg/ha] transformiert. (1)BG $= RD \cdot HM \cdot K_1$ SK_{kg/ha} (2)= BG · SK_{ppm} · K₂ (1) in (2) \rightarrow (3) SK_{kg/ha} $= RD \cdot HM \cdot SK_{ppm} \cdot K_1 \cdot K_2$ $K_3 = K_1 \cdot K_2 = 10^{-2}$ (4)(4) in (3) \rightarrow (5) SK_{kg/ha} $= RD \cdot HM \cdot SK_{ppm} \cdot K_3$ BG : Bodengewicht in kg : Rohdichte in kg/m³ RD HM : Horizontmächtigkeit in m K_1 : 10⁴ (Umrechnungsfaktor von m² in ha) : 10⁻⁶ (Umrechnungsfaktor für ppm) K_2 SK_{ppm} : Schwermetallkonzentration in ppm : Schwermetallkonzentration in kg/ha SK_{kg/ha}

Dieser Transformation liegt folgende Umrechnungsformel zugrunde:

Die Darstellung der Untersuchungsergebnisse in dieser Maßeinheit bietet dem Planer wie auch dem Bodenkundler die Möglichkeit, alle Untersuchungsergebnisse direkt miteinander vergleichen und damit auch nutzungsunabhängig interpretieren zu können.

Weiterhin wurden die Schwermetallgehalte des Staubniederschlages von der Maßeinheit $[mg/(m^2 \cdot d)]$ bzw. $[g/(m^2 \cdot d)]$ in die Maßeinheit $[(kg/(ha \cdot a)]$ tranformiert, um eine bessere Vergleichbarkeit mit den Bodenkonzentrationen herzustellen. Aus dem gleichen Grunde wurden auch die Immissionsgrenzwerte sowie die Immissionsvergleichswerte für Schwermetalle auf diese Einheit umgerechnet (vgl. Tab. 1).

Von den aufgeführten Schwermetallen werden im folgenden beispielhaft die Untersuchungsergebnisse von Nickel und Cadmium vorgestellt.

	IW1	IW2	IVW	GW1	GW2
Staubniederschlag	0,35	$0,65 \text{ g/(m^2 \cdot d)}$	$- mg/(m^2 \cdot d)$	1277,5	2372,5 kg/(ha·a)
Blei	0,25	$- mg/(m^2 \cdot d)$	$- mg/(m^2 \cdot d)$	0,9125	− kg/(ha · a)
Cadmium	0,005	$- mg/(m^2 \cdot d)$	$- mg/(m^2 \cdot d)$	0,0183	 kg/(ha·a)
Arsen	-	$- mg/(m^2 \cdot d)$	$0,01 \text{ mg/(m^2 \cdot d)}$	0,0365	− kg/(ha · a)
Nickel	-	$- mg/(m^2 \cdot d)$	$0,03 \text{ mg/(m^2 \cdot d)}$	0,1095	- kg/(ha·a)

Tab. 1. Immissionsgrenzwerte für Schwermetalle und Staub (HLfU 1986: 13-15)

IW1,2: Immissionsgrenzwerte IVW: Immissionsvergleichswerte GW1,2: Grenzwerte in kg/(ha · a)

2. Kartographische Umsetzung der Untersuchungsergebnisse

Die Untersuchungsergebnisse wurden flächenhaft auf der Grundlage eines 1-km²-Rasters umgesetzt. Dies hat zwar den Nachteil, daß es sich um eine relativ große Fläche handelt, was sich aber aufgrund der Vorgabe des Probeentnahmerasters nicht ändern läßt (vgl. Kap. 1.), andererseits kann im nachhinein bei entsprechenden Untersuchungsergebnissen immer noch ein engmaschigeres Beprobungsraster aufgebaut werden. Dementsprechend dient das 1-km²-Raster dazu, erst einmal Grundlageninformationen für die Schwermetallbelastung in Boden und Luft des Untersuchungsgebietes zu liefern.

Karten dieser Art liegen aus Hessen bislang nicht vor, obgleich die Planungsrelevanz offenkundig ist und ein enormer Bedarf besteht.





UWE WANNEMACHER

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1. Depositionen

3.1.1. Nickeldeposition

Die Nickeldepositionsraten liegen im gesamten Untersuchungsgebiet sowohl für die Einzelbeprobungspunkte als auch für die Quadratmittelwerte merklich unterhalb dem von der HLFU vorgeschlagenen Immissionsvergleichswert (vgl. Tab. 1 und 2). Die höchsten Nickelkonzentrationen weisen mit 0,1056 kg/(ha·a) der Beprobungspunkt 2424, mit 0,0830 kg/(ha·a) der Beprobungspunkt 2818 und mit 0,0871 kg/(ha·a) der Beprobungspunkt 2822 auf (vgl. Karte 1).

Hinsichtlich der Quadratmittelwerte werden 7,5% des Untersuchungsgebietes der Belastungsklasse 5 zugeordnet (vgl. Karte 3, Tab. 2).

Belastungsklassen	Belastungscode	Ν	Prozent	Cum Prozent
0,0137-0,0274 kg/(ha·a)	2	21	26,25	26,25
0,0275-0,0411 kg/(ha·a)	3	34	42,50	68,75
0,0412-0,0548 kg/(ha·a)	4	19	23,75	92,50
0,0549–0,0821 kg/(ha·a)	5	6	7,50	100,00
	TOTAL	80	100,00	

Tab. 2. Belastungsklassen der Nickeldeposition

Die o.a. Punkte liegen zum einen am Rande des Industriegebietes Amöneburg/Biebrich (Quadrat 19, 24), zum anderen im Industriegebiet Schierstein/Biebrich (Quadrat 27, 36 der Karten 1 und 3). Ursachen hierfür dürften die hier angesiedelten nickelemittierenden elektround metallverarbeitenden Industriebetriebe sein.

Insgesamt können die Nickeldepositionsraten im Untersuchungsgebiet aber als gering bis mittel eingestuft werden.

Nach der Einteilung von SCHROEDER u.a. (1987) entfallen die Nickelkonzentrationen im Untersuchungsgebiet in die Klasse der Gesamtdeposition ländlicher Gebiete (vgl. Karte 3, Tab. 3). Die Nickeldepositionsraten liegen im Bereich der durchschnittlich im Mitteleuropa auftretenden Depositionsraten (vgl. SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1989).



	Reinluftgebiete	länd	lliche Gebi	ete	städtische Gebiete			
Deposition	gesamt	gesamt	trocken	naß	gesamt	trocken	naß	
Pb	0,000012-0,0093	0,01 -< 2,72	<0,72	<2,1	0,05 - 12,36	0,042 -<2	0,026 -<26,5	
Cu	0,000012-0,0019	0,018 - 0,5	-	0,033	0,002 - 3,01	0,119	0,164	
Ni	-	0,01 - 0,5	0,09	<0,87	0,1 - 5,95	0,0044-<1,1	0,0044 -< 2,74	
Cr	0,003	0,01 - 0,5	<0,02	<0,57	10,6	0,0026- 0,4	0,00084-< 0,7	
Cd	0,000002-0,00005	0,0012-< 0,1	<0,047	<0,094	0,007 - 0,26	<0,094	0,001 -< 0,17	
Zn	0,000011-0,025	0,04 - 11,0	<2,02	0,095-<7,92	0,07 - 15,8	0,053 - 5,94	0,12 - 11,9	
As	0,00031	0,01 -<10,0	<0,0036	<0,8	0,0025-< 1,1	0,002 -<0,003	0,001 -< 1,23	

Tab. 3. Depositionsraten einiger Schwermetalle in unbelasteten, ländlichen und städtischen Gebieten in kg/(ha·a) (nach Schroeder u.a. 1987: 1277)

Im Vergleich zu den Untersuchungsergebnissen des Luftreinhalteplanes Rhein-Main von 1981 (Hessischer Minister für Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtschaft und Forsten 1981: 105; Karte 3) sind die Nickeldepositionsraten für die 7 Quadrate (20, 22–24, 29–31) 1987 um mehr als zwei Drittel zurückgegangen.

3.1.2. Cadmiumdeposition

Die Quadratmittelwerte der Cadmiumdepositionsraten liegen im Untersuchungsgebiet weit unter dem durch die TA-Luft vorgeschriebenen Grenzwert (vgl. Tab. 1 und 4). Hingegen übersteigt ein Einzelbeprobungspunkt mit 0,0193 kg/(ha · a) diesen Grenzwert (Kennziffer 2220 in Karte 1). Die drei höchsten darauf folgenden Einzelbeprobungspunkte haben Werte von 0,0073 kg/(ha · a) (Kennziffer 2022), 0,0046 kg/(ha · a) (Kennziffer 2030) und 0,0051 kg/(ha · a) (Kennziffer 3028). 2,5% des Untersuchungsgebietes (Quadrat 27, 28) gehören der Belastungsklasse 3 an (vgl. Tab. 4, Karte 4). Beide Quadrate liegen mitten im Industriegebiet Schierstein/Biebrich (vgl. Karte 1). Ein Hauptgrund für die erhöhten Cadmiumdepositionsraten dürften zweifelsohne die Emissionen der chemischen und metallverarbeitenden Industriebetriebe sein, die hier ansässig sind. So erklärt sich auch der Einzelbeprobungspunkt mit der höchsten Cadmiumdepositionsrate des Untersuchungsgebietes (Kennziffer 2220).

Tab. 4. Belastungsklassen der Cadmiumdeposition

Belastungsklassen	Belastungscode	N	Prozent	Cum Prozent	
0,0000-0,0023 kg/(ha·a)	1	44	55,00	55,00	
0,0024-0,0046 kg/(ha·a)	2	34	42,50	97,50	
0,0047-0,0091 kg/(ha·a)	3	2	2,50	100,00	
	TOTAL	80	100,00		

Die verbleibenden 97,5% des Untersuchungsgebietes entfallen in die Belastungsklassen 1 und 2 und haben somit sehr geringe Cadmiumdepositionsraten (vgl. Karte 4, Tab. 4).

Im ganzen ist die Cadmiumimmission im Untersuchungsgebiet als gering einzustufen. Vergleicht man die Quadratmittelwerte der Cadmiumdepositionsraten mit der von SCHROE-DER u.a. (1987) vorgenommenen Klasseneinteilung, entfällt das Untersuchungsgebiet in die



Klasse der Gesamtdepositionen ländlicher Gebiete. Bezogen auf die in Mitteleuropa gemessenen Durchschnittswerte liegen die Cadmiumdepositionsraten größtenteils ebenfalls im Bereich derer von ländlichen Gebieten. Stellt man die sieben identischen Quadrate für Cadmiumdepositionsraten des Luftreinhalteplanes Rhein-Main von 1981 den Untersuchungen des Jahres 1987 gegenüber (Quadrate 20, 22–24, 29–31), so ergibt sich für 1987 eine durchschnittliche Reduzierung der Cadmiumdepositionsraten von etwa 75% (Hessischer Minister für Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtschaft und Forsten 1981: 105; Karte 4).

3.2. Schwermetalle im Oberboden

Die Schraffur der Quadrate in den nachfolgenden Karten verdeutlicht die Schwermetallbelastungsklasse, in der die Schwermetallgesamtkonzentration der einzelnen Quadrate für den Oberboden liegt. Daneben konnte für einen Großteil der Quadrate auch der anthropogene Schwermetallanteil der natürlich entstandenen Böden ermittelt werden. Die Schraffur des Kreises innerhalb der Quadrate zeigt die Schwermetallbelastungsklasse an, in die die anthropogene Schwermetallkonzentration des Oberbodens dieser Quadrate fällt.

Der Quadratmittelwert der jeweiligen anthropogenen Schwermetalle wurde errechnet, indem von der Schwermetallgesamtkonzentration der Einzelbeprobungspunkte in der Maßeinheit [ppm] der für die jeweilige Bodenform ermittelte geogene Schwermetallanteil subtrahiert wurde. Der geogene Anteil wurde dabei aus den Schwermetallgehalten der Unterböden errechnet, indem für jedes einzelne Schwermetall pro Bodenform ein Mittelwert gebildet wurde. Proben, die hierbei offensichtlich auch im Unterboden einer anthropogenen Kontamination unterlagen (z.B. Auftragsböden, Hortisole, Rigosole), wurden für die Berechnung des Mittelwertes ausgenommen. Die berechneten geogenen Anteile der einzelnen Schwermetalle pro Bodenform können Tabelle 5 entnommen werden.

	Pb	Cu	Ni	Cr	Cd	Zn	
Böden aus löß- bzw.	32	32	26	28	37	34	N
lößlehmreichem	24,44	13,44	22,35	12,71	0,02	48,74	Mean
Ausgangssubstrat:	4,83	3,36	5,54	2,88	0,08	10,60	StdDev
Böden aus Flug-	11	12	10	12	12	12	Ν
und Terrassensand:	18,09	9,33	12,90	9,42	0,00	28,58	Mean
	8,69	5,14	6,01	4,38	0,00	11,24	StdDev
Böden aus steinigem,	4	3	3	3	4	4	N
grusigem, kiesigem	41,00	13,00	15,67	13,33	0,13	67,50	Mean
Ausgangssubstrat:	12,19	3,46	8,50	8,14	0,15	29,72	StdDev
tonig-lehmige	9	9	8	12	11	11	N
Auenböden:	22,44	13,78	22,00	15,73	0,05	54,09	Mean
	6,19	2,49	4,72	2,87	0,10	10,67	StdDev

Tab. 5. Geogene Schwermetallkonzentrationen der einzelnen Bodenformen in ppm

Diese geogenen Schwermetallkonzentrationen der einzelnen Bodenformen wurden vom HLB auf mündliche Nachfrage bestätigt. Der verbleibende anthropogene Schwermetallanteil wurde in die Maßeinheit [kg/ha] transformiert und aus den jeweiligen Eckpunkten Quadratmittelwerte gebildet.

Von der Quadratmittelwertberechnung der anthropogenen Schwermetallkonzentrationen wurden alle Auftragsböden (n = 19) ausgeschlossen, da für diese keine geogenen Schwermetallkonzentrationen ermittelt werden konnten. Lagen nach Ausschluß der Auftragsböden weniger als drei Einzelbeprobungspunkte pro Quadrat vor, wurde auch keine Mittelwertberechnung vorgenommen.

3.2.1. Nickel

8,7% des Untersuchungsgebietes haben einen Nickelgesamtgehalt von mehr als 100 kg/ha (Quadrat 7, 22, 24, 25, 31, 32, 66 der Karte 5, Tab. 6). Die höchsten Nickelgesamtkonzentrationen weisen dabei Quadrat 24 mit 130 kg/ha und Quadrat 31 mit 135 kg/ha auf.

Belastungsklassen	Belastungscode	N	Prozent	Cum Prozent	
25,01- 50,00 kg/ha	2	9	11,25	11,25	
50,01- 75,00 kg/ha	3	23	28,75	40,00	
75,01-100,00 kg/ha	4	41	51,25	91,25	
>100,00 kg/ha	5	7	8,75	100,00	
	TOTAL	80	100,00		

Tab. 6. Belastungsklassen der Nickelgesamtkonzentrationen im Boden

Bei sechs der sieben Quadrate, die in die höchste Belastungsklasse entfallen, war die Bestimmung des anthropogenen Nickelanteils im Boden möglich (vgl. Karte 5). Bis auf Quadrat 7 beträgt der anthropogene Anteil mindestens 25 kg/ha, bei den Quadraten 24, 31 und 32 sogar mehr als 40 kg/ha (vgl. Karte 5). Da die Bodenproben dieser Quadrate vorwiegend auf ackerbzw. gartenbaulich genutzten Böden entnommen wurden, müssen als Verursacher der anthropogenen Nickelkonzentration im Boden nickelhaltige Fungizide vermutet werden. Diese Annahme wird auch dadurch unterstützt, daß vornehmlich Quadrate landwirtschaftlich und gartenbaulich genutzter Regionen in die drei höchsten Belastungsklassen anthropogener Nickelgehalte entfallen (Quadrat 18, 25, 32, 40, 49, 65, 66 und Karte 1 und 5). Von den Quadraten, deren Nickelgesamtgehalte in der höchsten Belastungsklasse liegen, hat nur Quadrat 7 eine anthropogene Nickelkonzentration in der zweitniedrigsten Belastungsklasse. In diesem Falle belastet ein hoher geogener Anteil den Boden. Dies wird verständlich, wenn man berücksichtigt, daß die Bodenproben dieses Quadrats ausschließlich Auenböden entnommen wurden (Kennziffer 3410, 3608, 3610), die neben den Böden aus löß- bzw. lößlehmreichem Ausgangssubstrat den höchsten geogenen Nickelanteil aller Bodenformen haben (vgl. Karte 2, Tab. 5).

48,75% des Untersuchungsgebietes haben eine anthropogene Nickelkonzentration von mehr als 25 kg/ha. Der Nickelgesamtgehalt ist hierbei mindestens doppelt so hoch, meist jedoch höher als der anthropogene Anteil (vgl. Karte 5, Tab. 7). Dies bedeutet, daß der größte Anteil des Gesamtgehaltes auf die geogene Nickelkonzentration des Bodens im Untersuchungsgebiet zurückzuführen ist. In Tabelle 5 wird diese Annahme bestätigt, da der geogene Nickelgehalt



für Auenböden und Böden aus löß- bzw. lößlehmreichem Ausgangssubstrat fast 50 % des Grenzwertes der Klärschlammverordnung erreicht. Der prozentuale geogene Schwermetallanteil ist damit bei Nickel, bezogen auf den Grenzwert der Klärschlammordnung, im Vergleich zu den anderen Schwermetallen am höchsten (BRÜNE et al. 1982, SABEL 1989b).

Belastungsklassen	Belastungscode	N	Prozent	Cum Prozent
0,00-12,50 kg/ha	1	19	23,75	23,75
12,51-25,00 kg/ha	2	22	27,50	51,25
25,01-37,50 kg/ha	3	7	8,75	60,00
37,51-50,00 kg/ha	4	1	1,25	61,25
>50,00 kg/ha	5	2	2,50	63,75
	MISSING	29	36,25	100,00
	TOTAL	80	100,00	

Tab. 7. Belastungsklassen der anthropogenen Nickelkonzentrationen im Boden

Insgesamt kann die Nickelkonzentration im Boden des Untersuchungsgebietes als mittel bis hoch angesehen werden. Der Grenzwert der Klärschlammverordnung für Nickel wird für die Quadratmittelwerte der Nickelgesamtkonzentration bei keinem Quadrat erreicht. Hingegen übertrifft ein Beprobungspunkt mit 52 ppm den Grenzwert (Kennziffer 2020). In der Maßeinheit [kg/ha] liegt dieser Punkt mit 103 kg/ha in der höchsten Belastungsklasse.

3.2.2. Cadmium

Hinsichtlich der Cadmiumgesamtgehalte gehören 18,75% des Untersuchungsgebietes der höchsten Belastungsklasse an. Hierbei haben die Quadrate 26, 27, 34 und 35 mit 6,9 kg/ha, 7,3 kg/ha, 6,3 kg/ha und 6,6 kg/ha die höchsten Cadmiumkonzentrationen (vgl. Karte 6). Bei diesem Metall entfallen sieben Quadrate entlang des Rheins in die höchste Belastungsklasse, ein Quadrat in die zweithöchste (vgl. Karte 6). Die höchsten Cadmiumgesamtkonzentrationen innerhalb dieser Quadrate treten bei den Auenböden auf, die im rezenten Überschwemmungsbereich von Rhein und Main liegen (Kennziffer 2020, 2618, 2816, 3212, 3410, Karte 2). Differenziert man den Cadmiumgesamtgehalt dieser Einzelbeprobungspunkte nach anthropogenem und geogenem Anteil, so zeigt sich, daß sich der geogene Anteil zwischen 0,1 und 0,2 kg/ha bewegt, während der anthropogene Anteil 1,6 bis 5,5 kg/ha beträgt.

Tab. 8. Belastungsklassen der Cadmiumgesamtkonzentrationen im Boden

Belastungsklassen	Belastungscode	N	Prozent	Cum Prozent
0,00-0,25 kg/ha	1	24	30,00	30,00
0,26-0,50 kg/ha	2	18	22,50	52,50
0,51-0,75 kg/ha	3	13	16,25	68,75
0,76-1,00 kg/ha	4	10	12,50	81,25
>1,00 kg/ha	5	15	18,75	100,00
	TOTAL	80	100,00	



Als Hauptursache für diesen hohen anthropogenen Cadmiumanteil können die bei Überschwemmungen abgelagerten Cadmiumverbindungen genannt werden (Hessischer Minister für Landwirtschaft und Forsten 1986). Ein ackerbaulich genutzter Beprobungspunkt hat mit 2,6 kg/ha ebenfalls eine recht hohe Cadmiumkonzentration (Kennziffer 3810, Karte 1 und 2). Da ein großer metallverarbeitender Betrieb in dessen unmittelbarer Nachbarschaft liegt, ist zu vermuten, daß diese Emissionsquelle als eine der Hauptursachen der hohen Cadmiumkonzentration anzusehen ist (vgl. Karte 1 und 2).

Bei den Quadraten 7, 9, 11, 12, 60, 61, 68 und 77 beträgt der anthropogene Anteil über 0,5 kg/ha (vgl. Karte 6, Tab. 9) und liegt damit in der gleichen Belastungsklasse wie die Cadmiumgesamtkonzentration. Dies bedeutet, daß ein Großteil des Cadmiumgesamtgehaltes dieser Quadrate anthropogener Herkunft ist.

Belastungsklassen	Belastungscode	Ν	Prozent	Cum Prozent
0,00–0,25 kg/ha	1	30	37,50	37,50
0,26–0,50 kg/ha	2	10	12,50	50,00
0,51-0,75 kg/ha	3	4	5,00	55,00
0,76–1,00 kg/ha	4	2	2,50	57,50
>1,00 kg/ha	5	5	6,25	63,75
a	MISSING	29	36,25	100,00
	TOTAL	80	100,00	

Tab. 9. Belastungsklassen der anthropogenen Cadmiumkonzentrationen im Boden

Insgesamt weisen die Böden des Untersuchungsgebietes eine mittlere Cadmiumkonzentration auf. Da Cadmium bereits ab pH 6,5 verstärkt mobil wird, muß vor allem in den Bereichen des Untersuchungsgebietes eine erhöhte Mobilität erwartet werden, in denen die pH-Werte deutlich unter 7,0 liegen und gleichzeitig die beiden höchsten Belastungsklassen eingenommen werden (BLUME & BRÜMMER 1987, SCHEFFER & SCHACHTSCHNABEL 1989).

4 der 80 Quadrate überschreiten mit 3,9 ppm (Quadrat 26), 4,1 ppm (Quadrat 27), 3,5 ppm (Quadrat 34) und 3,6 ppm (Quadrat 35) den Grenzwert der Klärschlammverordnung für Cadmium. Zurückzuführen sind diese hohen Cadmiumkonzentrationen hauptsächlich auf den Einzelbeprobungspunkt 2022 mit einer Konzentration von 13,8 ppm.

3.3. Korrelationen zwischen atmosphärischen und pedosphärischen Schwermetallgehalten

Um die Frage beantworten zu können, ob ein Zusammenhang zwischen den Schwermetallimmissionen und den anthropogenen Schwermetallgehalten im Boden besteht, wurden mit Hilfe des Pearsonschen Korrelationskoeffizienten Korrelationen zwischen den Quadratmittelwerten der Schwermetalldepositionen und den anthropogenen Schwermetallgehalten erstellt (Tab. 10).

