

Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 120

Mit 58 Abbildungen, 8 Tabellen, 8 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1992

Geol. Jb. Hessen	120	249 S.	58 Abb.	8 Tab.	8 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1992
------------------	-----	--------	---------	--------	--------	--------	----------------

ISSN 0341 – 4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 120

Mit 58 Abbildungen, 8 Tabellen, 8 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1992

Geol. Jb. Hessen	120	249 S.	58 Abb.	8 Tab.	8 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1992
------------------	------------	--------	---------	--------	--------	--------	----------------

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 1992

Printed in Germany

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

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

Herstellung: Wiesbadener Graphische Betriebe GmbH, Greifstraße 6, 6200 Wiesbaden

Inhaltsverzeichnis

<p>BACKHAUS, E., & BÄHR, R.: Schwemmfächer-Playa-Sedimentation in einer Rotliegend-Rinne des Böllsteiner Odenwaldes. Mit 11 Abbildungen</p>	37
<p>BECKER, R. E., & LAEMMLEN, M.: Die geologische Erkundung des Hainrode-Tunnels – Kritische Betrachtung zu Soll-Geologie, Ist-Geologie und amtlicher Blattkartierung. Mit 7 Abbildungen und 2 Tafeln</p>	171
<p>BUGGISCH, W., & FLÜGEL, E.: Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Blatt Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen. Mit 6 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln</p>	77
<p>GÜRS, K.: Zwei neue Polyplacophorenarten (Mollusca) aus marinen Küstenablagerungen des Mainzer Beckens und der Kasseler Bucht (Oligozän, Rupelium und Chattium). Mit 1 Abbildung und 1 Tafel</p>	5
<p>HUCKRIEDE, H.: Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. Mit 8 Abbildungen</p>	117
<p>HÜHNER, G.: Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung</p>	235
<p>JAKOBUS, R.: Die Erzgänge des östlichen Taunus. Mit 2 Abbildungen und 3 Tabellen</p>	145
<p>MEISL, S., & SACHTLEBEN, V., mit Beiträgen von HENTSCHEL, G., & MEDENBACH, O.: Neue Axinit-Funde im Taunus bei Falkenstein, Blatt 5816 Königstein im Taunus. Mit 3 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln</p>	99
<p>POSCHWITZ, H.: Hessisches Geologisches Schrifttum 1990 mit Nachträgen aus den Jahren 1985–1989</p>	195
<p>SCHWARZ, R.: Mächtigkeitstauungen („Kuppen“) von Carnallit im Kaliflöz „Thüringen“ des thüringischen Werra-Kali-Gebietes als Ausdruck halotektonischer Prozesse. Mit 2 Abbildungen</p>	161
<p>SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S., & TODT, W.: Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südtanunus. Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle</p>	67
<p>STENGEL-RUTKOWSKI, W.: GISBERT DIEDERICH †. Mit 1 Bild</p>	207
<p>THEWS, J.-D.: Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1991 (1. 1. – 31. 12. 1991).</p>	213
<p>WUNDERLICH, J.: Petrogenese, Lagerungsverhältnisse und Gliederung der Steinbacher Augengneisfolge und ihre Position im strukturellen Bau des zentralen Ruhlaer Kristallins (Thüringer Wald). Mit 12 Abbildungen</p>	11

Geol. Jb. Hessen	120	S. 5–9	1 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1992
------------------	-----	--------	--------	--------	----------------

Zwei neue Polyplacophorenarten (Mollusca) aus marinen Küstenablagerungen des Mainzer Beckens und der Kasseler Bucht (Oligozän, Rupelium und Chattium)

Von

KARL GÜRS*

Kurzfassung: Aus den sandigen Meeresablagerungen des Oligozäns des Mainzer Beckens (Rupelium) und der Kasseler Bucht (Chattium) werden zwei neue Polyplacophorenarten, *Lepidopleurus eckelsheimensis* n.sp. und *Lepidopleurus paeninsulae* n.sp., beschrieben. Ihr phylogenetischer Zusammenhang wird diskutiert.

Abstract: From the marine sandy sediments of the Mainz Basin and the Kassel Bay (Oligocene, Rupelian and Chattian) two new species of Polyplacophora, *Lepidopleurus eckelsheimensis* n.sp. and *Lepidopleurus paeninsulae* n.sp., are described. Their phylogenetical interrelation is discussed.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	5
2. Systematischer Teil	6
3. Diskussion	8
4. Schriftenverzeichnis	8

1. Einleitung

Der Untere Meeressand der Mainzer Beckens stellt mit seinen faunenreichen Sedimenten des Felslitorals eines der klassischen Fundgebiete fossiler Polyplacophoren dar. Schon seit mehr als 100 Jahren sind von hier sechs Arten bekannt. Erst vor wenigen Jahren konnte JANSSEN (1978) durch die Beschreibung einer reichen Polyplacophorenfauna von Glimmerode die Bedeutung dieser Tiergruppe auch für den oberoligozänen Meeressand der Kasseler Bucht deutlich machen. Umfangreiche Neuaufsammlungen und Grabungen lieferten wichtiges Material aus verschiedenen Fundstellen des Mainzer Beckens, insbesondere der Meeressandgrube am Steigerberg bei Eckelsheim, und aus Glimmerode. Aus diesem Material werden zwei neue Polyplacophorenarten der Gattung *Lepidopleurus* beschrieben. In diesem Zusammenhang möchte ich Herrn VOLKER KNÖRZER besonders herzlich für die Ausleihe seines gesamten Polyplacophorenmaterials danken.

* Dipl.-Geol. KARL GÜRS, Inst. f. Geowissenschaften der Johannes Gutenberg Universität, Saarstr. 21, 6500 Mainz.

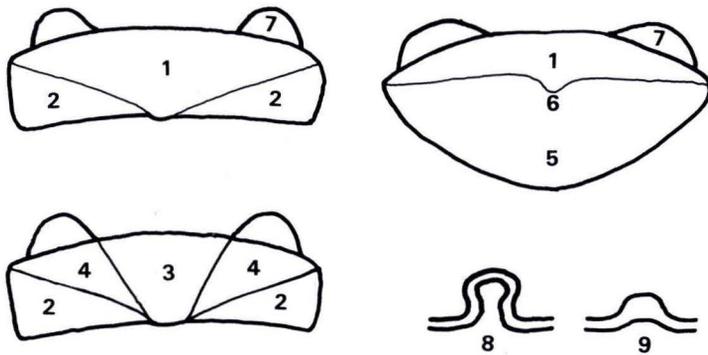


Abb. 1. Benutzte Terminologie: 1 = Zentralarea, 2 = Lateralarea, 3 = Jugalarea, 4 = Pleuralarea, 5 = posteriore Area, 6 = Mukro, 7 = Apophyse, 8 = Pustel, 9 = Granulum.

2. Systematischer Teil

Die Terminologie richtet sich nach der in JANSSEN (1978) verwendeten und wird der besseren Übersichtlichkeit halber noch einmal in Abb. 1 wiedergegeben. Als Abkürzungen wurden benutzt: K = Kopfsegment, M = Mittelsegment, E = Endsegment.

Klasse: *Polyplacophora* DEBLAINVILLE, 1816

Familie: *Lepidopleuridae* PILSBRY, 1892

Gattung: *Lepidopleurus* RISSO, 1826

Typusart: *cajetanus* POLI, 1791

Lepidopleurus eckelsheimensis n.sp.

(Taf. 1, Fig. 1a–e)

Holotypus: Endsegment: Taf. 1, Fig. 1e (coll. GÜRS)

Parotypen: 14 K, 60 M, 16 E (coll. GÜRS); 17 K, 198 M, 11 E (coll. KNÖRZER) Eckelsheim, verschiedene Horizonte in der Ausprägung des stratum typicum.

Locus typicus: Ehemalige Sandgrube Gaul am Steigerberg bei Eckelsheim

Stratum typicum: Sandige Verfüllungen in Zwickeln eines Geröllhorizontes (Unterer Meeressand, Rupelium)

Derivatio nominis: Nach dem locus typicus

Diagnose: Ein mittelgroßer *Lepidopleurus* mit schmalen Endsegment, das einen deutlich vor der Mitte liegenden Mukro besitzt, nahezu glatten Zentralareae und einer Skulpturierung auf Kopfsegment, Lateralareae und posterioren Area, die aus feinen alternierenden Granula besteht und von groben, innen unregelmäßig und nach außen in radiären Reihen stehenden Pusteln überdeckt wird.

Differentialdiagnose: *L. eckelsheimensis* n.sp. unterscheidet sich von *L. paeninsulae* n.sp. leicht durch die im juvenilen Schalenabschnitt unregelmäßig und isoliert stehenden Pusteln auf der posterioren Area, die wesentlich weiter auseinanderstehenden, schmälere Rippen im Übergang von Zentral- zu Lateralarea sowie die deutlich höhere Größe. Von allen anderen oligozänen *Lepidopleurus*-Arten unterscheiden sich beide durch ihre glatten Zentralareae und die Ausbildung extrem grober Pusteln als Skulpturelemente. Eine Verwechslungsmöglichkeit mit anderen Arten gibt es bei gut erhaltenen Segmenten nicht.

Beschreibung: Kopfsegment mittelgroß, flach, mit deutlichen Anwachsstreifen und einer Skulptur aus feinen, alternierenden Granula, auf die grobe Pusteln aufgesetzt sind, die innen unregelmäßig stehen und nach außen in radiäre Reihen übergehen.

Mittelsegmente schmal, flach, deutlich größer als das Kopfsegment, mit glatter bis leicht chagriniertes Zentralarea, auf der sich zu den Lateralareae hin Leisten bilden, die senkrecht auf den Anwachsstreifen stehen und im Übergang zu den Lateralareae zum Zentrum hin abbiegen; Lateralareae mit groben Pusteln, die zum Zentrum hin unregelmäßig und nach außen in radiären Reihen stehen, bzw. in radiäre Wülste übergehen. Dieser Skulptur ist eine Skulptur aus feinen, alternierend stehenden Granula unterlegt. Anwachsstreifen auf der Zentralarea schwach, auf den Lateralareae deutlich ausgebildet.

Endsegment schmal, flach, Hinterrand zur Mitte hin winkelig zusammenlaufend; Zentralarea sehr schmal, glatt bis leicht chagriniert, mit angedeuteten Leistchen im Übergang zur posterioren Area; Mukro schwach hervorragend; posteriore Area mit einer Skulptur aus feinen Granula, auf denen grobe Pusteln stehen, die innen unregelmäßig verteilt sind und nach außen radiäre Reihen bilden.

Bemerkungen: Bei dieser, wie bei der folgenden Art treten selten Verwachsungen von Segmenten auf. Meist sind davon das hinterste Mittelsegment und das Endsegment betroffen (Taf. 1, Fig. 1e und 2b), bei *L. eckelsheimensis* konnte auch ein Stück aus zwei verwachsenen Mittelsegmenten beobachtet werden. Bei einzelnen Mittelsegmenten von *L. eckelsheimensis* läßt sich eine Differenzierung der Zentralarea in Jugal- und Pleuralarea beobachten. Die Jugalarea ist glatt, während auf den Pleuralareae die Rippung, die zwischen Zentral- und Lateralarea auftritt, bis zu den Apophysen durchhält.

***Lepidopleurus paeninsulae* n.sp.**

(Taf. 1, Fig. 2a–c)

Holotypus: Endsegment: Taf. 1, Fig. 2b (coll. GÜRS)

Paratypen: Mittelsegment: Taf. 1, Fig. 2a; mit Mittelsegment verwachsenes Endsegment Taf. 1, Fig. 2c.

Locus typicus: Ehemaliger Braunkohlentagebau Höllkopf bei Glimmerode/Hessisch Lichtenau, neuer Profilschnitt an der Halbinsel.

Stratum typicum: Stark sandig-siltiger, schwarzer Ton mit geringem Kies- und sehr hohem Schillanteil (Kasseler Meeressand, Chatt A)

Derivatio nominis: paeninsula (lat.) = Halbinsel, nach dem locus typicus

Diagnose: Ein kleiner *Lepidopleurus* mit schmalem Endsegment, das einen im vorderen Drittel liegenden Mukro besitzt, glatten Zentralareae, Lateralareae, die mit sehr großen, unregelmäßig aber dicht stehenden Pusteln besetzt sind und einer posterioren Area mit einer Skulptur aus dichten radiären Reihen, dicht stehender, sehr grober Pusteln.

Differentialdiagnose: Zu den unter *L. eckelsheimensis* angeführten Unterscheidungsmerkmalen soll noch ergänzt werden, daß sich die Endsegmente von *L. paeninsulae* und *L. chatticus* durch das geringere Längen/Breiten-Verhältnis und die geringere Anzahl (ca. 40 gegenüber ca. 60) und deutlichere Ausbildung der radiären Pustelreihen bei *L. paeninsulae* deutlich voneinander unterscheiden.

Beschreibung: Mittelsegmente schmal, flach; Zentralarea innen glatt mit dunklen Punkten, die Reste der ehemaligen Farbzeichnung darstellen, nach außen und im Übergang zu den Lateralareae in axial verlaufende Knotenreihen übergehend; Lateralareae dicht mit großen Pusteln skulpturiert, die entweder unregelmäßig verteilt oder in radiären Reihen stehen.

Endsegment schmal, flach, mit sehr schmaler, glatter Zentralarea, die zur posterioren Area hin kurze axial verlaufende Knotenreihen bildet; posteriore Area mit radiär verlaufenden, dichten Pustelreihen, innerhalb derer nur extrem stark ausgebildete Anwachsstreifen als solche zu erkennen sind; Mukro schwach hervorragend.

3. Diskussion

Neben den in der Differentialdiagnose gegebenen Unterscheidungsmerkmalen für die beiden neuen Arten sind noch die schmälere Zentralarea des Endsegmentes und die gröbere Pustulierung der Lateralareae von *L. paeninsulae* n.sp. sowie der leichte Winkel im Umriß des Endsegmentes von *L. eckelsheimensis* n.sp. zu nennen. Daß beide Arten in einem phylogenetischen Zusammenhang stehen, ist mehr als wahrscheinlich. Ob dieser Zusammenhang direkt oder über einen gemeinsamen Vorläufer besteht, ist derzeit nicht zu entscheiden. Die Klärung der phylogenetischen Zusammenhänge bedarf einer weiteren eingehenden Spezialbearbeitung, die alle oligozänen *Lepidopleurus*-Arten einschließen müßte und weit über den Rahmen dieser Publikation hinausginge.

4. Schriftenverzeichnis

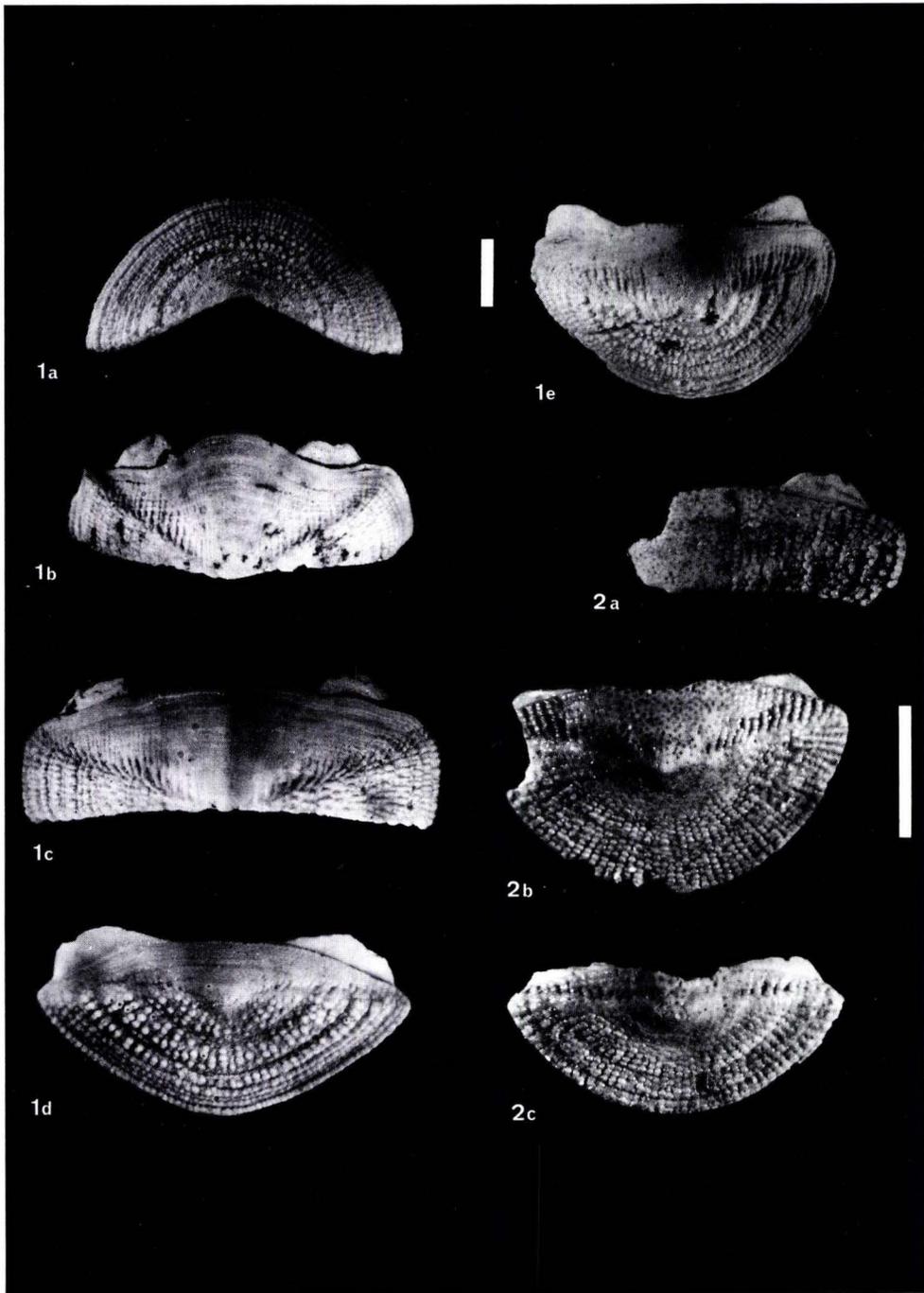
JANSSEN, R. (1978): Revision der Polyplacophora des Oligozäns in Mitteleuropa. — Arch. Moll., **108** (1977) (4/6): 215–235, 1 Abb., Taf. 14–16; Frankfurt am Main.

Manuskript eingegangen am 14. 1. 1992

Taf. 1

Fig. 1 a–e. *Lepidopleurus eckelsheimensis* n.sp. a) Kopfsegment (coll. GÜRS), b) erstes Mittelsegment (coll. KNÖRZER), c) hinteres Mittelsegment (coll. KNÖRZER), d) Endsegment (Holotypus), e) Endsegment mit verwachsenem sechsten Mittelsegment (coll. GÜRS). Rupelium, Eckelsheim.

Fig. 2 a–c. *Lepidopleurus paeninsulae* n.sp. a) hinteres Mittelsegment, b) Endsegment mit verwachsenem sechstem Mittelsegment, c) Endsegment (Holotypus). Oberoligozän, Glimmerode (coll. GÜRS).



Petrogenese, Lagerungsverhältnisse und Gliederung der Steinbacher Augengneisfolge und ihre Position im strukturellen Bau des zentralen Ruhlaer Kristallins (Thüringer Wald)

Von

JÜRGEN WUNDERLICH*

Kurzfassung: Das Ruhlaer Kristallin (nordwestlicher Thüringer Wald) ist eine Teilscholle der Mitteldeutschen Kristallinschwelle am Nordwestrand der Saxothuringischen Zone. Im Zentrum des Kristallins streicht auf ca. 1,5 km² Fläche der oberproterozoische Steinbacher Augengneis aus. Er fällt auf beiden Flanken unter die Liebensteiner Migmatitfolge ein und stellt somit den lithologisch tiefsten Komplex im Ruhlaer Kristallin dar. Es ist ein paragenes Edukt, vergleichbar mit dem der Liebensteiner migmatitischen Biotit-Oligoklasgneise, anzunehmen. Tiefenaufschlüsse lassen eine Gliederung des Komplexes in eine hangende, ca. 700–800 m mächtige Folge aus vormals metagrauwackenartigen Biotit-Oligoklasgneisen mit gelegentlichen Amphibolitlinsen und eine liegende, mindestens 300 m mächtige Gneis-Amphibolit-Wechselfolge erkennen. Die aktive Emporwölbung des Steinbacher Augengneiskomplexes parallel einer Nordnordost–Südsüdwest-Achse erfolgte im Ausklang der statischen, metablastischen Mobilisation der Liebensteiner Migmatitfolge (Mittel- bis Oberdevon). Intensive parakristalline Bewegungen im Petrogefüge unter Kalizufuhr aus der Tiefe haben ein blastomylonitisches Gefüge erzeugt. Innerhalb eines Grenzbereiches geringer Ausdehnung gleichen sich die s-Flächen der hangenden Liebensteiner Migmatite an die Augengneisstruktur an. Wie der östlich anschließende Heßles-Schmalwassersteingneiskomplex ist auch der Augengneis durch ein flach lagerndes Deformationsgefüge gekennzeichnet. Morphologie und Mächtigkeit weisen ihn jedoch als diapirartigen Körper aus, der infolge Dehnung auf Nordnordost–Südsüdwest-Strukturen und mit Stoffzufuhr verbundenem, erhöhtem Wärmefluß entstanden ist. Darin kommt ein enges Zusammenwirken vertikaler und horizontaler Deformationsmechanismen in einer aufgeheizten Oberkruste zum Ausdruck.

Abstract: The Ruhla crystalline complex (Northwestern Thuringian Forest) is a part of the Mid German Crystalline Rise at the Northwestern margin of the Saxothuringian zone. The Steinbach augengneiss (Upper Proterozoic) occupies a central position within the Ruhla crystalline complex. On both flanks the gneiss complex is falling down beneath the Liebenstein migmatites and represents the deepest lithologic unit within the crystalline block of Ruhla. The primary rock is regarded to be of sedimentary origin like Liebenstein biotite-oligoclase migmatites too. Deep exposures show that there is a subdivision into a lower part which consists of more than 300 m interbedded amphibolites and augen-gneiss strata, and an upper part of 700–800 m augen-gneisses. The active upward arching of the Steinbach augen-gneiss occurred parallel to a NNE–SSW axis during the late stage of the static metablastic mobilization of the Liebenstein migmatites (Middle to Upper Devonian). Intensive paracrystalline movements within the petrofabric connected with K-influx from deep sources caused a blasomylonitic fabric. Within a boundary zone of low thickness the s-planes of the overlying Liebenstein migmatites were adapted to the surface of the augen-gneiss structure. The augen-gneiss structure is characterized by a flat lying deformation fabric like that of the Heßles-Schmalwasserstein-gneiss in the neighbourhood. However, morphology and thickness prove a diapiric nature. The augen-gneiss diapir has been formed by dilatation at NNE–SSW structures under the conditions of high heat flow accompanied by a supply of K-fluids. In such a way the narrow connection of vertical and horizontal deformation mechanisms within a hot crust has been expressed.

* Dr. J. WUNDERLICH, GEOS-Ingenieurbüro GmbH, Saalbahnhofstraße 25, O-6900 Jena.

Inhaltsverzeichnis

1. Regionale Position, Erforschungsgeschichte und Kenntnisstand	12
2. Petrographisch-geochemische Charakteristik und Eduktbestimmung	14
3. Struktureller Bau, Lagerungsverhältnisse und lithologische Gliederung	21
4. „Haubengneise“ und das Problem flacher Deformationszonen	27
5. Einige Bemerkungen zum Tiefenbau im Ruhlaer Kristallin	30
6. Schriftenverzeichnis	34

1. Regionale Position, Erforschungsgeschichte und Kenntnisstand

Das Auftreten kristalliner Baueinheiten, die von Faltensträngen altpaläozoisch-devonischer, kaum bzw. niedrig metamorpher Sedimentserien umgeben sind, kennzeichnet das strukturelle Erscheinungsbild der Saxothuringischen Zone innerhalb des Gebirgsrumpfes der mitteleuropäischen Varistiden. Ihr Nordwestrand stellt eine Südwest – Nordost streichende Aufwölbung kristalliner Gesteine dar, die als Mitteldeutsche Kristallinschwelle abschnittsweise differenziert seit dem Mitteldevon das varistische Sedimentationsgeschehen beeinflusst hat und sich nach kurzzeitiger Inversion während des Oberkarbons auch in der Faziesverteilung des permotriassischen Deckgebirges abbildet.

Fragmente dieser Schwelle bilden heute eine Kette kristalliner Hochschollen inmitten permotriassischer Sedimente, die von Einzelvorkommen in der Haardt, westlich des Rheins, über Odenwald, Spessart, Ruhlaer Kristallin bis zum Kyffhäuser verläuft. Unter Bedeckung ist die Zone kristalliner Gesteine über das Dessauer Kristallin und die Region Südbrandenburg weiter zu verfolgen. Sie schwenkt im Streichen in Ost- bis Ost-südost-Richtung um.

Während die südwestlichen Bereiche (Haardt, Odenwald) und der Nordostteil (Dessau, Südbrandenburg) durch Vorherrschen magmatischer Gesteine geprägt sind, kommen im Abschnitt Spessart – Ruhlaer Kristallin – Kyffhäuser verstärkt hochmetamorphe Paragesteinsserien vor. Das Ruhlaer Kristallin befindet sich im Mittelteil dieser Spessart – Ruhla – Kyffhäuser-Teilschwelle. Es ist Bestandteil des saxonisch gehobenen Thüringer Wald-Horstes und liegt im Kreuzungsbereich der Spessart – Ruhla – Kyffhäuser-Schwelle mit der Creuzburg – Ruhla – Schleusinger-Hochscholle, die den Thüringer Wald unmittelbar südlich der Südrandstörung unter permotriassischer Bedeckung begleitet und an eine steilhercyne, alt angelegte Scherfuge des Untergrundes gebunden ist (ANDREAS 1988). Im Ruhlaer Kristallin stehen grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorphisierte, oberproterozoische (Liebensteiner Serie) und kambroordovizische (Truse- und Hohlebornserie, Ruhlaer Serie) Gesteine an.

Im Zentralteil des Kristallins streicht nördlich der Klinger Störung zwischen der Ortschaft Steinbach und dem Thüringer Tal der Steinbacher Augengneis auf ca. 1,5 km² Fläche aus. In einzelnen Erosionsanschnitten taucht er auch unmittelbar südlich der Klinger Störung unter den Riffkalken des basalen Zechsteins auf (Abb. 1). Er ist Bestandteil der oberproterozoischen Liebensteiner Serie.

HESEMANN (1926) beschreibt den Steinbacher Augengneis als Orthogestein, das aus der Vergneisung von Teilen des Ruhlaer Granits und seiner aplitischen Randzone hervorgegangen sei. Er erkennt den Anteil der Deformation im Gefügebild.

Diese Interpretation hält auch ZIMMERMANN (1930) für berechtigt, indem er die prinzipielle Übereinstimmung im Mineralbestand betont und Übergänge zum Ruhlaer Granit am Lotze-

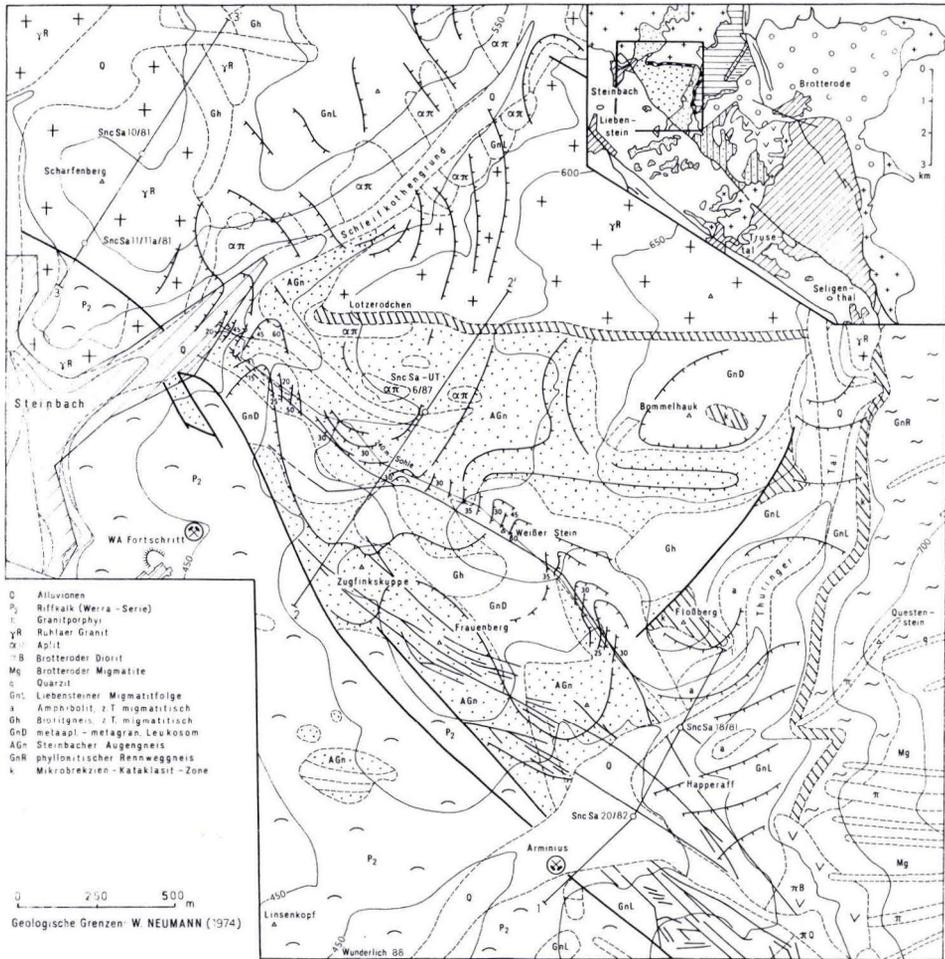


Abb. 1. Geologie und parakristallines s-Flächengefüge im Bereich des Steinbacher Augengneiscomplexes (Ruhlaer Kristallin).

rödchen und am Scharfenberg sieht. Er verweist jedoch ausdrücklich auf die tektonische Natur der kataklastisch überarbeiteten Nordgrenze.

An diesen Auffassungen zweifelt erstmals SCHARF (1956) aufgrund seiner Untersuchung der Bergbauaufschlüsse. Er weist im Anorthitgehalt der Plagioklase zwischen beiden Gesteinstypen signifikante Unterschiede nach und schließt aus der Position des s-Flächengefüges im Gneis zum Erstarrungsgefüge des Ruhlaer Granits auf einen deutlichen, zeitlich-genetischen Hiatus. Als Edukt nimmt SCHARF paragene Biotitgneise mit lagergangartigen Amphiboliteinlagerungen an.

Eine systematische geochemische Bearbeitung durch WASKOWIAK (1966) und besonders WERNER (1971, 1972) liefert schließlich fundierte Fakten für die Eduktbestimmung. WERNER

(1971) hält die Ableitung des Normaltyps des Steinbacher Augengneises aus Liebensteiner Migmatiten oder Schmalwassersteingneis und damit aus grauackeartigen Edukten für statistisch gesichert. Lediglich für leukokrate, metaaplitishe Partien erscheint eine Herkunft aus metagranitischem Dorngehegegneis, einem im Verband der Liebensteiner Serie auftretenden Granitgneis, möglich. Der Spurenelementspiegel stimmt mit dem Ruhlaer Granit überein, wobei Na, Ca, Al, Mg im Gneis abgereichert, K und Si angereichert sind.

In seinen grundlegenden Arbeiten zur Geologie des Ruhlaer Kristallins rechnet NEUMANN (1964, 1966, 1973, 1974, 1979, 1983) den Steinbacher Augengneis zu den Haubengneisen, das heißt zu den hangenden Partien einer moldanubisch konsolidierten Baustufe, die mittel- bis oberdevonisch im Verlauf der Deformation der auflagernden Truseserie erneut tektonisch erfaßt und umgeprägt wurden. NEUMANN bezieht Intensitätsunterschiede der blastomylonitischen Gefügeprägung unter paradedformativer Kalizufuhr jedoch auch noch auf die thermische Einwirkung des intrudierenden Ruhlaer Granits (oberstes Visé bis Westfal). In dem Bestreben, Äquivalente einer postulierten, gesamtmitteleuropäischen, postdalslandidisch-frühbrioverischen Verwitterungsdecke möglichst geschlossen auszuweisen, möchte NEUMANN (1979) im Steinbacher Augengneis außerdem eine erneut verschieferte und metamorphisierte, präspilitische Verwitterungskruste sehen, die die Obergrenze der moldanubischen Baustufe stofflich markiert.

2. Petrographisch-geochemische Charakteristik und Eduktbestimmung

Im Augengneis lassen sich im wesentlichen ein augenarmer bis -freier, lagig bis ebenzeiliger Typ, ein linsig-grobflaseriger Normaltyp mit Kalifeldspat-, Quarz-Plagioklas- und Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Augen (Länge:Breite 2:1), (Abb. 2), und ein grobflaserig-welliger, flachlinsiger Typ (Augenlänge:Breite 8:1) aushalten. Letzterer tritt zur Tiefe hin tendenziell häufiger auf. Den durchschnittlichen Modalbestand des Augengneises bestimmt SCHARF (1956) zu folgenden Anteilen: Quarz $31,3 \pm 0,6\%$, Kalifeldspat $30,5 \pm 0,8\%$, Plagioklas $26,0 \pm 0,7\%$ (Anorthitgehalte 16–31%), Biotit $11,8 \pm 0,5\%$, Akzessorien 0,4%. Gelegentlich tritt, bevorzugt in den hellen Varietäten, etwas Granat auf. Nach den Untersuchungen von TIMMERMANN (1983) ist der Gneis insgesamt etwas reicher an leukokraten Mineralen (durchschnittlicher Modalbestand: Quarz 34,0%, Kalifeldspat 28,5%, Plagioklas 27,7%, Biotit 9,75%). Die Augen sind überwiegend blastisch gewachsen, genährt von stetiger Kalizufuhr. Der übrige Mineralbestand wurde dabei mehr oder weniger blastisch regeneriert. Nach der Tiefe hält die Augenblastese unvermindert an. Straffe, zumeist blastisch überarbeitete, teils blastomylonitische Kristallisationsschieferung ist Ausdruck s-konformer, parakristalliner Deformation. Deformation und Blastese wirkten lagenweise verschieden intensiv, so daß weniger beeinflusste Bereiche mit Abschnitten stärkerer Durchbewegung bzw. Blastese wechseln. Bei abgeschwächter oder fehlender Blastese entstehen zeilige Biotitgneise. Lebhaftige Blastese-prozesse unter den Bedingungen fortwährender Gefügedeformation führen zu Gefügebildern, die eine Momentaufnahme dieses dynamischen Vorgangs wiedergeben. Blasten früherer Generationen sind zeilenförmig geplättet und umfließen Blasten späterer Generationen. Unter diesen sind wiederum ältere, bereits oval deformierte von jungen, rundlichen Augen zu unterscheiden (Abb. 3).

Im Augengneis kommen s-konform Lagen aus leukokrater Quarz-Feldspatschiefer vor. Sie erreichen Zentimeter- bis Dekameter-Mächtigkeit und häufen sich bereichsweise nahe der

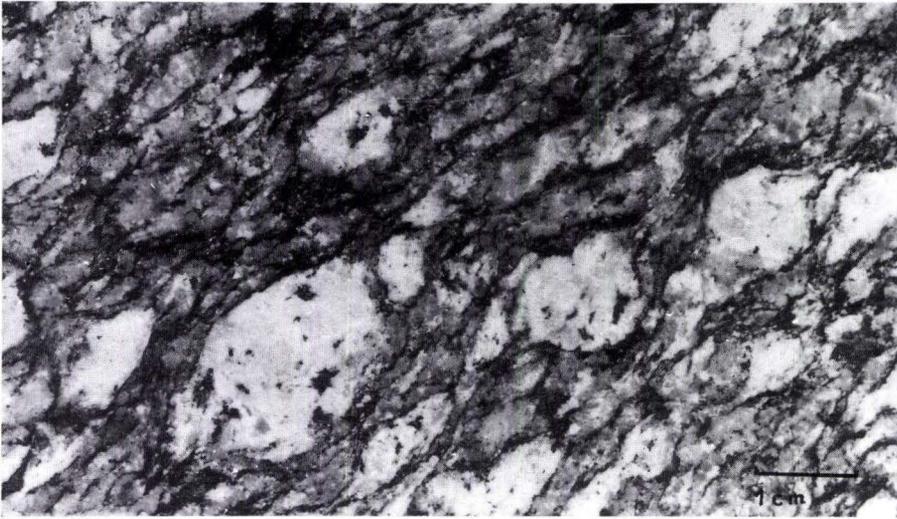


Abb. 2. Steinbacher Augengneis, Normaltyp. Augen oval bis rundlich und noch kaum abgeplattet (junge Blastengeneration), Gesamtgefüge blastisch regeneriert.



Abb. 3. Steinbacher Augengneis, Normaltyp. Augen stärker geplättet und umflossen von Leukosomzellen aus z. T. ausgewalzten älteren Blasten, Gesamtgefüge blastisch regeneriert.

Hangendgrenze. Nach TIMMERMANN (1983) besitzen sie einen granitoiden bis plagiogranitoiden Mineralbestand folgender Zusammensetzung: Quarz 26–38%, Kalifeldspat 4–36%, Plagioklas 32–53%, Biotit 5–9%. Plagioklas bildet ein Leistengefüge. Glimmer- und Quarz-Rekristallisatanteile sind stets s-parallel eingeregelt. Im Extremfall unterliegt auch der Feldspatanteil der vollständigen Einregelung. Es finden sich jedoch ebenfalls postdeformative Kalifeldspäte, die auf weitere Kaliinfiltration, etwa durch posttektonische Aplite, hindeuten. NEUMANN (1974) hält diese Gesteine zunächst für Äquivalente des metagranitischen Dorngehegneises, weist aber später darauf hin, daß sie ebenfalls der Blastomylonitisation unterlagen (NEUMANN 1983), also zum engeren Verband des Augengneiskomplexes gehören.

Weiterhin treten im Augengneis die schon von SCHARF (1956) beschriebenen Amphibol-Biotitschieferschollen auf. Sie bestehen bis zu 71,5% aus Amphibolen und Biotiten und führen 27% Plagioklas sowie 1,5% Quarz (TIMMERMANN 1983). Die Biotitisation der Amphibole gestaltet das Biotit/Amphibol-Verhältnis sehr variabel. Häufig sind die Amphibole bereits völlig in Biotit überführt. Die Mächtigkeit dieser Schollen überschreitet selten 10 m. Meist liegt sie im Meter- bis Dezimeter-Bereich. Sie werden als Metabasite mit Tuffanteilen gedeutet. Im Hangenteil des Augengneiskomplexes sind sie nur sporadisch eingelagert und nicht horizontbeständig. Gewöhnlich sind Glimmer und Amphibole durch den Anteil paradeformativer Blastese streng s-flächenparallel orientiert. In Druckschattenbereichen kann es jedoch zur Bildung von Wolken aus Plagioklasblasten kommen, die das gerichtete Gefüge auflockern. Diese Erscheinung kann als Beleg dafür gelten, daß sich eine ähnliche Migmatisierung wie in der hangenden Liebensteiner Migmatitfolge ohne die intensive parakristalline Deformation auch in den Gesteinen des Augengneiskomplexes vollzogen haben würde (WUNDERLICH 1989).

Eine umfangreiche geochemische Charakteristik des Steinbacher Augengneises hat WERNER (1971) gegeben. Die Untersuchungen haben gezeigt, daß im normativen Quarz- und Biotitgehalt weitgehende Übereinstimmung mit den Biotit-Oligoklasgneis-Migmatiten der Liebensteiner Migmatitfolge besteht. Ebenso bleibt auch nach der Kalifeldspatblastese im Steinbacher Augengneis die Summe der Feldspäte in beiden Gneistypen gleich. Kalifeldspat entsteht also auf Kosten von Plagioklas, wobei Na und Ca abgeführt werden. Zumindest verbleibt aber auch Ca zu einem großen Teil noch im Gestein, nach WERNER (1971) in karbonatischer Bindung, da die normativen Anorthitgehalte in Liebensteiner Migmatiten und im Augengneis im wesentlichen vergleichbar sind.

Im insgesamt uneinheitlicheren Spurenelementchemismus fällt vor allem das Verhalten von Zr auf. Die deutlich höheren Gehalte im Augengneis gegenüber dem Gros der Liebensteiner Biotit-Oligoklasgneis-Migmatite sind jedoch, wie WERNER (1971) andeutet, weniger auf mobiles Verhalten von Zr, als vielmehr auf eduktbedingte Voranreicherungen auch in Teilen der Biotit-Oligoklasgneis-Migmatite zurückzuführen. Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse können für liegende Partien der ursprünglichen grauwackeartigen Biotit-Oligoklasgneise höhere Zr-Gehalte als für hangende Bereiche (Schmalwassersteingneis) angenommen werden. Ähnlichkeiten im Spurenelementchemismus zwischen Steinbacher Augengneis und Ruhlaer Granit sind weniger aus einer direkten Beeinflussung des Augengneises durch den Granit zu verstehen. Vielmehr ergeben sich aus einer permanenten Kalizufuhr über eine längere Periode, die beide Gesteine im Zeitraum ihrer Genese betroffen hat, ähnliche Spurenelementspiegel.

BEUGE (1984) hat ein hierarchisches System zur Eduktbestimmung bei Metamorphiten entwickelt, das durch Erfassung möglichst vieler geochemischer Kriterien die Sicherheit der

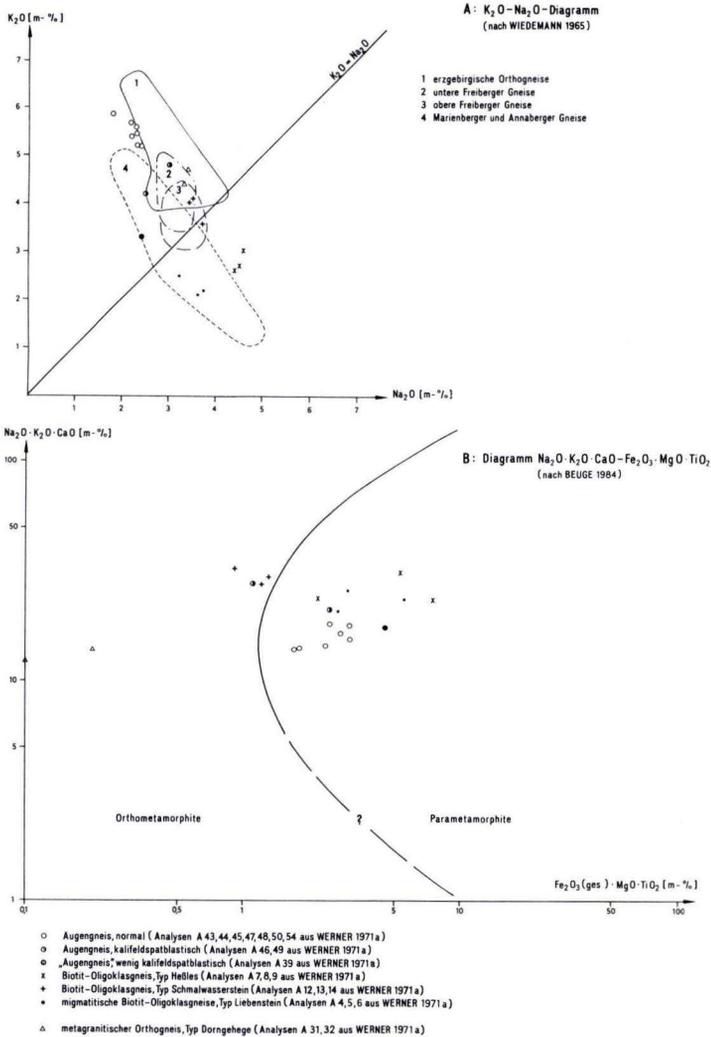


Abb. 4. Eduktbestimmung für den Steinbacher Augengneis und einiger anderer Gneise des Ruhlaer Kristallins anhand der Alkaligehalte.

Aussage erhöht. Die allocheme Metamorphose des Augengneises erfordert bei Erwägungen zur Natur des Edukts die Stoffbilanz zu berücksichtigen. Aus den entsprechenden Kalkulationen bei WERNER (1971) sind hierzu verlässliche Anhaltspunkte bekannt, so daß bei der sehr wahrscheinlichen Annahme eines paragenen Edukts die dadurch verursachten Abweichungen und Trends überschaubar sind. Da keine chemischen Neuanalysen des Steinbacher Augengneises vorliegen und WERNER (1971) eine sehr umfassende Auswertung seiner Ergebnisse vorgenommen hat, soll im folgenden das Resultat der Eduktermittlung anhand einiger ausgewählter Diagramme untermauert werden. Aus der Masse der Analysen bei WERNER (1971)

wurden bezüglich des Steinbacher Augengneises zunächst einige Beispiele für den augenreichen Normaltyp ausgewählt (Abb. 4). Weiterhin fanden zwei Analysen augenarmer, aber bereits kalifeldspatblastischer Gesteinsvarietäten und eine Analyse des augenarmen bis -freien, biotitgneisartigen Typs Berücksichtigung. Außerdem sind Analysen der Gesteinstypen dargestellt, zu denen der Augengneis nach WERNER (1971) in räumlicher und genetischer Beziehung steht. Zwei Analysen des metagranitischen Dorngehegneises aus der Liebensteiner Migmatitfolge sollen den Vergleich mit eindeutigen Orthogneisen ermöglichen.

Die Diagramme nach WIEDEMANN (1965) und BEUGE (1984) in Abb. 4 dienen zur Abgrenzung von Ortho- und Paragesteinen anhand des Makrochemismus. Im Diagramm nach WIEDEMANN (1965) (Abb. 4A) werden die Alkalien, bezogen auf Al_2O_3 , direkt gegenüber gestellt. Die meisten Projektionspunkte liegen im K-betonten Sektor. Hierbei wird die K-Zufuhr deutlich, die, verbunden mit der Verarmung an Na, als allochemer Prozeß in die Stoffbilanz verändernd eingreift. Auch der Entwicklungsweg des Steinbacher Augengneises vom wenig kalifeldspatblastisch beeinflussten, biotitgneisartigen Typ über kalifeldspatblastischen Gneis bis hin zum Normaltyp ist ersichtlich. Es fällt auf, daß sich die Entwicklung hart an der Grenze zum Orthogneisfeld vollzieht, jedoch ihren Ausgangspunkt im Paragneisgebiet hat. Das Verhalten der Alkalien widerspiegelt also keine typischen Orthogneisverhältnisse. Durch Stoffverschiebungen, die mit allochemer Kalizufuhr verknüpft sind, bewegt sich das Alkaliverhältnis in die Nähe des Orthogneisbereiches. Der Vergleich mit den Projektionspunkten der metagranitischen Dorngehegneise stützt dies. Heßlesgneis und migmatitische Biotit-Oligoklasgneise als Ausgangsgesteinstypen für den Augengneis sind Na-betont (Plagioklasvormacht), weisen eine Grauwackencharakteristik auf und liegen deutlich im Paragneisfeld. Aufgrund seines Kalifeldspatgehaltes fällt der Schmalwassersteingneis etwas aus diesem Rahmen heraus. WERNER (1971) führte dies auf eine eduktbedingte Arkosekomponente zurück. Nach den Untersuchungen von KOCH (1940) und REINSCH (1958) muß man aber annehmen, daß ein Großteil des Kaligehaltes ebenfalls zugeführt ist und die Kalifeldspatblastese den letzten Akt der Mineralbildung darstellt.

Kalizufuhr aus den direkt überlagernden oder benachbarten Liebensteiner Biotit-Oligoklasgneis-Migmatiten in den Augengneis in Form von migmatogen mobilisiertem Kalium läßt sich nicht nachweisen. Eine Mobilisation des Kaliums aus größeren Massen dieser Gneise in tieferen Krustenniveaus ist denkbar. Jedoch sind diese Bereiche der Beobachtung nicht zugänglich. Krustale Schmelzherde, aus denen später die postkinematischen Granite von Ruhla und Steinbach intrudierten, waren aber mit Sicherheit vorhanden, so daß die Möglichkeit einer Kaliinfiltration bereits zur Zeit des Höhepunktes der temperaturbetonten Metamorphose gegeben war und vielerorts zu belegen ist.

Das $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O} \times \text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{MgO} \times \text{TiO}_2$ -Diagramm nach BEUGE (1984) (Abb. 4B) gestattet eine schärfere Trennung von Ortho- und Paragesteinen. Geringe Fe_2O_3 - und MgO-Gehalte deuten auf ein Orthogestein, besonders wenn der Rückgang mit hohen K_2O -Werten einhergeht. Durch die Einbeziehung der Mafite wird die Verfälschung infolge der Kalizufuhr abgeschwächt. Orthogneise, wie der Dorngehegneis zeigen die kennzeichnende Mg- und Fe-Armut. Beim Augengneis hingegen sind deutliche Zusammenhänge mit Liebensteiner Biotit-Oligoklasgneis-Migmatiten und Heßlesgneistypen zu erkennen. Die gegenüber dem Heßlesgneis etwas glimmerärmere und dazu noch kalifeldspatführende Varietät Schmalwassersteingneis gerät aus diesen Gründen auch hier ins Orthogesteinsfeld, ohne daß damit, gerade wegen dieser Besonderheiten, der Orthocharakter zweifelsfrei belegt ist.

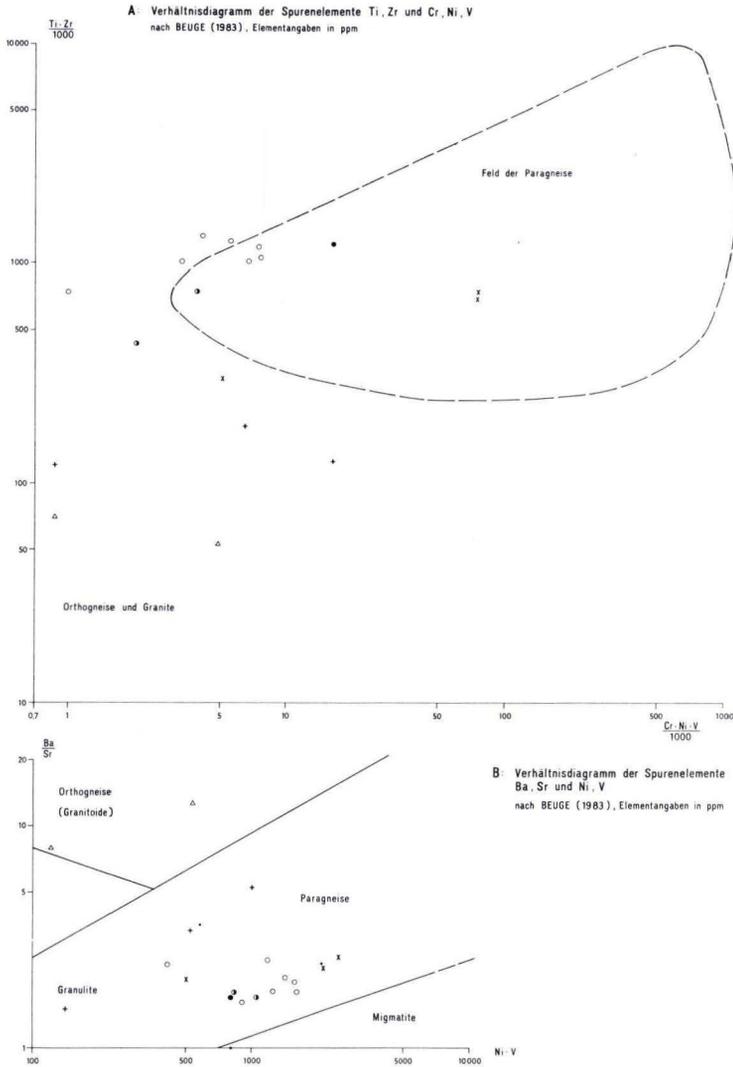


Abb. 5. Aussagen zum Eduktcharakter des Steinbacher Augengneises und einiger anderer Gneise des Ruhlaer Kristallins anhand ausgewählter Spurenelemente.

Die beiden Diagramme nach BEUGE (1983) in Abb. 5 versuchen, eine Trennung von Ortho- und Paragesteinen mittels Spurenelementchemismus vorzunehmen und die Aussagen aus dem Makrochemismus zu stützen. Insbesondere im $Ti \times Zr/1000 - Cr \times Ni \times V/1000$ -Diagramm (Abb. 5A) sind Ortho- und Paragneise um Zehnerpotenzen getrennt. Dabei gelten hohe Zr- und Ti-Werte als paragne Indikatoren, die vor allem auf klastisch-psammitische Eduktanteile hinweisen. Höhere Schwankungsbreiten der Spurenelementgehalte ergeben ein unruhigeres Bild. Die Position der Dorngehege-Orthogneise liegt im $Ti \times Zr$ -Wert um eine Zehnerpotenz

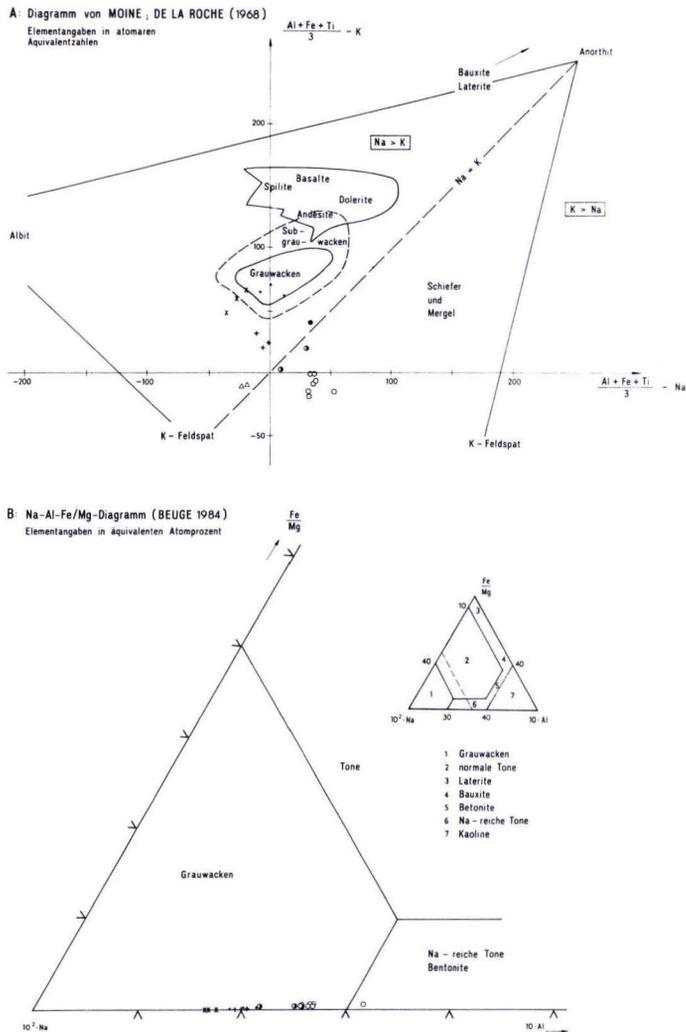


Abb. 6. Angaben zur Eduktspezifizierung für den Steinbacher Augengneis und einige andere Gneise des Ruhlaer Kristallins.

von den Paragneisen entfernt. Sie weisen auch niedrigere $Cr \times Ni \times V$ -Werte auf. Die Nähe des Schmalwassersteingneises ist hier durch dessen niedrigere Zr-Gehalte bedingt. Liebensteiner Biotit-Oligoklasgneis-Migmatite und Augengneise liegen in etwa beisammen im Feld der Paragneise. Hinzuweisen ist in diesem Zusammenhang auf die erhöhten Zr-Gehalte des Augengneises.

Das Ba/Sr-Ni \times V-Diagramm (Abb. 5B) geht davon aus, daß granitoide Gesteine ein höheres Ba/Sr-Verhältnis haben als Sedimentite. Ebenso liegt das Ni \times V-Produkt in Magmatiten meist höher. Mit Erhöhung von Temperatur und Druck kann es ebenfalls Verschiebungen

des Ba/Sr-Verhältnisses in Richtung auf das Magmatitfeld geben. Für die Beurteilung der Position des Steinbacher Augengneises ist sicher die von WERNER (1971) ermittelte Ba-Verarmung zu beachten. Das $Ni \times V$ -Produkt bleibt relativ konstant und ist in Hinsicht auf Eduktaussagen zuverlässiger. Interessanterweise liegt das Ba/Sr-Verhältnis im Heßlesgneis ähnlich niedrig. Bei den Liebensteiner Migmatiten ist die Höhe des Ba/Sr-Verhältnisses durch die Migmatisation beeinflusst. Sie streuen stark, berühren aber auch das Migmatitfeld. Etwas höhere Ba-Werte im Schmalwassersteingneis heben diesen wiederum etwas ab. Lediglich die Dorngehege-Orthogneise sind eindeutig als solche positioniert.

Die von WERNER (1971) getroffenen Aussagen über den Paracharakter von Steinbacher Augengneis, Biotit-Oligoklasgneis-Migmatiten und Heßles-Schmalwassersteingneis folgen durchaus auch aus der von BEUGE (1984) erarbeiteten Methodik. Durch die Diagramme in Abb. 6 sollen Grauwacken- und Pelitanteile im paragenen Edukt näher charakterisiert werden. Das Diagramm nach MOINE, DE LA ROCHE (1968) (Abb. 6A), streng genommen nur für Sedimentite mit $SiO_2 < 50\%$ verwendbar, dient der Trennung von vorwiegend psammitischen und überwiegend pelitischen Edukten, indem die leicht beweglichen Alkalien zu relativ trägen Elementen in Beziehung gesetzt werden. Während Heßlesgneise und Biotit-Oligoklasgneis-Migmatite in das Feld der Grauwacken und Subgrauwacken fallen, sind die Projektionspunkte des Schmalwassersteingneises und besonders des Augengneises in Richtung auf das Mergel-Schiefer-Feld verschoben. Dies ist jedoch nicht durch eduktbedingte, adsorptive Bindung von Kalium an Tonminerale bedingt, sondern durch die K-Zufuhr während der Metamorphose.

Um diesen Effekt auszuschalten, ist die Darstellung im Na-Al-Fe/Mg-Diagramm nach BEUGE (1984) (Abb. 6B) geeignet, da weder K noch Ca eingehen. Ein hoher primärer Tonmineralanteil bedingt neben hohen K_2O -Gehalten auch hohe Al_2O_3 -Gehalte, während Na_2O niedrig bleibt. Alle betrachteten Gneise fallen in das Grauwackenfeld. Die mit der K-Zufuhr einhergehende Na-Abfuhr führt dabei zu einer Verschiebung der Projektionspunkte des Augengneises von der Na-Ecke weg. Aus beiden Diagrammen ist erkennbar, daß für keinen der Gneistypen Beziehungen zu lateritischen oder bauxitischen bzw. kaolinitischen Edukten bestehen. Reste einer Verwitterungsdecke, wie sie NEUMANN (1979) für die Edukte des Steinbacher Augengneises postuliert, kommen als Ausgangsmaterial nicht in Betracht.

3. Struktureller Bau, Lagerungsverhältnisse und lithologische Gliederung

Die Analyse der s-Flächentektonik im Zusammenhang mit den Ergebnissen umfangreicher Bohrarbeiten, die im Umfeld der Grube Steinbach durchgeführt wurden, hat ergeben, daß der Steinbacher Augengneiskomplex mit $20^\circ - 30^\circ$ (max. 40°) nach Nordwest und Südost unter die Liebensteiner Migmatite einfällt. Er liegt diesen nicht, wie NEUMANN (1974) vermutet, als deformierte Haube auf, sondern bildet einen diapirähnlichen Körper mit Nordnordost-Südsüdwest verlaufender Hauptachse, um den die auflagernden Liebensteiner Migmatite krantzförmig angeordnet sind (WUNDERLICH 1989). Damit ist der Steinbacher Augengneis das positionell tiefste Glied der Liebensteiner Serie und durch parakristalline tektonische Vorgänge in das Niveau der ihn umgebenden Liebensteiner Migmatitfolge gelangt.

Ein Defizit an Oberflächenaufschlüssen besonders im Zentralteil der Augengneisstruktur wird durch die ausgezeichneten Aufschlußverhältnisse in der Richtstrecke parallel des Floßberg-Ganges (240 m-Sohle der Grube Steinbach) ausgeglichen. Sie quert die Augengneiskuppel annähernd in ihrer gesamten Breite (Abb. 7).

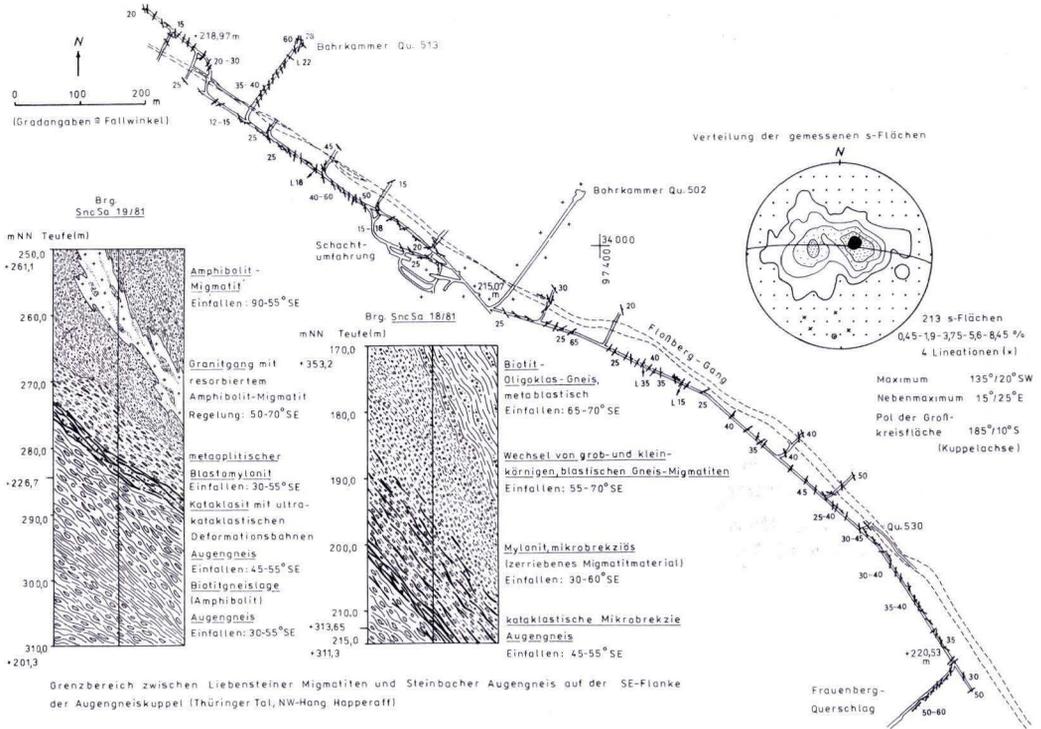


Abb. 7. Raumlage und Verteilung der s-Flächen im Steinbacher Augengneis auf der 240 m-Sohle der Grube Steinbach sowie zwei charakteristische Grenzprofile zu den hangenden Liebensteiner Migmatiten.

Die Kartierung der s-Flächen belegt die diapirähnliche Kuppelgestalt des Augengneiskörpers. Im Bereich der Schachtumfahrung zeigen die s-Flächen umlaufendes Streichen. Hier ist die Hauptachse der Augengneisstruktur lokalisiert. Das Verteilungsmuster der s-Flächenpole im Halbkugeldiagramm gibt die einer Brachyantiklinale ähnliche Form des Augengneiskomplexes wieder. Die Hauptachse fällt flach nach Südsüdwest und stimmt mit der Richtung der Glimmerlineationen auf den s-Flächen überein. Die Ergebnisse der untertägigen Aufnahmen sind gut mit der Oberflächensituation zu konnektieren (Abb. 1). Es zeigt sich, daß neben der Nord-Süd gerichteten Hauptachse auch eine strukturelle Gliederung durch Anti- und Synformen in Nordwest-Südost bis West-Ost-Richtung auftritt. Besonders auf der Nordwestflanke ist dies auch untertägig zu verfolgen. Im Zentralteil ist der s-Flächenverlauf im Oberflächenbereich generalisiert dargestellt.

Drei ausgewählte Schnitte (Abb. 8–10) verdeutlichen die Lagerungsverhältnisse anhand der Bohrergebnisse. Die Lage der Schnittspuren ist in Abb. 1 angegeben. Auf der Südostflanke, im Bereich des Thüringer Tales, wurde die Grenze zum Augengneis in ca. 200–250 m Tiefe erbohrt (Abb. 8).