UWE WANNEMACHER

	pH(Bo)	Pb(Bo)	Cu(Bo)	Ni(Bo)	Cr(Bo)	Cd(Bo)	Zn(Bo)	Staub(In	n)Pb(Im)	Ni(Im)	Cd(Im)	As(Im)
pH(Bo)	1,00											
Pb(Bo)	0,46**	1,00										
Cu(Bo)	0,52**	0,40**	1,00									
Ni(Bo)	0,66**	0,25	0,30	1,00								
Cr(Bo)	0,58**	0,30*	0,19	0,87**	1,00							
Cd(Bo)	0,47**	0,47**	0,48**	0,26	0,48**	1,00						
Zn(Bo)	0,57**	0,81**	0,43**	0,63**	0,71**	0,60**	1,00					
Staub(Im)	-0,07	-0,21	-0,33	0,24	0,28	-0,31	-0,08	1,00				
Pb(Im)	0,45**	-0,14	-0,14	0,44*	0,54**	0,14	0,17	0,16	1,00			
Ni(Im)	0,30	0,07	-0,02	0,56**	0,63**	0,10	0,38 *	0,22	0,55**	1,00		
Cd(Im)	0,02	0,23	0,10	0,05	-0,08	-0,01	0,20	-0,10	0,25	0,15	1,00	
As(Im)	0,36*	-0,10	-0,18	0,73**	0,78**	0,02	0,31	0,42 *	0,63**	0,66**	-0,01	1,00

Tab. 10. Korrelationskoeffizienten

Minimum der paarweise miteinander verglichenen Fälle: 51 zweiseitiges Signifikanzniveau: *=0,01 **=0,001 (Bo): Bodenuntersuchungsergebnisse (Im): Immissionsuntersuchungsergebnisse

Daraus ergibt sich folgendes Bild:

1. Aufgrund des sehr hohen Signifikanzniveaus von 99,9% besteht mit r = 0,56 ein guter Zusammenhang zwischen Nickeldeposition und den anthropogenen Nickelgehalten im Boden. Bei Blei und Cadmium hingegen ist kein Zusammenhang zu erkennen. Auch bei erhöhten Staubimmissionen ist kein Zusammenhang zwischen dem verstärkten Auftreten eines bestimmten Schwermetalles im Boden bzw. durch Immissionen feststellbar. Ein Grund für die geringen Zusammenhänge zwischen den Schwermetallimmissionen und den anthropogenen Schwermetallen im Boden dürfte darin liegen, daß es neben den Depositionen vielfältige depositionsunabhängige Eintragsquellen für Schwermetalle im Boden gibt. Hierbei sind insbesondere Bauschutt, Düngemittel, Klärschlämme, Hochwassersedimentationen und Aschen, die früher zur Düngung verwendet wurden, zu nennen (BRUMMER 1981). Diese können stellenweise den Boden in stärkerem Maße kontaminieren als atmosphärische Depositionen und wirken sich unabhängig von diesen in höheren anthropogenen Schwermetallkonzentrationen im Boden aus.

Zudem wurden die Schwermetalldepositionen nur über ein Jahr gemessen, während die Böden seit Beginn der industriellen Revolution verstärkt mit Schwermetallen kontaminiert wurden. Innerhalb dieses Zeitraumes kann sich die Immissionssituation im Untersuchungsgebiet verschiedentlich geändert haben.

2. Zink kann hinsichtlich der anthropogen in den Boden eingetragene Schwermetalle als "Leitschwermetall" im Untersuchungsgebiet angesehen werden. Mit einem Signifikanzniveau von 99,9% treten bei erhöhten anthropogenen Zinkkonzentrationen im Boden auch erhöhte anthropogene Blei-, Kupfer-, Nickel-, Chrom- und Cadiumgehalte auf. Dieses Ergebnis wurde auch von anderen Autoren bestätigt (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1989). Der Zusammenhang ist mit r = 0,71 bei Chrom und mit r = 0,81 bei Blei am auffälligsten.

4. Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde das Belastungsgebiet Rhein-Main flächendeckend hinsichtlich Cadium- und Nickelimmissionen sowie deren Konzentrationen in mineralischen Oberböden beurteilt, mögliche Zusammenhänge zwischen beiden aufgezeigt, weitere Ursachenforschung betrieben sowie Folgewirkungen angesprochen.

Die höchsten Depositionsraten von Nickel und Cadium sind zumeist an Industrie- und Gewerbegebiete gebunden (vgl. Karte 1, 3 und 4). Die Quadratmittelwerte liegen für beide Schwermetalle unterhalb der Grenzwerte der TA-Luft bzw. der Immissionsvergleichswerte der HLFU. Allerdings übersteigen bei Cadmium Einzelbeprobungspunkte den Grenz- bzw. Immissionsvergleichswert. Zusammenfassend lassen sich die Depositionsraten von Nickel und Cadmium im Untersuchungsgebiet als gering bis mittel einstufen.

Die Nickelgesamtkonzentration im Boden des Untersuchungsgebietes kann als mittel bis hoch eingestuft werden, wobei dies größtenteils auf hohe geogene Nickelgehalte zurückzuführen ist. Hohe anthropogene Nickelgehalte finden sich vor allem auf acker- bzw. gartenbaulich genutzten Böden (vgl. Karte 1 und 5). Die Hauptursachen hierfür dürften in aufgebrachten Fungiziden liegen. Die Gefahr einer verstärkten Verlagerung dieses Elementes ist aber gering (HERMS & BRÜMMER 1984).

Bei Cadmium entfallen die Böden, die im rezenten Überschwemmungsbereich von Rhein und Main liegen, in die höchsten Belastungsklassen (vgl. Karte 2 und 6). Somit wird vor allem dieses Element bei Hochwasser auf die jüngsten Auenböden sedimentiert. Der anthropogene Schwermetallanteil dominiert dabei stets gegenüber dem geogenen. Daneben treten bei Cadmium die höchsten Belastungsklassen in Auftragsböden auf (vgl. Karte 2 und 6).

Cadmium besitzt im ganzen mittlere Gesamtkonzentrationen im Oberboden. Aufgrund seiner hohen Mobilität im Boden kann es bei Cadmium stellenweise zu Verlagerungen kommen (HERMS & BRÜMMER 1984).

Nur für Nickel konnte eine hohe Korrelation zwischen Schwermetallimmissionen und anthropogenen Schwermetallgehalten in den Oberböden des Untersuchungsgebietes festgestellt werden. Hauptursachen hierfür dürften die vielfältigen depositionsunabhängigen Kontaminationsquellen für Schwermetalle auf Böden sein (z.B. Bauschutt, Düngemittel, Klärschlamm, Hochwassersedimentationen). Diese können den Boden in stärkerem Maße kontaminieren als Immissionen, so daß dadurch mögliche Zusammenhänge zwischen Schwermetalldepositionen und -konzentrationen im Boden überdeckt werden.

Insgesamt ist das bei dieser Arbeit verwendete Meßraster von 1-km²-Quadraten für die Beurteilung der Immissionssituation im Untersuchungsgebiet als ausreichend anzusehen. Hingegen war die Interpretation der Schwermetallgehalte in mineralischen Oberböden oft sehr schwierig. So konnten des öfteren aufgrund des groben Meßrasters die vielfältigen Kontaminationsquellen für Schwermetalle nicht identifiziert werden. Daher ist für ähnliche Untersuchungen in der Zukunft eine Rastergröße von mindestens 0,5 km² zu empfehlen.

UWE WANNEMACHER

5. Schriftenverzeichnis

- BLUME, H. A., BRÜMMER, G. (1987): Prognose des Verhaltens von Schwermetallen im Boden mit einfachen Feldmethoden. In: Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft, Jg. 53: 111–117; Göttingen.
- BRÜMMER, G. (1981): Einfluß des Menschen auf den Stoffhaushalt der Böden. In: Schriftenreihe Fachbereich Agrarwissenschaft Universität Kiel, Bd. 32: 191–202; Kiel.
- BRÜNE, H., ELLINGHAUS, R., HEYN, J. (1982): Schwermetallgehalte hessischer Böden und ergänzende Schwermetallaufnahme durch Pflanzen. In: Kali Briefe, Jg. 16, Nr. 5: 271-291; Hannover.
- HERMS, U., & BRÜMMER, G. (1984): Einflußgrößen der Schwermetallöslichkeit und -bindung in Böden. In: Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Bd. 147: 400-423; Weinheim.
- Hesssisches Landesamt für Ernährung und Landwirtschaft und Landesentwicklung (1986): Hessisches Schadstoffuntersuchungsprogramm Schwermetalluntersuchungen 1981–1985, Bereich Erwerbsgemüsebau; Wiesbaden.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (Hrsg. 1986): Bericht über Schwebstaubmessungen in Hessen im Meßjahr 1982, Heft 41; Wiesbaden.
- Hessischer Minister für Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtschaft und Forsten (1981): Luftreinhalteplan Rhein-Main; Wiesbaden.
- Hessischer Minister für Landwirtschaft und Forsten (1986): Bericht zur Schwermetallsituation landwirtschaftlich genutzter Böden in Hessen. – Die kleine Hessen-Biothek, Schwermetallbericht; Wiesbaden.
- RUPPERT, K. (1987): Natürliche Grundgehalte und anthorpogene Anreicherungen von Schwermetallen in Böden Bayerns. GLA Fachberichte, 2. Hrsg. Bayerisches Geologisches Landesamt; München.
- SABEL, K. J. (1989a): Gutachten des Hessischen Landesamtes f
 ür Bodenforschung
 über Schwermetallbelastung der Böden im Gebiet des Luftreinhalteplanes Rhein-Main. – unveröffentlichtes Manuskript; Wiesbaden.
- (1989b): Schwermetallgehalte der Böden zwischen Rhein-Main-Gebiet und Vogelsberg. In: Jahresbericht der wetterauischen Gesellschaft der gesamten Naturkunde, Jg. 140-141: 5-13; Hanau.

SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde. 12. Aufl.; Stuttgart.

- SCHROEDER, W. H., DOBSON, M., JOHNSON, N. D., KANE, D. M. (1987): Toxic trace elements associated with airborne particulate matter: a review. In: The international Journal of Air Pollution Control and Waste Management, vol. 37, no. 11: 1267–1285.
- WANNEMACHER, U. (1990): Schwermetallbelastungen in Ballungsgebieten unter besonderer Berücksichtigung des Stadtgebietes von Wiesbaden. – Diplomarbeit, unveröffentlicht; Mainz.

Manuskript eingegangen am 15. 11. 1990

Hessisches Geologisches Schrifttum 1989 mit Nachträgen aus den Jahren 1979–1988

Von

HARTMUT POSCHWITZ*

Inhaltsverzeichnis

1. Paläontologie, Stratigraphie und Tektonik	277
2. Petrologie und Geochemie	281
3. Bodenkunde	283
4. Lagerstätten und Bergbau	286
5. Geophysik	288
6. Luftbildgeologie	288
7. Ingenieurgeologie	289
8. Hydrogeologie	290
9. Landesplanung, Umweltgeologie, Altlasten (s. a. Hydrogeologie, Geochemie und Boden-	
kunde)	292
10. Sonstiges	295

1. Paläontologie, Stratigraphie und Tektonik

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- BRUNOTTE, E. (1987): Strukturformen im Altrelief der Dransfelder Hochfläche. Z. Geomorph., 66: 37–47, 3 Abb.; Berlin-Stuttgart.
- GELLERT, J. F. (1987): Der Skulpturraum des DDR-Berg- und Gebirgslandes morphometrische Analyse und Möglichkeiten geomorphologischer Aussagen. – Petermanns Geogr. Mitt., 131 (4): 235–247, 7 Abb.; Gotha.
- LUTTIG, G. (1987): Die Quartärforschung im Lichte der modernen Anforderungen der Angewandten Geologie. Eiszeitalter u. Gegenwart, 37: 1–18, 3 Abb., 2 Tab.; Öhringen.

REITZ, E. (1987): Silurische Sporen aus einem granatführenden Glimmerschiefer des Vor-Spessart, NW-Bayern. – Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh., 11: 699–704, 12 Abb.; Stuttgart.

^{*} Biol. H. POSCHWITZ, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

HARTMUT POSCHWITZ

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- GRALLE, P. (1988): Das Oberrotliegende im NW-Deutschland Lithostratigraphie und Faziesanalyse. Geol. Jb., A 106: 3–39, 34 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, T., & KOCH, R. (1988): Submarine und meteorische Diagenese einer oolithischen Schrägschichtungseinheit im Kalktertiär von Mainz-Weisenau – Obere Cerithienschichten, Untermiozän – (Mainzer Becken). – Geol. Jb., A 110: 53–67, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- KADOLSKY, D. (1988): Stratigraphie und Molluskenfaunen von "Landschneckenkalk" und "Cerithienschichten" im Mainzer Becken (Oberoligozän bis Untermiozän?). – Geol. Jb., A 110: 68–133, 10 Abb., 8 Tab.; Hannover.
- & KOCH, R. (1988): Pseudoriffe im Landschneckenkalk und in den tieferen Oberen Cerithienschichten (Oberoligozän) des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., A 110: 135–163, 17 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- KLUPSCH, N., RAMSAY, A. T. S., & ROTHE, P. (1988): Intertidal- und Supratidal-Phasen im Kalktertiär-Profil (Oberoligozän–Untermiozän) Mainz-Weisenau Calche und frühdiagenetische Dolomite. – Geol. Jb., A 110: 165–172, 3 Abb.; Hannover.
- MARTINI, E. (1988): Nannoplankton-Massenvorkommen in den Corbicula- (=Schichten mit Hydrobia inflata) und Hydrobienschichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän). – Geol. Jb., A 110: 205–227, 4 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- MAYR, H. (1988): Gliridenfaunen (Mammalia, Rodentia) im Kalktertiär (Oberoligozän–Untermiozän) des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., A 110: 237–240; Hannover.
- ROTHAUSEN, K. (1988): Carnivoren im Kalktertiär (Oberoligozän–Untermiozän) des Mainzer Beckens (1. Amphicyonidae). – Geol. Jb., A 110: 241–260, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- MARTINI, E., ROTHE, P., SONNE, V., TOBIEN, H., & WEILER, H. (1988): Das Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän–Untermiozän) – Paläontologische, geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen im "Kalktertiär-Projekt". – Geol. Jb., A 110: 17–52, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- ROTHAUSEN, K., & SONNE, V. (1988): Das Tertiär des Mainzer Beckens. Geol. Jb., A 110: 5–16, 4 Abb.; Hannover.
- RUTTE, E. (1988): Cypriniden-Schlundzähne (Pisces) aus den Unteren Hydrobienschichten des Kalktertiärs im Mainzer Becken (Untermiozän). – Geol. Jb., A 110: 271–275; Hannover.
- SANDBERG, C., ZIEGLER, W., & BULTYNCK, P. (1988): Middle-Upper Devonian series boundary as an example of intent and reality in biostratigraphic zonation. – Newsl. Stratigr., 18 (2): 117–121, 1 Abb.; Berlin-Stuttgart.
- SCHÄFER, P. (1988): Mikropaläontologisch-feinstratigraphischer Vergleich des Profils Straßeneinschnitt Mainz-Weisenau mit drei Profilen aus dem Steinbruch Oppenheim/Nierstein (Kalktertiär Mainzer Becken, Oberoligozän–Untermiozän). – Geol. Jb., A 110: 277–287, 1 Abb.; Hannover.
- SCHLEICH, H. H. (1988): Paläoherpetologische Materialien und Faunenspektren aus dem Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän–Untermiozän). – Geol. Jb., A 110: 289–306, 1 Abb.; Hannover.
- SCHWARZ, J. (1988): Charophyten aus den Süßwasserschichten und dem Kalktertiär im Mainzer Becken (Oberoligozän-Untermiozän). – Geol. Jb., A 110: 307–309, 1 Abb.; Hannover.
- STAPF, K. R. G. (1988): Kalkalgen-Cyanobakterien-Riffe in den Hydrobienschichten des Mainzer Beckens (Untermiozän). – Geol. Jb., A 110: 311–335, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- STORCH, G. (1988): Insectivora (Mamalia) aus dem Kalktertiär (Oberoligozän–Untermiozän) des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., A 110: 337–343, 1 Abb.; Hannover.
- TOBIEN, H. (1988): Einige Daten zur Systematik und Biostratigraphie der Rodentier und Lagomorphen (Mammalia) aus dem Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän–Untermiozän). – Geol. Jb., A 110: 345–358, 2 Abb.; Hannover.
- VAVRA, N. (1988): Filicrisia geniculata (MILNE-EDWARDS, 1838) Crisiidae, Cyclostomata, Bryozoa aus dem Kalktertiär (Oberoligozän–Untermiozän) des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., A 110: 359–369, 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- WEILER, H. (1988): Das Mikrophytoplankton im Kalktertiär (Oberoligozän–Untermiozän) des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., A 110: 371–398, 38 Abb.; Hannover.

- AMLER, M. R. W. (1989): Die Gattung Parallelodon MEEK & WORTHEN 1866 (Bivalvia, Arcoida) im mitteleuropäischen Unterkarbon. – Geologica et Palaeontologica, 23: 53–69, 5 Abb., 2 Taf.; Marburg.
- ANDERLE, H.-J. (1989): VI. E. Klüfte. Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 152–156, Abb. 26; Wiesbaden.
- BANKWITZ, P., & BANKWITZ, E. (1989): Strain Analysis in Rotliegendes Series of the Thuringian Forest. - Z. geol. Wiss., 17 (6): 569-580, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- BECKER, G. (1989): Rabienoscapha n. g. eine neue Bairdiacea (Ostracoda) aus dem Oberdevon von Hessen. Geol. Jb. Hessen, 117: 5–15, 1 Abb., 1 Taf.; 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 mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BLUM, R., EHRENBERG, K.-H., DIEDERICH, G., KULICK, J., LINDSTEDT, H.-J., PÖSCHL, W., PRINZ, H., SCHRADER, L., & SIPPEL, K. – 237 S., 40 Abb., 21 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- BENDER, P. (1989): Die Hörre und ihre Stellung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 71: 347–356, 4 Abb.; Stuttgart.
- BERGSTRÖM, J., BRIGGS, D.E. G., DAHL, E., ROLFE, W. D. I., & STÜRMER, W. (1989): Rare phyllocarid crustaceans from the Devonian Hunsrück Slate. – Paläont. Z., 63 (1/2): 319–333, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BIRENHEIDE, R., PLUSQUELLEC, Y., & TOURNEUR, F. (1989): Neubeschreibung des Originalmaterials von *Pleurodictyum petrii* MAURER 1874, der Typus-Art von *Petridictyum* SCHINDEWOLF 1958 (Tabulata; Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – Neues Jb. f. Geol. u. Paläontol., 357–371, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart. [Gießen]
- BORK, H.-R., & BORK, H. (1989): Extreme jungholozäne hygtische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen. – Eiszeitalter und Gegenwart, Jhb. Dt. Quartärvereinigung, 37: 109–118, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover. [Lahntal]
- BRAUN, A. (1989): Neue unterkarbonische Radiolarien-Taxa aus Kieselschiefer-Geröllen des unteren Maintales bei Frankfurt a. M. – Geologica et Palaeontologica, 23: 83–99, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Marburg.
- (1989): Unterkarbonische Radiolarien aus Kieselschiefergeröllen des Mains bei Frankfurt am Main.
 Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 71: 357–380, 4 Taf.; Stuttgart.
- BRÜNING, U. (1989): Stratigraphie und Halotektonik des Mittleren Muschelkalks in Südniedersachsen. Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 20–21; Hannover.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1989): Geologische Übersichtskarte 1:200 000, CC 5510 Siegen; Hannover.
- Bundesministerium für Forschung und Technologie (1989): Grube Messel. Geowissenschaften, 5: 141; Weinheim.
- CHLUPAC, I. (1989): Fossil communities in the metamorphic Lower Devonian of the Hruby Jesenik Mts., Czechoslovakia. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 177 (3), 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart. [korreliert mit Taunusquarzit]
- CLAUSEN, C.-D., & ZIEGLER, W. (1989): Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze ihre Anwendungsmöglichkeit im Rheinischen Schiefergebirge. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 35: 9–30, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- DEMATHIEU, G., & FICHTER, J. (1989): Die Karlshafener Fährten im Naturkundemuseum der Stadt Kassel – Ihre Beschreibung und Bedeutung. – Philippia, 111–154, div. Abb., div. Tab.; Kassel.
- Doutsos, T. (1989): The Structural Transition between the Rhenohercynian- und Saxothuringian Zones (Central Europe). Z. geol. Wiss., 17 (3): 253–266, 8 Abb.; Berlin.
- DVORAK, J. (1989): Beziehungen zwischen Tektonik und Paläogeographie im mährischen Karbon. Geol. Jb. Hessen, 117: 37–51, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- EDEL, J. B., & FLUCK, P. (1989): The upper Rhenish Shield basement. (Upper Rhinegraben and Schwarzwald): Main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data. – Tectonophysics, 169: 303–316, 4 Abb.; Amsterdam–Oxford–New York–Tokyo. [Odenwald]
- FRIMAN, L. (1989): Die oberdevonischen niederen Wirbeltiere (Pisces s. l.) Deutschlands. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 35: 143–159; Krefeld.

HARTMUT POSCHWITZ

- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (1989): Geologische Karte 1:100 000, C 4718 Korbach mit Erläuterungen, 104 S., 22 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz (1989): Geologische Übersichtskarte 1:25 000, Blatt 6015 Mainz mit Erläuterungen; Mainz.
- GIESE, M., & SCHMIEDT-EFFING, R. (1989): Eine Radiolarienfauna aus dem Unter-Karbon von Amönau bei Wetter (Rheinisches Schiefergebirge/Hessen). – Geologica et Palaeontologica, 23: 71–81, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Marburg.
- Götz, E., & DRÖGE, B. (1989): Zur morphologischen und sedimentologischen Charakteristik des Rheins. – Dt. Gewässerkdl. Mitt., 3/4 (33): 85–91, 8 Abb., 1 Tab.; Koblenz.
- HAUSCHKE, N., & WILDE, V. (1989): Ein Limulide aus dem Zechstein (Oberes Perm) der Korbacher Bucht (Hessen, Bundesrepublik Deutschland). Geol. Jb. Hessen, 117: 17–21, 1 Taf.; Wiesbaden.
- HESSE, A. (1989): Die Messelrallen Rekonstruktion eines Lebensbildes. Natur und Museum, 119: 110–112, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- Hessisches Landesamt für Bodenforschung (1989). Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000, 4. neubearb. Aufl.; Wiesbaden.
- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B., & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25 000 (GK 25). – Geol. Jb., A 112, 243 S.; Hannover.
- HOTTENROTT, M. (1989): Zur Pollenführung der früh- und mittelpleistozänen Sedimentfolge von Alzenau in Unterfranken (Ziegeleigrube Zeller). – Jber. wetterau. Ges. Naturkde., **140.–141. Jg.:** 131–139, 3 Abb.; Hanau.
- JACOBSHAGEN, V., & KERSTEN, G. (1989): Bruchtektonik, frühtertiäre und plioquatäre Subrosion am Hohen Meißner (Nordhessen). – Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 47–48; Hannover.
- JESSEN, H.L. (1989): Ein rhipidistider Fischrest aus den Klerf-Schichten (Oberes Unterdevon) der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Palaeontographica Abt. A., 206 (1-3): 17–24, 1 Abb.; Stuttgart.
- KRAUS, W. (1989): Ein real-hypothetisches Modell, der Ammonit. Der Präparator, 35 (3): 105–117, 14 Abb.; Bochum.
- KULICK, J. (1989): Perm. Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 22–31, Abb. 4–6; Wiesbaden.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. Geol. Abh. Hessen, 89, 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MEHRNUSCH, M. (1989): Die Bolivinen (Foraminifera) des Oligozäns im Mainzer Becken. Mainzer geowiss. Mitt., 18: 49–76, 29 Abb.; Mainz.
- (1989). Die Bolivinen (Foraminifera) der Corbicula- und Hydrobienschichten (Miozän) im Mainzer Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., 18: 77–80, 11 Abb.; Mainz.
- MEYER, H.-H., & KOTHMEIER, C. (1989): Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit – abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 39: 10–18, 4 Abb.; Hannover. [Raum Frankfurt a. M., Wetterau, Kassel]
- MOLLENHAUER, K.-M., & NAGEL, G. (1989): Aktuelle Abtragungsvorgänge in Kerbtälchen und Runsen unter Wald. Göttinger Geogr. Abh., 86: 105–114, 5 Abb.; Göttingen. [Taunus, Odenwald]
- PAPROTH, E. (1989): Die paläogeographische Entwicklung Mittel-Europas im Karbon. Geol. Jb. Hessen, 117: 53–68, 17 Abb.; Wiesbaden.
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Jb. Hessen, 117: 23–35, 4 Taf.; Wiesbaden.
- ROHDE, P. (1989): Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschemas für das obere Weser-Tal. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 39: 42–56, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover. [Bad Karlshafen]
- ROTHER, N. (1989): Holozäne fluviale Morphodynamik im Ilmetal und an der Nordostabdachung des Sollings (Südniedersachsen). – Göttinger Geogr. Abh., 87, 103 S., 59 Abb., 10 Tab., 1 Kt.; Göttingen.
- RUCHHOLZ, K. (1989): Entwicklung und gerichtete Transformation von oberdevonisch-unterkarbonischer Flyschsedimentation und Olisthostromen im östlichen Rhenoherzynikum (Harz). – Z. geol. Wiss., 17 (6): 581–588, 3 Abb.; Berlin.
- SCHAAL, S. (1989): Messel: An important geological monument?. Erdöl, Kohle, Erdgas, Petrochemie, 42: 140–142, 5 Abb., 3 Tab.; Leinfelden-Echterdingen.