Die hier mittelsteil bis steil südöstlich einfallende und um Ost-fallende Achsen gefaltete Biotit-Oligoklasgneis-Amphibolgneis-Amphibolit-Assoziation der Liebensteiner Migmatit-

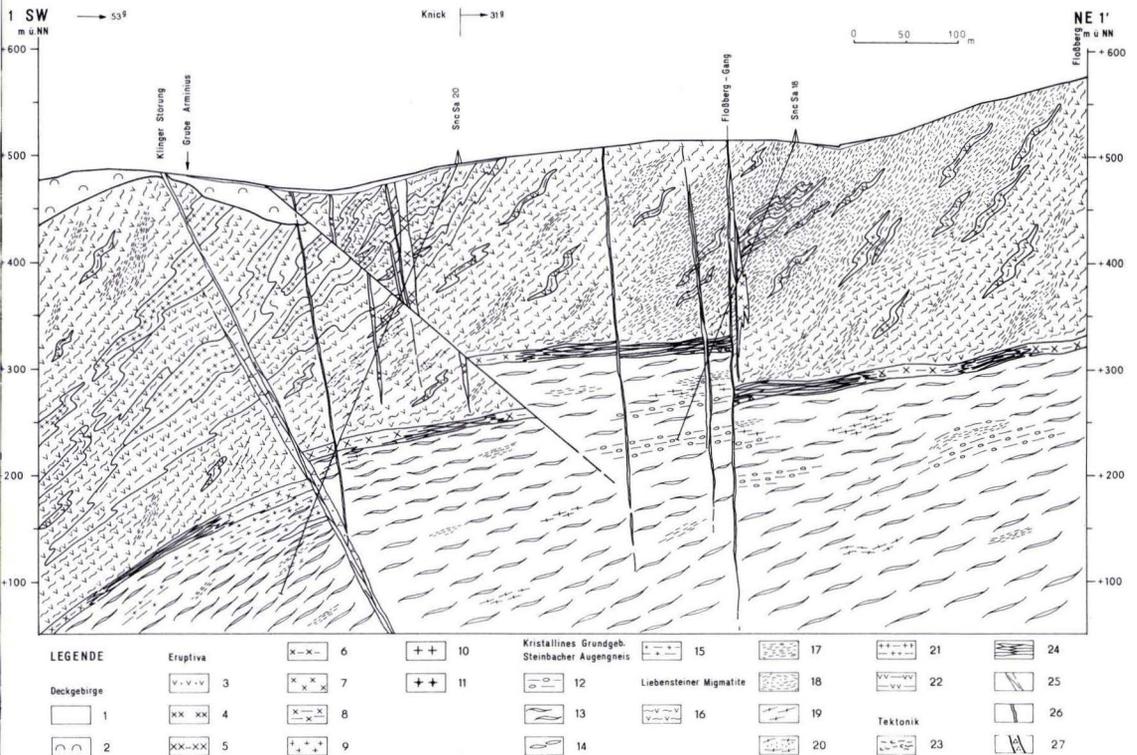


Abb. 8. Schnitt durch das Liebensteiner Migmatitgebiet im Bereich des Thüringer Tales. 1 – Alluvionen, Schuttdecken, 2 – Riffkalke (Werraserie), 3 – Mikrodiort, 4 – Mikrogranit, 5 – Mikrogranit, geregelt bis deformiert, 6 – Metamikrogranit, blastomylonitisch, 7 – Aplit, 8 – Metaaplit, 9 – feinkörniger Granit, 10 – Ruhlaer Granit, 11 – Zweiglimmergranit von Steinbach, 12 – Augengneis, zeilig-flasrig, 13 – Augengneis, normalaugig, 14 – Augengneis, linsig, 15 – metaaplitisches Neosom, 16 – schlierige Biotit-Oligoklasgneis- und Amphibolgneis-Migmatite, Typ Liebenstein, 17 – Amphibolit, 18 – Amphibolit, migmatitisch, 19 – Biotitgneis, 20 – Biotitgneis, migmatitisch, 21 – migmatogener, blastischer Granitoid, 22 – migmatogener, blastischer Dioritoid, 23 – Mikrobrekzien-Kataklasitzzone, 24 – Mylonit, blastisch, 25 – Störungszone, 26 – Mineralgang, 27 – Störungsbrekzie.

folge gleicht sich innerhalb eines Bereiches von 10–15 m im Hangenden der Augengneisgrenze an diesen Grenzverlauf an und verflacht im Einfallen auf 25°–30°. Die Bohrungen SncSa 18/81 und SncSa 19/81 (gleicher Bohransatzpunkt) haben vollständige Profile aus dem Grenzintervall geliefert (Abb. 7). Im Falle der Bohrung SncSa 18/81 wird die Grenze von einem ca. 11,5 m mächtigen Mylonit gebildet. Er besteht aus zerriebenem, nun massigem Material, das Restbruchstücke von mittel- bis grobkörnigem, migmatitischem Gneis enthält. Diese Masse wird von hämatitdurchstäubtem Quarz durchtränkt und silifiziert, der dem ganzen Gestein eine diffus-schlierenförmige Lagigkeit verleiht. Die Korngrößen bewegen sich überwiegend im Kataklasitbereich. An der Liegendgrenze folgen nochmals etwa 2 m kataklastische Mikrobrekzien, in denen bis 15 cm große Bruchstücke von hämatit- und chloritdurchsetzter Quarzmasse verkittet werden. Diese nochmalige jüngere Kataklase tritt auch auf millimeterstarken

Bahnen im hangenden Mylonit auf und beeinflusst ebenfalls den ersten Meter des nachfolgenden Augengneises. Insgesamt sind also an dieser Grenze drei tektonische Aktivitätsperioden festzustellen:

1. durch parakristalline Deformation infolge der Emporwölbung der Augengneismasse gebildete, duktile Grenzzone mit tektonischer Angleichung der hangenden Migmatite und deren Umkristallisation zu Blastomyloniten im unmittelbaren Grenzbereich während spätkristalliner Bewegungen;
2. Kataklyse der Grenzregion durch erneute, nun vorwiegend spröde Deformation und Verkitung bzw. Silifizierung der zerriebenen Masse mit Quarz- und Hämatitsubstanz;
3. junge Brekzierung des unmittelbaren Grenzbereiches und Verkitung mit Quarz-Hämatit-Chloritsubstanz.

Während die Anlage der Augengneisgrenze synmetamorph zur Zeit der varistischen Migmatisierung der zentralen Teile des Ruhlaer Kristallins erfolgte, ist die nachfolgende Kataklyse

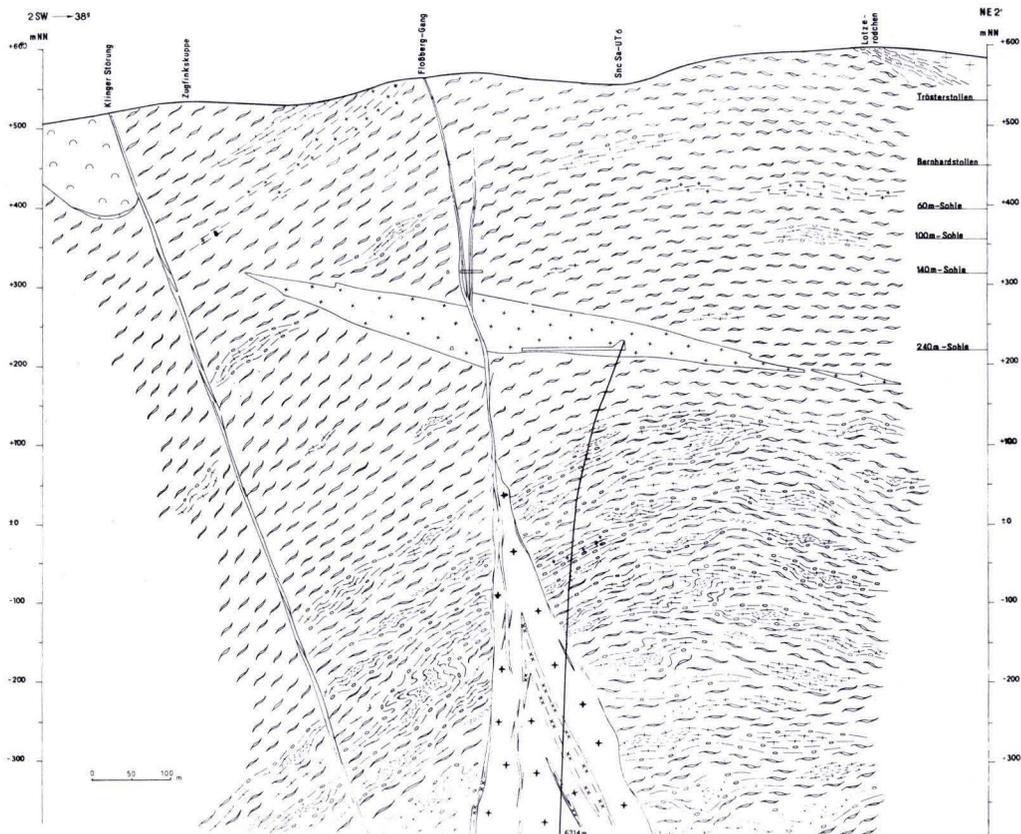


Abb. 9. Schnitt durch das Liebensteiner Migmatitgebiet im Bereich der ausstreichenden Antiform des Steinbacher Augengneises.

wohl bereits dem Permokarbon zuzuordnen. Vor allem die verkittende Quarz-Hämatit-Masse, die auch für die spätvaristischen Mineralisationen charakteristisch ist, spricht dafür. Ebenfalls permokarbonisch oder jünger ist die dritte Beanspruchung einzustufen. Hier können auch Reaktivierungen in Verbindung mit der saxonischen Bruchtektonik stattgefunden haben.

In der Bohrung SncSa 19/81 wurde ein ca. 8 m mächtiger blastomylonitischer Metaaplit an der Grenze zum Augengneis angetroffen. Er ist rötlich gefärbt, mittelkörnig-massig und führt etwas Glimmer, der mit $30^\circ - 60^\circ$ Einfallen geregelt ist. Feldspäte und Quarz sind ebenfalls parallel zur Grenzzone deformiert und eingeregelt. Im Hangenteil hat der Aplit etwas Amphibol aus den angrenzenden Amphibolitmigmatiten aufgenommen. Diese Aplite stehen mit der ersten, noch paradedeformativ (oberdevonisch-unterkarbonisch) einsetzenden Phase des beginnenden subsequenten Magmatismus in Verbindung, die unmittelbar der Migmatisation folgt und der z. B. auch die deformierten Quarzporphyrgänge des Ruhlaer Kristallins zuzurechnen sind. Die liegenden drei Meter des Aplits wurden über der Augengneisgrenze spätvaristisch nochmals kataklastisch deformiert und mit hämatitisierendem Quarz silifiziert.

Im Zentralteil der Augengneiskuppel sind auf dem Niveau der 240 m-Sohle in der Grube Steinbach eine Reihe untertägiger Erkundungsbohrungen niedergebracht worden. Die Bohrung SncSa-UT 6, angesetzt in der Bohrkammer Qu. 502 (Abb. 7), hat den Augengneis bis in eine Tiefe von 1000 m unter Gelände aufgeschlossen (Abb. 9).

Der Bohrquerschlag selbst steht in einem feinkörnigen, posttektonischen, aplitischen Granit, der nahe der Antiformachse diskordant im Gneiskörper sitzt. Das erbohrte Profil belegt, daß die Augenblastese in der Tiefe unvermindert anhält. Ein Übergang des Augengneises in Liebensteiner Migmatite läßt sich nicht nachweisen. Vielmehr bekräftigen die Bohrergebnisse, daß es sich beim Augengneis um einen emporgewölbten Diapir handelt, wobei Antrieb und Stoffzufuhr aus der Tiefe gekommen sind. Während in den oberen Partien Amphibol-Biotit-schieferschollen nur gelegentliche Einlagerungen bilden, scheinen sie sich nach der Tiefe zu verdichten, so daß eine Gliederung in zwei Teilfolgen angedeutet ist:

700 m – > 800 m **Augengneise**

- vormalig zeitliche, metagrauwackenartige Biotit-Oligoklasgneise mit gelegentlichen Amphibolitlinsen;

> 300 m **Augengneis-Amphibolit-Wechselfolge**

- ehemalige paragneise Biotit-Oligoklasgneise mit zahlreichen, stark biotitisierten Amphiboliteinlagerungen (teilweise tuffige Metabasitlinsen).

Der Stoffbestand des Steinbacher Augengneises gehört ursprünglich ins Liegende der Liebensteiner Migmatitfolge. Eine genetische Verwandtschaft mit den Biotit-Oligoklasgneisen der Liebensteiner Migmatitfolge und die stratifizierbare Einlagerung von Amphibolitkörpern legen nahe, daß es sich um ehemalige liegende Teile der anfangs mächtigeren Liebensteiner Migmatitfolge handelt, die zur Zeit der abklingenden jüngeren, statisch verlaufenden, varistischen Migmatisationsperiode (Anatexis II) während des Mittel- bis Oberdevons durch massive Kalizufuhr in ihrem Mineralbestand verändert und in Nordnordost – Südsüdwest-Richtung tektonisch aufgestiegen sind (WUNDERLICH 1989). Die noch bestehende Plastizität der mobilen Liebensteiner Migmatite im Hangenden der betroffenen Teilfolge hat den Aufstieg ermöglicht. Tektonische Spannungen wurden dabei über Schervorgänge im Petrogefüge beständig abge-

baut und haben in Verbindung mit fortwährender Rekristallisation unter anhaltender Stoffzufuhr das blastomylonitische Gefüge des Augengneises erzeugt. Die Entstehung der Augengneiskuppel ist ein relativ später Vorgang innerhalb der Deformationsabfolge im Ruhlaer Kristallin. Obwohl räumlich im Bereich der ältesten Serie des Kristallins lokalisiert, steht sie am Ende der prädiaphthoritischen, parakristallinen Deformationsgeschichte (D_3 -Deformation), als sich die Gefügeprägung bereits auf strukturelle Nord–Süd-Zonen zu konzentrieren begann (WUNDERLICH 1989).

In den Kern des Steinbacher Augengneiskomplexes ist in der Tiefe ein postdeformativer, gleichkörniger, leukokrater Granit intrudiert, der sich im Gefügebild deutlich vom Ruhlaer Granit unterscheidet und Hellglimmer führt (Steinbacher Granit). Dieser Granit ist leukokrater und möglicherweise auch jünger als der Ruhlaer Granit. An der Floßberg-Gangstruktur steigt der Granit apophysenartig bis etwa 600 m unter Gelände auf (Abb. 9). In diesem Zusammenhang werden einige Beziehungen zwischen Gneistektonik und Verlauf der Floßbergstruktur deutlich. Floßberggang und Klinger Störung vereinigen sich westlich des Schleifkothengrundes (Abb. 10). Hierbei vollzieht sich kein bloßes Anscharen der Gangstruktur. Der ehemalige Floßberggang übernimmt vielmehr einen Teil des Störungspotentials der Klinger Störung. Die Mineralisation dieses Elements hält bis in das Gebiet nordwestlich des Scharfenberges an. Die Floßbergstruktur ist demnach nicht nur ein der Klinger Störung nachgeordnetes, anscharendes Element, sondern besitzt eine partielle tektonische Eigenständigkeit, die bereits im Anschluß an die parakristalline Deformationsgeschichte durch frühe, bruchtektonische Aktivitäten zum Ausdruck kommt. So orientiert sich nicht nur der Aufstiegsweg des postdeformativen Granits am Verlauf dieser Struktur, auch eine prä-saxonische Störungstätigkeit läßt sich im Thüringer Tal mittels der Bohrergebnisse nachweisen (Abb. 8). Die Augengneisgrenze wird an der Floßbergstruktur um mehrere Dekameter versetzt (Dehnungstektonik). Aus der Analyse des Schergangsystems der südwestlich benachbarten Struktur Hühn ist bekannt, daß die Schergänge schon in den letzten Akten der parakristallinen Deformation durch Umbiegen der *s*-Flächen des Gneises unmittelbar im Salbandbereich des späteren Ganges angelegt wurden. Ähnliche Erscheinungen sind, wenn auch nicht durchgängig, am Floßberggang zu beobachten (Abb. 7). Vor allem jedoch folgt der Floßberggang den günstig verlaufenden Spezialstrukturen der Augengneiskuppel, z. B. auf der Südostflanke (Abb. 1), wobei diese selbst auf eine spät-parakristalline Wirksamkeit der Floßbergstruktur zurückgeführt werden könnten.

Nordwestlich des Schleifkothengrundes, auf der Westflanke der Augengneiskuppel, liegt die Hangendgrenze des Augengneises 200–400 m unter Gelände (Abb. 10).

Sie taucht dann samt den auflagernden Liebensteiner Migmatiten nach Nordwest, in Richtung auf die Nordnordost–Südsüdwest verlaufende Intrusionsspalte des Ruhlaer Granits, schnell in größere Tiefen ab. Der Granit liegt den Liebensteiner Migmatiten mit relativ flachem Kontakt auf. Er schneidet die Migmatitfolge nach Nordwest flach ab, so daß sich ihre Mächtigkeit in Nordwestrichtung zu verringern scheint. Am Kontakt werden Migmatitschollen vom Granit aufgenommen und teilweise resorbiert. Auch ein Eindringen des Granits parallel zu den *s*-Flächen läßt sich beobachten. Die engere Intrusionsspalte des Ruhlaer Granits dürfte relativ steil einfallen. Im Kontaktbereich der Intrusionsspalte ist eine klein- bis mittelkörnige Granitvarietät mit parakristallin deformierten Quarzen bekannt, die als ältere Intrusionsphase, aber auch als Randvarietät angesprochen werden kann. Es wäre denkbar, daß ein Scherprozeß mit horizontaler Bewegungskomponente unter Dehnungsbeanspruchung

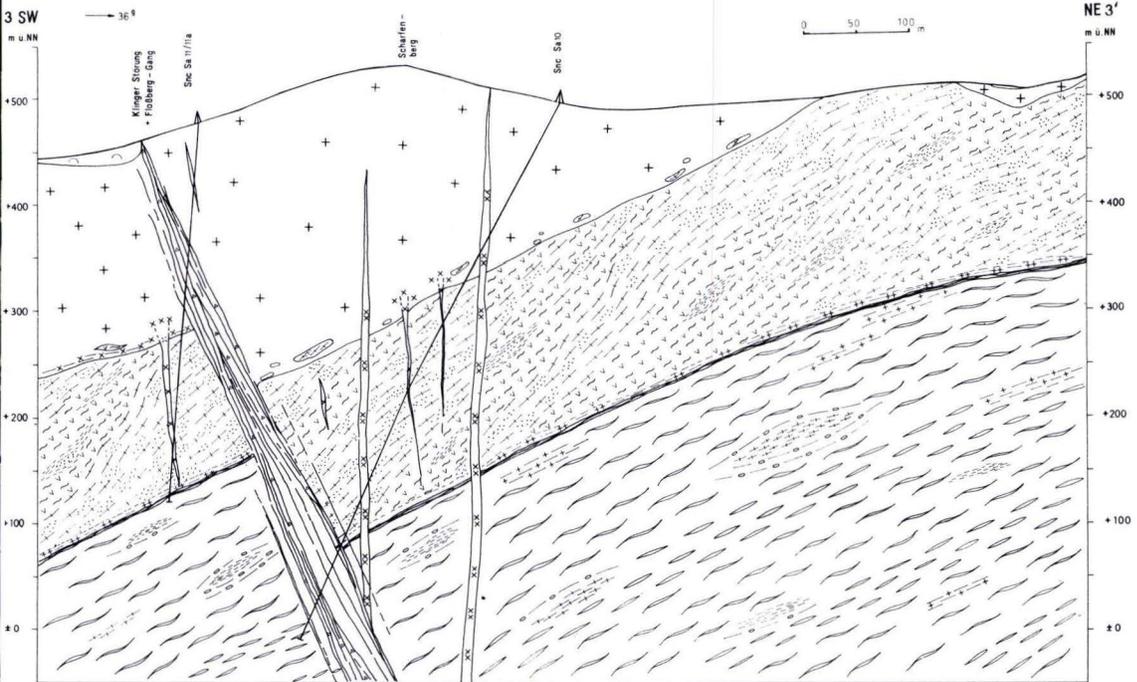


Abb. 10. Schnitt durch das Liebensteiner Migmatitgebiet im Bereich des Schleifkothengrundes.

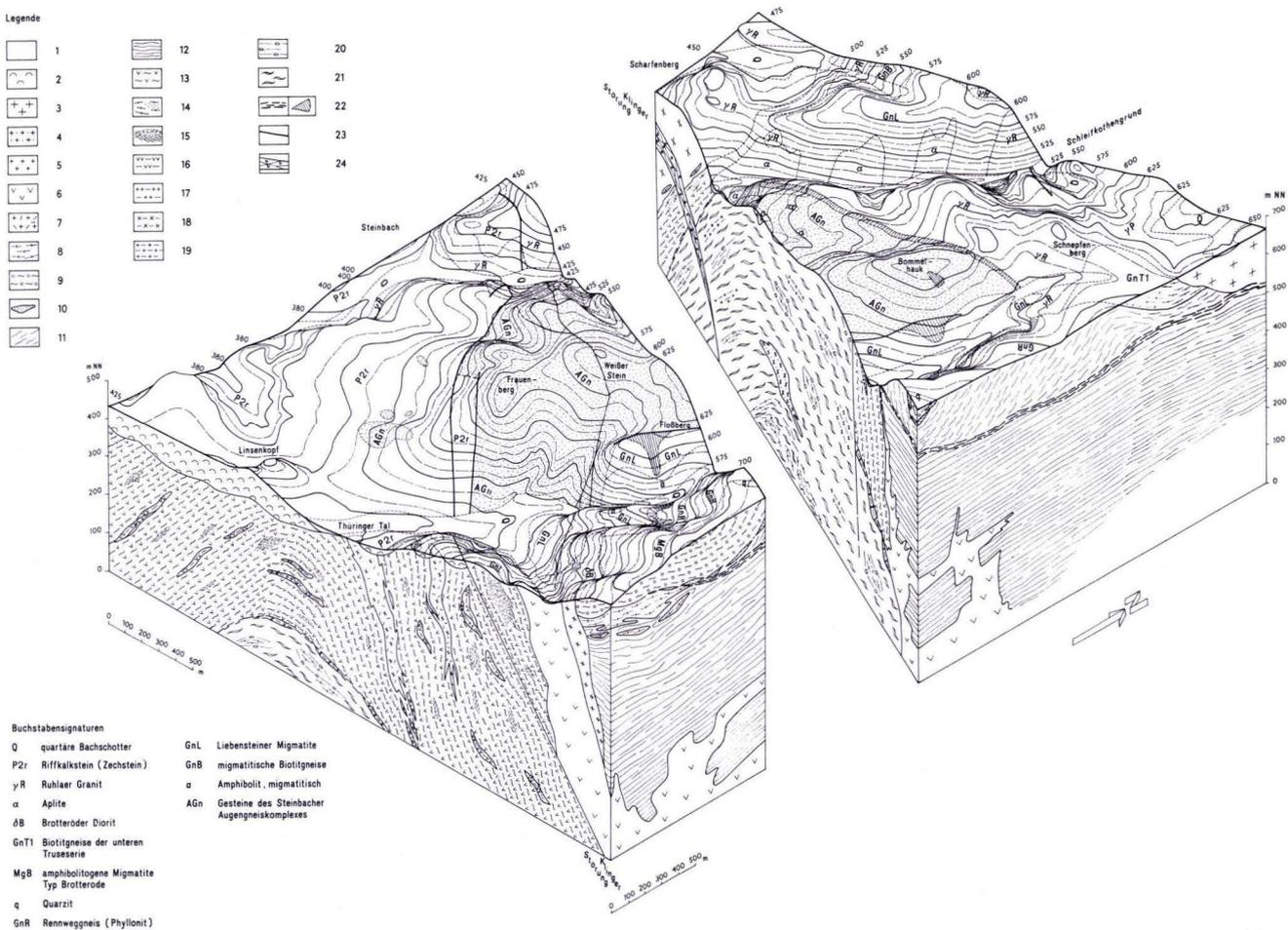
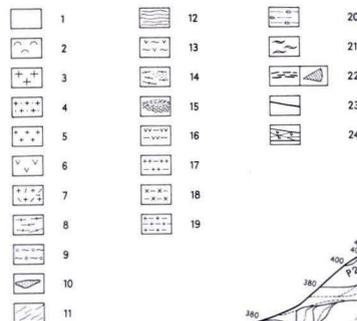
(Transtension) auf der Intrusionsspalte Raum für die Granitintrusion geschaffen hat. Die Ostwand der Spalte biegt nach oben jedoch in ein zunehmend flacheres Einfallen um. Es ist ungeklärt, ob eine flache, strukturelle Vorzeichnung als Ursache für dieses Umbiegen angenommen werden könnte. Die Hauptmasse des Granits lagert im Ostteil des Plutons gleichermaßen flach auf Migmatiten der Liebensteiner Migmatitfolge (Schleifkothengrund) und auf der Augengneisfolge (Lotzerödchen, Schnepfenberg). Das Interngefüge des Granits verläuft diskonform zum Gneisgefüge (NEUMANN 1974) und es bestehen scharfe Kontakte zum Augengneis, die im Falle seiner Ost–West verlaufenden Nordgrenze postgranitisch (permokarbonisch) ruptuell aktiviert und kataklastisch deformiert wurden. Zwischen der Genese des Augengneises und der Intrusion des Ruhlaer Granits liegt ein deutlicher zeitlicher Hiatus.

4. „Haubengneise“ und das Problem flacher Deformationszonen

Die Position des Augengneiskomplexes und seine Lagerungsverhältnisse zu den Liebensteiner Migmatiten sind in Abb. 11 zusammenfassend dargestellt.

Eine Deutung als varistisch deformierter Haubengneis einer moldanubisch (dalslandisch) konsolidierten Baustufe im Sinne NEUMANN (1974) scheidet aus. Auf die ungleichwertige räumliche und zeitliche Stellung der Haubengneistypen und die Problematik der Ausgliederung einer alten Baustufe hat WUNDERLICH (1985, 1989) hingewiesen. Ausgehend von den

Legende



Buchstabensignaturen

Q	quartäre Bachschotter	GnL	Liebensteiner Migmatite
P2r	Riffalkstein (Zechstein)	GnB	migmatitische Biotitgneise
yR	Ruhlaer Granit	alpha	Amphibolit, migmatitisch
alpha	Aplite	AGn	Gesteine des Steinbacher Augengneiskomplexes
deltaB	Brotröder Diorit		
GnT1	Biotitgneise der unteren Truverserie		
MgB	amphibolitogene Migmatite Typ Brotröder		
q	Quarzit		
GnR	Rennweggneis (Phyllonit)		

Verhältnissen im Spessart gelangen HIRSCHMANN, OKRUSCH (1988) zu ganz ähnlichen Überlegungen bei der Wertung der Interpretationen NEUMANNs. NEUMANN (1974) bemerkt selbst, daß die unmittelbare Annäherung von Rennweggneis und Augengneis am Krätzersrasen im oberen Thüringer Tal Schwierigkeiten für das Verständnis der Lagerungsbeziehungen schafft. Unter Berücksichtigung der rezenten Morphologie und der Lagerungsparameter würde ohne Kenntnis der Tiefenentwicklung des Augengneises und der Störungstektonik im Thüringer Tal eher ein ursprüngliches Übergreifen des Rennweg- bzw. Schmalwassersteingneises nach Westen über den Augengneis anzunehmen sein (WUNDERLICH 1989, Schnitt 1–1').

Im Heßles-Schmalwassersteingneiskomplex zwischen Thüringer Tal und Trusetal gestalten sich die Verhältnisse ebenfalls uneinheitlich. Hier sind drei zeitlich verschiedene Deformationsereignisse im Ensemble der übrigen Haubengneise nach NEUMANN zu unterscheiden:

1. Formung des zeitigen Blastomylonitgefüges im Heßles-Schmalwassersteingneis unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen (Deformationsetappen D_1, D_2);
2. Diaphthoritische Umprägung im Nordteil und Bildung des phyllonitischen Rennweggneises unter retrograden, grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen (Deformationsetappe D_4);
3. Kataklyse entlang flacher Deformationsbahnen im Rennweggneis, möglicherweise parallel zur Liegendgrenze der Diaphthorose, unter anchimetamorphen bis tief grünschieferfaziellen Bedingungen („Kakiritplatte“, Deformationsetappe D_5).

Obwohl eine Deutung als Haubengneise im Sinne einer strukturstockwerkstrennenden Deformationseinheit fragwürdig erscheint, handelt es sich beim Steinbacher Augengneis und beim Heßles-Schmalwassersteingneis doch um blastomylonitisch geprägte Tektonite mit relativ flacher Lagerung des s-Flächengefüges, die parakristalline Bewegungshorizonte darstellen.

Über den weiteren Verlauf der Augengneisgrenze nach der Tiefe lassen sich aus den gegenwärtigen Aufschlußverhältnissen keine verlässlichen Aussagen treffen. Im Nordwesten endet der Augengneis vermutlich an der Intrusionsspalte des Ruhlaer Granits. Nach Südosten ist die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß sich der Steinbacher Augengneis in einigen Kilometern Tiefe bis unter die Seimbergscholle fortsetzt, bzw. daß dort ähnliche Augengneisbildungen auftreten. Eine Bohrung am Westhang der Kammerkuppe (Tsl 25/78) hat im Granitporphyr eines permokarbonen Gesteinsganges unter Buntsandsteinbedeckung einen Augengneisxenolithen angetroffen. Der Aufschluß befindet sich etwa 6,5 km südöstlich des Thüringer Tales. Damit ist eine Asymmetrie angedeutet, die schon während der streß- und temperaturbetonten Metamorphosen bestanden hat. Die Geoisothermen liegen im südöstlichen Ruhlaer Kristallin relativ hoch, kulminieren im Zentralteil und fallen nach Nordwesten



Abb. 11. Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Steinbacher Augengneiskomplexes (zentrales Ruhlaer Kristallin, Thüringer Wald). 1 – Bachschotter, 2 – Riffkalkstein (Werraserie), 3 – Ruhlaer Granit, 4 – Aplite und feinkörnige Granitoide, 5 – Trusetalgranit, 6 – Brotteröder Diorit, 7 – Katzensteingranit, 8 – Biotitgneis und -schiefer, 9 – amphibolitogene Migmatite, Typ Brotterode, 10 – Quarzit, 11 – Rennweggneis (Phyllonit), 12 – Schmalwassersteingneis (Biotit-Oligoklasgneis), 13 – Liebensteiner Migmatite, 14 – migmatitische Biotitgneise, 15 – Amphibolit, migmatitisch, 16 – migmatogener, blastischer Dioritoid, 17 – migmatogener, blastischer Granitoid, 18 – Metamikrogranit, blastomylonitisch, 19 – metaaplitisches, blastisches Leukosom im Augengneis, 20 – Augengneis, Zeilig, 21 – Augengneis, Normaltyp, 22 – Kataklysitzone, 23 – Störung, 24 – Störung mit Scherlinsen und Brekzien.

steil ab. Staurolith findet sich auf der Ruhlaer Scholle nur noch in der Nähe der Intrusionsspalte des Ruhlaer Granits. Migmatisationen fehlen völlig. Dafür ist die Diaphthoresse sehr viel stärker ausgeprägt und weist bereits auf Bezüge zur angrenzenden nördlichen Phyllitzone hin.

Die Interpretation als Haubengneis ist noch am ehesten mit dem Heßles-Schmalwassersteingneis als Hangendfolge der Liebensteiner Serie vereinbar. Jedoch weist der Heßles-Schmalwassersteingneis die Ost – West gerichtete Deformationscharakteristik der Liebensteiner Serie auf. In engem Zusammenhang mit seiner Gefügeprägung steht aber auch die Deformation der basalen Teile der auflagernden Truseserie. Innerhalb der Grenzzone Truseserie-Heßlesgneis kam es auf der Westseite des Trusetales zu s-flächenparallelen Bewegungen, begleitet von liegenden Falten, in deren Verlauf abgelöste, bis Dekameter mächtige Schollen der Biotitgneise tektonisch in den Heßlesgneis eingeschoben wurden (WUNDERLICH 1989). Der Gesamtverband ist para- bis postdeformativ amphibolitfaziell verschweißt (Deformationsetappen D_1 , D_2). Südlich der Klinger Störung, im Gebiet der Mommel, fehlt der Schmalwassersteingneis, obwohl die Liebensteiner Scholle gegenüber dem Heßlesgebiet abgesunken ist. Östlich des Trusetales ist das Liegende der Truseserie bis in 800 m Tiefe nicht erbohrt worden. In ihrer Reinterpretation des NEUMANN'schen Schnittes durch das Ruhlaer Kristallin fassen HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988, S. 30) die Ausstriche des Heßles-Schmalwassersteingneises als tektonische Klippen der Liebensteiner Serie auf, die auf ihr Hangendes überschoben wurden. Dieser Ansicht muß hier widersprochen werden. Die Auflagerung der Truseserie auf dem Heßlesgneis ist ungeachtet der tektonischen Überprägung des Grenzbereiches, vor allem unter Berücksichtigung der Aufschlüsse des Gehegequerschlages, belegbar. Am Gehege bei Brotterode, dem nördlichen Ende des Gehegequerschlages, wurde das Abtauchen des Heßles-Schmalwassersteingneises unter die Brotteröder Migmatite, die als Äquivalente der Truseserie angesehen werden müssen, durch Bohrungen nachgewiesen (WUNDERLICH 1989, Schnitt 3 – 3'). Auch am Mittleren Beerberg und am Großen Weißenberg nordwestlich Brotterode ist die Auflagerung von Quarziten und phyllonitischen Biotitgneisen auf Rennweggneis, der diaphthoritisch aus Heßlesgneis hervorgegangen ist, im Gelände zu verfolgen.

Die s-flächenparallelen, parakristallinen Scherbewegungen in der Grenzzone von Heßles-Schmalwassersteingneis und Truseserie sind nicht mit stratigraphischer Inversion verbunden. Die tektonischen Schollenbewegungen an dieser Grenze haben den primären stratigraphischen Verband nicht soweit aufgelöst, daß die stratigraphischen Verhältnisse nicht mehr rekonstruierbar wären. Die Beträge der lateralen Bewegungen in dieser Scherzone sind noch schwer abzuschätzen. Eine Annahme weiter reichender Deckenschübe über die 100 m-Dimension hinaus ist vorerst mit Vorsicht zu betrachten. Nach gegenwärtigem Untersuchungsstand kann auch eine antiformartige Aufwärtsbewegung der zentralen, stärker erwärmten Kristallinteile im zeitlichen Umfeld der Faltung der Truseserie Schervorgänge in dieser Zone verursacht haben.

5. Einige Bemerkungen zum Tiefenbau im Ruhlaer Kristallin

In einem Querschnitt durch das Ruhlaer Kristallin wurde versucht, die geologischen Verhältnisse vor der unterpermischen Bruchtektonik und dem Gangmagmatismus zu erfassen. Resultate zeitlich aufeinanderfolgender Vorgänge sind somit in einem Schnitt vereint dargestellt. Der Ablauf der Ereignisse verdeutlicht das enge Zusammenwirken vertikaler und horizontaler Deformationsprozesse unter hohen Temperaturen.

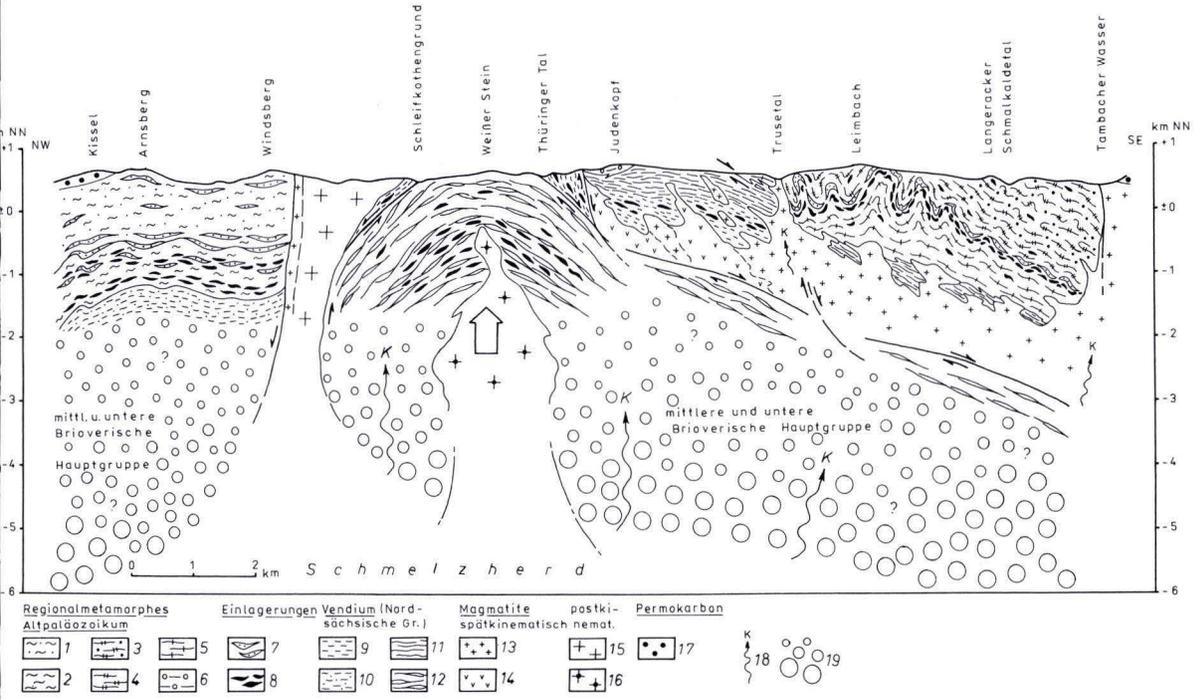


Abb. 12. Schematischer Querschnitt durch den südlichen Teil des Ruhlaer Kristallins. 1 – graugrüne Quarz-Glimmerschiefer und Feldspat-Glimmerschiefer (Vogelheide- und Arnbergschichten, Frauenbach- und Phycodenfolge), 2 – blaugraue phyllonitische Glimmerschiefer und Zweiglimmergneise (Gömigensteinserie, Kambrium), 3 – schiefrige Zweiglimmergneise mit Quarz-Plagioklasgneisbänken (Hohlebornserie), 4 – schiefrige Zweiglimmergneise (Truseserie), 5 – schiefrige Biotitgneise (Truseserie), 6 – metablastische Amphibol-Biotitgneise-Migmatite (Truseserie), 7 – Quarzite, 8 – Amphibolite und metatuffitische Amphibol-Biotitgneise, 9 – migmatitische Biotit-Oligoklasgneise und Amphibol-Biotitgneise (Liebensteiner Serie), 10 – Biotit-Oligoklasgneise, nicht migmatitisch (Liebensteiner Serie), 11 – zeitliche, blastomylonitische Biotit-Oligoklasgneise (Heßles-Schmalwassersteingneise, Liebensteiner Serie), 12 – Steinbacher Augengneis, 13 – Granit, Typ Trusetal-Kleinschmalkalden, 14 – Diorit, Typ Brotterode, 15 – Ruhlaer Granit, 16 – Steinbacher Granit, 17 – Permokarbon, 18 – präintrusive Kaliinfiltration, 19 – aufgeheizter Oberkrustenbereich.

1. Im Anschluß an die Ost–West-Deformation des Zentrums und die Nordost–Südwest-Deformation auf beiden Flanken des Kristallins steigt die 620°C-Geoisotherme bis in das rezente Oberflächenniveau auf. Die Drücke liegen im Zentrum bei 600–650 MPa (Cyanit-Almandin-Muscovit-Subfazies, Barrow-Typ). Auf der Ruhlaer Scholle hält zur Zeit der Metamorphose die Deformation noch an. Im blastomylonitischen Gefüge des Heßles-Schmalwassersteingneises können Hebungsvorgänge im Zentralteil des Kristallins und Faltungsschübe innerhalb der Truseserie partiell kompensiert worden sein.
2. Nachfolgend erreicht die 650°C-Geoisotherme den Bereich des rezenten Oberflächenniveaus. Druckabfall auf ca. 350 MPa bewirkt eine statische LP-Überprägung der vorausgegangenen MP-Metamorphose (Sillimanit-Cordierit-Orthoklas-Almandin-Subfazies, Abukuma-Typ). Die Bildung autochthoner Magmen vollzieht sich bis zu einer Tiefe von

- 2 km, bezogen auf die rezente Höhenlage (Abb. 12). Das Zentrum des Kristallins unterliegt der Migmatisierung, die mit einer intensiven späten Metablastese auch das Brotteröder Gebiet der Südostflanke erfaßt. Durch steiles Abtauchen der Geoisothermen nach Nordwest bleibt die Ruhlaer Scholle weitgehend unberührt.
3. Nach Überschreiten des Höhepunktes der Migmatisierung dringen die in-situ entstandenen Granitoide und Dioritoide parallel zu Nordnordost – Südsüdwest- bis Nordost – Südwest-Strukturzonen in teilweise noch hoch aufgeheizte Rahmengesteine ein. An diesen Strukturzonen laufen z. T. blastomylonitische Bewegungen ab. Ein schollenartiges Abtreppen einzelner Kristallinbauteile nach Südosten beginnt. Die 650°C-Geoisotherme sinkt in ein Niveau von – 5 bis – 6 km (Abb. 12) und bewirkt ein Weiterbestehen von Schmelzeherden in diesem Krustenbereich. Infolge der Westnordwest – Ost-südost gerichteten Dehnung kommt es im überlagernden Krustenabschnitt zur diapirartigen Emporwölbung des blastomylonitischen Augengneiskomplexes bei Temperaturen um mindestens 620°C, die vom aufwärts gerichteten Bewegungsdruck und von Fluidströmen der Aufschmelzungsbereiche unterstützt wird.
 4. Die Geoisothermen verlagern sich weiter in die Tiefe. Im Bereich der rezenten Oberfläche werden ca. 350°C erreicht. Diaphthorose deformiert die Kristallinflanken. Die Ruhlaer Scholle wird nach Nordwesten abgeschoben. Aus den tiefer gelegenen Schmelzeherden intrudiert die Hauptmasse des Ruhlaer Granits in diese Dehnungsspalte.
 5. Mit fortschreitender Abkühlung werden nachfolgende Hebungsimpulse des Kristallinblocks von Ruhla über Kataklyse zonen und die Aktivierung der permokarbonen Bruchtektonik, verbunden mit Gangintrusionen, abgebaut.

Die Ergebnisse des reflexionsseismischen DEKORP 2-S-Profiles im Bereich des Spessarts sind als nordvergentes, kulminationsartig aufgewölbtes Überschiebungssystem interpretiert worden (BEHR & HEINRICHS 1987), das nach HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988) in analoger Weise auf das Ruhlaer Kristallin zu übertragen ist. Erhöhter Wärme fluß infolge der Krustenstapelung bewirkt die hochgradige, polystadiale Metamorphose im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzonen parallel des Nordwestrandes der Saxothuringischen Zone (BANKWITZ & BANKWITZ 1990).

Die beschriebenen strukturellen Verhältnisse passen sich nicht widerspruchsfrei in die von HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988) vorgenommene Reinterpretation des Tiefenbaus im Ruhlaer Kristallin ein. Eine Profilinversion im Grenzbereich von Truse- und Hohlebornserie läßt sich nicht nachweisen (ESTRADA u. a. im Druck). Die Beziehungen zwischen Truseserie und Liebensteiner Serie im Trusetal ergeben keine sicheren Anhaltspunkte für eine inverse Lagerung.

Die Gesamtheit des tektonischen Inventars im gegenwärtig aufgeschlossenen Tiefenintervall des Steinbacher Augengneiskomplexes fügt sich zum strukturellen Bild eines Diapirs aus blastomylonitischen Gneisen. Er weist im Zentrum mindestens 1000 m Mächtigkeit auf. Die Ausdehnung nach den Flanken, besonders nach Südosten, kann beträchtlich sein. Die Tiefenlage seiner Liegendgrenze ist bisher nicht bekannt. Der Diapir steht in genetischer Beziehung zu Dehnungserscheinungen auf Nordnordost – Südsüdwest gerichteten Zonen während der Endphase der metamorphen und migmatischen Aufheizung des zentralen Ruhlaer Kristallins. An der Grenze Augengneis-Liebensteiner Migmatite sind duktile Scherbewegungen anzunehmen. Die Liebensteiner Migmatite über der Augengneiskuppel müssen dabei partiell ausge-

dünnt worden sein, wobei es zu einem langsamen Abgleiten der Migmatite entlang der Flanken des aufsteigenden Diapirs kam. Im Augengneis selbst wird die Aufwölbung von laminarem Fließen im Petrogefüge begleitet, wobei ältere Augengenerationen durch höhere Plättungsbeträge von jüngeren unterschieden sind. Flach Südöstlich fallende Scherbewegungen im Petrogefüge sind wechselseitig verknüpft mit vertikalen Hebungserscheinungen, so daß ein korrespondierender Zusammenhang zwischen lateral und vertikal ablaufenden Bewegungsvorgängen sichtbar wird.

Die Fragestellung, ob der Bau des Ruhlaer Kristallins von horizontaler oder vertikaler Tektonik bestimmend geprägt ist, läßt sich nach derzeitigem Kenntnisstand in dieser Form nicht alternativ beantworten. Im Falle des Steinbacher Augengneises spielen vertikale Bewegungen eine erhebliche Rolle. Laterale Scherbewegungen erscheinen hier als Folge vertikaler Hebungsprozesse.

Mit fortschreitender Krustenevolution vollzieht sich auch ein Wandel der Deformationsmechanismen. Weiträumige Granitgneis-Kuppelstrukturen mit zwischengelagerten metamorphen Schiefergürteln in vorproterozoischen Tektogenen konzentrieren sich in proterozoischen und paläozoischen Faltensystemen unter Verringerung ihrer Dimension zunehmend in den Achsenzonen der Megaantiklinalen (CHAIN & MICHAJLOV 1989). Gleichzeitig wächst aufgrund beständiger Akkumulation der kontinentalen Kruste und deren Segmentierung in starre Platten der Anteil von Verschuppungs-, Auf- und Überschiebungstektonik. Bedingt durch das stetige Absinken der Geoisothermen in der Kruste und das Anwachsen der Krustenmächtigkeit fehlen Granitgneis-Kuppeln in meso-känozoischen Tektogenen weitgehend, während Deckenschübe vielerorts zu einer charakteristischen Deformationsform werden.

Die nur teilkonsolidierte, zerblockte und regional wechselnd intensiv aufgeheizte Kruste der mitteleuropäischen Varistiden, insbesondere innerhalb der Saxothuringischen Zone, besitzt die Charakteristik eines mobilen Restraums, der eine strukturelle Assoziation von vertikal-diapiritischer und horizontal-überschiebender Tektonik begünstigt. Die ursächlichen Beziehungen zwischen allgemeiner Geoisothermenhochlage, Schwellenbildung, Dehnung und erhöhtem Wärmefluß sind für das saxothuringische krustale Blockfeld kennzeichnend (BRAUSE 1970, 1979, 1990, KREBS & WACHENDORF 1973). So verweist MEINEL (1988) darauf, daß die Obergrenze der Asthenosphäre zur Zeit der orogenen Durchwärmung bedeutend höher lag und eine intrakrustale Position innehatte (± 20 km Tiefe). Während des gesamten cadomisch-altpaläozoisch-varistischen Entwicklungsganges in Mitteleuropa ist eine zeitweise schwankende, aber im Ganzen andauernde hohe Durchwärmung der Kruste zu verzeichnen, die erst im Verlaufe des Perms abklingt. Dehnungen in vorkonsolidierten Oberkrustenbauteilen, wie sie auch in der Endphase der parakristallinen Prägung des Ruhlaer Kristallins nachweisbar sind, schaffen zusätzliche günstige Bedingungen für einen erhöhten Wärmefluß (BRAUSE 1970).

Ein dehnungsinduzierter, höherer Wärmefluß fungiert in Verbindung mit K-reichen, aszendenten Fluidströmen als Antrieb für den blastomylonitischen Diapirismus des Steinbacher Augengneiskomplexes, indem er den notwendigen Mobilitätsgrad schafft. In der Tiefe werden die Fluida sicher mit krustalen Aufschmelzungsherden in Verbindung stehen. Die hier erzeugten palingenen Magmen intrudieren dann spät syn- bis postkinematisch in höhere, seichte Krustenniveaus, wobei Intrusionsweg und Dachmächtigkeit sehr gering sind und, wie für die Granitoide des Ruhlaer Kristallins abgeschätzt, nur wenige km betragen.

Die Existenz krustaler Schmelzherde und diapirartiger Strukturen, verbunden mit Scherzonen parallel der Aufstiegs- oder Aufwölbungsflächen charakterisiert den Bau des derzeit

zugänglichen Tiefenbereichs im zentralen Ruhlaer Kristallin. Kulminationsartig aufgewölbte Antiformstrukturen in diesem Teilgebiet der Mitteldeutschen Kristallinschwelle können hierin ihre Ursache haben. Flache Überschiebungen konzentrieren sich auf die oberflächennahen Bereiche und sind in ihrer Dynamik und Dimension auf die Tiefenvorgänge beziehbar.

6. Schriftenverzeichnis

- ANDREAS, D. (1988): The Structural Dual Character of the Rotliegendes in the Thuringian Forest and its Surroundings. — *Z. geol. Wiss.*, **16**: 979–922; Berlin.
- BANKWITZ, P. (Hrsgb.) (1990): Erzgebirge und Granulite Massif. Rock Units and Structures. — *Guidebook of Excursions*, Publ. No. **0176**, Intern. Lithosph. Progr., 60 S.; Potsdam.
- & BANKWITZ, E. (1990): Geological Interpretation of DSS-Data in Central Europe. — Intern. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe. — Aug.–Sept. 1990, Abstracts; Göttingen–Gießen.
- BEHR, H.-J., & HEINRICH, T. (1987): Geological Interpretation of DEKORP 2-S. A Deep Seismic Reflection Profile across the Saxothuringian and Possible Implications for the Late Variscan Structural Evolution of Central Europe. — *Tectonoph.*, **142**: 173–202; Amsterdam.
- BERGNER, R. (1990): Vergleichende Untersuchungen an temperaturbetont metamorphisierten Gesteinen ausgewählter Einheiten des Saxothuringikums. — *Freiberger Forschungsh.*, **C 439**: 6–68; Leipzig.
- BEUGE, P. (1984): Ein Beitrag zur Geochemie metamorpher Prozesse. — *Forschungsbericht Bergakademie Freiberg*. — III + 20 S., 7 Abb.; Freiberg.
- BRAUSE, H. (1970): Variszischer Bau und Mitteldeutsche Kristallinschwelle. — *Geologie*, **19**: 281–292; Berlin.
- (1979): Schelfkruste und Drift — konsequente Fortsetzung der v. BUBNOFF'schen Aussagen. — *Z. geol. Wiss.*, **7**: 183–191; Berlin.
- (1979): Mobilistische Aspekte zur Zonengliederung des mitteleuropäischen variszischen Tektogens. — *Z. geol. Wiss.*, **7**: 1113–1127; Berlin.
- (1979): Probleme des Krustenbaus und der geotektonischen Entwicklung auf der Geotraverse Baltikum–DDR–Cesky Massif. — *Schriftenreihe geol. Wiss.*, **15**: 5–36; Berlin.
- (1987): Zur Frage zeitlich wechselnder Mächtigkeit der kontinentalen Lithosphäre. — *Z. geol. Wiss.*, **15**: 133–137; Berlin.
- (1987): Beiträge zur Geodynamik des Saxothuringikums. — *Thesen zur Dissert. B*, Univ. Leipzig. — 8 S.; Leipzig.
- (1990): Crust with Terranes, or Shelf Crust. — Intern. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe, Aug.–Sept. 1990. — Abstracts; Göttingen–Gießen.
- CHAIN, V. E., & MICHAJLOV, A. E. (1989) *Allgemeine Geotektonik*. — 302 S.; Leipzig (Dt. Verl. f. Grundstoffind.).
- DAVIS, G. A. (1988): Rapid Upward Transport of Mid-Crustal Mylonitic Gneisses in the Footwall of a Miocene Detachment Fault, Whipple Mountains, Southeastern California. — *Geol. Rdsch.*, **77**: 191–209; Stuttgart.
- EMMERMANN, R. (1986): Das deutsche Kontinentale Tiefbohrprogramm — *Forschungskonzeption und Zielsetzungen*. — *Geowiss. in unserer Zeit*, **4**: 19–33; Weinheim.
- ESTRADA, S., GRUNEWALD, V., & WUNDERLICH, J. (1992): Zur formationellen Charakteristik und Lithostratigraphie von Truse- und Hohlebornserie (Ruhlaer Kristallin). — *N. Jb. Geol. Paläont.*; Stuttgart (im Druck).
- FRANKE, W. (Hrsgb.) (1990): *Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge*. — *Field Guide, Confer. on Paleozoic Orogens in Central Europe*, 169 S.; Göttingen–Gießen.
- (1990): Geophysical Expression of Terrane Boundaries in the Variscan Belt of Central Europe. — Intern. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe, Aug.–Sept. 1990, Abstracts; Göttingen–Gießen.
- WEBER, K. (1990): Terranes in den Central European Variscides — an overview. — Intern. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe, Aug.–Sept. 1990, Abstracts; Göttingen–Gießen.
- GIESE, P. (1978): Die Krustenstruktur des Varistikums und das Problem der Krustenverkürzung. — *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 513–520; Hannover.
- HESEMANN, J. (1926): Über kristalline Gesteine von Ruhla. — *Sitz.-Ber. Geol. Landesanst.*, **3**: 169–176; Berlin.

- HIRSCHMANN, G., & OKRUSCH, M. (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteil der Mitteldeutschen Kristallinzone — ein Vergleich. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **177**: 1–39; Stuttgart.
- HOTH, K., BRAUSE, H., FREYER, G., LORENZ, W., PÄLCHEN, W., & WAGNER, S. (1985): Neue Ergebnisse zur Gliederung des Proterozoikums im Erzgebirge — Zapadne Sudety/Sudety Zachodnie — Antiklinorium sowie an seiner Nordflanke. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Naturw. Reihe, **34**: 5–13; Greifswald.
- HUTTON, D. H. W., DEMPSTER, T. J., BROWN, P. E., & BECKER, S. D. (1990): A New Mechanism of Granite Emplacement: Intrusion in Active Extensional Shear Zones. — Nature, **343**: 452–455; London.
- KOCH, W. (1940): Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. — Min. u. Petrogr. Mitt., **51**: 1–101; Leipzig.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1973): Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. — Geol. Soc. of Amer. Bull., **84**: 2611–2630; Boulder.
- & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **147**: 30–60; Stuttgart.
- (1976): The Tectonic Evolution of Variscan Meso-Europa. — In: AGER, D. V., & BROOKS, M. (eds.): Europe from Crust to Cor, 119–139; London (Wiley & Sons).
- MEINEL, G. (1988): Die Beziehungen der hydrothermalen Mineralisation zu den Komplexen der Verwitterung-Sedimentation, der Metamorphose und des Magmatismus. — Z. angew. Geol., **34**: 1–8; Berlin.
- (1988): Zur Tiefenlage der Asthenosphäre und Herdtiefe des Magmatismus in Mitteleuropa im Paläo- und Neozoikum. — Z. geol. Wiss., **16**: 273–275; Berlin.
- NEUMANN, W. (1964): Zum Stand der Erforschung des kristallinen Grundgebirges von Ruhla-Brotterode. — Abh. Dt. Akad. Wiss., Kl. Bergb. Hüttenw. Montangeol., **2**: 327–348; Berlin.
- (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. — Geol., **15**: 942–962; Berlin.
- (1973): Zum Stockwerksbau im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone (speziell im Ruhlaer Kristallin). — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, **14**: 391–409; Potsdam.
- (1974): Mitteldeutsche Kristallinzone. — In: HOPPE, W., & SEIDEL, G.: Geologie von Thüringen. — 77–118; Gotha/Leipzig (Hermann Haack).
- (1979): Über die Abhängigkeit der lithologischen und strukturellen Entwicklung des höheren Präkambriums der Saxothüringischen Zone vom Sockel. — Z. geol. Wiss., **7**: 1065–1030; Berlin.
- & SEGESMUND, S. (1983): Lithostratigraphie und Tektonik des Ruhlaer Kristallins. — Wiss. Bericht Zentralinst. Physik d. Erde, 93 + 36 S.; Berlin.
- SCHARF, R. (1956): Petrographische Studien am Steinbacher Augengneis. — Dipl.-Arb. Univ. Halle; Halle.
- REINSCH, D. (1958): Petrographische Untersuchungen an Gneisanatexiten aus dem Gebiet zwischen Laudendbach und Brotterode. — Dipl.-Arb. Univ. Halle; Halle.
- SCHMIDT, K., & SÖLLNER, F. (1983): Towards a Geodynamic Concept of the „Caledonian Event“ in Central and SW-Europe. — Verh. Geol. B.-A., (1982) **1**: 251–268; Wien.
- TIMMERMANN, A. (1983): Petrographische Beschreibung der Gesteine des Ruhlaer Kristallins im Objekt Steinbach. — Wiss. Bericht Geolog. Landesunters. Jena, 20 S.; Jena.
- WASKOWIAK, R. (1966): Geochemische Untersuchungen (Spurenelemente) im Kristallin von Ruhla-Brotterode. — Diss. A. Bergakad. Freiberg, 162 S., 1 Anl.-Bd.; Freiberg.
- WEBER, K., & BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic Interpretation of the Variscides. — In: MARTIN, H., & EDER, F. W.: Intracontinental Ford Belts, 231–256; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- WERNER, C. D. (1971): Geochemische Untersuchungen an Gesteinen der alten Baustufe des Ruhlaer Kristallins (Thüringer Wald). — Ber. Dt. Ges. geol. Wiss., B, Min., Lagerst., **16**: 41–91; Berlin.
- (1972): Zur Geochemie und Petrologie des Ruhlaer Granits. — Ber. Dt. Ges. geol. Wiss., B, Min., Lagerst., **17**: 219–262; Berlin.
- WUNDERLICH, J. (1985): Lithologie, struktureller Bau und metamorphe Entwicklung des südöstlichen Grundgebirges von Ruhla-Brotterode (westlicher Thüringer Wald). — Diss. A. Bergakad. Freiberg, 99 S., 1 Anl.-Bd.; Freiberg.
- (1989): Neue Ergebnisse zur Geologie des südöstlichen Ruhlaer Kristallins. — Freiburger Forschungsh., C **429**: 7–32; Leipzig.
- ZIMMERMANN, E. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und den angrenzenden Staaten 1:25000, Bl. 2992 Ruhla, 136 S.; Berlin (Preuß. Geol. Landesanst.).

Schwemmfächer-Playa-Sedimentation in einer Rotliegend-Rinne des Böllsteiner Odenwaldes

Von

EGON BACKHAUS & RALPH BÄHR*

Kurzfassung: In einem Steinbruch an der Ostabdachung der Böllsteiner Gneiskuppel sind alluviale Schuttsedimente der Rotliegend-Formation diskordant über Kristallin aufgeschlossen.

Auf wenigen Metern verzahnen sich in einem tektonisch vorgegebenen Halbgraben, der unter semiariden Bedingungen durch Erosion zur Rinne wurde, lateral und vertikal völlig unterschiedliche Gesteinseinheiten. Sie weisen auf lokal rasch wechselnde Sedimentationsbedingungen hin, wie sie für die Sedimentation in Schwemmfächern (alluvial fans) typisch sind. Kontinentale Trümmer- und Schlammstromsedimente werden in einen lokalen Endsee eingeschüttet. Sie verlieren rasch ihre Strömungsenergie und verzahnen sich mit den sandig-siltigen Absätzen des nur gelegentlich wasserführenden lokalen Beckens. Bei höheren energiereichen Einschüttungen werden Sandfahnen durch Dichteströme als Turbidite in dem See verteilt.

In diesen playa-vergleichbaren Sedimenten begünstigten semiaride Bedingungen und zumindest zeitweilige hohe Grundwasserführung und/oder längere stagnierende Wasserführung die Bildung von Karbonatknollen. Die Auffüllung der Sedimentationsfalle erfolgte in mehreren Schüben. Sedimentationsunterbrechungen, Erosion und Hebung an Störungsrändern tragen zur Ausbildung von Unkonformitäten innerhalb des Profils bei. Zum Hangenden hin nimmt die Reliefenergie ab, die tektonisch und erosiv vorgegebene Begrenzung wird überwunden und die Playa-Sedimente dehnen sich über die grobklastischen alluvial fan-Sedimente aus.

Auf wenigen Metern lassen sich vom Rand- zum Beckenbereich zehn teilweise miteinander verzahnte Faziestypen aushalten.

Abstract: In a quarry on the eastern slope of the Böllstein-gneiss-massif alluvial debris sediments of the lower Permian formation outcrop disconformably above crystalline rock.

In a tectonically advanced half-graben, which became a channel through erosion under semi-arid conditions, within a few meters laterally and vertically entirely different rock units interwedge. They point out locally very changeable sedimentation conditions as they are typical of sedimentation in alluvial fans.

Continental debris flow and mudflow sediments are deposited in a local terminal lake, but soon lose their flow energy and interfinger with the sandy-silty sediments of the basin which only occasionally contained water. In the case of higher-energy deposition sandy layers are distributed throughout the lake as turbidites by density flows.

In these playa-type sediments semiarid conditions and at least temporarily high groundwater tables and/or longer water-bearing periods favored the formation of carbonate nodules. The filling up of the sediment trap took place in several intervals. Interruptions of sedimentation, erosion and uplift at fault zones contribute to the formation of unconformities within the profile. Towards the wall top relief energy decreases. The tectonically and erosionally advanced margin is exceeded and the playa-sediments extend across the coarse clastic sediments.

Within a few meters between the margin and the basin ten partly interwedged facies types can be distinguished.

* Prof. Dr. E. BACKHAUS, Geologisch-Paläontologisches Institut, TH Darmstadt, Schnittspahnstraße 9, 6100 Darmstadt. Dr. R. BÄHR, Oberstufen-Kolleg der Univ. Bielefeld, Postfach 8640, 4800 Bielefeld 1.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	38
2. Aufschlußbeschreibung	40
2.1. Tektonik im Steinbruch	40
2.2. Profilbeschreibung	43
3. Interpretation der Fazieseinheiten	53
3.1. Einheit A0: Kristallines Grundgebirge	53
3.2. Einheit A1: Basaltschutt	53
3.3. Einheit A2: horizontale, z. T. schräggeschichtete schluffige Feinsandsteine	53
3.4. Einheit B: sandige, trümmerreiche, planar schräggeschichtete Sandsteine	54
3.5. Einheit C: geröllreiche, horizontal geschichtete Sandsteine	54
3.6. Einheit D1: schlecht geschichtete, auskeilende Randbrekzie	54
3.7. Einheit D2: horizontal und schräggeschichtete Feinsedimente mit Karbonatknollen ...	55
3.8. Einheit D3: randliche Trümmersedimente	55
3.9. Einheit E1: horizontal geschichtete Konglomerate	56
3.10. Einheit E2: cm-geschichtete, gradierte turbiditische Feinsandsteine	56
3.11. Einheit F: horizontal geschichtete Feinsand-Siltfazies mit Karbonatknollenlagen	57
4. Sedimentationsablauf, Struktur und Altersstellung der sedimentären Ablagerungen	57
4.1. Sedimentationsablauf	57
4.2. Struktur und Altersstellung der sedimentären Abfolgen	59
5. Zusammenfassung	62
6. Schriftenverzeichnis	64

1. Einleitung

Das Rotliegende des mittleren und nördlichen Odenwaldes tritt nur selten zu Tage; zumeist liegen die Dolomite oder Schluffsteine des Zechsteins (= ehemalige Bröckelschiefer des unteren Buntsandsteins) direkt auf dem kristallinen Grundgebirge. Im Bereich der GK 25, 6219 Brensbach-Böllstein beschreibt CHELIUS (1897: 37) Rotliegend aus „unregelmäßig ausgefurchten Oberflächenformen des Granit- und Schiefergebirges“ in einer wechselnden Mächtigkeit zwischen ein bis 30 Meter. Bei diesen größeren in den Schächten der Mangannerz-Bergwerke angetroffenen Mächtigkeiten unterscheidet CHELIUS von oben nach unten drei Sedimenttypen:

- Sandsteine, grob, konglomeratisch mit kalkigem Bindemittel, rot und grau
- Sandstein unrein, rot und mit gelben dolomitschen Knollen – im Wechsel mit Letten, rötlich und grünlich
- Sandstein, mit vielen Quarz- und Granitgeröllen und Konglomeratlinsen aus Gesteinen des Grundgebirges

Im Osthang des Wannbergs (TK 25, Brensbach, R 349512–36, H 551100–35), nördlich der Straße Böllstein – Kirch-Brombach (heute Ortsteil von Brombachtal), hat der vormalige Steinbruchbetrieb der Fa. Böhm, Heist & Schweitzer im Böllsteiner Gneis eine mit Rotliegend gefüllte Rinne dreifach angeschnitten.