- SCHAARSCHMIDT, F. (1989): Mitteilungen des Arbeitskreises für Paläobotanik und Palynologie. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **115**: 1–271, div. Abb.; Frankfurt a. M.
- (1989): Paläobotanische Ausgrabung von Kieselhölzern in der Wetterau.
 Natur und Museum, 119: 209–211, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHÄFER, A. (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. – Geol. Rundschau, 78/2: 449-524, 15 Abb.; Stuttgart.
- SCHAUMBERG, G. (1989): Muensterichthys buergeri n.g.n.sp., ein neuer Palaeoniscoide (Actinopterygii, Pisces) aus dem permische Kupferschiefer von Richelsdorf (Hessen, West-Deutschland). – Paläont. Z., 63 (1/2): 119–131, 7 Abb.; Stuttgart.
- SCHRÖDER, R. (1989): Die Anfänge der angewandten Mikropaläontologie in Deutschland. Natur und Museum, 119: 190–204, 12 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHULTZ, G., RASCH, H.-J., & ZAGORA, K. (1989): 25 Jahre stratigraphisch-lithologische Forschung im Zechstein im Norden der DDR. – Schriftenrh. geol. Wiss., 27: 27–30; Berlin.
- SCHWARZ, J., & REICHENBACHER, B. (1989): Die Charophytenflora der Kirchberger Schichten (Unter-Miozän). – Geologica Bavarica, 94: 179–193, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; München. [Mainzer Becken]
- SEIDEL, G. (1989): Zur Tektonik der Störungszonen des südlichen Thüringer Beckens. Z. geol. Wiss., 17 (3): 311–316, 10 Abb.; Berlin.
- SOBOTHA, E. (1989): Der Burgberg bei Meidela. Burgwaldbote, 14/15, 1 Abb.; Schönstadt.
- STACKEBRANDT, W., & FRANZKE, H. J. (1989): Alpidic Reactivation of the Variscan Consolidated Lithosphere – The Activity of some Fracture Zones in Central Europe. – Z. geol. Wiss., 17 (7): 699–712, 8 Abb.; Berlin.
- SRUWE, W. (1989): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mitteldevonischen Karbonat-Plattformen. Natur und Museum, 119: 128–139, 9 Abb.; Frankfurt a. M.
- 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.
- VÖLKL, G. (1989): Alte und neue Präparationsmethoden an paläontologischen Objekten. Der Präparator, 35 (3): 97–100, div. Abb.; Bochum.
- WEDDIGE, K. (1989): Conodonten problematische Fossilien. Natur und Museum, 119: 67–82, 17 Abb.; Frankfurt a. M.
- & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen. Natur und Museum, 119: 83–93,
 4 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- WILDE, V. (1989): Untersuchungen zur Systematik der Blattreste aus dem Mitteleozän der Grube Messel bei Darmstadt (Hessen, Bundesrepublik Deutschland). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 115: 1–213, div. Abb.; Frankfurt a. M.
- WYCISK, P. (1989): Synsedimentäre Tektonik und Sequenzentwicklung im Mittleren Buntsandstein am Südwestrand der Eichsfeld–Altmark-Schwelle (N-Hessen). – Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 79–81; Hannover.
- YOCHELSON, E. L. (1989): Reconsideration of possible soft parts in dacryoconarids (incertae sedis) from the Hunsrück-Schiefer in Western Germany. – Senckenbergiana lethaea, 69 (5/6): 381–390, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- ZULAUF, G. (1989): Die Untersuchungsbohrungen der Kreismülldeponie "Bastwald" (Vogelsbergkreis) und ihre Bedeutung für die nordöstliche Fortsetzung des Lauterbacher Grabens. – Geol. Jb. Hessen, 117: 169–205, 9 Abb.; Wiesbaden.

2. Petrologie und Geochemie

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- ABU-EL-SOUD, M. (1987): Lineament analysis, geochemistry, and tectonic setting of the Variscan part of the Southern Odenwald, Federal Republic of Germany. – Diss. Univ. Mainz, Fachber. Geowiss., 373 S., 112 Abb., 44 Tab., 4 Taf., 71 Analys.; Mainz.
- BEHR, H.-J., & GERLER, J. (1987): Inclusions of sedimentary brines in post-variscan mineralizations in the Federal Republic of Germany – a study by neutro activation analysis. – Chemical Geology, 61: 65–77; Amsterdam.

- HORN, E. E., FRENTZEL-BEYME, K., & REUTEL, C. (1987): Fluid inclusion characteristics of the variscan and post-variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. - Chemical Geology., 61: 273-285; Amsterdam.
- REUTER, A., & DALLMEYER, R. D. (1987): 40Ar/39Ar dating of cleavage formation in tuffs during anchizonal metamorphism. - Contr. Mineral. Petrol., 97 (3): 352-360, 5 Abb., 1 Tab., 112 Analys.; Berlin-West.
- WEINBRUCH, S. (1987): Messungen über die Wachstumsgeschwindigkeit von Sinterröhrchen in einem Stollen. – Höhle, 38 (1): 7–8, 1 Tab.; Wien. [Westerwald]

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- HIRSCHMANN, G., & OKRUSCH, M. (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteile der Mitteldeutschen Kristallinzone – ein Vergleich. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 177 (1): 1–39, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KLUPSCH, N., & ROTHE, P. (1988): Depositional and Diagenetic Carbonate Facies in the Calcareous Tertiary (Upper Oligocene-Lower Miocene) of the Mainz Basin: An Interpretation. – Geol. Jb., A 110: 173–203, 7 Abb.; Hannover.
- RIEKEN, R. (1988): Lösungs-Zusammensetzung und Migrationsprozesse von Paläo-Fluidsystemen in Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens (Mikrothermometrie, Laser-Raman-Spektroskopie und Isotopen-Geochemie). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., 37, 116 S., 37 Abb., 22 Tab., 5 Taf.; Göttingen. [Hess. Senke]
- ROTHE, P., & KLUPSCH, N. (1988): Tonmineral-Spektrum aus dem Kalktertiär (Oberoligozän–Untermiozän) des Mainzer Beckens, Erste Ergebnisse. – Geol. Jb., A 110: 261–270, 3 Abb.; Hannover.
- 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 S., 81 Abb., 6 Tab.; Göttingen.

- BORSTEL, L. E. VON, HERRMANN, A. G., & KNIPPING, B. (1989): Basalte in Zechsteinevaporiten der Werra-Folge. – Ber. Dt. Mineral. Ges., 1 (1.2): 16; Stuttgart.
- DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M., & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie Petrographie Geochemie.
 Geol. Jb. Hessen, 117: 79–138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- DIEDEL, R., REDECKE, P., & FRIEDRICH, G. (1989): Blei-Zink-Mineralisationen in Zechsteinkarbonaten des Nordwestdeutschen Beckens als Folge intraformationaler Stoffumsetzungen. – Ber. Dt. Mineral. Ges., 1 (1.2): 32; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H., & BECKER, R. E. (1989): Vulkanische Gesteine. Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 97–115, Abb. 13–17, Tab. 4 u. 5; Wiesbaden.
- ERLINGHAGEN, K.-P. (1989): Fluid inclusion studies of siderite lodes of the Siegerland-Wied District (Rheinisches Schiefergebirge), FRG. N. Jb. Miner. Mh., 1: 557-567, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- GIUSEPPETTI, G., & TADINI, C. (1989): Beudantite: PbFe↓3↑(SO↓4↑) (AsO↓4↑)(OH)↓6↑, its crystal structure, tetrahedral site disordering and scattered Pb distribution. – N. Jb. Miner. Mh., 1: 27–33, 5 Tab.; Stuttgart. [Dernbach]
- HENTSCHEL, G. (1989): Zur Vielgestaltigkeit des Phillipsits. Aufschluss, 40: 153–164, 43 Abb.; Heidelberg.
- HESS, J. C., & SCHMIDT, G. (1989): Zur Altersstellung der Kataklasite im Bereich der Otzberg-Zone, Odenwald. – Geol. Jb. Hessen, 117: 69–77, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KIRSCH, H., & LIPPOLT, H. J. (1989): 40Ar/39Ar-chronologische Untersuchungen zur Sericitisierung von Plagioklasen am Beispiel des Frankenstein-Gabbros/Odenwald. – Ber. Dt. Mineral. Ges., 1 (1.2): 94; Stuttgart.

- KLEIN, D., & STRÖBEL, G. (1989): Mineralogische Untersuchungen über das hydrophobe Verhalten von Quarz im "Nauheimer Kantkies". – Oberhess. naturwiss. Z., 51: 47–65, 6 Abb.; Gießen.
- KNABE, H.-J. (1989): Zur analytischen Bestimmung und geochemischen Verteilung der gesteinsgebundenen Gase im Salinar. – Z. geol. Wiss., 17 (4): 353–368, 8 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- KUHN, H., & ZIMMERLE, W. (1989): Helle Tufflagen mit Belastungsmarken (load casts) im Unterkarbon (Viséum) von Westharz und Kellerwald. – Geol. Jb. Hessen, 117: 139–154, 4 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KURZ, R., & KURZ, K. (1989): Eine Nickelvererzung im Diabasbruch Gönnern bei Frechenhausen. Aufschluss, 40: 255–257; Heidelberg.
- LEIPNER, B. (1989): Epoxidharze im Test f
 ür die D
 ünnschliffherstellung erste Ergebnisse. Der Pr
 äparator, 35 (3): 129–133, 1 Abb., 1 Tab.; Bochum.
- NESBOR, H. D., & FLICK, H. (1989): Fazieller Aufbau und diagenetische Entwicklung der submarinen Vulkanbauten in der Givet/Adorf-Phase, Lahn-Dill-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge). – Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 109–110; Hannover.
- ROSTANI, A. (1989): Graphische und mineralogische Beobachtungen im Steinbruch bei Mackenheim (Odenwald). Min. Petrograph. Inst. Univ. Heidelberg; Heidelberg.
- SCHWARZ, H.-U. (1989): Vulkano-seismische Deformationen im Kieselschiefer Befunde einer strukturellen Anschliff-Analyse. – Geol. Jb. Hessen, 117: 155–168, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WERNER, W. (1989): Contribution to the genesis of the SEDEX-type mineralizations of the Rhenish Massif (Germany) implications for future Pb-Zn exploration. Geol. Rundschau, 78/2: 571–598, 14 Abb.; Stuttgart. [Dillenburg, Günterod]
- (1989): Synsedimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine-Hydrothermal Mineralization in the Late Palaeozoic Rhenish Basin (Germany).
 - Geotekt. Forsch., 71, 305 S., div. Abb., div. Tab.; Stuttgart. [Taunus, Vogelsberg, Odenwald]
- ZIEGLER, M. A. (1989): North German Zechstein facies patterns in relation to their substrate. Geol. Rundschau, 78/1: 105–127, 16 Abb., 1 Tab.; Stuttgart. [Hess. Senke]

3. Bodenkunde

Nachtrag aus dem Jahre 1986

STREMME, H. E. (1986): Die Korrelation quartärer Paläoböden in Nordwest-Deutschland. – Z. Geomorph., 61: 89–100, 4 Abb., 3 Tab.; Berlin–Stuttgart. [Rhein–Main-Gebiet]

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- ARNDT, J., & GANS, I. (1987): Die Verteilung der langlebigen Spaltprodukte Strontium 90 und Caesium 137 des Kernwaffen-Fallouts im Boden. – WaBoLu-Ber., 2: 1–57, 9 Abb., 29 Tab., 810 Analys.; Berlin-West. [Schlüchtern, Wiesbaden-Frauenstein]
- BOTTNER, C. (1987): Untersuchungen zur Viruskontamination von Böden und Gewässern in Waldökosystemen. – Diss. Univ. Bonn, Hoh. Landwirtsch. Fak., 165 S., 38 Abb., 18 Tab.; Bonn.
- LASSONCZYK, B. (1987): Immobilisierung löslicher organischer Stoffe aus Auflagehorizonten in Sandböden. – Diss. Univ. Bonn, Hoh. Landwirtsch. Fak., 140 S., 42 Abb., 22 Tab., 60 Analys.; Bonn.
- MAYER, R. (1987): Bewertung des Eintrages von Luftverunreinigungen auf bzw. in den Boden im Hinblick auf Waldstandorte. – VDI-Komm. Reinhaltung Luft, Schriftenreihe, 5: 85–106; Düsseldorf.
- Niedersächsisches Landesamt für Wasserwirtschaft (1987): Belastung von Wasser und Boden durch Schadstoffe in Luft und Niederschlägen. Bestandsaufnahme und Konzept für ein Untersuchungs- und Forschungsprogramm. – 99 S., 38 Abb., 24 Tab., 7 Kt. (1:1 000 000); Hildesheim.
- PELZER, J. (1987): Der Einfluß des pH-Wertes auf die Verteilung von Blei, Cadmium und Nickel zwischen Boden und Bodenlösung. – Archiv Acker-, Pflanzenbau u. Bodenkde., 31 (5): 321–325, 3 Tab.; Berlin/DDR.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- ALTMANN, B.-R., RÜDDIGER, G., & LILIE, R. H. (1988): DGMK-Projekt 396-02. Erfahrungsbericht über die biologische ex situ-Sanierung ölverunreinigter Böden. – Ber. Dt. Ges. Mineralölwiss. Kohlechem., 396-02: 1–43, 7 Abb., 2 Tab.; Hamburg. [Spessart]
- ANLAUF, R., KERSEBAUM, K. C., & RICHTER, J. (1988): Gebietsmodellierung des Nitrataustrags im Winterhalbjahr. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 57: 13–18, 5 Abb., 2 Tab.; Oldenburg.
- Arbeitskreis Stadtböden (1988): Aufgaben, Inhalte und Aufbau eines Konzeptes zur Stadtbodenkartierung. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 56: 317–322; Oldenburg.
- AUERSWALD, K., FISCHER, W. R., MARTIN, W., & KAINZ, M. (1988): EROLIT eine Literaturdatenbank zur Bodenerosion. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 56: 101–103, 1 Abb.; Oldenburg.
- Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft Arbeitsgruppe Bodenschutz (1988): Bodenkundliche Forderungen zur Landbewirtschaftung in Wassergewinnungsgebieten. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 57: 131–133; Oldenburg.
- GREULICH, P. (1988): Schwermetalle in Fichten und Böden im Burgwald (Hessen) Untersuchungen zur räumlichen Variabilität der Elemente Blei, Cadmium, Nickel, Zink, Calcium und Magnesium unter besonderer Berücksichtigung des Reliefeinflusses. – Marburger Geogr. Schr., 111, 158 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Marburg.
- Hessisches Ministerium f
 ür Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz Landentwicklung (1988): Standortkarte von Hessen – Gefahrenstufenkarte Bodenerosion durch Wasser 1:50 000; Wiesbaden: KRAUS, U.: Bl. L 5918 Frankfurt a. M. Ost.
- MÜLLER-WEGENER, U. (1988): Einfluß der Huminstoffe auf den Eintrag von Pflanzenschutzmitteln in das Grundwasser. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 56: 221–226, 3 Abb., 1 Tab.; Oldenburg.

- AUERSWALD, K. (1989): Prognose des P-Eintrags durch Bodenerosion in die Oberflächengewässer der BRD. – Mitt. Dt. Bodenkl. Ges., 59 (II): 661–664; Münster.
- BACHMANN, G., & SCHWARTENGRÄBER, R. (1989): Aufgabe der Bodenkunde bei der Sanierung von kontaminierten Standorten. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (I): 291–294; Münster.
- BARGON, E. (1989): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Rauenthal; Wiesbaden.
- BENZLER, J.-H. (1989): Zur Entwicklung der Horizont-Nomenklatur in der Bundesrepublik Deutschland.
 Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 837–842, 1 Abb.; Münster.
- BERG, H. D. (1989): Untersuchung und Sanierung einer Bodenverunreinigung mit chlorierten Kohlenwasserstoffen. – GWF, 1: 27–32, 7 Abb.; München.
- BLUME, H.-P. (1989): Classification of soils in urban agglomerations. CATENA, 16 (3): 269-275; Cremlingen.
- BRECHTEL, H. M. (1989): Beiträge der Hessischen Forstlichen Versuchsanstalt zur Wissenschaftlichen Tagung des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau eV. (DVWK) "Immissionsbelastung des Waldes und seiner Böden. – Gefahr für die Gewässer?". – DVWK Mitteilungen, 17, 198 S.; Bonn. [Nordhessen]
- (1989): Immissionsbelastung des Waldes, Auswirkungen auf den Gebietswasserhaushalt und Folgen für die Böden und Gewässer. "Wie sau(b)er ist das Wasser in Nordhessen?" – Kasseler Hochschulwoche, 14: 33–52; Kassel.
- (1989): Immissionsbelastung des Waldes und seiner Böden. Gefahr für die Gewässer ? Forsch.ber.
 Hess. Forstl. Versuchsanstalt, 8: 1–198, div. Abb., div. Tab; Hann. Münden.
- Bundesminister f
 ür Raumordnung, Bauwesen und St
 ädtebau (1989): Pilotstudie Statistisches Informationssystem zur Bodennutzung (STABIS) – Voruntersuchung. – Sch.rh. Forschung, 471, 183 S., div. Abb., div. Tab.; Wolfenb
 üttel.
- CORDSEN, E. & SIEM, H.-K. (1989): Bodenversiegelung in der Bundesrepublik Deutschland Gründe, Ausmaß, Folgen und Gegenmaßnahmen. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 857–860; Münster.
- ECKELMANN, W., & MÜLLER, U. (1989): Nutzung des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS für Auswertungsfragen zum Bodenschutz. I. Das Prinzip. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 873–876, 2 Abb.; Münster.

Hessisches Geologisches Schrifttum 1989 mit Nachträgen aus den Jahren 1979–1988 285

- & RICHTER, U. (1989): Nutzung des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS für Auswertungsfragen zum Bodenschutz – IV. Auswertungsmethode: Ackerbauliche Ertragspotentiale. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 877–878, 1 Abb.; Münster.
- FLEIGE, H., HINDEL, R. & WEIDNER, E. (1989): Der Einfluß der Deckschichtenzusammensetzung auf die Schwermetallverteilung in ausgewählten Bodenprofilen. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (I): 329–334, 2 Abb.; Oldenburg.
- FRANK, U., & GEBHARDT, H. (1989): Mineralverwitterung, Tonmineralumwandlung und Tonzerstörung als Folge starker Bodenversauerung auf ausgewählten Waldstandorten. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 1163–1168, 2 Abb., 3 Tab.; Münster.
- FREDE, H.-G., BEISECKER, R., GÄTH, S., & MOLLENHAUER, K. (1989): Auswirkungen unterschiedlicher Bodenbearbeitungssysteme auf die Oberflächenstabilität und die Makroporenversickerung. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 1055–1056; Münster.
- 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).
- GRUPE, M. (1989): Schwermetallgehalte in Böden in Abhängigkeit vom Ausgangssubstrat. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 895–896; Münster.
- HAHN, Ulrich (1989): Kompensationsdüngung mit silikatischen Gesteinsmehlen zur Pufferung geschädigter Waldböden. – DNI, **5/89**: 49–57, 7 Abb., 6 Tab.; Baden-Baden.
- HERES, D. (1989): Untersuchungen an Gartenböden im Mainzer Stadtteil Bretzenheim. Mainzer Naturw. Archiv, 27: 37–86, 21 Abb., 5 Tab.; Mainz.
- Hessisches Ministerium für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz Landentwicklung (1989): Standortkarte von Hessen – Gefahrenstufenkarte Bodenerosion durch Wasser 1:50000; Wiesbaden: GOEMANN: Bl. L 6118 Darmstadt Ost.
- HINDEL, R., & FLEIGE, H. (1989): Verfahren zur Unterscheidung lithogener und anthropogener Schwermetallanreicherungen in Böden. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (I): 389–394, 3 Tab.; Oldenburg.
- HORNBURG, V., & BRÖMMER, G. (1989): Untersuchungen zur Mobilität und Verfügbarkeit von Schwermetallen in Böden. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 727–732, 5 Abb., 2 Tab.; Münster.
- Industrieverband Agrar (1989): Jahresbericht 1988/89. 52 S., div. Abb., div. Tab.; Frankfurt a. M.
- KAUPENJOHANN, M., & ZECH, W. (1989): Ernährungsstörungen erkrankter Waldökosysteme Bedeutung der N-Deposition. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 737–738; Münster.
- KOHL, R., & PREUSSE, H.-U. (1989): Kennwerte zur Beschreibung der Sensibilität landwirtschaftlich genutzter Böden gegenüber Versauerung. Z. f. Kulturtechn. u. Flurbereinigung, 29: 156–165, 1 Abb., 3 Tab.; Berlin-Hamburg. [Osthess. Bergland]
- KUNZMANN, G. (1989): Der ökologische Feuchtegrad als Kriterium zur Beurteilung von Grünlandstandorten, ein Vergleich bodenkundlicher und vegetationskundlicher Standortmerkmale. – Dissertationes Botanicae, 134, 254 S., div. Abb., div. Tab.; Berlin–Stuttgart. [Lahntal, Frankenbach, Wetterau]
- LESSMANN-SCHOCH, U., SCHLESER, H., ZAKOSEK, H. & TAOLIN ZHANG (1989): Vegetation und Klima während der Tschernosem-Bildung im nördlichen Oberrheintal. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **59 (II)**: 931–932; Münster.
- MATTHIESEN, K. (1989): Bodenschutz-Voraussetzung f
 ür eine offensive Umweltpolitik. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (I): 65–72; Oldenburg.
- MÜLLER, U., & STROBEL, P. (1989): Nutzung des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS für Auswertungsfragen zum Bodenschutz – III. Auswertungsmethode: Verdichtungsempfindlichkeit.
 Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 939–940; Münster.
- & TALKE, A. (1989): Nutzung des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS für Auswertungsfragen zum Bodenschutz – II. Auswertungsmethode: Schwermetallgefährdungspotential. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 941–942; Münster.
- NEITE, H. (1989): Zum Einfluß von pH und organischem Kohlenstoffgehalt auf die Löslichkeit von Eisen, Blei, Mangan und Zink in Waldböden. – Z. Pflanzenernähr., 152: 441–445, 4 Abb.; Weinheim.
- ROHDENBURG, H. (1989): Methods for the analysis of Agro-Ecosystems in Central Europe, with emphasis on geoecological aspects. CATENA, 16: 1–57, 2 Tab.; Cremlingen.

- ROSENBERG, F. (1989): Geochemie hessischer Mittelgebirgsböden in Abhängigkeit von präquartärem Untergrund und quartärgeologischen Einflußfaktoren. – Ber. dt. mineral. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral., 1 (1): 155; Stuttgart.
- RUCK, A. (1989): Beurteilung von Schadstoffen im Boden ein Kriterienkatalog. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 965–968, 1 Abb.; Münster.
- 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. Naturkde., 140.-141. Jg., 6 Abb.; Hanau (im Druck).
- (1989): Bodenübersichtskarte von Hessen 1:500000; Wiesbaden. [HLB]
- SCHREIBER, K.-F. (1989): Landschaftsökologie und Bodenkunde Herausforderungen durch Naturschutz und Landschaftspflege. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (I): 73–90, 4 Abb., 1 Tab.; Oldenburg.
- TEBRÜGGE, F. (1989): Wechselwirkungen von Bodenbearbeitungssystemen auf das Ökosystem Boden. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **59** (II): 1227–1232, 3 Abb.; Münster.
- THIEMEYER, H. (1989): Aufbau und Eigenschaften typischer Böden im Hessischen Ried. Geol. Jb. Hessen, **117**: 217–236, 4 Abb., 7 Tab., 6 Prof.; Wiesbaden.
- ULRICH, B., & MALESSA, V. (1989): Tiefengradienten der Bodenversauerung. Z. Pflanzenernähr., 152: 81–84, 2 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- VERHOFF, M., & BRÜMMER, G. W. (1989): Silicatverwitterung und Tonmineralumwandlung in Waldböden als Folge von Versauerungsprozessen. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 1203–1208, 3 Abb.; Münster.
- WACHTMANN, H., & BRÜCKNER, H. (1989): Waldschäden durch Stickstoffüberschuß oder durch Stickstoffmangel? Die Rolle von Spurenelementen für die Revitalisierung geschädigter Waldökosysteme. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 811–816, 4 Abb.; Münster.
- WEITZ, A., BUNTE, D., FRANK, T., & HERSEMANN, H. (1989): 'Nested sampling' ein Verfahren zur Ermittlung der Größenordnung der räumlichen Variabilität bodenkundlicher Kenndaten. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 1011–1014, 3 Abb., 1 Tab.; Münster.
- WERITZ, N., & SCHRÖDER, D. (1989): Mikrobielle Aktivitäten in Stadtböden und ihre Bewertung unter besonderer Berücksichtigung von Schwermetallbelastungen. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 1015–1020, 2 Abb., 5 Tab.; Münster.
- ZAKOSEK, H. (1989): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintalgraben. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **59** (II): 1021–1024; Münster.

4. Lagerstätten und Bergbau

Nachtrag aus dem Jahre 1985

Hessischen Ministerium f
ür Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz – Landentwicklung (1985): Standortkarte von Hessen – Rohstoffkarte 1:50 000, Wiesbaden: ABEL, H.: Bl. L 5514 Weilburg.

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- GERHARDUS, M. (1987): Zeigerpflanzen für Erze und Wasser. Aus Untersuchungen des Devons im Rhein-Sieg-Dill-Lahngebiet. – Bergbau, 38 (12): 546–548, 5 Abb.; Gütersloh.
- JÄGER, B. (1987): Gold aus dem Eisenberg. Über die Goldvorkommen von Eisenberg/Korbach und von der Eder. – Emser H., 8 (3): 39–48, 16 Abb.; Bochum.
- Land Hessen (1987): Verordnung über Feldes- und Förderabgaben (FVO) vom 15. Oktober 1986 (Gesetzund Verordnungsblatt für das Land Hessen, Teil I: 289). – Z. Bergr., **128** (2): 125–135; Köln-Bonn-Berlin.

PSOTTA, M. (1987): Der Kalibergbau in der Bundesrepublik Deutschland. – Braunkohle, **39** (7): 210–213, 8 Abb.; Düsseldorf.

- SCHÖNHUT, H. (1987): Das Braunkohlenvorkommen von Borken (Hessen). Braunkohle, 39 (8): 280–290/303, 15 Abb., 1 Tab.; Düsseldorf.
- (1987): Aufschluß, Betrieb und Rekultivierung des Tagebaues Haarhausen 2 der Preussen Elektra Aktiengesellschaft, Bergbau Borken. – Braunkohle, 39 (8): 298–300, 3 Abb.; Düsseldorf.
- STEIN. V., & REIMANN, C. (1987): Folgenutzungen für Lehm- und Tongruben. ZI, 40 (9): 400–408, 10 Abb.; Wiesbaden.

VORTISCH, W., & BUTZ, R. (1987): Tonlagerstätten des nordöstlichen Westerwaldes – geologische und tonmineralogische Untersuchungen. – ZI, 40 (9): 385–393, 10 Abb., 2 Tab., 7 Analys.; Wiesbaden.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- KEUSGEN, A. (1988): Aus dem Bericht 1987 über das Bergwesen im Lande Hessen. Glückauf, 124 (23/24): 1269; Essen.
- STECKHAN, W. (1988): Der Braunkohlenbergbau und seine geschichtliche Entwicklung aus fünf Jahrhunderten im Habichtswald bei Kassel. – div. Abb., div. Tab.; Kassel.

1989

ERNST, H. (1989): 100 Jahre Kali und Salz AG. - Glückauf, 125 (17/18): 1145-1156, 6 Abb.; Essen.

- GIESEL, R.-J., HAASE, G., MARGGRAF, P., SALZER, K., & THOMA, K. (1989): Drei Jahrzehnte Ausbruchsforschung im Kalibergbau des Werrareviers der DDR. – Z. geol. Wiss., 17 (4): 333–346, 11 Abb.; Berlin.
- GRIMMEL, E. (1989): Entsorgung von anthropogenen Schadstoffen durch Tieflagerung?. Geowissenschaften, 3: 79–82, 1 Abb.; Weinheim.
- HERBST, K. (1989): Die bergrechtliche Genehmigung. DNI, 3/89: 40-45; Baden-Baden.
- Hessisches Ministerium für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz Landentwicklung (1989): Standortkarte von Hessen – Rohstoffkarte 1:50 000; Wiesbaden:
 - ABEL, H.: Bl. L 5912 Kaub,
 - -: Bl. L 6118 Darmstadt Ost,
 - -: Bl. L 6316 Worms,
 - -: Bl. L 6318 Erbach,
 - -: Bl. L 6320 Miltenberg,
 - -: Bl. L 6516 Mannheim,
 - -: Bl. L 6518 Heidelberg Nord,
 - -: Bl. L 6520 Buchen.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1989): Die Rettungsbohrung Borken ein Ergebnis moderner Bohrtechnik. Natur und Museum, 119: 103–109, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- KEUSGEN, A. (1989): Aus dem Bericht 1988 über das Bergwesen im Lande Hessen. Glückauf, 125 (23/24): 1446–1455; 1 Tab.; Essen.
- KIRNBAUER, T. (1989): Die Grube "Silberkaute" NNW Michelbach bei Usingen/Ts. (Bl. 5617 Usingen). Geol. Jb. Hessen, 117: 207–216, 1 Abb.; Wiesbaden.
- 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.
- PUCHERT, H. (1989): Salz, Salinen und Stockschlagwald. Die Geschichte des Orber Reisigs im Spessart. - Natur und Museum, 119: 1-8, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1989): Die Minerale der Grube Fischbacher Werk bei Niederfischbach im Bergamtsbezirk Betzdorf/Siegerland. – Aufschluss, 40: 75–94, 26 Abb.; Heidelberg.
- STECKHAN, W. (1989): Das Braunkohlevorkommen im Stellberg bei Kassel. 96 S., div. Abb., div. Tab.; Kassel.
- TREUE, W. (1989): Preußens Montanindustrie in den sechziger Jahren des 19. Jahrhunderts. Glückauf, 125 (1/2): 61–64, 1 Abb.; Essen.

HARTMUT POSCHWITZ

5. Geophysik

Nachtrag aus dem Jahre 1987

MÄLZER, H., SCHWARZ, E., HAUSCH, W., HEIN. G. W., GROTEN E., LEONHARD, T., ZIPPELT, K., & KER-STING-WELSCH, N. (1987): DGK-Arbeitskreis für rezente Krustenbewegungen, Testnetz Pfungstadt – Berechnungen von Höhenänderungen mit unterschiedlichen Modellen. – Dt. geodät. Komm. bayer. Akad. Wiss., Reihe B, 283: 1–172, 68 Abb., 27 Tab.; München.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

BAHR, K. (1988): Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local tellurie distortion. – J. Geophys., 62: 119–127, 5 Abb.; Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo. [Vogelsberg]

1989

- 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): Geophysik. Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 157–165, Abb. 27–33; Wiesbaden.
- (1989): Das internationale geomagnetische Referenzfeld (IGRF 85) von 1989.5 f
 ür Hessen in 300 m
 ü. NN. Geol. Jb. Hessen, 117: 251-253, 1 Taf.; Wiesbaden.
- DAMM, V., & JANSSEN, C. (1989): Magnetische Gefügeuntersuchungen Ein Beitrag zur Deformationsanalyse im Muschelkalk. – Z. geol. Wiss., 17 (5): 463–473, 5 Abb.; Berlin.
- DOHR, G. (1989): Deep seismic a tool in the recognition and interpretation of large geological elements. The starting point for deterministic basin modelling. – Geol. Rundschau, **78/1**: 21–48, 22 Abb.; Stuttgart.
- KRÄMER, R. (1989): Geologische und geomagnetische Untersuchungen am Fahlberg, einem quartären Vulkan im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Mainzer geowiss. Mitt., 18: 91–102, 9 Abb.; Mainz.
- WONIK, T., & HAHN, A. (1989): Karte der Magnetfeldanomalien, F Bundesrepublik Deutschland, Luxemburg, Schweiz und Österreich (westlicher Teil) 1:1000000. – Geol. Jb., K 43: 3–21, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.

6. Luftbildgeologie

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- EHLERS, M. (1987): Integrative Verarbeitung von digitalen Bilddaten der Satellitenphotogammetrie und -fernerkundung im Rahmen von geographischen Informationssystemen. – Wiss. Arb. Fachrichtung Vermessungswes. Univ. Hannover, 149: 1–137, 75 Abb., 30 Tab.; Hannover.
- HARTL, P., HASSELMANN, K., MÜHLFELD, R., & RASCHKE, E. (1987): Fernerkundung. Physikalische und methodische Grundlagen für die Datenauswertung. Bericht über ein 1978 bis 1983 gefördertes Schwerpunktprogramm. – VCH Verlagsges., 1–85, 12 Abb.; Weinheim.
- HENKER, S. (1987): Untersuchungen zur Verbesserung der Qualität rechnergestützter Flächennutzungs-Dechiffrierungen und -Kartierungen aus kosmischen Daten der Fernerkundung durch den Einsatz von Texturmerkmalen. – Wiss. Mitt. Inst. Geogr. Geoökol. Akad. Wiss. DDR, 23: 45–50; Leipzig.
- KAMMERER, P. (1987): Möglichkeiten des Einsatzes der Computerkartographie und des Digitalen Geländemodells bei der Herstellung geomorphologischer Karten. – Z. Geomorph., 66: 135–154, 11 Abb., 1 Tab.; Berlin–Stuttgart.

- THIERGÄRTNER, H. (1987): Über Unschärfen bei der Rasteraufnahme geologischer Karten (Untersuchungen zur flächendeckenden qualitativen Prognose 1). – Z. Angew. Geol., 33 (7): 180–185, 6 Abb., 4 Tab.; Berlin/DDR.
- ULLRICH, S. (1987): Zur Nutzung der aerokosmischen Erdfernerkundung für die Lösung ökologisch-ökonomischer Aufgaben in kleinräumigen Gebieten mit Braunkohlentagebauen und -Kraftwerksbetrieb.
 Wiss. Mitt. Inst. Geogr. Geoökol. Akad. Wiss. DDR, 23: 125–131; Leipzig.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- KAMPFMANN, W. (1988): A study of diffraction-like events on DEKORP 2-S by Kirchhoff theory. J. Geophys., 62: 163–174, 13 Abb.; Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo. [Taunus, Vogelsberg, Odenwald]
- MENZ, J. (1988): Photogeologische Strukturanalyse, ein BASIC-Programmsystem f
 ür B
 ürocomputer. Z. Angew. Geol., 34 (1): 19–23, 7 Abb.; Berlin/DDR.

1989

- FOERSTER, B., KEIL, M., KENNEWEG, H., MARTIN, K., SCHARDT, M., & WINTER, R. (1989): Walduntersuchung mit Satellitenbilddaten. – Geowissenschaften, 12: 351–358, 6 Abb.; Weinheim.
- ZINDEL, U. (1989): Betriebsbezogene Waldschadenserhebung aus Farbinfrarot-Luftbildern am Beispiel des hessischen Forstamts Kaufungen. – Forsch.ber. Hess. Forstl. Versuchsanstalt, 7: 1–70, div. Abb., div. Tab.; Hann. Münden.

7. Ingenieurgeologie

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- EWERT, F.-K. (1987): Betrachtungen zum Verpreßdruck bei Felsinjektionen. Felsbau, 5 (3): 125–131, 16 Abb.; Essen. [Hess. Senke]
- HILLEBRECHT, E. (1987): Ausführung einer Kombinationsdichtung. In: Deponie. Ablagerung von Abfällen, (Hrsg.: K. J. THOME-KOZMIENSKY), 460–490, 19 Abb., 3 Tab.; Berlin (EF-Verlag Energie-Umwelttech.).
- MOSER, P. (1987): Bericht zum 20. Schacht- und Tunnelkolloquium in Berlin. Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 132 (4): 118–120; Wien. [DB-NBS Würzburg–Hannover]
- SCHWARZ, W. (1987): Verdübelung toniger Böden. Veröff. Inst. Bodenmech. Felsmech. Univ. Karlsruhe, 105: 1–103, 75 Abb., 13 Tab.; Karlsruhe. [Mainzer Becken]

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- LINDNER, E., BERWANGER, W., & SCHMIEDER, J. (1988): GEOCONTROL Ein EDV-System für geotechnische Messungen im Tunnelbau. – In: Drittes Christian Veder Kolloquium, Graz: Tech. Univ. Graz, Inst. Bodenmech., Felsmech., Grundbau, 1–13, 4 Abb.; Graz. [Hess. Senke]
- SOMMER, H. (1988): Kombinierte Pfahl-Plattengründungen von Hochhäusern in Ton. In: Drittes Christian Veder Kolloquium, Graz: Tech. Univ. Graz, Inst. Bodenmech., Felsmech., Grundbau, 1–21, 15 Abb.; Graz. [Frankfurt a. M.]
- WALTHELM, U. (1988): Bauschadenanalyse eines auf Schluff, Torf und Mudde gegründeten Flachbaues. – Bautechnik, **65** (3): 99–101, 10 Abb.; Berlin-West. [Frankfurt a. M.]

1989

- HOLTZ, S. (1989): Dichtungssysteme hessischer Talsperren auf hochdurchlässigem Buntsandstein-Untergrund – eine Bewertung nach mehrjährigem Betrieb. – Wasserwirtschaft **79** (7/8): 368–371; Stuttgart.
- JÄGER, B. (1989): 7. Nationale Tagung der Ingenieurgeologie. Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 118–119; Hannover.
- MEON, G., PLATE, E. J. (1989): Zuverlässigkeit einer Talsperre bei Hochwasser. Wasserwirtschaft, **79** (7/8): 344–348, 5 Abb.; Stuttgart.
- 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.
- in: NAUMANN, G., & PRINZ, H. (1989): Die Bedeutung richtungsabhängiger tektonischer Gebirgsauflockerung für den Tunnelbau im Buntsandsteingebirge. Felsbau, 7: 190–197, 10 Abb.; Essen (Glückauf).
- in: BRÄUTIGAM, F., LINDSTEDT, H.-J., & PRINZ, H. (1989): Meßtechnische Beobachtungen eines Rutschhanges am Nordportal des Schickeberg-Tunnels der Neubaustrecke Hannover-Würzburg der Deutschen Bundesbahn. – Ber. 7. Nt. Tag. Ing.-Geol. in Bensheim, 23–31, 6 Abb.; Essen (DGEG).
- REINHARD, M., & WEBER, P. (1989): Geotechnische Aspekte bei der Überprüfung und Sanierung alter Staumauern im Rheinischen Schiefergebirge (Untersuchungsergebnisse von 12 Objekten). – Wasserwirtschaft, 79 (7/8): 364–367, 5 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- RÖSING, F., & WENZEL, B. (1989): Der Bergrutsch am Nordhang der Hörne bei Bad Soden-Allendorf (Nordhessen) am 21.07. 1985. – Geol. Jb. Hessen, 117: 237–250, 7 Abb.; Wiesbaden.

8. Hydrogeologie

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- MERKEL, B., FREITAG, G., GROSSMANN, J., UDLUFT, P., & ULLSPERGER, I. (1987): Auswirkungen urbaner Besiedlung auf oberflächennahe Grundwasserleiter. – Z. dt. geol. Ges., 138 (2): 273–286, 3 Abb., 6 Tab., 8 Analys.; Stuttgart.
- SCHRÖDER, H. (1987): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich des Borkener Braunkohlenvorkommens. – Braunkohle, 39 (8): 290–297, 5 Abb., 1 Tab.; Düsseldorf.
- WERNER, C.-D. (1987): Natürliche Mineralwässer amtliche Anerkennung und ursprüngliche Reinheit. – Naturwiss. Rdsch., 40 (8): 297–299, 3 Tab.; Stuttgart.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- ECKELMANN, W., & MÖLLER, U. (1988): Nitratbelastung in Wassergewinnungsgebieten und Möglichkeiten der Verhinderung durch Trinkwasserschutzgebietsverordnungen. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 57: 43–48, 2 Abb., 2 Tab.; Oldenburg.
- HEIMLICH, B., & ZEBUNKE, T. (1988): Beeinflussung der Wasserqualität durch winterliche Hochwässer in einem forstlichen Einzugsgebiet. – Z. f. Kulturtechn. u. Flurbereinigung, **29:** 148–156, 4 Abb., 2 Tab.; Berlin-Hamburg. [Rheinisches Schiefergebirge]
- MEUSER, A. (1988): Kontinuierliche Berechnung der Wasserbilanz im Mittelgebirge als Grundlage f
 ür die Untersuchung des Nitrataustrages. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 57: 71–76, 5 Abb.; Oldenburg. [Lahn– Dill-Bergland]

- BACHLE, A., DAMM, G., & SCHICK, R. (1989): Untersuchungen zur Aufbereitung von Rheinuferfiltrat und Grundwasser an Pilotanlagen. – GWF, 10: 517–524, 7 Abb., 1 Tab.; München.
- BAEUMERTH, K. (1989): Krüge und Brunnenzeichen für Mineralwasser aus Bad Homburg. Der Mineralbrunnen, 10 (39): 418–431, 13 Abb.; Bonn.

- BAUDISCH, R. (1989): Verstopfungen von Brunnenfiltern und Unterwasserpumpen durch Aluminiumoxide. – Wasser und Rohrbau, 5: 270–274, 4 Abb.; Köln.
- BECKER, K.-W., DRECHSLER, H., EULENSTEIN, F., & MEYER, B. (1989): Sanierung von Trinkwasser-Einzugsgebieten mit hoher Nitrat-Last. – Vorgehensweise und Beispiel: Ein Linksniederrheinisches Wasserwerk. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 59 (II): 677–680, 3 Abb.; Münster.
- BRAUNS, J., & GOTTHEIL, K.-M. (1989): Anmerkungen zur Absenkungswirkung von Mehrbrunnenanlagen. – Wasserwirtschaft, 79 (9): 464–469, 7 Abb.; Stuttgart.
- BRÜHL, H., & HEGER, B. (1989): Der Hohe Meißner und sein Vorland als Grundwassereinzugsgebiet Ein Beitrag zur Wasserversorgung in Nordhessen. – Dt. Gewässerkdl. Mitt., 1 (33): 2–9, 8 Abb.; Koblenz.
- SCHLÖSSER, I., & WURL, J. (1989): Der Hohe Meißner und sein Vorland als Grundwassereinzugsgebiet
 Ein Beitrag zur Wasserversorgung in Nordhessen. Dt. Gewässerkdl. Mitt., 2 (33): 64–70, 7 Abb.,
 1 Tab.; Koblenz.
- Czysz, W. (1989): 140 Jahre Chemisches Laboratorium Fresenius Wiesbaden. Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 95–96; Wiesbaden.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein, Abflußjahr 1986. 178 S., div. Abb., div. Tab., 1 Kte.; Karlsruhe (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg) 1989.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein, Abflußjahr 1987. 178 S., div. Abb., div. Tab., 1 Kte.; Karlsruhe (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg) 1989.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, Mittel- und Niederrhein mit Ijssel- und Maasgebiet, Abflußjahr 1987. 307 S., div. Abb., div. Tab., 1 Kte.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen) 1989.
- DIEDERICH, G., & PÖSCHL, W. (1989): Hydrogeologie. Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 184–202, Abb. 35, Tab. 11–17; Wiesbaden.
- EGGERS, B., & WOLFF, J. (1989): Geowissenschaftliche Methodenkombination zur Gefährdungsabschätzung von Grundwasserkontaminationen durch Altablagerungen und Hausmülldeponien. – GWF, 10: 537–545, 9 Abb., 3 Tab.; München.
- ESTENFELDER, P., & KREYLOS, M. (1989): Einsatz von Rohrtouren aus Sonderstählen in Heilwasserbohrungen und Erfahrungen aus der Praxis. – Heilbad u. Kurort, 41: 38–42, div. Abb.; Gütersloh.
- FRICKE, M., & MUCKELMANN, R. (1989): Aquiferdifferenzierung in Lahnstein/Rhein. Wasser und Rohrbau, 4: 233–236, 5 Abb.; Köln.
- FRIMMEL, F. H. (1989): Ziele in der Wasserforschung. GWF, 3: 106-112, 9 Abb., 4 Tab.; München.
- GOLWER, A., 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.
- HABERER, K. (1989): Pflanzenschutzmittel und Rheinwasserwerke. GWF, 10: 510–516, 2 Abb., 1 Tab.; München.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1989): Trinkwasser- und Heilquellen-Schutzgebiete in Hessen, Begleitbroschüre zu der Übersichtskarte 1:200000. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, 91, 272 S., div. Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1989): Methoden zur Abschätzung des Dargebots von Grundwasserleitern. DVGW-Schriftenreihe, 201: 7–16, 10 Abb.; Eschborn.
- (1989): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, 3. Auflage. 396 S., 109 Abb., 39 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HOFFMANN, M., JÜRGENS, L., TIETZ, N., & SURHOLT, B. (1989): Untersuchungen zu Fragen des Stoffumsatzes in einem sauren Grundwassersee. – Natur u. Landschaft, 64 (7/8): 328–331, 4 Abb., 2 Tab.; Köln.
- HOPPENHEIDT, K., KÄSTNER, M., HANERT, H. H. (1989): Aktivierung des biologischen Abbaus persistenter organischer Umweltchemikalien in einem kontaminierten Grundwasser. – GWF, 12: 697–705, 4 Abb., 8 Tab.; München.
- KNOBLICH, K. (1989): Zum Problem in der Bestimmung des Grundwassergefährdungspotentials von Altablagerungen. – Oberhess. naturwiss. Z., 51: 67–78; Gießen.

- KOLL, H.-G., & MULL, R. (1989): Schadstoffausbreitung im Grundwasserleiter. Wasser u. Boden, 12: 733–736, 5 Abb., 2 Tab.; Hamburg–Berlin (Parey).
- KUHLMANN, F. (1989): Betriebswirtschaftliche Aspekte von Bewirtschaftungsauflagen in Wasserschutzgebieten. – Z. f. Kulturtechn. u. Flurbereinigung, 30: 145–155, 8 Tab.; Berlin–Hamburg. [Wetterau, Werragebiet etc.]
- KUNZMANN, G. E., & KUNZMANN, H. H. (1989): Nitratbestimmung mittels Derivativspektroskopie. Wasser und Rohrbau, 3: 172–176, 6 Abb.; Köln.
- KUSSMAUL, H., BIBO, F., & FRESENIUS, W. (1989): Haltbarkeit von Heilwässern. Heilbad u. Kurort, 41: 43–46, 6 Tab.; Gütersloh.
- LAHL, U., & ZESCHMAR-LAHL, B. (1989): Grenzwerte f
 ür Pestizide im Trinkwasser. Wasserwirtschaft, 79 (5): 221–225, 3 Abb.; Stuttgart.
- LOSEN, H., & EHLER, P. (1989): Variierendes Einzugsgebiet durch instationäre Grundwasserströmungsverhältnisse. – Wasser und Rohrbau, 6: 344–346, 7 Abb.; Köln.
- MERTENS, W. (1989): Zur Frage hydraulischer Berechnungen naturnaher Fließgewässer. Wasserwirtschaft, 79 (4): 170–179, 6 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- MICHEL, G., & RAMBOW, D. (1989): 20 Jahre Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (FH-DGG). – Wasser und Rohrbau, 4: 231–232; Köln.
- Mineralbrunnen (1989): Im Blickpunkt: Bad Nauheim. Mineralbrunnen, 10 (39): 374-363, 7 Abb.; Bonn.
- MÖHLE, K.-A., & MASANNEK, R. (1989): Trinkwasserbedarf und Trinkwasserverwendung im Haushalt. GWF, 1: 1–6, 3 Abb., 6 Tab.; München.
- QUADFLIEG, A. (1989): Zum Nachweis einer immissionsbedingten Versauerung im Grundwasser des ostund nordhessischen Buntsandsteingebietes. – DVWK, 17: 239–248, 4 Abb.; Bonn.
- SCHLEYER, R., MILDE, G., & MILDE, K. (1989): Verbesserung des Trinkwasserschutzes durch Berücksichtigung neuer Tendenzen beim Schutzzonenkonzept Grundwasser. – Wasser u. Boden, 4: 203–209, 2 Abb.; Hamburg–Berlin (Parey).
- SCHMIDT, D. (1989): Klimaveränderung mögliche Auswirkungen auf die Wasserwirtschaft. Wasserwirtschaft, 79 (1): 6–13, 6 Abb.; Stuttgart.
- STADTFELD, R. (1989): Die Entwicklung der öffentlichen Wasserversorgung 1970–1987. GWF, 1: 33–40, 13 Tab.; München.
- TOUSSAINT, B. (1989): Möglichkeiten und Grenzen der Aussagefähigkeit von Boden-, Bodenluft- und Grundwasserproben im Zusammenhang mit CKW-Schadensfällen. Dt. Gewässerkdl. Mitt., 5/6 (33): 150–160, 4 Abb., 1 Tab.; Koblenz.
- (1989): Die Kanalisation als Ursache von Grundwasserkontamination durch leichtflüchtige Halogenkohlenwasserstoffe – Beispiele aus Hessen. – GFW, 6: 299–311, 5 Abb.; München.
- (1989): Anforderungen an den Bau von Grundwassermeßstellen aus hydrogeologischer Sicht. Oberrhein. geol. Abh., 35: 111-128, 3 Abb.; Stuttgart.
- WINKELBAUER, W., & KOHLER, H. (1989): Biologischer Abbau von leichtflüchtigen Chlorkohlenwasserstoffen in offenen Systemen am Beispiel von Dichlormethan in einem Tauchtropfkörper. – GWF, 1: 13–20, 9 Abb.; München.
- WOHNLICH, S. (1989): Auswirkungen der vertikalen Umschließung der Deponie Dreieich-Buchschlag auf das Grundwasser. – Oberrhein. geol. Abh., 35: 129–148, 10 Abb.; Stuttgart.