Die drei von CHELIUS unterschiedenen Faziestypen liegen darin in enger Verzahnung neben- und übereinander vor. Die Aufschlußverhältnisse gestatten es, die genetischen Einheiten mit lateral wechselnden Fazies auszuhalten, zu beschreiben und zu interpretieren.

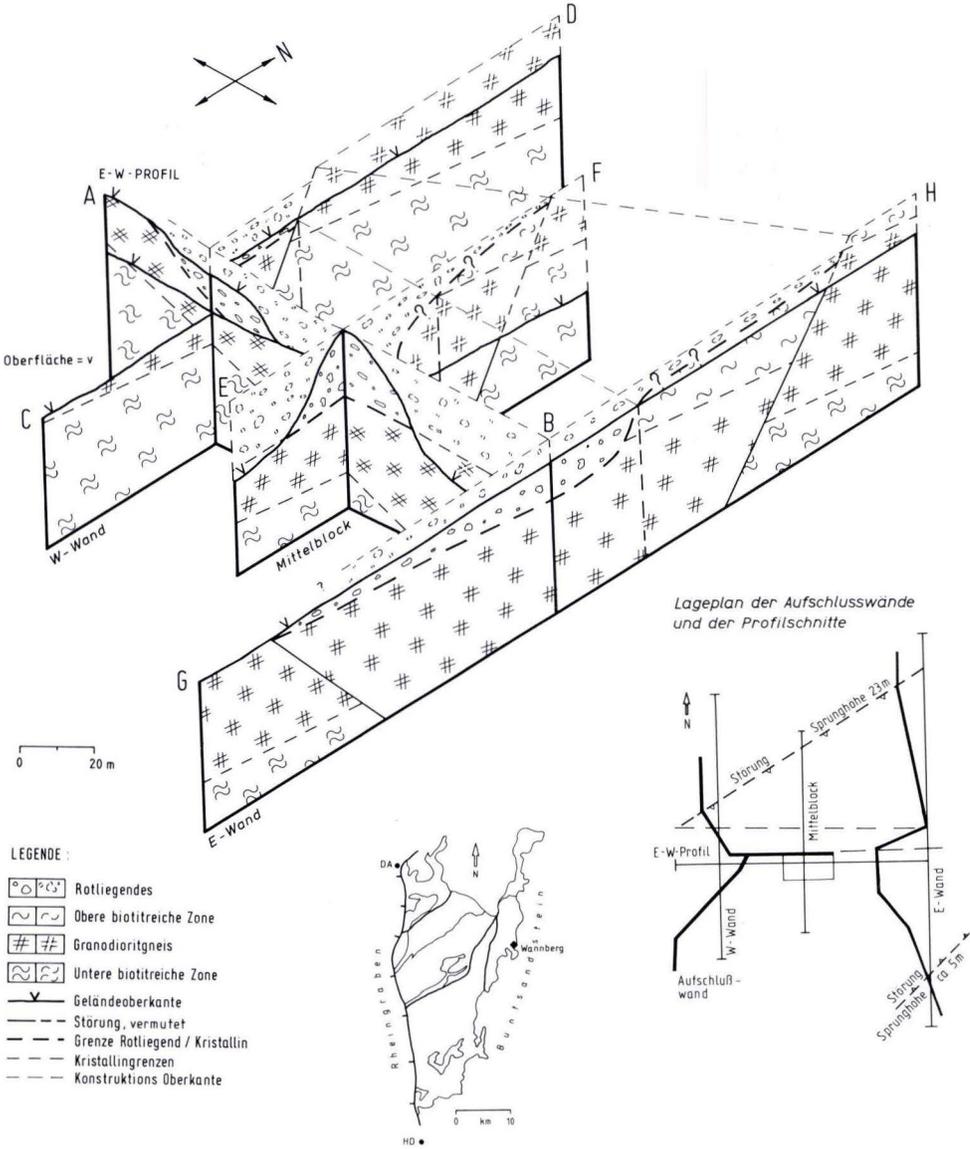


Abb. 1. Paneeldiagramme durch den Mittelteil des Steinbruchs Wannberg, die Raumlage der Rinne im Kristallin, die Hauptstörungen und die zugänglichen Aufschlußwände (Geländeoberkante) zeigend. Granodioritgneis steht als Sammelbegriff für hier nicht weiter differenziertes Grundgebirge (Details s. MOCEK 1987). In der Mitte unten: Lage des Aufschlusses im Böllsteiner Odenwald.

Fig. 1. Panel diagrams through the middle part of the quarry Wannberg showing the spatial position of the channel in the crystalline rock, the main faults and the accessible outcrop walls (ground level). Granodiorite gneiss stands as a collective term for basement rock which has not been differentiated here.

2. Aufschlußbeschreibung

2.1. Tektonik im Steinbruch

Das im Steinbruch Wannberg erschlossene Kristallin folgt in seiner Nord–Süd-Erstreckung dem Streichen der Ostabdachung der Böllsteiner Gneiskuppel. In diesem Abschnitt fallen die Ost–West streichenden linearen Gefügeelemente steiler nach Osten ein als im Scheitelbereich der Kuppel (KORN 1929). Dem ersten Deformationsplan (B1) mit etwa 100° streichenden Achsen folgt nach CHATTERJEE (1961) noch eine spätere Nordnordost (20°) gerichtete Durchbewegungsphase, die zur Aufwölbung der Kuppel führt.

Genaue Aufnahmen (Abb. 1) des Steinbruchs ergeben innerhalb des Kristallins einen konkordanten Wechsel von > 5 m biotitreichem Glimmerschiefer zu Granodioritgneisen, die ihrerseits wieder von 4 m Biotitschiefer überlagert werden.

Die im heute erschlossenen Kristallinbereich durchgeführten Kluftmessungen bestätigen die von KORN (1929: 190–192) in den ehemaligen Bühlerschen Brüchen gewonnenen Ergebnisse – die wohl im Bereich des heutigen Steinbruchs (an der südlichen Ostwand durch

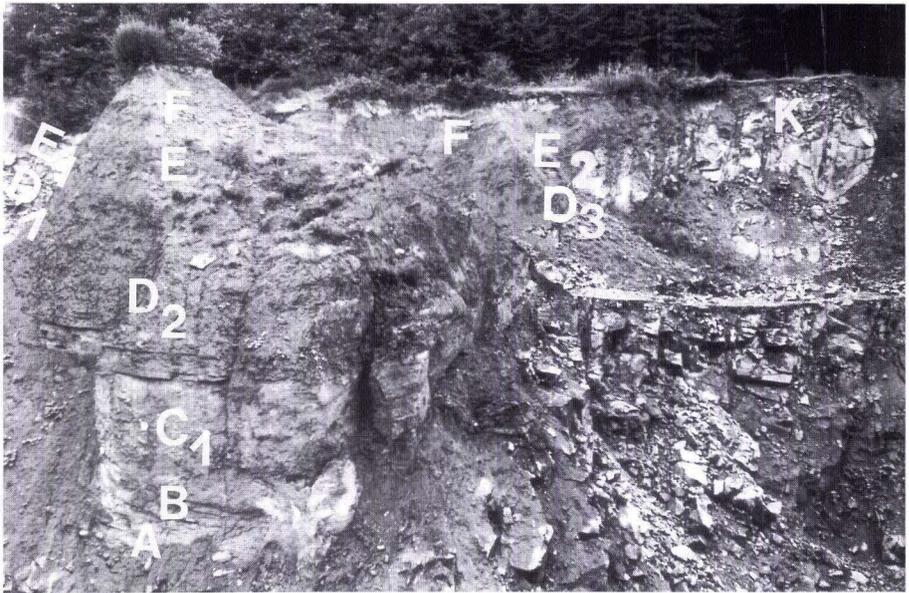


Abb. 2. Blick von Nordosten auf die Ostwand des Mittelblocks. Im rechten Vordergrund der Abschluß im Norden gegen das Kristallin. Die Faziesseinheiten sind hier bezeichnet wie auch an der Westwand im Hintergrund. Dort überlagert die Fazieseinheit E2 im Norden sowohl die Schuttbrekzie D3 (Abb. 11) und das Kristallin. Deutlich wird hier die zu einer kleinen Mulde vom Nordrand nach Süden mit $(165/10^\circ - 158/17^\circ$ nach CLAR) geneigte Schichtenfolge (Details s. Abb. 6–11).

Fig. 2. View from NE on the east wall of the middle block; the northern margin towards the crystalline is clear. The facies units are noted as also on the westwall in the background. There facies unit E2 in the north overlies the debris breccia D3 (see Fig. 11) as well as the crystalline rock. Here the dip of the beds from the northern margin towards the south with $(165/10^\circ - 158/17^\circ$ after Clar) forming a small syncline becomes clear (for details see Fig. 6–11).

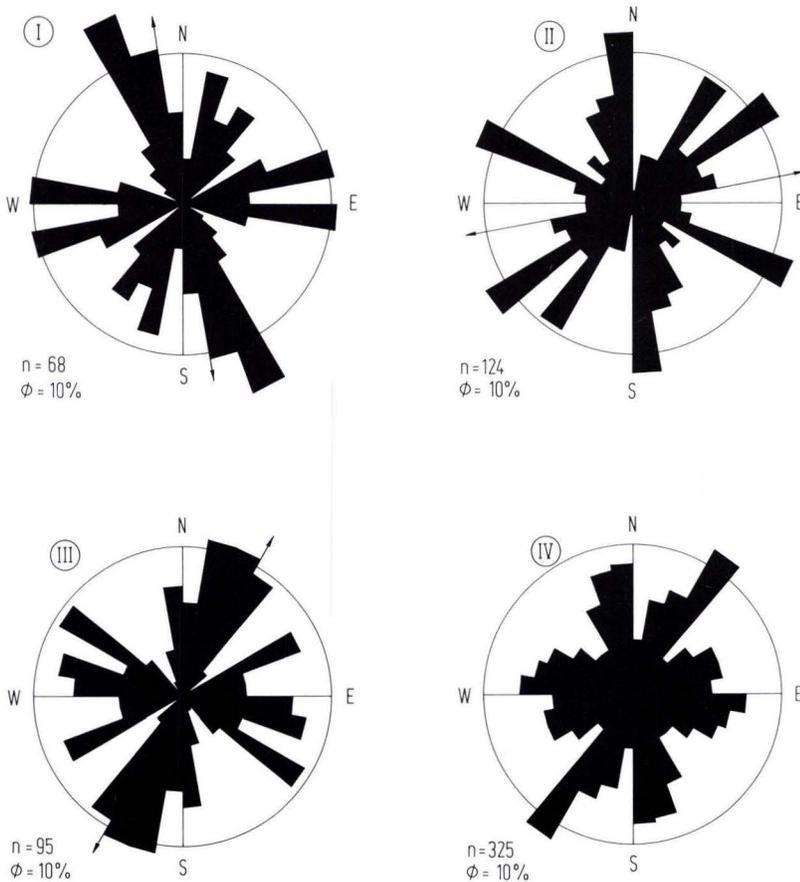


Abb. 3. Kluftmessungen im Kristallin des Wannbergs. Kluftrose I: Ostwand beiderseits und unterhalb der Rinnenfüllung, II: Mittelblock, unterhalb der Ostwand und an der Nordwand, III: Westwand südlich der Rinne, IV: Gesamtkluftrose aus I—III.

Fig. 3. Joint readings in the crystalline of the Wannberg. Joint diagram I: East wall below and on both sides of the channel filling, II: Middle block, below the east wall and on the north wall, III: West wall, south of the channel, IV: Collective diagram of diagrams I—III.

nachträgliche Verfüllung erkennbar) gelegen haben — weitgehend. KORN wies ein vorwiegend saiger stehendes, annähernd Ost—West streichendes (100°) Kluftsystem und zwei dazu senkrecht verlaufende Systeme von 20° bzw. 165° nach.

Die ca. 400 Messungen (Abb. 3) jüngster Zeit zeigen die größten Maxima in einer $60-80^\circ$ und der $0-20^\circ$ -Richtung. In Nachbarschaft zur Rotliegendrinne dominieren die Südwest—Nordost und die Südost—Nordwest-Klufrichtungen; die 165° -Richtung tritt etwas zurück.

Die Aufschlußverhältnisse lassen geringfügige Vertikalbewegungen an den Ost—West-Klüften erkennen (Abb. 4). Die Rotliegendrinne läuft im unteren Teil (Mittelblock) gegen eine

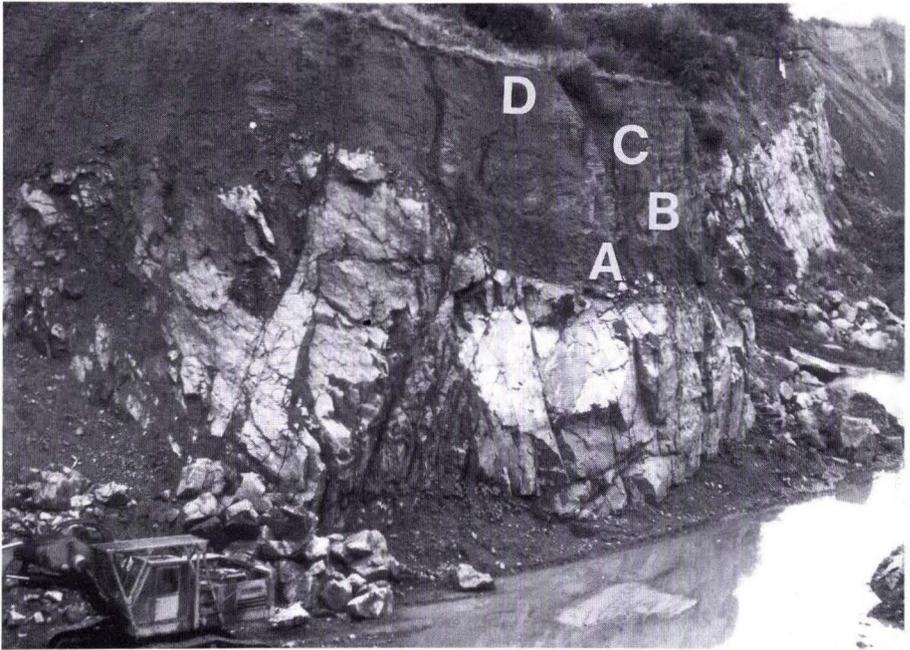


Abb. 4. Nordteil der Ostwand. Staffelartiges Abbrechen des Grundgebirges zwischen den beiden biotitreichen Schieferzonen und Anlagerung der Einheiten A und Auslaufen der schräggeschichteten Einheit B. Erst die Einheit C greift hier über den Kristallvorsprung hinaus. 9 m Rotliegend. Oben rechts: Auffüllungsmaterial im ehem. ? Bühlerschen Bruch.

Fig. 4. North part of the east wall. Step faults of the basement between the two biotite-rich schist zones and accretion of the units A and thinning out of the cross-bedded unit B. Only unit C exceeds the crystalline protruding ledge. 9 m lower Permian (Rotliegend). Upper right: Filling material in the former (?) Bühler quarry.

Ost–West streichende, stark geklüftete Kristallinwand, die den unteren Teil der Rinne begrenzt und das Kristallin um ca. 3–5 m stufenweise tiefer legt.

Eine gut erkennbare, südvergente, halbsteil einfallende Südwest–Nordost streichende Störung (Abb. 1) versetzt den südlichen Teil des Kristallins um ca. 25 m. Die beiden spitzwinklig zueinander laufenden Störungen vereinigen sich und bilden, wie an der Westwand erkennbar, die Begrenzung der Rinne.

Eine solchermaßen strukturell und petrographisch bedingte Anlage der Rinne weist auf eine praerotliegende Bruchtektonik hin, so daß im Bereich eines kleinen Horstes die mürben biotitreichen Gneise herausragten, in die sich die Rinne einschneiden konnte.

Eine weitere tektonische Bewegung muß nach Ablagerung der Sedimente erfolgt sein, denn beide Flanken der Rinne sind muldenartig gegeneinander geneigt, wobei die Nordflanke im Nordwesten noch zusätzlich halbgrabenartig abgesunken scheint (Abb. 2). Des weiteren ist der Gesamtkomplex nach der Ablagerung des Rotliegenden durch Aufwölbung nach Osten um ca. 5° gekippt worden.

Der Kuppelbau des Böllsteiner Kristallins, welches an dieser Stelle mit $10-20^\circ$ nach Osten einfällt, begünstigte die Anlage.

2.2. Profilbeschreibung

Auf einem durch Tiefen- und Seitenerosion geschaffenen Relief lagert Rotliegendeschutt mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 20 m über nach Osten abtauchendem Kristallin.

Das Rotliegendmaterial ist in dem Steinbruch in drei großen Abschnitten, die auf einer West-Ost-Linie liegen, erschlossen (Abb. 5). Im weiteren wird deshalb von einer Westwand, einem Mittelblock und einer Ostwand gesprochen.

Die Aufnahmen im Steinbruch zeigen, daß der Sedimentationsraum sich zum Hangenden hin allmählich proximal ausweitet und die morphologisch vorgegebenen Grenzen überwindet.

So ist der tiefere Teil (Einheit A-C) noch durch z. T. störungsbedingte Kristallingrenzen eingengt. Mit der Einheit D beginnt eine allmähliche Ausweitung, die sich natürlich auch in den Sedimenten widerspiegelt. Mit der Einheit F sind die im Steinbruch erkennbaren morphologischen Einengungen überwunden.

Die Rinne ist am Süden der Westwand am ausgeprägtesten und folgt hier weitgehend dem Einfallen der Kristallinbankung (20°) mit nur geringer Tiefenerosion (Abb. 8). Nach Osten zu wird sie rasch flacher ($3-5^\circ$) und steht in deutlicher Diskordanz zum Liegenden.

Auf wenigen Metern lassen sich vom Rand- zum Beckenbereich zehn teilweise miteinander verzahnte Faziestypen aushalten:

Einheit A0 Kristallines Basement

Das im Steinbruch anstehende kristalline Grundgebirge läßt einen lagigen Wechsel von mürben biotitreichen Glimmerschiefern und harten migmatitischen Granodiorit- und Granitgneisen erkennen. Der lagige Aufbau des mit $10-20^\circ$ nach Osten abtauchenden Grundgebirgskörpers ist an der Nordseite des Steinbruchs gut erkennbar. Hier werden biotitreiche Glimmerschiefer von harten Gneisen überlagert. Getrennt durch eine Südwest-Nordost streichende Störung, die den südlich anschließenden Abschnitt des aufgeschlossenen Basements um ca. 25 m herabsetzt, werden die Gneise wiederum von Glimmerschiefern abgelöst. Die gleichsinnig nach Osten einfallende, gut erkennbare interne Bankung der metamorphen Gesteine, im dm-Bereich bei den Granodioritgneisen und im cm-Bereich bei den Glimmerschiefern, betont den lagigen Aufbau des Kristallinkörpers zusätzlich.

In einem Kartierbericht unterscheidet MOCEK (1987) neben verschiedenen Granodioritgneisen und den Biotitgneisen auch noch Granitgneise und Granite ohne Gneisstruktur im Aufschluß Wannberg. Da das Grundgebirge hier nicht Gegenstand der Untersuchung ist, bezeichnen wir die Gesteine weitgehend CHATTERJEE folgend als (Leuko-) Granodiorite.

Die Oberfläche des Kristallins an der Basis der Rinne ist, bis in eine Tiefe von $10-20$ cm, gebleicht und stark verwittert.

Einheit A1 Basalschutt (Mittelblock)

An der Basis der Rinne lagern in schluffig sandiger Grundmasse einzelne aus dem Liegenden herausgerissene, kaum kantengerundete Granodioritgneisblöcke. Der maximale Durchmesser beträgt 40 cm und reicht bis zum Kieskorn. Die Blöcke sind nur in Ausnahmen kantengerundet

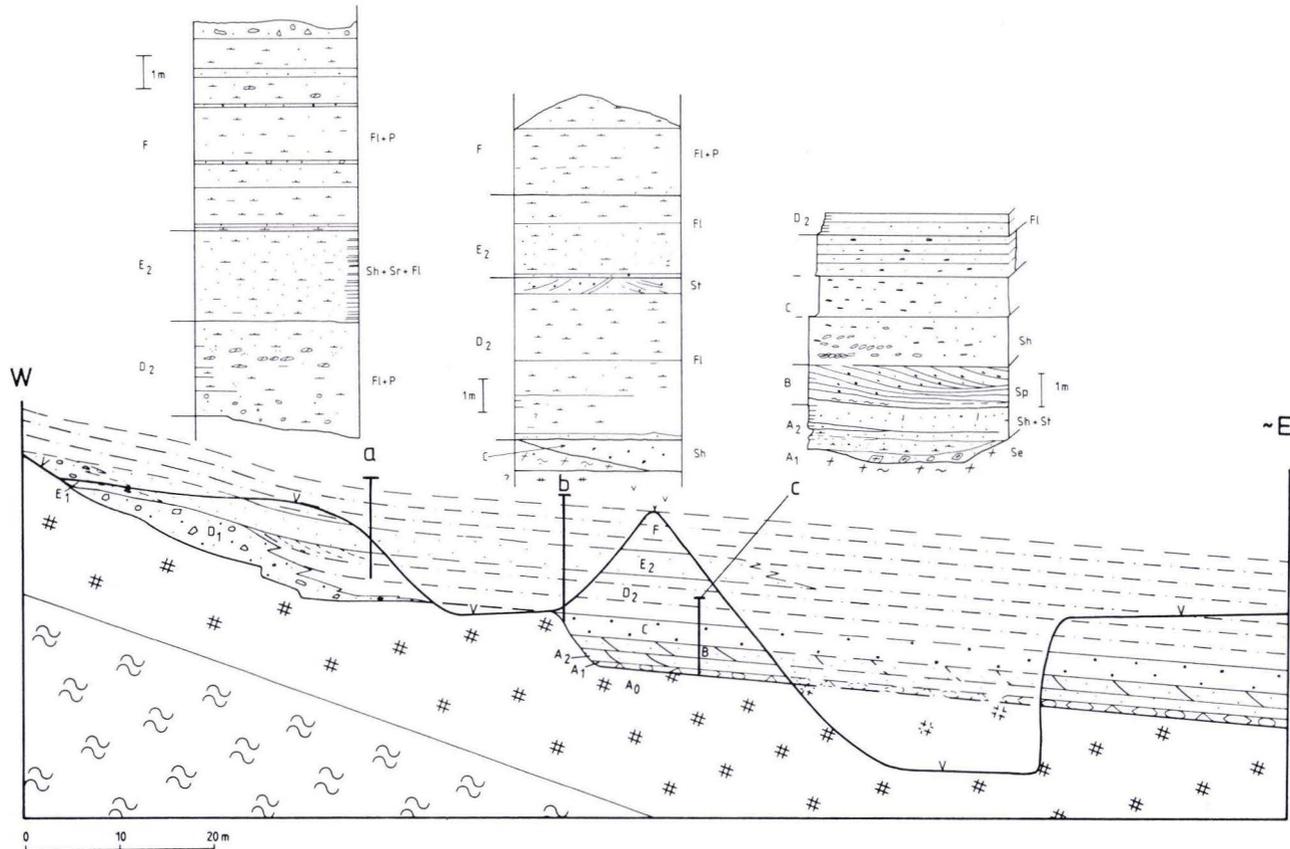


Abb. 5. West—Ost-Profillängsschnitt parallel zur Rinne. Vereinfachte Legende s. Abb. 1 resp. in Anlehnung an DIN 4023. Die Sedimentations-einheiten A—F sind in ihrer Verteilung eingetragen; die drei Lithofaziestypenprofile sind außerdem mit den Symbolen analog MIALL gekennzeichnet.

Fig. 5. W—E-profile cross-section parallel to the channel. Simplified legend see Fig. 1 or corresponding to DIN 4023. The sets A—F are marked in their occurrence; the three profiles of lithofaciestypes are marked with symbols analogous to MIALL.

und besitzen gelegentlich Punktkontakt. In der Klassifikation der Lithofaziestypen sensu MIALL ist der Code Se angemessen.

Einheit A2

Im Hangenden folgen ohne deutlich erkennbare Abgrenzung 1,2 m (randlich) bis 1,4 m (Mitte) \pm horizontalgeschichtete Sandsteine (Abb. 4 u. 5), die im Südwestteil schräggeschichtet sind und schwach erosiv eintiefen.

Die Messungen der Schrägschichtungsflächen weisen auf einen Transport von Südwest nach Nordost hin ($25/12^\circ$, $50/14^\circ$, $38/24^\circ$).

Die Einheit beginnt mit einem gelblichen, violettgestreiften, stark grob schluffigen (Kornverteilung 0.3.520.0), mittelsandigen Feinsandstein (30 + 10 cm) und ist recht gleichförmig ($U = 2,75$; $So = 1,732$).

Zum Hangenden hin folgt eine violette, 20 cm mächtige Bank, die in 2–3 cm mächtige Platten aufspaltet ($U = 3,5$; $So = 1,732$). Die nach oben folgende, gut verfestigte ca. 20 cm mächtige Bank ist auffallend gut gradiert (Abb. 6) und schräggeschichtet ($67/13^\circ$). Die halbquantitativen Untersuchungen mittels Röntgen-Pulverdiffraktometrie ergaben einen rela-

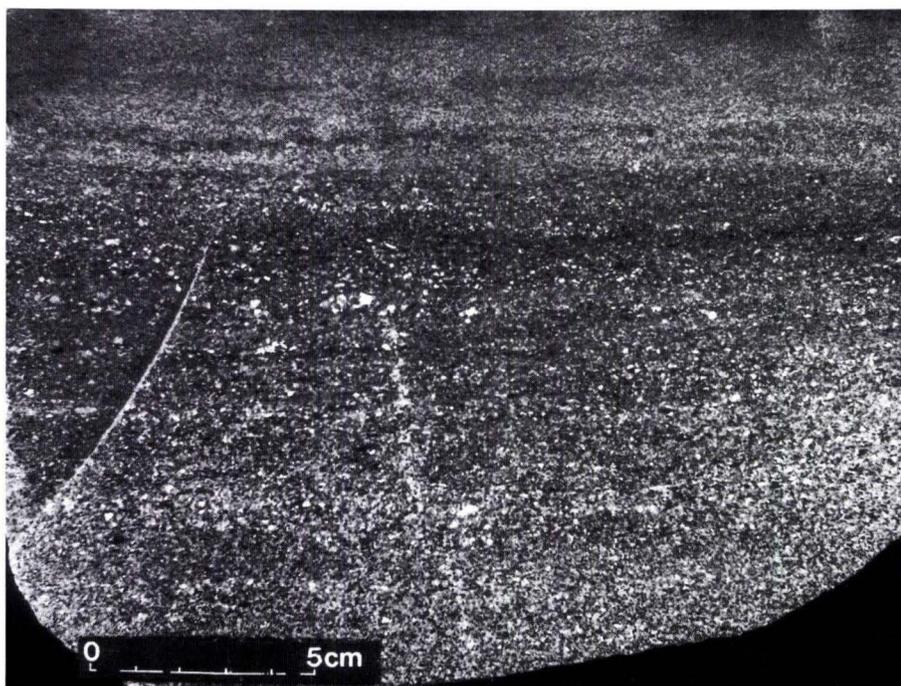


Abb. 6. Faziesinheit A2, Ostseite Mittelblock, s. auch Abb. 4C. Gradierte Schüttung von Gesteinsbruchstücken bis zu schluffigem Feinsandstein.

Fig. 6. Facies unit A2, east side of the middle block, see also Fig. 4C. Graded bedding of rock fragments to silty fine sandstone.

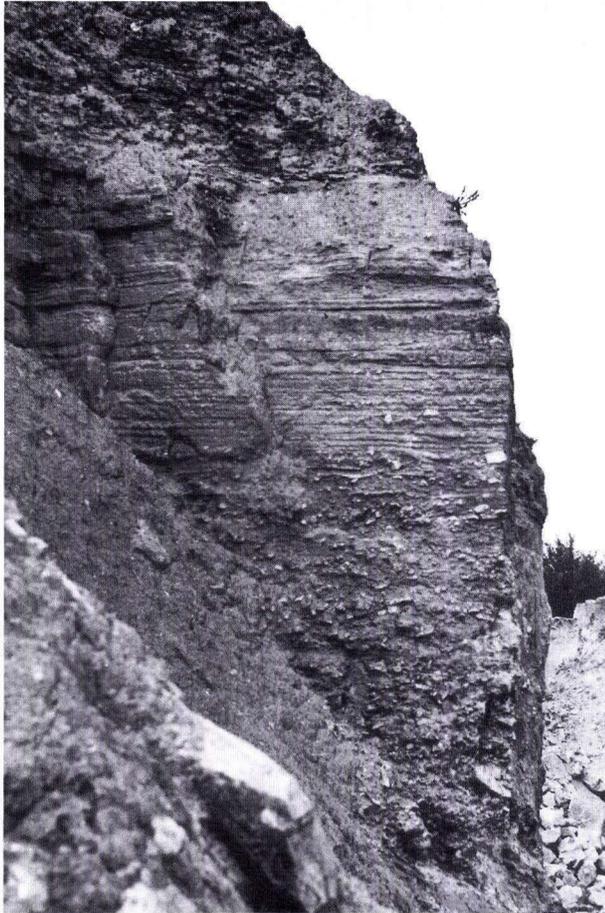


Abb. 7A.

Abb. 7. Fazieseinheit C, Abb. A, links, Gesamtfolge an der Südostecke des Mittelblocks (Höhe ca. 4 m) zurückweichender schluffiger Bereich oben gehört zur Einheit D2 (vgl. Abb. 5). Abb. B, Ausschnitt aus C, mit Imbrikation. Transport von rechts (Südwest) nach links.

Fig. 7. Facies unit C, Fig. A left: Total sequence in the southeast corner of the middle block (height appr. 4 m), retreating silty area above belongs to unit D2 (compare Fig. 5). Fig. B: Detail from C, with imbrication. Transport from right to left.

tiv hohen Anteil an Dolomit und Kalzit. Orthoklase herrschen gegenüber Plagioklassen deutlich vor. Tonminerale sind kaum nachweisbar, hingegen ist Muskovit häufig.

Innerhalb der Bank sondern im tieferen Teil ca. 5 cm eines vorwiegend Mittelsandsteins mit einzelnen Körnern bis 1 mm ab (Abb. 6). Einzelne Quarzkörner sind gut gerundet, die meisten aber eckig.

In den folgenden 5 cm nimmt die stützende Grundmasse zu. Bänder von 1 cm Stärke sind gradiert. Sie beginnen an der Basis mit bis zu 0,5 cm großen quarzitischen Gesteinsbruchstücken und gehen dann in einen fein-mittelsandigen Bereich über.



Abb. 7B.

Die nach oben folgenden Sandsteine bestehen vornehmlich aus Körnern der Größe um 0,2 mm. Die stützende schluffige Matrix ist mitunter zu kleinen 0,5 mm langen und 0,1 mm hohen Blättchen ausgezogen. Die abschließenden 2 cm bestehen aus einem sehr dichten Feinsandstein (0,1 mm) in schluffiger Matrix.

Die Sedimentationseinheit findet ihren Abschluß in einer 50 cm mächtigen Folge plattiger schluffiger Feinsandsteine, glimmerreich und von rotvioletter Farbe; sie entspricht den Lithofaziestypen Sh-St. Durch das Auslaufen der Vorschüttblätter gegen den Rand der Rinne im Kristallin nach Norden verringert sich die Mächtigkeit dort um einige Zentimeter.

An der Ostwand ist die Schichtenfolge ca. 7 m über der jetzigen Grubensohle (Abb. 4) in gleicher Art ausgebildet. Die basale Rinne hat dort eine aufgeschlossene Breite von ca. 17 m.

Einheit B

Mit einer wenig ausgeprägten Grenze geht die unterlagernde Serie in das Hangende, deutlich schrägschichtete Material über. Die planare Schrägschichtung (Abb. 5c u. 4) ist an der Südostecke des Mittelblocks gut erkennbar. Sie läuft gegen den nördlichen Rand der Rinne mit Winkeln zwischen 5° und 15° flach aus. An der Ostwand ist an der südlichen, die Rinne begrenzenden Klippe, die Raumlage der Schrägschichtungskörper (cosets) besonders prägnant. Die Schrägschüttungsachse verläuft zwischen 30° und 40° und weist auf einen Transport von Südwest hin. Messungen der Schrägschichtungsflügel am Mittel- und am Ostblock ergaben Werte von 345/19°, 345/10°, 10/19° (Mittelblock) und 60/28°, 78/25° und korrespondieren

mit der Achsenbestimmung. Der Schrägschichtungskörper (cosets) hat eine Mächtigkeit von ca. 2,5 m in der Achse und klingt seitlich jeweils ca. 15 m von der Achse aus (Abb. 4). Die meßbare Länge der Schrägschüttungseinheit beträgt 80 m, sie schneidet erosiv in das liegende Material ein. An der Ostwand führt dies bis zum Ausfall der Einheit A2, so daß die Schrägschüttung direkt auf kristallinem Grundgebirge ruht. Zahlreiche Reaktivierungsflächen sind in dem Material erkennbar. Rippelschichtung auf den Schrägschichtungsoberflächen konnten am Mittelblock beobachtet werden.

Das Sediment dieser Einheit besteht vorwiegend aus schlecht sortierten Mittel- bis Grobsandsteinen, die auffallend schlecht gerundet sind; es ist dem Lithofaziestyp Sp zuzuordnen. Häufig findet man eingebettet in den ca. 10–15 cm starken Schrägschichtungsblättern schlecht bis mäßig angerundete Gerölle mit einer Länge von bis zu 10 cm. Die geröllreichen Lagen wechseln mit überwiegend geröllfreiem sandigem Material. Die Farben sind vorwiegend grau, einzelne Zonen sind violett.

Einheit C

Mit scharfer Grenze, die an der Ostwand (Abb. 1) und an der Ostseite des Mittelblocks noch durch grobe, herausgewitterte Trümmer an der Basis betont wird, lagern über diesem Schrägschüttungskomplex horizontal geschichtete geröllreiche Mittel- bis Grobsandsteine mit einer Mächtigkeit von 2,7 m. An der Ostwand überdeckt diese Einheit mit schwacher Unkonformität deutlich das Liegende.

Der untere etwa 1,5 m mächtige Abschnitt ist als Blockschutt eines wenig gradierten und kaum kantengerundeten Materials bis zur Faustgröße zu beschreiben. Die einzelnen Bänke besitzen eine Mächtigkeit von 10–30 cm. Die eingeschalteten Grundgebirgsfragmente weisen eine schlechte Rundung und einen hohen Längen/Breitenindex auf. Häufig zeigen sie Imbrikation (Abb. 7), die auf einen West–Ost-Transport hinweist. Eingebettet sind sie in einer schlecht sortierten, roten sandigen Matrix. Im darüberliegenden Teil treten basal bis zu 10 cm lange, teilweise plattige Gerölle auf, die ebenfalls Imbrikation erkennen lassen. Die Schichtenfolge wirkt gradiert in Einheiten von 20–40 cm. Im oberen Teil der einzelnen Kleinrhythmen liegt ein kiesiger Sand vor. Die Gerölle sind gebleicht, das übrige Material hat eine rote Grundfärbung. Im höheren, 1,2 m mächtigen Abschnitt, nimmt die Korngröße wie auch die Anzahl und Größe der Gerölle ab und auch die Matrix geht in der mittleren Korngröße zurück. Es liegt hier der Lithofaziestyp Sh vor (Abb. 5c).

Einheit D1 (Westblock)

Im Westteil des Profils (Abb. 5) lagert diskordant über dem Granitgneis eine Schuttbrekzie mit einer Mächtigkeit von > 4 m, die rasch nach Westen auf bis zu 0,5 m abnimmt; nach Osten läuft sie an der tiefergelegten Basis in ca. 0,5 m geröllführenden Kieslagen aus und wird im oberen Teil im wesentlichen durch Schluffsteine (D2) vertreten. Der Schutt besteht ausschließlich aus Granitgneisbrocken des im Liegenden Anstehenden. Die Größe der einzelnen Blöcke reicht bis zu 10 × 10 × 20 cm. Zum Hangenden hin nimmt die Größe langsam ab. Die Blöcke sind eckig, in seltenen Fällen schwach kantengerundet, faustgroße Gerölle sind z. T. stärker abgerundet; einige große Stücke lassen den Umriß eines Windkanters erkennen. Der Geröllbestand ist so dicht, daß sich die einzelnen Blöcke flächig gegenseitig berühren; vor allem im Basisteil (0,5 m) fehlt eine Matrix. Die meisten Stücke sind von einer wenigen Millimeter starken Verwitterungsrinde umgeben (Kaolinisierung). Die Zwischenräume sind

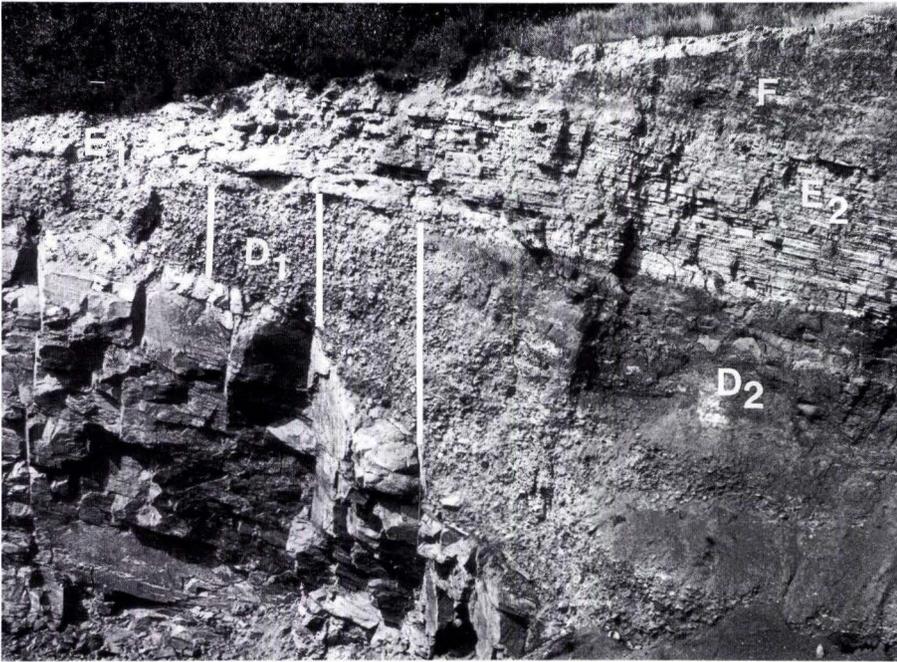


Abb. 8. Auflager der lokalen Schuttbrekzie (D1) auf Granitgneiss am Südennde der Westwand. Mächtigkeiten durch senkrechte Striche 2,7, 3,7 und 4,4 m markiert. Seitlicher Übergang in D2, überlagert von E1 – E2 und F oben rechts. Unterhalb E2 im Übergang D1/2 Schrägschichtung erkennbar.

Fig. 8. Abutment of the local debris breccia (D1) on granite gneiss at the south end of the west wall. Thicknesses are defined by vertical marks at 2.7, 3.7 and 4.4 m. Lateral merging into D2, overlain by E1 – E2 and F on the upper right. Below E2 transition of D1/2 crossbedding can be observed.

mit Gesteinszerreißel aufgefüllt (Abb. 8 u. 9). Eine Schichtung ist angedeutet. Eine Zuordnung zum Lithofaziestyp Gms erscheint angemessen.

Die beschriebene Einheit verzahnt sich lateral auf ungefähr 15 Metern mit der Einheit D2 und am Rande vertikal mit der Einheit E.

Einheit D2

Die Einheit D1 geht nach Nordosten sehr schnell in eine Schluffsteinserie mit einzelnen aus der Schuttbrekzie hervorgehenden, zumeist nur cm-starken Kiesbändern über (D2) (vgl. Abb. 5). Im oberen Teil (1,3 m) des Verzahnungsbereiches sind an der Westwand einige Schrägschichtungsflächen (gemäß Faziescode St) angeschnitten: Die eingemessene Vorschüttungsrichtung ergab einen Wert von $48/24^\circ$. Das Material besteht hier aus einem braunroten schluffigen Feinsandstein, dem eckige Körner vorwiegend von 0,2–0,6 mm, seltener 2 mm \varnothing beigemischt sind. Auffallend sind darin bis zu 1 cm große, kreisrunde graugrüne Entfärbungshöfe, die von HOFMANN (1986) im Rotliegenden der Nordschweiz auf die Reduktionswirkung seltener Elemente während der Spätdiagenese zurückgeführt werden.



Abb. 9. Detailaufnahme aus Einheit D1. Transport von links nach rechts.

Fig. 9. Detail from unit D1. Transport from left to right.

Zu größeren Einheiten zusammengefaßt lassen sich von oben nach unten unterhalb der Einheit E2 und einem grünlich, sandigen Schluffstein, in den anschließenden 0,7 m schwach tonigen, braunroten, feinblättrigen Feinsand-/Schluffsteinen im Abstand von 5–15 cm einzelne graue 1–2 cm starke sandige Lagen erkennen. Darunter folgen 65 cm rotbraune Schluffsteine, mm-feingeschichtet, in denen kleine, dunkle cm-große Gesteinsbrocken vorkommen. Dieser Abschnitt ist nach Sedimentstruktur und Lithofazies dem Typ F1 sensu MIALI zuzuordnen; die Einheit P ist ebenfalls vorhanden. Das Material ist sehr ungleichkörnig ($U = 35$), die Sortierung schlecht. Sie verändert sich aber distal sehr schnell. Auffällig sind in diesem Abschnitt mindestens sechs 1–2 cm starke Dolomitlagen, die auf 3 cm, vereinzelt 6 cm an-

schwollen können, und auch als 0,8 bis 1,0 m lange Linsen vorkommen, die seitlich versetzt in einiger Entfernung wieder auftreten können. Der Hauptbestandteil ist Quarz, daneben etwas Orthoklas, auch Glimmer, Illit, Kaolinit und Karbonat (zwischen 97,5–115,4 mg/g Ca und 70,45–81,25 mg/g Mg, woraus sich ein Ca/Mg-Verhältnis von 1,38–1,42 ableiten läßt). Außerdem ließen sich darin 45–53 ppm Sr und 26–41 ppm Zn nachweisen. In dem halbquantitativen Pulverdifraktometer Diagrammen ist der Dolomitgehalt mindestens so hoch wie der an Quarz.

Unter weiteren 30 cm mm-feinblättrigen, rotbraunen Schluffsteinen treten in den tieferen 40 cm Schluffsteinen vom Typ Rötelschiefer, vermehrt 2–3 cm starke, graue sandige Einschaltungen auf. In den dann noch erschlossenen 75 cm, bevor der Hangschutt das Auflager auf dem Kristallin verdeckt, mehren sich graue Sand-/Kiesbänder. Von unten nach oben lassen sich darin kleine Sand-/Kies-/Rötelschieferrhythmen ausscheiden, die nach oben allmählich geringmächtiger werden (in cm: 20 + 20; 10 + 15; 3 + 5 + 2). Selbst in den roten Schluffsteinen sind Kiese und vereinzelt 3–4 cm Gesteinsbrocken enthalten. Die Gerölle erreichen teilweise Faustgröße. In der oben erwähnten 10 cm-Kieslage kam gleichfalls eine Dolomitknolle vor.

Einheit D3

An der Nordseite der Westwand liegen dem anstehenden Kristallin schwach kantengerundete, wenig transportierte Kristallinblöcke (Abb. 11) bis zu einer Größe von 40 × 70 cm in chaotischer Lagerung auf.

Die Matrix besteht aus einem schlecht sortierten Schluff-Sand-Kies-Gemisch, deren Farbe grau bis grünlich (untergeordnet rot) ist. Die Kristallinbasis fällt treppenartig nach Süden ab, so daß die Mächtigkeit von weniger als einem Meter bis auf nahezu drei Meter zunimmt. Die innenseitige Verzahnung mit der Einheit D2 ist nicht aufgeschlossen.

Die nachträglich eingemuldete, überlagernde Einheit E2 fällt hier mit 165/10°–158/17° (alle Messungen wie auch hier sind CLAR-Werte) ein.

Einheit E1

Nur an der Westseite aufgeschlossen liegt die Einheit E1 mit ca. 1,2 m über der Einheit D. Auf wenigen Metern geht sie in die Einheit E2 über. In einer mittel- bis grobsandigen Matrix schwimmen mittelmäßig gerundete Grundgebirgsgerölle, die eindeutig mit dem anstehenden Kristallin petrographisch übereinstimmen. Ihre Größe reicht im Durchmesser bis etwa 10 cm, wobei der Längen/Breitenindex sich gegenüber dem liegenden Material der Einheit D1 verkleinert hat. Imbrikation ist erkennbar. Die meisten Gerölle weisen allerdings nur noch Punktkontakt auf. Eine Zuordnung zum Lithofaziestyp Gm ist sinnvoll.

Die graue Matrix besteht aus mäßig bis gut gerundeten Partikeln. Die Gerölle nehmen zum Hangenden in ihrer Größe ab und verschwinden lateral sehr rasch. Die Schichtung ist undeutlich. Die Gesteine gehen in einen gut geschichteten gradierten Mittelsandstein der Fazies E2 über.

Einheit E2

Eine detaillierte Betrachtung dieser Sedimentationseinheit (Abb. 10) läßt einen Sedimentationsrhythmus von 10–20 mm starken fining-up-Zyklen erkennen, die im Regelfall im siltig feinsandigen Mittelsandbereich beginnen und im Schluff/Feinsandbereich enden. Mit dieser Gradierung ist auch eine auffallende Farbänderung verbunden. In den zumeist grauen und

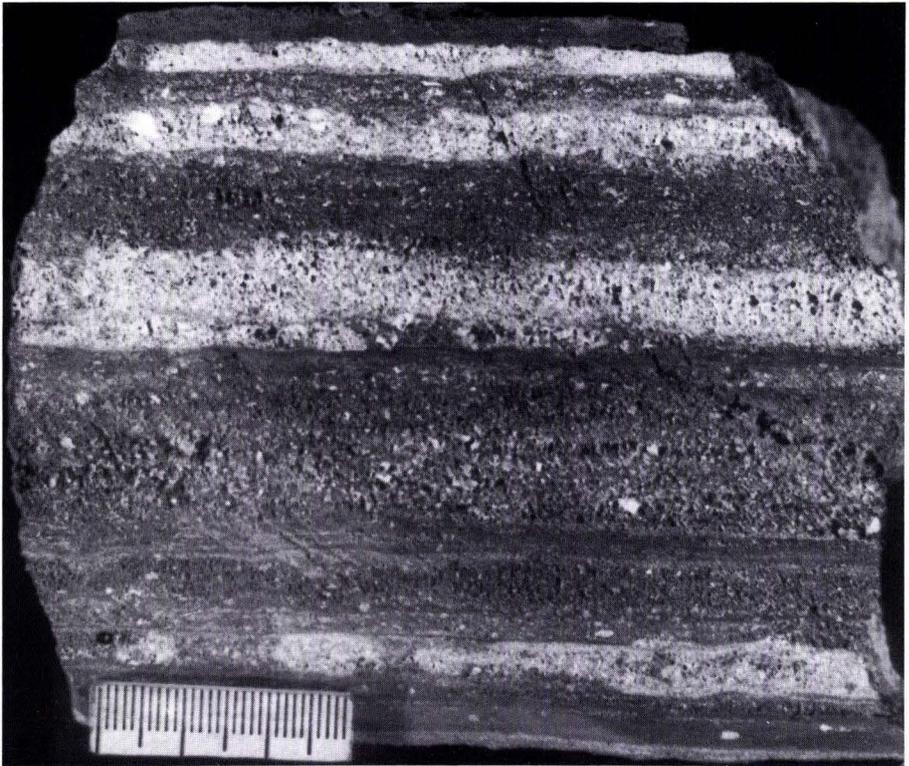


Abb. 10. Sedimentationsrhythmus aus der Wechselfolge der Einheit E2 (Westwand). Die Mittel-/Feinsand-Schluff-Rhythmen haben eine Stärke von 10–20 mm; an einigen Grenzflächen sind Kleinrippeln vorhanden.

Fig. 10. Sedimentation rhythmites from the interbedded sequence of the unit E2 (west wall). The sand-silt-rhythms are 10–20 mm thick, on some interfaces small ripple marks are present.

gelblichen Mittel- oder auch Feinsandbasislagen sind einzelne mitunter auch zu Nestern angereicherte Grobkörner vorhanden. In den rotbraunen schluffigen Toplagen sind noch vereinzelt gut gerundete Grobkörner zu finden.

Einige der Schluffsteinlagen zeigen an der Oberfläche kleine Rippelfelder, deren Amplituden bis 8 mm bei einer Höhe von 2 mm gehen. In dieser Einheit sind die Lithofaziestypen Sh und Sr und zunehmend im distalen Teil auch Fl vorhanden.

Die Kornverteilungskurven weisen Ungleichförmigkeiten von 7,5–5,5 und eine sehr schlechte bis schlechte Sortierung auf. 20–25% des klastischen Anteils bestehen aus Gesteinsfragmenten. 70% sind Quarzkörner, ca. 5% Feldspäte (Mikroclin und Na-reicher Plagioklas).

Das Bindemittel ist vorwiegend kieselig. Während dieser Einheit im Mittelblock faziell verändert noch erkennbar ist, taucht sie im Ostprofil durch fazielle Angleichung an die liegende (D2) und hangende (F) Einheit nicht mehr auf (Abb. 5).

Einheit F

An der Westwand läßt sich die Einheit F am deutlichsten aushalten; sie geht über die schwache Einmündung am Nordende der Rinne, über die Einheit E hinweg. In den hier eingemuldeten und deshalb von der Erosion verschonten fast 6 Metern lassen sich einige Sedimentationsrhythmen herauslesen (Abb. 5b).

Nach nur 12 cm rotbraunen Schluffsteins ($45/18^\circ$ Einfallwerte nach CLAR) folgt eine noch 7 cm starke Fein- bis Mittelsandsteinbank als Basis einer 110 cm starken tonigen Schluffsteinserie. Das Material ist sehr schlecht sortiert und überaus ungleichförmig. In den Schluffen schwimmen vereinzelte eckige Quarzkörner. Der im Röntgendiffraktometer halbquantitativ nachgewiesene Dolomit ist in einer knolligen Anreicherung dem Quarzanteil nahezu gleichzusetzen. Orthoklase und Illite sind nachgeordnet vergleichbar häufig.

Nach oben folgt ein 70 + 10 cm starker Sandsteinkomplex. Im unteren (70 cm) Bereich ist der eckige Kies meist in Nestern angereichert, der Sandstein ist schluffig.

Im oberen Abschnitt sind die Körner gut gerundet; der grobe Sandstein ist kiesig. Rötelschiefer-Anteile sind rotbraun. Die hangenden braunroten 160 cm schwach tonigen, feinsandigen Schluffsteine zerfallen knollig bröckelig. Das Ca/Mg-Verhältnis wurde mit 0,7 ermittelt. Die Probe enthielt kein Sr, aber 26 ppm Zn.

Mit 10 cm grauen Mittelsandsteinen an der Basis wird ein dritter Sedimentationsrhythmus eingeleitet. Die folgenden 80 cm Schluffsteine sind tonig und schwach feinsandig und im Regelfall braunrot. Der Komplex wirkt aber durch karbonatisch gebundene Knollen marmoriert und fleckig. Die Knollen können 6 cm lang sein; das Ca/Mg-Verhältnis beträgt 1,22.

Durch AAS wurden 51 ppm Sr und 19 ppm Zn nachgewiesen.

Über einem 25 cm mächtigen rötlichen Sandstein und 90 cm bröckeligem Schluffstein folgen dann kristalline Blöcke in sandig-kiesiger Grundmasse als Ausdruck pleistozänen Bodenfließens.

3. Interpretation der Faziesseinheiten**3.1. Einheit A0: Kristallines Grundgebirge****3.2. Einheit A1: Basaltschutt**

Die schlechte bis fehlende Kantenrundung der groben Blöcke und die materielle Übereinstimmung mit den liegenden Kristallingesteinen weisen hier auf in situ verwittertes, wenig aufgearbeitetes Grundgebirgsmaterial hin. Ein Transport war auf Grund der Schwere des Materials und der relativ schwachen Transportenergie kaum möglich. Gravitatives Gleiten ermöglichte gelegentlich Punktkontakt.

3.3. Einheit A2: horizontale, z.T. schräggeschichtete schluffige Feinsandsteine

Die Auffüllung der Senke beginnt in einem distalen Teil mit meist horizontalgeschichteten, seltener schräggeschichteten schluffigen Feinsandsteinen, die gegen den vorgegebenen nördlichen Kristallinrand enden. Die häufig zu beobachtende Gradierung der Schichten und die lokale erosive Schrägschüttung einiger Bänke lassen auf einen fluviatilen Ablagerungsvorgang schließen, in dem zeitweilig Ruhigwasserbedingungen vorlagen. Kleine, isolierte erosiv ins

Liegende eingetiefte, z. T. schräggeschichtete Sandbänke indizieren temporäre Fließereignisse, die in die exponierten Sedimente einschnitten. Die nordostwärts gerichteten Schüttungen klingen rasch aus und gehen in gradierte, horizontalgeschichtete Sedimente eines energiearmen aquatischen Milieus über. Das Fehlen von Schrägschichtungscosets und fluviatilen Kleinzyklen macht auf isolierte, vereinzelte Fließereignisse aufmerksam, die nur kurzzeitig Bedeutung haben. Grobe, gut gerundete ca. 1 mm große Körner könnten als Einwehungen interpretiert werden.

3.4. Einheit B: sandige, trümmerreiche, planar schräggeschichtete Sandsteine

In einer vom kristallinen Grundgebirge vorgezeichneten engen Rinne werden energiereiche, erosive, sandige Trümmerströme nach Nordosten in ein lokales nordöstlich vorgelagertes Becken eingeschüttet. Sie räumen das Liegende zum Teil aus.

Zahlreiche Sedimentationsunterbrechungen und anschließende erneute Schüttungen wechseln ab und werden durch Erosionsflächen angedeutet. Gegen die Ränder der Rinne klingen die Schüttungen rasch schwalbenförmig aus. Die schlechten Körnungsparameter weisen auf einen Transport des Materials in einem dichten, matrixreichen Suspensionsstrom hin. Bei nachlassender Transportkraft fallen die Körner aus der Suspension aus und lagern sich der Schwere nach auf den Schrägschüttungslaminae z. T. rippelgeschichtet ab. Die Höhe der Schrägschichtung mit ca. 2,5 m und die Breite von 30 m dürfte den ursprünglich vorgegebenen Rinnenmaßen entsprechen.

3.5. Einheit C: geröllreiche, horizontal geschichtete Sandsteine

Nach einer Sedimentationspause lagern horizontal von Westen herkommende Klastika (Einheit C) über der Einheit B. Es sind grobklastische, horizontal abgesetzte, trümmerreiche Schichtflutsedimente, die als Produkt sich wiederholender energiereicher Fließereignisse (upper flow regimes) den unteren Teil des Sedimentationsbeckens auffüllen (BULL 1972, HUBERT & HYDE 1982, STAPF 1982). Die Imbrikation weist auf einen Transport von West nach Ost hin; die Transportrichtung hat sich gegenüber der Einheit B um ca. 45° geändert. Die schlechte Rundung sowohl der Kies- als auch der Sandfraktion läßt auf einen Transportvorgang in hochkohäsiven Trübeströmen, die in einen See einmünden (REINECK & WEBER 1983), mit stark verminderter Reibung schließen. Zum Hangenden hin verlieren die Transportereignisse ihre Stärke, ausgedrückt durch die abnehmende Korngröße in den einzelnen Bänken.

3.6. Einheit D1: schlecht geschichtete, auskeilende Randbrekzie

Die randliche Brekzie zeigt mit ihren Materialien und den chaotischen Lagerungsverhältnissen im unteren Bereich an, daß hier überwiegend gravitativ wassergestützte Gleitvorgänge grobes Material vom oberen Bereich der Böschung, am westlichen Rand der Rinne, in ein vorhandenes Relief eingeschüttet haben (HOOKE 1967). Das grobkörnige Material wurde nur wenig transportiert. Gelegentlich eingeschaltete Windkanter machen auf die subaerische Exposition des Materials im Herkunftsraum aufmerksam. Die geringe, z. T. gänzlich fehlende Matrix ist auf den Block-an-Blocktransport des Materials und auf Auswaschungsvorgänge nach der Ablagerung zurückzuführen (BULL 1972). Das sandig-siltige Füllmaterial wurde nach

Absatz der groben Blöcke aus den Porenräumen herausgespült und in das Becken weiter transportiert (Einheit D2). Der Porenraum wurde später, bei Auffüllung des Beckenbereiches, wieder mit roten siltigen Sanden der Fazies D2 oder mit Gesteinszerreißel der zerfallenden Komponenten gefüllt. Diese Bereiche zeigen eine typische bimodale Korngrößenverteilung. Die Brekzienfragmente lassen sich unzweifelhaft vom liegenden Kristallinkomplex herleiten. Zum Hangenden zu führt die Verminderung des Reliefs zu einer stetigen Reduzierung der Korngröße der detritischen Fragmente und zu einer Zunahme des Matrixanteils. Wegen der zahlreichen Wiederholungen von unsortierten Sedimentationstransporten bleibt die Schichtung undeutlich (FISHER 1971).

3.7. Einheit D2: horizontal und schräggeschichtete Feinsedimente mit Karbonatknollen

Schlammreiche flache Wasserströme schütten ihr Material in eine Ebene mit zeitweilig stehendem Wasser. Randlich reicht die Fließenergie und die Wasserführung noch aus, um einzelne Schrägschüttungskörper zu erzeugen. Sie weisen auf ein nordwestliches Liefergebiet hin. Im Becken selbst werden die Sedimente horizontal abgesetzt. Bei rasch nachlassender Transportkraft und Wasserführung setzen sich Feinsedimente ab, die eine schlechte Sortierung, eine schlechte Rundung und einen geringen Reifegrad aufweisen. Die Korngrößenparameter zeigen einen sehr raschen und unter nur geringer Wasserbedeckung stattfindenden Absatz aus den Schlammströmen an; eine Sortierung war kaum möglich. Feinsandige Schluffsedimente z. T. vermischt mit feinkiesigen Geröllen werden so im Becken verteilt und wechseln sich ab mit schluffigen Tonlagen, die eine zeitweilig längere Stillwasserperiode dokumentieren. Bei stärkeren Strömungen werden Sandfahnen weiter ins Becken hineingetragen, die gelegentlich Rippelschichtung aufweisen.

Größere gut gerundete Körner im Millimeterbereich, wie sie vereinzelt in den Lagen enthalten sind, könnten in das Ablagerungsbecken eingeweht worden sein.

Die autochthonen eingestreuten anorganischen Karbonatknollenlagen sind Absätze aus übersättigten Lösungen. Das die Böschung hinabfließende Oberflächen- und Grundwasser wird durch Lösungsverwitterung in einem semiariden Klima immer stärker angereichert. In dem der alluvialen Schuttfahne vorgelagerten lakustrinen Milieu sondern sich dann, bei einer hohen evaporitischen Konzentration im Sediment karbonatische Knollen ab (NICKEL 1985, BLÜM 1989). Die Vielzahl von Karbonatknollenlagen spiegelt die wiederholten Eindampfungsrhythmen wieder.

3.8. Einheit D3: randliche Trümmersedimente

Nach Auffüllung der tieferen Rinne (A – C) im Mittel- und Ostabschnitt wird der Sedimentationsraum geringfügig nach Nordwesten erweitert, so daß im Norden des Westprofils über lange Zeit mit einer Steilwand die Begrenzung der Rinne vorhanden war. Das durch Störung und Verwitterung stark zerrüttete Kristallin glitt gravitativ in das Becken. Diese Situation bestand während der Auffüllung mit den D_1/D_2 -Sedimenten.

Mit rückschreitender Erosion während des Abschnitts E_2 wird auch diese morphologische Begrenzung überwunden.



Abb. 11. Nordende der Westwand. Die geschichtete Einheit E2 am Top überlagert eine von Norden nach Süden zunehmende Schuttbrekzie, die aus zerrüttetem Grundgebirgsmaterial besteht, das von der Steilwand im Norden in das Becken der D2-Sedimentation fiel.

Fig. 11. North end of the west wall. The bedded unit E2 at the top overlies debris breccia thickening from north to south, consisting of fractured basement material which fell from the cliff into the basin of the D2-sedimentation.

3.9. Einheit E1: horizontal geschichtete Konglomerate

Die matrixreichen Sedimente der Einheit E1 weisen durch ihre Ausbildung eindeutig auf einen fluviatilen Transportmechanismus hin (STEEL & THOMPSON 1983). Am Boden vermutlich schmaler flacher Rinnen werden Kieskörner bei Schichtfluten transportiert und abgesetzt. Die Gradierung und die Imbrikation der Kiesfragmente zeigt einen ostwärts gerichteten Transport an. Bei nachlassender Transportkraft, bei Erreichen des Beckenrandes, setzten sich zuerst die groben Komponenten am Boden ab. Die Gerölle lassen sich petrographisch dem liegenden Kristallin zuordnen. Die grob- bis mittelsandigen Anteile der Schüttung werden in das wasserführende Becken weitertransportiert (s. E2).

3.10. Einheit E2: cm-geschichtete, gradierte turbiditische Feinsandsteine

Der Sand wird in ein wasserbedecktes Becken eingeschüttet und weit verteilt. In diesem Milieu setzen sich wohl gradierte Klastika ab, die in ihrem Aufbau als Turbidite bezeichnet werden dürfen. Die fluviatilen Ströme erreichten das Becken (Playa), verloren dabei rasch an Kraft und setzten die Kieskomponenten am Boden ab (E2). Die (Sand-) Siltsuspension wurde

durch hochkonzentrierte, turbulente Dichteströme im Becken verteilt und setzte sich dann rasch aus der instabilen Suspension gradiert ab. In ihren zahlreichen vertikalen Wechsellagen lassen die Schichten der Sedimentationseinheit E2 auf eine Vielzahl sich wiederholender Einschüttungen in das stehende Wasser des ephemeren Beckens schließen. Vereinzelt isolierte Rippellagen deuten auf gelegentliche schwache Wasserbewegungen hin.

Zum Beckeninneren verlieren die Dichteströme an Kraft. So läßt sich diese Bank nur bis in den Mittelblock verfolgen. In der Ostwand gibt es keine Hinweise mehr auf die turbiditischen Einschüttungen (Abb. 5).

Gut gerundete Grobsandkörner könnten auf Einwehungen zurückgeführt werden.

3.11. Einheit F: horizontal geschichtete Feinsand-Siltfazies mit Karbonatkrollenlagen

Diese Faziesseinheit ist in der Ausbildung und Interpretation vergleichbar der Einheit D2.

Die Ablagerungen repräsentieren ein energetisch ruhiges, meist wasserbedecktes Becken, in das sich immer wieder vom Beckenrand her grobkörniges Material durch schichtflutartige Ströme und möglicherweise auch durch äolische Vorgänge einlagert. Naß- und Trockenperioden, verbunden mit Eindampfung, sind für die Ausbildung der zahlreichen Karbonatkrollenlagen verantwortlich. Die deutlich ausgeprägte Rhythmik, verbunden mit einer Zunahme des feinkörnigen Anteils in den Sedimenten, ist eine Reaktion auf die Abnahme der Reliefenergie im Liefergebiet, verbunden mit dem Zurückweichen des Schuttflächers und einer Transgression des Beckenrandes.

4. Sedimentationsablauf, Struktur und Altersstellung der sedimentären Ablagerungen

4.1. Sedimentationsablauf

Die präpermisch angelegten tektonischen Lineare führen im Raum des Wannbergs zur Ausbildung eines nach Osten abtauchenden Halbgrabens, der von der permischen Ausräumung nachgezeichnet wurde. Die Störungszonen (Abb. 1 u. 4), an denen das Kristallin morphologisch herabgestuft wird, nehmen zumindest zeitweilig Randposition für das rinnenartige Becken ein (s. Einheit A–C Mittelblock und Einheit D–F Nordseite des Westblocks, Abb. 11). Der lagige Wechsel harter Granitgneise mit weichen Glimmerschieferpartien, die gleichsinnig mit ca. 10–20° nach Osten einfallen, bildet an der Westseite des Steinbruchs die Basis für die Ausgestaltung der Rinne. Die weichen Glimmerschiefer werden bevorzugt ausgeräumt.