9. Landesplanung, Umweltgeologie, Altlasten (s. a. Hydrogeologie, Geochemie u. Bodenkunde)

Nachtrag aus dem Jahre 1979

Magistrat der Stadt Wiesbaden (1979): Stadtentwicklung Wiesbaden, 2. Umweltbericht 1977–1978. – 108 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.

Nachtrag aus dem Jahre 1983

Landeshauptstadt Wiesbaden (1983): 3. Umweltbericht. - 244 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.

Hessisches Geologisches Schrifttum 1989 mit Nachträgen aus den Jahren 1979–1988 293

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- ALBRECHT, H. (1987): Die untertägige Deponie von Sonderabfällen aus geowissenschaftlicher Sicht. In: Nieders. Umweltminist.: Sonderabfallentsorgung in Niedersachsen, 354–362; Hannover.
- BILITEWSKI, B., HÄRDTLE, G., & MAREK, K. (1987): Anforderungen an die Sonderabfall-Deponie der Zukunft. – In: Deponie. Ablagerung von Abfällen, (Hrsg.: K. J. THOME-KOZMIENSKY), 875–897, 3 Abb.; Berlin (EF-Verlag Energie-Umwelttech.).
- BRAUNS, J., CROCOLL, R., CZURDA, K., HÖTZL, H., KEPPLER, F., MAZUR, W., SENG, H.-J., & SMYKATZ-KLOSS, W. (1987): Vorstudie für ein Pilotprojekt zur Sanierung von Altlasten (Sondermülldeponie).
 Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, 2, 198 S.; Karlsruhe.
- Bundesministerium für Raumordnung, Bauwesen und Städtebau (1987): Raumordnung und Abfallbeseitigung Empirische Untersuchung zu Standortwahl und -durchsetzung von Abfallbeseitigungsanlagen.
 Schriftenr. Raumordn., 65: 1–381, 2 Abb., 12 Tab.; Bonn.
- DRESCHER, J. (1987): Standortanforderungen für Deponien aus geowissenschaftlicher Sicht. In: Deponie. Ablagerung von Abfällen, (Hrsg.: K. J. THOME-KOZMIENSKY), 235–354, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin (EF-Verlag Energie-Umwelttech.).
- FINKE, L. (1987): Ökologische Potentiale als Element der Flächenhaushaltspolitik. Veröff. Akad. Raumforsch. Landesplan., **173**: 203–229, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- HAHN, J. (1987): Anforderungen an Abfallbehandlung und Abfallagerung aus der Sicht der Wasserwirtschaft. – In: Sonderabfallentsorgung in Niedersachsen, 517–564, 5 Abb.; Hannover (Nieders. Umweltminist.).
- JOHNSSON, G. (1987): Expertenanhörung über Strategie und Verfahren zur Vermeidung/Verminderung/Verwertung sowie die endgültige Beseitigung von Sonderabfällen vom 5.–7. 5. 1987 in Hannover. Stellungnahme/Statement zu den Fragen Block 3: Deponierung von Sonderabfällen (Übertagedeponie, Bergwerk und Kavernen. Hier: Untertagedeponie). – In: Sonderabfallentsorgung in Niedersachsen, 412–415; Hannover (Nieders. Umweltminist.). [Hess. Senke]
- Landeshauptstadt Wiesbaden (1987): 4. Umweltbericht. 228 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- LESER, H. (1987): Geomorphologische Inhaltselemente in der Geoökologischen Karte 1:25 000 (GÖK 25). – Z. Geomorph., 66: 167–178, 2 Abb.; Berlin–Stuttgart.
- Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt und Forsten Baden-Württemberg (1987): Altlasten-Handbuch Teil I. Altlasten-Bewertung. – Wasserwirtsch.-Verwalt., **18**: 1–111, 8 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- (1987): Altlasten-Handbuch Teil 2. Untersuchungsgrundlagen. Wasserwirtsch.-Verwalt., 19: 1–95, 25 Abb., 11 Tab.; Stuttgart.
- NEUHAUS, F.-J. (1987): Zur Bedeutung und Behandlung von Steinbrüchen als Sekundärbiotope. DNI, 23 (6): 24–29, 11 Abb.; Baden-Baden.
- SCHNEIDER, H. J. (1987): Sichere Endablagerung fester Sonderabfälle in Salzkavernen. WLB, 31 (7–8): 49–50, 1 Abb.; Mainz.
- SCHÖNHUT, H., & SCHRÖDER, H. (1987): Die Rekultivierung von Bergbauflächen durch die Preussen Elektra Aktiengesellschaft im Bereich des Borkener Braunkohlenvorkommens. – Braunkohle, 39 (8): 300–303, 6 Abb.; Düsseldorf.
- Steinbruch und Sandgrube (1987): Zur Nutzung von Steinbrüchen als Deponien. Steinbruch u. Sandgrube, **80** (8): 419–420; Hannover.
- TABASARAN, D., & THOMANETZ, E. (1987): Möglichkeiten und Grenzen physikalischer, chemischer und biologischer Verfahren zur Behandlung von Sickerwässern aus Sonderabfalldeponien. – In: Deponie. Ablagerung von Abfällen, (Hrsg.: K. J. THOME-KOZMIENSKY), 526–539, 1 Tab.; Berlin (EF-Verlag Energie-Umwelttech.).
- TRIEBEL, A. (1987): Entsorgungskonzept der Hessischen Industriemüll GmbH. Umweltplanung u. Umweltschutz, 66: 27–40, 7 Abb.; Wiesbaden.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

Bund der Ingenieure f
ür Wasserwirtschaft, Abfallwirtschaft und Kulturbau (1988): Referate des 39. Fortbildungslehrgangs am 22. und 23. M
ärz 1988 in Friedberg/Hessen. – Boden und Wasser, 1, 59 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden. HARTMUT POSCHWITZ

Hessisches Ministerium für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz (1988): Flächenschutzkarte Hessen, L 5122 Neukirchen, L 5324 Hünfeld, L 5524 Fulda, L 5722 Schlüchtern; Wiesbaden.

KLAUSING, O. (1988): Die Naturräume Hessens mit Karte 1:200 000. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, 67, 43 S., 1 Kt.; Wiesbaden.

- PLATE, D. M. (1988): Entsorgung unter Tage Chance zur Lösung von Umweltproblemen. Glückauf, 124 (4/5): 224–229, 4 Abb.; Essen.
- RIEPE, W. (1988): Bewältigung von Altlasten Erkundung, Bewertung und Sanierung. Glückauf, 124 (4/5): 266–270, 2 Abb., 4 Tab.; Essen.

- Arbeitsgemeinschaft Wasserwerke Bodensee-Rhein (1989): Ergebnisse der physikalischen, chemischen, biologischen und bakteriologischen Untersuchungen 1989. 267 S., div. Abb., div. Tab.; Karlsruhe.
- AUER, M. (1989): Fließgewässer in der Landschaftsplanung Eine Analyse ausgewählter Landschaftspläne aus Hessen. Natur u. Landschaft, 64 (7/8): 353–357, 5 Tab.; Köln.
- BAIRLEIN, F., FÜLLMANN, G., MÖHLENBRUCH, N., & WOLF, G. (1989): Aufgaben und Ziele der heutigen forstlichen Rekultivierung von Tagebauflächen. – Natur u. Landschaft, 64 (10): 462–464, 1 Abb.; Köln.
- BERNING, J. (1989): Neue Gedanken zur Deponierung. Wasser u. Boden, 3: 130–132; Hamburg-Berlin (Parey).
- BLINSZUS, H. J. (1989): Entsorgungsprobleme in Heilbädern und Kurorten. Heilbad u. Kurort, **41**: 47–48; Gütersloh.
- Bundesforschungsanstalt für Naturschutz und Landschaftsökologie (1989): Leitlinien des Naturschutzes und der Landschaftspflege in der Bundesrepublik Deutschland. Natur u. Landschaft, 64 (9), 16 S.; Bonn.
- Deutsche Forschungsgemeinschaft (1989): Wie kann dem Wald geholfen werden? Eine Bilanz nach fünf Jahren Waldschadensforschung. Mitt. DFG, 3: 17–19, 3 Abb.; Weinheim.
- EICHHORN, J., BÖTTCHER, D., & ACKERBAUER, E. (1989): Waldschadenserhebung 1989 in Hessen. Forst und Holz, 22: 607–609.
- FISCHER, P., & JAUCH, M. (1989): Sickerwasseremissionen bei der Kompostierung von Grünrückständen. – Wasserwirtschaft, **29** (9): 448–456, 5 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G., & BOHN, U. (1989): Renaturierung von Mittelgebirgsmooren, Ergebnisse einer im September 1988 in der Rhön durchgeführten Tagung. – Natur u. Landschaft, 64 (4): 166–169; Köln.
- HAMMES. W. (1989): Beeinflussung der Gewässerqualität durch Naßlagerung von Sturmholz. Allg. Forstz., 16–17: 423–428.
- HEINTZE, G. (1989): Arbeitsberichte über die abgeschlossenen und laufenden Tätigkeiten der Landesanstalten/-ämter für Naturschutz und Landschaftspflege (1988) Hessen. – Natur u. Landschaft, **64** (5): 208–210, 2 Abb.; Köln.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1989): Entsorgung von Sonderabfällen, Veröffentlichung der Vorträge im Rahmen der Veranstaltung über Sammlung, Transport, Lagerung und Beseitigung von Abfällen. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **78**, 74 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1989): Vorschläge für eine umweltverträgliche Landwirtschaft in Wöllstadt. Umweltplanung, Arbeitsund Umweltschutz, 84, 84 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1989): Wassersparen rationelle Wasserverwendung. Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, 85, 89 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1989): Hessische Landesanstalt für Umwelt Jahresbericht 1988. Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, 87, 92 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1989): Meßprogramm zur Ermittlung der Massenkonzentration relevanter Schadstoffe im Deponiegas und im Abgas von Deponiegasverbrennungsanlagen. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, 88, 12 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1989): Naturschutz und Landschaftspflege in der Gemeinde "Umsetzung der Landschaftspläne nach § 4 HENatG". – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, 90, 71 S.; Wiesbaden.
- (1989): Meteorologische Fragen der Luftreinhaltung, Vortragszusammenfassung zur Fortbildungsveranstaltung der Hessischen Landesanstalt f
 ür Umwelt am 6. Juni 1989 in Wiesbaden. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, 93, 74 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- Hessisches Ministerium f
 ür Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz (1989): Gr
 ünordnung im l
 ändlichen Raum – Arbeitsanleitung – Ma
 ßnahmen zur Verbesserung der Siedlungs
 ökologie und des Dorfbildes.
 – Grundlagen l
 ändlicher Siedlungsplanung, 165 S., div. Abb.; Wiesbaden.
- (1989): Landwirtschaft in benachteiligten Gebieten, ökonomische perspektiven einer umweltfreundlichen Landwirtschaft.
 – Arbeitskreise zur Landentwicklung in Hessen, 306 S., div. Tab.; Wiesbaden.
- Hessisches Ministerium für Umwelt und Reaktorsicherheit (1989): Wasserwirtschaft Jahresbericht Hessen, 6/7: 376–379, 4 Abb.; Hamburg–Berlin (Parey).
- KANDLER, R., AMBOS, R., HERES, D., CASTELL, C., & EIFLER, U. (1989): Untersuchungen zur Umweltbelastung in Mainz und seinem Umland: Ergebnisse aus einer Arbeitsgruppe am Geographischen Institut der Universität Mainz. – Mainzer Naturw. Archiv, 27: 33–35, 1 Abb.; Mainz.
- Naturparkarchiv der BFANL (1989): Naturparke in der Bundesrepublik Deutschland. Natur u. Landschaft, 64 (4): 162–165, 1 Abb., 3 Tab.; Köln.
- NEUMANN, M. (1989): Kommunale Umweltschutzpolitik. Natur u. Landschaft, 64 (2): 50-53; Köln.
- OLSCHOWY, G. (1989): Zur Landschaftsplanung Kritische Anmerkungen und Vorschläge. Natur u. Landschaft, 64 (5): 232–234; Köln.
- PANEK, N. (1989): Ein Laubwald-Nationalpark in Nordhessen? Natur u. Landschaft, 64 (7/8): 338–342, 1 Abb., 2 Tab., 2 Kt.; Köln.
- RUVE, G. (Hrsg.) (1989): Vorträge Wasserbau-Seminar "Informationsverarbeitung in der Praxis von Wasserbau und Wasserwirtschaft". Mitt. Inst. f. Wasserbau Wasserwirtschaft d. RWTH, 75, 311 S., div. Abb., div. Tab.; Aachen.
- SCHIRMER, H. (1989): Beitrag zum Klima der hessischen Rhön. Arbeitskreise zur Landentwicklung in Hessen, 62 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- SCHMIDT, M. (1989): Zur Prognostizierbarkeit ökologischer Auswirkungen von Talsperrenbauten in den Mittelgebirgen Deutschlands. – GWF, 4: 197–201; München.
- TRAPP, S., & BRÜGGEMANN, R. (1989): Schadstoffausbreitung im Rhein. Dt. Gewässerkdl. Mitt., 3/4 (33): 82–84, 3 Abb., 3 Tab.; Koblenz.
- WAGNER, K. (1989): Einfluß von Kulturmaßnahmen auf Vegetationsentwicklungen und N\u00e4hrstoffverh\u00e4ltnisse auf Abraumhalden des Braunkohletagebaus im nordhessischen Borken. – Mitt. aus dem Erg\u00e4nzungsstudium \u00f6kolog. Umweltsicherung, 13, 157 S., 20 Abb., 12 Tab.; Witzenhausen.
- Wasserversorgung, Abwasserbeseitigung und Raumplanung (1989): Erkundung und Bewertung von Altlasten. – WAR, 35, 158 S., div. Abb., div. Tab.; Darmstadt.
- (1989): Sicherstellung der Trinkwasserversorgung. WAR, 39, 286 S., div. Abb., div. Tab.; Darmstadt.
- WINKELBRANDT, A., & GEISSLER, A. (1989): Bedeutung und Wirksamkeit der Landschaftsplanung. Natur u. Landschaft, 64 (2): 47–50; Köln.
- WOLFF, P., & SCHELLERT, C. (1989): Werraversalzung und Salzbelastung der Baggerseen im Werratal. Wasser u. Boden, 2: 73–75, 1 Abb.; Hamburg–Berlin (Parey).

Sonstiges

Nachtrag aus dem Jahre 1986

Hessendienst der Staatskanzlei (1986): Hessisches Gemeindelexikon – Ein Handbuch über die Städte, Gemeinden und Landkreise in Hessen von Aarbergen bis Zwingenberg mit vielen Informationen, Daten und Fakten aus Geschichte und Gegenwart. – 587 S.; Wiesbaden

Nachtrag aus dem Jahre 1987

FREITAG, U. (1987): Report on the cartographic activities of the Federal Republic of Germany in the period 1984–1987. – Nachr. Karten- u. Vermessungswes., 2 (46): 5–29; Frankfurt a. M.

LEHMEIER, F. (1987): Entwicklung eines EDV-gestützten Dokumentations- und Abfragesystems für Daten zur regionalen Geomorphologie (DARG). – Z. Geomorph., 66: 155–165, 1 Abb., 4 Tab.; Berlin–Stuttgart.

WOLFF, F. (1987): Karten im Archiv. – Marburg: Archivschule Marburg, Inst. Archivwissensch., 13: 1–64, 16 Abb.; Marburg. [Hessen]

HARTMUT POSCHWITZ

Nachtrag aus dem Jahre 1988

CARLE, W. E. H. (1988): WERNER-BEYRICH-VON KOENEN-STILLE. Ein geistiger Stammbaum wegweisender Geologen: – Geol. Jb., A 108: 3–499, 62 Abb.; Hannover.

WIGGERING, H. (1988): Geologie im Umbruch. Ein Gespräch mit Eugen Seibold. – Geowiss., Organ Alfred-Wegener-Stiftung, 6 (1): 21–24; Weinheim.

1989

ANGER, G., & JOHANNES, D. (1989): Perspektiven der Geowissenschaften. – Geowissenschaften, 6: 166–168; Weinheim.

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.

DAHM, H. (1989): Das Aufgabenfeld Kommunalgeologie. - Geowissenschaften, 3: 85-86; Weinheim.

GOERLICH, F. (1989): Bundesverband Deutscher Geologen, ein Berufsverband für Geowissenschaftler – was kann er leisten? – Geowissenschaften, 1: 24–26; Weinheim.

HORN, M. (1989): Fritz Kutscher †. - Geol. Jb. Hessen, 117: 274-292, 1 Bild; Wiesbaden.

- HUHNER, G. (1989): Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Geol. Jb. Hessen, 117: 315, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KOPP, K.-O., BAUR, M., HAEVECKER, K., SCHNEIDER, M., & BEIHL, T. (1989): Eine neue geol. Wandkarte von Deutschland und Nachbarländern 1: 750 000. – Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 104–105; Hannover.

LINNENBERG, W. (1989): Das Computerprogramm GEOSTAT. – Geowissenschaften, 6: 162–165, 3 Abb.; Weinheim.

MENTZEL, R. (1989): 160 Jahre Nassauischer Verein für Naturkunde (1. Teil: Verein und Vereinsleitung im 19. Jahrhundert). – Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 47–62, 9 Abb.; Wiesbaden.

 - (1989): Die Jahrbücher des Nassauischen Vereins f
ür Naturkunde. – Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 63–66; Wiesbaden.

MEYER, E. (1989): Bundesverband Deutscher Geologen. Berufskundliche Informationsveranstaltung zu neuen Berufsfeldern in den Geowissenschaften. – Geowissenschaften, **4**: 117; Weinheim.

Naturstein-Industrie (1989): Dr. Ernst Pauly 60 Jahre. - DNI, 6/89: 58, 1 Abb.; Baden-Baden.

PAULY, E. (1989): Friedrich Kutscher †. - Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 5-6, 1 Abb.; Wiesbaden.

- (1989): 160 Jahre Nassauischer Verein f
ür Naturkunde. Bericht
über die Jubil
äumsfeierlichkeiten anl
äßlich dieses Geburtstages. – Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 11–28; Wiesbaden.

POSCHWITZ, H. (1989): Hessisches Geologisches Schrifttum 1987 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1986. – Geol. Jb. Hessen, 117: 255–271; Wiesbaden.

QUADE, H. (1989): Das Verständnis für die Geowissenschaften fördern. – Geowissenschaften, 12: 299–301; Weinheim.

SCHÄFER, W. (1989): Geowissenschaften und Wahrscheinlichkeit. – Natur und Museum, 119: 94–102, 6 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.

SEIBOLD, I., & SEIBOLD, E. (1989): Neues aus dem Geologen-Archiv (1988). – Geol. Rundschau, 78/2: 441–442, 1 Abb.; Stuttgart.

SIEHL, A. (1989): Computer-Anwendungen in der Geologie – Mögliches und Unmögliches. – Nachr. Dt. Geol. Ges., 41: 74–75; Hannover.

STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1989): Ernst Pauly 60 Jahre. – Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 9–10, 1 Abb.; Wiesbaden.

WURM, F. (1989): Bericht über die 109. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins vom 5. bis 9. April 1988 in Limburg a. d. Lahn. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 71: 5–14; Stuttgart.

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1990 (1. 1. – 31. 12. 1990)

I. Geologische und bodenkundliche Landesforschung, Rohstoffgeologie

I 1. Geologische Landesaufnahme

Geologische Karte 1:25000

Bearbeitungsstand:

B1. 4819 Fürstenberg	Feldaufnahme
B1. 4821 Fritzlar	Druckvorbereitung
B1. 4923 Altmorschen	Feldaufnahme
B1. 5321 Storndorf	Feldaufnahme
B1. 5425 Kleinsassen	Druckvorbereitung
B1. 5426 Hilders	Feldaufnahme abgeschlossen
B1. 5522 Freiensteinau	Arbeiten unterbrochen
B1. 5619 Staden	Arbeiten unterbrochen
B1. 5714 Kettenbach	Feldaufnahme
B1. 5715 Idstein	Druck
B1. 5817 Frankfurt a. M. West	Arbeiten unterbrochen
B1. 5818 Frankfurt a. M. Ost	Druckvorbereitung

Die Bearbeitung von B1. 5715 Idstein ist abgeschlossen. Geologische Karte und Erläuterungen sind im Druck.

Bedingt durch die Altersstruktur der Mitarbeiter war die Fortführung der Kartierarbeiten im Berichtsjahr eingeschränkt. Wie in den vergangen Jahren wurden Unterlagen zu hydrogeologischen, ingenieurgeologischen und lagerstättenkundlichen Stellungnahmen geliefert. Erste Kontakte in den Fragen der geologischen Bearbeitung hessisch/thüringischer Grenzblätter wurden mit der geologischen Landesuntersuchung in Thüringen geknüpft.

Die Zusammenarbeit mit Hochschulinstituten wurde in einem Forschungsprojekt mit der Betreuung von Diplomarbeiten und Dissertationen und im Rahmen von internationalen Tagungen fortgeführt.

Auch die Mitarbeit in der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union für Geologische Wissenschaften wurde mit den Schwerpunkten Devon, Karbon, Zechstein und Trias fortgesetzt.

I 2. Bodenkunde

Bodenkundliche Landesaufnahme

Die Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50000 wurde herausgegeben. Die zweiteilige Karte gibt das Mosaik unterschiedlicher Böden zwischen dem Main und der südlichen Landesgrenze wieder. Sie ist von praktischem Nutzen bei der Bauleitplanung, der Landschaftspflege, der wasserwirtschaftlichen und agrarstrukturellen Planung sowie bei Umweltverträglichkeitsprüfungen.

Der Bearbeitungsstand des Blattes 6317 Bensheim der Bodenkarte von Hessen 1:25 000 blieb im Berichtsjahr unverändert.

Weiterhin wurde der Boden-Flächeninventur (Bodenübersichtskarte von Hessen 1:200000) des geplanten Fachinformationssystems Bodenkunde Vorrang eingeräumt. Die Kartierarbeiten konzentrierten sich auf den nördlichen Reinhardswald und die dort angrenzenden Naturräume, den Ostrand des Westerwaldes und das Dilltal, den Rand des Rothaargebirges und das obere Lahntal, den nordwestlichen Vogelsberg, das nördliche Vogelsberg-Vorland und die angrenzenden Senken, den Östlichen Hintertaunus sowie auf den Hinteren Odenwald.

Andere bodenkundliche Untersuchungen

Folgende Arbeiten wurden fortgeführt:

- Mitarbeit im UBA-Forschungsvorhaben "Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen"
- Bodenbeprobungen f
 ür die Untersuchung auf Belastung mit gef
 ährlichen Chemikalien, insbesondere Dibenzodioxinen und Dibenzofuranen ("Hessisches Dioxinme
 ßprogramm")
- Entnahme von Boden- und Grundwasserproben zur Ermittlung der Nitratauswaschung aus dem Boden in das Grundwasser im Rahmen der Arbeitsgruppe "Hydrogeologie/Landwirtschaft"
- Mitarbeit in der Bund-/Länder-Sonderarbeitsgruppe "Informationsgrundlagen Bodenschutz"
- Mitarbeit in Arbeitsgruppen der Geologischen Landesämter zur Überarbeitung der Bodenkundlichen Kartieranleitung, zur Koordination des Aufbaues eines Fachinformationssystems Bodenkunde in den Ländern u. a.

Gutachten wurden erstattet über die Gefährdung des Grundwassers durch Nitratauswaschung aus landwirtschaftlich genutzten Böden in Wasserschutzgebieten (32) sowie die Bodeneignung für Erdbestattungen bei Friedhofsneuanlagen und -erweiterungen (30). Zwei weitere Gutachten betrafen die Bodeneignung für einen Sportplatz und die Gefährdung des Bodens und des Grundwassers durch Ablassen von Jauche in den Talgrund des Wörsbaches bei Idstein (Gerichtsgutachten).