Nach Osten hin verflacht die Basisfläche auf ca. 3–5° (Ostseite). Die tiefgründige Verwitterung des Kristallins weist auf eine zeitliche Lücke zwischen Exposition und Sedimentation hin. Die Auffüllung der Rinne beginnt im distalen Bereich über einem wenig aufgearbeiteten in-situ verwittertem Grundgebirgsmaterial (A1) mit feinkörnigen, schluffigen Sedimenten eines lokalen ephemeren Endsees (A2). Randlich (Mittelblock) weisen kleinere Schrägschüttungen auf gelegentliche, gering energetische fluviale Einschüttungen aus südwestlicher Richtung hin, die sich erosiv ins Liegende eintiefen. Im Steinbruch wird die störungsbedingte Nordbegrenzung (Abb. 11) und die erosionsbedingte Südbegrenzung (Abb. 8) sichtbar.

Mit dem Einsetzen der Faziesseinheit B ändert sich das Sedimentationsbild.

Vom südwestlichen Rand des lakustrinen Beckens aus gräbt sich eine Hauptabfuhrinne tief in die Beckensedimente ein. Fluvial transportierte Sedimente werden weit in das Becken eingebracht und verdrängen die lakustrine Fazies. Die lang durchhaltende planare Schrägschüttung, möglicherweise initiiert durch morphologische Vorgaben am Beckenrand, könnte als Deltavorschüttung interpretiert werden (WAGNER 1960, Bild 182, GLOPPEN & STEEL 1981, WESCOTT & ETHRIDGE 1980, LÜTZNER 1978). Die einzelnen Bänke werden bei nachlassender Transportkraft gradiert abgesetzt. Die Korngrößenparameter weisen darauf hin, daß der Transport des Materials überwiegend in einem matrixreichen Suspensionsstrom erfolgt ist. Bei nachlassender Transportkraft fallen die Körner aus der Suspension aus und lagern sich demgemäß gradiert auf den Schrägschüttungslaminae ab. Bei entsprechender Korngröße enden die Sedimentationseinheiten mit isolierten Rippelfeldern. Eine zeitweilig länger andauernde Wasserführung ist wahrscheinlich. Reaktivierungsflächen machen auf einen stark schwankenden Wasserspiegel aufmerksam. Gegen die Nordbegrenzung klingt die Schrägschüttung rasch aus, während das Südende langsam und allmählich mit der schwach aufsteigenden Kristallinbasis ausläuft. Die erosionsbedingte Eintiefung nimmt in der Schüttungsrichtung zu, so daß am Ostblock die Fazieseinheit größtenteils direkt dem Kristallin aufliegt.

Über die Deltaabsätze lagern sich grobklastische, horizontal abgesetzte Klastika der Einheit C. Der alluviale Schuttfächer hat sich nach Nordosten vorgeschoben.

Das Fehlen schrägschichteter, erosiver Sedimente und die fehlende kleinzyklische Ausbildung machen deutlich, daß die Ablagerungen nicht als Absätze beständiger alluvialer Rinnen zu deuten sind. Nach Auffüllen der Hauptrinne und nordostwärtiger Verlagerung der Deltafront werden als Produkt weitgehend unkanalisierter Fließereignisse Trümmersedimente (debris flows) abgelagert. Sie weisen auf periodische Wiederholung von Starkregenfällen hin, bei denen im proximalen Bereich des Schuttfächers angefallenes Material hangabwärts transportiert wird (RUST & KOSTER 1984). Die schlechte Rundung sowohl der Kies- als auch der Sandfraktion läßt auf einen Transportvorgang in hochkohäsiven Trübeströmen schließen, bei denen sich die Sedimentfracht bei nachlassenden Energien gradiert, im mittleren und distalen Bereich des alluvialen Schuttfächers fächerartig abgelagert.

Die Imbrikation der Gerölle zeigt einen von Westen kommenden Transport an. Das Becken erweitert sich nach Norden und Westen und greift mit dem Einsetzen der Einheit D über seine bisherigen Begrenzungen hinaus. Verbunden ist dieses Bild mit einem Fazieswechsel.

Im bisherigen Beckenbereich zeigen die feinsandig-siltigen Sedimente der Fazies D2 an, daß der lakustrine Bereich sich aus östlicher Richtung kommend ausdehnt. Am zurückgesetzten westlichen Rand setzen sich zeitgleich fanglomeratische Brekzien ab (D1). Auf der Nordseite der Westwand ist die variscisch streichende Hauptgrabenstörung neuer Randbereich der Sedimentationswanne. Die starke Zerrüttung des Gesteins, bedingt durch diese Störungszone (Abb. 11), führt zum gravitativen Eingleiten grobstückigen Materials in den lakustrinen Beckenbereich (D3).

Am oberen westlichen Böschungsrand des Schuttfächers wird grobklastisches Material angesammelt und bei periodischen Starkregen hangabwärts transportiert. Beim Übergang in den lakustrischen Ablagerungsraum verliert der Sedimentstrom an Energie; die Stücke bleiben in chaotischer Lagerung zurück (D1). Das Feinmaterial wird ausgewaschen und beckenwärts weiter transportiert. Die suspensionsreichen flachen Ströme verlieren rasch an Kraft und die Wasserführung nimmt auf dem porenreichen Untergrund schnell ab (BULL 1972, LARSEN & STEEL 1978).

Wie die Korngrößenparameter belegen, wird das Material häufig schnell und ungeordnet abgesetzt. Die große Anzahl von 1–4 cm mächtigen Sandlagen im Silt weist auf eine Vielzahl der Schichtflutereignisse hin, die im Wechsel mit Tonlagen des Ruhigwasserbereichs allmählich im rhythmischen Wechsel das Becken aufstocken. Die zahlreichen Karbonatknollenlagen sind Ausdruck sich wiederholender Trocken- und Naßperioden.

Mit dem Einsetzen der Fazies E wird deutlich, daß sich die Reliefenergie im Liefergebiet weiter verringert und daß sich das Becken weiter transgressiv erweitert.

Von Westen her schieben sich kiesführende, sandreiche Wasserströme in das Becken (REINECK & WEBER 1983). Beim Erreichen des Beckenrandes bleiben konglomeratische Lagen liegen. Der Sandanteil wird weitgehend in dichten turbulenten Strömungen weiter ins Becken eingebracht und weit verteilt sedimentiert. Aus der Suspension setzen sich cm-gradierte turbiditische Lagen ab.

Zum Hangenden hin erweitert sich die Rinne erneut, die Reliefenergie nimmt weiter ab. Die feinkörnige Fazies F, die in ihrer Ausbildung wesentlich der Einheit D2 gleicht, setzt sich über dem gesamten Beckenbereich ab und weist auf relativ ruhige Sedimentationsbedingungen hin (BROOKFIELD 1989). Die eingeschalteten Karbonatknollen weisen wieder auf eine anorganische Ausfällung aus einer gesättigten Lösung hin. Sie sind typisch für die distalen, relativ ruhigen Verzahnungsbereiche eines alluvialen Schuttfächers und einer lokalen ephemeren Stillwasserwanne. Unter semiaridem Klima werden aus übersättigten evaporitischen Lösungen eines playaartigen Endsees Mg-reiche Karbonatknollen ausgefällt.

Die deutliche Einmündung der Sedimente ist mit sedimentären Diskontinuitäten verknüpft. So keilt die Schrägschichtungseinheit B gegen den nördlichen Kristallinrand aus (Abb. 4).

Die unterlagernde Schicht A ist randlich aufgebogen und wird mit deutlicher Unkonformität von der Einheit C überlagert. Dies deutet darauf hin, daß sich nach dem Absatz der lakustrinen Basiseinheit A2, der nördliche Rand weiter herausgehoben hat. Die Hauptinnenfazies B keilt gegen diesen Rand aus und randlich fällt sie völlig aus. Die syndementäre Hebung bewirkt, daß sich die Einheit C unter Ausfall von B und mit schwacher Diskordanz über A2 ablagert. Die Hebung dauert auch im weiteren Verlauf der Sedimentation an, so daß auch die Hangendschichten zu dem nördlichen Störungsrand schwach aufgebogen sind.

4.2. Struktur und Altersstellung der sedimentären Abfolgen

Die Rinne tieft sich – soweit es die Beobachtungsmöglichkeiten der nicht völlig lückenlosen Aufschlußverhältnisse zulassen – im Bereich des oberen biotitführenden Gneisbandes nach Osten ein und verbreitert sich zu den Seiten. Durch die Neigung der Böllsteiner Gneiskuppel um 10–20° nach Osten wird die Rinne im westlichen Anschnitt höher herausgehoben, außerdem verengt sie sich.

Im Steinbruch Wannberg ist die annähernd Ost–West verlaufende Rinne in vier Querschnitten in Einzelteilen auf ca. 100 m Länge aufgeschlossen; sie fällt dabei mit ca. 7° nach Osten ein. Die Breite beträgt im westlichen Teil oben ca. 50 m, unten max. 30 m, im östlichen etwa das Doppelte.

Die ca. 200 m östlich des Steinbruchs liegenden Ackerflächen sind mit Dolomiten des Zechstein-1 bestreut, die nach der alten geologischen Karte dort früher auch in einem kleinen Steinbruch zusammen mit Manganerzen aufgeschlossen waren.

Die Kartierung Chelius begrenzt den Ostrand der Böllsteiner Kuppel am Wannberg schon tektonisch. Eine moderne Buntsandsteinkartierung (RAWANPUR 1972, BACKHAUS et al. 1974) modifiziert diese tektonische Begrenzung. In beiden Fällen ist auf halbem Wege zwischen Wannberg Steinbruch und dem Friedhof Kirch-Brombach ein Zechstein-Dolomit-Vorkommen kartiert (Ende der 50er Jahre war darin noch ein kleiner Aufschluß vorhanden).

Dieses Dolomitvorkommen wird im Osten eindeutig durch eine fast Nord–Süd streichende Störung begrenzt, an der der Buntsandstein um ca. 50 m und (knapp 400 m) östlich des Friedhofs noch einmal um 280 m abgesenkt ist. Nach Westen läßt sich zwischen Zechstein und dem Rotliegenden im Steinbruch keine weitere Störung ausmachen, so daß hier ein durch Pleistozän und Schutt verdecktes direktes Auflager des Zechsteins auf Kristallin oder Rotliegend anzunehmen ist. Eine das heutige Einfallen der Gneiskuppel berücksichtigende Überschlagsrechnung macht auch keine Störung zwischen Zechstein und Gneis erforderlich. Das an der Ostflanke des Steinbruchs nach Süden sich verbreiternde und dem Kristallin auflagernde Rotliegende (Einheit C–E) kann durchaus als schuttverdeckte oder erodierte Lage unter dem Zechstein angesehen werden.

Im unmittelbaren Hangenden der Rinne ist der Zechstein, wie im Osten auch schon die Einheit F, bis zur westlichen Randstörung des erweiterten Michelstädter Grabens (BACKHAUS 1987) erodiert und von pleistozänem Hangschutt überdeckt.

Die im westlichen Bereich des Wannbergs erkannte Nord–Süd-Zerrüttungszone dürfte ein Parallelelement der Sprunglinien im Buntsandstein sein.

Das Alter der noch den Buntsandstein versetzenden Störung ist zweifelsfrei Tertiär, wobei die Haupttrandverwerfung möglicherweise erst im Pliozän (BACKHAUS 1987) so gestaltet wurde; dies kann auch für die im Kristallin erschlossene Nord-Süd-Zone gelten. Nicht auszuschließen ist, daß hier alte Elemente nur neu belebt wurden.

Die Anlage der ca. 90° streichenden Rinne dürfte, wie es die Zerrüttung am Nordrand zeigt, primär tektonisch bedingt sein. Der Vorgang wäre aber in mindestens zwei Phasen aufzugliedern. Eine erste würde eine südwärtig, sich tieferlegende Staffelung durch kleine Sprünge am Nordende bedingen. Die hier erosiv geschaffene Vertiefung wird an der Ostwand von der Sedimentationseinheit A wie von der auslaufenden Einheit B ausgefüllt, nachdem das tektonisch zerrüttete Material zuvor ausgeräumt war; erst die Einheit B greift mit der gewaltigen Schrägschüttung darüber hinaus; während C und D, sofern erhalten, im Osten über die Rinne hinaus eine noch größere Ebene auffüllt.

Die im zentralen Teil der Westwand erhaltenen überlagernden Einheiten E und F sind über einer randlichen Zerrüttungszone (D3) am Südende (165/10°–158/17°) des Mittelblocks eingemuldet.

Diese Einmuldung muß zwangsläufig nach Ablagerung des Rotliegenden erfolgt sein. Die 80–90° Richtung der Muldenachse steht in keinem mechanischen Zusammenhang (BACKHAUS 1987) mit den Spannungsverhältnissen der tertiären Tektonik. Bei der Annahme einer tektonischen Ursache käme somit eine intra- bzw. postpermiische Bewegung in Betracht, aber auch möglicherweise eine Wiederbelebung des Staffelbruchs.

Die Anlage der Rinne scheint tektonisch durch die Zerklüftung vorgeprägt zu sein; sie kann aber auch in ihrer Anlage durch die Faltenstruktur im Grundgebirge bedingt sein, denn an der Ostwand streicht beiderseits der Rinne das obere Band (Abb. 1) des biotitreichen Granodioritgneises nahe der heutigen Oberfläche aus.

Für eine zeitliche Eingrenzung des Sedimentationsgeschehens innerhalb des Rotliegenden sind nur schwer Anhaltspunkte zu gewinnen. Es könnten Bewegungen im Zusammenhang mit der saalischen Phase zwischen Unter- und Ober-Rotliegend als auch mit der zweifelhaften pfälzischen Phase herangezogen werden.

Die dem Kristallin unmittelbar aufliegenden Sedimentserien werden von uns als Oberrotliegend eingestuft. Da eine biostratigraphische Einstufung nicht möglich ist, muß die zeitliche Einordnung auf die Petrographie und die Lagerungsverhältnisse abgestellt werden.

Im Bereich der Odenwald – Spessart-Schwelle wird das Kristallin entweder von Rotliegend, Zechstein Sand- und Schluffsteinen, Zechstein, Dolomiten und Tonen und den bislang dem Unteren Buntsandstein zugerechneten Ton- und Schluffsteinen des als Bröckelschiefer bezeichneten Schichtenabschnitts überlagert.

In unmittelbarer Nachbarschaft sind zum Beweis und Vergleich die Aufschlußdaten von Forstel-Hummetroth (ehem. Aufschluß mit Zechsteindolomit auf Granitgneis: BACKHAUS 1961, Abb. 2) 4 km nördlich des Wannbergs und die 2 km südlich gelegene heutige Mülldeponie des Steinkopfs, wo „Bröckelschiefer“ = Zechstein 5/6 (BACKHAUS 1975, Abb. 1 u. SCHWEISS 1984, Abb. 19) auf Granitgneis liegen, heranzuziehen.

Außerdem ist bei der Einstufung die durch Bohrungen und Bergbau (CHELIUS 1897) bekanntgewordene Schichtenfolge des Rotliegenden im Bereich des Morsbergs (ca. 4 km südwestlich des Wannbergs) bzw. bei der Kartierung am Michelsberg (3 km südwestlich) vor allem auch aus der Überlagerung des Zechsteins und in der petrographischen Zusammensetzung beweisführend. So entsprechen die im Aufschluß angetroffenen Fazies weitgehend den drei von CHELIUS beschrieben in der Einleitung angeführten Schichttypen. Sie sind vom Buntsandstein leicht zu unterscheiden im Reichtum an lokalem Gesteinsschutt, am hohen Feldspatgehalt (Arkosesandstein), an der hervortretenden Ungleichkörnigkeit, der sehr schlechten Sortierung sowohl im Grobsand-Kiesanteil, der den Buntsandstein-Vorkommen fehlt, als auch im Feinkornanteil. Die Farbgebung ist rötlichgrau und weniger rotbraun als im „Bröckelschiefer“, wenn auch die Bröckeligkeit in den siltigen Bereichen ausgeprägt ist.

In den Schliiff- und Diffraktometerbestimmungen treten unter den Feldspäten ebenso Na-reiche Plagioklase wie Mikrokline am Wannberg auf, während in den als Bröckelschiefer bezeichneten Abschnitten des Zechsteins der Plagioklas schrittweise zurückgeht (SCHWEISS 1984); ähnliches gilt bei den Tonmineralien für die Illite. In den Proben vom Wannberg herrscht der Illit eindeutig vor.

Im Gesamthabitus weichen alle ins Rotliegende eingestuften Gesteine deutlich von den uns aus dem Odenwald bekannten Bröckelschiefervorkommen ab.

Am Nordende der Westwand begrenzt das Steilufer der Nordwand den See der Einheit D, der Schutt (Brekzien) fällt in den See, er wird erst von den Sedimenten der Einheit E überdeckt.

Diese Einheit E1 geht am Südende der Westwand fast konform aus D1 hervor, schneidet aber wenige Meter weiter einen Schrägschüttungskörper der Einheit D (auch am Mittelblock erkennbar) ab.

Der weitere Kontakt des Schichtenverbandes D/E erscheint konkordant, so daß diese Begrenzung wohl allein sedimentologisch und nicht tektonisch erklärt zu werden braucht.

Zur Altersunterscheidung zwischen Unter- und Ober-Rotliegend werden seit alters her in unserem Raum Vulkanite herangezogen, in dem die Sedimente, in denen vulkanische Relikte angetroffen werden, als Ober-Rotliegend eingestuft werden. Somit könnten die in einem

Schluff aus dem Sandstein der Einheit E2 gefundenen sauren bis intermediären, leicht kristallisierten vulkanischen Gläser für ein Oberrotliegendalter als Beweis herangezogen werden.

Die von MARELL 1989 beschriebene ca. 250 m und von ihm ins Ober-Rotliegend eingestufte und als flood plain mit Übergang zur Playa eingeordnete Sedimentserie der Bohrung Groß-Wallstadt (ca. 22 km nordöstlich), könnte als Teil eines großen am Ostrand des Odenwaldes gelegenen Auffangbeckens der vom Odenwald herunterkommenden debris flows und braided river-Systeme gelten.

Nachtrag: Während der Drucklegung wurde im Frühjahr 1992 – 5 km östlich des Wannbergs – in Bad König eine Kernbohrung niedergebracht, die nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. S. JENTSCH, Neustadt a.d. W., unter Zechstein zwischen 370 bis 464,4 m u. AP Sandsteine in Rotliegend Fazies angetroffen hat, womit das oben (S. 62) postulierte Auffangbecken für die Rinnensedimente am unmittelbaren Rand des Böllsteiner Odenwaldes seine Bestätigung findet.

5. Zusammenfassung

Die Anlage der Rotliegendrinne im kristallinen Grundgebirgskörper der Böllsteiner Gneiskuppel wurde durch klimatische, strukturelle und petrographische Vorgaben begünstigt. Die klastische Sequenz wurde in einem ostwärts abtauchenden Halbgraben sedimentiert, dessen Anlage bereits prä- oder intrapermisch vorgegeben war. Unter einem semiariden Klima wurde klastischer Verwitterungsschutt durch gravitative Gleitvorgänge und unregelmäßige Trümmer- und Schichtflutereignisse in eine annähernd ostwärts gerichtete Rinne eingeschüttet, die auf relativ kurzer Distanz in ein lokales, vorgelagertes Becken einmündete. Faziesverzahnungen sind Ausdruck ständig wechselnder Ablagerungsbedingungen, verbunden mit einem Pendeln der Schuttfront. Die Schwemmfächer-Sedimente sind charakterisiert durch den Absatz von Trümmerstromsedimenten (debris flows) und Schichtflutablagerungen (sheet flows). In den Fazieseinheiten A–C wird ein coarsening upward cycle deutlich. Die Schuttfazies greift ostwärts auf die Beckenfazies über. Hierfür sind möglicherweise Hebungen des nördlichen und westlichen Beckenrandes, eher wohl klimatische Vorgänge verantwortlich. Die Auffüllung mit planar schräggeschichteten, weit durchhaltenden Sedimenten wird als Füllung einer Hauptrinne betrachtet, die sich deltaartig in die Beckensedimente eingräbt (vgl. WAGNER 1980, Bild 182).

Mit dem Beginn der Einheit D erlahmt die Hebungstendenz und ein fining upward cycle macht auf eine rückschreitende Entwicklung aufmerksam. Die häufige, enge Verzahnung lakustriner Ablagerungen mit alluvialen Schuttsedimenten, die allmähliche Zunahme feinkörniger Sedimente zum Hangenden (D2 – E – F) und die zeitlich aufsteigende Sedimentationsbasis zeigen an, daß die Beckenfazies bei allmählicher Abnahme der Reliefenergie im Liefergebiet westwärts auf die Fazies der Schuttablagerungen transgressiv übergreift (Auffüllung während Bewegungsruhe).

Die lakustrinen Absätze sind charakterisiert durch schlecht sortierte Schlammstromsedimente, die in den ephemeren See (D2) einmünden und sich bei rasch nachlassender Transportkraft und abnehmender Wasserführung absetzen. Karbonatknollen sind Zeugen wiederholter evaporitischer Eindampfungsvorgänge.

Bei nachlassender Reliefenergie schieben sich vom westlichen Rande her konglomeratführende flache Wasserströme in das Becken vor. Die Kiesfragmente werden abgeladen und die

Sandfracht in turbulenten Dichteströmen (E) in das zeitweilig länger wasserführende Becken eingeschüttet, weit verteilt und gradiert abgesetzt.

Die ausgeschiedenen Gesteinseinheiten weisen folgende Charakteristika auf:

0. Einheit A0: Kristallingestein: Lagig aufgebautes, mit $10-20^\circ$ nach Osten abtauchendes metamorphes Grundgebirge.

I. Einheit A1: Die Rinnenbasis ist mit groben kristallinen Trümmern, die nur selten kantengerundet sind und in einer grobsandigen Matrix schwimmen, belegt. Sie bilden den in-situ-Verwitterungsrest des kristallinen Gebirgskörpers und sind kaum oder gar nicht transportiert.

II. Einheit A2: Schluffige Fein- bis Mittelsandsteine mit horizontaler Schichtung und gelegentlicher Schrägschichtung weisen auf eine erste Auffüllung in einem relativ ruhigen aquatischen Milieu hin. Randliche sandreiche, schräggeschüttete fluviatile Einströmungen klingen relativ rasch aus.

III. Einheit B: Weit durchhaltende, tafelig schräggeschichtete Grobsandsedimente (im tieferen Teil mit Rippelfeldern) mit Geröllen sind Teil eines coarsening upward cycles und werden als Auffüllung einer Hauptrinne (fan delta) interpretiert.

IV. Einheit C: Horizontal geschichtete, schlecht sortierte Grobsandsteine mit schlecht gerundeten Geröllen, die häufig Dachziegellagerung aufweisen, sind Ablagerungen sich mehrfach wiederholender, energiereicher kohesiver Trümmerströme.

V. Einheit D1: Eine randliche, rasch auskeilende Schuttbrekzie, mit chaotischer Internstruktur und geringer bis fehlender Matrix weist auf einen weitgehend gravitativ erfolgten Transportvorgang hin.

VI. Einheit D2: Horizontal geschichtete z. T. gradierte, rote Feinklastika mit gelegentlich eingestreuten Dolomitlagen sind Ablagerungen eines ephemeren Endsees. Im randlichen oberen Übergangsbereich zu D1 deutliche Schrägschichtung.

VII. Einheit D3: Nordrand der rückverlagerten Rinne. Schuttbrekzie aus dem randlich Anstehenden in schluffig-kiesiger Grundmasse.

VIII. Einheit E1: Schlecht bis mäßig gerundete, schlecht sortierte, matrix-gestützte Konglomerate mit angedeuteter Schichtstruktur und gelegentlicher Imbrikation. Sie werden als Ablagerungen flacher konglomeratführender Wasserrinnen interpretiert.

IX. Einheit E2: Dünnschichtige, turbiditartige, im Zentimeterbereich normal gradierte Sandsteine mit Rippeln. Sie repräsentieren sandreiche turbulente Dichteströme in ein stehendes Gewässer. Das rasche Nachlassen der Transportkraft führte zu einer gravitativen Saigerung der Sedimentpartikel.

X. Einheit F: Rotbraune Schluffsteine mit eingeschalteten Dolomitknollen und vereinzelte Bänke von Fein- bis Mittelsandsteinen zeigen einen rhythmischen Aufbau an, wie er typisch ist für die Sedimentation in einem relativ ruhigen aquatischen Milieu eines playaartigen Endsees, in den immer wieder klastisches Material vom Rande her eingeschüttet wird.

Die schwache Einmündung der Sedimente, verbunden mit sedimentären Unkonformitäten, gehen vermutlich auf post- oder synsedimentäre Hebungsvorgänge des nördlichen, störungsbedingten Beckenrandes zurück.

Bei der geringen Gesamtmächtigkeit (20 m) und auch in den Unterschieden der verzahnten Fazies D1–D2 (4–6 m) und E1–E2, kann wohl der Gedanke an eine Einmündung durch wirksame differentielle Kompaktierung (DIETRICH 1990) vernachlässigt werden. Theoretisch würde aber hier bei einer Absenkung um ca. 1200 m (Gesamtüberdeckung Zechstein-Dogger)

eine Verdoppelung der Kompaktionsrate zwischen den sandig-kiesigen Geröllagen am Rande der Rinne und den Silten der zentralen Playa denkbar sein. Außerdem dürfte die differentielle Kompaktierung durch den hohen Anteil an auch in den Feinsedimenten enthaltenden Grobklastika vermutlich vernachlässigbar sein.

6. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1975): Der Buntsandstein im Odenwald. — Aufschluß, Sonderband **27** (Odenwald): 299–320, 5 Abb.; Heidelberg.
- (1986): Alluvial fan/braided river Sedimentation des Rotliegenden in einer Rinne des Böllsteiner Gneises. — 1. Treffen deutschspr. Sedimentologen, 7./8.3.1986 Freiburg, 5–7; Freiburg.
- (1987): Der Schollenbau des Odenwälder Deckgebirges. — Z. dt. geol. Ges., **138**: 157–171, 9 Abb.; Hannover.
- RAWANPUR, A., & ZIRNGAST, M. (1974): Das Schollenmosaik des nördlichen Michelstädter Grabens. — In: Inter-Union Comm. Geodynamics, Sc. Rep. 8, Approaches to Taphrogenesis: 303–309, 4 Abb.; Stuttgart.
- BLÜM, W. (1989): Faciesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permokarbon-Troges (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). — *Eclogae geol. Helv.*, **82** (2): 455–489, 15 Abb.; Basel.
- BROOKFIELD, M. G. (1989): Wüstenartige Sedimentationen im Rotliegenden Schottlands. — *Z. geol. Wiss.*, **17**: 205–241, 25 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- BULL, W. B. (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. — In: RIGBY, J. K., & HAMBLIN, W. K. (ed.): Recognition of ancient sedimentary environments. — *Soc. Econom. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, **16**: 63–83, 16 Abb., 2 Tab.; Tulsa/Okla.
- CHATTERJEE, N. D. (1961): Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. — *N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh.*, **111** (2): 137–180, 18 Abb., 10 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Stuttgart.
- CHELIUS, C. (1897): Erläuterungen zur geologischen Karte des Grossherzogtums Hessen im Maßstab 1:25000, V. Lieferung, Blatt Brensbach-Böllstein. — 75 S., 2 Taf.; Darmstadt.
- DIETRICH, H. (1990): Differentielle Kompaktion in siliclastischen Horizonten. — *Z. geol. Wiss.*, **18**: 801–811, 7 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- FISHER, R. V. (1971): Features of coarse-grained, high-concentrated fluids and their deposits. — *J. Sed. Petrol.*, **41**: 916–927, 10 Abb.; Tulsa.
- GLOPPEN, T. G. & STEEL, R. J. (1981): The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan – delta bodies (Devonian-Norway) — A study in the significance of bedding sequence in conglomerates. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **31**: 49–69, 20 Abb.; Tulsa.
- HOFMANN, B. (1986): Small-scale multi-element accumulations in Permian red-beds of the Northern Switzerland. — *N. Jb. Mineral. (Mh.)*, **8**: 367–375; Stuttgart.
- HOKE, R. L. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. — *J. Geol.*, **75**: 438–460, 9 Abb., 5 Tab.; Chicago.
- HUBERT, J. F., & HYDE, M. G. (1982): Sheet flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. — *Sedimentology*, **29** (4): 457–474, 16 Abb.; Oxford.
- KORN, D. (1929): Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. — *N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläontol.*, **62**. Beil., Abt. B: 171–234, 4 Abb., 16 Diagr., Taf. IX; Stuttgart.
- KROHE, A. (1991): Emplacement of synkinematic plutons in the Variscan Odenwald (Germany) controlled by transtensional tectonics. — *Geol. Rdsch.*, **80** (2): 391–401, 12 Abb.; Stuttgart.
- LARSEN, V., & STEEL, R. J. (1978): The sedimentary history of a debris-flow dominated Devonian alluvial fan — a study of textural inversion. — *Sedimentology*, **25**: 37–59, 17 Abb., 2 Tab.; Oxford–London–Edinburgh–Melbourne.
- LÜTZNER, H. (1978): Konglomerattypen des Rotliegenden von Thüringen und deren Vergleich mit rezenten Schwämmfächersedimenten. — *Z. geol. Wiss.*, **6** (10): 1187–1210, 12 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. — *Geol. Abh. Hessen*, **89**, 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

- MIALL, A. W. (1985): Architectural-Element Analysis; A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. — *Earth Sc. Rev.*, **22**: 261–308, 20 Abb.; Amsterdam.
- MOCEK, B. (1987): Petrographische und tektonische Untersuchungen im Raume Böllstein. — Zweimonatige Kartierung Univ. Mainz, 88 S., 50 Abb., 1 Kt., 12 Anl.; Mainz.
- NICKEL, E. (1985): Carbonates in alluvial fan systems. An approach to physiography, sedimentology and diagenesis. — *Sediment. Geol.*, **42** (1/2): 83–104, 10 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.
- RAWANPUR, A. (1972): Tektonische und sedimentologische Untersuchungen im westlichen Teil des Michelstädter Grabens auf Blatt Brensbach (TK 6219). — Unveröff. Diplomarbeit TH Darmstadt, 133 S., 67 Abb., 16 Tab., 5 Beil.; Darmstadt.
- REINECK, H.-G., & WEBER, J. (1983): Trümmer- und Trübestrome im eozänen See von Messel. — *Natur und Museum*, **113** (10): 307–312, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- RUST, B. R., & KOSTER, E. H. (1984): Coarse alluvial deposits. — In: WALKER, R. G. (ed.): *Faciell Modells*. 2. ed. Geosc. Canada Repr. Ser. 1: 53–69, 18 Abb., 2 Tab.; Hamilton.
- SCHWEISS, D. (1984): Sedimentpetrologische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/Trias am südwestlichen Beckenrand. — *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 83–126, 25 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- STAFF, K. R. G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegenden des Saar–Nahe-Beckens (Permo-Karbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalysen und Faziesmodell. — *Mitt. Pollichia*, **70**: 7–64, 11 Abb.; Bad Dürkheim.
- STEEL, R. J., & THOMPSON, D. B. (1983): Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates („Bunter“ Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. — *Sedimentology*, **30**: 341–367, 16 Abb.; Oxford.
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. — 3. Aufl., 694 S., 590 Abb., 208 Taf.; Öhringen (Rau).
- WESCOTT, W. A., & ETHRIDGE, F. G. (1980): Fan-Delta sedimentology and tectonic setting — Yallahs fan delta, Southeast Jamaica. — *Ass. Petrol. Geol.*, **64** (3): 374–399, 15 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

Manuskript eingegangen am 30. 10. 1991

Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südtanus

Von

ANNE-ELISABETH SOMMERMANN, STEFAN MEISL & WOLFGANG TODT*

Kurzfassung: Altersbestimmungen an Zirkonen aus Metavulkaniten des Südtanus ergaben folgende Werte: Serizitgneis $426 \pm 1\frac{4}{5}$ Ma; Felsokeratophyr $433 \pm \frac{9}{7}$ Ma; Grünschiefer 442 ± 22 Ma. Diese Alter werden als Intrusionsalter der vulkanischen Edukte interpretiert. Innerhalb der Fehlergrenzen reicht dieses Zeitintervall vom mittleren Ordovizium bis ins Silur, wobei zumindest der Beginn der vulkanischen Aktivität im Ordovizium anzunehmen ist.

Abstract: Age determinations of zircons from metavolcanites from the Southern Taunus Mountains yielded following results: Serizitgneis $426 \pm 1\frac{4}{5}$ Ma; Felsokeratophyr $433 \pm \frac{9}{7}$ Ma; Grünschiefer 442 ± 22 Ma. These ages are interpreted as intrusion ages of the volcanic protoliths. Within the limits of error this period includes Middle Ordovician to Silurian. At least the beginning of volcanic activity is supposed within the Ordovician.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	67
2. Datierung	68
3. Diskussion	74
4. Schriftenverzeichnis	75

1. Einleitung

Der Südtanus ist ein Teil der Nördlichen Phyllitzone im Grenzbereich Rhenoherynikum/Saxothuringikum, die sich vom Südhunsrück (Soonwald) bis zum Südharz (Wippraer Zone) erstreckt (Abb. 1). Er ist aufgebaut aus schwach metamorphen tonig-sandigen Sedimenten (hauptsächlich Phyllite) und schwach metamorphen, sauren (Felsokeratophyre und Serizitgneise) bis intermediären (Grünschiefer) Vulkaniten. Die metamorphen Gesteine des Südtanus wurden von STENGER (1961) in eine liegende Eppsteiner Schiefer Folge, mit der die metamorphen Magmatite im Verband stehen, und eine hangende Lorsbacher Schiefer Folge gegliedert. Die tatsächlichen Lagerungsverhältnisse sind aber bislang weitgehend unklar, da eine intensive Verschuppung einzelner Gesteinspakete angenommen werden muß.

Die Alterseinstufung der metamorphen Gesteine war mangels Fossilfunden bis vor kurzem offen. Die ganz überwiegende Zahl der Autoren hielt die Gesteine aber für älter als Devon (siehe Literaturüberblick in ANDERLE & MEISL 1974). Die ganze Gesteinsserie in das Vordevon

* Dr. A.-E. SOMMERMANN, Prof. Dr. S. MEISL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Dr. W. TODT, Max-Planck Institut für Chemie, Saarstr. 23, 6500 Mainz.

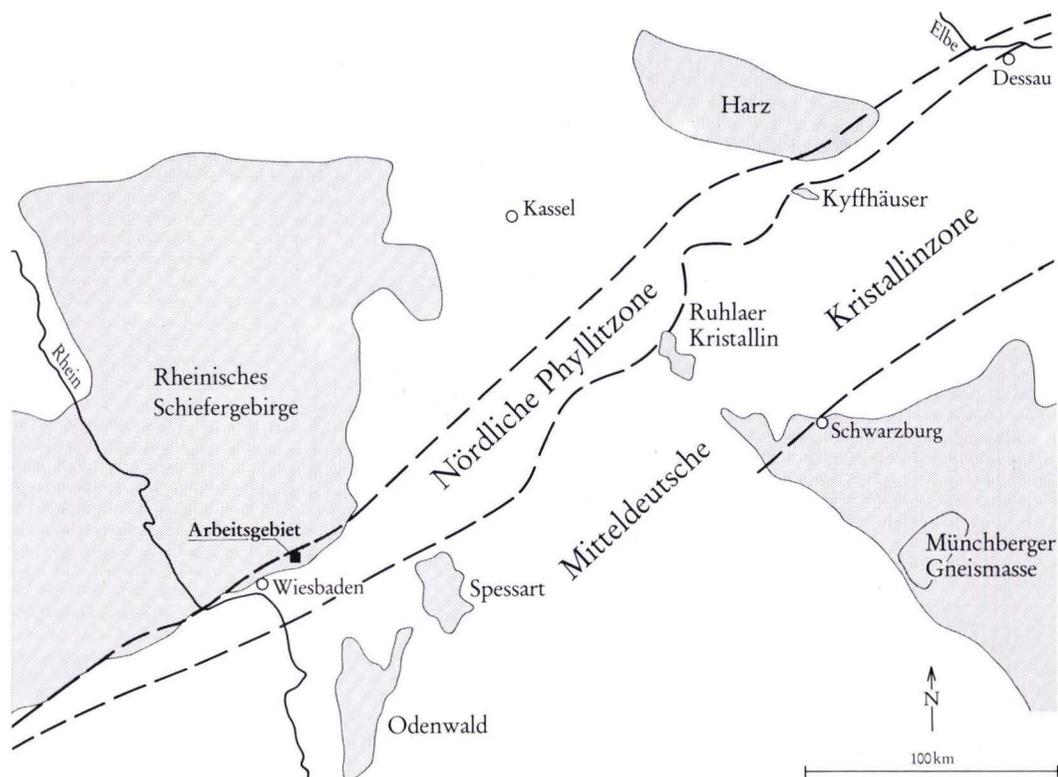


Abb. 1. Übersichtskarte mit Lage des Arbeitsgebietes.

zu stellen ließ sich jedoch nicht mehr aufrechterhalten, nachdem REITZ (1989) in Phylliten der Lorsbacher Schiefer Folge unterdevonische (Ems) Sporen nachweisen konnte. Informationen über das Alter der Metavulkanite liefern die im folgenden vorgestellten U/Pb- und Pb/Pb-Datierungen von Zirkonen dieser Gesteine.

2. Datierung

Gegenstand der Untersuchungen waren drei Gesteinsproben von Blatt 5816 Königstein im Taunus: ein Serizitgneis, ein Felsokeratophyr und ein Grünschiefer. Die beiden erstgenannten Gesteine haben beide rhyodazitischen Chemismus, unterscheiden sich aber auffällig nach dem Gesteinsgefüge: der Felsokeratophyr (Felsklippen Dachsbau R345604/H555901) ist massig und kaum geschiefert, makroskopisch ist das vulkanisch-porphyrische Gefüge noch sehr gut erhalten. Der Serizitgneis (Steinbruch Fischbacher Kopf R345754/H555774) dagegen ist stark geschiefert. Gleiches gilt für den Grünschiefer (Steinbruch Rompf R345688/H555987). Er hat einen basischeren, dazitischen bis andesitischen Chemismus.

Die Zirkone dieser Gesteine sind idiomorph. Ihre Trachten sind in PUPIN-Diagrammen erfaßt (Abb. 2). Lediglich unter den Zirkonen des Grünschiefers finden sich einige, deren Pyramiden unter dem Binokular leicht abgerundet erscheinen.

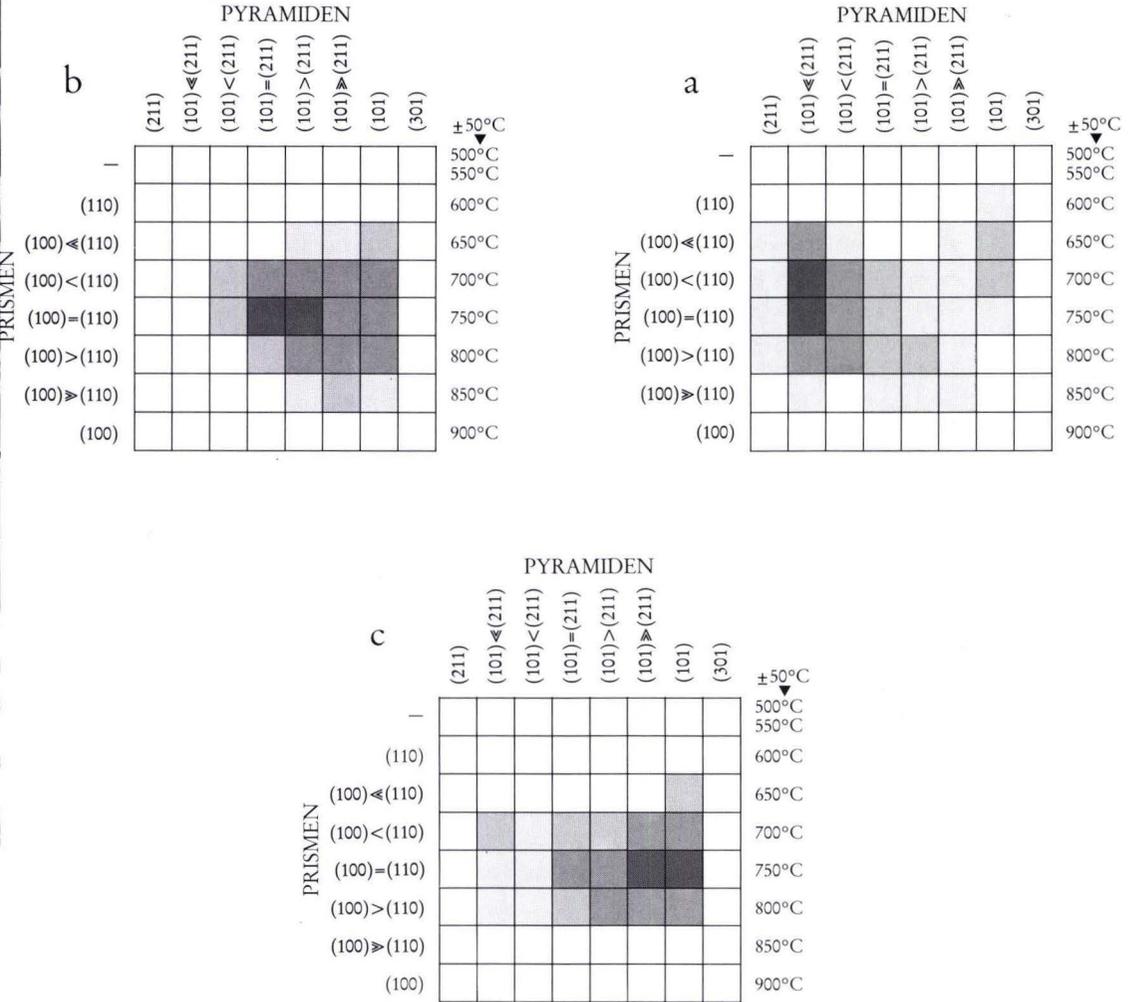


Abb. 2. Zirkoncontracten in Diagrammen nach PUPIN (1980)

- a) Zirkone (85–200 µm) aus dem Serizitgneis des Steinbruchs Fischbacher Kopf
- b) Zirkone (63–200 µm) aus dem Felsokeratophyr der Felsklippen Dachsbad
- c) Zirkone (54–140 µm) aus dem Grünschiefer des Steinbruchs Rompf.

Methode:

Die Datierung des Serizitgneises und des Felsokeratophyrs erfolgte nach der konventionellen Methode, d.h. Uran und Blei wurden nach der Methode von KROGH (1973), von TODT (1976) modifiziert, vor der Messung chemisch von den gespickten Aufschlußlösungen der Zirkone abgetrennt. Je Probe wurden sechs Zirkonpopulationen ausgesucht, die sich nach Farbe und Größe unterschieden. Aus dem Grünschiefer wurden zunächst drei Fraktionen klarer Zirkone (54–85 µm, idiomorph; 54–85 µm, gerundet; 85–140 µm, idiomorph) nach dieser Methode

datiert. Die Messungen ergaben für alle drei Fraktionen ein ähnliches, nahezu konkordantes Alter (Mittelwert der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter 434 ± 68 Ma). Zur Präzisierung dieses mit einem relativ großen Fehler behafteten Alters wurden sechs Teilfraktionen klarer idiomorpher Zirkone aus der Fraktion 54–85 μm analysiert. Sie umfaßten je 6, in einem Fall 12 Körner. Die Uran- und Bleiisotopie dieser Zirkone wurde direkt nach Auflösen der Zirkone und Zugabe eines Mischspikes, ohne chemisches Abtrennungsverfahren, bestimmt. Uran und Blei wurden vom selben Heizfaden gemessen.

Zur Bestimmung der Konzentrationen wurde in beiden Fällen ein Mischspike mit ^{205}Pb und ^{233}U verwendet. Die Fraktionierungskorrektur für Blei wurde am Standard SRM 982 mit Werten zwischen $0,12$ und $0,15 \pm 0,05\%$ pro Masseneinheit bestimmt. Die Massenfraktionierung des Urans wurde mit dem Faktor $\sqrt{(265/270)}$ korrigiert, da Uran als UO_2 gemessen wurde. Für die Korrektur des gewöhnlichen Bleis wurden die Pb-Isotopenverhältnisse nach STACEY & KRAMERS (1975) für 430 ± 40 Ma zugrundegelegt. Die Blankwerte für Blei lagen unter 500 pg Pb_{total} bei der konventionellen Methode und bei 10 pg Pb_{total} bei direktem Messen der aufgelösten Zirkone.

Als Konstanten wurden verwendet:

$$^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88; \lambda_{238\text{U}} = 1,5513 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}; \lambda_{235\text{U}} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}.$$

Die Diskordia wurde nach dem Algorithmus von YORK (1969) berechnet. Als Fehler für die Schnittalter gehen die Meßfehler mit doppelter Standardabweichung, die Fehler der Korrektur für gewöhnliches Blei mit 10% sowie der Fehler der Spike-Zusammensetzung mit 0,1% ein.

Ergebnisse:

Die Meßergebnisse sowie die daraus resultierenden Daten sind in Tab. 1 wiedergegeben. Die Isotopenverhältnisse $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ und $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sind in Konkordia-Diagrammen eingetragen (Abb. 3–5). Die resultierenden Alterswerte (s. u.) erscheinen unbeeinflusst von der varistischen Metamorphose vor ca. 325 Ma (AHRENDT et al. (1978), K/Ar-Daten von Hellglimmern), die im Südaunus unter den Bedingungen von $T \approx 300^\circ\text{C}$ und $p \approx 6$ kbar stattfand (MASSONNE in ANDERLE et al. 1990).

Serizitgneis:

Die 6 sehr diskordanten (> 94%) Datenpunkte des Serizitgneises (Abb. 3) definieren eine Diskordia mit einem **unteren** Schnittpunkt bei $426 \pm 1\frac{4}{5}$ Ma. Der obere Schnittpunkt liegt bei ca. 2,3 Ga. Dieses Schnittalter ist ein deutlicher Hinweis auf die Existenz alter Zirkone in diesem Gestein. Erklärbar sind sie, wenn man annimmt, daß das vulkanische Edukt des Serizitgneises durch Aufschmelzung von Krustengesteinen entstand und bei diesem Vorgang die bereits vorhandenen Zirkone nicht völlig aufgeschmolzen wurden. Reste dieser Zirkone lassen sich mit Hilfe von Kathodenlumineszenz in den lichtmikroskopisch kernfrei erscheinenden Zirkonen des Serizitgneises effektiv nachweisen (Abb. 6). Der untere Schnittpunkt von $426 \pm 1\frac{4}{5}$ Ma entspricht dem Alter der neugebildeten Zirkone und wird als Erstarrungsalter der vulkanischen Schmelze interpretiert.

Felsokeratophyr:

Die 6 Datenpunkte des Felsokeratophyrs (Abb. 4) definieren eine Diskordia mit einem **oberen** Schnittpunkt bei $433 \pm \frac{9}{7}$ Ma und einem rezenten unteren Schnittpunkt.

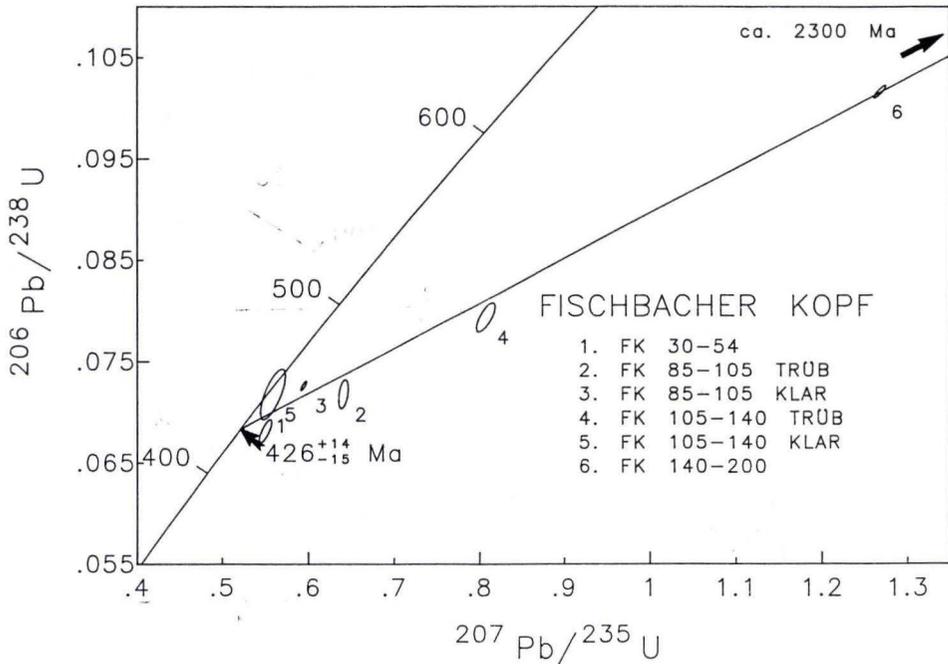


Abb. 3. Kondordia-Diagramm mit den Datenpunkten der Zirkone des Serizitgneises vom Steinbruch Fischbacher Kopf.

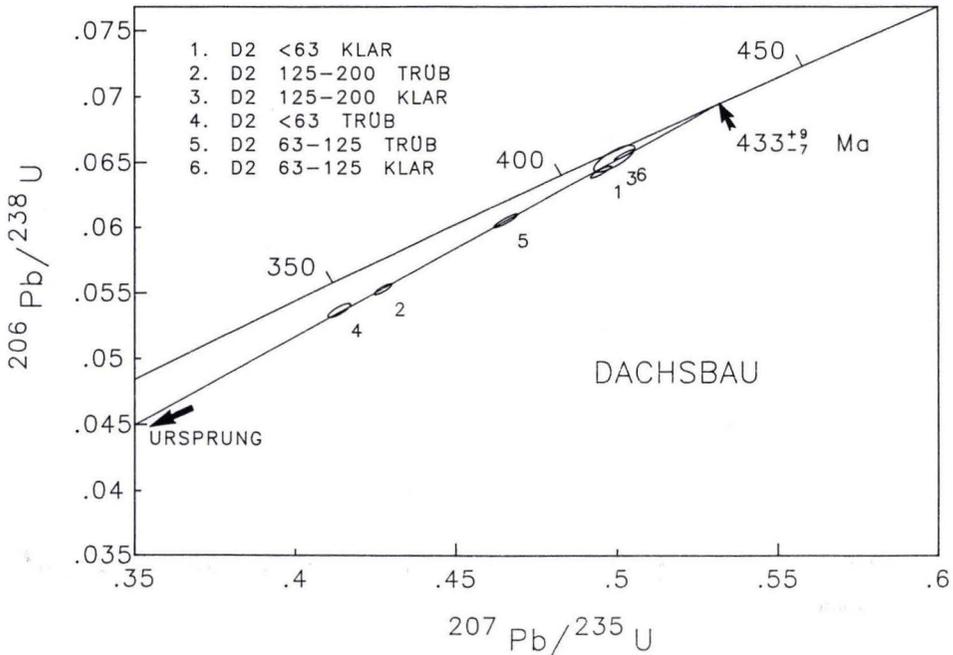


Abb. 4. Kondordia-Diagramm mit den Datenpunkten der Zirkone des Felsokeratophyrs von den Felsklippen Dachsbaue.

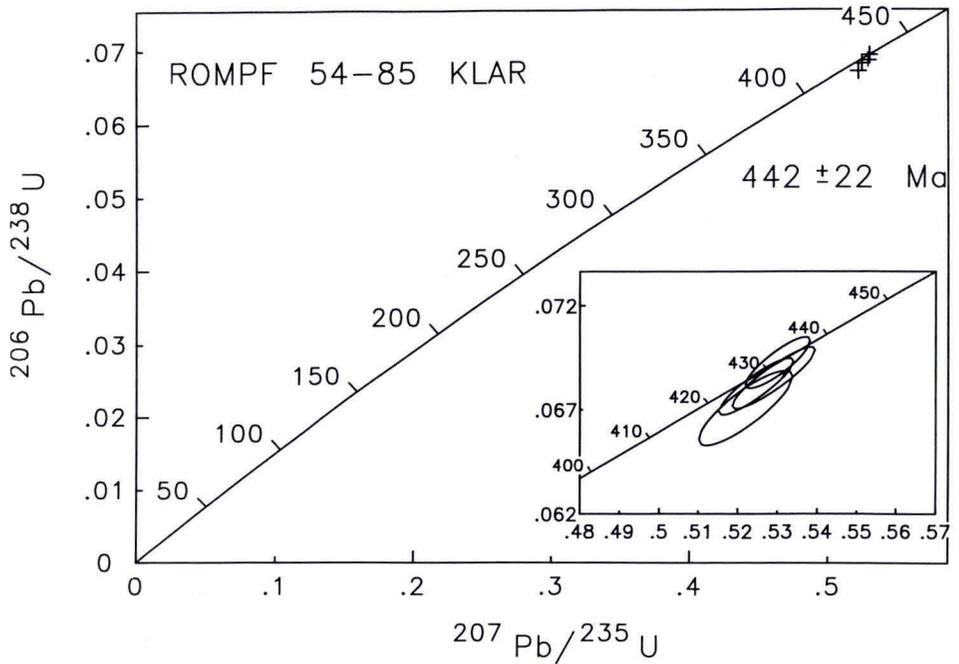


Abb. 5. Konkordia-Diagramm mit den Datenpunkten der Zirkone des Grünschiefers vom Steinbruch Rompf.

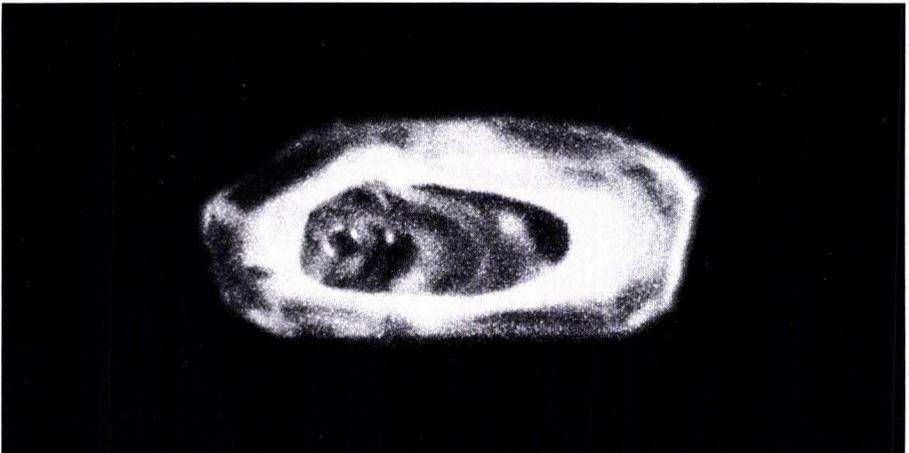


Abb. 6. Kathodenlumineszenz eines Zirkons aus dem Serizitgneis vom Steinbruch Fischbacher Kopf, Größe ca. 100 μm . Die Aufnahme wurde durchgeführt mit einem Technosyn 8200 MK2 (cold cathode luminescence model), mit 15 kV Beschleunigungsspannung und 400–500 μA Probenstrom.

Tab. 1. Daten zur Altersbestimmung von Metavulkaniten des Südaunus

Probe	Fraktion [µm]	Zirkon- Einwaage [mg]	gemessene Isotopen-Verhältnisse ¹⁾			Konzentrationen [µmol/g]		errechnete Isotopen-Verhältnisse ²⁾			Alter [Ma]		
			$\frac{208\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	U	Pb	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$
			Fischbacher Kopf	30 – 54	.845	.3178	.0956	392.30	1.773	.1548	.0681	.5505	.0586
Fischbacher Kopf	85 – 105 TRÜB	1.815	.6440	.2406	82.03	2.112	.1955	.0718	.6409	.0648	446.7	502.9	767.2
Fischbacher Kopf	85 – 105 KLAR	2.000	.2204	.0863	538.50	2.038	.1785	.0726	.5948	.0594	451.8	473.9	582.2
Fischbacher Kopf	105 – 140 TRÜB	1.193	.3184	.1158	338.61	2.079	.2117	.0794	.8073	.0738	492.3	601.0	1035.6
Fischbacher Kopf	105 – 140 KLAR	.119	.3074	.0946	378.46	1.536	.1396	.0718	.5592	.0565	446.8	451.0	472.5
Fischbacher Kopf	140 – 200	.391	.3150	.1023	1180.30	1.215	.1689	.1016	1.2686	.0906	623.8	831.8	1437.3
Dachsbau	< 63 TRÜB	.156	.3078	.0732	831.91	3.221	.2274	.0537	.4136	.0559	337.1	351.4	447.3
Dachsbau	< 63 KLAR	1.210	.2548	.0661	1413.28	2.117	.1738	.0643	.4951	.0559	401.5	408.4	447.6
Dachsbau	63 – 125 TRÜB	.389	.2650	.0654	1498.18	2.187	.1708	.0605	.4655	.0558	379.0	388.1	443.0
Dachsbau	63 – 125 KLAR	.799	.2400	.0606	2869.01	1.920	.1605	.0656	.5023	.0555	409.6	413.2	433.8
Dachsbau	125 – 200 TRÜB	.923	.2721	.0714	939.75	2.604	.1849	.0553	.4272	.0560	347.1	361.2	452.6
Dachsbau	125 – 200 KLAR	1.453	.2627	.0732	820.97	1.848	.1530	.0653	.4992	.0555	407.7	411.2	430.6
Rompf	54 – 85 KLAR	.003 ³⁾	.2417	.0621	2300.42	(4.2)	(.37)	.0685	.5290	.0560	427.4	431.2	451.4
Rompf	54 – 85 KLAR	.003 ³⁾	.2402	.0635	1843.15	n.b.	(.25)	n.b.	n.b.	.0559	n.b.	n.b.	446.7
Rompf	54 – 85 KLAR	.003 ³⁾	.3274	.0673	1213.39	(3.5)	(.33)	.0693	.5301	.0555	431.8	431.8	432.1
Rompf	54 – 85 KLAR	.003 ³⁾	.2432	.0643	1550.33	n.b.	(.26)	n.b.	n.b.	.0551	n.b.	n.b.	418.3
Rompf	54 – 85 KLAR	.003 ³⁾	.2659	.0669	1359.80	(3.1)	(.27)	.0671	.5219	.0564	418.6	426.5	468.9
Rompf	54 – 85 KLAR	.006 ³⁾	.2781	.0616	2475.91	(3.5)	(.31)	.0681	.5246	.0558	424.9	428.2	445.9

- 1) korrigiert für Fraktionierung mit Fehler
- 2) korrigiert für Blank und gewöhnliches Blei
- 3) Einwaage geschätzt

Die Punkte liegen zwischen 5 und 23% diskordant. Der obere Schnittpunkt wird als Intrusionsalter des vulkanischen Edukts interpretiert. Der untere Schnittpunkt (-83 ± 7^7_8 Ma) wird auf rezenten Bleiverlust zurückgeführt. Einschränkend hierzu muß gesagt sein, daß der untere Schnittpunkt bei diesem Gestein auch unter Einbeziehung der Fehlergrenzen leicht negativ bleibt (-6 Ma). Das ließe sich erklären, wenn hier einige wenige alte Zirkone überliefert wären (bisher nicht nachgewiesen). Am wahrscheinlichsten ist das innerhalb der trüben Zirkonfraktionen (Punkte 2, 4, 5 in Abb. 4). Diese liegen am weitesten diskordant. Eine geringfügige Verschiebung dieser Meßpunkte zu größeren Pb/U-Verhältnissen wäre die Folge und der untere Schnittpunkt könnte negativ werden. Für das angegebene obere Schnittalter würde das bedeuten, daß der tatsächliche Alterswert etwas über dem angegebenen läge.

Grünschiefer:

Die Datenpunkte des Grünschiefers im Konkordia-Diagramm zeigt Abb. 5. Zwei der sechs Meßfraktionen kommen hier nicht zur Darstellung, da hier die Uranwerte wegen zu geringer Meßintensitäten fehlerhaft sind. Die dargestellten Punkte liegen nahezu **konkordant**, die Konstruktion einer Diskordia ist daher nicht sinnvoll. Zur Altersberechnung wird der gewichtete Mittelwert aus den sechs ermittelten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern herangezogen. Daraus ergibt sich für den Grünschiefer ein Alter von 442 ± 22 Ma. Analog zu den bisher genannten Ergebnissen wird auch dieses Alter als Intrusionsalter des dazitisch-andesitischen Edukts interpretiert.

3. Diskussion

Da bezüglich der Grenze Ordovizium/Silur einige Meinungsverschiedenheiten bestehen, ist die Zuordnung der Alterswerte in die geologische Zeitskala nicht eindeutig. Nach HARLAND et al. (1982 und 1990) liegt diese Grenze bei 438 bzw. 439 Ma, GALE (in: ODIN et al. 1982) gibt dagegen 418 Ma an. MCKERROW et al. (in: SNELLING ed. 1985) vermuten die Basis des Silurs bei 435 Ma. Dem wird von GALE (in: SNELLING ed. 1985) widersprochen, der die Basis des Silurs bei 425 ± 1^0_5 Ma annimmt. Ursache dieses Disputs ist ein umstrittenes Altersdatum des ins Ashgill gestellten Stockdale Rhyoliths (Nordengland) von 421 ± 5 Ma (Rb/Sr), das MCKERROW et al. entgegen GALE für verjüngt halten und darum nicht in ihre Skala einbeziehen. ODIN (in: SNELLING ed. 1985) vermutet die Grenze Ordovizium/Silur, unter Abwägung der beiden Standpunkte, zwischen 435 und 420 Ma, wobei er den Wert von 425 Ma für den wahrscheinlichsten hält. Folgt man seiner Argumentation, so ist für alle drei, auf 426 ± 1^4_5 , 433 ± 9 bzw. 442 ± 22 Ma datierten Gesteinstypen bei Inbetrachtziehung der unteren Fehlergrenzen noch silurisches Alter möglich. Das Mindestalter des Serizitgneises liegt mitten im Silur, das von Felsokeratophyr und Grünschiefer nahe der Grenze zum Ordovizium. Läßt man jedoch die Fehlerangaben unberücksichtigt, so sind die Alterswerte von 426, 433 und 442 Ma eindeutig ordovizisch, wobei sie vom mittleren (Grünschiefer) bis ins ausgehende (Serizitgneis) Ordovizium reichen. Es ist wahrscheinlich, daß zumindest der Beginn der vulkanischen Aktivität im Ordovizium lag, da im Verbreitungsgebiet des Ordoviziums häufig Vulkanite auftreten. Daß der Vulkanismus mit den basischeren Gliedern beginnt und hin zu den sauren Gesteinen jünger wird, entspricht dem Fraktionierungstrend.

Bereits HOTH & HIRSCHMANN (1970: 390) hielten aufgrund von „lithostratigraphischen Vergleichsmöglichkeiten sowie der regionalen Position der Vortaunuszone im Verhältnis zum

Spessart... für die unteren Eppsteiner bis mittleren Lorsbacher Schichten mittel- bis oberordovizisches, für die oberen Lorsbacher Schichten hochordovizisches bis silurisches Alter“ für möglich. Für die mit den Eppsteiner Schiefer im Verband stehenden Metavulkanite wird diese Annahme durch die vorliegende Datierung (innerhalb der Fehlergrenzen) bestätigt. Die Lorsbacher Schiefer sind jünger als von HOTH & HIRSCHMANN (1970) vermutet, wie die unterdevonischen Sporenfunde von REITZ (1989) zeigen. In jedem Fall aber befinden sich die Metavulkanite im Liegenden der Metasedimente der Lorsbacher Schiefer.

Ähnliche Alterswerte wie für die Metavulkanite des Südaunus wurden als Intrusionsalter für die Ausgangsgesteine der Rotgneise im Böllsteiner Odenwald und im Spessart ermittelt: Böllsteiner Odenwald: LIPPOLT et al. (1976) 405 ± 6 Ma; LIPPOLT (1986) 413 ± 26 Ma, mit Vorbehalten; Spessart: KREUZER et al. (1973) 397 ± 11 Ma (rekalkuliert, 1σ -Fehler); LIPPOLT et al. (1976) 414 ± 18 Ma; NASIR et al. (1991) 439 ± 15 Ma. Das neueste Ergebnis aus dem Spessart von 439 ± 15 Ma könnte nach NASIR et al. (1991) sogar nur ein Mindestalter sein, da die Autoren einen metamorphen Sr-Verlust für möglich halten.

Trotz der ähnlichen Alterszahlen ist ein Zusammenhang zwischen dem Rotgneismagmatismus, der mit Dehnungstektonik am Ende der kaledonischen Orogenese in Verbindung gebracht wird (OKRUSCH & RICHTER 1986), und den Vulkaniten im Südaunus, deren Spurenelementchemismus für eine Platznahme in einem Inselbogen oder Kontinentalrand spricht (MEISL 1990), noch nicht erwiesen.

Danksagung: Die Verfasser danken Herrn J. MEHL (Forschungsstelle interdisziplinäre Paläontologie, Erlangen) für die Zurverfügungstellung des Kathodenlumineszenz-Gerätes und Herrn Dr. H. D. NESBOR (Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) für die Durchführung der Kathodenlumineszenz-Aufnahmen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die Finanzierung des Projektes gedankt.

4. Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C., & WEBER, K. (1978): K/Ar-Alterbestimmungen an schwach metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. dt. geol. Ges., **129**: 229–247; Hannover.
- ANDERLE, H.-J., & MEISL, S. (1974): Geologisch-mineralogische Exkursion in den Südaunus. — Fortschr. Miner. **51**, 2: 137–156; Stuttgart.
- MASSONNE, H.-J., MEISL, S., ONCKEN, O., & WEBER, K. (1990): Southern Taunus Mountains. — Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens (IGCP 233), Field Guide: Rhenohercynian Belt and Mid-German Crystalline Rise, 125–148; Göttingen.
- GALE, N. H. (1982): Numerical dating of Caledonian times (Cambrian to Silurian). In: ODIN, G. S. (ed.): Numerical dating in stratigraphy, 467–486; Wiley & Sons, Chichester—New York—Brisbane—Toronto—Singapore.
- (1985): Numerical calibration of the Palaeozoic time-scale; Ordovician, Silurian and Devonian periods. In: SNELLING, N. J. (ed.): The chronology of the geological record. — Geol. Soc. London Mem., **10**: 81–88; Oxford—London—Edinburgh—Boston—Palo Alto—Melbourne.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G., & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale. — Cambridge University press, 263 S.; Cambridge.
- Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., & Walters, R. (1982): A geologic time scale. Earth Science Series, 131 S.; Cambridge.
- HOTH, K., & HIRSCHMANN, G. (1970): Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehung zu den paläozoischen Entwicklungsetappen. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **15** (3): 379–424; Berlin.
- KREUZER, H., LENZ, H., HARRE, W., MATTHES, M., OKRUSCH, M., & RICHTER, P. (1973): Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart. — Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen. — Geol. Jb., **A 9**: 69–88; Hannover.

- KROGH, T. E. (1973): A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**: 485–494; London.
- LIPPOLT, H. J. (1986): Nachweis altpaläozoischer Primäralter und karbonischer Abkühlungsalter (K/Ar) der Muskovit-Biotitgneise des Spessarts und der Biotitgneise des Böllsteiner Odenwalds. — *Geol. Rdsch.*, **75**: 569–583; Stuttgart.
- BARANYI, I., & RACZEK, I. (1976): Rb/Sr chronology of orthogneises in the eastern Odenwald and southern Spessart (Germany). — Abstract ECOG VI, 65; Amsterdam.
- MCKERROW, W. S., LAMBERT, R. S. J., & COCKS, L. R. M. (1985): The Ordovician, Silurian and Devonian periods. In: SNELLING, N. J. (ed.): *The chronology of the geological record*. — *Geol. Soc. London, Mem.* **10**: 72–80; Oxford—London—Edinburgh—Boston—Palo Alto—Melbourne.
- MEISL, S. (1990): Metavolcanic rocks in the „Northern Phyllite Zone“ at the southern margin of the Rhenohercynian Belt. — *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens (IGCP 233), Field Guide: Rhenohercynian Belt and Mid-German Crystalline Rise*, 25–42; Göttingen.
- NASIR, S., OKRUSCH, M., KREUZER, H., LENZ, H., & HÖHNDORF, A. (1991): Geochronology of the Spessart Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise. — *Mineralogy and Petrology*, **44**: 39–55; Wien.
- ODIN, G. S. (1985): Remarks on the numerical scale of Ordovician to Silurian times. In: SNELLING, N. J. (ed.): *The chronology of the geological record*. — *Geol. Soc. London Mem.*, **10**: 93–98; Oxford—London—Edinburgh—Boston—Palo Alto—Melbourne.
- OKRUSCH, & RICHTER (1986): Orthogneisses of the Spessart crystalline complex, northwest Bavaria: Indicators of the geotectonic environment. — *Geol. Rdsch.*, **75**: 555–568; Stuttgart.
- PUPIN, J.-P. (1980): Zircon and granite petrology. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **73**: 207–220; Berlin—Heidelberg.
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 23–35; Wiesbaden.
- SNELLING, N. J. (ed.) (1985): *The chronology of the geological record*. — *Geol. Soc. London Mem.*, **10**, 335 S.; Oxford—London—Edinburgh—Boston—Palo Alto—Melbourne.
- STACEY, J. S., & KRAMERS, J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two stage model. — *Earth Planetary Sci. Letters*, **26**: 207–221; Amsterdam.
- STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **36**: 1–68; Wiesbaden.
- TODT, W. (1976): Zirkon-U/Pb-Alter des Malsburg-Granits vom Süd-Schwarzwald. — *N. Jb. Min. Mh.*, **12**: 532–544; Stuttgart.
- YORK, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. — *Earth Planetary Sci. Letters*, **5**: 320–324; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 14. 1. 1992

Geol. Jb. Hessen	120	S. 77–97	6 Abb.	1 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1992
------------------	-----	----------	--------	--------	--------	----------------

Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Blatt Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen

Von

WERNER BUGGISCH & ERIK FLÜGEL*

Kurzfassung: Devonische Karbonate der mittleren Lahnmulde wurden auf Blatt Weilburg aufgenommen und beprobt. Generell setzt die Biostromentwicklung in der Mittleren *varcus*-Zone der Conodontengliederung nach dem Aussetzen der ersten Aktivität des Vulkanismus der Givet/Adorf Phase ein. In Abhängigkeit von der Bathymetrie beginnt die Besiedlung der Pyroklastika mit ästigen Stromatoporen und tabulaten Korallen und mit Schwämmen bzw. mit plattigen Stromatoporen und Tabulata, die das Sediment fixieren. An günstigen Standpunkten können sich Bioherme entwickeln, während in tieferen Lagen Biostrome beim erneuten Aufleben des Vulkanismus von Pyroklastika verschüttet werden.

Allochthone Karbonate sind von den bis in die Adorf-Stufe persistierenden Riffen abzuleiten.

Abstract [Middle and Late Devonian Carbonates of the central Lahn syncline (Sheet Weilburg and surrounding areas) Initial reef stages on volcanic swells]: Carbonate rocks of the central Lahn syncline were examined and sampled. In general, the development of biostromes begins in the Middle *varcus* zone of the conodont biostratigraphy after the interruption of the volcanic activity of the Givetian/Adorfian phase. Dendroid stromatoporoids and tabulate corals and sponges or platy stromatoporoids and rugose corals settle on top of the pyroclastic sediments resulting in a stabilisation of the substrate, depending on the bathymetric position. In favoured ecologic positions bioherms could develop, whereas deeper situated biostromes were buried by pyroclastics during the revived volcanism.

Allochthonous carbonates are derived from reefs persisting into the Adorf-Stage of the Late Devonian.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	79
2. Autochthone und paraautochthone Riffkalke	79
2.1. Profil E (Abb. 2)	79
2.2. Profil N (Abb. 3)	81
2.3. Profil B (Abb. 5)	82
2.4. Weitere Vorkommen	84
2.5. Altersstellung	84
3. Allochthone Riffkalke	84
3.1. Das Profil S (Abb. 6)	85
4. Detritische Kalke	87
5. Ergebnisse	87
6. Conodontenproben und Datierungen	88
7. Schriftenverzeichnis	90

* Prof. Dr. W. Buggisch, Institut für Geologie, Schloßgarten 5, 8520 Erlangen. Prof. Dr. E. Flügel, Institut für Paläontologie, Loewenichstr. 28, 8520 Erlangen.

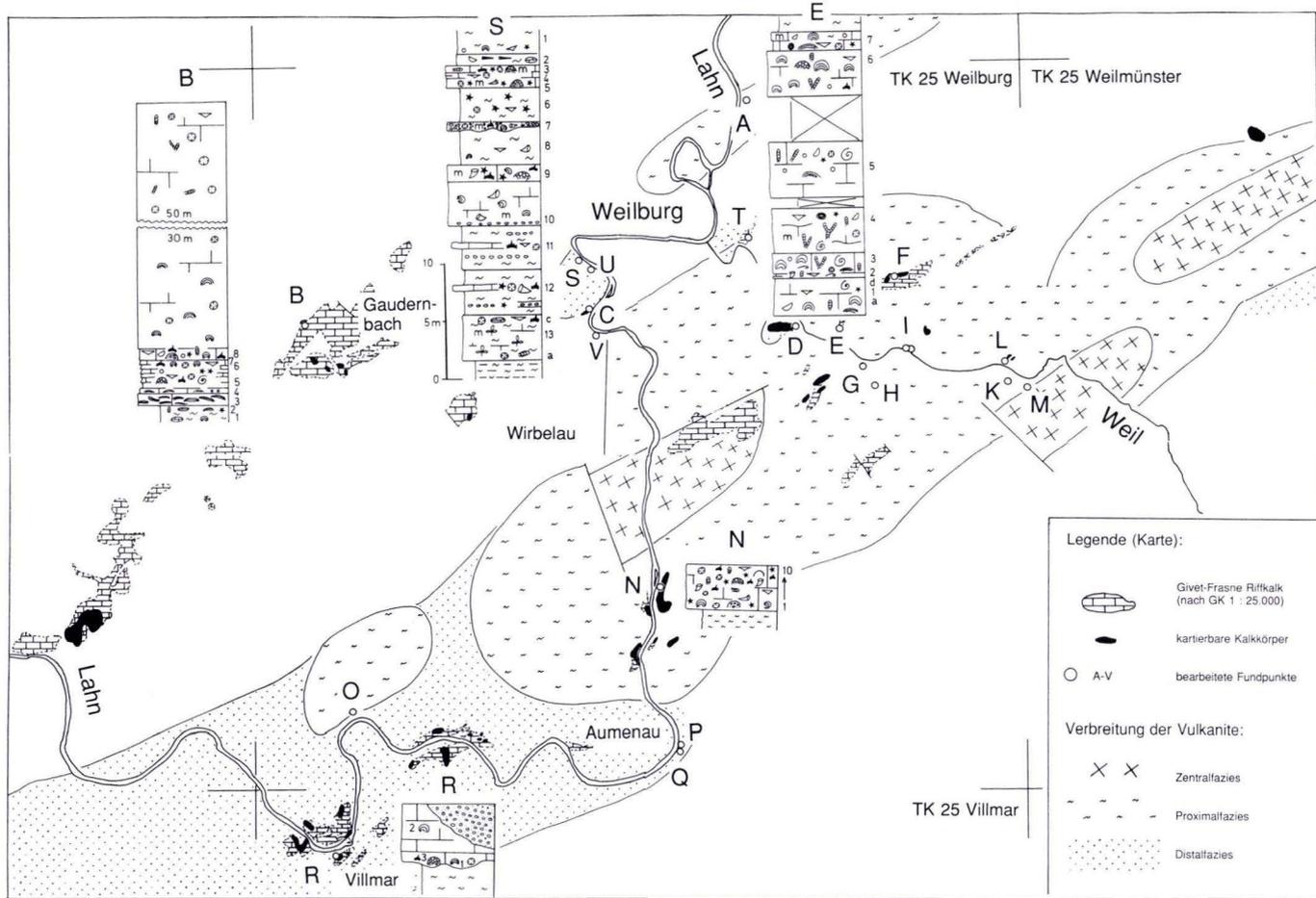


Abb. 1. Verbreitung der (Riff-) Kalke in der mittleren Lahnmulde mit Kennzeichnung der verschiedenen vulkanischen Faziesbereiche (nach BEHNISCH et al. 1991).

1. Einleitung

Im jüngeren Paläozoikum entwickelten sich auf dem ausgedünnten externen Schelf im Süden des Old Red Kontinentes ausgedehnte Senkungsstrukturen, zu denen das Lahn – Dill-Gebiet zählt. Der mit dieser Dehnungstektonik verknüpfte bimodale Vulkanismus steuert die klastische und karbonatische Sedimentation. Die vulkanischen Aktivitäten verteilen sich auf mehrere Phasen, deren bedeutendste das hohe Mitteldevon und das tiefe Frasnium umfaßt (Givet/Adorf-Phase, HENTSCHEL 1970). Während dieses Zeitraumes wurden vorwiegend basaltische, untergeordnet auch trachytische bis alkalirhyolithische Magmen gefördert.

Die basischen Schmelzen eruptierten in großen Mengen als Pyroklastite oder traten an Meeresboden als Laven aus. Über den Förderzentren bauten sich bis zu mehrere hundert Meter mächtige submarine Vulkankomplexe auf, die häufig an die Meeresoberfläche heranreichten oder sie mitunter auch überragten (FLICK et al. 1990, FLICK & NESBOR 1990). In diesen Flachwasserarealen konnten sich ausgedehnte Biostrome und Bioherme – wie z. B. von Gaudernbach, Wirbelau und Kubach – entwickeln. Von diesen autochthonen Karbonaten sind hausgroße Versturzböcke bis feindetritische allodapische Kalke abzuleiten, die in umgelagerten Pyroklastiten enthalten sind. Die erheblichen Reliefunterschiede führten in der Folge zu Mächtigkeits- und Faziesdifferenzierungen.

Die intermediären bis sauren Vulkanite der Givet/Adorf-Phase bildeten zahlreiche kleine Vulkaninseln, die den basischen Vulkankomplexen aufsaßen und z. T. von Saumriffen umgeben waren (FLICK & SCHMIDT 1987).

Moderne zusammenfassende Publikationen zu den Karbonaten, die über die Arbeiten von RIETSCHEL (1966) und KREBS (1967; 1968; 1969 und 1974) hinausgehen, fehlen für diese Region. Neue Untersuchungen zu Stromatoporen-Morphotypen aus dem Villmarer Riffkomplex legten KÖNIGSHOF et al. (1991) vor.

Für stratigraphische Datierungen wurden von 25 Fundpunkten insgesamt 95 Proben (zu je 1 bis 7 kg) aufgelöst, von denen 58 Conodonten enthielten. Für fazielle und mikrofazielle Untersuchungen wurden von allen Proben Anschliffe und insgesamt 158 Dünnschliffe hergestellt. Ziel der Profilaufnahmen und Probenaufsammlungen war es, das Einsetzen der Rifffazies auf den Vulkanschwellen zu erfassen und Anhaltspunkte für die Altersstellung des Vulkanismus zu erhalten.

2. Autochthone und paraautochthone Riffkalke

Auf den erodierten Vulkanbauten entstanden im Givet an mehreren Stellen unter der Beteiligung riffbildender Organismen bankige Karbonate, aus denen sich örtlich Riffe (Bioherme) entwickelten (Abb. 1). Dieser flächige Beginn des Riffwachstums folgt unterschiedlichen Sedimentationsmustern:

2.1. Profil E (Abb. 2)

Im Profil E sind ca. 20 m dunkelgraue bis schwarze, dm- bis m-gebantke Kalke im Wechsel mit epiklastisch fragmentierten basischen Lapilli- und Aschentuffen aufgeschlossen. Die meist schlecht ausgewaschene Matrix der Kalke besteht vorwiegend aus bituminösem Kalkschlamm und enthält neben Peloiden Ostracoden, verschiedene Calcisphaeren, Foraminiferen (*Parathu-*

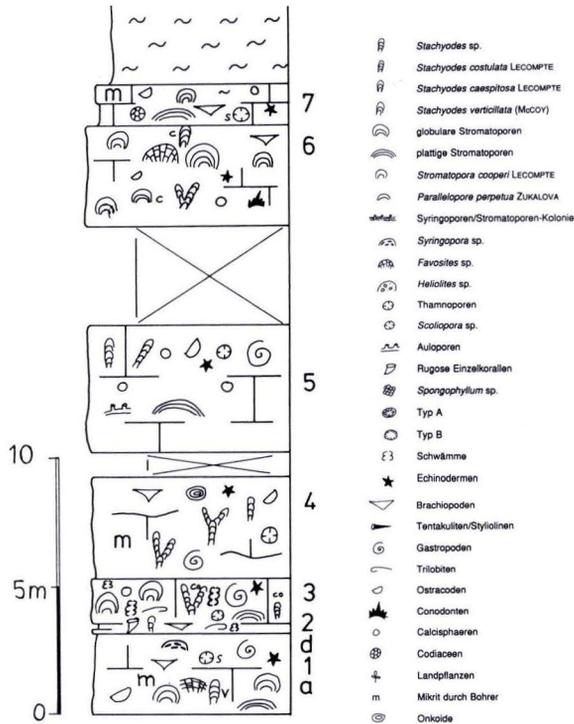


Abb. 2. Das Profil E (Aufgelassene Steinbrüche Nordostflanke Weital, 800 m nordwestlich Freienfels).

rammina sp.) und weiteren Biofeinschutt. Als Komponenten, die bis 50 Vol.% des Sedimentes ausmachen können, finden sich – z. T. in Lebendstellung – riffbildende Organismen. In den basalen Schichten (2 und 3) sind Schwämme die wichtigsten Komponenten. Sonst dominieren ästige Stromatoporen mit drei Arten von *Stachyodes*:

S. verticillata (MCCOY)

S. caespitosa LECOMPTE

S. costulata LECOMPTE

sowie plattige und dm-große globulare Stromatoporen:

Stromatopora cooperi LECOMPTE

Stromatopora sp. (ähnlich Profil N)

? *Syringostroma*

cf. *Clathrocoilona*

Unter den Thamnoporen überwiegt *Thamnopora* sp. gegenüber *Scoliopora* sp. A, große rugose Einzelkorallen ergänzen die autochthone bis parautochthone Riff-Fauna. Rugosa, Thamnoporen und *Stachyodes* werden von Stromatoporen inkrustiert. Große Gastropoden sind in einigen Horizonten häufig, Crinoiden, Brachiopoden und Trilobiten treten quantitativ in den Hintergrund. Conodonten sind selten und beschränken sich auf typische Riffbewohner.

Unter der Flora ist das Auftreten von Chlorophyta (*Litanaia* sp. und *Pseudopalaeoporella* sp.) bemerkenswert, die von HUBMANN (1990) aus dem Grazer Paläozoikum beschrieben

wurden. Zahlreiche Komponenten, vor allem jedoch Crinoiden und Brachiopoden, sind durch Mikrobohrer (Algen/Pilze?) randlich mikritisiert.

Beschreibend sind die schwarzen Kalke von Profil E als Floatstones zu bezeichnen. Da die Organismen als Sedimentbinder eine Rolle gespielt haben dürften, liegen genetisch wohl teilweise Bindstones vor. Nur in einer dünnen Bank ist die Matrix weitgehend ausgewaschen, so daß von Rudstones gesprochen werden kann.

Die feinkörnige Matrix spricht für ein niedrigerenergetisches Ablagerungsmilieu der Karbonate. Die relativ hohe Diversität an Organismengruppen und das Auftreten autochthoner Riffbildner belegen offen-marine Bedingungen. Das Vorkommen von Grünalgen und von Mikritrinden, die nach Rezentbeobachtungen (GOLUBIC et al. 1975) nur im Flachwasser gehäuft gebildet werden, spricht für eine geringe Wassertiefe.

Die bituminösen Kalke von Profil E entsprechen vollkommen der Bankfazies (Schwelmfazies) der Riffgliederung nach KREBS (1974) und FLÜGEL & HÖTZL (1976). Nach der alten Geologischen Karte (Blatt Weilburg) könnten die schwarzen Kalke von Profil E die Basiskalke des Kubacher Riffes darstellen oder ihnen mindestens entsprechen.

2.2. Profil N (Abb. 3)

Im Profil N ist die Basis einer Riffentwicklung über umgelagerten basischen Aschentuffen in hervorragender Weise in 4 m mächtigen, bankigen bis massigen Karbonaten erschlossen. Die basalen Kalke bestehen aus dicht gepackten, parautochthonen — d. h. wenig umgelagerten — Biogenen. Die wichtigsten cm- bis dm-großen Komponenten werden gebildet von globularen und lagigen Stromatoporen:

Parallelopora cf. *perpetua* ZUKALOVA (nur in Probe 1, vermutlich in Lebendstellung)

Stromatopora sp. (2 Arten, in den Proben 2, 3, 9, und 10),

ästigen Stromatoporen:

Stachyodes sp.,

globularen Favositiden und Heliolitiden sowie ästigen Thamnoporiden (*Scoliopora* sp.) unter den Tabulaten, großen rugosen Einzelkorallen (mit *Spongophyllum* sp. und zwei weiteren Typen A und B [Abb. 4]), Brachiopoden und Crinoiden.

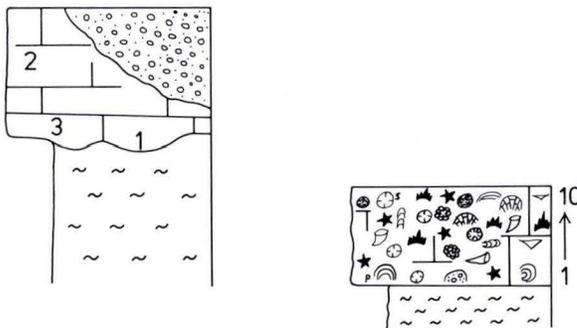


Abb. 3. Das Profil N (Bahnanschnitt südlich der Schleuse Fürfeld). Legende siehe Abb. 2.

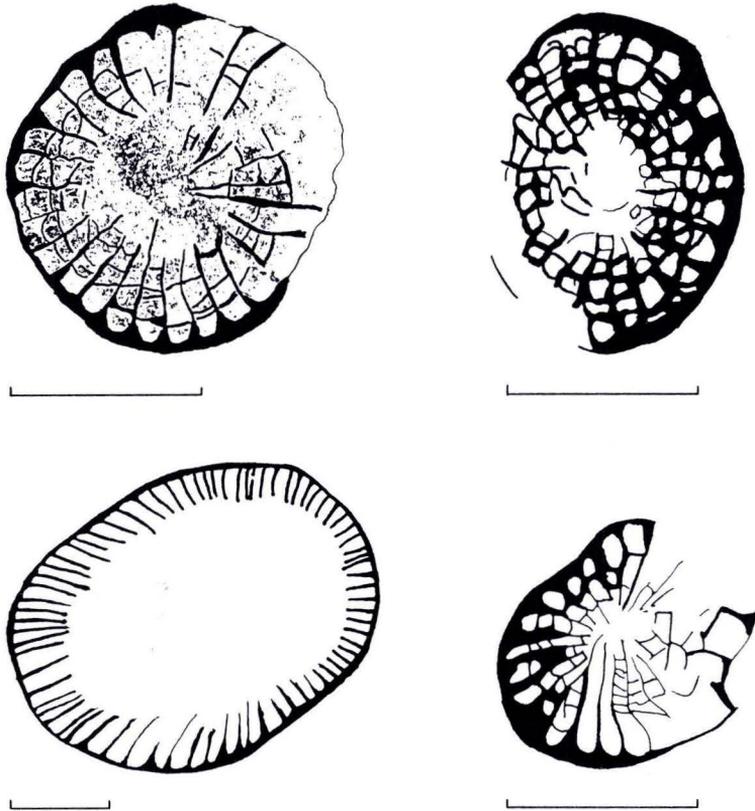


Abb. 4. Rugose Einzelkorallen aus dem Profil N: Typ B (Fig. unten links) und A (*Tabulophyllum* sp.: übrige Figs.). Länge des Balken jeweils 5 mm. Septen und Dissepimente z.T. stark verdickt durch Zementation und Umkristallisation.

In Profil N wird der pyroklastische Schutt von Crinoiden und ästigen Tabulaten besiedelt und durch lagig-plattige Stromatoporen fixiert. Rugosa treten solitär auf und werden z. T. postmortal ebenso wie andere ästige Biogene von Stromatoporen überwachsen.

Die dunkelgraue, bituminöse Matrix ist meist schlecht ausgewaschen und besteht aus Peloid-Bioeinschutt-Mikrospartiten, so daß die Kalke vorwiegend als Floatstones bis Rudstones, z. T. vielleicht auch als Bindstones angesprochen werden können.

Im Vergleich zu Profil E sind die Biogene häufiger, wenn auch nicht sehr weit, umgelagert. Die Matrix ist besser ausgewaschen. Die Kalke von Profil N dürften daher in einem etwas höherenergetischen Milieu, aber immer noch unterhalb der normalen Wellenbasis abgelagert worden sein.

2.3. Profil B (Abb. 5)

In einem Steinbruch im Kerkerbachtal ist die Basis des Gaudernbacher Riffes hervorragend aufgeschlossen. Das Profil beginnt in mehrfach umgelagerten basischen Lapillituffen mit cm-

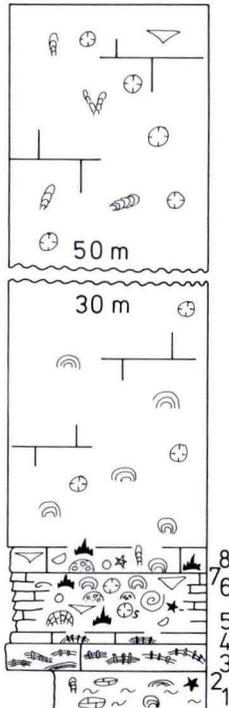


Abb. 5. Das Profil B (Steinbruch im Kerkerbachtal 1,5 km westlich Gaudernbach). Legende siehe Abb. 2.

bis dm-großen Karbonatlithoklasten, die einerseits aus weitgehend karbonatisierten Pyroklasten, andererseits aus Bioklasten und aufgearbeiteten Kalken bestehen.

Die Vulkaniklastika werden von ca. 80–100 cm mächtigen Floatstones bis Rudstones überlagert, in dem große plattige rote Syringoporen-Stromatoporen-Kolonien (ca. 7 cm × 50 cm) und untergeordnet Crinoiden, Brachiopoden und Thamnoporen in einer rotgrauen feinkörnigen Matrix schwimmen. Die plattigen Kolonien sind \pm autochthon, zeigen aber auch z. T. ein komponentengestütztes Gefüge mit Imbrikation.

Es folgen 3 m dunkelgraue gebankte Kalke, die an der Basis ästige Stromatoporen und tabulate Korallen enthalten. Der Faunenreichtum nimmt zum hangenden Bioherm hin zu: Globulare, lagige und ästige Stromatoporen, globulare Favositiden und Heliolitiden, Alveoliten, Thamnoporen, Gastropoden, Echinodermen, „Schalen“, Ostracoden und z. T. häufige Calcisphaeren. Während an der Basis die Komponenten in einer feinkörnigen dunklen Matrix schwimmen, nehmen die Biogene nach oben an Häufigkeit und Diversität zu und sind z. T. komponentengestützt (Floatstones bis Packstones). In dünnen Lagen sind Crinoiden angereichert und die Matrix ist ausgewaschen (Grainstones). Insgesamt spiegelt sich in der Bankfazies eine Verflachung und/oder Zunahme der Wasserbewegung wider, die schließlich zur Ausbildung der massigen, gut ausgewaschenen grauen und roten Boundstones der hangenden Biohermfazies führt.

In der Biohermfazies sind anfangs globulare Biogene häufig, später dominieren ästige Stromatoporen (*Stachyodes*) sowie Thamnoporen und rugose Korallen. Die roten Riffkalke wurden von einer intensiven Stylolithisierung und späten Dolomitisierung überprägt.

2.4. Weitere Vorkommen

KÖNIGSHOF et al. (1991) erwähnen vom Villmarer Riff (700 m westlich der Ortschaft) „schwarze Kalke des lagunären Bereichs“ mit den Conodonten „*Polygnathus weddigei* und *Polygnathus timorensis*“. Das Auftreten von „pelagischen“ Conodonten spricht jedoch gegen ein eingeschränktes lagunäres Milieu. Es sollte geprüft werden, ob es sich bei den schwarzen Kalken nicht um die Basis des Villmarer Riffes in Bankfazies handelt (siehe auch Altersstellung).

2.5. Altersstellung

Die Riffkalke in Biohermfazies (Dorp-Fazies nach KREBS 1974) enthalten extrem wenige, stratigraphisch nicht sehr aussagekräftige Conodonten (*Belodella*, „*Panderodus*“). Dagegen lieferte die Bankfazies (Schwelm-Fazies) zusätzlich *Ozarkodina brevis* und überraschend häufig Polygnathiden, die eine Einstufung der Kalke in die *varcus*-Zone ermöglichten. Neben langlebigen Morphotypen von *Polygnathus linguiformis linguiformis* erlaubt die Dominanz des delta-Morphotyps eine genauere Einstufung einiger Proben in die Mittlere *varcus*-Zone.

3. Allochthone Riffkalke

Häufig finden sich in und über den Pyroklastiten umgelagerte Riffkalke. Die Korngröße reicht von wenigen mm bis zu ca. 30 m. In der Verteilung scheinen sich lokal Abfolgen von riffnahen Sturzmassen zu Debrisflows/Mudflows abzuzeichnen: So dürfte der große Versturzblick, der im aufgelassenen Steinbruch oberhalb des östlichen Ortsausganges von Essershausen (Abb. 1: L) zwischen Lapillituffen aufgeschlossen ist, vom Kubacher Riff abzuleiten sein. Die dm- bis m-großen Kalkschollen in den epiklastisch fragmentierten basischen Lapillituffen 400 m südöstlich Essershausen (Abb. 1: K) stellen möglicherweise die weniger proximalen Anteile der Sturzmasse dar. Kalklagen zwischen basischen Aschentuffen (M: 500 m südöstlich Essershausen) könnten als distale Fazies allodapischer Kalke gedeutet werden.

Faziell entsprechen die allochthonen Riffkalke den autochthonen Vorkommen. In den Komponenten überwiegen große Biogene, Kalke aus der Back-Reef-Fazies treten deutlich zurück. Soweit sich die allochthonen Riffkalke überhaupt datieren ließen, ergab sich meist eine Einstufung in die *varcus*-Zone, wobei eine Zuordnung zur Mittleren *varcus*-Zone gelegentlich möglich war.

Auch die feinkörnigen Kalkbänkchen und -linsen, die zwischen Pyroklastiten und submarinen Laven eingeschaltet sind, ließen sich – soweit überhaupt möglich – in die (Mittlere) *varcus*-Zone einstufen (mit Ausnahme von Fundpunkt V, in dem aus Zwickelfüllungen eines Pillowstromes der Oberdevon-Phase eine Conodontenfauna der Hemberg-Stufe gewonnen werden konnte).

Eine Sonderstellung nimmt das Profil am Lahnhang gegenüber Kirschhofen (Abb. 1: S) ein.

3.1. Das Profil S (Abb. 6)

Über Tonstein, der häufig Pflanzenstengel führt, folgen 4 m epiklastische Lapillituffe ursprünglich trachytischer Zusammensetzung mit knolligen, Brachiopoden und Thamnoporen führenden Wacke- bis Floatstones an der Basis und – im höheren Teil – mit zahlreichen, bis einige cm großen Karbonatkomponenten aus tabulaten (Thamnoporen) und rugosen Korallen und Crinoiden, die in Lagen Echinodermen-Grainstones bilden können.

In den überlagernden 4 m mächtigen Pyroklastika vergleichbarer Zusammensetzung sind gradierte Rud-/Grainstones eingeschaltet, die an der Basis vorwiegend aus Thamnoporen (überwiegend *Thamnopora* sp.) und Crinoiden, im höheren Teil aus Echinodermen-führenden Pelspariten aufgebaut werden. Stromatoporen sind ausgesprochen selten (*Stachyodes costulata* LECOMPTE in Probe 12a).

Die folgenden dickbankigen Rudstones enthalten bis 7 cm große Riffschutt-Komponenten aus Stromatoporen sowie rugosen und tabulaten Korallen. An der Basis treten abgerollte Algenknollen (*Bevocastria*-Intraclasten) auf. Die Matrix wird vorwiegend von Echinodermen (Crinoiden und Stacheln) und Peloiden gebildet.

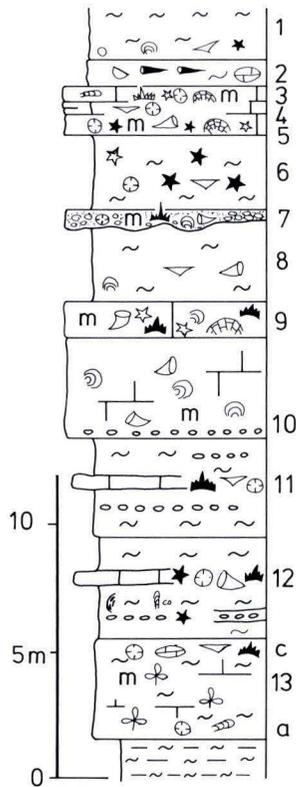


Abb. 6. Das Profil S (Nordflanke Scheuernberger Kopf). Legende siehe Abb. 2.

Tab. 1. Conodonten-Liste. Die Buchstaben entsprechen den Fundpunkten, die Zahlen den Bank- oder Probennummern, ein T hinter der Zahl bedeutet Top der Bank, ein B die Basis. Die Zahlen geben innerhalb der Tabelle die Anzahl der bestimmaren Elemente wieder. In den reichen oberdevonischen Faunen sind Elemente, die bestimmt wurden, mit Sternchen markiert

	A	B3	B4	B5	B6	B7	B8	BR	C1	C2	C3	C4	D3	E3b	E6	G1	G2	H1	H2	K3	M	N6	N7	N8	N9	N10
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>	2	1	5	3	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-
δ Morphotyp	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
ε Morphotyp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	2	-	-	-	-	-	1?	-	-	-	2	1	-	-	-
γ Morphotyp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1?	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i>	-	-	-	1?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus timorensis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus varcus</i>	2	4	1	1	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	3	-	-	-	1
<i>Polygnathus ansatus</i>	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus sp.</i>	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Belodella sp.</i>	5	2	6	10	-	15	-	1	1	-	19	1	32	-	2	-	5	4	-	-	18	1	-	-	2	-
<i>Ozarkodina sp.</i>	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	3	-	1	-	3	-	-	-	2	1	-	-	-	-
"Ozarkodina"	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
"Panderodus"	-	-	3	3	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	4	-	-	-	1	1	1	1	-	-
<i>Icriodus difficilis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-
<i>Icriodus brevis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
<i>Icriodus sp.</i>	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Astyp	4	5	7	3	-	2	1	1	-	-	20	1	3	1	-	-	2	-	2	2	9	6	1	1	-	1
	O1	O2	O4	O6	O7	Q2	Q3	R1	S3T	S4M	S7M	S9B	S9T	S11B	S11T	S12b	S13c	S14	T1	T2	T3	U3	V			
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	6	30	-	5	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-
γ Morphotyp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
γ Morphotyp (vel δ Morphotyp)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>	-	-	-	-	1	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i>	-	-	-	-	-	-	1?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus varcus</i>	-	-	-	1	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus dubius</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	10	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus xylus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus sp. cf. xylus ensensis</i>	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus cf. ovinodosus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus pennatus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Polygnathus decorosus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	*	-	-	-
<i>Polygnathus webbi</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	*	-	-	-
<i>Polygnathus sp.</i>	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	5	-	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Belodella sp.</i>	-	-	7	-	2	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	*	-	-	-	-	-
<i>Ozarkodina brevis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ozarkodina sannemanni</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Icriodus obliquimarginatus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Icriodus symmetricus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	-	-	-
<i>Klapperina disparilis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Klapperina disparalvea</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1?	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Schmidtognathus wittekindti</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Ancyrognathus triangularis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	*	*	*	-	-	-
<i>Ancyrodella ioides</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	*	-	-	-
<i>Ancyrodella gigas</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	*	-	-	-
<i>Ancyrodella nodosa</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	*	-	-	-
<i>Palmatolepis jamieae</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-
<i>Palmatolepis barba</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-
<i>Palmatolepis ederi</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-
<i>Palmatolepis hassi</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-
<i>Palmatolepis rhenana nasuta</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-
<i>Palmatolepis subrecta</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-
<i>Palmatolepis ex gr. glabra</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Palmatolepis glabra ssp. (lepta ?)</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<i>Palmatolepis perlobata grossi</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
Astyp	1	1	1	1	-	3	11	-	17	8	2	1	9	5	5	5	3	10	-	-	-	5	-	-	-	-

In die hangenden ca. 3,50 m mächtigen, bjogenführenden (Brachiopoden, Echinodermen, Rugosa, Tabulata mit *Alveolites suborbicularis* GOLDFUSS) epiklastischen Aschen- und Lapillituffe, die im Gegensatz zu den Vulkaniklastika im unteren Teil der Abfolge aus basaltischen Schmelzen hervorgegangen sind, haben sich bis 30 cm mächtige Rudstones erosiv eingeschnitten. Die Rudstones sind schwach invers gradiert und enthalten Komponenten bis 5×15 cm, meist jedoch von 1–5 cm Durchmesser.

Ca. 1 m mächtige bankige Rudstones mit dm-großen globularen und mit ästigen Stromatoporen, zerbrochenen Thamnoporen und rugosen Einzelkorallen, Brachiopoden und häufigen Crinoiden schließen die Karbonatfolge nach oben ab. Im Hangenden folgen Tuffite, die an der Basis kalkige Knauern mit massenhaft Ostracoden und Styliolinen führen.

Im gesamten Profil sind zahlreiche Komponenten durch Mikrobohrer (Algen/Pilze ?) randlich mikritisirt. Echinodermen sind gelegentlich zu syntaxialen Rim-Zementen weitergewachsen. Spätdiagenetisch wurden die Rud-/Grainstones von einer Styliolithisierung und mindestens 2-phasigen Dolomitisierung überprägt.

Fazies-Interpretation: Die Häufung von Pflanzenresten in den unterlagernden Tonsteinen deutet auf die relative Nähe eines Festlandes resp. einer Vulkaninsel hin. Die in der Karbonatfolge enthaltenen, umgelagerten Biogene sind – wie die häufige Mikritisierung durch bohrende Organismen zeigt – in flachem bewegtem Wasser gebildet und aufbereitet worden. Komponenten aus dem Back-Reef-Bereich fehlen. Die geringe Sortierung der Komponenten sowie das Vorkommen von zusammenhängenden Crinoidenstielgliedern und z. T. wenig zerbrochenen ästigen Thamnoporen sprechen für einen kurzen Transport der allochthonen Karbonate. Als Transportmechanismus kommen Schlamm- und Schuttströme für die große Komponenten enthaltenden unsortierten Sedimente in Frage. Erosive Rinnen und gradierte Kalkbänke belegen den Übergang zu kanalisiertem Strömen und proximalen Turbiditen.

Insgesamt dokumentiert sich in dem Profil S von der Basis mit pflanzenreichen Schichten über allochthone Flachwasserkarbonate zu pelagischen Ostracoden-Styliolinschiefern am Top das Versinken einer nahegelegenen Vulkaninsel.

Altersstellung: Die Proben S. 14–12b sind in die *varcus-* bis *hermanni-cristatus*-Zone einzustufen. Die Conodonten der Proben S. 11 Top – 4 Mitte entsprechen der *hermanni-cristatus-* bis *disparilis*-Zone. Probe S. 4 reicht von der Oberen *hermanni-cristatus-* bis in die *disparilis*-Zone. Probe S. 3 Top ist in die *disparilis*-Zone zu stellen.

4. Detritische Kalke

Über den Vulkaniten treten verbreitet detritische Kalke auf (Adorfer Plattenkalk). Die wenigen untersuchten Proben sind als Grainstones (Biosparite) anzusprechen. Aufgrund der starken Umkristallisation weist lediglich die im Sparit reliktsch erhaltene Siebstruktur darauf hin, daß die detritischen Karbonate ursprünglich hauptsächlich aus Crinoiden aufgebaut waren.

Die Adorfer Plattenkalke enthielten eine reiche Conodontenfauna der Mittleren Adorf-Stufe.

5. Ergebnisse

Der Vulkanismus beginnt in der südwestlichen Lahnmulde im oberen Teil der Unteren *varcus*-Zone (REQUARD 1990). Auf Blatt Weilburg lassen sich dabei drei verschiedene Vulkan-

zentren aushalten (Abb. 1). Eine eindeutige Zuordnung der Biostrom- und Biohermentwicklung zu der Vulkanfazies (zentral, proximal oder distal) besteht nicht. Das verbreitete Einsetzen der Bankfazies über den mehr oder weniger stark erodierten Vulkankomplexen in der Mittleren *varcus*-Zone läßt darauf schließen, daß zu dieser Zeit der Vulkanismus zur Ruhe gekommen war. In den untersuchten Profilen beginnt das Riffwachstum generell mit der Mittleren *varcus*-Zone und reicht örtlich bis in die *rhenana*-Zone der Adorf-Stufe.

In den untersuchten autochthonen Vorkommen bildet sich insbesondere in der Matrix eine bathymetrische Zonierung ab. Profil E enthält meist isolierte Organismen in einer Wackestone-Matrix. Fauneninhalt und erhöhte Gehalte an C_{org} entsprechen der typischen Schwelm-Fazies. Es muß mit einer Ablagerung unter der normalen Wellenbasis gerechnet werden. Dennoch dürfte die Wassertiefe dieses niedrigerenergetischen Ablagerungsmilieus nicht allzu groß gewesen sein, wie von Bohrern erzeugte Mikritrinden und das Auftreten von Codiaceen zeigen.

Über Profil N zu Profil B ist eine deutliche Zunahme der Wasserenergie zu verzeichnen, wie die Dominanz von feinkörnigen Packstones in der Matrix belegt. Die günstige bathymetrische Position von Profil B hat dann wohl auch dazu geführt, daß sich hier aus der Bankfazies die Rifffazies des Gaudernbacher Riffes entwickeln konnte, während in Profil E die Biostromfazies von vulkaniklastischen Sedimenten verschüttet wird.

Die allochthonen Kalke von Profil S sind nicht von der beschriebenen Bank- und Rifffazies abzuleiten. Vielmehr sind sie stratigraphisch jünger und beweisen, daß das Riffwachstum lokal das Wiederaufleben des Vulkanismus im hohen Givet überdauerte.

Das Riffwachstum setzt über pyroklastischen Sedimenten ein. Im relativ tieferen Wasser (Profil E) beginnt es mit ästigen Korallen und Stromatoporen sowie mit teilweise dominierenden Schwämmen. Crinoiden- und Brachiopoden-haltige epiklastische Tuffe werden in weniger tiefem Wasser von ästigen Thamnoporen überwachsen und von einer diversen Stromatoporen-vergesellschaftung mit zunächst lagigen Wuchsformen fixiert.

Plattige Stromatoporen und Syringoporen scheinen die Pionierfaunen in dem relativ flacheren Ablagerungsmilieu von Profil B darzustellen, aus dem sich in der Folge ein Bioherm entwickelt.

6. Conodontenproben und Datierungen

A: Straßenböschung am Schellhofskopf nördlich Weilburg: Kalkknotenschiefer zwischen Metabasalten

Datierung: Mittlere *varcus*-Zone.

Diskussion: Von RIETSCHEL (1966) wird vom selben Fundpunkt eine Fauna mit *Polygnathus eifelius*, *Polygnathus linguiformis linguiformis* und *Polygnathus pseudofoliatius* berichtet. Er stuft die Fauna in die höchste Eifelstufe ein. Nach dem Catalogue of Conodonts (ZIEGLER [ed.] 1973 bis 1991) reichen die von RIETSCHEL bestimmten Elemente jedoch auch in das tiefere Givet.

B: Steinbruch im Kerkerbachtal 1,5 km westlich Gaudernbach: Riffentwicklung über basischen Lapillituffen.

Datierung: Mittlere *varcus*-Zone

C: Kalkbruch an der Südostflanke des Scheuernberger Kopfes, 1 km südlich Kirschhofen: massige Kalke

Datierung: wegen des ausschließlichen Vorkommens der Polygnathiden *P. varcus* und

P. linguiformis linguiformis gamma Morphotyp (trotz der möglichen größeren Reichweite der Formen) vermutlich *varcus*-Zone.

- D: Osthang Kreuzersberg an der ehemaligen Bahntrasse, nördliches Weital: gebankte Kalke über basischen Lapillituffen
Datierung: *varcus*- (bis *disparilis*-)Zone
- E: Aufgelassene Steinbrüche nordöstliche Flanke Weital, 800 m nordwestlich Freienfels: schwarze bituminöse Kalke zwischen basischen Pyroklastiten
Datierung: *varcus*-Zone (bis *disparilis*-)Zone
- F: Straßenanschnitt 200 m südlich Kubach: Kubacher Riff (höherer Anteil): 2 Proben: keine Conodonten
- G: Südflanke Weital, 150 m nördlich Freienfels: Riffkalk über basischen Lapillituffen
Datierung: *varcus*- (bis *disparilis*-)Zone
- H: Weganschnitt 100 m südöstlich Freienfels oberhalb Wasserbehälter: dichte hellgraue Kalke über Metabasalten
Datierung: *varcus*- (bis *disparilis*-)Zone
- I: Straßenanschnitt Nordostflanke Weital, 650 m nordöstlich Freienfels: Kalklagen zwischen Aschentuffen
- J: Nordostflanke Weital, 700 m nordöstlich Freienfels: Kalklage zwischen Aschentuffen: ohne Conodonten
- K: Südwestflanke Weital, 400 m südöstlich Essershausen: dm- bis m-große Kalkschollen in basischen Lapillituffen
Datierung: (pre-*varcus*-? bis) *varcus*-Zone
- L: Aufgelassener Steinbruch östlich Ortsausgang Essershausen: allochthoner, hausgroßer Kalkblock aus Riffkalk in basischen Lapillituffen: keine Conodonten
- M: Südwestflanke Weital, 500 m südöstlich Essershausen: Kalklage zwischen basischen Aschentuffen
Datierung: Mittlere *varcus*-Zone
- N: Ostflanke Lahntal: Bahnanschnitt bei km 31,800, 200 m südlich Schleuse Fürfeld: Basis der Riffentwicklung über basischen Aschentuffen
Datierung: *varcus*-Zone
- O: Nordwestflanke Lahntal, Bahnanschnitt bei km 40,080, 50 m nordöstlich Kramsmühle nordwestlich Arfurt: cm- bis m-große Kalkkomponenten in basischen Lapillituffen
Datierung: (Mittlere?) *varcus*-Zone
- P: Südostflanke Lahntal, Pinge bei Bahn-km 34,200, 200 m nordöstlich Aumenau: Kalklagen in Tonschiefern
- Q: Südostflanke Lahntal, Straßenanschnitt 200 m östlich Aumenau: Q.1 bei Bahn-km 34,300; Q.2 und Q.3 bei Bahn-km 34,580: Kalkkomponenten und Bänkchen in epiklastisch fragmentierten Lapillituffen
Datierung: *varcus*-Zone
- R: aufgelassener Steinbruch, Südflanke Lahntal, 500 m südwestlich Villmar: Riffschuttkalke über basischen Lapillituffen
Datierung: *varcus*-Zone
- S: Nordflanke Scheuernberger Kopf, 500 m westlich Kirschhofen: Riffschuttkalke in intermediären und basischen Lapillituffen

- Datierung: Die Proben S. 14–12b sind in die *varcus-* bis *hermanni-cristatus*-Zone einzustufen. Die Conodonten der Proben S. 11 Top – 4 Mitte entsprechen der *hermanni-cristatus-* bis *disparilis*-Zone. Probe S. 4 reicht von der Oberen *hermanni-cristatus-* bis in die *disparilis*-Zone. Probe S. 3 Top ist in die *disparilis*-Zone zu stellen.
- T: Straßenböschung Südflanke Weital, 400 m nordöstlich Guntersau bei km 020 2,600: Plattenkalke
Datierung: *jamieae-* bis Untere *rhenana*-Zone
- U: Lahnufer Nordostflanke Scheuernberger Kopf, 400 m südwestlich Kirschhofen: Kalkknotenschiefer (U. 3), (tektonisch) überlagert von epiklastisch fragmentierten Lapilli- und Aschentuffen
Datierung (U. 3): Famenne, vermutlich Nehden Stufe.
- V: Südwestflanke Lahntal, 1,3 km südlich Kirschhofen, Lahn-km 46,100: Zwickelfüllung aus Pillowstrom
Datierung: Obere *marginifera-* bis *trachytera*-Zone (Hemberg-Stufe)

Danksagung: Diese Arbeit entstand im Rahmen eines DFG-Projektes zur Geologie, Faziesentwicklung und diagenetischen Alteration der basischen Vulkanite des oberen Mittel- bis tiefen Oberdevons im Lahn–Dill-Gebiet von HORN, FLICK und BUGGISCH unter Mitarbeit von NESBOR (DFG-Az. Ho 1200/1). Weitere Beiträge lieferten LIPPERT, MEISL und BEHNISCH. Ihnen allen sei herzlich gedankt, insbesondere aber H. D. NESBOR, der gemeinsam mit BUGGISCH die Vorkommen im Gelände beprobte.

7. Schriftenverzeichnis

- BEHNISCH, R., FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, H. D. (1991): Paläogeographische Rekonstruktion submariner Vulkankomplexe im Devon des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). — *Nachr. Dt. Geol. Ges.* **46**: 13; Hannover.
- FLICK, H., & NESBOR, H. D. (1990): Paläozoischer Vulkanismus. — *Geol. Kt. Rheinl.-Pfalz* 1: 25 000, Erl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 34–43, 61–65, 72–84, 18 Abb.; Mainz.
- & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences — a case study of the Schalstein section at Gensberg (Weilburg). — *Geol. Rdschau* **79**: 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- & SCHMIDT, J. (1987): Eine Vulkaninsel mit Saumriff im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. — *Facies* **17**: 67–71, 4 Abb.; Erlangen.
- FLÜGEL, E., & HÖTZL, H. (1976): Palökologische und statistische Untersuchungen in mitteldevonischen Schelf-Kalken (Schwelmer Kalk, Givet; Rheinisches Schiefergebirge). — *Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. Abh. N.F.* **156**: 77 S., 29 Abb. 17 Tab.; München.
- GOLUBIC, St., PERKINS, R. D., & LUKAS, K. J. (1975): Boring microorganisms and microborings in carbonate substrate. — In: FREY R. W. (ed.): *The study of trace fossils*. — 229–259, 9 Abb.; Berlin (Springer).
- HENTSCHEL, H. (1970): Vulkanische Gesteine. — *Erl. Geol. Kt. Hessen* 1: 25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.; 314–374, Tab. 27–36; Wiesbaden.
- HUBMANN, B. (1990): Udoteaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum/Österreich (Barrandeikalk, Eifelium). — *Facies* **22**: 147–158, 7 Abb., 1 Tab., Taf. 35; Erlangen.
- KÖNIGSHOF, P., GEWEHR, B., KORNDER, L., WEHRMANN, A., BRAUN, R., & ZANKL, H. (1991): Stromatoporen-Morphotypen aus einem zentralen Riffbereich (Mitteldevon) der südwestlichen Lahnmulde. — *Geologica et Palaeontologica*, **25**: 19–35, 6 Abb., 4 Taf.; Marburg.
- KREBS, W. (1967): Reef development in the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. — In: OSWALD, D. H. (ed.): *Internat. Symp. Devonian System*. — *Alberta Soc. Petrol. Geol.* **2**: 295–306; Calgary.

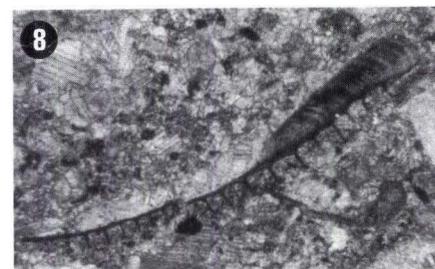
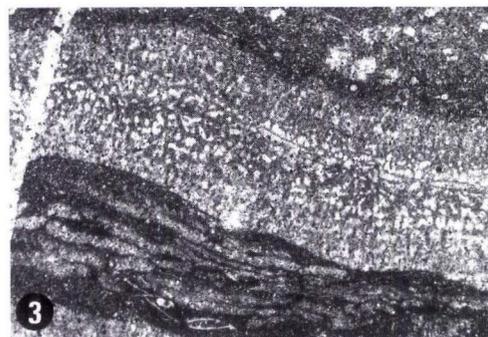
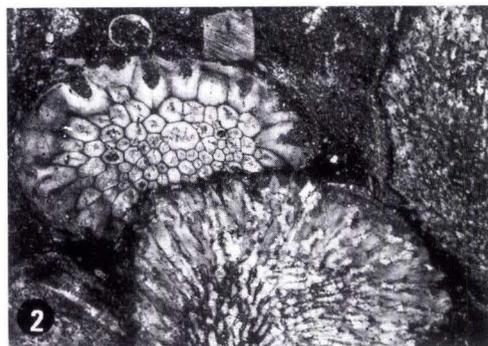
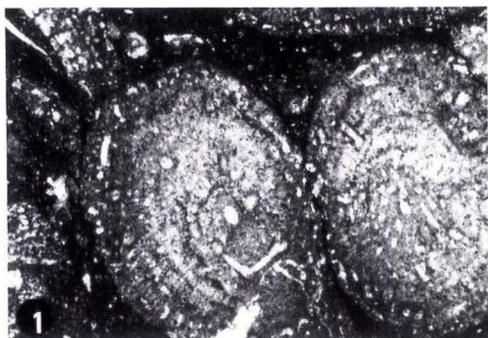
- (1968): Facies Types in Devonian Back-Reef Limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G., & FRIEDMANN, G. M. (eds.): Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe, 186–195, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Berlin (Springer).
 - (1969): Early void filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany). – *Sedimentology* **12**: 279–299; Amsterdam.
 - (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (ed.): Reefs in time and space. – *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.* **18**: 155–208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa.
- REQUARD, H. (1990): Blatt 5613 Schaumburg, 2. Aufl. – *Erl. Geol. Kt. Rheinland-Pfalz* **1**: 25000, 212 S., 53 Abb., 17 Tab., 1 Beil.; Mainz.
- RIETSCHEL, S. (1966): Die Geologie des mittleren Lahn-Troges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, **509**: 1–58, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt/M.

Manuskript eingegangen am 14. 2. 1992

Taf. 1

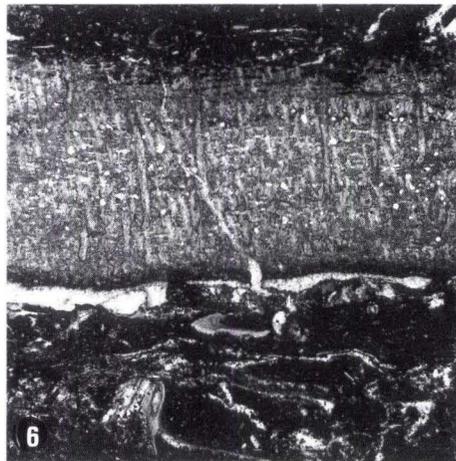
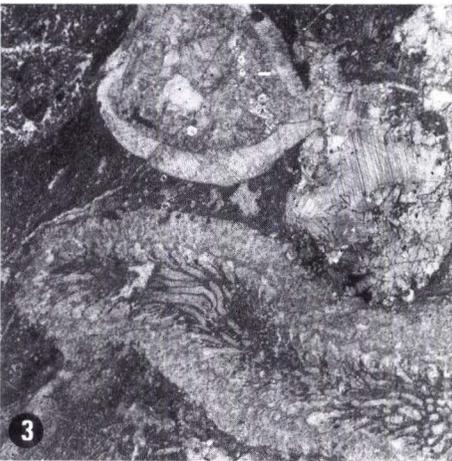
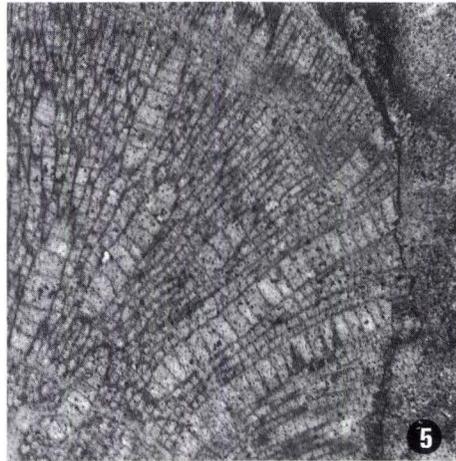
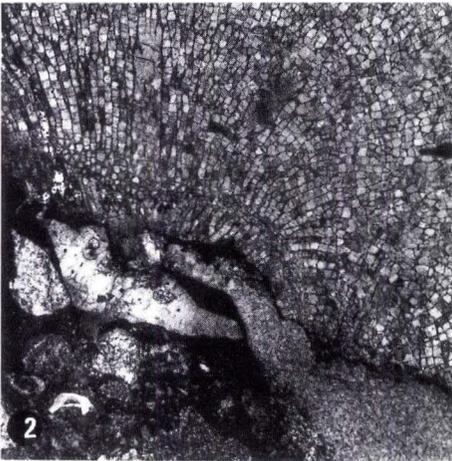
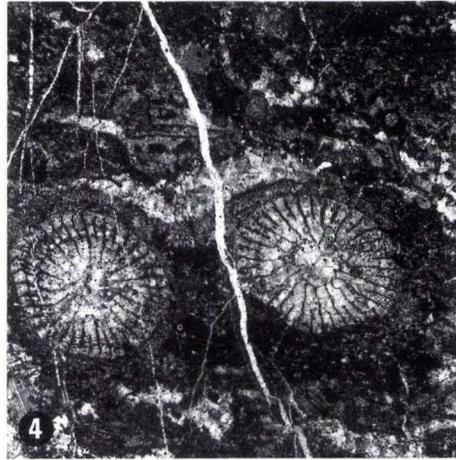
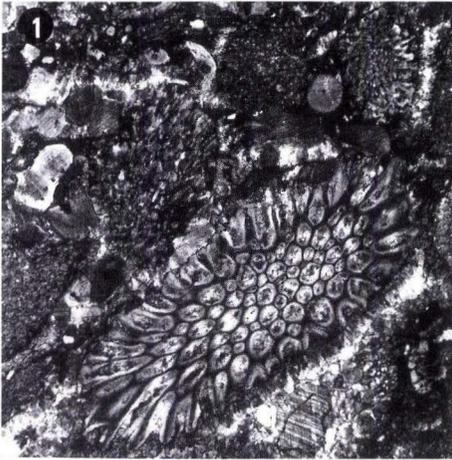
Faziestypen und Fossilien aus der Bankfazies (Profil E)

- Fig. 1. Ästige Stromatoporen: *Stachyodes verticillata* (McCoy) [E1, $\times 2,5$].
Fig. 2. Thamnoporen, *Stachyodes* (rechts) und Alveolitide (unten) [E1 a, $\times 2,5$].
Fig. 3. Inkrustierende plattige Stromatoporen: *Stromatopora cooperi* Lecompte [E5 a, $\times 2,5$].
Fig. 4. Ästige Stromatopore: *Stachyodes costulata* Lecompte [E3, $\times 2,5$].
Fig. 5, 6. Grünalge: *Pseudoporella* sp. [E7 a, $\times 45$].
Fig. 7. Mikrobohrer in Gastropoden(?) -Schale [E6, $\times 15$].
Fig. 8. Problematikum [E3, $\times 15$].



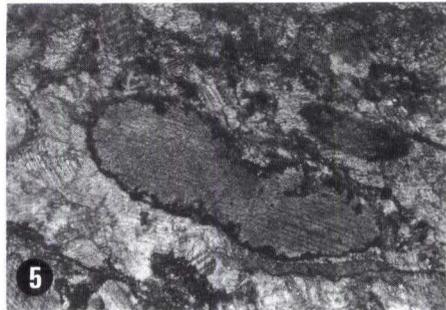
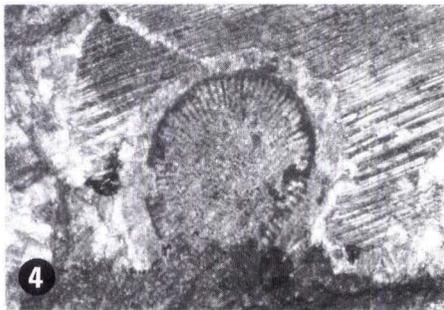
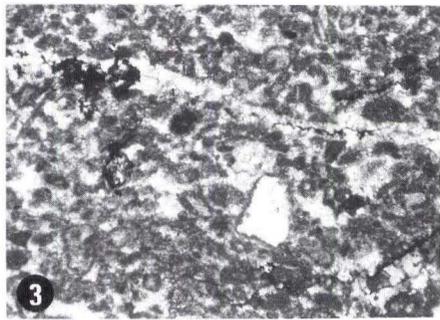
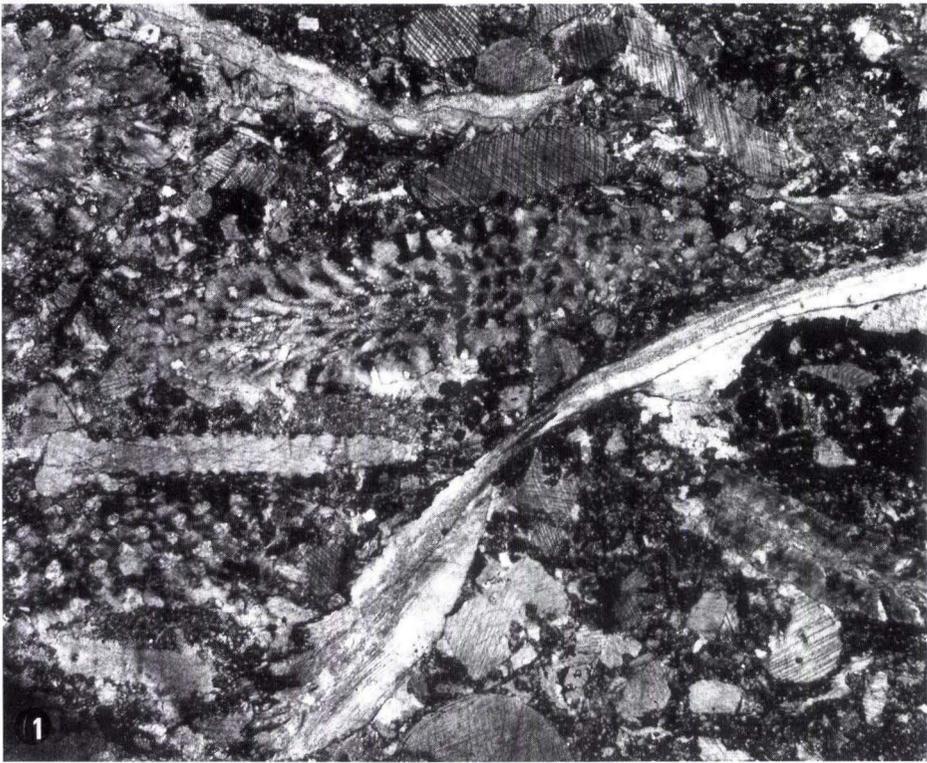
Taf. 2

- Fig. 1. Thamnoporen (*Scoliopora* sp.) – Echinodermen Rudstone [I, $\times 2,5$].
Fig. 2. Favositiden [Q1, $\times 2,5$].
Fig. 3. Alveolitiden inkrustiert durch Stromatopore [B, $\times 2,5$].
Fig. 4. Rugose Korallen (cf. *Thamnophyllum* sp.), inkrustiert von Stromatoporen [C1, $\times 2,5$].
Fig. 5. Helioliten [B7, $\times 2,5$].
Fig. 6. *Syringopora*-Stromatoporen Kolonie [B3, $\times 2,5$].



Taf. 3

- Fig. 1. Thamnoporen-Echinodermen-Brachiopoden Rudstone [S3 Basis, $\times 5$].
Fig. 2. *Pseudopalaeoporella* sp. [F, $\times 15$].
Fig. 3. Echinodermen-Pel-Sparit [S3 Top, $\times 10$].
Fig. 4. Echinodermenstachel mit mikritischen Bohrern [B, $\times 40$].
Fig. 5. Echinodermen-Fragment, von Mikrobohrern randlich mikritisiert [S3 Top, $\times 10$].