Rd. 850 Stellungnahmen im Rahmen der Anhörung von Trägern öffentlicher Belange bei Verfahren und Planungen verschiedener Art wurden abgegeben.

Das bodenphysikalische Labor bestimmte an 220 Bodenproben Kennwerte des Bodenwasser- und Bodenlufthaushaltes und an weiteren 20 Proben das Trockenraumgewicht des Bodens.

I 3. Rohstoffgeologie

Die finanziellen Mittel, die dem "Programm zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden Hessens" im Jahr 1990 zur Verfügung standen, wurden auf zwei Schwerpunkte verteilt. Der größere Teil der Gelder wurde darauf verwendet, um in Südhessen im Raum Biebesheim-Gernsheim-Groß Rohrheim Sand-Kies-Lagerstätten zu erkunden, die unter den bis jetzt ausgebeuteten Lagerstätten (ab etwa 40 m Teufe) liegen. Zweck dieser Arbeiten ist es, mit der Untersuchung verschiedener Kies- und Wasser-Stockwerke zu beginnen, um langfristig vielleicht eine Trennung von Rohstoff- und Grundwasser-Nutzung zu erreichen.

Der kleinere Teil der Gelder wurde für Anfangsuntersuchungen verwendet, die längerfristig dem Ziel dienen, früher genutzte einheimische Rohstoffe wieder einer Verwertung zuzuführen. Begonnen wurde 1990 mit den auch für die Denkmalspflege wichtigen Rohstoffen Dachschiefer und Lahn-Marmor.

Oberflächennahe Lagerstätten

Zur Untersuchung der Teufen-Erstreckung verschiedener Kies-Sand-Lagerstätten und Grundwasservorkommen wurden auf Bl. 6216 Gernsheim der TK 25 4 Bohrungen mit insgesamt 391,30 m abgeteuft. Die Kosten betrugen 136 654 DM; das ergibt einen Preis je Bohrmeter von 349 DM bei einer durchschnittlichen Teufe von etwa 100 m je Bohrloch. – Die Bohrungen sind geologisch aufgenommen und beprobt; die Analysen der Bohrproben sind im Gange.

Die früher abgeteuften Bohrungen auf Steine- und Erden-Lagerstätten wurden weiter auf die technologische Verwertbarkeit der Rohstoffe hin ausgewertet (Bestimmung von Stoffbestand, Eignung und Vorräten).

In Besprechungen mit dem Hessischen Minister für Umwelt und Reaktorsicherheit, dem Hessischen Minister für Wirtschaft und Verkehr und dem Landesdenkmalpfleger wurde ein Projekt entwickelt, welches die Gewinnung und Verwendung einheimischer Lahn-Marmore und Dachschiefer zum Ziel hat. – Um ein Urteil zu erhalten, unter welchen geologischen, bergtechnischen und marktwirtschaftlichen Gesichtspunkten ein solches Vorhaben zu realisieren ist, wurde zunächst der wichtigste Zugangsstollen der Dachschiefergrube Langhecke geöffnet. – Die Arbeiten gestalten sich sehr schwierig, da die alte Verfüllung und Sicherung des Stollens unsachgemäß vorgenommen worden war. Insgesamt wurden zur Öffnung des Stollens 19 152 DM aufgewandt.

Erste Untersuchungen in der Grube lassen erwarten, daß die sehr guten Dachschiefer in ausreichender Menge anstehen, um bei entsprechenden Marktverhältnissen eine wirtschaftliche Gewinnung zu erlauben. Durch geologische und bergtechnische Untersuchungen in der Grube werden Unterlagen für eine Ausschreibung zu gewinnen sein, mit der einem daran interessierten Firmenkreis die Langhecke zur Gewinnung von Dachschiefern angeboten werden wird. Im Zuge dieser Untersuchungsarbeiten werden auch Arbeiten im Stollen oder Bohrarbeiten notwendig werden.

Die Vorbereitungen zur Wiedernutzbarmachung von Lahn-Marmoren sind über allgemeine geologische Untersuchungen und allgemeine Marktstudien noch nicht hinausgekommen.

Die Lagerstättenkartierung Hessen 1:25 000 (LK 25) blieb auch weiterhin unterbrochen. Im Jahr 1990 konnten nur 5 Arbeitstage darauf verwendet werden, einige Ortbegehungen durchzuführen.

Auch im Jahr 1990 nahmen die Arbeiten an Explorations-, Abbau- und Rekultivierungsplänen zu. Diese Arbeiten laufen im weitesten Sinne im Rahmen der Raumordnung und Landesplanung; hier treten immer mehr Fragen der Bewertung von Rohstoffvorkommen im Vergleich zu anderen raumbedeutsamen Maßnahmen auf. Als wichtigste dieser Verfahren sind zu nennen: Umweltverträglichkeitsprüfungen, Planfeststellungsverfahren, 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.

Die Bearbeitung der aus dem Jahr 1989 genannten Projekte reichte in der Mehrzahl in das Jahr 1990 hinein, weil die innerhalb der verschiedenen Verfahren eingebrachten Widersprüche zunehmend längere Zeit beanspruchen und die Laufzeit der Verfahren damit verlängern.

Neben der routinemäßigen Begutachtung und Bewertung der vielen Einzelprojekte seien hier nur genannt das Konzept "Abfallbeseitigung in stillgelegten Abbaugebieten" und das Projekt "Vorsorgender Naturschutz", innerhalb dessen Rohstoffabbau als Vorbereitung von Naturschutzgebieten betrieben werden soll; ein gemeinsamer Erlaß des Hessischen Ministeriums für Umwelt und Reaktorsicherheit und des Hessischen Ministeriums für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz ist in Vorbereitung.

Die Vorbereitung eines Abbau- und Lagerstättenkatasters wurde in Gesprächen mit den Regierungspräsidien und der obersten Landesplanungsbehörde in Hessen weitergeführt. Ebenfalls fanden mehrere Sitzungen der bei den Regierungspräsidien in Darmstadt und Gießen eingerichteten Arbeitsgemeinschaften Landschaftsrahmenplanung statt.

Zu 1442 Objekten wurde im Rahmen der laufenden landesplanerischen Bearbeitung (Planungsverfahren der verschiedensten Art) Stellung genommen. An 7 Erörterungsterminen wurde teilgenommen.

Im Rahmen der Rohstoffkarte 1:50 000 (RK 50) (Standortkarte von Hessen) wurden im Jahre 1990 folgende Blätter fertiggestellt. L 5318 Amöneburg, L 5520 Schotten, L 5718 Friedberg, L 5722 Schlüchtern, L 5916 Frankfurt West und L 6116 Darmstadt West. Die Erläuterungen zu diesen Kartenblättern konnten teilweise noch nicht ganz fertiggestellt werden.

Im Rahmen der Betreuung von Explorationsarbeiten der vom Bundesministerium für Wirtschaft geförderten Projekte wurde das Projekt "Steeden" (Zement- und Kalkrohstoffe) bearbeitet.

Die flächenhafte und an Störungen gebundene Kaolinisierung devonischer Tonschiefer im Rheinischen Schiefergebirge wurde weiter untersucht.

Großen Arbeitsaufwand erforderte die Fortschreibung der Regionalen Raumordnungspläne für das Gebiet ganz Hessens (3. Generation); besonders die Regionalen Raumordnungsberichte machten detaillierte Stellungnahmen notwendig.

Erze, tiefliegende Lagerstätten

Die enge Zusammenarbeit mit Hochschulinstituten, der BGR und dem NLFB wurde weitergeführt. Die in den Tätigkeitsberichten für die Jahre 1988 und 1989 beschriebene Aufgabentei-

lung hat sich bewährt und wird weiter beibehalten (das HLB bringt den angewandten, lagerstättenwirtschaftlichen Teil in die Untersuchungen ein, Hochschulinstitute, BGR und NLFB erbringen die geochemischen und geophysikalischen Leistungen, ebenfalls die Laborauswertungen).

Im Rahmen der Erfassung und Bewertung von tiefliegenden Rohstoffen, bzw. Erzen, wurden folgende Untersuchungen durchgeführt:

Industrieminierale im Taunus, in Osthessen und im Spessart,

Mineralisation pegmatitischer Ganggesteine im Mittleren Odenwald,

Metallpotential des Schwarzschiefers (Devon, Karbon) im östlichen Rheinischen Schiefergebirge,

Gangsysteme des Taunus und ihre Mineralisation,

geochemische Untersuchungen an anthropogen bedingten Metallanomalien in ehemaligen Bergbaugebieten des Taunus, des Dillgebietes und in Osthessen.

Die im Jahresbericht für 1989 genannten Arbeiten am Eschbach-Usinger Quarzgang und der Grube Königsholz wurden weiter ausgewertet.

Verschiedenes

Die Arbeiten an Blatt CC 4718 Kassel der Karte der oberflächennahen Rohstoffe 1:200000 (KOR 200) wurden fortgeführt. Das Kapital Lagerstätten der GK 25 Blatt 5426 Hilders wurde verfaßt.

An mehreren Sitzungen der Arbeitsgemeinschaft Lagerstätten und der Unterarbeitsgruppe FIS-Rohstoffe wurde teilgenommen. Enge Kontakte mit dem Statistischen Bundesamt in Wiesbaden dienten der Vorbereitung der EG-Normen Rohstoffe.

Über das ganze Jahr 1990 verteilt waren Beratungen beim Aufbau einer geologischen Landesanstalt in Thüringen. Besonders Fragen der Rohstoff-Kartierung, der Einbringung von Rohstoff-Vorkommen in landesplanerische Vorgänge und der Bewertung von einzelnen Rohstoffvorkommen standen hier im Vordergrund.

Sehr zeitaufwendig waren auch im Jahr 1990 die Bemühungen um eine Versachlichung der Gegensätze zwischen Rohstoffgewinnung und anderen, konkurrierenden Ansprüchen an die Landoberfläche.

I 4. Fernerkundung, Geophysik und Biostratigraphie

Fernerkundung

Die laufenden Untersuchungen zur geologischen Landesaufnahme und zu zahlreichen Projekten der "Angewandten Geologie" mit gutachtlicher Aufgabenstellung wurden durch die Bereitstellung, Beschaffung und spezielle Aufbereitung von Fernerkundungsmaterial unterstützt.

Im Rahmen dieser Maßnahmen wurde der Bestand des Luftbildarchivs um weiteres Fernerkundungsmaterial für verschiedene Gebiete Hessens und unterschiedliche Beobachtungszeiträume u. a. zur Durchführung von multitemporalen stereoskopischen Auswertungen ergänzt. Mit dem Luftbildrechnersystem wurden zur Unterstützung der Arbeitsbereiche Bodenkunde und Hydrogeologie flächenstatistische Auswertungen zu gutachtlichen Untersuchungen/Projekten vorgenommen, die einer Erfassung von landwirtschaftlich genutzten Flächen mit Nitratauswaschungsgefährdung innerhalb von Wasserschutzgebieten dienten. Die in den Untersuchungen regional ermittelten Einzelergebnisse wurden in einer Datei zur "Gesamtstatistik der Nitratauswaschungsgefährdung Hessens" zusammengeführt; diese Bilanzierung wird aktuell fortgeschrieben.

Für den Großraum Wiesbaden steht mit der Beschaffung von über 60 Luftbildplankarten (Orthofotos) im Maßstab 1:5000 (LK5) hervorragendes Luftbildmaterial für unterschiedliche Planungszwecke und für die schwerpunktmäßig durchzuführenden Arbeiten zur Revision und Ergänzung des regionalen Bohrarchivs beim HLB zur Verfügung.

Für die beim HLB durchzuführenden geowissenschaftlichen Untersuchungen wurde der vorhandene Satellitenbildbestand aus den russischen KOSMOS-KFA 1000-Missionen um weiteres Farbbildmaterial ergänzt.

Somit stehen für stereoskopische Bearbeitungen/Auswertungen nunmehr KOSMOS-Satellitenbilder in einem ca. 80 km breiten Streifen zur Verfügung, der mit NNE–SSW-Verlauf etwa zwei Drittel des Landes Hessen abdeckt und nach E hin bis zu einer Linie Kassel–Aschaffenburg–Eberbach/Neckar reicht.

Dieses qualitativ sehr hochwertige, in den Spektralbereichen 570–680 nm/680–810 nm aufgenommene Bildmaterial hat einen Abbildungsmaßstab von ca. 1:270 000, ermöglicht eine Bodenauflösung von 5–10 m und läßt sich von daher für weitergehende geowissenschaftliche Bearbeitungen sehr stark vergrößern. Von seiner Konfiguration her ist dieses Satellitenbildmaterial ergänzend zu den Luftbildaufnahmen u. a. besonders für die Bearbeitung von Fragestellungen innerhalb großräumiger tektonischer Analysen geeignet.

Geophysik

Die Mitarbeit bei den tiefenseismischen DEKORP-Projekten in Hessen wurde fortgesetzt. Der Schwerpunkt liegt dabei bei der Interpretation der Nahlinien der Profile 2N (Rheinisches Schiefergebirge) und 3A (Hessische Senke) im Hinblick auf die oberflächennahe Geologie. Erste Ergebnisse des Profils 9N (Oberrheingraben) sind in NATURE veröffentlicht.

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden Vulkanite in der Rhön (Bl. 5325 Spahl, Bl. 5425 Kleinsassen, Bl. 5426 Hilders) und im Vogelsberg (Bl. 5522 Freiensteinau) magnetisch vermessen.

Umfangreiche flachseismische Untersuchungen im Taunus dienten der langfristigen Grundwassererschließung. Zur Interpretation seismischer Ergebnisse sind mehrere Rechnerroutinen entwickelt worden. Neue Software zur digitalen Speicherung der kompletten Seismikdaten wurde erprobt und eingeführt.

An 60 Bohrungen wurden Gammalogs für wissenschaftliche Zwecke aufgezeichnet, teilweise auch Temperatur- und Salinitätslogs. Dazu wurde Ende 1990 eine neue Bohrlochmeßapparatur in Betrieb genommen. Die Arbeiten zur digitalen Speicherung aller anfallenden Bohrlochdaten wurden abgeschlossen.

Biostratigraphie

Im Zuge der geologischen Landesaufnahme wurden zahlreiche Gesteinsproben aus Bohrungen und anderen Aufschlüssen entnommen, aufbereitet und auf ihren Inhalt an Resten fossiler Lebewesen untersucht.

Die vorwiegend tonigen oder sandigen Proben stammten von den Blattgebieten 4722 Niederzwehren, 4821 Fritzlar, 5618 Friedberg (Hessen), 5619 Staden, 5713 Katzenelnbogen, 5714 Kettenbach, 5718 Ilbenstadt, 5816 Königstein im Taunus, 5817 Frankfurt a. M. West, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5819 Hanau, 5913 Presberg, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim am Main, 5917 Kelsterbach, 5918 Neu-Isenburg, 6017 Mörfelden und 6316 Worms.

Die Proben sind zum Großteil ausgewertet, katalogisiert und in die Beleg- und Vergleichssammlung des HLB übernommen.

Die Untersuchungen ermöglichten unter anderem, das Alter der betreffenden Gesteinsschichten festzulegen und somit deren ursprüngliche Aufeinanderfolge und deren heutige Lagerungsverhältnisse zu bestimmen.

Eine schon 1989 aufgenommene Technik der Altersbestimmung von Gesteinsschichten mittels fossiler Pflanzenreste wurde fortgeführt. Die Ergebnisse konnten wie schon im Vorjahr bei der geologischen Landesaufnahme und bei der Lösung praktischer Aufgaben genutzt werden.

I 5. Schriftleitung, Landkartentechnisches Büro, Bibliothek und Vertrieb

Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1990 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 118, 311 S., 56 Abb., 18 Tab., 15 Taf.

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 90, 110 S., 26 Abb., 24 Tab., 8 Beil.

Band 91, 94 S., 22 Abb., 5 Tab., 5 Ktn.

Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000 in zwei Blättern (Nord- und Südteil)

Bibliothek

Der Medienzuwachs betrug im Jahre 1990 2137 Einheiten. Davon waren 1730 Bände, 32 Sonderdrucke und 375 Karten.

Tauschverbindungen wurden und werden gegenwärtig mit 387 Tauschpartnern im In- und Ausland unterhalten.

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 2389 Bände und 562 Karten.

Vertriebsstelle

In der Vertriebsstelle wurden vom 1. Januar-31. Dezember 1990 verkauft:

904 Expl. Geolog. Karten 1:25 000 314 Expl. Bodenkarten 1:25 000 1 121 Expl. Übersichtskarten

1 123 Expl. sonstige Veröffentlichungen

(davon 110 Expl. Sonderdrucke)

II. Ingenieurgeologie und Mineralogie

II 1. bis II 4. Bereich Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind 158 Gutachten, 98 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert und 580 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen erstellt worden.

Im Jahre 1990 war ein hoher Zeitaufwand für die Betreuung laufender Baumaßnahmen und auch für die Aufnahme von Bohrarbeiten für Bauvorhaben der Staatsbauverwaltung und der Straßenbauverwaltung erforderlich. Besonders zu nennen sind die Baustellen Behördenzentrum in Frankfurt a. M. und in Fulda, Biozentrum der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität in Frankfurt a.M., der Technikbauten der Gesamthochschule Kassel sowie die laufenden Arbeiten an der BAB-Neubaustrecke A 49 (Kassel–Gießen). Zu erwähnen sind auch die umfangreichen Untersuchungsarbeiten für einen unterirdischen Staukanal im Heilquellenschutzgebiet von Wiesbaden.

Im Dezernat II 2. wurde die Fremdüberwachung der Sohlabdichtung der Kreismülldeponie Limburg-Weilburg, Abschnitt B1, bei Beselich zu Ende geführt. Daneben erfolgte eine laufende Beratung zur Planung der SAD Mainhausen und weiterer Deponie-Vorhaben (Messel, Wabern-Uttershausen, Holzheim, Großseelheim) sowie der REA-Deponie Gombeth. Besonders die Vorbereitung und Beteiligung an der Erörterung im Rahmen des Planfeststellungsverfahrens SAD Mainhausen waren außergewöhnlich zeitaufwendig.

Hauptarbeit des Dezernates II 3. war im Berichtszeitraum die Überprüfung der hydraulischen Sicherheit von 28 Stauanlagen auf der Grundlage der heute geltenden Normen und Verwaltungsvorschriften sowie die fachtechnische Bewertung der Kontrollmessungen an Talsperren und Rückhaltebecken in Hessen. Gemeinsam mit der zuständigen Aufsichtsbehörde erfolgte die Jahreskontrolle von 34 Stauanlagen. Außerdem wurde die ständige Beratung an 4 in Bau befindlichen Stauanlagen vorgenommen sowie die Mitarbeit im Rahmen der Sicherungsarbeiten an den Flußdeichen.

Durch das Dezernat II 4. erfolgten an der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg umfangreiche Inklinometermessungen zur Kontrolle von möglichen Hangbewegungen. Außerdem sind erste Vorgutachten für die Neutrassierungsabschnitte der DB-Ausbaustrecke Kassel–Dortmund (ABS 33) erstattet und ein Ingenieurvertrag über die Gesamtberatung dieser Ausbaustrecke abgeschlossen worden. An der DB-Neubaustrecke Köln–Frankfurt a. M. sind im Herbst 1990 Bohrarbeiten für Variantenstudien im Raum Wiesbaden angelaufen.

II 5. Mineralogie, Petrologie

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden petrographische Untersuchungen an Gesteinsproben von 4 in Bearbeitung befindlichen Blättern durchgeführt. Die Erläuterungsbeiträge "Petrographie der Vulkanite" zu den Blättern 5325 Spahl und 5326 Tann (Rhön) sind in Bearbeitung.

Zur Unterstützung der petrographischen Untersuchungen wurden mit der Mikrosonde 4971 quantitative Mineralanalysen auf 10 Elemente (49710 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 durchgeführt.

Im bodenmechanischen Labor sind 1443 Erdstoff- und Gesteinskennwerte für ingenieurgeologische Gutachten bestimmt worden.

Im chemischen Labor wurden 1309 Gesteins- und Bodenproben für die geowissenschaftliche Landesaufnahme und 664 Wasserproben für hydrogeologische und ingenieurgeologische Gutachten untersucht. Hydrogeologische Grundlagen wurden erarbeitet. Das Untersuchungsprogramm "Nitratbelastung des Grundwassers durch landwirtschaftliche Düngung" und das Forschungsprogramm "Kompensationskalkung von Wäldern" wurde durchgeführt.

Im mineralogischen Labor erfolgten Präparationsarbeiten sowie die Untersuchung von 397 Gesteins- und 131 Bodenproben mit der ICP für die geologische und bodenkundliche Landesaufnahme.

Zur Bearbeitung geochemischer Grundlagen wurden 422 Gesteins- und Bodenproben mit der Röntgenspektrometrie untersucht.

III. Hydrogeologie, Geotechnologie und Datenverarbeitung

III 1. Hydrogeologische Grundlagen

Die hydrogeologische Landeserkundung wurde mit Trockenwetterabflußmessungen auf den Blättern 4821 Fritzlar und 5017 Biedenkopf fortgesetzt. Kleinere hydrogeologische Feldkartierungen mit Abflußmessungen erfolgten für die Einzugsgebiete von fünf für ein Sonderuntersuchungsprogramm ausgewählten Wassergewinnungsanlagen auf den Blättern 5323 Schlitz, 5418 Gießen, 5518 Butzbach, 5715 Idstein und 5720 Büdingen.

Das Kapitel Hydrogeologie der Erläuterungen zur GK 25 Hessen wurde für Blatt 5715 Idstein fertiggestellt.

Zur AGV-Standortkarte von Hessen sind die Blätter L 5120 Ziegenhain und L 5320 Alsfeld bearbeitet worden.

Der Grundwassergleichenplan für den Ostteil der Hanau-Seligenstädter Senke wurde für das Meßdatum Anfang April 1990 aktualisiert.

An der Grundwasserbilanz des Taunuskammes zwischen Niedernhausen und Bad Schwalbach zur Ermittlung des bislang ungenutzten Grundwasserdargebots wurde weitergearbeitet.

III 2. Regionale Hydrogeologie

Im Berichtszeitraum wurden insgesamt 497 Gutachten und gutachtliche Stellungnahmen abgegeben. Aufgrund des nahezu ganzjährigen Ausfalls von zwei regional tätigen Hydrogeologen bedeutet dies einen deutlichen Rückgang an Erstattung im Vergleich zum Vorjahr (Gesamtzahl 639). Es entfielen im Geschäftsjahr 1990 auf die Sachgebiete:

Wassererschließung	21	Gutachten	und	29	Stellungnahmen,
Schutzgebiete	26	Gutachten	und	63	Stellungnahmen,
Sonstiges	47	Gutachten	und	311	Stellungnahmen,
insgesamt	94	Gutachten	und	403	Stellungnahmen,
Gesamtzahl: 497.					

Im Vordergrund der Beratungen standen Fragen zur qualitativen Grundwasserbeeinträchtigung durch wassergefährdende Stoffe, insbesondere durch Mineralöl, dessen Derivate, organische Lösungsmittel, wie CKW, u.ä.. Ansteigende Tendenzen zeigen sich bei der Erkundung von Altlasten wie auch bei der Ursachenermittlung erhöhter Nitratgehalte des Grundwassers. Diese Fallgruppen bilden den Hauptteil der hydrogeologischen Beratungstätigkeit.

Neuerschließungen für die öffentliche Wasserversorgung beschränken sich meist auf Ersatzbeschaffungsmaßnahmen oder kleinere Bedarfssteigerungen. Auch die hydrogeologischen Gutachten zur Festsetzung von Wasserschutzgebieten sind eher rückläufig, da die Mehrzahl der Gewinnungsanlagen inzwischen bearbeitet ist. In der Landeshauptstadt Wiesbaden ergab sich dagegen bei geplanten Tiefbaumaßnahmen ein erheblicher Arbeitsaufwand zu Fragen des Heilquellenschutzes.

Im Geschäftsjahr 1990 wurden von Mitarbeitern der Abteilung 18 Brunnenbohrungen angesetzt und betreut. Die als gewinnbar nachgewiesene Grundwassermenge betrug 206 l/s (6,5 Mio m^3/a).

III 3. Qualitative Hydrogeologie

Das langfristige Beweissicherungsprogramm zur quantitiven 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.