Geol. Jb. Hessen	120	S. 99–116	3 Abb.	3 Tab.	2 Taf.	Wiesbaden 1992
------------------	-----	-----------	--------	--------	--------	----------------

Neue Axinit-Funde im Taunus bei Falkenstein, Blatt 5816 Königstein im Taunus

Von

STEFAN MEISL & VOLKER SACHTLEBEN,
mit Beiträgen von GERHARD HENTSCHEL & OLAF MEDENBACH*

Kurzfassung: Eine für den Taunus neuartige Ausbildungsform des Axinites sind Porphyroblasten im Meta-Andesit. Aus den vom Metamorphosegrad vergleichbaren metamorphen Provinzen Japans (Sanbagawa, Sangun) und Neuseeland (Südinself) sind Axinit-Porphyroblasten schon früher bekannt gewesen. Die am Falkensteiner Hain gefundenen Porphyroblasten bestehen aus bis zu 10 mm großen unvollkommenen Kristallen, die farblich nicht als Axinite zu erkennen sind. Sie sind bevorzugt // s_1 im Gestein eingewachsen und werden durch die Verwitterung auf solchen Flächen als höckerartige Erhebungen herauspräpariert. Die Porphyroblasten-Axinite umschließen alle metamorphen Neubildungen des Meta-Andesits und bilden getreu die erste Schieferung (s_1) ab, während die Flächenscharen der zweiten Schieferung (s_2) an ihnen abgelenkt werden. Axinit tritt außerdem oft in Gängen auf, die // zum Streichen angelegt sind, aber bereits nach kurzer Entfernung zerschlagen und vertauben, um später wieder einzusetzen. Sie werden bis zu 10 cm mächtig. Der dichte bräunlich-lilafarbene Axinit wird in den Gängen vor allem von Quarz, Albit und Epidot begleitet; Chlorit und Aktinolith-Asbest treten in geringen Mengen hinzu, gelegentlich auch Kupferkies oder Malachit. Die Gangfüllung ist häufig brekziös mit eingeschlossenen Fragmenten des Wirtsgesteins.

Gang-Axinite waren östlich Falkenstein, vermutlich vom Kocherfels und aus dem Steinbruch an der Mohr's Mühle bei Vockenhausen schon früher bekannt gewesen. Die Fundstellen am Falkensteiner Hain sind dagegen auch für die Gang-Axinite neu.

Die Porphyroblasten-Axinite sind Ferroaxinite, wie auch diejenigen in den Gängen, obwohl die Analysen von zwei Gang-Axiniten bereits in die Felder der Magnesio- bzw. Manganaxinite (jedoch nahe den Feldergrenzen des Ferroaxinites) projizieren. Als kristallchemische Besonderheit ist die Substitution des Al^{3+} durch Cr^{3+} in Ferroaxiniten beider Ausbildungsformen, besonders bedeutend im Kern eines zonaren Porphyroblasten-Axinites (0,95 Gew.-% $Cr_2O_3 \approx 0,07 Cr$), zu erwähnen, die in Axiniten bisher nicht beobachtet wurde.

Von drei Gang-Axiniten wurden optische Konstanten bestimmt; es ergab sich folgende Streubreite: $n_x = 1,671 - 1,675$, $n_y = 1,677 - 1,683$, $n_z = 1,682 - 1,688$, $2V_z = 100 - 105^\circ$. Die Gitterkonstanten der gleichen Axinite liegen bei $a = 8,952 - 8,958 \text{ \AA}$, $b = 9,187 - 9,199 \text{ \AA}$, $c = 7,145 - 7,155 \text{ \AA}$, $\alpha = 102,63 - 102,64^\circ$, $\beta = 98,16 - 98,19^\circ$, $\gamma = 88,12 - 88,14^\circ$.

Die Axinit-Porphyroblasten sind nach der metamorphen Umbildung der primären Vulkanitparagenese und nach der damit einhergehenden ersten, aber vor der zweiten Deformationsphase gebildet worden, da letztere sie bereits als starre Körper vorfand. Das gleiche relative Bildungsalter kommt auch den Gang-Axiniten zu: Die Spalten öffneten sich nach der Ausbildung der ersten Schieferung, die Gangfüllung wurde aber durch die zweite Deformation gelegentlich verfaltet. Die Bildungstemperaturen waren sicher niedriger als die der metamorphen Paragenese des Meta-Andesits. Genauere Angaben hierüber sind aber nicht möglich, da Axinit in einem weiten Temperaturbereich stabil ist. Sie waren immerhin hoch genug, um das Bor aus den Meta-Andesiten und benachbarten Phylliten zu mobilisieren, wo es durch Reaktionen mit

* Dr. G. HENTSCHEL, Prof. Dr. S. MEISL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Dr. O. MEDENBACH, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum, Postfach 102 148, 4630 Bochum 1. Dipl.-Geol. V. SACHTLEBEN, Schaderhohlweg 41 A, 6240 Königstein-Falkenstein.

dem Meerwasser bei niedrigen Temperaturen vormetamorph angereichert worden war. Die übrigen zur Bildung des Axinitis notwendigen Elemente lieferte ebenfalls der Meta-Andesit.

New findings of axinite in the Taunus mountains near Falkenstein, map-sheet 5816 Königstein

Abstract: Axinite porphyroblasts within the meta-andesite are new for the Taunus. Axinite porphyroblasts have formerly been known from metamorphic provinces in Japan (Sanbagawa, Sangun) and New Zealand (South Island) where there is a comparable degree of metamorphism. The porphyroblasts found at the „Falkensteiner Hain“ consist of up to 10 mm large, imperfect crystals which from their color are not recognizable as axinites. They are mainly ingrown in the rock parallel to s_1 and as a result of weathering they appear as hump-shaped protrusions. The porphyroblast axinites encircle all metamorphic, new formations of meta-andesite and they accurately project the first foliation (s_1), while they deflect the planes of the second foliation (s_2). Additionally axinite is found in veins which are formed parallel to the strike direction and only hold out over short distances before becoming impoverished and starting anew. They are up to 10 cm thick. The dense, brownish-lilac axinite in the veins is mainly accompanied by quartz, albite and epidote; chlorite and actinolite-asbestos may be added, sometimes also chalcopyrite or malachite. The vein fill is often breccious with enclosed fragments of the host rock.

Vein axinites have been known from east of Falkenstein, presumably from the „Kocherfels“ and from the quarry at „Mohr's Mühle“ near Vockenhausen, for some time. The locations at „Falkensteiner Hain“, however, are new for the vein axinites too.

The porphyroblast axinites are ferro-axinites, just like those in the veins, even if the analyses of 2 vein axinites already fall into the fields of magnesio- respectively manganaxinite (however close to the field boundaries of ferroaxinite). A crystallochemical speciality is the substitution of Al^{3+} by Cr^{3+} in the ferroaxinites of both types, mainly in the core of a zony porphyroblast axinite (0.95 weight-% $Cr_2O_3 \approx 0.07 Cr$), so far not observed in axinites.

Optical constants have been determined for 3 vein axinites, yielding the following scatter ranges: $n_x = 1.671 - 1.675$, $n_y = 1.677 - 1.683$, $n_z = 1.682 - 1.688$, $V_z = 100 - 105^\circ$. The lattice parameters for the same axinites are $a = 8.952 - 8.958 \text{ \AA}$, $b = 9.187 - 9.199 \text{ \AA}$, $c = 7.145 - 7.155 \text{ \AA}$, $\alpha = 102.63 - 102.64^\circ$, $\beta = 98.16 - 98.19^\circ$, $\gamma = 88.12 - 88.14^\circ$.

The porphyroblasts have been formed after the metamorphic change by the primary volcanic paragenesis and the contemporary first deformation phase, however, prior to the second deformation phase which already met them as solid crystals. The same relative formation age is valid for the vein axinites: The fissures opened after the development of the first foliation and the vein fill sometimes was deformed by the second deformation. The formation temperatures were surely lower than that at the metamorphic paragenesis of the meta-andesite. Exact definitions can, however, not be given, as axinite remains stable over a wide temperature range. They must have been high enough to mobilize boron from the meta-andesites and from neighboring phyllites where it had been enriched by reactions with sea water at low temperatures prior to metamorphism. The other elements necessary for forming axinite also come from the meta-andesite.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung, historischer Überblick	100
2. Geländebefund	101
3. Chemische Zusammensetzung und systematische Stellung der Axinite aus der Umgebung von Falkenstein/Ts.	105
4. Optische und röntgenographische Daten der Axinite von Falkenstein/Ts.	108
5. Genese der Axinite	109
6. Schriftenverzeichnis	109

1. Einleitung, historischer Überblick

Über das Auftreten von Axinit in der Umgebung von Falkenstein berichtete erstmalig SCHARFF (1859:6). Das Mineral trat in Trümmchen des Grünschiefers (Meta-Andesit) auf,

wo es 1855 erst in losen Blöcken (die beim Bau der Straße in Kronberg verwendet wurden), dann aber 1857 auch anstehend gefunden wurde, und zwar „bei Falkenstein, auf dem östlich aufsteigenden Eichelberg, unter den prächtigen alten Bäumen“. Der Axinit kam dort in Gängchen mit Quarz, Albit, Epidot, Aktinolith-Asbest und Chlorit vor und bildete dichte, „schmutzig pfirsichblüthfarbene ... crystallinische Massen zwischen Quarz, Albit und Epidot“. Das Verdienst, das Mineral entdeckt und als Axinit erkannt zu haben, schrieb SCHARFF seinem Kollegen im Senckenberg-Museum in Frankfurt am Main, Herrn Dr. VOGLER zu, der aber nie etwas über Axinit bei Falkenstein/Ts. veröffentlichte. SCHARFFS Beschreibung bezieht sich ausdrücklich auf das Vorkommen von Axinit östlich von Falkenstein; westlich von Falkenstein erwähnt er lediglich einen Lesestein-Fund in einem Steinhafen an der Limburger Straße in Königstein.

KOCH (1880:14) vermerkt das Vorkommen von Axinit bei Falkenstein/Ts. in den Erläuterungen zur ersten Auflage zur Geol. Kte. 1:25000, Blatt 5816 Königstein. Später wurde Axinit von RITTER (1884:294) vom Grünschieferbruch „oberhalb Vockenhausen“ (Stbr. an der Mohr's Mühle der Gegenwart) erwähnt, wo er „in kleinen aber deutlichen frei ausgebildeten Kryställchen“ vorgelegen hatte.

In der Folgezeit ist es um den Axinit des Taunus still geworden. In den Erläuterungen zu der zweiten Auflage der Geol. Kte., Bl. 5816 Königstein im Taunus, die von LEPPLA (1924) erstellt wurde, sucht man vergebens nach Axinit. Erst SCHLOSSMACHER (1950:70) erwähnt ihn wieder; er ist 1949 in Quarz-Adern und Knauern des Grünschiefers „in den Quarz eingesprengt“ im Stbr. an der Mohr's Mühle am Nordausgang von Eppstein-Vockenhausen wieder aufgefunden worden.

2. Geländebefund

Im Rahmen der tektonisch ausgerichteten, 1988 abgeschlossenen Diplomarbeit wurde von SACHTLEBEN in dem bis ca. 1 km breiten Gesteinszug aus Grünschiefern, der vom Hühnerberg (nördlich Kronberg/Ts.) zum Rossert und Hainkopf (südlich Eppenhain) verläuft, bei der tektonischen Detail-Aufnahme des Falkensteiner Hains bei Königstein/Ts. ein bisher unerwähnter und unbekannter Grünschieferfertiyp entdeckt. Er verläuft von Ostnordost nach Westsüdwest und folgt somit ebenfalls der variszischen Streichrichtung des südöstlichen Taunusrandes. Besonders gut ist dieser Grünschieferfertiyp am Osthang, ca. 100 m südlich der kath. Kirche von Falkenstein bei R 3462750, H 5561860 und am Westhang des Falkensteiner Hains, ca. 350 m nordnordöstlich des Kurbades Königstein/Ts. bei R 3462375, H 5561650 aufgeschlossen. Das besondere Merkmal dieses grünen Gesteins sind bis 1 cm lange, dunkle (auf Schnittflächen grünlich-hellgraue) ellipsoidische Körper, die durch die Verwitterung freigelegt werden und dem Gestein sodann ein pockennarbiges Aussehen verleihen (Taf. 1, Fig. 1).

Diese Körper brechen splittrig, sind makroskopisch völlig dicht und werden gelegentlich von zahlreichen Brüchen durchzogen. Mitunter kann auch eine Verwachsung mehrerer dieser Individuen miteinander beobachtet werden; die Nahtstellen sind aber stets noch gut zu erkennen.

Das Gestein wird keineswegs gleichmäßig von diesen Körpern durchsetzt. Vielmehr wechseln Lagen, in denen zahlreiche große und kleine Individuen auftreten, mit Lagen, die nur vereinzelte Körper/der einen oder anderen Größe führen oder frei von solchen sind (Abb. 1).

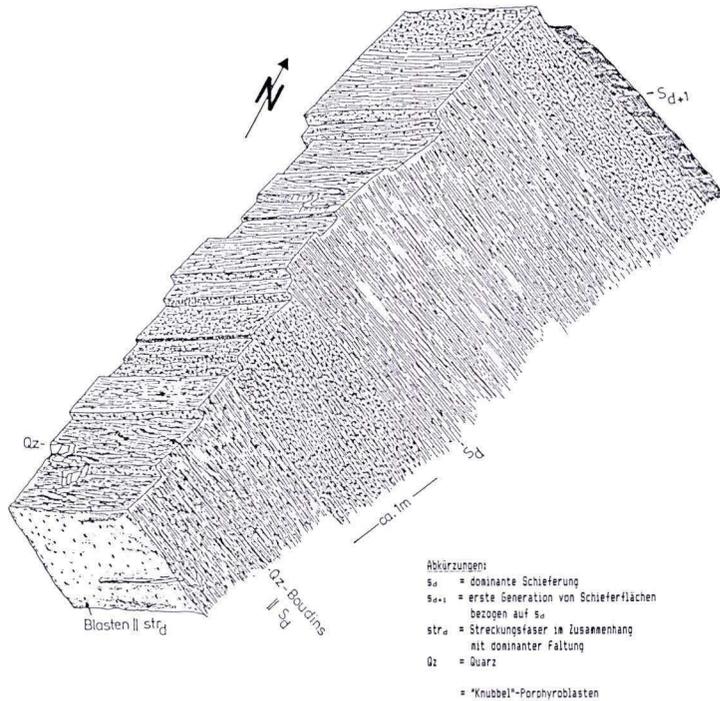


Abb. 1. Grünschiefer-Profil mit Axinit-Porphyroblasten („Knubbel“) im Osthang des Falkensteiner Hains, ca. 100 m südlich der kath. Kirche von Falkenstein, R: 3462750, H: 5561860.

Eine Vermessung von insgesamt 100 Körpern in verschiedenen Vorkommen des Arbeitsgebietes ergab, daß das Achsen-Verhältnis im Mittel 1,7:1:1 beträgt und ihre lange Achse meist deutlich in die dominante Schieferung (s_1 im Sinne von ANDERLE et al. 1972) eingeregelt ist, darüber hinaus folgen die Achsen der Mineral-Regelung gleich Streckungsrichtung.

Alle Anzeichen sprechen dafür, daß es sich bei diesen Körpern um Porphyroblasten handelt. Diese sind im Grundgewebe – nach dessen Umkristallisation und Regelung – in bezug auf die dominante Schieferung ($s_d = s_1$) postdeformativ gesproßt.

Die Frage, welches Mineral die Porphyroblasten bildet, mußte im Rahmen dieser tektonisch orientierten Diplomarbeit offenbleiben. Zur Klärung dieser Frage wurde S. MEISL eine Probe überlassen. Die anschließenden röntgenographischen und optischen Untersuchungen von G. HENTSCHEL und S. MEISL ergaben, daß die Porphyroblasten aus Axinit: $H(Ca,Fe,Mn,Mg)_3 [Al_2BSi_4O_{16}]$ bestehen. Damit erklären sich die von SACHTLEBEN (1988: 31) nachgewiesenen relativ hohen MnO-Gehalte der Porphyroblasten und auch die niedrigen Summen seiner Analysen, da Bor nicht berücksichtigt wurde.

Axinit-Porphyroblasten in niedriggradig regionalmetamorphen Gesteinen wurden erstmals von KOZIMA (1944) aus dem Sambagawa-Gürtel (Kanto Mountains) in Zentral-Japan beschrieben. Dort treten sie in einem stilpnomelanführenden Band innerhalb des Grünschiefers auf. Ähnliche Axinit-Porphyroblasten wurden später von NUREKI (1967) aus der Metamorphen Zone von Sangun bei Mitaké, Yamaguchi Prefecture in Südwest-Japan beschrieben. In

diesem Gebiet alternieren Stilpnomelan bzw. Epidot reiche Grünschiefer mit Glaukophanschiefern. Die Axinit-Porphyroblasten treten nur in den glaukophanfreien, bevorzugt in stilpnomelanreichen Grünschiefern auf, für die (bei reichlichem Auftreten von Axinit) der Name „Axinit-schiefer“ geprägt wurde. Axinit ist nach NUREKI (1967) eine metamorphe Bildung unter den pT-Bedingungen der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies im Sinne von TURNER & VERHOOGEN (1960). Die selben Bildungsbedingungen nimmt NUREKI auch für den Axinit in den Sambagawa-Metamorphiten an. Die mit den „Axinit-schiefern“ verknüpften axinitführenden Quarz-Albit-Gänge betrachtet er als metamorphe Segregate.

Axinit in niedriggradigen metamorphen Gesteinen wurde auch von der Südinsel Neuseelands von zahlreichen Lokalitäten beschrieben. In vier Vorkommen treten Minerale der Axinit-Gruppe gesteinsbildend (als Porphyroblasten) auf, andere sind an Gänge gebunden, aber alle sind auf Gesteine der Chlorit-Zone der Grünschiefer-Fazies (= Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies), auf die Pumpellyit-Aktinolith- bzw. auf die Pumpellyit-Prehnit-Fazies beschränkt (PRINGLE & KAWACHI 1980).

Aufgrund der früheren Funde in der nächsten Umgebung von Falkenstein/Ts. und der in Japan und Neuseeland gemachten Erfahrungen war es zu vermuten, daß im Verbreitungsgebiet der Grünschiefer mit Axinit-Porphyroblasten am Falkensteiner Hain (von SACHTLEBEN 1988 als „Knubbel-Schiefer“ bzw. als „Porphyroblast-Schiefer“ auskartiert) Axinit auch in manchen der zahlreichen Quarz-Albit-(Epidot)-Gänge auftreten würde. Deshalb wurden im Frühjahr 1988 intensive Gelände-Untersuchungen im Gebiet des Falkensteiner Hains, des Kocherfelsens, des Bürgels und in Eppstein-Vockenhausen durchgeführt mit dem Ziel, Axinit in Gängen nachzuweisen und evtl. den Fundort von SCHARFF (1859) aufzufinden. Die Suche nach Axinit im schon lange aufgelassenen Stbr. an der Mohr's Mühle bei Eppstein-Vockenhausen blieb – ebenso wie im Gebiet des Bürgels bei Kronberg – erfolglos. Dagegen wurde im Gebiet des Falkensteiner Hains und des Kocherfelsens an insgesamt 25 Stellen Axinit in Gängen festgestellt. Diese häufen sich in drei Arealen, die jeweils als ein Fundort anzusehen sind. Zwei davon liegen im Falkensteiner Hain, der dritte in der Nähe des Gipfels des Kocherfelsens.

Die Fundstellen des Falkensteiner Hains decken sich mit Bereichen des Grünschiefers mit Axinit-Porphyroblasten (schwerpunktmäßig ca. 100 m südlich der kath. Kirche von Falkenstein und am Westhang des Falkensteiner Hains, ca. 350 m nordnordöstlich des Kurbades Königstein/Ts.; Koordinaten s. oben). Dennoch kommt dort Axinit in Gängen auch in den von Porphyroblasten freien Grünschieferpaketen vor. Die axinitführenden Gänge am Falkensteiner Hain wurden alle im anstehenden Grünschiefer gefunden. Dagegen sind in der Gipfelregion des Kocherfelsens ca. 100–120 m südlich des Gipfels (R 3463530/H 5161920) nur zwei von neun Fundstellen Gänge im anstehenden Grünschiefer, die übrigen wurden in großen, mehr oder weniger verfrachteten Blöcken angetroffen. Hier sind Axinit-Porphyroblasten bislang nicht nachgewiesen worden.

Von allen Fundstellen wurde ausreichendes Probenmaterial entnommen, das in der Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung aufbewahrt wird.

Die Gipfel-Region des Kocherfelsens könnte prinzipiell der Fundort von SCHARFF (1859) gewesen sein, da der Kocherfels zum größten Teil mit Eichen bestanden ist (daher „Eichelberg“) und nach Osten ansteigt. Noch mehr aber paßt seine Beschreibung auf die nächste Umgebung der 1912 erbauten ev. Kirche von Falkenstein, wo auch heute noch herrliche alte Eichen stehen (Spielplatz „Unter den Eichen“). Dort wurde allerdings bislang kein Axinit gefunden. Die axinitführenden Gänge streichen (sofern anstehend) in allen drei Arealen 60–

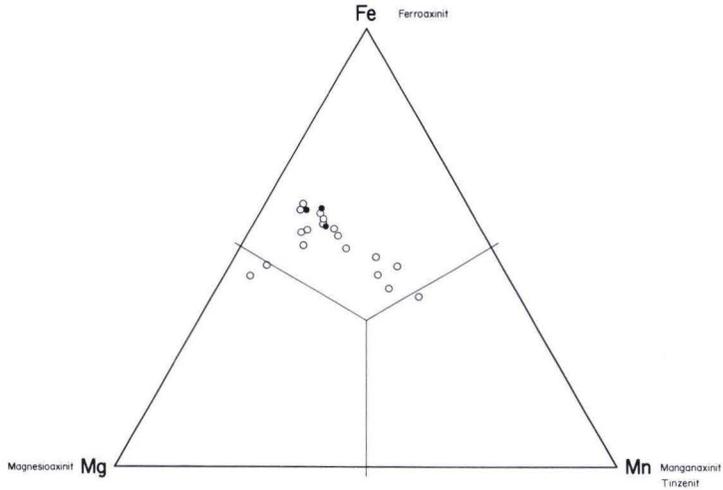


Abb. 2. Lage der Axinit-Analysen im Mg-Fe-Mn-Dreieck. Es liegen überwiegend Ferroaxinite vor. Zwei Analysen projizieren ins Feld der Magnesioaxinite, eine ins Feld der Manganaxinite; alle drei liegen aber nahe zu den Feldergrenzen des Ferroaxinit. Ausgefüllte kleine Kreise sind Analysen von Axinit-Porphyroblasten, offene Kreise bedeuten Analysen von Gang-Axiniten.

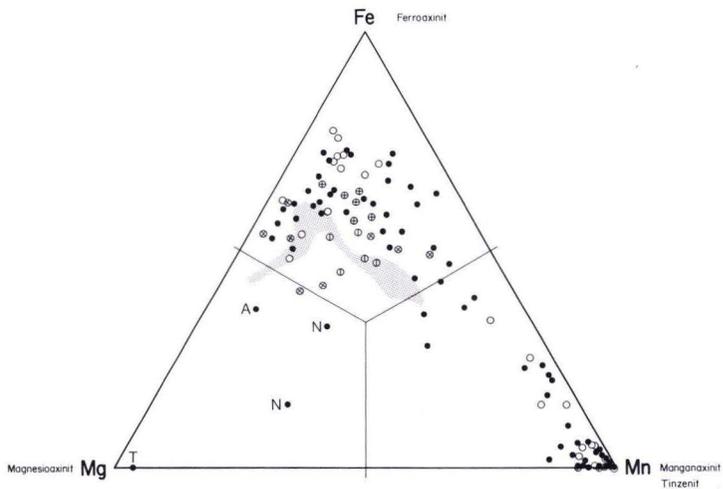


Abb. 3. Lage von aus der Literatur entnommenen Axinit- und Tinzenit-Analysen im Mg-Fe-Mn-Dreieck. Ausgefüllte kleine Kreise bedeuten Analysen, deren Herkunftsgebiet hier nicht angegeben wird. Besonders hervorgehoben sind Axinit-Analysen aus Neuseeland (offene Kreise), aus Dauphine, Frankreich (halbierte Kreise), die der Schweizer Vorkommen Graubünden und St. Gotthard (Kreise mit Kreuz) und die Axinit-Analysen aus Norwegen (Kreise mit Andreaskreuz). Buchstaben stehen für die Herkunftsgebiete der analysierten Magnesioaxinite: T = Tansania, A = New South Wales, Australien, N = Luning, Nevada. Der unterlegte Raster gibt das Feld an, in dem die Analysen der Axinite aus Falkenstein/Ts. liegen.

70° parallel der dominanten oder ersten Schieferung des Wirtsgesteins. Sie sind im Streichen höchstens 2–3 m zu verfolgen, zerschlagen oder vertauben bereits nach kurzer Entfernung, um später wieder einzusetzen. Sie werden bis zu 10 cm mächtig. Der dichte, derbe Massen bildende bräunlich-lilafarbene Axinit (Kristallflächen sind selten) wird in Gängen vor allem von viel Quarz und wenig Albit begleitet; Epidot, Chlorit und Aktinolith-Asbest treten in geringen Mengen hinzu, gelegentlich auch Kupferkies oder Malachit. Die Gangfüllung ist häufig brecciös mit eingeschlossenen Fragmenten des Wirtsgesteins. Sie läßt keine klare Abscheidungsfolge der beteiligten Minerale erkennen. Taf. 2, Fig. 1–4 zeigen typische Beispiele dieser Ausbildungsform.

3. Chemische Zusammensetzung und systematische Stellung der Axinite aus der Umgebung von Falkenstein/Ts.

10 Axinit-Porphyroblasten (116 Punkt-Analysen) und 96 Kristalle aus Gängen (594 Punkt-Analysen) wurde mit der Mikrosonde (Typ Camebax, Korrekturprogramm MBXCorr) auf die Bestandteile: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O und K_2O analysiert. Als Standards dienten folgende von der BRGM (Orléans, Frankreich) analysierte Minerale: Orthoklas (für Si, Al und K), Albit (für Na), Andradit (für Fe und Ca), Forsterit (für Mg), Rhodonit (für Mn), Rutil (für Ti) und Chromit (für Cr).

Die Aufteilung des Gesamteisens auf Fe^{2+} und Fe^{3+} erfolgte aufgrund der Beziehung: $\text{Fe}^{3+} = 2 - (\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Cr} + \text{Ti})$. Die Ionen-Proportionen wurden auf der Basis $\text{O} = 14$ (in der H- und B-freien Formeleinheit verbleibende Zahl der Sauerstoff-Ionen) berechnet. Die mit der Mikrosonde nicht bestimmbar Bestandteile H_2O und B_2O_3 wurden stöchiometrisch berechnet. Die so ergänzten Analysen weisen Summen zwischen 99,44 und 101,22 Gew.-% auf.

Die Einzel-Analysen (Punkt-Analysen) wurden zu 21 repräsentativen Durchschnitten zusammengefaßt. Diese sind in Tabelle 1 wiedergegeben. Von den Proben 26567 und 26570 wurden mehrere Präparate angefertigt, die mit Ziffern hinter dem Schrägstrich unterschieden sind. Die Spalten 1–3 enthalten die Analysen der Porphyroblasten-Axinite, diejenigen von 4–21 die Analysen von Gang-Axiniten. Ti, Na, K und Cr (abgesehen von den in den Spalten 2 und 11 nachgewiesenen Cr_2O_3 -Gehalten, auf die später noch eingegangen wird) sind in Axiniten allenfalls in Spuren enthalten. Der TiO_2 -Gehalt von 0,20 Gew.-% (Spalte 8) ist wahrscheinlich auf ein den Axinit überlagerndes Titanit-Korn zurückzuführen, das bei der Analyse vom Elektronenstrahl mit erfaßt wurde.

Von den Hauptbestandteilen ist die Streubreite der MnO-Gehalte (0,64–5,19 Gew.-%) am größten, gefolgt von FeO (4,86–7,82 Gew.-%) und von MgO (1,47–3,73 Gew.-%). Die rechnerisch ermittelten Fe_2O_3 -Gehalte streuen zwischen 0,00–2,05 Gew.-%. Demgegenüber ist die Streubreite von SiO_2 (42,27–43,41 Gew.-%), von Al_2O_3 (16,68–18,12 Gew.-%) und von CaO (19,22–20,21 Gew.-%) relativ gering. Tab. 1 enthält auch die ermittelten Ionenzahlen, die die Formel des Axinites $\text{H}(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3 [\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{16}]$ zufriedenstellend erfüllen. Nur in zwei Fällen (Spalte 4 und 5) war die Auffüllung der tetraedrisch koordinierten Gitterplätze durch Al^{IV} nötig. Sonst ergab sich durchweg ein geringfügiger Überschuß an Si^{4+} in diesen Positionen (max. 1,4% des stöchiometrischen Wertes). Somit ist der Schluß erlaubt, daß die Substitution des Si^{4+} durch Al^{IV} in den untersuchten Axiniten lediglich eine untergeordnete Rolle spielt. Da Al^{VI} (Al in oktaedrischer Koordination) stets kleiner 2 ist, wird die Auffüllung des Differenzbetrages in dieser Position durch ein dreiwertiges Ion geeigneter

Tab. 1. Chemische Zusammensetzung von Axiniten aus der Umgebung von Falkenstein/Ts.

Spalte	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Probe	23917	23917	23917	26567/1	26567/2	26567/3	26570/1	26570/2	26570/3	26570/4
Kornanzahl	9	1 M	1 R	5	4	9	1	1	1	14
Analysen	103	6	7	31	19	70	5	5	5	71
SiO ₂	42,27	43,00	42,70	42,64	43,10	43,19	42,86	42,99	42,80	42,88
TiO ₂	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,02
Al ₂ O ₃	17,37	16,68	17,03	17,70	17,77	17,94	17,16	17,14	17,21	18,12
Cr ₂ O ₃	0,04	0,95	0,07	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃	0,79	1,35	1,53	0,70	0,91	0,48	1,40	1,50	1,20	0,06
FeO	7,00	7,78	7,54	6,48	6,09	5,64	7,44	7,35	7,01	7,82
MnO	2,27	1,85	2,22	1,53	0,92	0,64	1,06	1,42	1,83	0,93
MgO	2,23	2,39	2,29	2,75	3,48	3,73	2,35	2,09	2,20	2,42
CaO	19,45	19,36	19,30	20,03	20,21	19,96	19,87	19,98	19,49	19,73
Na ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
B ₂ O ₃	6,12	6,21	6,17	6,18	6,25	6,24	6,17	6,18	6,15	6,21
H ₂ O	1,58	1,61	1,60	1,60	1,62	1,61	1,60	1,60	1,59	1,61
Summe	99,22	101,22	100,50	99,66	100,39	99,51	99,96	100,29	99,58	99,81

Zahl der Ionen, wenn O = 14,00

Si	4,0001	4,0117	4,0096	3,9949	3,9941	4,0110	4,0249	4,0306	4,0313	4,0031
Al ^{IV}	0,0000	0,0000	0,0000	0,0051	0,0059	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Summe	4,0001	4,0117	4,0096	4,0000	4,0000	4,0110	4,0249	4,0306	4,0313	4,0031
Ti	0,0033	0,0012	0,0022	0,0012	0,0012	0,0012	0,0008	0,0006	0,0038	0,0016
Al ^{VI}	1,9375	1,8338	1,8850	1,9492	1,9348	1,9637	1,8994	1,8933	1,9109	1,9931
Cr	0,0031	0,0703	0,0051	0,0005	0,0005	0,0013	0,0008	0,0006	0,0002	0,0011
Fe ³⁺	0,0561	0,0947	0,1078	0,0492	0,0635	0,0338	0,0991	0,1055	0,0850	0,0041
Summe	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Fe ²⁺	0,5541	0,6067	0,5918	0,5077	0,4719	0,4382	0,5845	0,5765	0,5525	0,6102
Mn	0,1818	0,1465	0,1767	0,1215	0,0725	0,0507	0,0846	0,1125	0,1463	0,0733
Mg	0,3148	0,3329	0,3207	0,3842	0,4809	0,5159	0,3294	0,2924	0,3090	0,3363
Ca	1,9721	1,9348	1,9416	2,0105	2,0068	1,9855	1,9987	2,0072	1,9673	1,9733
Na	0,0037	0,0027	0,0030	0,0029	0,0020	0,0049	0,0023	0,0027	0,0040	0,0016
K	0,0011	0,0006	0,0008	0,0007	0,0003	0,0011	0,0002	0,0007	0,0002	0,0007
Summe	3,0277	3,0241	3,0346	3,0275	3,0344	2,9963	2,9996	2,9921	2,9793	2,9954
B	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000
H	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000

Größe notwendig und kristallchemisch sinnvoll. Dafür bieten sich im vorliegenden Fall Fe³⁺ und untergeordnet Cr³⁺ an. Die bereits von LUMPKIN & RIBBE (1979) angenommene Substitution des Al^{VI} durch Fe³⁺ scheint bei den untersuchten Axiniten die Regel zu sein. Außerdem weisen höhere Cr₂O₃-Gehalte sowohl im Kern eines zonaren Axinit-Porphyroblasten (1M, Spalte 2) als auch in einem Gang-Axinitkristall (Spalte 11) auf eine bisher nicht beobachtete

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
26570/4	26570/5	26570/6	26571	26571	26571	26572	26583	26583	26583	26590
1	1	21	4	4	7	9	4	3	1	6
3	8	124	22	24	40	69	28	19	6	45
43,18	43,41	42,34	42,66	42,48	42,49	43,22	42,62	42,58	43,08	42,79
0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
18,08	16,84	17,18	17,08	16,92	17,23	17,27	16,80	16,90	16,82	17,20
0,26	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02
0,00	2,05	1,15	1,32	1,44	1,02	1,35	1,70	1,54	1,85	1,28
7,58	6,67	7,46	6,38	5,94	5,87	6,70	4,86	5,15	5,44	7,28
1,01	1,27	1,54	2,68	3,46	4,24	1,36	5,19	4,40	3,80	1,63
2,42	2,59	2,25	2,12	1,72	1,52	2,44	1,47	1,80	1,84	2,23
19,22	19,86	19,74	19,43	19,57	19,33	19,91	19,39	19,39	19,43	19,64
0,12	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
6,22	6,21	6,13	6,13	6,10	6,12	6,20	6,11	6,12	6,15	6,16
1,61	1,61	1,59	1,59	1,58	1,58	1,60	1,58	1,58	1,59	1,59
99,74	100,58	99,44	99,49	99,29	99,47	100,12	99,78	99,51	100,05	99,89
4,0242	4,0511	4,0040	4,0295	4,0319	4,0250	4,0389	4,0392	4,0341	4,0563	4,0240
0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
4,0242	4,0511	4,0040	4,0295	4,0319	4,0250	4,0389	4,0392	4,0341	4,0563	4,0240
0,0031	0,0026	0,0018	0,0032	0,0032	0,0019	0,0024	0,0012	0,0022	0,0023	0,0015
1,9863	1,8516	1,9148	1,9013	1,8928	1,9239	1,9019	1,8765	1,8871	1,8666	1,9061
0,0192	0,0019	0,0014	0,0014	0,0011	0,0016	0,0010	0,0011	0,0010	0,0000	0,0015
0,0000	0,1438	0,0819	0,0941	0,1028	0,0726	0,0947	0,1211	0,1097	0,1311	0,0908
2,0085	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
0,5907	0,5202	0,5898	0,5036	0,4712	0,4649	0,5240	0,3852	0,4083	0,4286	0,5728
0,0797	0,1004	0,1232	0,2142	0,2785	0,3399	0,1080	0,4165	0,3529	0,3032	0,1301
0,3358	0,3598	0,3167	0,2985	0,2428	0,2151	0,3403	0,2077	0,2542	0,2577	0,3122
1,9192	1,9854	1,9999	1,9660	1,9903	1,9618	1,9933	1,9694	1,9682	1,9603	1,9792
0,0221	0,0028	0,0026	0,0058	0,0039	0,0049	0,0028	0,0029	0,0016	0,0018	0,0028
0,0001	0,0005	0,0006	0,0007	0,0007	0,0005	0,0006	0,0008	0,0006	0,0006	0,0006
2,9475	2,9692	3,0328	2,9888	2,9874	2,9872	2,9691	2,9825	2,9858	2,9523	2,9975
1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000
1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000

Substitution des Al^{VI} durch Cr³⁺ in Axiniten beider Ausbildungsformen hin. Der stöchiometrische Wert von Ca = 2 wird meist geringfügig unterschritten (max. um ca. 4,0%), selten auch überschritten (max. 0,5%). Die Summe von Fe²⁺ + Mn + Mg + Ca (+ Na + K) liegt in allen Fällen in der Nähe des stöchiometrischen Wertes von 3. Dieser wird maximal um 1,15% überschritten bzw. maximal um 1,75% unterschritten.

In Abb. 2 sind die Analysen in einem Mg-Fe-Mn-Dreieck dargestellt. Dieses Dreieck ermöglicht die Unterscheidung der wichtigsten Glieder der Axinit-Gruppe nach SANERO & GOTTARDI (1968). Lediglich die Mn-reichen Glieder Manganaxinit und Tinzenit lassen sich in dieser Darstellung nicht trennen; Tinzenite kommen aber im Taunus nicht vor. Hier sind im wesentlichen Ferroaxinite vertreten, wenn auch wenige Analysen bereits in die Felder der Magnesio- bzw. Manganaxinite projizieren. Diese Projektionspunkte liegen jedoch sämtlich in der Nähe zu den Feldgrenzen des Ferroaxinites.

Zum Vergleich sind 113 Axinit-Analysen aus der Literatur in das Mg-Fe-Mn-Dreieck eingetragen (Abb. 3). Quellen: CARSTENS (1965, 6 Analysen, Norwegen), CUMMINGS (1983, 1 Analyse, New Jersey), DEER et al. (1986, 13 Analysen, weltweit), HIETANEN & ERD (1974, 4 Analysen, Californien, Alaska), LUMPKIN & RIBBE (1979, 37 Analysen, weltweit), OZAKI (1972, 21 Analysen, Japan, weltweit), POHL et al. (1982, 9 Analysen, Californien) und PRINGLE & KAWACHI (1980, 22 Analysen, Neuseeland, Südinsele). Aus Abb. 3 geht die weltweite Dominanz von Ferroaxinit hervor; Manganaxinit und Tinzenit bleiben auf Mn-Lagerstätten und auf Mn-reiche Sedimente beschränkt, Magnesioaxinite sind bisher nur von wenigen Fundorten bekannt. Der Magnesioaxinit aus Tansania enthält kein Eisen und führt nur 0,4 Gew.-% MnO, er ist ein blauer Edelstein (JOBBS et al. 1975).

4. Optische und röntgenographische Daten der Axinite von Falkenstein/Ts.

Aus dem reichlichen Probenmaterial wurden drei Proben ausgesucht, an denen die optischen und röntgenographischen Kenndaten bestimmt werden sollten. Die Bestimmung der optischen Konstanten übernahm freundlicherweise O. MEDENBACH. Seine Ergebnisse sind in der Tab. 2 enthalten.

Tab. 2. Optische Daten ausgewählter Axinite von Falkenstein/Ts.

Probe-Nr.	26567	26570	26593
2Vz aus Spindeltischdaten	104°	105°	100°
n_x	1,672	1,675	1,671
n_y	1,678	1,683	1,677
n_z	1,683	1,688	1,682

Die Meßgenauigkeit der Lichtbrechungswerte beträgt $\pm 0,001$.

Da die Kristalle sich optisch inhomogen und zuweilen sogar deutlich zonar erwiesen haben, sind die obigen Werte nur für den einen ausgewählten Kristall verbindlich.

Die Gitterkonstanten der gleichen drei Proben wurden von Dr. R. FISCHER, Bundeskriminalamt Wiesbaden, ermittelt. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 wiedergegeben, ergänzt durch die errechneten Röntgendichten (ρ) für die chemisch analysierten Proben.

Tab. 3. Gitterkonstanten und Röntgendichten ausgewählter Axinite von Falkenstein/Ts.

Probe-Nr.	a [Å]	b [Å]	c [Å]	α [°]	β [°]	τ [°]	V [Å ³]	ρ [g/cm ³]
26567	8,952	9,189	7,145	102,64	98,16	88,14	567,68	3,258
26570	8,958	9,199	7,155	102,64	98,18	88,13	569,45	3,277
26593	8,954	9,187	7,148	102,63	98,19	88,12	568,14	—

Zur Berechnung der Mol-Gewichte, die zur Ermittlung der Röntgendichte (ρ) benötigt werden, wurden die gewichteten Mittelwerte der in den Spalten 4–6 (Probe 26567) bzw. in den Spalten 7–13 (Probe 26567) angeführten Ionen-Zahlen verwendet.

Aus den Analysen der Tab. 1 lassen sich mittels der von LUMPKIN & RIBBE (1979) abgeleiteten Beziehungen die mittleren Brechungsindizes (n) und die Dichten (D) errechnen. Die Ergebnisse dieser Berechnung streuen für n zwischen 1,674 und 1,683, für D zwischen 3,230 und 3,279 g/cm³. Die für die Proben 26567 und 26570 ermittelten gewichteten Mittelwerte stimmen im Falle der Brechungsindizes mit den Mittelwerten der gemessenen relativ gut überein: $n = 1,675$, $n_x + n_y + n_z/3 = 1,680$ (26567) bzw. $n = 1,680$, $n_x + n_y + n_z/3 = 1,682$ (26570). Dagegen ist die Übereinstimmung zwischen den entsprechend errechneten D -Mittelwerten und den Röntgendichten weniger gut (26567: $D = 3,237$, $\rho = 3,257$; 26570: $D = 3,282$, $\rho = 3,280$).

5. Genese der Axinite

Die Axinit-Porphyroblasten bei Falkenstein/Ts. sind regionalmetamorphe Bildungen. Sie enthalten alle metamorphen Neubildungen des Grünschiefers bzw. des Meta-Andesits (Quarz, Albit, Aktinolith, Epidot, Titanit und Chlorit) als Einschlüsse und sind somit jünger als jene. Die Axinit-Porphyroblasten entstanden nach der Kulmination der Metamorphose, die unter p-T-Bedingungen von $T \approx 300^\circ\text{C}$ und $p \approx 6\text{ kb}$ (MASSONNE in ANDERLE et al. 1990) stattfand. Die Metamorphose ging mit der Ausbildung der ersten (dominanten) Schieferung einher, da die genannten metamorphen Neubildungen deutlich parallel s_1 eingeregelt sind (Taf. 1, Fig. 2). Kurz nach der Einregelung der Neubildungen des Meta-Andesits wurden die Axinit-Porphyroblasten gebildet. Die zweite Deformationsphase fand sie bereits als starre Körper vor, an denen die Flächenscharen der zweiten Schieferung (s_2) deutlich abgelenkt werden (Taf. 1, Fig. 3).

Die Axinit führenden Gänge sind metamorphe Segregate, denen das gleiche relative Bildungsalter zukommt wie den Axinit-Porphyroblasten. Die Spalten öffneten sich nach der Ausbildung der dominanten (ersten) Schieferung, die Gangfüllung wurde aber durch die zweite Deformation gelegentlich verfalltet (Taf. 2, Fig. 4). Eine andere, z.B. kontaktmetamorphe Bildung der Axinite scheidet aus, da die dafür erforderlichen Plutone weit und breit nicht bekannt sind. Die Bildungstemperaturen der Axinite beider Ausbildungsformen waren sicher niedriger als die der metamorphen Paragenese des Meta-Andesits. Genauere Angaben hierüber sind aber nicht möglich, da Axinit in einem weiten Temperaturbereich stabil ist.

Das zur Bildung des Axinit benötigte Bor wurde durch Reaktionen des andesitischen Edukts mit dem Meerwasser bei niedrigen Temperaturen im Gestein angereichert. Während der Metamorphose bei Temperaturen zwischen ca. 200–300°C wurden Bor und die für die Axinitbildung benötigten weiteren Elemente aus dem Wirtsgestein mobilisiert.

Danksagung: Die Verfasser danken Herrn Dipl.-Chem. MARIAN SUŠIĆ (Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) für die Durchführung der Mikrosondenanalysen und Herrn Dr. RAINER FISCHER (Bundeskriminalamt, Wiesbaden) für die Bestimmung der Gitterkonstanten. Dank gebührt auch Herrn Dr. RAINER BLUM (Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) für die Übersetzung der Kurzfassung ins Englische.

6. Schriftenverzeichnis

ANDERLE, H.-J., EHRENBERG, K. H., & MEISL, S. (1972): Metamorphe Zone und Unterdevon im Taunus. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 54: 123–139, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- Massonne, H.-J., Meisl, S., Oncken, O., & Weber, K. (1990): Southern Taunus Mountains. – Field Guide Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge, 125–148, 17 Abb.; Göttingen–Gießen.
- CARSTENS, H. (1965): Contributions to the Mineralogy of Norway, No. 32. Axinite in the Norwegian Caledonides. – Norsk Geol. Tidsskr., **45**: 397–415, 9 Abb., 1 Tab.; Oslo.
- CUMMINGS, W. (1983): Ferroaxinite from Bridgeville, New Jersey. – Min. Record, **14**: 43–44, 4 Abb.; Tucson (Ariz.).
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., & ZUSSMANN, J. (1986): Rock-Forming Minerals, Vol. **1 B**. Disilicates and Ring Silicates, 2. Aufl., 629 S.; (Longman).
- HIETANEN, A., & ERD, R. C. (1978): Ferroaxinites from the Feather River Area, Northern California, and from the McGrath and Russian Mission Quadrangles, Alaska. – J. Res. U. S. Geol. Surv., **6**: 603–610, 4 Abb., 2 Tab.; Washington D. C.
- JOBBINS, E. A., TRESHAM, A. E., & YOUNG, B. R. (1975): Magnesioaxinite, new mineral found as a blue gemstone from Tanzania. – J. Gemmol., **14**: 368–375.
- KOCH, C. (1880): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Bl. Königstein, 46 S.; Berlin.
- KOZIMA, Z. (1944): On Stilpnomelane in green-schists in Japan. – Proc. Imp. Acad. Tokyo, **20**: 322–328, 6 Abb., 2 Tab.; Tokio.
- LEPPLA, A. (1924): Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Bl. Königstein, 2. Aufl., 56 S.; Berlin.
- LUMPKIN, G. R., & RIBBE, P. H. (1979): Chemistry and physical properties of axinites. – Amer. Min., **64**: 635–645, 9 Abb., 3 Tab.; Washington D. C.
- NUREKI, T. (1967): Finding of Axinite-schist in the Sangun Metamorphic Zone at Mitaké, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. – J. Sci. Hiroshima Univ. ser. C, **5**: 241–253, 5 Abb., 3 Tab., 2 Taf., 5 Fig.; Hiroshima.
- OZAKI, M. (1972): Chemical composition and occurrence of axinite. – Kumamoto J. Sci. Geol., **9**: 1–34, 9 Abb., 11 Tab.; Kumamoto.
- POHL, D., GUILLEMETTE, R., SHIGLEY, J., & DUNNING, G. (1982): Ferroaxinite from New Melones Lake, Calaveras County, California, a remarkable new locality. – Min. Record, **13**: 293–302, 18 Abb., 1 Tab.; Tucson (Ariz.).
- PRINGLE, I. J., & KAWACHI, Y. (1980): Axinit mineral group in low-grade regionally metamorphosed rocks in southern New Zealand. – Amer. Min., **65**: 1119–1129, 6 Abb., 3 Tab.; Washington D. C.
- RITTER, F. (1884): Über neue Mineralfunde im Taunus. – Ber. Senckenberg. naturforsch. Ges., **1883/84**: 281–297; Frankfurt a. M.
- SACHTLEBEN, V. (1988): Das „Vordevon“ des Falkensteiner Hains bei Königstein/Ts. – Dipl.-Arb.; 135 S., 79 Abb., 11 Tab., 3 Anl. (Kten), 4 Diagr.; Mainz.
- SANERO, E., & GOTTARDI, G. (1968): Nomenclature and crystal-chemistry of axinites. – Amer. Min., **53**: 1407–1411, 1 Abb.; Washington D. C.
- SCHARFF, F. (1859): Über den Axinit des Taunus. – Notizbl. Verein f. erdk. u. verw. Wiss. zu Darmstadt, **21**: 6–7; Darmstadt.
- SCHLOSSMACHER, K. (1950): Bericht über die Exkursion in die kristallinen Taunusgesteine. – Fortschr. Miner., **27**: 69–70; Stuttgart.
- TURNER, F. J., & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. – 2. Aufl., 664 S., 117 Abb.; New York (McGraw-Hill).

Taf. 1 u. Taf. 2

Taf. 1

- Fig. 1. Parallel s_1 im Gestein eingewachsene Axinit-Porphyroblasten, durch die Verwitterung als höckerartige Erhebungen herauspräpariert (schwarz). Probe 26570a, Falkensteiner Hain, R: 3462725, H: 5561820.
- Fig. 2. Axinit-Porphyroblast mit zahlreichen s_1 eingeregelt Einschlüssen. (Quarz, Albit, Aktiniloth, Phengit, Chlorit, Titanit und Epidot), die sämtlich metamorphe Neubildungen des Meta-Andesits sind. Sie sind älter als der Porphyroblasten-Axinit, der bereits unter retrograden Bedingungen gesproßt ist. Probe 23917, Falkensteiner Hain, R: 3462390, H: 5561615 (Lesestein).
- Fig. 3. Zur Zeit der zweiten Deformation erwiesen sich die Axinit-Porphyroblasten schon als starre Körper, an denen die Flächenscharen der zweiten Schieferung abgelenkt wurden. Sie sind folglich zwischen den beiden Deformationsphasen gebildet worden. Probe 23917, Fundort wie Fig. 2.

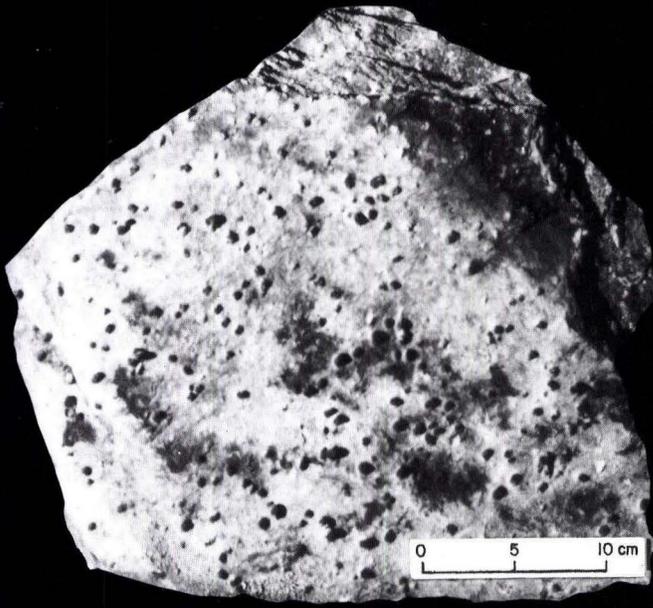


Fig. 1

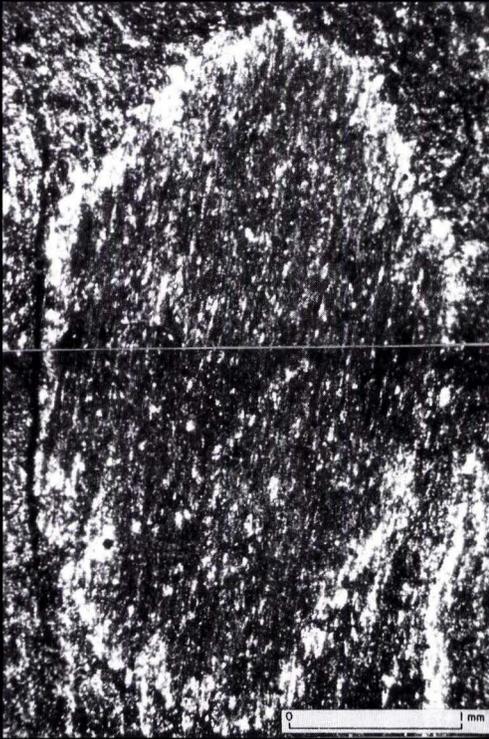


Fig. 2

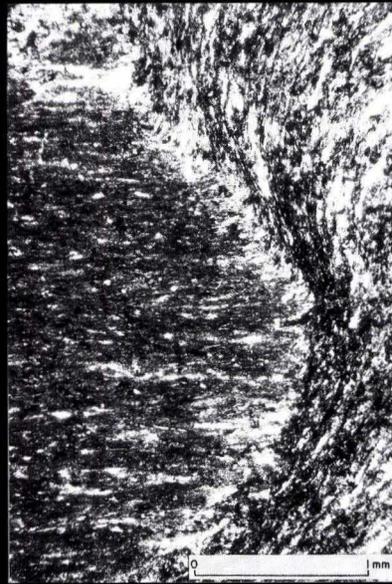


Fig. 3

Taf. 2

- Fig. 1. Massiger Axinit (violett) mit verhältnismäßig wenig Quarz (weiß) mit einem umschlossenen Grünschiefer-Fragment. Probe 26596, Falkensteiner Hain, R: 3462725, H: 5561810.
- Fig. 2. Brekziöse Gang-Füllung mit Grünschiefer-Fragmenten (grün) und relativ viel Quarz (weiß). Probe 26570, Falkensteiner Hain, R: 3462725, H: 5561820.
- Fig. 3. Massiger Axinit (violett), relativ wenig Quarz (weiß), große von Axinit umschlossene Grünschiefer-Fragmente (grün). Probe 26695, Falkensteiner Hain, R: 3462750, H: 5561852.
- Fig. 4. Verfalteter Quarzgang (Falte der zweiten Deformationsphase) mit blaßvioletter Axinit. Fig. 4 zeigt, daß dem Axinit in Gängen das gleiche relative Bildungsalter zukommt wie den Axinit-Porphyroblasten. Die Spalten öffneten sich nach Ausbildung der ersten Schieferung, die Gangfüllung wurde aber durch die zweite Deformation gelegentlich verfault. Probe 26593, Kocherfels, R: 3463527, H: 5561925.



Fig. 1

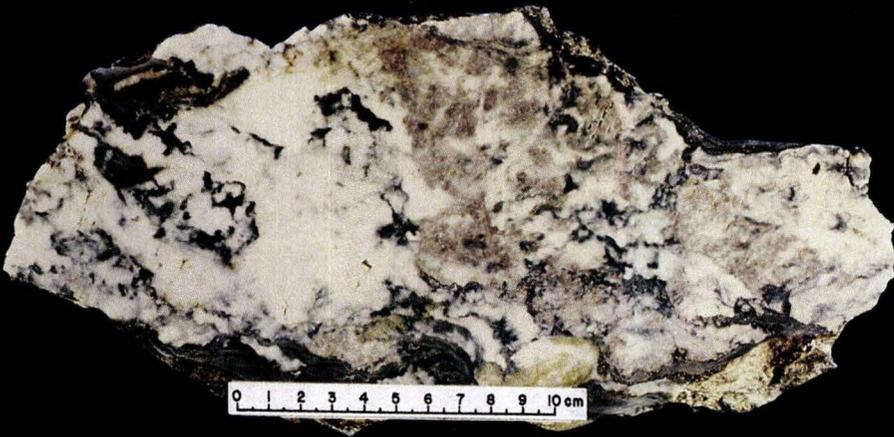


Fig. 2



Fig. 3

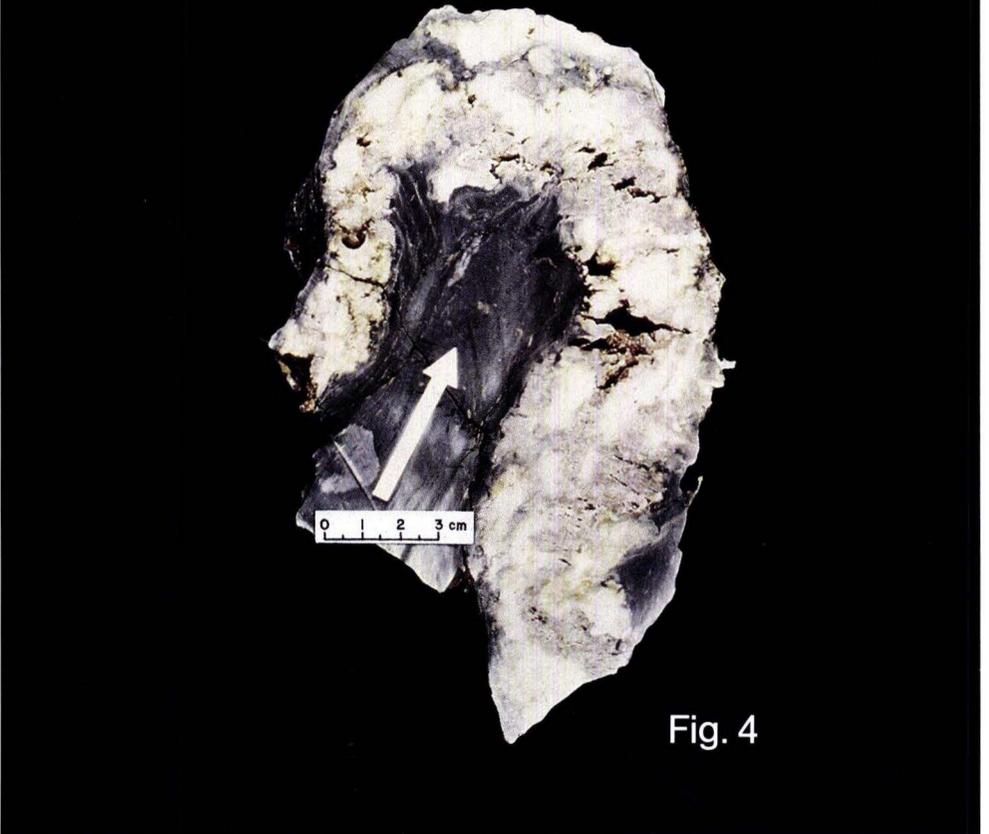


Fig. 4

Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten

Von

HERMANN HUCKRIEDE*

Kurzfassung: Das Barytvorkommen von Günterod ist eine synsedimentäre Mineralisation, vergleichbar mit den Lagerstätten Meggen und Rammelsberg. Belege hierfür sind seine stratiforme Position in Sandsteinen und Schwarzschiefern des höheren Unter-Devons, sedimentäre Rutschungen innerhalb der mineralisierten Schichten, der Mineralbestand und Reste seiner primären Strukturen sowie die geochemischen Verhältnisse. Für eine wirtschaftliche Nutzung reichen die Vorräte nicht aus.

Das Barytvorkommen und seine unterdevonischen Nebengesteine bilden eine allochthone Scholle in einer bis 170 m mächtigen Abfolge aus Debris-Flow-Sedimenten der Givet-Stufe, deren Liefergebiet vermutlich im Bereich des Nordwestrandes der Lahnmulde lag. Die Komponenten dieser Sedimente lassen die geologische Entwicklung des Herkunftsgebietes der Debris-Flows von der Ems-Stufe bis in das höhere Mittel-Devon erkennen:

Bis in die Ober-Ems-Stufe werden Sande und Tone in Rheinischer Fazies sedimentiert. Ab dem höheren Ober-Ems tritt das Gebiet als Schwellenregion in Erscheinung; die hierzu führenden tektonischen Vorgänge ermöglichen vermutlich auch den Aufstieg von bariumhaltigen Lösungen, aus denen bei der Vermischung mit Meerwasser Baryt ausfällt. Cephalopodenkalke und Tonschiefer repräsentieren den Abschnitt zwischen höchster Ober-Ems-Stufe und dem Givet. Während des höheren Mittel-Devons kommen zusätzlich Rifffalke sowie saure und basische Vulkanite zur Ablagerung. Rasche Hebung läßt zugleich Teile der Schwelle instabil werden: Große Partien der Schichtenfolge einschließlich des Barytlagers werden erodiert oder rutschen als Debris-Flows in benachbarte Beckenregionen.

Abstract: The barite occurrence of Günterod (Rheinisches Schiefergebirge, Germany) is a synsedimentary mineralization comparable to the deposits of Meggen and Rammelsberg. Evidence for a synsedimentary origin of the barite are the stratiform position within Lower Devonian sandstones and black shales, the mineral association, relics of primary ore textures as well as geochemical results. Economic mining is not possible because of limited resources.

The barite occurrence and the Lower Devonian host rocks are an allochthonous component of an layer of Givetian debris-flow-sediments up to 170 m thick. It is proposed that the source area is the north-western part of the Lahn Syncline.

The components of the debris flows allow reconstruction of the facies development of this area from the Lower up to the Middle Devonian: In the Lower Emsian argillaceous and arenaceous sediments are deposited in an outer shelf environment. Initial synsedimentary faulting of the shelf sediments may cause the ascent of barium-rich hydrothermal fluids and thus facilitate the formation of the barite mineralization. During the Upper Emsian the facies changes: Condensed pelagic limestones form on a submarine rise. Additional reef limestones accompanied with acidic and basic volcanics are deposited in the Givetian. In the Upper Givetian the rise becomes unstable in response to pronounced uplift: Large parts of the sediments and the barite occurrence are eroded or slide down as debris flows into adjacent basin regions.

* Dipl.-Geol. H. HUCKRIEDE, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Goldschmidtstraße 3, 3400 Göttingen.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	118
2. Geologische Übersicht	119
3. Die Debris-Flow-Sedimente (DFS)	120
3.1. Die Komponenten der Debris-Flow-Sedimente	122
3.2. Stratigraphische Einstufung	126
3.3. Das Herkunftsgebiet der Debris-Flows und seine Entwicklung im Unter- und Mittel-Devon	126
4. Das Barytvorkommen	128
4.1. Bisherige Bearbeitung	130
4.2. Mineralbestand	130
4.2.1. Baryt	131
4.2.2. Pyrit	134
4.2.3. Sphalerit	135
4.2.4. Weitere Minerale	135
4.3. Relikte primärer Erzstrukturen	136
4.4. Die sekundäre Überprägung des primären Mineralbestandes	136
4.5. Geochemie	137
4.6. Nebengesteine	138
4.7. Genese	139
4.8. Wirtschaftliche Bedeutung	140
5. Zusammenfassung	141
6. Schriftenverzeichnis	142

1. Einleitung

Barytmineralisationen sind im östlichen Rheinischen Schiefergebirge weit verbreitet. Besonders zahlreich kommen sie am Südrand der Dillmulde vor, wo viele Vorkommen zeitweise abgebaut wurden. Die meisten dieser Lagerstätten sind an Nordwest–Südost, Nord–Süd oder Ost–West verlaufende Störungszonen gebunden. Eine Ausnahme ist das Barytvorkommen von Günterod, ca. 12 km östlich von Dillenburg (Abb. 1): Dieses ist im Schichtstreichen (Südwest–Nordost) ausgelängt und unterscheidet sich schon auf den ersten Blick durch seinen stellenweise grauen Baryt von den Mineralisationen an Verwerfungen. Erste Bearbeiter (GWOSDZ et al. 1974: 90, STOPPEL 1979: 93) vermuteten vor allem deswegen eine synsedimentäre Entstehung.

Seit Ende des 19. Jahrhunderts fanden wiederholt Schürfarbeiten im Bereich des Barytlagers statt; noch heute ist dieses in einem Untersuchungsstollen aufgeschlossen.

Die Beobachtung sedimentärer Rutschmassen (Debris-Flows) in den begleitenden Sedimenten des Barytlagers war Anlaß zu überprüfen, ob ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Mineralisation und synsedimentärer Tektonik wie in vielen anderen sedimentären Sulfid-Baryt-Lagerstätten nachweisbar ist.

Zu Dank verpflichtet für die Unterstützung dieser Arbeit ist der Verfasser den Herren Prof. Dr. D. MEISCHNER und Prof. Dr. A. MÜCKE. Dr. F. LANGENSTRASSEN und Dr. H. JAHNKE halfen dankenswerterweise bei der Bestimmung des Fossilmaterials; Prof. Dr. H.-J. LIPPERT und Dr. D. STOPPEL trugen durch zahlreiche Ratschläge und Hinweise zum Gelingen der Arbeit bei. Der Firma COMINCO RESOURCES EUROPE N.V. sei für die Genehmigung der Bearbeitung des Kernmaterials der Bohrungen GC-1 bis GC-4 gedankt.

2. Geologische Übersicht

Die Barytmineralisation von Günterod liegt im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges zwischen Hörrezone und Dillmulde (Abb. 1). Die dortige Schichtenfolge besteht aus Sedimenten und Vulkaniten des Devons und Unter-Karbons sowie des Quartärs.

Während der variskischen Gebirgsbildung wurden die paläozoischen Gesteine nicht nur gefaltet, geschiefert und anchimetamorph überprägt, sondern es kam auch zu einer intensiven Überschiebungstektonik, die zu einem nach Nordwesten auf die Dillmulde überschobenen Schuppenstapel führte. Im Bereich dieser Südwest–Nordost streichenden Schuppen fallen Schichtflächen, Schieferungsflächen und Überschiebungsbahnen zumeist mit 35 bis 80 Grad nach Südosten ein. Die Überschiebungsbahnen sind häufig schichtparallel und trennen Gebiete unterschiedlicher Fazies-Entwicklung. Über die Überschiebungsweiten herrscht noch weitgehend Unklarheit. Die Ausbißbreiten der einzelnen Schuppen betragen nur einige hundert Meter bis wenige Kilometer; dafür erreichen sie Längen im Streichen von zumeist mehr als

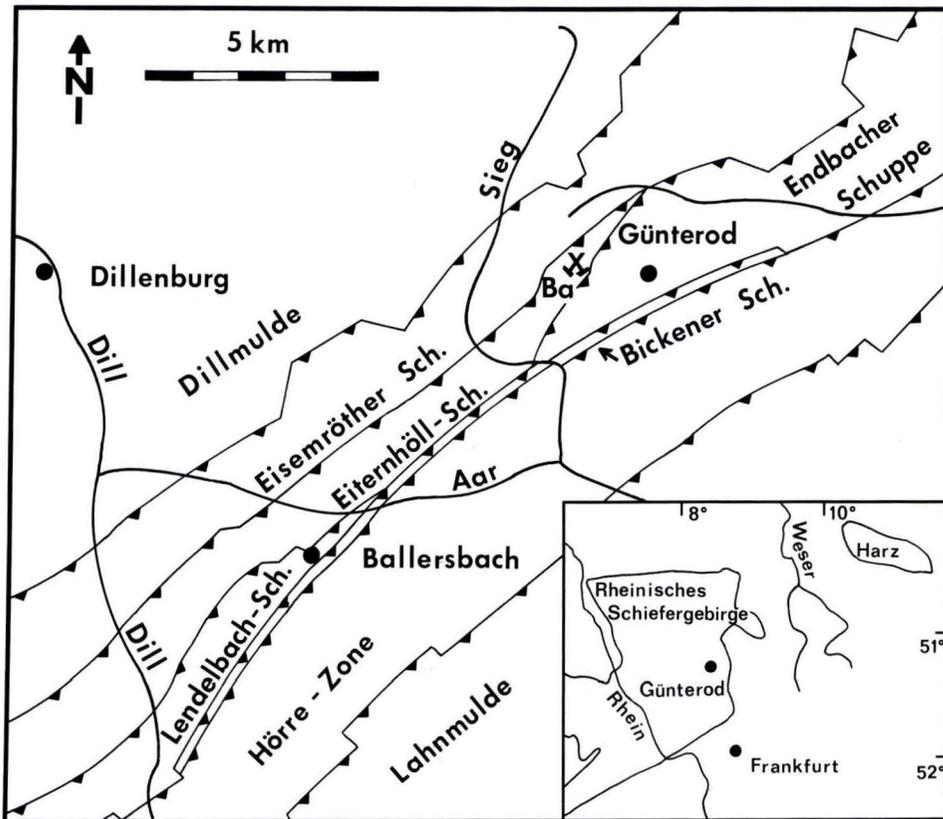


Abb. 1. Lage des Barytvorkommens von Günterod (Ba) und der wichtigsten tektonischen Einheiten zwischen Lahn- und Dillmulde. Linien mit Dreiecksignatur = Überschiebungen; Lage der Überschiebungen nach KEGEL (1934), z. T. verändert.

zehn Kilometern. An diesen Schuppenstapel schließt sich im Südosten die Hörre-Zone an, die sich im Ober-Devon und Unter-Karbon durch eine mehr grobdetritische Fazies ohne Vulkanite von der Fazies der Dillmulde unterscheidet.

Die bedeutendsten Schuppeneinheiten zwischen Dillmulde und Hörrezone sind von Nordwest nach Südost: Eisemröther Schuppe, Eiternhöll-Schuppe, Endbacher Schuppe (im Südwesten durch die Lendelbach-Schuppe vertreten) und die Bickener Schuppe. Letztere wird i. w. von geringmächtigen Schwellenkalken und Tonschiefern gebildet, die fast keine Vulkaniteinschaltungen führen. Diese Sonderfazies ist im Streichen bis in den Kellerwald zu verfolgen. Auch die anderen Schuppen zeigen eigenständige Schichtenfolgen, deren Abweichungen von der Normalfazies der Dillmulde aber geringer sind.

Das Barytlager selbst ist einer Abfolge aus Quarziten, Sandsteinen und Schwarzschiefern des höheren Unter-Devons der Eiternhöll-Schuppe eingeschaltet. Im Hangenden und Liegenden des Barytvorkommens und seiner unterdevonischen Nebengesteine kommen olisthostromale Gesteine (Mudflows und Grainflows sensu LOWE 1979: 77) der Givet-Stufe vor. Diese Gesteine werden im folgenden mit dem Namen Debris-Flow-Sedimente (DFS) bezeichnet.

Die DFS werden von schwarzen und grauen Tonschiefern, Kieselschiefern und allodapischen Kalken überlagert, die z. T. noch der Givet-Stufe, überwiegend aber bereits der Adorf-Stufe zugehören. Geringmächtige rote und grüne Tonschiefer sowie feinkörnige Quarzite gehören bereits in die Nehden- und Hemberg-Stufe. Ab der höheren Dasberg-Stufe wurde eine Wechselfolge aus schlecht sortierten karbonatischen Sandsteinen und graugrünen Tonschiefern sedimentiert, die in ihren obersten Partien unter Abnahme des Sandgehaltes in graue Hangenbergsschiefer übergeht. Diabas-Bombentuffe und Erguß-Diabase treten in mehreren Einschaltungen in diesen hoch-oberdevonischen Gesteinen der Eiternhöll-Schuppe auf.

Die südöstlich an die Eiternhöll-Schuppe angrenzende Endbacher Schuppe zeigt eine ähnliche Schichtenfolge; allerdings kommen mehrere hundert Meter devonische Tonschiefer in Wissenbacher Fazies hinzu („Kieselgallen-Schiefer“, „Wissenbacher Schiefer“ und „Styliolinen-Schiefer“). Der tiefere Teil dieser Tonschiefer führt reichlich Kieselgallen und datiert vermutlich noch in die Ems-Stufe. In den höheren Teilen der kieselgallenfreien Tonschiefer treten in etwa 50 m Mächtigkeit die gleichen sedimentären Rutschmassen (DFS) wie in der Eiternhöll-Schuppe auf. Das Ober-Devon der Endbacher Schuppe unterscheidet sich von der Entwicklung in der Eiternhöll-Schuppe nur durch das Fehlen von Kieselschiefern und allodapischen Kalken in den Sedimenten der Adorf-Stufe.

Kulm-Sedimente mit einer für die Dillmulde typischen Abfolge aus Schwarzen Lyditen, Deckdiabas, Bunten Kieselschiefern, Posidonienschiefer und Kulmgrauwacken bilden in einer Mächtigkeit von etwa 200 bis 500 m den Abschluß der paläozoischen Schichtenfolge sowohl in Endbacher und Eiternhöll-Schuppe als auch in der nordwestlich an letztere Schuppe anschließenden Eisemröther Schuppe.

3. Die Debris-Flow-Sedimente (DFS)

Das Barytlager von Günterod tritt in enger Assoziation mit sedimentären Rutschmassen (Debris-Flows) auf. Diese Gesteine sind für das Mittel-Devon der Eiternhöll-Schuppe charakteristisch und ermöglichen neue Einblicke in die Dynamik des rhenohercynischen Sedimentationsraumes.

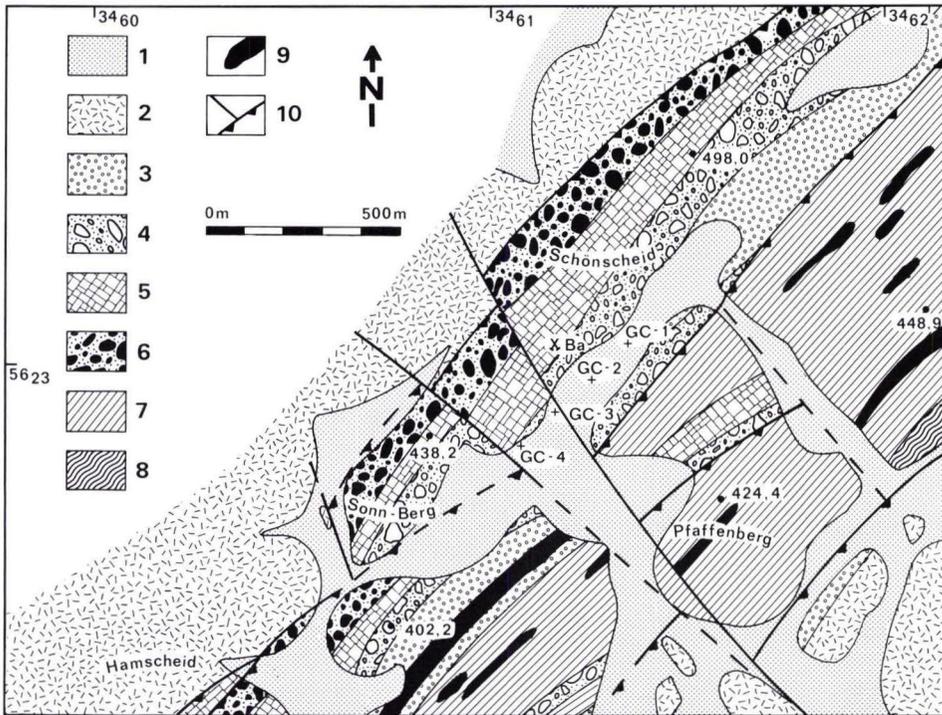


Abb. 2. Übersicht zur Geologie der unmittelbaren Umgebung des Barytvorkommens von Günterod und zur Lage der COMINCO-Prospektionsbohrungen (GC-1 bis GC-4). 1 = Quartäre Bedeckung (Fließerden, sandige Lehme der Talauen, Laacher-Bimstuff). 2 = Unterkarbonische Gesteine: Schwarze Lydite, Deckdiabas, Bunte Kieselschiefer, Posidonienschiefer, Grauwacken und Tonschiefer. 3 = Oberdevonische Gesteine: Kieselschiefer, graue und schwarze Tonschiefer, Rotschiefer, Quarzite und Sandsteine. 4 = Debris-Flow-Sedimente mit Quarzitgeröllen und Keratophyr-Schollen. 5 = Debris-Flow-Sedimente mit Schollen aus Ems-Quarziten. 6 = Debris-Flow-Sedimente mit Kalk- und Tonschiefer-Schollen. 7 = Graue Tonschiefer in Wissenbacher Fazies (Mittel-Devon, evtl. z.T. höchstes Unter-Devon). 8 = Kieselgallenschiefer (höheres Unter-Devon). 9 = Intrusivdiabas. 10 = Störungen. Mit Dreieckssignatur: Überschiebungen; mit unterbrochener Linie: Exakte Lage nicht bekannt.

Die Debris-Flow-Sedimente (DFS) sind in der Eiternhöll-Schuppe zwischen Herborn und Bad Endbach lückenlos nachweisbar und erreichen hier eine Mächtigkeit von 100 bis 200 m. Außerhalb der Eiternhöll-Schuppe treten diese Gesteine in der Lendelbach-Schuppe und lückenhaft in der Endbacher Schuppe bei Günterod (Pfaffenberg und Kisselberg) auf. Dort bilden sie eine Einschaltung in grauen Tonschiefern des höheren Mittel-Devons. Die COMINCO-Prospektionsbohrungen bei Günterod (Abb. 2) durchteuften die DFS der Eiternhöll-Schuppe in einer Mächtigkeit von etwa 100 m. Im Liegenden der DFS wurden unter einer 3 m mächtigen kataklastischen Störungzone Grauwacken, Tonschiefer, Kieselschiefer und Ergußdiabase des Unterkarbons der Eisentröther Schuppe angetroffen. Letztere Gesteine haben mit nur etwa 2% maximaler Vitrit-Reflexion deutlich geringere Inkohlungswerte als die 5–6% R_{max} erreichenden DFS der Eiternhöll-Schuppe (STOPPEL 1988).

Im Bereich Bad Endbach – Uebernthal sind die DFS der Eiternhöll-Schuppe in drei Einheiten zu unterteilen (Reihenfolge entspricht Abfolge von alt nach jung): DFS mit Kalk- und Tonschiefer-Schollen, DFS mit Schollen aus Ems-Quarziten und DFS mit Quarzitgeröllen und Keratophyr-Schollen. Die auffällige Dreiteilung der DFS beruht wahrscheinlich auf der Überlagerung von drei unterschiedlichen Rutschmassen. Zwischen Uebernthal und Herborn ist diese Dreiteilung allerdings nicht mehr zu erkennen.

Die DFS im Raum von Günterod sind überwiegend als Mudflows zu klassifizieren; nur im Raum Herborn – Ballersbach gibt es Übergänge zu Grainflows. Mudflows sind nach LOWE (1979) matrixgestützte sedimentäre Rutschmassen (Matrix aus tonigem Material), Grainflows dagegen korngestützte sedimentäre Rutschmassen (ohne tonige Matrix).

Charakteristisch für die sedimentären Rutschmassen in Eiternhöll- und Endbacher Schuppe sind massige, ungeschichtete Sedimente, die in einer feinkörnigen Grundmasse zahlreiche Einschlüsse anderer Gesteine unsortiert enthalten. Dies sind vor allem diverse Sediment- und Vulkanitschollen, deren Korngrößen vom Sandkorn- bis zum Blockbereich reichen. Häufig sind hier vor allem Diabasmandelsteine, Schalstein-Schollen, Tonschiefer-Schollen, Cephalopodenkalke, Riffkalke, Quarzkeratophyre, Keratophyre, Quarzitgerölle, Riffschutt-Brekzien sowie Schollen aus Quarziten, Sandsteinen und Tonschiefern der Ems-Stufe. Die Matrix der DFS wird von ungeschichtetem Tonschiefermaterial gebildet, das z. T. schlierig mit Silt und Sand (bis ca. 40 Vol.%) gemengt ist. Der Matrixanteil liegt zwischen 30 und 90%, zumeist bei etwa 60 bis 70 Vol.%.

Die DFS sind als sedimentäre Rutschmassen von einer noch weitgehend unbekanntem Schwellenregion abzuleiten. Eine Diskussion zur Frage der Herkunft dieser Sedimente wird in Kapitel 3.3. gegeben.

Obwohl Schollen von Ems-Quarziten und fossilreichen Kalken in der Eiternhöll-Schuppe wiederholt bearbeitet wurden, sind diese Gesteine bisher nicht als Bestandteile sedimentärer Rutschmassen erkannt worden. So beschrieben KAYSER & LOTZ (1907) die fragliche Schichtenfolge lediglich unter dem Namen „Konglomeratischer Schalstein“. KEGEL (1934), WITTEKINDT (1961), GROOS-UFFENORDE (1972) und STOPPEL (1979) hielten die Schollen aus unterdevonischen Sandsteinen und Quarziten sowie aus Cephalopoden- und Riffkalke für autochthon. Die komplizierten Verbandsverhältnisse dieser Gesteine wurden durch Verschuppung, Faltenbau und z. T. auch durch eine Transgression von mitteldevonischen Sedimenten über unterdevonischen Gesteinen erklärt (PILGER 1952: 199).

3.1. Die Komponenten der Debris-Flow-Sedimente

Quarzite, Sandsteine und Tonschiefer der Ems-Stufe:

Schollen aus schräggeschichteten Quarzit- und Sandsteinbänken wechsellagernd mit grauschwarzen Tonschiefern kommen als Einschlüsse in den DFS verbreitet vor.

Vielorts häufig sind hier Fließfalten, lokal ist die Schichtung durch Rutschungen im noch nicht verfestigten Zustand der Sedimente völlig aufgelöst. Die schräggeschichteten Bänke zeigen auf der Oberfläche zumeist Strömungsrippeln; gelegentlich führen sie in ihrem unteren Drittel Tongerölle.

Die Quarzite und Sandsteine bestehen zu 70 bis 90 Vol.% aus feinkörnigen, ungerundeten Quarzkörnern. Serizit-Aggregate bis zu 0,2 mm Korngröße haben einen Anteil von 5 bis

10 Vol.%; als Nebengemengteil kommt Albit vor. Die Matrix wird von feinschuppigen Phyllosilikaten („Quarzite“) oder von einem eisenhaltigen Karbonat (Sandsteine) gebildet.

KAYSER & LOTZ (1907: 13) beschrieben aus diesen Gesteinen vom Schönscheid bei Günterod eine Fauna mit *Chonetes plebeja*, *Tropidoleptus carinatus* sowie *Homalontus*- und *Pleurodictyum*-Resten. Am Schönscheid konnten an zwei Stellen (R3461300; H5623200 und R3460950; H5622830) Lesesteine mit Crinoidenresten und *Arduspirifer arduennensis* (SCHNUR 1853) nachgewiesen werden. Eine artenreichere Fauna wurde vom Verfasser in dem stratigraphisch höchsten Niveau des Ems-Vorkommens am Sonnberg bei Günterod (R3460730; H5622600) entdeckt. Dr. H. JAHNKE (IMGP Göttingen) bestimmte in dem neu gewonnenen Material folgende Arten:

Arduspirifer arduennensis arduennensis (SCHNUR 1853)
Euryspirifer paradoxus (v. SCHLOTHEIM 1813)
Nucleospira lens (SCHNUR 1853)
Anoplothea sp. indet.
Athyris undata (DEFrance 1828)
Cryptonella? macrorhyncha (SCHNUR 1853)
Meganteris inornata (D'ORBIGNY 1850)
Leptagonia sp. indet.
Uncinulus cf. *subwilsoni* (D'ORBIGNY 1850)

Die Fauna tritt in zwei 1 bis 5 cm mächtigen Schillagen in einem deutlich bioturbaten Bereich (Spurentyp *Chondrites*) auf. Die Brachiopoden sind zumeist disartikuliert aber nicht zerbrochen. Die Artenzusammensetzung ist typisch für die Rheinische Fazies und erlaubt nach Dr. JAHNKE eine Einstufung in die untere Ober-Ems-Stufe.

Die Durchmesser der einzelnen Schollen aus Quarziten, Sandsteinen und Tonschiefern der Ems-Stufe reichen von wenigen cm bis zu etwa 300 m; die ausgeprägte Verwitterungsresistenz dieser Gesteine führt zu einem gehäuften Auftreten im Bereich der Berggipfel.

Cephalopodenkalke:

Ballersbacher Kalk tritt mit bis 80 cm großen Schollen in den tieferen Teilen der DFS auf. In einer mikritischen Grundmasse sind in diesem Gestein regellos ca. 10–30 Vol.% biogene Klasten (v. a. Crinoidenstielglieder, seltener Trilobiten, Cephalopoden, Gastropoden, Foraminiferen, solitäre Korallen und Brachiopoden) eingebettet. Einige Blöcke enthalten bis zu 3 Vol.% Häutungsreste von Trilobiten; u. a. *Proetus orbitatus* (BARRANDE 1846) und *Ceratocephala vesiculosa* (BEYRICH 1846). Zwischen Uebernthal und Bicken, untergeordnet auch am Sonnberg bei Günterod, treten neben den hellen Ballersbacher Kalken sehr häufig auch dunkelgraue, knollige, cephalopodenreiche (Orthoceren, *Jovellania triangularis* ARCHIAC & VERNEUIL 1842) Kalke auf.

Die hellen Kalke in der Ballersbacher-Fazies lieferten Conodonten der *patulus*-Zone, die dunklen, knolligen Kalke enthalten Conodonten der *partitus*-Zone.

Dunkle, feinspartitische Kalke mit wenigen oder keinen Bioklasten gleichen lithologisch einem Teil der Günteroder Kalke der Bickener Schuppe. Solche Kalke treten neben Schollen von Ballersbacher Kalk in den tieferen Teilen der DFS auf. Mehrere Exemplare von *Polygnathus costatus costatus* KLAPPER 1971 belegen eine Zugehörigkeit dieser Kalke zur Eifel-Stufe.

Styliolinenkalk:

Am Sonnberg-Wegprofil treten gelegentlich kleinere Blöcke aus Styliolinenkalk auf. Diese Kalke bestehen zu etwa 50 Vol. % aus Styliolinen, die von sparitischen oder radiaxialen Calcit-Zementen umgeben sind. Conodonten sind in diesen Kalken sehr häufig und ermöglichen eine Einstufung in die mittlere *varcus*-Zone.

Riffkalke und Riffschuttkalke:

Riffkalke und Riffschuttkalke begleiten in bis 2 m³ großen Blöcken die Ballersbacher und Günteroder Kalke in den tieferen Teilen der DFS. Häufig sind hier dichte Massenkalk, in denen stellenweise noch rugose und tabulate Korallen (*Favosites*, *Heliolites*, *Alveolites*, *Thamnopora*) sowie Stromatoporen und dickschalige Brachiopoden zu erkennen sind. Conodontenfaunen wurden vom Verfasser in diesen Gesteinen nicht gefunden.

Zahlreich sind Blöcke aus brekziiertem Massenkalk und einzelnen Korallenstöcken, stellenweise gemischt mit Lapilli-Tuffen. Diese Gesteine belegen die Gleichzeitigkeit von Riffwachstum und Vulkanismus.

An einem Straßenanschnitt in der Eiternhöll-Schuppe nördlich von Bicken (R3456300; H5618425) fand der Verfasser in einer solchen Scholle aus Riffkalken und Tuffen die rugose Koralle *Endophyllum abditum* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851, die eine Datierung in die Givet-Stufe wahrscheinlich macht.

Keratophyre und Quarzkeratophyre:

Blöcke und Gerölle aus Keratophyr und Quarzkeratophyr sind v. a. in den höheren Partien der DFS weit verbreitet.

Die Quarzkeratophyre bestehen aus einer feinkörnigen Grundmasse, in der zahlreiche bis 3 mm große Einsprenglinge aus korrodiertem Quarz, Plagioklas (An 20-35), Sanidin und selten auch Anorthoklas schwimmen. Die Grundmasse ist von vielen kleinen Plagioklas-Leisten erfüllt und wird stellenweise fleckig durch Karbonate verdrängt. Der Anteil der Einsprenglinge liegt generell bei etwa 10–20 Vol. %; eine Fluidaltexur ist häufig entwickelt. Quarzkeratophyre dieses Typs wurden bereits von FLICK (1979: 31) beschrieben: Im Unterschied zu den meisten anderen Quarzkeratophyren der Lahn- und Dillmulde ist hier Quarz Frühkristallinat. Diesen Gesteinstyp benannte FLICK (1979: 31) „Quarzkeratophyr vom Typ Ballersbach“.

Die Keratophyre sind durch eine dichte Grundmasse aus divergentstrahligen Feldspat-Leisten gekennzeichnet. Zwickel dieser vermutlich durch Entglasung entstandenen Strukturen werden von einem feinkörnigen Quarz-Pflaster erfüllt.

Alkalifeldspat-Granit:

In einem Straßenanschnitt in der Eiternhöll-Schuppe nördlich von Bicken (R3456300; H5618425) fand der Verfasser im Anstehenden ein Granit-Geröll von 10 cm Durchmesser. Nebengesteine waren DFS, die in einer z. T. tuffitischen Tonschiefer-Matrix Blöcke und Gerölle aus Massenkalk, Quarzit und Quarzkeratophyr enthalten. Das Granitgeröll besteht zu 57 Vol. % aus Kalifeldspat (häufig mit Albit verwachsen: „Flecken-Perthit“), zu 5 Vol. % aus Plagioklas (An 25-30), zu 34 Vol. % aus Quarz und zu 4 Vol. % aus Biotit.

Im östlichen Rheinischen Schiefergebirge sind granitische Intrusionen bisher nicht bekannt. Die Vergesellschaftung mit ebenfalls alkalibetonten, sauren Vulkaniten (Keratophyre und

Quarz-Keratophyre), läßt eine gleichzeitige Entstehung, wahrscheinlich während der Givet-Stufe, vermuten.

Pillow-Diabas und Diabas-Mandelstein:

Einzelne Diabas-Pillows finden sich in den DFS des Sonnberg-Wegprofils bei Günterod (R3460650; H5622630). Eine 15 × 30 m große, blasige Ergußdiabas-Scholle mit andeutungsweise erkennbaren Pillow-Strukturen ist am Watzeberg bei Günterod im höheren Bereich der DFS aufgeschlossen (R3462020; H5623880).

Diabas-Mandelsteine sind in den DFS, mit Ausnahme der Ems-Quarzit-führenden Partien, weit verbreitet. Vermutlich handelt es sich um vulkanische Bomben. Die Durchmesser der einzelnen Bomben liegen zumeist bei 5–20 cm. Manche DFS bestehen zu 50–70 Vol.% aus Diabas-Mandelstein und enthalten dann häufig auch einzelne Diabas-Pillows.

Schalstein:

Im Sonnberg-Wegprofil sind mehrere Lagen aus Schalstein aufgeschlossen. Hier ist aber nicht ersichtlich, ob es sich um autochthone Zwischenlagerungen oder um allochthone Schollen handelt. Das Fehlen dieser Schalsteine in den Bohrkernen der COMINCO-Bohrung GC-3 am Schönscheid spricht gegen eine autochthone Stellung, da ein Auskeilen des Schalsteins innerhalb weniger hundert Meter unwahrscheinlich ist. Typisch sind hier wenig geschieferte Schalsteine aus hochblasigen Lapillis. Einschlüsse von Riff- und Styliolenkalken sowie schwarzen, feinkörnigen Vulkanitfetzen sind häufig. Letztere enthalten bis 10 Vol.% idiomorphe Hochquarz-Einsprenglinge.

Autochthon hingegen sind graugrüne, massige Schalsteine, reich an Sanidin-Einsprenglingen. Sie bilden im Südwesten von Uebernthal ein mindestens 3 km langes und bis 50 m mächtiges Lager zwischen DFS mit Kalk- und Tonschiefer-Schollen und DFS mit Schollen aus Ems-Quarziten.

Tonschiefer:

Am Sonnberg bei Günterod wechsellagern Tonschiefer mit DFS. Auch hier ist vielfach unklar, ob es sich um autochthone Ablagerungen oder um größere Schollen innerhalb der Debris-Flows handelt. In den Bohrkernen der COMINCO-Bohrung GC-3 sind in allen Tonschieferpartien Fließtexturen und graduelle Übergänge zu den DFS zu beobachten. Eine allochthone Deutung ist deswegen sehr wahrscheinlich. Es lassen sich zwei unterschiedliche Typen unterscheiden: grüngraue, laminierte Tonschiefer und dunkelgraue, crinoidenreiche Tonschiefer.

In den grüngrauen Tonschiefern wird die Lamination durch den engen Wechsel von hellgraugrünlichen Lagen und dunkelgrauen Lagen im cm-Bereich hervorgerufen. Im Dünnschliff ist gelegentlich eine Zunahme von siltigem Material im unteren, helleren Teil und eine Häufung von Dacryoconariden-Resten im oberen, dunkleren Teil dieser Lagen zu beobachten. Möglicherweise ist diese Lamination durch Tonturbidite entstanden. Stellenweise kommen Grabgänge benthonischer Organismen vor. Dacryoconariden in Schalenerhaltung sind lagenweise häufig: Neben der im tieferen Givet leitenden *Nowakia ottomari* (BOUČEK & PRANTL 1959) ist eine noch unbestimmte *Nowakia*-Art von 0,8 mm Länge und mit 12–14 Transversalringen in einzelnen Lagen reichlich vorhanden.

Die dunkelgrauen Tonschiefer zeichnen sich durch eine gute Spaltbarkeit parallel zur Schichtung und durch zahlreiche disartikulierte Crinoidenreste aus. Auch Styliolinen und *Nowakia ottomari* (BOUČEK & PRANTL 1959) kommen vor, jedoch nicht in Schalenerhaltung. Selten sind ehemals pyritisierte Trilobiten-Häutungsreste.

Quarzit- und Gangquarzgerölle:

Vielorts treten in den DFS Quarzitgerölle auf. Besonders gehäuft sind sie in den oberen Partien der DFS bei Günterod und Bad Endbach (Schönscheid–Eisenberg-Gebiet). Die Gerölle sind gut gerundet und haben Durchmesser von 1–150 cm. Zwei Gerölle vom Sonnberg bei Günterod enthalten eine Fauna mit *Chonetes semiradiatus* (SOWERBY 1842); eine Einstufung in die Ems-Stufe ist also zumindest für einen Teil der Quarzitgerölle gesichert.

Von großem Interesse sind einzelne, dunkelgrüne Quarzitgerölle. Sie bestehen aus einem mittelkörnigen, dicht verzahnten Quarz-Pflaster. Die Quarze sind reich an Einschlüssen und löschen stark undulös aus. In den Zwickeln der Quarzkristalle treten Kristallaggregate aus Epidot, Chlorit und Brookit auf, die die Färbung des Gesteins verursachen. Auffällig sind mm-lange Bahnen aus Flüssigkeits-Einschlüssen, die das Gestein durchziehen. Ein weiteres Charakteristikum dieser Quarzite sind mm-dünne Lagen reich an Schwermineralen. Dies sind v. a. Leukoxen, Granat, Monazit, Staurolith, Rutil, Turmalin und Zirkon. Seltener sind Gangquarzgerölle, die zudem gelegentlich Einschlüsse von phyllitischen, Epidot- und Chlorit-führenden Gesteinen enthalten.

Ursache und Alter der metamorphen Überprägung dieser Gesteine ist noch unbekannt; notwendig sind hier weitergehende Untersuchungen.

3.2. Stratigraphische Einstufung

Für die stratigraphische Einstufung der DFS ist nur die jüngste in ihnen gefundene Fauna von Bedeutung. Dies ist die Fauna der Styliolinenkalke aus der mittleren *varcus*-Zone.

Am Eisenberg werden die DFS von Kieselschiefern, Tonschiefern und allodapischen Kalken überlagert. Letztere lieferten eine Fauna der *disparilis*-Zone.

Beide Faunen engen das Alter der DFS auf Teile der höheren Givet-Stufe ein. Ein weiterer Beleg für das mitteldevonische Alter ist die Überlagerung durch Schalstein und Grenzlager-Eisenerze am Kesselberg und südwestlich von Uebernthal (ehemalige Eisenerz-Grube Rothland).

3.3. Das Herkunftsgebiet der Debris-Flows und seine Entwicklung im Unter- und Mittel-Devon

Direkte Hinweise auf das Herkunftsgebiet der DFS sind selten. Einer der wenigen verwertbaren Aspekte ist die Einregelung von Gesteinsschollen in der Matrix. Am Eisenberg ergab die Vermessung von 75 zufällig ausgewählten, länglichen Quarzitgeröllen aus DFS eine sehr deutliche Südwest–Nordost-Einregelung. Nach POTTER & PETTIJOHN (1963: 33) und ENOS (1977: 139) kann dies ein Hinweis auf eine hierzu parallele Schüttungsrichtung sein.

Indirekte Hinweise auf das Herkunftsgebiet geben allerdings die Gesteinseinschlüsse in den DFS selbst: bis auf den Alkalifeldspat-Granit und einen Teil der Cephalopodenkalke sind alle auftretenden Gesteine im Bereich der Lahnmulde, und zwar an ihrem Nordwestrand im Gebiet von Merenberg–Greifenstein anzutreffen: dort wird ein Aufbruch aus Gesteinen der Ems-

Stufe von geröllführendem Schalstein umrahmt. Die Gerölle aus dem Schalstein gleichen weitgehend den in Kapitel 3.1. beschriebenen Geröllen. Häufig sind dort auch Quarzkeratophyre, die petrographisch den Quarzkeratophyren der DFS der Eiternhöll-Schuppe gleichen. Diese Quarzkeratophyre vom Typ Ballersbach kommen in Lahn- und Dillmulde überwiegend in dem Gebiet um Merenberg sowie in der Eiternhöll- und Lendelbach-Schuppe vor. Vergleichbare geröllführende Schalsteine sind dem Verfasser aus Lahn- und Dillmulde sonst nicht bekannt; ähnlich können nur stellenweise die Dillener Schichten des tieferen Oberdevons werden.

Zusätzlich sind im Bereich des Merenberger Unter-Devon-Aufbruchs gelegentlich zwischen unterdevonischen Sandsteinen, Tonschiefern und Quarziten und der Überlagerung aus Quarzkeratophyr-Tuff und Schalstein sedimentäre Tonschiefer-Quarzit-Brekzien aufgeschlossen (z. B. Klippenzug nahe dem Unterfahrungsstollen der ehemaligen Eisenerzgrube Eppstein, ca. 750 m südlich Obershausen, TK 25 Bl. 5415 Merenberg), die große Ähnlichkeit mit den Ems-Sediment-Schollen führenden DFS der Eiternhöll-Schuppe haben.

Das stellenweise Fehlen von Sedimenten der höheren Ems-Stufe und des tieferen Mittel-Devons sowie die geröllführenden Schalsteine und die sedimentären Brekzien sind Hinweise auf eine zeitweilige Schwellenposition des Merenberger Unter-Devon-Gebietes. Die lithologischen Ähnlichkeiten machen eine Herkunft der DFS der Eiternhöll-Schuppe und damit auch des Barytlagers aus dieser Schwellenregion wahrscheinlich. Die Entfernung von diesem potentiellen Liefergebiet nach Günterod beträgt zur Zeit etwa 25 km. Eine mögliche Fortsetzung

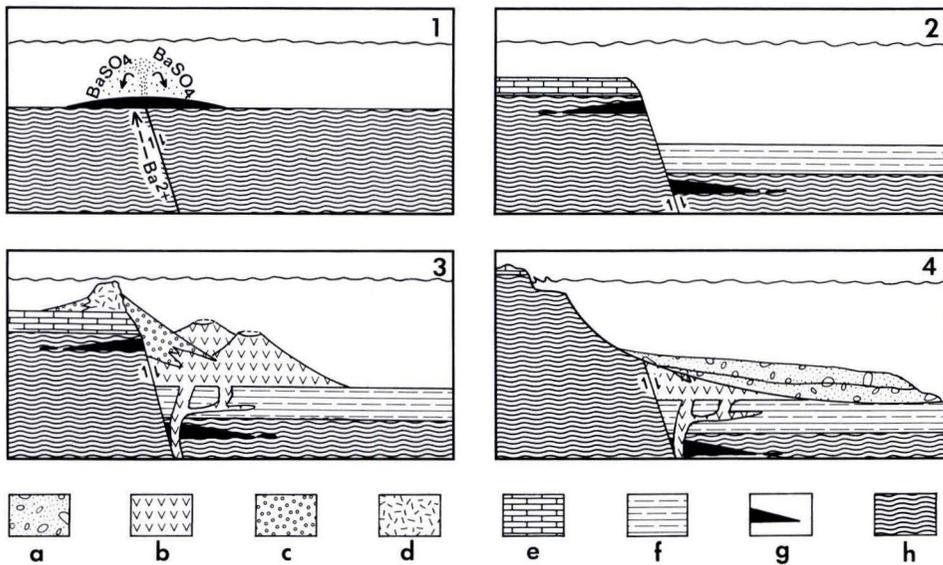


Abb. 3. Geologische Entwicklung des Entstehungsgebietes der Günteroder Barytmineralisation im Mittel-Devon und im höheren Unter-Devon. Nähere Erläuterung in Abschnitt 3.3. 1 = Unter-Ems-Stufe und tiefere Ober-Ems-Stufe. 2 = Höhere Ober-Ems-Stufe, Eifel-Stufe. 3 u. 4 = Givet-Stufe. a = Debris-Flow-Sedimente, b = Saurer und basischer Vulkanite, c = Riffschutt, d = Riffkalle, e = Cephalopodenkalle, f = Tone in Wissenbacher Fazies, g = Barytlager, h = Sande und Tone in Rheinischer Fazies.

des Merenberger Unter-Devon-Aufbruchs nach Nordwesten wird durch die Überlagerung mit Sedimenten der Hörre-Zone und dem Tertiär des Westerwaldes verhüllt. Ein Hinweis für eine solche Fortsetzung ist das Vorkommen von Schwellenkalk aus dem Grenzbereich Ems/Eifel und verkieseltem Massenkalk (Greifensteiner Kalk und „*Pentamerus*-Quarzit“) bei Greifenstein.

Wenn auch die Lage des Liefergebietes der DFS nicht mehr zweifelsfrei nachweisbar ist, so ist doch aus dem Gesteinsinhalt der Debris-Flows die Entwicklung des Liefergebietes zu rekonstruieren (Abb. 3):

1. Bis in die höhere Ober-Ems-Stufe werden Sande und Tone in Rheinischer Fazies sedimentiert.
2. In der höheren Ober-Ems-Stufe beginnt die Heraushebung einer Schwellenregion. Synsedimentäre Brüche ermöglichen hierbei wahrscheinlich den Aufstieg bariumhaltiger Lösungen und die Bildung des Günteroder Barytlagers.
3. Von der höheren Ober-Ems-Stufe bis in das Mittel-Devon werden Cephalopodenkalke sedimentiert; die Fazies gleicht den Gesteinen der Bickener Schuppe.
4. Im Givet setzt intensiver bimodaler Vulkanismus ein. Granitische Intrusionen treten vermutlich ebenfalls auf. Riffwachstum ist stellenweise möglich. Starke Heraushebung der Schwelle führt zu tiefgreifender Erosion, Brandungskonglomerate aus z. T. bereits leicht metamorphen Quarziten werden gebildet. Teile der Schwelle einschließlich des Barytlagers rutschen als Debris-Flows in benachbarte Beckenregionen.

Die großen petrographischen Ähnlichkeiten zwischen dem Gesteinsinventar der Lahnmulde und den DFS der Eiternhöll-Schuppe ließen sich alternativ zu obigem Modell auch durch eine Zugehörigkeit des Ablagerungsraumes der Sedimente der Eiternhöll-Schuppe zum Gebiet der Lahnmulde und durch eine spätere tektonische Verfrachtung an der Basis einer „Hörre-Decke“ erklären. Die Ähnlichkeit zwischen den oberdevonischen Gesteinen von Eiternhöll- und Endbacher Schuppe einerseits sowie der Dillmulde andererseits belegen jedoch die Zugehörigkeit zu einem gemeinsamen Ablagerungsraum innerhalb der Rheinischen Geosynklinale.

4. Das Barytvorkommen

Das Barytvorkommen ist zur Zeit lediglich in einem kleinen Stollen (in dieser Arbeit als „Barytstollen“ bezeichnet) am Schönscheid bei Günterod aufgeschlossen (R3461150; H5623050, Abb. 2). Ein querschlägiger Stollen erschließt hier das Lager in einer Mächtigkeit von etwa 8 m (Abb. 4). Im Streichen ist das Lager durch eine Untersuchungsstrecke auf 20 m Länge erschlossen. Weitere Untersuchungsstrecken waren offensichtlich vorhanden, sind aber verstürzt. Bis zum Juli 1986 waren mehrere Pingen 10 bis 40 m westsüdwestlich des Stollenmundlochs erhalten. Diese wurden mittlerweile eingeebnet. Einplaniert ist auch der Unterfahrungsstollen nordwestlich des Paffenberges (R3461230; H5622800); er soll jedoch die mineralisierten Bereiche nicht erreicht haben (STOPPEL 1979: 95).

Baryt ist heute nur noch im Barytstollen am Schönscheid, dessen Halden und in der unmittelbaren Umgebung der ehemaligen Pingen zu finden. Einzelne Barytstücke in der einplanierten Halde des Unterfahrungsstollens sind möglicherweise bei der Verfüllung des Stollens von der Halde am Barytstollen hierhin verschleppt worden.

Das Barytlager kann vom Stollenmundloch des Barytstollens aus mit Lesesteinen 45 m nach Südwest und 55 m nach Nordost verfolgt werden. Die entsprechende geochemische Barium-

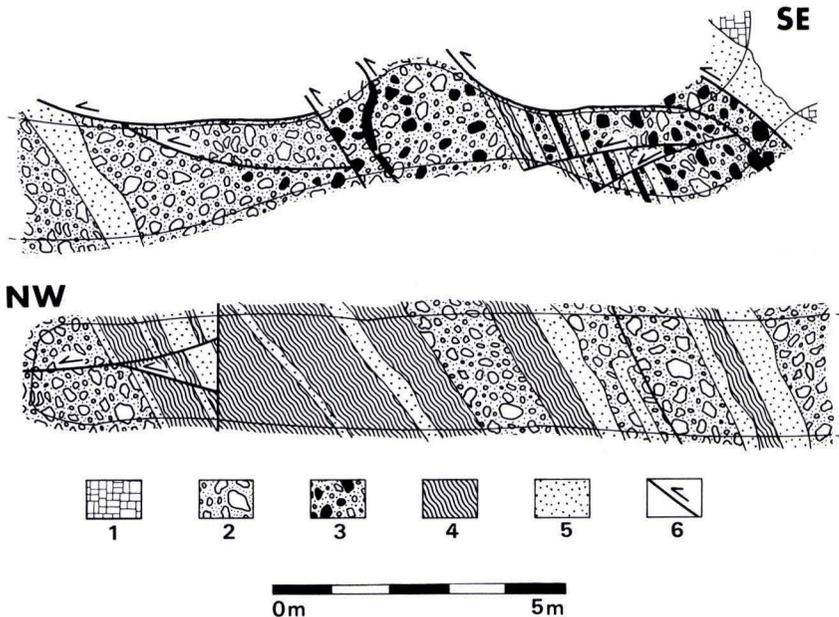


Abb. 4. Nordwest—Südost-Profil durch die querschlägige Strecke im Barytstollen am Schönscheid bei Günterod. Das Mundloch des Stollens liegt am Südostende des Profils. Aus technischen Gründen ist das Profil in dieser Abbildung in zwei Teile getrennt. 1 = Hangschutt und Halde. 2 = Sedimentäre Rutschmassen aus Sandstein- und Quarzitschollen in dunkler Tonschiefer-Matrix. 3 = wie 2, zusätzlich mit zahlreichen Baryt-Schollen. 4 = Pyritreiche Schwarzschiefer, stellenweise mit dünnen Sandsteinbänkchen wechsellagernd. 5 = deutlich schrägschichtete Sandstein- und Quarzitbänke. 6 = Überschiebung mit Bewegungssinn der hangenden Scholle.

Anomalie in Bodenproben (HINDEL 1975, 1977) hat hingegen nach Südwesten eine Ausdehnung von 100 m und nach Nordosten von 200 m. Erhöhte Blei- und Zinkgehalte im Boden kommen aber nur in maximal 100 m Entfernung vom Barytstollen vor. Das Barytvorkommen hat also sicher im Streichen eine Erstreckung von 100 m und möglicherweise unter Hangschuttbedeckung bis zu 300 m. Die Mächtigkeit erreicht im Barytstollen 8 bis 9 m; über die Erstreckung zur Tiefe ist nur wenig bekannt. Zur Erkundung der Ausdehnung des mit 40 bis 50 Grad nach Südosten einfallenden Barytlagers ließ die Firma COMINCO 1979 vier 150 bis 200 m tiefe Schrägbohrungen im Südosten des Vorkommens abteufen (Abb. 2). In diesen Bohrungen wurde das Barytlager jedoch nicht mehr angetroffen; die maximale Teufenerstreckung kann deswegen nur 100 m betragen.

Von der Mineralisation ist im Anstehenden außer etwas Pyrit und Sphalerit nur grobkristalliner, weißer bis grauer Baryt zu erkennen. Baryt und die begleitenden Sulfide treten entweder in isolierten Schollen von wenigen Millimetern bis zu 0,6 m Durchmesser oder in schichtparallelen Lagen auf (Abb. 5): Die isolierten Barytschollen finden sich in einem ungeordneten Gemenge aus Quarzit- und Sandsteinschollen in einer Tonschiefer-Matrix, die durch unterschiedlichen Sand- und Siltgehalt häufig Fließtexturen zeigt. Die schichtparallelen Lagen erreichen Mächtigkeiten bis zu 25 cm und finden sich in Bereichen dünnbankiger Quarzit-Tonschiefer-Wechsellagerungen.

Sowohl die Bereiche mit Quarzit-Tonschiefer-Wechselagerungen als auch die chaotisch vermengten Partien haben Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 6 m und wechseln sich wiederholt ab. Mineralisiert ist aber nur ein 8 bis 9 m mächtiger Bereich innerhalb dieser Schichtenfolge. Die Barytgehalte liegen hier bei 10 bis 20 Vol.-%.

4.1. Bisherige Bearbeitung

Eine erste gründliche Bearbeitung des Gebietes um Günterod stammt von KAYSER & LOTZ (1907). Das Barytvorkommen wird hierbei jedoch nicht erwähnt.

Nach STOPPEL (1979: 94) legte bereits Ende des 19. Jahrhunderts die Gewerkschaft „Jacobs-glück“ einen Stollen und mehrere Schürfschächte im Bereich des Barytlagers an. Um 1910 folgten Arbeiten einheimischer Arbeiter auf „Flußpat“. 1958 ließ die „Chemische Fabrik Neuß“ den Stollen aufwältigen und versuchte mit einem weiteren Stollen das Vorkommen in größerer Teufe zu erreichen. Durch den Konkurs des Unternehmens kam der Bergbau im gleichen Jahr endgültig zum Erliegen.

GWOSDZ et al. (1974) untersuchten die Liegendschichten des Barytlagers von Günterod, welches sie bereits als synsedimentär ansprachen. Neben einer Kartenskizze des Barytstollens veröffentlichten sie geochemische Analysen der Tonschiefer im Liegenden des Barytvorkommens.

In den Jahren 1973/1974 und 1976 prospektierte die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in der Umgebung der Barytmineralisation auf einer 8 km² großen Fläche anhand von Bodenproben geochemisch auf Ba, Pb, Cu, Zn, Co und Ni (HINDEL 1975, 1977). Hierbei wurden außerhalb des bekannten Barytvorkommens und seiner näheren Umgebung keine für eine weitere Erkundung signifikanten Ba-Anomalien gefunden.

1979 untersuchte die Firma COMINCO mit vier Schrägbohrungen die vermutete Fortsetzung der Mineralisation; Baryt wurde hierbei jedoch nicht angetroffen.

Eine Zusammenfassung des bisherigen Wissensstandes und der Bergbaugeschichte gab STOPPEL (1979). In dieser Arbeit berichtete er weiterhin von SrSO₄-Analysen des Baryts und von Inkohlungswerten aus der Umgebung von Günterod. STOPPEL kam dabei auch zu einer synsedimentären Deutung des Vorkommens. Zu dieser Deutung passen ebenfalls zwei Schwefelisotopen-Analysen des Baryts, die KRIMMEL & EMMERMANN (1980: 148) veröffentlichten.

Im Juli 1986 wurde schließlich von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe mit mehreren Schürfen eine Neubewertung des Lagers versucht. Aus diesen neuen Aufschlüssen zog STOPPEL (1988: 93) den Schluß, daß die Barytmineralisation doch postsedimentär und an eine Überschiebungsbahn gebunden sei.

Eine weitere Erwähnung erfuhr das Barytvorkommen durch WERNER (1988: 171): Aus den Ergebnissen der COMINCO-Bohrungen meinte er auf eine flache Überschiebungsbahn schließen zu können, die Schichten mit Quarzit und Baryt von Spiliten und Tuffiten trennt. Daneben veröffentlichte er mehrere geochemische Analysen der Gesteine des Lagerbereichs.

4.2. Mineralbestand

Der Mineralbestand der Günteroder Barytmineralisation erscheint durch seinen hohen Barytanteil sehr einheitlich. Einzelne Proben enthalten jedoch eine vielfältige Sulfidparagenese. Bekannt waren aus diesem Vorkommen bisher nur Baryt, Galenit, Pyrit und Chalkopyrit (GWOSDZ et al. 1974, STOPPEL 1979).

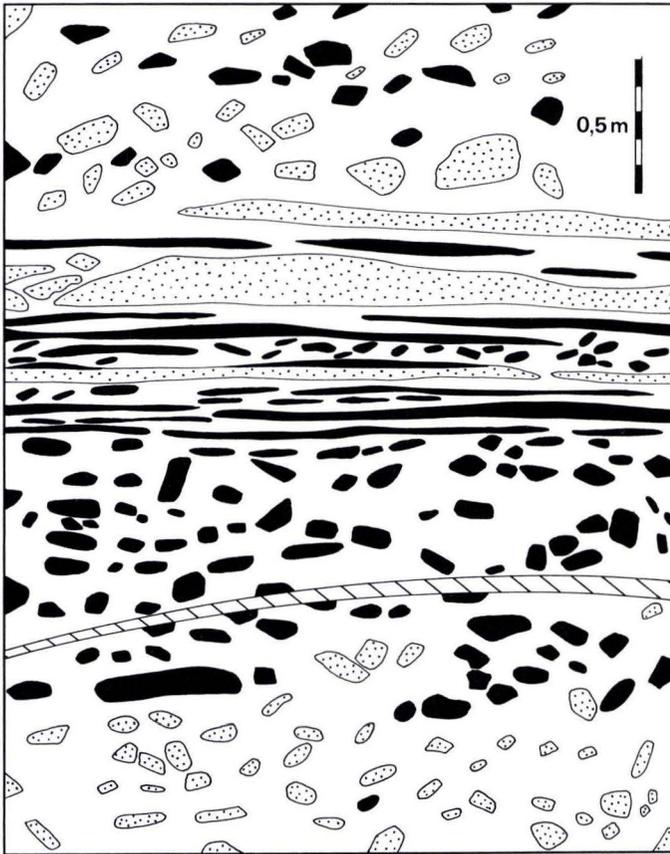


Abb. 5. Ausbildung der Baryt-Mineralisation an der Nordwestwand und der Firste der Lagerstrecke (z. T. etwas schematisiert), etwa 10 m nordöstlich des Stollenmundlochs des Barytstollens am Schönscheid. schwarz = Baryt; punktiert = Quarzit und Sandstein; weiß = dunkle Tonschiefer; schraffiert = kataklatische Störungszone.

4.2.1. Baryt

Baryt ist das weitaus häufigste Mineral im Barytstollen. Die Kristallgröße schwankt zwischen 0,05 und 80 mm. Feinkörnige Partien wirken wegen Pyritanreicherungen auf Korngrenzen grau; grobkristalline Partien sind weiß (Abb. 6, 7). Zu unterscheiden sind schichtparallele Baryt-Lagen, isolierte Baryt-Schollen und Baryt-Kristalle, Baryt-Zemente sowie Barytmineralisationen auf Klüften.

Baryt in schichtparallelen Lagen:

Schichtparallele Lagen aus Baryt erreichen eine Mächtigkeit bis zu 25 cm; ihre Länge im Streichen beträgt aber nur selten mehr als zwei bis drei Meter. Der größte Teil des Baryts ist ausgesprochen grobkristallin. Kristallgrößen von 5 bis 30 mm sind die Regel. Feinkristalline

Barytmassen erfüllen oft die Zwickel zwischen den großen Barytkristallen, sie werden von leistenförmigen Barytkristallen von 0,05 bis 0,5 mm Länge gebildet. Stellenweise kommen auch dicktafelige, flächenarme Barytkristalle bis 20 mm Länge in Drusenräumen vor.

Häufig sind auch intensiv kataklastisch zertrümmerte Bereiche aus grob- und feinkristallinem Baryt gemengt mit Nebengesteinseinschlüssen.

Baryt in isolierten Schollen und Kristallen:

Isolierte Barytschollen sind zusammen mit Sandstein- und Quarzschollen in eine schwarze, ungeschichtete Tonschiefer-Matrix eingebettet. Diese Barytschollen können Durchmesser bis 0,6 m erreichen. Der Baryt dieser Schollen gleicht dem Baryt der schichtparallelen Lagen.

Neben isolierten Sandstein-, Quarzit- und Baryt-Schollen sind hier auch häufig isolierte Barytkristalle und Bruchstücke von Barytkristallen vorhanden. Ihre Größe schwankt zwischen wenigen mm und 4 cm. Diese Barytkristalle müssen bereits vor der Verfestigung des Sediments entstanden sein, da die Tonschiefer-Matrix Fließtexturen aufweist und die isolierten Kristalle häufig in diese eingeregelt sind (Abb. 8).

Baryt-Zement:

Die Sandsteine im Lagerbereich sind zumeist durch Baryt zementiert. Barytgehalte bis zu 25 Vol.% sind hier die Regel. Der Baryt füllt die Zwickel zwischen den Quarzkörnern; bis 10 mm große Bereiche des Baryt-Zementes sind häufig kristalloptisch gleich orientiert.

Baryt auf Klüften:

Deutlich rotgefärbter Baryt in dünntafeligen Kristallen bildet gelegentlich innerhalb und außerhalb des Lagerbereichs wenige Millimeter mächtige Kluftfüllungen. Diese sind jünger als das Barytlager und gleichen in Farbe und Ausbildung der weitverbreiteten Baryt-Gangmineralisation des östlichen Rheinischen Schiefergebirges und werden deswegen im folgenden nicht mehr berücksichtigt.

Einschlüsse:

Einschlüsse kommen überwiegend in den grobkristallinen Baryten vor: So wird der Zonarbau dieser Kristalle erst durch den unterschiedlich häufigen Einbau sehr kleiner Flüssigkeits-Einschlüsse (kleiner 5 μm) erkennbar. Größere Flüssigkeits-Einschlüsse (bis zu 50 μm) liegen im Bereich verheilter Spaltflächen und beinhalten zumeist eine Gasblase.

Einzelne Barytkristalle enthalten zahlreiche rundliche Karbonat-Einschlüsse von 5–80 μm Durchmesser. Möglicherweise handelt es sich um Verdrängungsrelikte. Auch rundliche, korrodierte Quarze sind häufige Einschlüsse. Ihre Größe erreicht bis zu 0,2 mm. Diese Einschlüsse sind Verdrängungsreste von ehemaligen Sandstein-Einschlüssen.

Stellenweise häufig sind auch Einschlüsse von Framboid-Pyrit und Sphalerit. Nahe von Korngrenzen, aber stets noch innerhalb der Barytkristalle, kommen eine Vielzahl von 1–20 μm großen Pyritkristallen, seltener auch von Chalkopyrit- und Sphaleritkristallen vor. Diese Sulfid-Einschlüsse verursachen die graue Färbung der feinkristallinen Barytmassen.

Verdrängungen:

Der grobkristalline Baryt verdrängt mit Ausnahme des Pyrits alle anderen Begleitminerale sowie die Nebengesteine aus Tonschiefer, Sandstein und Quarzit.

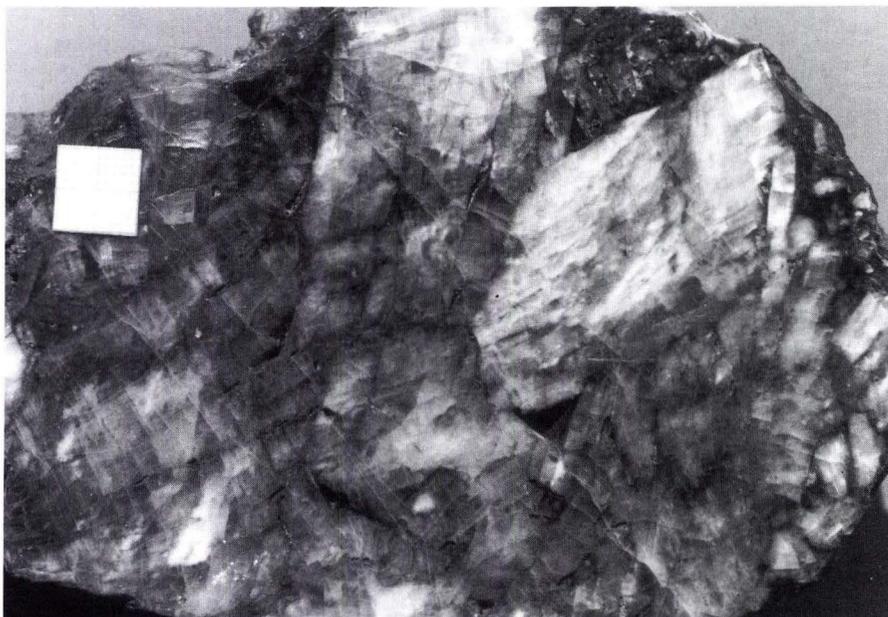


Abb. 6. Grobkristalliner Baryt aus den Halden des Barytstollens am Schönscheid. Maßstab = 1 cm.

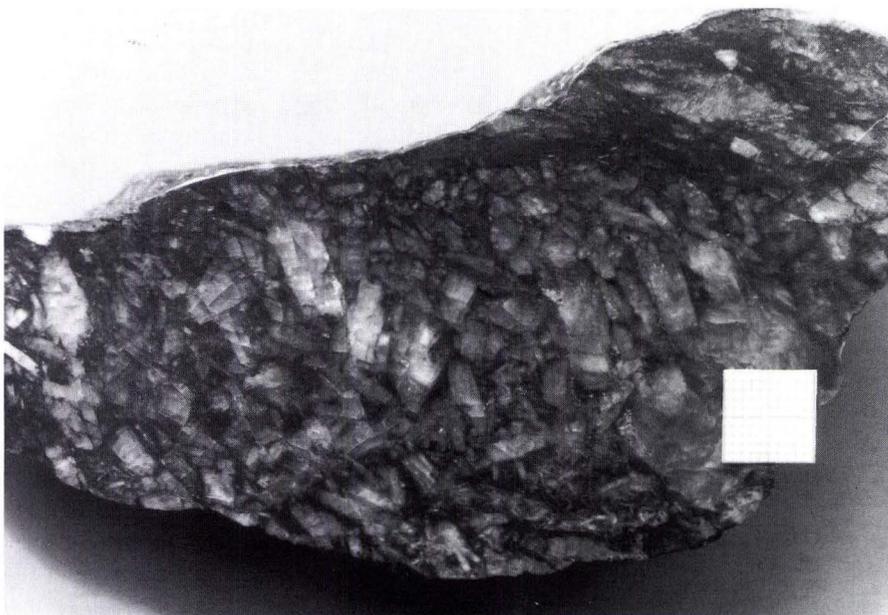


Abb. 7. Grobkristalliner Baryt (weiß) und feinkristalliner Baryt (grauschwarz). Halde des Barytstollens am Schönscheid. Maßstab = 1 cm.

Die Verdrängung von Tonschiefer wird häufig durch die selektive Übernahme ehemaliger Sulfidlagen des Tonschiefers deutlich. An der Verdrängungsfront Baryt/Sandstein (oder Quarzit) ersetzt der Baryt korrosiv auf Korngrenzen oder in Lösungsbuchten innerhalb einzelner Sandkörner das Nebengestein. Die Verdrängung von feinkristallinem Baryt durch grobkristallinen Baryt ist ebenfalls verbreitet. Erzmikroskopisch ist die teilweise Verdrängung aller Sulfidminerale mit Ausnahme des Pyrits durch Baryt festzustellen.

4.2.2. Pyrit

Pyrit ist das häufigste und vielgestaltigste sulfidische Mineral im Bereich der Barytmineralisation am Schönscheid. Sein Anteil an der gesamten Mineralisation liegt jedoch unter 5 Vol. %.

Framboid-Pyrit:

Pyritframboide kommen gelegentlich in mm-dünnen Lagen im Baryt vor. Stellenweise erfüllen sie auch Spalten der Sandsteinbänke im Bereich des Barytlagers. Fast immer sind die Framboide von grobkristallinem, farblosen Baryt umwachsen.

Die einzelnen Framboide haben Durchmesser von 10–30 µm; gelegentlich lagern sie sich zu größeren Verbänden zusammen. Die Framboide bestehen aus regelmäßig angeordneten, würfelförmigen Pyritkristallen von 1–2 µm Größe. Der ehemalige Porenraum zwischen den Kristallen ist von Baryt, Chalkopyrit, Covellin oder Gel-Pyrit erfüllt.

Ehemalige Pyritgele/Melnikovitpyrit:

Pyritgele bilden entweder Krusten um Framboid-Pyrit oder isolierte Aggregate. Diese werden von Baryt, seltener auch von Galenit umwachsen. Die Aggregate haben Durchmesser bis 0,06 mm und sind aus konzentrisch-schaligen, 1–6 µm breiten Einzellagen aufgebaut. Es wechseln Pyrit-Lagen mit Melnikovitpyrit-Lagen sowie seltener mit Lagen aus Galenit oder Covellin ab. Die Gelpyrit-Lagen um Framboid-Pyrite können 50 µm breit werden. Ihr Aufbau ist sehr einförmig; charakteristisch ist aber eine Vielzahl von Schrumpfrissen.

Pyrit-Einschlüsse nahe Korngrenzen im Baryt:

Erzmikroskopisch ist im Baryt eine Vielzahl von Pyritkristallen zu erkennen. Diese konzentrieren sich nahe von Korngrenzen. Begleiter sind gelegentlich Sphalerit- und Chalkopyritkristalle. Die Pyritkristalle sind entweder haarförmig gestreckt mit einem quadratischen Querschnitt, oder sie bilden kleine isometrische Kristalle. Die haarförmigen Kristalle werden bis zu 50 µm lang; ihre Breite liegt zwischen 0,5 und 5 µm. Die isometrischen Kristalle haben Durchmesser von 4 bis 10 µm. Die Vielzahl dieser Kristalle verursacht die graue Färbung des Baryts und nicht fein verteilte organische Substanz, wie dies von GWOSDZ (1974: 91) beschrieben wurde.

Grobkristalliner Pyrit:

Anhäufungen von 1 bis 5 mm großen Pyritkristallen treten gelegentlich als Einschlüsse im Tonschiefer des Lagerbereichs auf. Regelmäßiges Begleitmineral mit ähnlich großen Kristallen ist Sphalerit. Radialstrahlige Pyritaggregate bis 10 mm Durchmesser und porphyroblastische, grobkristalline Pyritkristalle finden sich auch in manchen Baryt-Schollen.

Einschlüsse:

Der grobkristalline Pyrit enthält zahlreiche Einschlüsse aus Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit und Covellin, selten auch von gediegenem Wismut. Die Einschlüsse sind zumeist völlig xenomorph und vermutlich Verdrängungsrelikte.

Verdrängungen:

Nur der Framboid-Pyrit zeigt gelegentlich randlich Verdrängungen durch Chalkopyrit und Covellin. Der grobkristalline Pyrit selbst verdrängt alle anderen Erzminerale des Vorkommens.

4.2.3. Sphalerit

Sphalerit ist nach Pyrit das häufigste Sulfid-Mineral in der Günteroder Barytmineralisation. Die Kristallgröße liegt zwischen 0,01 und 4 mm. Sphalerit bildet entweder isolierte Kristalle im Tonschiefer des Lagerbereichs oder feinkörnige Partien im Baryt, untergeordnet auch jüngere Kluftfüllungen. Ein Teil der Sphalerit-Kristalle im Baryt ist erst durch die Verdrängung ihrer ursprünglichen Tonschiefer-Matrix durch Baryt in den Schwerspat gelangt.

Der Sphalerit zeigt weiße bis gelbe Innenreflexe; der Eisengehalt ist also sehr gering. Zonarbau ist häufig: Zentrale Bereiche der Kristalle sind im Durchlicht rot, randliche Partien farblos. Verbreitet sind Einschlüsse aus Chalkopyrit und Galenit, die stellenweise auch zonar angeordnet oder lagenweise gehäuft sind.

Die Sphaleritkristalle werden fast immer von Galenit, Chalkosin und Covellin randlich verdrängt.

4.2.4. Weitere Minerale

Weitere Minerale sind nur akzessorisch an der Mineralisation beteiligt:

Galenit bildet Kristalle bis zu 3 mm Durchmesser. Diese sind z. T. in Drusenräumen als Würfel frei auskristallisiert. Daneben kommt Galenit auch in bis 10 µm breiten Verdrängungssäumen um Sphalerit vor.

Chalkopyrit bildet Kristalle von 20–200 µm Größe, die zumeist von Baryt umwachsen sind. Häufig sind weiterhin 3–20 µm große, z. T. zonar angeordnete Chalkopyrit-Einschlüsse in Sphalerit. Chalkopyrit wird von Chalkosin, Digenit und Covellin verdrängt. Diese Minerale bilden einen 10–80 µm breiten Verdrängungssaum um die Chalkopyritkristalle oder ersetzen sie völlig. Gelegentlich zeigt der Chalkopyrit Zwillings-Lamellen, die vermutlich durch Deformation entstanden sind.

Covellin bildet ausschließlich bis 40 µm breite Verdrängungssäume um Sphalerit, Chalkopyrit, Chalkosin, Galenit und sehr selten auch um Framboid-Pyrit. Die Verdrängung dieser Sulfide durch Covellin ist in fast allen Proben zu beobachten.