In monatlichen Abständen wurden an fünf Wassergewinnungsanlagen die Nitratgehalte des Grundwassers untersucht. Nach fünfjähriger Beprobung wurde dieses Untersuchungsprogramm zur Jahresmitte abgeschlossen. Mit der Auswertung der Ergebnisse wurde begonnen.

Weitere regelmäßige Wasserprobenahmen erfolgten in den Buntsandsteingebieten Nord-, Osthessens, des Spessarts und des Odenwaldes, in denen Kompensationskalkungen gegen mögliche Auswirkungen saurer Depositionen auf das Grundwasser vorgenommen wurden. Abteilungsangehörige waren in verschiedenen Arbeitsgruppen, Kommissionen und Fachausschüssen tätig, u.a.:

"ad-hoc-Arbeitskreis Hydrogeologie", "Arbeitskreis FIS Hydrogeologie" und "Steuerungsgruppe Bodeninformationssystem (BIS)" der Geologischen Landesämter, DVGW/LAWA-Ausschuß "Wasserschutzgebiete" einschließlich Arbeitskreis "Arbeitsblatt W 101", DVGW-Fachausschuß "Geohydrologie", DVWK-Fachausschüsse 3.1 "Grundwassererkundung" und 3.5 "Grundwasserchemie", DVGW/DVWK-Arbeitskreis "Zustandsbeschreibung des Grundwassers", 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", der ATV-Arbeitsgruppe 1.9.2 "Versickerung von Niederschlagswasser", dem Arbeitsausschuß 5.14 der Forschungsgesellschaft für Straßen- und Verkehrswesen "Bautechnische Maßnahmen an Straßen in Wassergewinnungsgebieten" und dem Dechema-Ausschuß "Bodenschutz".

III 4. Geotechnologie und Infrastrukturgeologie

Im Werra-Kalirevier wurden die Salzwasserversenkungen der Kaliwerke Hattorf und Wintershall und im Fulda-Kalirevier die Haldenabwasserversenkung des Kaliwerkes Neuhof-Ellers laufend überwacht und die Daten der Versenktätigkeit erfaßt. An der Erstellung der entsprechenden Jahresberichte über die Versenktätigkeit wurde mitgewirkt.

Zu Anfragen zum Projekt Pufferspeicher "Gerstunger Mulde" wurden Stellungnahmen abgegeben, ebenso betreffend der Untertage-Deponie Herfa-Neurode.

In der Expertenkommission und am Gutachten zum Gebirgsschlag in der Grube "Ernst-Thälmann" des VEB Kombinats Kali wurde mitgearbeitet. Gleichfalls wurde zum Gas-/Salzausbruch in der Grube Wintershall ein Gutachten erstattet. Gutachtliche Beratung erfolgt auch zu den Ursachen der Salzwasserzuflüsse im Bereich der Kanalisation des Ortsteiles Röhrigshof der Gemeinde Philippsthal/Werra.

An den Regierungsverhandlungen über Fragen, die mit dem Kalibergbau an der Werra zusammenhängen, wurde teilgenommen. Zu möglichen Umweltschäden durch die Kaligewinnung im hessischen Werragebiet wurde berichtet.

Für das Gasspeicherprojekt Eiterfeld-Reckrod erfolgte eine laufende Begleitung der Aufbauplanung.

Die Erschließung von Heilwasser in Bad Hersfeld als Ersatz für den Lullusbrunnen wurde gutachtlich betreut.

Im Berichtszeitraum sind insgesamt Anfragen zu 1550 Planungsvorhaben und -verfahren eingegangen und nach infrastrukturgeologischen Gesichtspunkten federführend bearbeitet worden.

Als Träger öffentlicher Belange wurden 905 schriftliche Stellungnahmen zu folgenden Vorgängen abgegeben:

54 Abweichungsverfahren

3 Regionale Raumordnungspläne

17 Fachpläne, Landschafts(rahmen)pläne

92 Raumordnungs-, Planfeststellungs-, Planverfahren

132 Flächennutzungspläne (vorbereitende Bauleitpläne)

523 Bebauungspläne (verbindliche Bauleitpläne)

31 Flubereinigungsverfahren, Agrarstrukturelle Vorplanungen

50 Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete, Naturparks, Naturdenkmäler

3 Imissionsschutz.

III 5. Dokumentation und Datenverarbeitung

Im Vollzug des Lagerstättengesetzes wurden im Berichtszeitraum 76 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 bearbeitet (Profilaufnahme, Erstellen eines Schichtenverzeichnisses mit stratigraphischer Einstufung).

Das Fachbereichsdezernat Archiv hatte im Geschäftsjahr 3384 Zugänge von Archivalien zu verzeichnen. Es entfielen auf Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert 460, Schichtenverzeichnisse von Bohrungen 1025, Gesteins-, Boden- oder Wasseranalysen 1271 sowie Diplomarbeiten 6 Stücke. Die Standorte der Bohrungen und Sondierungen wurden verteilt über das ganze Land Hessen weitgehend auf den Bohrkarten nachgetragen und die Schichtenverzeichnisse eingeordnet.

Ausgeliehen wurden 1025 Archivstücke; in dieser Zahl sind die in den Archivräumen lediglich eingesehenen Archivalien (Präsenbenutzung) großenteils nicht enthalten.

Im Zuge der weiteren Umstellung des Bohrarchives auf das DV-Verfahren ABOHRKA wurden die Datensätze der Blätter 4522 Hofgeismar, 4620 Arolsen, 5022 Schwarzenborn, 4725 Bad Sooden-Allendorf, 4726 Grebendorf, 4727 Küllstedt, 5614 Limburg an der Lahn, 5815 Wehen und teilweise 5915 Wiesbaden neu erstellt und auf fünf vor mehreren Jahren bearbeiteten Blättern Nachträge vorgenommen.

Im Fachbereich Automatisierte Datenverarbeitung wurde mit erheblichem finanziellem Aufwand unter Einsatz von Fremdpersonal die Programmumstellung vorgenommen. Sie wurde vom im Laufe der Zeit gewachsenen DV-Umfeld (Fa. DEC) in das vom vorgesetzten Ministerium verfügte UNIX-Betriebssystem des Fabrikats BULL weitergeführt. Im Berichtsjahr konnten Programme zur Gesteinsnormberechnung sowie mehrere Programme zur Datenaufbereitung und statistischen und graphischen Auswertung umgestellt werden, insbesondere für die Bereiche Hydrogeologie, Geohydrochemie und Petrographie. Abgeschlossen werden konnte auch der strukturelle Aufbau der Datenbanken Geohydrochemie und Petrographische Handstücke.

Für den geplanten Einsatz des für die weitere Arbeit des Hauses vordringlichen Graphischen Systems sind noch ausstehende Vorgaben des vorgesetzten Ministeriums abzuwarten.

Der Einsatz der verschiedenen Programme und Programmsysteme erfolgte auf den hauseigenen DV-Anlagen für gutachtliche Stellungnahmen, insbesondere in den Bereichen Geohydrochemie (Kaliabwasserversenkung, CKW-Schadensfälle) und Hydrogeologie (Flughafen Frankfurt Main, DB-Neubaustrecke) sowie zur Unterstützung der Geologischen Landesaufnahme in den Bereichen Geochemie/Petrographie 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 CKW-Schadensfällen ausgeführt.

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ANDERLE, H.-J., MASSONE, H.-S., MEISL, S., ONCKEN, O., & WEBER, K. (1990): Southern Taunus Mountains, 125–148, 17 Abb. – In: International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen–Gießen, Aug.–Sept. 1990, Field Guide: Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge; Göttingen–Gießen.
- BARGON, E. (1990): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1989 (1. 1.–31. 12. 1989). – Geol. Jb. Hessen, 118: 283–298; Wiesbaden.
- BECKER, R.E. (1990): Profile der Solling-Folge am Südost-Rand der Niederhessischen Senke. Mainzer geowiss. Mitt., 19: 201–212, 1 Abb.; Mainz.
- BLUM, R. (1990): Geoelectrical Mapping and Groundwater Contamination. In: MERKLER et al. (eds.): Detection of Subsurface Flow Phenomena, Lecture Notes in Earth Sciences; Heidelberg (Springer).
- EMMERICH, K.-H. (1990): Influence of landform, landscape development and soil moisture balance on forest- and savanna-ecosystem patterns in Brazil. Petologie, XL-1: 5–17; Ghent.
- HENTSCHEL, G. (1990): Die Minerale in Auswürflingen des Laacher-See-Vulkans. Aufschluß, Sbd. 33: 65–105, 103 Abb., 3 Tab.; Heidelberg.
- HICKETHIER, H. (1990): Zur Erdgeschichte im Gebiet um Altenhaßlau. In: Altenhaßlau, Beiträge zur Geschichte, 6–10; Linsengericht–Altenhaßlau (Vereinsring Altenhaßlau).
- HORN, M. (1990): Braunaus geologische Besonderheiten. In: DIETZ, R., & MENK, C.: Braunau. Beiträge zu seiner Geschichte: 107–110, 3 Abb.; Bad Wildungen (W. Bing).
- HOTTENROTT, M. (1990): Palynostratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und angrenzenden Gebieten. – Nachr. dt. geol. Ges., 43: 46; Hannover (Vortragskurzfassung).
- & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1990): Pliozän in einer Brunnenbohrung im Lahntal N Limburg-Eschhofen
 ein Beitrag zur Pliozänstratigraphie in Hessen und zur jüngsten Vertikaltektonik im Limburger Becken. - Geol. Jb. Hessen, 118: 155-166, 3 Abb.; Wiesbaden.
- HÜHNER, G. (1990): Bohrkenlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Geol. Jb. Hessen, **118**: 299–311; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1990): Schleichsand (Oligozän) bei Niederwalluf (Rheingau, Hessen). Geol. Jb. Hessen, 118: 149–153, 2 Abb.; Wiesbaden.
- MEISL, S. (1990): Metavolcanic rocks in the "Northern Phyllite Zone" at the southern margin of the Rhenoherzynian Belt. – In: Int. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen–Gießen, Aug.–Sept. 1990. Field Guide: Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge, 25–42; Göttingen–Gießen.
- (1990): S. ANDERLE, H.-J., MASSONE, H.-S., MEISL, S., ONCKEN, O., & WEBER, K.
- PAULY, E. (1990): Mineralische Rohstoffe f
 ür den Stra
 ßenbau in Hessen, Vorkommen, Verf
 ügbarkeit, Recycling. – Die Natursteinindustrie, 6: 23–27; Offenbach/M.
- (1990): Fritz Heyelmann. Jb. Nass. Ver. Naturk., 112: 4-5; Wiesbaden.
- (1990): Jahresbericht des Nassauischen Vereins f
 ür Naturkunde f
 ür das Jahr 1989. Jb. Nass. Ver. Naturk., 112: 133–135; Wiesbaden.
- (1990): Naturwissenschaften und Technik Verantwortung und Grenzen. Wiesbadener Leben, 10/90:
 20; Wiesbaden.
- POSCHWITZ, H. (1990): Hessisches Geologisches Schrifttum 1988 mit Nachträgen aus den Jahren 1952/53-1987. Geol. Jb. Hessen, 118: 265-281; Wiesbaden.
- (1990): Einfache Untersuchungsmethoden zur Bestimmung der Gewässergüte (Teil I, Hydrobiologie).
 Fischerei in Hessen, 10/90: 7–12, 1 Tab.; Wiesbaden (VHSF).
- PRINZ, H. (1990): Grundwasserabsenkung und Baumbewuchs als Ursache von Gebäudesetzungen. Vorträge der Aachener Bausachverständigentage 1990: 61–68, 7 Abb.; Wiesbaden (Bau-Vlg.).
- (1990): Situation der ingenieurgeologischen Forschung in der Bundesrepublik Deutschland. Nachr. Dt. Geol. Ges., 44: 21–25; Hannover (DGG).
- SCHRAFT, A. In: EINSELE, G., KÖHLER, W.-R., PLUM, H., SCHRAFT, A., SEILER, K.-P., & UDLUFT, P. (1990): Stoffeintrag und Stoffaustrag in bewaldeten Einzugsgebieten. Hrsg. Dt. Verb. für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK); Hamburg-Berlin (Parey).
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1990): s. HOTTENROTT, M., & STENGEL-RUTKOWSKI, W.

WEIDNER, E. (1990): Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000; Wiesbaden (HLB).

Nachtrag

- HORN, M. (1989): Die Lebensspur Spirodesmos im Unterkarbon des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Bull. Soc. belg. Geol., 98, 3/4: 385–391, 5 Abb.; Brüssel.
- KUHN, H., & STOPPEL, D. (1989): Gibt es Namur im Nordwestharz? -Bull. Soc. belg. Geol., 98, 3/4: 393-399, 3 Abb., 1 Taf.; Brüssel.
- In: FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, H. D. (1989): Lagenbau eines doleritischen Lagergangs in der nordöstlichen Dill-Mulde. - Zbl. Geol. Paläont., Teil 1; Stuttgart.
- PAULY, E. (1989): Friedrich Kutscher. Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 5-6; Wiesbaden.
- (1989): 160 Jahre Nassauischer Verein f
 ür Naturkunde Bericht
 über die Jubil
 äumsfeierlichkeiten anl
 äßlich dieses Geburtstages. – Jb. Nass. Ver. Naturk., 111: 11–28; Wiesbaden.
- (1989): Jahresbericht des Nassauischen Vereins f
 ür Naturkunde f
 ür das Jahr 1988: Jb. Nass. Ver. Naturk., 111; Wiesbaden.
- (1989): 160 Jahre Nassauischer Verein für Naturkunde. Wiesbadener Leben, 9/89: 28; Wiesbaden.

Fachvorträge von Angehörigen des Landesamtes

- ANDERLE, H.-J.: Varistische Tektonik am Südrand des Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). Vortrag im Geol. Kolloquium der Sektion Geographie, WB Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 27. 9. 1990.
- BARGON: E.: Die Bodenkartierung in Hessen durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung. 37. Jahrestagung der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften der DDR, Jena, 24. 8. 1990.
- BLUM, R.: Grundlagen der Geomagnetik. Symposium geophysikalische Erkundung von Altlasten, Karlsruhe, 16.–18. 1. 1990.
- EHRENBERG, K.-H.: Vogelsberg-Vulkanismus. Exkursion des Instituts für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Clausthal, 21. 10. 1990.
- FRIEDRICH, K.: Kontaminierte Böden in US-Liegenschaften im Raum Hanau-Gelnhausen. Fortbildungsseminar f
 ür Ingenieure des Fachbereiches Bauingenieurwesen, Rotenburg a.d. Fulda, 29. 5. 1990.
- Zur Geologie des nordwestlichen Th
 üringer Waldes (Vorbereitung zur Exkursion). Fortbildungsseminar f
 ür Ingenieure des Fachbereiches Bauingenieurwesen, Rotenburg a.d. Fulda, 30. 5. 1990.
- GOLWER, A.: Einfluß von Straßen auf das Grundwasser. VSVI-Vortragsveranstaltung "Entwässerung von Straßen" in Friedberg/Hessen, 17. 1. 1990.
- Altablagerungen und Schadensfälle. Fortbildungskurs an der Universität Bremen im Rahmen der Hydrogeologie – Sommeruniversität, Bremen, 30.7.–3. 8. 1990.
- Erkundung und Sanierung kontaminierter Standorte. DVWK-Seminar "Grundwasserüberwachung" an der TU Dresden, 6. u. 7. 12. 1990.
- & PRINZ, H.: Deponien und kontaminierte Standorte. Fortbildungsveranstaltung der Geologischen Landesuntersuchung GmbH Jena, 5.–8. 11. 1990.
- HÖLTING, B.: Das Fachinformationssystem (FIS) Hydrogeologie im Bodeninformationssystem. Symposium Datenentwicklung der Hydrogeologie GmbH in Nordhausen/Thüringen, 27. 11. 1990.
- HOTTENROTT, M.: Palynostratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und angrenzenden Gebieten. – 142. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bremen, 4. 10. 1990.
- KELTSCH, H.: Probleme bei Probenahme, -aufbereitung, -aufschluß und Messung geochemischer Proben.
 Mineralogisches Institut der Universität Marburg, 3. 7. 1990.
- KUMMERLE, E.: Eltville und der Rhein, geologisch betrachtet. Stadtführer, Kultur- und Verkehrsamt Eltville am Rhein, 29. 11. 1990.
- LAEMMLEN, M.: Die Geologie im Bereich von Rhön, Vogelsberg und Landrücken. Vortrag VHS Fulda, Außenstelle Eiterfeld, 18. 5. 1990.
- Löw, M.: Die Aufgaben des Hessischen Landesamtes f
 ür Bodenforschung im Rahmen der Talsperrenaufsicht. – Dienstbesprechung im HLB, Wiesbaden, 23. 2. 1990.
- MEISL, S.: Ausgangsgesteine und Metamorphose-Bedingungen im Taunus und Soonwald. Geologisches Kolloquium im WB Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 22. 9. 1989.

- PAULY, E.: Baustoffsituation in Hessen Vorräte, Zugriff, Recycling. Forschungsgesellschaft für Straßen- und Verkehrswesen, Jahrestagung 1990: Mineralstoffe im Straßenbau, Fulda, 8.3. 1990.
- Geologie, Lagerstätten und Bergbau im Lahn-Dill-Gebiet. Klassentreffen des 63. Grubensteigerlehrgangs der Bergschule Dillenburg, Mengerskirchen-Probbach, 7.4. 1990.
- Der Bergbau im Westerwald und seine Umstrukturierung. 23. Sitzung des GMDB-Fachausschusses "Steine, Erden, Industrieminerale", Wirges/Westerwald, 31. 5. 1990.
- Einführung in "Regionale Beiträge" und Diskussionsleitung. 2nd International Aggregates Symposium, Erlangen, 24. 10. 1990.
- Lagerstätten der nichtmetallischen Rohstoffe und ihre Bewertung. Vorlesung Wintersemester 1990/91, Universität Mainz.
- POSCHWITZ, H.: Gewässerbiologie Vortrag mit Exkursionen. Volkshochschule Frankfurt a.M.-Höchst, 20. 2.–7. 4. 1990.
- Hydrobiologische, hydrochemische Untersuchungsmethoden und Renaturierungsmaßnahmen an kleinen Fließgewässern.
 BUND, Eltville am Rhein, 15. 11. 1990.
- PRINZ, H.: Grundwasserabsenkung und Baumbewuchs als Ursache von Gebäudesetzungen. Aachener Bausachverständigentage 1990, Aachen, 5.–6. 3. 1990.
- Neue Erkenntnisse in der Ingenieurgeologie. Grundbautag Kassel, GHK-Universität, Fachgebiet Grundbau, Boden- und Felsmechanik, Kassel, 26. 6. 1990.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Kriterien bei der Ausweisung von Trinkwasserschutzgebieten aus der Sicht des Hydrogeologen. VDL-Umweltforum, Lollar, 18. 10. 1990.
- THEWS, J.-D.: Die Arbeit eines Geologischen Landesamtes im Beziehungsgefüge Verwaltung und Wirtschaft. – Zentralinstitut für Physik der festen Erde, Außenstelle Jena, 17.5. 1990.
- WEIDNER, E.: Konzeption, Inhalte, Aussagen und Interpretationsmöglichkeiten der "Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50000" anläßlich der Vorstellung der o.g. Bodenkarte durch Herrn Staatsminister Weimar in Biebesheim/Rhein, 14. 12. 1990.

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 1989/90 und WS 1990/91 (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 Honorarprofessor 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) Geologiedirektor Dr. PAULY

als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz WS 1990/91 (Lagerstätten, Nichtmetallische Rohstoffe)

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

als Lehrbeauftragter an der Fachhochschule Wiesbaden, Fachbereich Gartenbau- und Landespflege (Geisenheim) (Geologie und Bodenkunde)

Geologierat Dr. SABEL

als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Bodenkundliche Vorlesung und Geländepraktika)

Geologieoberrat Dr. SCHARPFF

als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. WS 1990/91 (Um-weltgeologie)

ERNST BARGON

Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Von

GERNOT HÜHNER*

Die nachfolgende Aufstellung ist die aktualisierte Fortschreibung der im Geologischen Jahrbuch Hessen, **118**: 299–311, veröffentlichten Zusammenstellung eingelagerter Bohrungen; nicht mehr aufgelistete Bohrungen sind ausgesondert.

Durch diese Kurzinformation sollen Wissenschaftler der Geologischen Landesämter und Hochschulen zu weitergehenden Untersuchungen angeregt werden. Für interessierte Wissenschaftler genügt ein formloser Antrag auf Bearbeitung unter Benennung der in Frage kommenden Bohrungen. Dem Antragsteller wird dann die weiter Verfahrensweise mitgeteilt.

Benutzte Abkürzungen:	А	=	ausgewähltes, z. T. in Kernabschnitten oder als Einzelproben einge- lagertes Material sowie 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
Dei des Kendel			

Bei den Kernbohrungen ist zur besseren Herausstellung die Abkürzung KB hinzugefügt; teilweise gekernte Abschnitte von Bohrungen sind gesondert gekennzeichnet und unter der Spalte stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart in Klammern angehängt. Spül- und Meißelbohrungen haben keinen besonderen Zusatz.

Für die stratigraphischen Bezeichnungen und z. T. Gesteinsarten wurden u. a. 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. uName	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	1992
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
4521 Liebenau	BK1 (1977), Diemeltalsperre Haueda	35 16 920	57 06 580	90,00	Quartär, Trias: mm, mu. KB	2010
4521 Liebenau	BK 3a (1977), Diemeltalsperre Haueda	35 17 020	57 06 410	45,00	Quartär, ?Quartär, Trias: mm, mu.	2010
4521 Liebenau	BK4 (1977), Diemeltalsperre Haueda	35 17 020	57 06 510	55,80	Quartär, Trias: ?mm, mm, mu. KB	2010
4521 Liebenau	BK5 (1977), Diemeltalsperre Haueda	35 16 890	57 06 420	57,00	Quartär, Trias: mm, mu. KB	2010
4523 Münden	Ahlberg 1 (1955)	35 35 465	57 02 200	50,60	Quartär, Tertiär	st.
4523 Münden	Ahlberg 2 (1955)	35 35 385	57 01 785	62,95	Quartär, Tertiär	st.
4523 Münden	Ahlberg 3 (1955)	35 35 330	57 02 147	37,00	Quartär, Tertiär	st.
4523 Münden	Ahlberg4 (1955)	35 35 330	57 02 142	22,00	Quartär, Tertiär	st.
4523 Münden	Ahlberg5 (1955)	35 35 268	57 02 235	71,70	Quartär, ?Tertiär, Trias: s	st.
4523 Münden	Ahlberg6 (1955)	35 35 415	57 01 558	38,65	Quartär, Tertiär	st.
4523 Münden	Ahlberg8 (1955)	35 35 329	57 02 141	80,85	Quartär, Tertiär	st.
4617 Brilon	SA 008 (1981) Schrägbrg.	3473860	56 85 030	198,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer); Mitteldevon (Styl	
					Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4618 Adorf	SA 001 (1981) Schrägbrg.	3480430	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,	
	2				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 (StylSchiefer/Sandstein-Folge)	1996

GERNOT HÜHNER

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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 (Bänder-	
					schiefer); Mitteldevon (StylSchiefer/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	Berndorf 5.1A, GMSt.	34 94 740	56 85 680	168,00	Quartär, Trias: su, Perm: z	st.
4619 Mengeringhausen	MengGlockenbrunnental (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
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)	3491880	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	B 2.1, Kläranlage Espenau	35 33 704	56 94 542	11,00	Quartär, Trias: so, smS. KB, A	2000
4622 Kassel West	B 3.2, Kläranlage Espenau	35 33 690	56 94 634	10,90	Quartar, Trias: so, smS. KB, A	2000
4622 Kassel West	B 3.3, Kläranlage Espenau	35 33 646	56 94 657	14,00	Quartär, Trias: so, smS. KB, A	2000
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/?1957)	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.	3475280	56 83 830	174.00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer): Mitteldevon (Styl	
	() 0 0				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-B4 (1978)	34 87 160	5677510	28,90	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	FAU-B 5 (1978)	34 87 995	56 78 950	20.20	Karbon (Tonschiefer), KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B6 (1978)	34 87 920	56 79 000	17.90	Unterkarbon: cdKS, KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 8 (1978)	34 87 982	5678968	19.00	Unterkarbon: cdI. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 9 (1978)	34 87 150	5678940	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

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4718 Goddelsheim	EAU-B 12 (1978)	34 85 842	5676800	19,25	Unterkarbon: cdI. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 13 (1978)	34 88 198	5679910	122,80	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 14 (1978)	34 88 165	5679725	65,00	Unterkarbon: cdAL. KB	1998
4718 Goddelsheim	ESB 3 (1981/1982)	34 87 580	5679180	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	5678690	156,20	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	UTT 1 (1976)	34 87 720	5679520	17,35	Unterkarbon: cdI, cd3,t. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 2 (1976)	34 87 720	5679520	52,64	Unterkarbon: cdI+KS, cdKK. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 3 (1976)	34 87 720	5679520	24,60	Unterkarbon: cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 4 (1976)	34 87 730	5679500	21,40	Unterkarbon: cdKS+KK, cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 5 (1976)	34 87 730	5679500	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-B1 (1978)	34 88 402	5679550	93,80	Grenzschichten Oberdevon/Karbon. KB	st.
4719 Korbach	EAU/78-B7 (1978)	34 88 505	56 80 103	35,70	Unterkarbon: cdI. KB	st.
4719 Korbach	ESB1 (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	5677430	152,00	Trias: suK; Perm: z	st.
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	5674800	112,00	Trias: smV, su	st.
4721 Naumburg	Elbenberg 1 (1969)	35 14 600	5678160	81,00	Quartär; Tertiär. KB	1999
4721 Naumburg	Elbenberg 2 (1969)	35 14 820	5678170	101,00	Quartär; Tertiär. KB	1999
4721 Naumburg	Elbenberg 3 (1974/1975)	35 14 680	5678270	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	5679110	795,50	Trias: sm, su; Perm: z. KB (A von 721,3-772,7 m)	st.
4721 Naumburg	Kirchberg III (1977)	35 18 870	5675620	263,00	Quartär; Trias: smS bis smH	st.
4721 Naumburg	Niedenstein (1961)	35 21 940	5678680	157,00	Trias: smS. KB, A	1995
4722 Niederzwehren	A/86-B 5 (1986)	35 26 090	5676280	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	5675000	30,00	?Tertiär. KB	1995
4722 Niederzwehren	Grifte (A) (1955/1956)	35 31 680	5674000	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	5677770	150,00	Trias: smH, smV	st.
4723 Oberkaufungen	Quentel (1981)	35 45 820	5674440	444,80	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

Gernot Hühner

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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	5674920	97,00	Perm: z; Devon (phyllitische Schiefer). KB	2000
4725 Bad Sooden-Allendorf	Brg. 3 (1988), Weidenhausen	35 68 640	5676040	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	5671770	34,50	Quartăr; Tertiăr; Trias: soRö. KB	1991
4821 Fritzlar	A/85-B4 (1985)	35 16 620	5671220	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-B6 (1985)	35 23 080	56 69 920	78,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991
4821 Fritzlar	A/85-B7 (1985)	35 22 930	5670700	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 VB1 (1971)	35 12 850	5672230	120,00	Trias: smV	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 2.1 (1971)	35 12 880	5673260	250,00	Trias: soRö, smS	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB2/3 (1971)	35 12 260	5673460	130,00	Trias: smV bis su	st.
4821 Fritzlar	B/76-B1 (1976)	35 17 280	56 63 480	27,30	Quartär; Trias: mu. KB	1993
4821 Fritzlar	B/76-B2 (1976)	35 17 520	56 62 760	35,50	Quartär; Trias: mu. KB	1993
4821 Fritzlar	B/76-B4 (1976)	35 15 220	5671260	51,80	Quartär; Trias: k,m. KB	1991
4822 Gudensberg	A/85-B8 (1985)	35 23 390	5672440	66,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1991
4822 Gudensberg	B/76-B 11 (1976)	35 24 450	5670460	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	5672320	150,20	Trias: sm. KB (A Handstücke)	st.
4823 Melsungen	Eiterhagen (1953/1954)	35 41 580	5673320	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	5673110	533,00	Devon/Karbon. KB (ab 45 m—ET gekernt)	1992
4824 Hessisch-Lichtenau	Retterode 1, Himmelsberg (1972)	35 49 780	5671670	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)	Brg. Frankenberg (1962)	34 86 150	56 57 860	55,00	Quartär, Perm: z, Unterkarbon	2000
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 52 (1976)	35 21 665	56 59 387	50,00	Trias: Grenzschichten Röt/Muschelkalk	2002
4921 Borken (Hessen)	Borken, Zechstein 1 (1984/1985)	35 21 950	56 59 060	1 258,80	Quartär, Trias: so, sm, su, Perm: z, Unterkarbon 2 (Jesberger Grau-	
					wacke), ab 1007,5 m gekernt	1995
4921 Borken (Hessen)	Brg. 113 (1990)	35 22 409	56 61 656	27,75	Quartär, Trias: so (Röt). KB	1992
4921 Borken (Hessen)	Brg. 118 (1990)	35 22 207	56 61 494	13,20	Quartăr, Tertiăr. KB	1992
4921 Borken (Hessen)	Brg. 127 (1990)	35 22 212	56 61 364	18,00	Quartär, Tertiär. KB	1992
4921 Borken (Hessen)	Brg. 136 (1990)	35 22 233	56 61 317	19,20	Quartär, ?Tertiär, Tertiär. KB	1992
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.

Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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)	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
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	KB1 (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	Röhrda 1 (1985)	35 73 070	56 62 720	145,50	Quartär, Trias: k, m, so (gestörtes Profil)	st.
4926 Herleshausen	VB 4 (1974)	35 71 100	56 55 130	120,00	Trias: smH, smD, smV	st.
4926 Herleshausen	VB 10 (1975)	3571760	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.	3471060	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)	3471780	56 44 660	258,00	Unterkarbon (Kulm-Grauwacke, -Tonschiefer, -Kieselschiefer, -Lydite)	1996
5017 Biedenkopf	SX 007 (1982)	3472220	56 43 920	278,00	Unterkarbon (Kulm-Grauwacke, -Tonschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 010 (1982)	26-		250,00	Unterkarbon?	1996
5017 Biedenkopf	SX 011 (1982)	25-		106,00	Unterkarbon?	1996
5017 Biedenkopf	SX 012 (1984)	34 73 530	56 44 100	217,00	Unterkarbon?	1996
5019 Gemünden (Wohra)	Halsdorf VB1 (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

GERNOT HÜHNER

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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
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)	3574510	56 46 280	327,00	Quartär; Trias: su; Perm: z6–z3	st.
5119 Kirchhain	Brg. Alsfeld-Rauschenberg (1957)	34 96 185	56 39 765	614,00	Pleistozän, Trias: su, Perm: z, Transgression, Devon: dn-a, Störung,	
					Karbon: cd. KB, A	2001
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	?41,50	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
5123 Niederaula	Untergeis 1 (1956)	35 44 990	56 39 880	500,80	Quartär, Trias: s, Perm: z, Transgression, ?Oberdevon. KB, A	st.
5124 Bad Hersfeld	Lullusbrunnen (1965)	35 49 460	56 36 480	412,00	Trias: su; Perm: z. KB, A	1995
5125 Friedewald	Weißenborn 2 (1956/57)	35 59 698	56 37 553	1750,40	Trias: s, Perm: z, ro, Transgression, ?Kulm. KB, A	st.
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);	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

Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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	1004,00	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
5216 Oberscheld	Tiefe Grube 2 (1953)	34 54 960	56 23 340	385,75	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, dv; Schelder Lagerzug. KB, A	1991
5216 Oberscheld	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 Oberscheld	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 Oberscheld	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-B7 (1983)	35 11 080	56 29 100	25,50	Quartăr; Tertiăr; Trias: s. KB	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-B5 (1983)	35 21 830	56 21 780	54,20	Tertiär; Trias: s. KB, A	1999
5221 Alsfeld	A/83-B6 (1983)	35 22 770	56 19 790	47,50	Tertiär; Jura? KB, A	1999
5222 Grebenau	A/83-B1 (1983)	35 25 620	56 28 420	32,80	Quartär; Trias: s. KB	1994
5222 Grebenau	A/83-B2 (1983)	35 23 630	56 25 610	63,00	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1994
5222 Grebenau	A/83-B3 (1983)	35 25 890	56 18 670	30,00	Quartär; Trias: s. KB	1994
5222 Grebenau	A/83-B4 (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	Wallersdorf (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)	3461860	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.
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.

GERNOT HÜHNER

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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
5417 Wetzlar	B 92, BAB (1968)	34 64 694	56 06 637	12,00	Devon. KB, A	st.
5419 Laubach	Brg. 139 (1972)	34 94 730	56 02 880	100,00	Quartär, Tertiär. KB	2000
5419 Laubach	Brg. 140 (1972)	34 97 180	56 04 660	100,20	Quartär, Tertiär	2000
5419 Laubach	Brg. 191 (1977)	34 89 790	55 97 130	172,00	Quartär, Tertiär	2000
5419 Laubach	Brg. 192 (1978)	34 97 760	55 98 300	208,00	Quartär, Tertiär (ab 131,5 m gekernt)	2000
5420 Schotten	Brg. 22 (1973)	35 05 700	56 98 400	180,00	Quartär, Tertiär. KB, A	2000
5420 Schotten	Brg. 150 (1972)	35 06 320	56 06 990	151,00	Quartär, Tertiär	2000
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 2/2A (1972/1973)	35 20 810	55 98 890	490,35	Quartär bis Tertiär: t,B und t,Bt. KB	st.
5423 Großenlüder	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, A	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, Störungszone; do3-1; d ^a , Fe; dv. KB (A Kernstücke)	st.
5519 Hungen	Brg. 53 (1965)	34 98 730	55 85 080	60,00	Quartär, Tertiär. KB, A	2000
5519 Hungen	Brg. 59 (1965)	34 99 980	55 87 220	150,00	Quartär, Tertiär. KB, A	2000
5619 Hungen	Brg. 187 (1978)	34 90 580	55 93 350	90,00	Quartär, Tertiär	2000
5519 Hungen	Brg. 189 (1977)	34 93 850	55 90 430	100,00	Quartär, Tertiär	2000
5519 Hungen	Brg. 193 (1979)	34 95 440	55 93 280	100,00	Quartär, Tertiär	2000
5519 Hungen	Brg. 201 (1980)	34 98 930	55 94 200	161,00	Quartär, Tertiär	st.
5519 Hungen	Bad Salzhausen (1975/1976)	34 98 980	55 86 350	1 000,00	Quartär; Tertiär; Perm: r.	1996
5520 Nidda	Brg. 31 (1962)	35 06 180	56 93 200	448,30	Quartär, Tertiär. KB	2000
5520 Nidda	Brg. 35 (1963)	35 01 840	55 88 170	221,50	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 60 (1965)	35 03 140	55 86 640	105,55	Quartär, Tertiär. KB, A	2000
5520 Nidda	Brg. 65 (1966)	35 01 790	55 88 010	82,60	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 67 (1966)	35 01 780	55 88 110	100,00	Quartär, Tertiär	2000
5525 Nidda	Brg. 71 (1966)	35 01 750	55 87 890	115,00	Quartär, Tertiär (ab 100,30 m gekernt)	2000
5520 Nidda	Brg. 73 (1966)	35 01 700	55 88 070	102,00	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 74 (1966) I	35 01 500	55 88 280	100,00	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 74 (1966) II	35 01 510	55 88 270	103,00	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 82 (1967)	35 01 510	55 88 270	100,50	Quartär, Tertiär. A	2000

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5520 Nidda	Brg. 83 (1967)	35 01 750	55 88 070	100,00	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 89 (1967)	35 01 730	55 88 210	101,30	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 92 (1968)	35 05 060	55 91 910	150,00	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 194 (1980)	35 00 040	55 89 070	160,00	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 195 (1978)	35 03 130	55 88 870	150,30	Quartär, Tertiär	2000
5520 Nidda	Brg. 196 (1979)	35 05 550	55 88 390	165,50	Quartär, Tertiär	2000
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					
An share and the second second second	(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.
5525 Gersfeld (Rhön)	Dahlherda 1 (1956)	3560035	55 88 860	425,50	Pleistozän, Trias: sm, su, Perm: z, A	st.
5525 Gersfeld (Rhön)	Wasserkuppe 1+2 (1964-66)	35 67 500	55 96 060	200,00	Holo-/Pleistozän, Tertiär, A	st.
5526 Bischofsheim a. d. Rhön	SR 5, Unterweißenbrunn (1981)	3574610	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
5616 Grävenwiesbach	A/89-B 2 (1989)	34 59 280	55 75 340	79,80	Devon: dzu. KB	1995
5616 Grävenwiesbach	Heinzenberg I (1985)	34 56 930	55 84 580	56,00	Quartär, Devon: dzSI	2000
5616 Grävenwiesbach	Heinzenberg II (1985)	34 56 760	55 84 580	40,30	Quartär, Devon; dzSI	2000
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-B2 (1988), Schrägbrg.	34 69 520	55 77 450	65,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5617 Usingen	A/88-B 3 (1988), Schrägbrg.	3471060	55 77 830	60,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5617 Usingen	A/88-B4 (1988), Schrägbrg.	34 70 860	55 77 780	60,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995

GERNOT HÜHNER

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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	5574260	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	5574763	12,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1991
5619 Staden	Brg. 15, BAB (1969)	34 97 209	5574240	17,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 15a, BAB (1969)	34 97 259	55 74 141	15,00	Quartăr; Tertiăr. KB	1991
5619 Staden	Brg. 15c, BAB (1969)	34 97 341	55 73 921	8,00	Quartar; Tertiar. KB	1991
5619 Staden	Brg. 16, BAB (1969)	34 97 343	5573729	14,00	Quartăr; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 48 (1965)	34 98 750	55 84 660	102,50	Quartar, Tertiar	2000
5619 Staden	Brg. 55 (1965)	34 96 800	55 83 350	61,50	Quartar, Tertiar. KB, A	1995
5619 Staden	Brg. 57 (1965)	34 99 600	55 82 800	50,00	Quartär, Tertiär. KB	1995
5619 Staden	Brg. 99 (1969)	34 99 410	55 83 560	110,00	Quartär, Tertiär	1995
5619 Staden	Brg. 103a, BAB (1969)	34 97 142	5574372	17,50	Quartăr; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 103b, BAB (1969)	34 97 192	55 74 346	15,00	Quartär; Tertiär. KB	1991
5619 Staden	Brg. 105 (1968)	34 99 010	55 83 910	83,50	Quartăr, Tertiăr	1995
5619 Staden	Brg. 111 (1968)	34 99310	55 83 520	101,00	Quartăr, Tertiăr	1995
5619 Staden	Brg. 116 (1969)	34 99 370	55 83 750	90,00	Quartär, Tertiär. KB, A	1995
5620 Ortenberg	Gelnhaar (1983)	35 10 450	55 79 480	588,90	Trias: sm, su; Perm: z,r. KB (ab 33 m gekernt)	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	5576830	77,30	Quartär; Tertiär; Übergangszone; Trias: s. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 2a (1987)	35 21 480	5576680	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	Quartăr; Tertiăr; 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	5674130	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; Tertiar: B, mi; Trias: soRö, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/15 (1979)	35 46 302	55 83 964	121,30	Quartär; Tertiar: mi; Trias: smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/16 (1981)	35 46 544	55 81 502	150,00	Quartär (Deckschichten); Tertiar: tmi; Trias: so2, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/17 (1982)	35 46 906	5578580	200,00	Quartär (Deckschichten); Tertiar: tmi; Trias: so2, smS, smH, smD. KB	1996

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5623 Schlüchtern	BK 208/26 (1981)	35 47 279	5575013	22,00	Quartär (Deckschichten); Trias: so2, smS. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/30 (1981)	35 47 231	5578042	36,00	Quartär (Deckschichten, Versturzmasse: Gesteine des Röts und zT.	
					Muschelkalks). KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/33 (1981)	35 46 988	5577912	90,00	Quartär(Deckschichten, Verwerfungsbreccie); Trias: smD, smV. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 209/16 (1979)	35 47 300	5574865	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	5573860	15,50	Holozän; Pleistozän; Trias: ku. KB	1999
5623 Schlüchtern	Brg. 208/60 (1983)	35 46 425	55 82 465	20,00	Tertiar: mi; Trias: smH. KB	1999
5623 Schlüchtern	Brg. 208/61 (1983)	35 46 435	55 82 420	32,00	Tertiar: 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)	3574630	55 77 675	474,01	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5719 Altenstadt	Altenstadt I (1948/1949)	34 95 542	5572885	372,00	Perm: r. KB, A	st.
5719 Altenstadt	Brg. 106a, BAB (1969)	34 97 725	5572696	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 107a, BAB (1969)	34 97 767	5572497	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 110b, BAB (1969)	34 98 141	5571757	10,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 112b, BAB (1969)	3498611	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	Quartar; 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)	2000

Gernot Hühner

Blatt-Nr. uName	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5723 Altengronau	RN 5, Galgengrund (1981/1982)	35 41 150	55 68 430	429,50	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
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; Tertiar: 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-B1 (1989)	35 15 640	55 59 960	42,00	Quartär; Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B2 (1989)	35 15 350	55 57 400	42,00	Quartär; Perm: z; Sandstein (Kristallin). KB	1995
5821 Bieber	B/89-B3 (1989)	35 15 660	55 59 060	39,50	Quartär; Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B4 (1989)	35 12 640	55 60 630	39,50	Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B5 (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, Arfsgrund, 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	34 45 690	55 50 120	10,70	Quartär; Vordevon: Serizitgneis	1994
	Adlerguelle (1954)					
5915 Wiesbaden	Brg. 21 (1989), Schulb.	34 45 450	55 50 100	20,00	Holo-/Pleistozän, Tertiär. KB	1992
5915 Wiesbaden	Brg. 22 (1989), Schulb.	34 45 450	55 50 110	24,00	Holo-/Pleistozän, Tertiär, Vordevon: Sericitgneis, umgelagert. KB	1992
5915 Wiesbaden	Brg. 23 (1989)	34 45 440	55 50 090	22,00	Holo/Pleistozän, Tertiär. KB	1992
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	Quartăr: qp; Tertiăr: 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	Quartăr: qp; Tertiăr: tmi	1995

Blatt-Nr. uName	Nr. uName Bezeichnung			Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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
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.
5920 Alzenau	B 1 (T VII) 1983	35 02 232	55 40 475	41,70	Pleistozän, Tertiär: pl, Kristallin. KB	1999
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.
6017 Mörfelden	Darmstadt 2 (1953/54)	3471423	55 29 708	1 506,60	Quartär; Tertiär; Transgression; Perm: r. KB, A	st.
6017 Mörfelden	Darmstadt 2a (1954)	3471424	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. 4a (1974)	34 82 100	55 31 640	6,00	Perm: r. KB	1992
6018 Langen	Brg. 5 (1974)	34 83 115	55 32 100	59,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit und Porphyr). 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
6116 Oppenheim	Galgenberg (1948)	34 53 180	55 25 360	72,00	Tertiär (Einzelprobe a. d. Cerithiensch.)	st.
6116 Oppenheim	Stockstadt 22 (1955)	34 63 592	55 18 723	1 681,40	Quartär, Tertiär, Perm: r. KB, A	st.
6116 Oppenheim	Wolfskehlen 4 (1951)	34 62 680	55 25 950	1 550,50	Quartär, Tertiär, Perm: ro.KB, A	st.
6117 Darmstadt West	Darmstadt 1 (1953)	3472500	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	A/90-B 1 (1990)	34 61 080	55 17 660	65,00	Quartär. KB	1992
6216 Gernsheim	A/90-B 2 (1990)	34 60 080	55 16 620	122,00	Quartär, Altquartär. KB	1992
6216 Gernsheim	A/90-B 3 (1990)	34 61 810	55 11 180	80,00	Quartär. KB	1992
6216 Gernsheim	A/90-B 4 (1990)	34 61 010	55 07 920	124,30	Quartär. KB	1992
6216 Gernsheim	Eich 3 (1952/53)	34 56 300	55 12 375	2009,30	Pliozän; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6216 Gernsheim	Stockstadt 20 (1955)	34 63 352	55 17 274	1797,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.

Gernot Hühner

Blatt-Nr. uName Bezeichnung		R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E	
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)	3471870	55 08 310	1 431,50	Quartär; Tertiär; Kristallin. KB, A	st.	
6217 Zwingenberg	Pfungstadt 1 (1951/52)	3470666	55 17 054	2 291,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.	
6217 Zwingenberg	Pfungstadt 2 (1952)	3471855	55 18 095	1 857,70	Quartär, Tertiär (teilweise gekernt), 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	

Stand: 28. Februar 1991

NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG ZU WIESBADEN

VI. F	olge,	Heft 1, 1950: 344 S., 35 Abb., 6 Tab., 11 Taf	17,50 DI
VI. F	olge,	Heft 2, 1951: 256 S., 18 Abb., 21 Taf	16,— DN
VI. F	olge,	Heft 3, 1952: 476 S., 30 Abb., 24 Taf	20,— DI
Band	81 ((VI/4), 1953: 464 S., 66 Abb., 18 Taf	20,- DM
Band	82,	1954: 411 S., 50 Abb., 10 Taf	20,- DI
Band	83,	1955: 420 S., 58 Abb., 26 Taf	20,- DI
Band	84,	1956: 492 S., 58 Abb., 24 Tab., 35 Taf	20,— DI
Band	85,	1957: 555 S., 100 Abb., 55 Tab., 26 Taf., 2 Bilder	25,— DI
Band	86,	1958: 444 S., 63 Abb., 23 Tab., 20 Taf	25,— DI
Band	87,	1959: 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 1 Bild	25,— DI
Band	88,	1960: 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf	25,— DI
Band	89,	1961: 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf	25,— DI
Band	90,	1962: 558 S., 75 Abb., 31 Tab., 36 Taf., 1 Bild	30,- DN
Band	91,	1963: 427 S., 104 Abb., 27 Tab., 27 Taf.,	30,— DI
Band	92,	1964: 340 S., 63 Abb., 19 Tab., 15 Taf	30,— DI
Band	93,	1965: 404 S., 88 Abb., 4 Diagr., 29 Taf., 21 Taf	40,— DI
Band	94,	1966: 456 S., 86 Abb., 13 Tab., 22 Taf.,	40,— DI
Band	95,	1967: 324 S., 44 Abb., 18 Diagr., 8 Tab., 11 Taf., 2 Bilder	40,— DI
Band	96,	1968: 424 S., 61 Abb., 17 Tab., 15 Taf., 1 Bild	40,— DN
Band	97,	1969: 468 S., 99 Abb., 20 Diagr., 32 Tab., 15 Taf	40,— DI
Band	98,	1970: 348 S., 59 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 2 Bilder	40,— DI
Band	99,	1971: 444 S., 57 Abb., 34 Tab., 29 Taf.,	40,— DI
Band	100,	1972: 332 S., 53 Abb., 38 Tab., 14 Taf	40,— DI
Band	101,	1973: 426 S., 105 Abb., 29 Tab., 30 Taf	40,— DI
Band	102,	1974: 355 S., 76 Abb., 14 Tab., 13 Taf	74,— DI
Band	103,	1975: 400 S., 152 Abb., 19 Tab., 18 Taf., 1 Bild	81,— DI

GEOLOGISCHES JAHRBUCH HESSEN

Band	104,	1976:	328	S.,	53 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 1 Bild	72,— D
Band	105,	1977:	294	S.,	47 Abb., 7 Tab., 16 Taf., 3 Bilder	65,— D
Band	106,	1978:	460	S.,	91 Abb., 57 Tab., 30 Taf	98,— D
Band	107,	1979:	330	S.,	93 Abb., 15 Tab., 4 Taf	88,— D
Band	108,	1980:	277	S.,	68 Abb., 22 Tab., 10 Taf	62,— D
Band	109,	1981:	238	S.,	48 Abb., 22 Tab., 4 Taf., 1 Bild	40,— D
Band	110,	1982:	297	S.,	76 Abb., 37 Tab., 9 Taf	50,— D
Band	111,	1983:	366	S.,	36 Abb., 39 Tab., 19 Taf	60,— D
Band	112,	1984:	339	S.,	164 Abb., 19 Tab., 3 Taf	60,— D
Band	113,	1985:	342	S.,	76 Abb., 50 Tab., 8 Taf., 1 Bild	66,— D
Band	114,	1986:	356	S.,	102 Abb., 29 Tab., 5 Taf., 1 Kt	66,— D
Band	115,	1987:	525	S.,	120 Abb., 26 Tab., 20 Taf	103,— D
Band	116,	1988:	342	S.,	75 Abb., 20 Tab., 9 Taf., 1 Bild	61,— D
Band	117,	1989:	315	S.,	68 Abb., 19 Tab., 16 Taf., 6 Prof., 1 Bild	64,— D
Band	118,	1990:	311	S.,	56 Abb., 18 Tab., 15 Taf	95,— D