Chalkosin tritt in 10–80 µm breiten Verdrängungssäumen um Chalkopyrit und Sphalerit auf. Einzelne ehemalige Chalkopyritkörner sind völlig in Chalkosin umgewandelt.

Digenit verdrängt ebenfalls Chalkopyrit. Er ist hierbei jünger als der wesentlich häufigere Chalkosin.

„Fahlerz“ kommt selten in 10–20 µm großen Körnern verwachsen mit Galenit vor.

Wismut tritt in zwei rundlichen, etwa 10 µm großen Einschlüssen in einem porphyroblastischen Pyritkristall auf. Einer der Einschlüsse wird von Sphalerit begleitet.

Gold ist in den untersuchten Erzproben erzmikroskopisch nicht nachweisbar. Allerdings führt ein kleiner Bach (R3461540; H5622100), in dessen Einzugsgebiet das Barytvorkommen liegt, kleine Mengen Freigold. Freigold tritt in der weiteren Umgebung des Barytvorkommens in Bachsedimenten nicht oder in deutlich geringerer Konzentration auf. Deshalb ist das Gold mit hoher Wahrscheinlichkeit aus der Barytmineralisation am Schönscheid abzuleiten.

Graphit ist erzmikroskopisch in einzelnen, etwa 50 µm langen Blättchen im feinsandigen Nebengestein der Mineralisation nachweisbar. Ein Graphit-Blättchen ist in einen Sphaleritkristall eingewachsen; dieser Befund schließt eine detritische Herkunft des Graphits aber noch nicht aus.

Ebenfalls nur erzmikroskopisch sind Büschel aus bis 30 µm langen, tafeligen Kristallen gelegentlich zu erkennen. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Schichtsilikate, die Sphalerit und Galenit verdrängen.

Gips, Malachit und Limonit treten untergeordnet als Verwitterungsbildungen auf.

4.3. Relikte primärer Erzstrukturen

Trotz der fast völligen Rekristallisation des Baryts sind zahlreiche primäre Mikrogefüge erhalten geblieben: Hierzu zählen im Baryt wahrscheinlich feinkristalline, graue Bereiche aus 0,05 bis 0,5 mm langen, tafeligen Barytkristallen. Diese finden sich ausschließlich auf Zwickeln zwischen jüngeren, grobkristallinen Barytkristallen. Die Korngrößen in diesen grauen Barytmassen sind mit denen sedimentärer Baryte der Lagerstätten Meggen und Rammelsberg vergleichbar; die von Meggen und dem Rammelsberg bekannten Sphäroide (BUSCHENDORF & PUCHELT 1965: 530) fehlen jedoch.

Von größerer genetischer Bedeutung sind Relikte primärer Strukturen im sulfidischen Mineralbestand: Hier dominieren Framboid-Pyrite und Gelstrukturen. Die Framboid-Pyrite gleichen den u. a. von Meggen und dem Rammelsberg bekannten Pyrit-Framboiden. Auch die Gelstrukturen aus Pyrit und Galenit sind in gleicher Ausbildung vom Rammelsberg bekannt (SPERLING 1986: 79).

Vermutlich ebenfalls primär sind zonar angeordnete Chalkopyrit-Einschlüsse im Sphalerit. Nach SPERLING (1986: 80) ist diese Erscheinung ebenfalls im „Neuen Lager“ am Rammelsberg verbreitet und dort zumindest teilweise als Entmischung aus einem ZnS-CuFeS₂-Gel zu deuten.

Die gute Erhaltung dieser primären Mikrostrukturen, trotz der hohen Inkohlung von bis zu 6,75% R_{max} in der Umgebung der Günteroder Mineralisation, ist vermutlich auf die schützende Wirkung der die Erzminerale umwachsenden Barytkristalle zurückzuführen.

4.4. Die sekundäre Überprägung des primären Mineralbestandes

Die sekundäre Überprägung des primären Mineralbestandes ist durch eine Rekristallisation des Baryts gekennzeichnet: Der ursprünglich feinkristalline, graue Baryt wurde von farblosen, zumeist mehrere Zentimeter großen Barytkristallen verdrängt. Gleichzeitig wurden mit Ausnahme des Pyrits alle anderen Sulfide und auch die silikatischen Nebengesteine z. T. durch grobkristallinen Baryt ersetzt. Älter oder zeitgleich mit der Rekristallisation des Baryts ist eine Verdrängung von Sphalerit und Chalkopyrit durch Galenit, gefolgt von Chalkosin, Digenit und schließlich Covellin.

STOPPEL (1979: 93) vermutete als Grund der Rekristallisation des Baryts eine metamorphe Überprägung der Lagerstätte. Hiergegen und für eine diagenetische Baryt-Rekristallisation sprechen zahlreiche in Fließtexturen eingeregelt, grobkristalline Barytkristalle in der Matrix der im Barytstollen am Schönscheid aufgeschlossenen sedimentären Rutschmassen. Gegen eine Metamorphose als Ursache der Baryt-Rekristallisation spricht auch das Fehlen dieser Erscheinung in ähnlich metamorphen Lagerstätten.

Die Ursache der Überprägung des primären Mineralbestandes ist zur Zeit unbekannt. Möglicherweise könnten hier Untersuchungen der Flüssigkeits-Einschlüsse der Baryte Anhaltspunkte liefern. Diagenetische Baryt-Rekristallisation ist bereits von PAAR (1974) in ähnlicher Form aus einer synsedimentären Baryt-Bleiglanz-Lagerstätte in Ostgrönland beschrieben worden. Sehr ähnlich dem grobkristallinen Günteroder Baryt sind auch die von DEJONGHE (1990) von Chaufontaine (Belgien) beschriebenen Barytkristalle, die ebenfalls z. T. diagenetisch entstanden sein sollen.

4.5. Geochemie

Schwerpunkt der Erforschung der Günteroder Barytmineralisation war bisher die Geochemie (GWOSDZ et al. 1974, HINDEL 1975 & 1977, STOPPEL 1979 & 1987, KRIMMEL & EMMERMANN 1980, WERNER 1988). Im folgenden wird eine kurze Zusammenfassung der bisher publizierten Analysendaten gegeben.

SrSO₄-Gehalte des Baryts:

STOPPEL (1979: 99) berichtet über SrSO₄-Gehalte von elf unterschiedlichen Barytproben aus Günterod: Die Gehalte schwanken zwischen 0,66 und 1,1% und liegen im Durchschnitt bei 0,88%. KRIMMEL & EMMERMANN (1980: 140) geben 0,52 und 0,63% SrSO₄ für zwei Günteroder Barytproben an.

Nach KRIMMEL & EMMERMANN (1980) haben „synsedimentär-exhalativ“ gebildete Baryte SrSO₄-Gehalte zumeist unter einem Prozent; hydrothermal entstandene Baryte erreichen hingegen SrSO₄-Gehalte bis zu 5%. Die SrSO₄-Gehalte des Günteroder Baryts sind für „synsedimentär-exhalativ“ gebildete Vorkommen typisch, eine hydrothermale Entstehung ist aber allein auf Grund dieser Daten nicht auszuschließen.

Schwefel-Isotopen-Verhältnisse des Baryts:

KRIMMEL & EMMERMANN (1980: 148) geben für zwei Günteroder Barytproben $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von +23,1 und +25‰ an. Diese Werte entsprechen den von BUSCHENDORF et al. (1963) im Barytsaum des Meggener Sulfid-Baryt-Lagers ermittelten Schwefel-Isotopen-Verhältnissen: Dort hat der Baryt $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen +20,8 und +26,8‰, im Mittel bei 23,4‰. Auch das Rammelsberger Erzlager lieferte ähnliche Werte. Nach ANGER et al. (1966) liegt dort die Mehrzahl der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des Baryts aus dem „Neuen Lager“ zwischen +23 und +25‰.

Geochemische Analysen der begleitenden Sedimente:

Analysen der „Liegendschichten“ des Barytlagers sind von GWOSDZ et al. (1974: 80) und von WERNER (1988: 173) publiziert worden. WERNER (1988: 173) veröffentlichte darüber hinaus geochemische Analysen der unmittelbaren Nebengesteine der Barytmineralisation. Alle Proben stammen aus dem Barytstollen am Schönscheid.

Auffällig sind geringe Gehalte an Magnesium, Calcium und Eisen im Bereich der Mineralisation. Sie wurden von WERNER (1988: 173) auf „submarine hydrothermal leaching“ zurückgeführt. Die deutlichen Anreicherungen an Ba, Cu, Pb, Sr und Zn stimmen mit der beobachteten Mineralparagenese gut überein. Weder GWOSDZ et al. (1974) noch WERNER (1988) erwähnen, daß der beprobte Lagerbereich z. T. nur wenige Meter unter der Geländeoberfläche liegt und somit der Verwitterung zumindest in Teilbereichen ausgesetzt ist. Die erwähnten Analysen sind deswegen nur mit äußerster Vorsicht zu interpretieren.

Geochemische Analysen von Bodenproben:

In den Jahren 1973 bis 1976 unternahm die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in der Dillmulde umfangreiche geochemische Prospektionsarbeiten (HINDEL 1975 & 1977). Im Bereich von Günterod wurden auf 8 km² Fläche 3500 Bodenproben entnommen und mit Hilfe der AAS auf Pb, Cu, Zn, Ba, Co und Ni analysiert.

Außerhalb der näheren Umgebung des Barytstollens am Schönscheid wurden keine signifikanten Hinweise auf weitere synsedimentäre Barytmineralisationen gefunden. Die Barium-Anomalie am Schönscheid hat im Streichen eine Ausdehnung von ca. 300 m: Die Ba-Gehalte liegen hier im Boden bei 125 bis über 2900 ppm. Bis zu 200 m im Streichen verfolgbar sind anormale Pb-Gehalte von 85 bis 450 ppm. Erhöhte Zn-Gehalte von 200 bis 350 ppm kommen nur in unmittelbarer Nähe des Barytlagers (bis ca. 50 m Entfernung vom Barytstollen) vor.

4.6. Nebengesteine

Im Barytstollen am Schönscheid stehen in etwa gleicher Häufigkeit Wechsellagerungen aus Quarzit- und Sandsteinbänken mit schwarzen Tonschiefern und Bereiche mit völlig aufgelöstem, brekziiertem Schichtverband an.

Die Partien mit aufgelöstem Schichtverband bestehen aus einer Matrix aus schwarzen, z. T. leicht sandigen Tonschiefern, in der Bruchstücke aus Quarziten, Sandsteinen und Baryt eingebettet sind. Der Matrixanteil in diesen Sedimenten liegt zumeist bei etwa 60 bis 70 Vol. %, erreicht stellenweise aber auch wesentlich größere oder auch geringere Werte. Die Einschlüsse berühren sich fast nie untereinander, sondern sind durch die Matrix voneinander getrennt. Häufig gehen Sandsteineinschlüsse schlierig in die Tonschiefer-Matrix über; in diesem Fall werden durch die sandigen Schlieren in der Matrix Fließtexturen nachgezeichnet.

Der Nachweis von Fließtexturen in der Tonschiefer-Matrix belegt Rutschungen innerhalb des Barytlagers noch vor der völligen Verfestigung der Sandsteine und Tonschiefer. Diese Rutschungen im unverfestigten Zustand führten zur teilweisen Auflösung des Schichtverbandes. Bisherige Bearbeiter (GWOSDZ et al. 1974: 90, WERNER 1988: 172) beschrieben diese Erscheinungen als tektonische Deformation (Boudinage).

Die im Barytstollen am Schönscheid aufgeschlossenen Gesteine gleichen insgesamt weitgehend den in Kapitel 3.1. beschriebenen Gesteinen der Ems-Stufe. Unterschiede bestehen nur in der stärkeren Pyritführung der Tonschiefer, der weiteren Verbreitung von Bereichen mit durch synsedimentären Rutschungen aufgelöster Schichtung, dem Fehlen jeglicher Bioturbation sowie dem Vorkommen von Baryt.

Partien aufgelösten Schichtverbandes kommen untergeordnet auch in den Ems-Profilen am Sonnberg (R3460680; H5622550) und im Bahneinschnitt Uebernthal (R3459300; H5620750) vor. Die COMINCO-Prospektionsbohrungen am Schönscheid bei Günterod haben im Bereich der Ems-Gesteine fast nur Bereiche aufgelösten Schichtverbandes angetroffen. Das weitgehende Fehlen dieser Brekzien in Aufschlüssen ist auf die geringe Verwitterungsresistenz dieser Gesteine zurückzuführen. Zusammenhängende Ems-Schollen treten als Hügel oder Bergkuppen in Erscheinung; dagegen bilden brekziierte Partien nur flache Hänge oder Täler.

Von besonderem Interesse ist die im Barytstollen am Schönscheid aufgeschlossene Wechsellagerung aus dünn- bis dickbankigen, schrägschichteten Sandsteinbänken mit pyritreichen Schwarzschiefern. Die Ablagerung der Sandsteine kann nur in bewegtem Wasser stattgefunden haben; Schwarzschiefer hingegen sprechen für Stagnation in der Wassersäule. Vermutlich ist jedoch der hohe Pyritgehalt der Schwarzschiefer weniger auf stagnierende Verhältnisse im

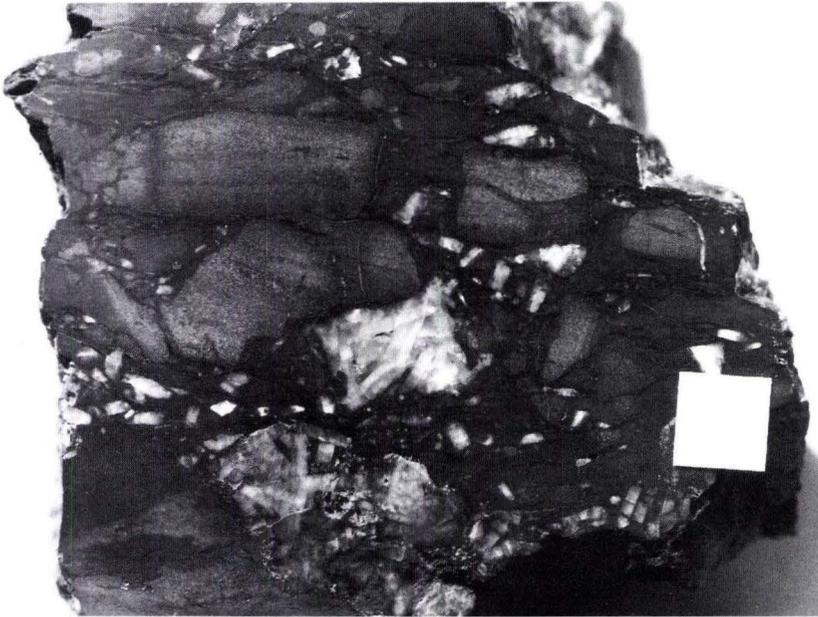


Abb. 8. Brekzie aus Sandstein-Fragmenten und grobkristallinem Baryt in einer Matrix aus schwarzem Tonschiefer. Unterschiedliche Sandbeimengung in der Matrix läßt stellenweise Fließtexturen erkennen. Barytstollen am Schönscheid. Maßstab = 1 cm.

Ablagerungsraum, sondern vielmehr durch eine hydrothermale Beeinflussung während der Sedimentation zu erklären.

Wie in Kapitel 3. beschrieben, sind die Vorkommen von Quarziten, Sandsteinen und Tonschiefern der Ems-Stufe als Olistholithe in givetischen DFS zu deuten. Hierfür spricht, daß DFS im Hangenden und im Liegenden dieser Gesteine vorkommen und daß z. T. mitteldevonische Gesteine mit unterdevonischen Sandstein-Schollen vermenget sind. Weiterhin sprechen das häufige Abweichen des Schichtstreichens der Ems-Sedimente von dem Schichtstreichen der Umgebung und die sehr unterschiedlichen scheinbaren Schüttungsrichtungen der Sandsteine in den einzelnen Ems-Vorkommen hierfür. So wurden die Sandsteine am Bahneinschnitt Uebernthal scheinbar aus Südost geschüttet; die Sandsteine im Barytstollen dagegen aus Nordwest. Wahrscheinlicher als ein solcher Wechsel der Schüttungsrichtungen ist eine Rotation der einzelnen Schollen im Zuge sedimentärer Massenbewegungen.

4.7. Genese

Der Baryt bildet schichtparallele Lagen sowie Brekzienhorizonte und war bereits vor der Verfestigung der umgebenden Sandsteine und Tonschiefer grobkristallin. Dies ist ausführlicher bereits in den Kapiteln 4.2. und 4.6. beschrieben. Diese Beobachtungen belegen bereits eine synsedimentäre oder frühdiagenetische Entstehung des Baryts und der begleitenden Sulfide. Belegt wird dies weiterhin durch Relikte primärer Erzstrukturen wie Pyrit-Framboide und sulfidische Gelstrukturen (Kapitel 4.3.). Diese gleichen in fast allen Einzelheiten den von

SPERLING (1986) von der synsedimentären Sulfid- und Barytlagerstätte Rammelsberg beschriebenen primären Mikrogefügen.

Framboid-Pyrite sind bisher fast nur aus dem sedimentären Milieu bekannt (AMSTUTZ & LOVE 1966). Gelstrukturen sind für niedrige Bildungstemperaturen typisch (RAMDOHR 1955: 121) und werden von TUFAR et al. (1984: 200) von einer Vielzahl synsedimentärer Buntmetall-Lagerstätten beschrieben. Außerdem kommen alle von Günterod beschriebenen Erzminerale verbreitet in synsedimentären Pb-Zn-Baryt-Lagerstätten vor. Weitere Belege für eine Bildung der Mineralisation im sedimentären Bereich sind die in Kapitel 4.5. diskutierten SrSO_4 - und $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des Baryts.

Weltweit sind die meisten sedimentären Pb-Zn-Baryt-Lagerstätten an Bereiche synsedimentärer Bruchtektonik gebunden und werden häufig von sedimentären Rutschungen verschiedenen Ausmaßes begleitet (WINN & BAILES 1987). Das Günteroder Barytlager ist selbst Bestandteil einer solchen Rutschmasse; jedoch ist die unterdevonische Mineralisation wesentlich älter als die erst im höheren Givet entstandenen Rutschmassen. Sedimentäre Sulfid-Mineralisationen als Bestandteil olisthostromaler Rutschmassen sind von EASTOE et al. (1987: 544) bereits erwähnt worden.

Synsedimentäre Bruchtektonik hat im Herkunftsgebiet der DFS wahrscheinlich bereits während der Ems-Stufe eingesetzt, da ab dem höheren Teil der Ober-Ems-Stufe dieses Gebiet als Schwelle durch Cephalopodenkalke nachweisbar ist. Noch im tieferen Teil der Ober-Ems-Stufe wurden in diesem Gebiet klastische Sedimente in Rheinischer Fazies abgelagert. In diese Zeit fällt auch eine markante Verlagerung der Hauptachse des Rheinischen Sedimentationstrog nach Nordwesten, die sicher auch von tektonischen Bewegungen begleitet war.

Die Herkunft der zur Bildung massiver Sulfid- und Barytlager notwendigen metallhaltigen Lösungen wird zur Zeit noch unterschiedlich erklärt: Während als Aufstiegswege tiefreichende Störungen allgemein anerkannt sind, werden als Metallbringer entweder Restlösungen magmatischer Intrusionen oder durch Sedimentkompaktion austretende Formationswässer angenommen (MAYNARD 1983: 203). Solche Formationswässer sind zumeist reduzierend und können hohe Ba^{2+} -Konzentrationen enthalten. Häufig sind Gehalte von mehreren 100 ppm Barium; die Werte können bis 5500 ppm erreichen (PUCHELT 1978: 51-I-6).

Im Bereich der Günteroder Barytmineralisation fehlen aus der Zeit der Lagerstättenbildung Hinweise auf Vulkanismus; dafür standen im Liegenden des Lagers vermutlich sehr mächtige Serien klastischer Sedimente des Unter-Devons an. Aus den bei der Kompaktion dieser Gesteine freigesetzten Porenwässern könnten die bariumhaltigen Lösungen stammen. Eine exakte Aussage über die Herkunft des Bariums der Günteroder-Barytlagerstätte ist nach dem vorliegenden Wissensstand jedoch nicht möglich.

Mineralbestand, Erzstrukturen, geochemische Verhältnisse und die Beziehungen zwischen der Mineralisation und den begleitenden Sedimenten beweisen eine synsedimentäre Entstehung des Günteroder Barytlagers. Vergleichbare Lagerstätten im Rhenohercynikum sind Meggen und Rammelsberg; die wesentlichen Unterschiede liegen lediglich in der diagenetischen Rekrystallisation des Baryts, der stratigraphischen Stellung und der Allochthonie des Günteroder Vorkommens.

4.8. Wirtschaftliche Bedeutung

Angaben über eine Barytförderung bei Günterod sind nicht bekannt; vermutlich sind die bergbaulichen Arbeiten nie über Untersuchungen hinausgegangen.

Abschätzungen der derzeitigen Barytvorräte in Günterod sind wegen der Unklarheit über die tatsächliche Ausdehnung der Mineralisation sehr unsicher. Im günstigsten Fall ist die Ausdehnung der Mineralisation mit der Ba-Anomalie in Bodenproben (300 m Ausdehnung im Streichen) identisch. Die Teufenerstreckung kann maximal 100 m betragen, da sonst in den COMINCO-Bohrungen das Lager erbohrt worden wäre. Wenn weiterhin die Mächtigkeit und der Barytgehalt über die gesamte Lagerstätte mit den im Barytstollen aufgeschlossenen Verhältnissen übereinstimmen (8 m Mächtigkeit bei ca. 15 Vol.% Barytgehalt), ist mit maximalen Barytvorräten von 160000 t zu rechnen. Wahrscheinlicher ist jedoch eine wesentlich geringere Teufenerstreckung (ca. 25 m) und eine Ausdehnung im Streichen von nur 100 m (über Lesesteine und Bergbauspuren nachgewiesene Lagerausdehnung). In diesem Fall ist mit einem BaSO₄-Inhalt der Lagerstätte von ca. 13500 t zu rechnen.

Nach FUCHS & RIECK (1981: 195) ist bei Barytlagerstätten ohne weitere nutzbare Minerale ein BaSO₄-Inhalt von mindestens 0,4 bis 1 Million Tonnen notwendig, um wirtschaftlich gewinnbar zu sein. In jedem Fall ist wegen der bescheidenen Vorräte und der geringen Qualität des Baryts sowie dem hohen Anteil an Nebengestein eine wirtschaftliche Gewinnung des Günteroder Baryts zur Zeit ausgeschlossen.

Eine weitere Prospektion bei Günterod hat nur sehr geringe Erfolgsaussichten, da das Günteroder Barytvorkommen lediglich ein Olistholith in Debris-Flow-Sedimenten ist. Weitere Vorkommen könnten eventuell durch eine geochemische Prospektion im Bereich der DFS der Eiternhöll-Schuppe zwischen Herborn und Bad Endbach entdeckt werden; die geringe Größe der meisten Olistholithe (maximal ca. 300 m Durchmesser) läßt aber auch hier kaum wirtschaftlich nutzbare Vorkommen erwarten. Erfolgversprechender wäre eine nähere Untersuchung des wahrscheinlichen Liefergebietes der Debris-Flow-Sedimente im Bereich von Merenberg. Allerdings ist nur der südliche Teil dieser Schwellenregion aufgeschlossen; der nördliche Teil ist vermutlich mit mächtigen oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimenten der Hörre-Zone sowie mit dem Tertiär des Westerwaldes bedeckt.

5. Zusammenfassung

Die Günteroder Barytmineralisation ist eine stratiforme Einschaltung in Sandsteinen, Quarziten und Tonschiefern des höheren Unter-Devons. Im Mineralbestand dominiert grobkristalliner Baryt; Nebengemengteile sind Pyrit und Sphalerit. Galenit, Chalkopyrit, Covellin, Fahlerz, Chalkosin, Digenit, Wismut und Gold sind akzessorische Bestandteile der Mineralisation. Sekundäre Minerale (Malachit, Gips, Limonit) sind nur in geringer Menge vorhanden.

Der primäre Mineralbestand wurde diagenetisch durch eine Sammelkristallisation des Baryts und umfangreiche Verdrängungsvorgänge verändert. Relikte primärer Erzstrukturen bestehen v. a. aus gut erhaltenen Gelstrukturen, Framboid-Pyrit und feinkörnigen Barytmassen. Hier besteht große Ähnlichkeit mit den synsedimentären Erzlagerstätten Meggen und Rammelsberg.

Die stratiforme Position der Lagerstätte, der Mineralbestand, die primären Erzstrukturen sowie bereits bekannte SrSO₄-Gehalte und $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des Baryts sprechen für eine synsedimentäre Entstehung der Barytmineralisation.

Das Barytlager selbst ist Bestandteil eines Olistholiths aus unterdevonischen Gesteinen in einer bis 170 m mächtigen Abfolge aus givetischen Debris-Flow-Sedimenten (DFS). Diese Gesteine sind bisher lediglich als „Konglomeratischer Schalstein“ beschrieben worden. Inner-

halb des Barytlagers bewirkten sedimentäre Rutschungen eine teilweise Auflösung des Schichtverbandes, die von früheren Bearbeitern auf tektonische Ursachen (Boudinage) zurückgeführt wurde.

Die DFS enthalten in einer Matrix aus Tonschiefer und tuffitischem Material u. a. Schollen aus Pillow-Diabasen, unterdevonischen Sandsteinen und Tonschiefern, Keratophyren und Quarzkeratophyren, Riffkalken und Cephalopodenkalken sowie Quarzit- und Keratophyr-Geröllen.

Aus diesem Gesteinsinhalt ist für das bisher unbekannte Liefergebiet der DFS folgende Entwicklung rekonstruierbar (Abb. 3): Bis in die höhere Ober-Ems-Stufe werden Sande und Tone in Rheinischer Fazies sedimentiert. Ab dem höheren Ober-Ems tritt das Liefergebiet als Schwellenregion in Erscheinung. Die hierzu führenden tektonischen Vorgänge ließen möglicherweise Aufstiegswege für bariumhaltige Lösungen entstehen und ermöglichten so die Bildung der Barytmineralisation. Aus einer Tiefschwelle (sensu RABIEU 1956: 65) mit geringmächtiger Cephalopodenkalk-Sedimentation entwickelte sich während der Givet-Stufe eine Hochschwelle mit Riff-Wachstum. Hiermit verbunden war ein intensiver bimodaler Vulkanismus. Weitere rasche Hebung der Schwellenregion führte im Givet zu tiefreichender Erosion der nun als Insel in Erscheinung tretenden Schwelle und zum Abgleiten großer Mengen sedimentärer und vulkanischer Gesteine als Debris-Flows. Einzelne Olistholithe in diesen sedimentären Rutschmassen haben Durchmesser von mehreren hundert Metern und bilden die seit Ende des vorigen Jahrhunderts bekannten und seitdem für autochthon gehaltenen Unter-Devon-Vorkommen der Eiternhöll-Schuppe.

Lithologische Vergleiche mit mittel- und unterdevonischen Gesteinen der Lahn- und Dillmulde lassen eine Lage des Liefergebietes der DFS im Bereich des Südwestendes der Hörre-Zone und des Nordwestrandes der Lahnmulde wahrscheinlich erscheinen.

Das Barytvorkommen hat sicher noch Vorräte von etwa 10000 Tonnen Baryt, unter den günstigsten Annahmen könnten die Vorräte maximal 160000 Tonnen erreichen. Geringe Vorräte und die Qualität des Baryts lassen eine Nutzung nicht zu. Eine Prospektion auf weitere Vorkommen hat kaum Aussichten auf Erfolg.

6. Schriftenverzeichnis

- AMSTUTZ, G. C., & LOVE, L. G. (1966): Review of Microscopic Pyrite from the Devonian Chattanooga Shale and Rammelsberg Bänderz. — *Fortschr. Mineral*, **43** (2): 273–309, 17 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ANGER, G., NIELSEN, H., PUCHELT, H., & RICKE, W. (1966): Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany). — *Econ. Geol.*, **61**: 511–536, 12 Abb., 12 Tab.; New Haven/Connecticut.
- BUSCHENDORF, F., NIELSEN, H., PUCHELT, H., & RICKE, W. (1963): Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen/Lenne (Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **27**: 501–523, 6 Abb., 3 Tab.; New York.
- & PUCHELT, H. (1965): Untersuchungen am Schwerspat des Meggener Lagers. — *Geol. Jb.*, **82**: 499–582, 18 Abb., 25 Tab., 7 Taf.; Hannover.
- DEJONGHE, L. (1990): The sedimentary structures of barite: examples from the Chaudfontaine ore deposit, Belgium. — *Sedimentology*, **37**: 303–323, 12 Abb., 1 Tab.; Oxford—London—Edinburgh—Boston—Melbourne.
- EASTOE, C. J., GUSTIN, M. M., & NELSON, S. E. (1987): Problems of recognition of olistostromes: An example from the lower Pit Formation, Eastern Klamath Mountains, California. — *Geology*, **15**: 541–544, 4 Abb., 1 Tab.; Boulder/Colorado.
- ENOS, P. (1977): Flow regimes in debris flow. — *Sedimentology*, **24**: 133–142, 4 Abb.; Oxford—London—Edinburgh—Melbourne.

- FLICK, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. — Geol. Jb. Hessen, **107**: 27–43, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FUCHS, W., & RIECK, K. (1981): Schwerspat (Baryt). — in STEIN, V. (Hrsg.): Lagerstätten der Steine, Erden und Industriemineralien — Untersuchung und Bewertung. — (Vademecum 2), Schriftenreihe der GDMB, **38**: 193–197; Weinheim – Deerfield Beach/Florida – Basel (Verlag Chemie).
- GRASSEGGGER, G. (1988): Lagerstättenkundlich-Geochemische Untersuchungen zur Genese der Barytlagerstätte Dreislar im Sauerland. — Dissertation Marburg/L., 1–198, 74 Abb.; Marburg.
- GROOS-UFFENORDE, H. (1972): Devon und Unterkarbon der Dill-Mulde südöstlich Herborn (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 92–130, 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GWOSDZ, W., KRÜGER, H., PAUL, D., & BAUMANN, A. (1974): Die Liegendschichten der devonischen Pyrit- und Schwerspat-Lager von Eisen (Saarland), Meggen und des Rammelsberges. — Geol. Rdsch., **63**: 74–93, 11 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HINDEL, R. (1975): Bericht Nr. 42: Geochemische Prospektion in der Umgebung von Günterod. — Ber. B.-Anst. Geowiss. und Rohstoffe, Archiv Nr. 68425, 8 S., div. Anl.; Hannover. [unveröff.]
- (1977): Bericht Nr. 56: Geochemische Prospektion auf Nickel, Blei, Kupfer, Zink, Barium in der Dillmulde. — Ber. B.-Anst. Geowiss. und Rohstoffe, Archiv Nr. 77998, 33 S., div. Anl.; Hannover. [unveröff.]
- HUCKRIEDE, H. (1990): Das Barytvorkommen von Günterod in der Dillmulde — Genese, Stratigraphie und tektonische Stellung. — Dipl.-Arb. IMGp Göttingen, 68 S., 13 Abb., 2 Tab., 6 Taf., 1 Anl.; Göttingen. [unveröff.]
- KAYSER, E., & LOTZ, H. (1907): Erläuterungen zu Blatt Oberscheld. — Geol. Kt. Preuß. u. benachb. Bundesstaaten, 1–127, 15 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **160**: 1–48, 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KRIMMEL, M., & EMMERMANN, K.-H. (1980): Geochemische Untersuchungen an Baryten. Ein Beitrag zur Genese der Baryte in Rheinland-Pfalz. — Mainzer geowiss. Mitt., **9**: 127–166, 17 Abb., 9 Tab.; Mainz.
- LOWE, D. R. (1979): Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. — SEPM Spec. Publ., **27**: 75–82, 4 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- MAYNARD, J. B. (1983): Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits. — 305 S., 149 Abb.; New York – Heidelberg – Berlin (Springer-Verlag).
- PAAR, W. (1974): Die Gefüge der syndsedimentär-syndiagenetischen Schwerspat-Bleiglanzlagerstätte „Breithorn“, Ostgrönland. — Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen, Sonderband 2 (Festschr. O. M. Friedrich): 215–237, 16 Abb., 3 Taf.; Leoben.
- PILGER, A. (1952): Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Zeitschr. deutsche Geol. Ges., **104**: 198–218, 3 Abb.; Hannover.
- POTTER, P. E., & PETTJOHN, F. J. (1963): Paleocurrents and Basin Analysis. — 296 S., 130 Abb., 30 Taf.; Berlin – Göttingen – Heidelberg (Springer Verlag).
- PUCHELT, H. (1978): Barium. — In WEDEPOHL, K. H.: Handbook of Geochemistry, **II-4**; Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag).
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 1–83, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- RAMDOHR, P. (1955): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — 875 S., 543 Abb.; Berlin (Akademie-Verlag).
- SPEHLING, H. (1986): Das Neue Lager der Blei-Zink-Erzlagerstätte Rammelsberg. — Geol. Jb., **D 85**: 5–177, 50 Abb., 6 Tab., 30 Taf.; Hannover.
- STOPPEL, D. (1979): Das Schwerspatlager vom Schönscheid bei Günterod. — Geol. Jb. Hessen, **107**: 93–104, 3 Abb.; Wiesbaden.
- (1987): Geologischer Bericht über Schürfarbeiten am Schwerspatstollen am Schönscheid westlich Günterod. — Bericht B.-Anst. Geowiss. und Rohstoffe, 10 S.; Hannover. [unveröff.]
- (1988): Auf Erzsuche. — 168 S.; Haltern (Doris-Bode-Verlag GmbH).
- TUFAR, W., GUNDLACH, H., & MARCHIG, V. (1984): Zur Erzparagenese rezenter Sulfid-Vorkommen aus dem südlichen Pazifik. — Mitt. österr. geol. Ges., **77**: 185–245, 54 Abb., 2 Tab.; Wien.

- WERNER, W. (1988): Syndimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine Hydrothermal Mineralization. — A Case Study in the Rhenish Massif, Germany. — Göttinger Arb. Geol. Paläont., **36**: 1–206, 81 Abb., 6 Tab.; Göttingen.
- WINN, R. D., & BAILES, R. J. (1987): Stratiform-lead-zinc sulfides, mudflows, turbidites: Devonian sedimentation along a submarine fault scarp of extensional origin, Jason deposit, Yukon Territory, Canada. — Geol. Soc. of America Bull., **98**: 528–539, 9 Abb., 1 Tab.; Boulder/Colorado.
- WITTEKINDT, H. (1961): Die Geologie des Kalkbruches Bicken und seiner Umgebung. — Dipl.-Arb., 1–53, 69 Abb., 5 Tab., 9 Beil.; Marburg. [unveröff.]

Manuskript eingegangen am 4. 10. 1990

Geol. Jb. Hessen	120	S. 145–160	2 Abb.	3 Tab.	Wiesbaden 1992
------------------	-----	------------	--------	--------	----------------

Die Erzgänge des östlichen Taunus

Von

RAINER JAKOBUS*

Kurzfassung: Im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge, speziell im Taunus östlich der Idsteiner Senke, tritt eine Häufung verschieden streichender saxonischer Quarz- und Erzgänge auf.

Die meisten dieser Gänge treten in einem Schichtglied des Unterems (Unterdevon), den Singhofenschichten, auf.

Im Rahmen einer Dissertation konnte geochemisches und mikrothermometrisches Datenmaterial über die Erzgänge und ihr Nebengestein gewonnen werden. Erste Ergebnisse für die wichtigsten Gänge sollen hier vorgestellt werden.

Abstract: In the southeastern part of the Rhenish Massif, especially in the Taunus Mts. east of the Idstein Basin, Saxonian ore- or quartz-bearing veins of different strike are rather abundant.

Most of these veins occur in the Singhofen-Schichten, a stratigraphic unit of the Lower Emsian (Lower Devonian).

In the course of a doctoral thesis data of the geochemistry and microthermometry of the veins and the surrounding rocks were obtained. Some results for the most important veins are presented here.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	145
2. Geologischer Überblick	146
3. Die Ems-Schichten	146
4. Quarzgänge	147
4.1. Varistische Gänge	147
4.2. Postvaristische Gänge	148
5. Zusammenstellung der wesentlichen Gruben und Erzgänge in alphabetischer Reihenfolge ...	149
6. Geochemie	154
6.1. Alteration	155
6.2. Spurenelemente in Bleiglanz	156
6.3. Flüssigkeitseinschlußmessungen	157
7. Alter der Gänge	158
8. Zusammenfassung	159
9. Schriftenverzeichnis	159

1. Einleitung

SCHNEIDERHÖHN (1912) stellte erstmals genetische Überlegungen für den Usinger und den Niederhausener Quarzgang an.

KÖBRICH (1936) beschrieb die wichtigsten in den damaligen Grenzen des Landes Hessen befindlichen Erzgruben. SCHAEFFER (1969 und 1979) erweiterte die Zusammenstellung von

* Dipl.-Geol. R. JAKOBUS, Hardtgrundweg 3, 6240 Königstein im Taunus 3.

KÖBRICH beträchtlich und untersuchte erstmals die Erzparagenese. Die Bergbaugeschichte des Osttaunus wurde 1972 von SCHAEFFER dargestellt. Die Grube Silberkaute wurde 1989 von KIRNBAUER untersucht; Geologie und Geschichte der Grube Hannibal bei Heftrich wurden 1990 von MUELLER beschrieben.

Das Geozentrum der Volkshochschule Bad Homburg vor der Höhe stellte in den vergangenen Jahren fast die gesamte Bergbaugeschichte der Buntmetallerzgruben des Osttaunus in seinen Vereinsblättern (1985–1990) ausführlich zusammen.

Eine Alterseinstufung der Gänge versuchte KIRNBAUER (1984) am Beispiel des heute nicht mehr aufgeschlossenen Griedeler Quarzganges (s. Kap. 7). In der vorliegenden Arbeit sollen im Vorgriff auf eine Dissertation erste Ergebnisse der Analyse von Spurenelementen sowohl im Nebengestein als auch in den Erzgängen vorgestellt werden. Zusätzlich wurden zahlreiche Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzdickschliffen durchgeführt.

Dadurch sollten Unterschiede und Gemeinsamkeiten der verschieden streichenden Gänge festgestellt werden und geklärt werden, warum einige Gänge praktisch erzfrei, andere wiederum mehr oder weniger stark vererzt sind, und ob sie verschiedenen Bildungsphasen angehören.

2. Geologischer Überblick

Die Untersuchung beschränkte sich auf die geologischen Meßtischblätter TK 25: 5517 Cleeburg, 5615 Villmar, 5616 Grävenwiesbach, 5617 Usingen, 5716 Oberreifenberg, 5717 Bad Homburg vor der Höhe.

Die erzführenden Gänge treten fast ausschließlich in anchimetamorphen Gesteinen der Singhofenschichten des Unterems (Unterdevon) auf, die praktisch den gesamten Osttaunus nördlich des Taunushauptkammes (Hintertaunus) dominieren und dort mehrere hundert bis fast tausend Meter mächtig sein können.

Südlich des Taunushauptkammes in den Gesteinen des Taunusquarzits, der Hermeskeilschichten und der Grünschieferzone des Vordertaunus sind nur wenige, offenbar erzfreie Quarzgänge bekannt. Lediglich in den nördlich an die Singhofenschichten angrenzenden Gesteinen der Wissenbacher Schiefer (Eifel-Stufe) und der Diabase und Schalsteine des Oberdevons treten erneut einige zum Teil mächtige Erzgänge mit andersartiger Paragenese und Streichrichtung auf (Langhecke, Mehlbach, Weyer), die sich wohl zum Typ der Gänge von Bad Ems oder Holzappel rechnen lassen.

3. Die Ems-Schichten

Die Ems-Schichten führen den weitaus größten Teil der im Osttaunus bekannten Erzgänge. Die Singhofenschichten als ihr mächtigstes Glied stellen eine Abfolge von Ton- und Siltschiefern sowie feldspatreichen Sandsteinen dar. Typisch sind geringmächtige Einschaltungen von Porphyroidtuffiten, die von KIRNBAUER (1987) eingehend geochemisch untersucht wurden.

Dabei konnte KIRNBAUER fünf Leithorizonte unterscheiden. Er stellte fest, daß das Auftreten der Porphyroide nach bisheriger Auffassung eine Abgrenzung von den faziell fast identischen und daher lithologisch nur schwierig abzugrenzenden Gesteinen des Hunsrückschiefers der Siegen-Stufe erlaubt, der bisher im Osttaunus nicht nachgewiesen wurde.

Sehr häufig treten Fossilbänke mit reichhaltiger Fauna auf, die oft in Schillbänken zusammengeschwemmt ist (z. B. TK 5616 Grävenwiesbach: Landsteiner Mühle, Eichelborner Hof, etc.). Vereinzelt konnte bei Brachiopoden noch reliktsche Schalenerhaltung gefunden werden.

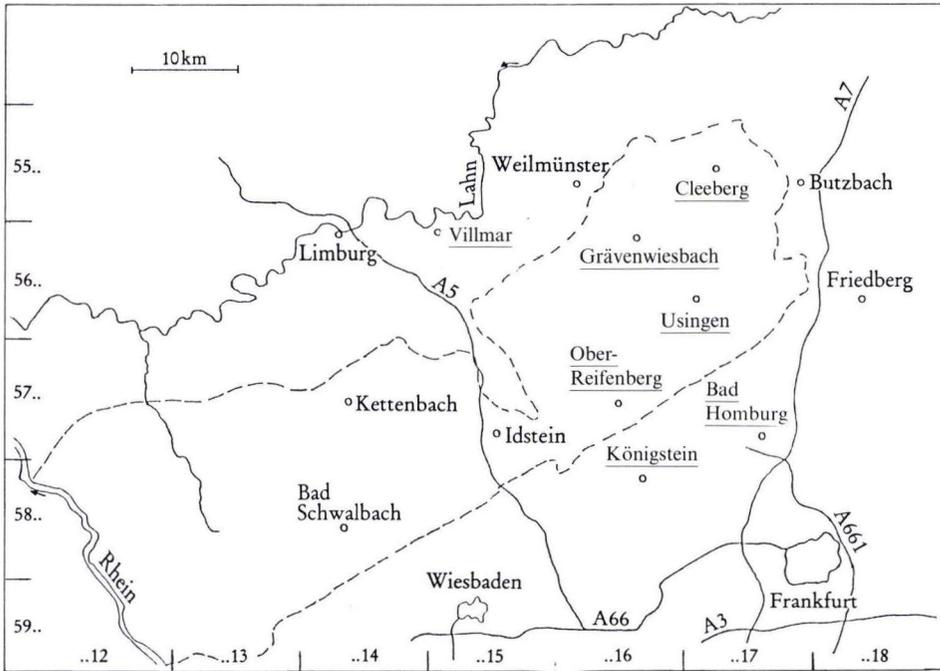


Abb. 1. Der Taunus mit wichtigen Meßtischblättern; unterstrichene Orte bedeuten Meßtischblätter von besonderer Relevanz. Die Nummern der Blätter lassen sich aus den am linken und unteren Rand angegebenen Zahlen zusammensetzen. Die gestrichelte Linie markiert die Erstreckung der Ems-Schichten.

In tonschiefrigen Lagen häufig sind bis zu 10 cm große verkieselte Pyritgallen, die akzessorisch Zinkblende führen können.

Der Pyrit dieser Gallen tritt sowohl in framboidalen Aggregaten als auch in großen würfelförmigen Einzelkristallen bis zu 3 mm Kantenlänge auf. Besonders häufig konnten diese Pyritgallen um Kransberg, um Usingen-Michelbach (TK 5617 Usingen), um Weiperfelden (TK 5517 Cleberg) und um Altweilnau (TK 5616 Grävenwiesbach) nachgewiesen werden.

Oberems-Gesteine schließen sich als geringmächtige Orthoceratentonschiefer mit Phosphoritknollen sowie eingeschalteten Quarzitbänken nach Nordwesten an.

4. Quarzgänge

Im Taunus kommen Quarzgänge unterschiedlicher Genese und Paragenese vor. Diese werden nachfolgend beschrieben.

4.1. Varistische Gänge

In die Ems-Schichten wie auch in die übrigen Gesteinsformationen des Taunus sind nach Süden zunehmend schichtparallele, schieferungsparallele oder Nordost–Südwest-Klüfte füllende Milchquarzgänge eingeschaltet. Schichtungs- und schieferungsparallele Trümer sind

deutlich verfaltet. Besonders mächtig werden diese im Bereich von Faltenachsenscharnieren oder Faltenachsebenen. Sie sind im Gelände wegen ihrer Härte und des charakteristischen milchweißen derben Aussehens überall leicht in den Schuttmassen der Steilhänge zu finden.

Sie zeigen eine typische Paragenese mit Chlorit, Albit, gelegentlich auch Karbonaten wie Calcit, Ankerit und charakteristischem rosafarbenen Dolomit sowie in der Oxidationszone Pyrolusit. Einzelne Vorkommen führen reichlich Pyrit und Pyritperimorphosen. Buntmetallerze wurden, abgesehen von seltenen winzigen Fünkchen von Kupferkies und Bleiglanz, nicht festgestellt.

Im Dünnschliff lösen die Quarze durchgehend undulierend aus. Die Korngrenzen sind oft fein verzahnt und zeigen so die Überprägung durch eine schwache Metamorphose. KOSCHINSKI (1979) konnte an Milchquarzen dieses Typs bei der Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen Homogenisierungstemperaturen zwischen 70°C und 400°C nachweisen. Maxima lagen bei 150°C und bei 200°C.

Zumindest die schichtkonkordanten Quarzlagen müssen bei der Genese einem hohen lithostatischen Druck ausgesetzt gewesen sein, so daß eine Druckkorrektur der Werte notwendig erscheint, die bis zu 100°C ausmachen kann.

Die Daten korrelieren mit von SAUERLAND (1980) westlich der Idsteiner Senke gemessenen Illit-Kristallinitäten von 150–220 Hb(rel), die dieser der Anchimetamorphose der Gesteine zuschreibt.

Einige dieser Vorkommen wurden in früherer Zeit bergmännisch überschürft (z. B. Biemer Berg bei Schmitt; TK 5716 Oberreifenberg), ohne einen wirtschaftlichen Erfolg zu versprechen.

Mächtige mutmaßlich varistische Erzgänge mit einer Paragenese von Milchquarz, Ankerit und untergeordnet Siderit sind die bereits in Kap. 2 erwähnten Gänge vom Südrand der Lahn–Dill-Mulde bei Langhecke, Weyer und Mehlbach. Haupterze dieser Gänge sind Fahlerze und Rotgültigerze.

4.2. Postvaristische Gänge

Während die Milchquarzgänge jeweils nur wenige Meter zu verfolgen sind, wird das Gebirge großräumig von bis zu mehrere Kilometer langen und bis zu 80 Meter mächtigen, quer zum Gebirgsstreichen in Nordwest–Südost-Richtung verlaufenden Quarzgängen durchschlagen. Bekannt sind die Quarzgänge von Usingen, Steinfischbach und Grävenwiesbach, die jeweils in mächtigen Klippen das umgebende Gestein überragen.

Diese mächtigen, zum Teil nach Baryt pseudomorphen Gänge führen nur spärlich Erze. So wird von WERNER (1973) von einzelnen Kupferkies- und Covellinfunden aus dem Usinger Quarzgang berichtet. Am Quarzfels von Reichenbach wurde um die Jahrhundertwende im Feld Venus auf Bleierze gemutet. Charakteristisch für die mächtigen Gänge ist eine bis zu 50 m beidseits des Ganges ausgebildete Alterationszone mit vollständig zersetztem, kaolinitisiertem Nebengestein.

Die stärker erzführenden Gänge sind in der Regel deutlich geringer mächtig. Die bedeutendsten Gänge erreichen Mächtigkeiten zwischen 6–10 m (z. B. Silbersegen, Königsholz, Neue Hoffnung) und maximal 22 m (Hannibal). Alle übrigen Gänge variieren zwischen 0,2 m und 2 m. Größere Mächtigkeiten werden meist in inkompetenten Sandsteinen erreicht, während Gänge in Tonschiefern zum Verruscheln und damit letztlich zum Verschwinden neigen.

Neben den Nordwest–Südost-streichenden Gängen kommen Westnordwest–Ostsüdost- und Ost–West- bis Ostnordost–West-südwest-streichende Systeme vor.

SCHLOSSMACHER (1928) beschreibt aus der Grube Königsholz ein System dreier Gänge, in welchem ein schmaler Nordwest–Südost-Gang von dem 10 m mächtigen Westnordwest–Ostsüdost-streichenden Hauptgang verworfen wird, der wiederum durch einen Ost–West-streichenden Gang abgeschnitten wird.

Die jüngeren \pm Ost–West verlaufenden Gänge scheinen eine einheitliche Gangartparagenese mit Quarz und reichlich auftretenden Karbonaten wie Calcit, Dolomit und Ankerit zu besitzen. Westnordwest–Ostsüdost-Gänge führen ebenfalls häufig Karbonate, die jedoch quantitativ nicht an die in den Ost–West-Systemen vorkommenden Mengen heranreichen.

Pseudomorphosen nach Baryt wurden in keinem der beiden letzteren Systeme nachgewiesen.

Baryt, der in einigen Gängen des Westtaunus (z. B. Grube Streitlay) häufig ist, wurde im Osttaunus bisher nicht nachgewiesen. Lediglich im Griedeler Quarzgang soll nach KIRNBAUER (1984) junger Baryt vorgekommen sein.

Die Erzmineralisation ist unabhängig von der Streichrichtung sehr einheitlich. Dominant sind Bleiglanz und Kupferkies in wechselnden Mengenanteilen. Akzessorisch kommen vor: Fahlerze, Pyrit mit in Kupferkies eingewachsenen Würfeln (Hannibal, Faulenberg, Philipps- eck) oder in dünnen Kristallrasen auf Calcit oder Dolomit aufgewachsen (Bleizeche I, Germania) und Freigold (Philipps- eck, Silbersegen?), von dem erzmikroskopisch in Gangmaterial der Grube Philipps- eck einige winzige Flitterchen gefunden wurden.

Zinkblende scheint ausschließlich in den Gruben Bleizeche I, Königsholz, Auguste IV und Hannibal aufzutreten. Außerdem soll in letzterer Grube nach WERNER (1973) auch Erythrin nachgewiesen worden sein. Nickelminerale sind dort nach Analyse von Ni-Gehalten in Bleiglanz und Funden eines in geringen Mengen auf der Halde vorkommenden blaßapfelgrünen nickelblüteähnlichen Minerals ebenfalls zu erwarten.

Zahlreiche der Ost–West-verlaufenden Gänge zeigen Harnischbildung oder vollständige Mylonitisierung des Gangmaterials und der Salbänder (Emilie II, Bleizeche I, Heinrich). Jedoch wurde auch rekristallisierter Quarz gefunden, der ein Indikator für ein auch posttektonisches Andauern des Aufstiegs hydrothermalen Lösungen ist.

5. Zusammenstellung der wesentlichen Gruben und Erzgänge in alphabetischer Reihenfolge

1. Grube Amalie (TK 5517 Cleberg)
verfallenes Stollenmundloch mit Halde bei R: 347005, H: 558828
4 Schachtpingen bei R: 346993, H: 558815
Westnordwest–Ostsüdost streichender Quarzgang
Mächtigkeit: unbekannt
Gangarten: Quarz, (Nakrit?)
Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies,
Sekundärminerale: Malachit, Azurit, Cerussit, Pyromorphit
2. Grube Anna (TK 5617 Usingen)
Schurf mit Halde bei R: 347195, H: 557988
Ost–West streichender Quarz-Ankerit-Gang
Mächtigkeit: ca. 80 cm
Paragenese: Bleiglanz in Schnüren, Kupferkies
Sekundärminerale: Cerussit, Linarit
Besonderheiten: Quarz zum Teil chalcedonartig; Bleiglanz krustenartig um Nebengestein

3. Grube Auguste IV (TK 5617 Usingen)
 - verstürztes Stollenmundloch bei R: 347218, H: 558163
 - Westnordwest—Ostsüdost (?) streichender Quarzgang
 - Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerze, Zinkblende
 - Sekundärminerale: Cerussit, Pyromorphit, Malachit, Azurit
4. Feld Bleiberg I (5716 Oberreifenberg)
 - Pingen auf dem Biemer Berg bei R: 346328, H: 557038
 - varistischer Milchquarzgang (Faltenscharnierfüllung?)
 - Paragenese: Pyrit
 - Sekundärminerale: Limonit
5. Grube Bleizeche (TK 5616 Grävenwiesbach)
 - verfallenes Stollenmundloch an der B 275 bei R: 345998, H: 557488
 - Hirschbergschacht bei R: 346065; H: 557468
 - Westnordwest—Ostsüdost streichender Quarzgang
 - Mächtigkeit: 2 m
 - Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies
 - Sekundärminerale: Pyromorphit, Malachit, Hämatit
6. Grube Bleizeche I (TK 5616 Grävenwiesbach)
 - abgebaut wurden drei verschiedene Erzgänge:
 - a) oberster Stollen bei R: 345910, H: 557584
 - verfüllter mittlerer Stollen bei R: 345890, H: 557571
 - Weitalstollen mit Halde bei R: 345901, H: 557559
 - Tiefer Stollen unter der Weitalstraße bei R: 345900, H: 557555
 - Ostnordost—West-südwest bis Ost—West streichender Quarz-/Karbonatgang (84° — 70° Südsüdost)
 - Mächtigkeit: 0,1 bis 0,5 m
 - Gangarten: Quarz, Calcit, Dolomit, Ankerit
 - Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende, Pyrit
 - Sekundärminerale: Malachit, Pyromorphit, Linarit, Cerussit, Anglesit, Gips
 - b) verfüllter Stollen bei R: 345944, H: 557479
 - Ost—West streichender Quarz-Dolomit-Gang (85° — 60° Südost)
 - Mächtigkeit: ca. 2 m
 - Gangarten: Quarz, Dolomit, Ankerit, Muskovit
 - Paragenese: Kupferkies
 - Sekundärminerale: Covellin, Malachit
 - Besonderheiten: stark rekristallisierter, kataklastischer Quarz
 - c) Stollen mit großer Halde bei R: 345985, H: 557498
 - Stollen (Bayrhofferbrunnen) bei R: 345953, H: 557550
 - Nordwest—Südost streichender Quarzgang (125° — 80° Südwest)
 - Mächtigkeit: ca. 2 m
 - Paragenese: Kupferkies, Bleiglanz
 - Sekundärminerale: Covellin, Malachit
7. Grube Emilie II (TK 5616 Grävenwiesbach)
 - Stollen mit Halde bei R: 345920, H: 557480
 - Pingen auf dem Hexentisch bei R: 345850, H: 557468
 - Ostnordost—West-südwest streichender Quarz-Ankerit-Gang (Westfortsetzung von 6b: 63° — 60° Südost)
 - Mächtigkeit: 0,2—2 m
 - Gangarten: Quarz, Ankerit, Muskovit
 - Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies
 - Sekundärminerale: Pyromorphit, Anglesit, Covellin
 - Besonderheiten: Gangmasse ist stellenweise vollständig mylonitisiert und verruschelt; starke Harnischbildung an Fundstücken aus dem Stollen

8. Grube Emmy (TK 5617 Usingen)
verstürzter Stollen bei R: 347425, H: 558050
Ost – West streichender Quarzgang
Mächtigkeit: ca. 0,2 bis 0,3 m
Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies
Sekundärminerale: Pyromorphit, Cerussit
Besonderheiten: teilweise chalcedonartige Quarzrinden; Perimorphosen nach Bleiglanz oder Pyrit
9. Grube Faulenberg (Isabellengrube; TK 5716 Oberreifenberg)
3 verstürzte Stollenmundlöcher bei R: 346275, H: 557088
Halde bei R: 346283, H: 557089
Schacht bei R: 346258, H: 557083
Westnordwest – Ostsüdost streichender Quarzgang
Mächtigkeit: 0,5 – 2 m
Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit
Sekundärminerale: Malachit, Cerussit
Besonderheiten: starke Harnischbildung an Quarzen vom Schachtbereich
10. Grube Germania (TK 5617 Usingen)
verstürztes Stollenmundloch an der B 275 bei R: 347265, H: 558133
Halde bei R: 347263, H: 558128
Westnordwest – Ostsüdost streichender Dolomitgang
Mächtigkeit: unbekannt
Paragenese: Kupferkies, Pyrit
Sekundärminerale: unbekannt
11. Grube Goldhecke (TK 5616 Grävenwiesbach)
Pingenzug bei R: 345780, H: 557983
Nordwest – Südost streichender Quarzgang
Mächtigkeit: unbekannt
Paragenese: Kupferkies, Bleiglanz
Sekundärminerale: Malachit, (Cerussit?)
12. Grube Hannibal (siehe auch MÜLLER 1990; TK 5716 Oberreifenberg)
Maschinenschacht und Halde bei R: 345333, H: 556618
verstürztes Mundloch des Hasdrubalstollens bei R: 345343, H: 556615
verstürztes Mundloch des Hamilkarstollens bei R: 345310, H: 556625
Stollen bei R: 345320, H: 556604
3 Nordwest – Südost streichende Quarzgänge
Mächtigkeit: bis 22 m
Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende, Fahlerze, (Bravoit?), Pyrit
Sekundärminerale: Malachit, Cerussit, Anglesit, Vivianit, Gips, Erythrin, (Mimetesit?)
Besonderheiten: Quarzseudomorphosen nach Baryt
13. Grube Heinrich (TK 5617 Usingen)
verstürztes Stollenmundloch mit Halde bei R: 347175, H: 557785
Ost – West streichender Gang
Mächtigkeit: unbekannt
Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies
Sekundärminerale: Cerussit, Linarit, Anglesit, Brochantit, Malachit, ged. Cu, Covellin, Digenit, Cuprit
Besonderheiten: Gangmasse mit brekziiertem Nebengestein; starke Kataklyse mit zerschertem und rekristallisiertem Quarz und Bleiglanz
14. Grube Heinrichshoffnung (TK 5616 Grävenwiesbach)
verstürztes Stollenmundloch bei R: 346203, H: 557404
Schacht bei R: 346205, H: 557408
Nordwest – Südost streichender Quarzgang

- Mächtigkeit: unbekannt
 Paragenese: Kupferkies
 Sekundärminerale: Goethit
15. Grube Hubertus (TK 5617 Usingen)
 Halde bei R: 347313, H: 558004
 Ost – West streichender Quarzgang
 Mächtigkeit: unbekannt
 Paragenese: Bleiglanz, (Kupferkies?)
 Sekundärminerale: Cerussit, Pyromorphit, Goethit
 Besonderheiten: ausgeprägter eiserner Hut
16. Grube Jeanette (TK 5617 Usingen)
 Tagebau und Pingen bei R: 347108, H: 557785
 verfülltes Stollenmundloch bei R: 347148, H: 557790
 Ost – West streichender Quarzgang (Fortsetzung von 13)
 Mächtigkeit: über 2 m
 Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerze
 Sekundärminerale: Pyromorphit, Cerussit, Malachit, Covellin, Psilomelan i. w. s., Goethit
17. Kaisergrube (TK 5617 Usingen)
 Maschinenschacht bei R: 347488, H: 557810
 Klarastollen bei R: 347455, H: 557863
 Versuchsstollen bei R: 347470, H: 557050
 mehrere Westnordwest – Ost-südost bis Nordwest – Südost streichende Quarzgänge
 Mächtigkeit: über 2 m
 Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, (Boulangerit nach SCHAEFFER 1979)
 Sekundärminerale: Cerussit, gediegenes Silber
18. Grube Königsholz (TK 5616 Grävenwiesbach)
 Petrusstollen bei R: 345915, H: 557539
 verfülltes Stollenmundloch St. Margaretha bei R: 345920, H: 557545
 verstürztes Stollenmundloch St. Barbara bei R: 345923, H: 557545
 verstürztes Stollenmundloch bei R: 345925, H: 557543
 Westnordwest – Ost-südost streichender Quarzgang (118° – 80° Südwest)
 Mächtigkeit: 0,06 m bis 10 m
 Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende, Pyrit
 Sekundärminerale: Pyromorphit, Cerussit, Malachit, Azurit, ged. Cu, Covellin
 Besonderheiten: 2 weitere Gänge mit Nordwest – Südost- und Ost – West-Streichrichtung unbekannter Ausbildung
19. Grube Neue Hoffnung (TK 5616 Grävenwiesbach)
 Tiefer Stollen bei R: 346011, H: 557536
 verfülltes Stollenmundloch bei R: 346041, H: 557529
 Halde bei R: 346043, H: 557540
 Nordwest – Südost streichender Pseudomorphosenquarzgang
 Mächtigkeit: 0,6 m bis 6 m
 Paragenese: Kupferkies, Bleiglanz
 Sekundärminerale: Malachit
 Besonderheiten: Quarzpsudomorphosen nach Baryt: ausgeprägte Salbandalteration
20. Grube Neue Hoffnung II (TK 5615 Villmar)
 Stollenmundloch bei R: 344605, H: 557765
 Ost – West streichender Quarzgang (88° – 60° Süd)
 Mächtigkeit: 1 bis 1,5 m
 Paragenese: Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerze
 Sekundärminerale: Malachit, Brochantit, Pyromorphit, Goethit

Besonderheiten: Gang durchschlägt varistischen, mit 25° Südwest – Nordost streichenden Milchquarzungang mit wenigen Fünkchen Bleiglanz

21. Grube Philippseck (TK 5617 Usingen)

Pingenzug bei R: 347288, H: 558330
 Westnordwest – Ostsüdost streichender Quarz-, Karbonatgang, nach Norden in Nordwestrichtung schwenkend
 Mächtigkeit: 0,9 m
 Gangarten: Quarz, Dolomit, Ankerit, Calcit, Kaolinit
 Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Tennenit, Gold
 Sekundärminerale: Azurit, Malachit, Cerussit
22. Grube Silbergaut (TK 5616 Grävenwiesbach)

Pingenzug bei R: 345438, H: 558165
 verstürztes Stollenmundloch bei R: 345455, H: 588146
 Nordwest – Südost streichender Pseudomorphosenquarzungang
 Mächtigkeit: etwa 10 m
 Paragenese: Kupferkies, Bleiglanz
 Sekundärminerale: Pseudomalachit, Pyromorphit, Cerussit
23. Grube Silberkaute (TK 5617 Usingen)

siehe auch KIRNBAUER (1989)
 mit zwei Gängen:

 - a) Pingenzug bei R: 346632, H: 558398
 Nordwest – Südost streichender Quarzungang
 Mächtigkeit: maximal 0,5 m
 Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies
 Sekundärminerale: Cerussit, gediegen Silber
 - b) Stollen bei R: 346619, H: 558423
 Ostnordost – Westsüdwest streichende Ruschelzone (75° – 50° Nordnordwest)
 Mächtigkeit: 0,2 m
 Paragenese: Bleiglanz
 Sekundärminerale: unbekannt
24. Grube Silbersegen (TK 5517 Cleeburg)

verstürztes Mundloch des Oberen Stollens bei R: 346978, H: 558713
 Mittlerer Stollen bei R: 346957, H: 558698
 Tiefer Stollen bei R: 346905, H: 558725
 verstürztes Stollenmundloch bei R: 347000, H: 558698
 verstürztes Stollenmundloch bei R: 346965, H: 558720
 Schacht bei R: 346975, H: 558713
 Pingenzug bei R: 347000, 552726
 drei Westnordwest – Ostsüdost streichende Quarz-, Dolomitgänge
 Mächtigkeit: bis 6 m
 Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, Fahlerze, Gold (?)
 Sekundärminerale: Cerussit, Azurit, Malachit, Brochantit
 Besonderheiten: starke Harnische auf Gangarten und Nebengestein
25. Grube Vereinigung (TK 5615 Villmar)

verfülltes Stollenmundloch bei R: 344780, H: 557845
 verstürztes Stollenmundloch bei R: 344830, H: 557838
 Maschinenschacht bei R: 344803, H: 557838
 Ost – West streichender Quarz- (Karbonat-?) Gang; vermutlich identisch mit 20)
 Mächtigkeit: 2 m
 Paragenese: Bleiglanz, Kupferkies
 Sekundärminerale: Pyromorphit, Cerussit, Malachit

26. Grube Wundershecke (TK 5617 Usingen)
 Schächte und Halden bei R: 347333, H: 557888
 Nordwest – Südost streichender Quarzgang
 Mächtigkeit: unbekannt
 Paragenese: Bleiglanz, Hämatit
 Sekundärminerale: Cerussit, Pyromorphit, Goethit
 Besonderheiten: ausgeprägter eiserner Hut, Pseudomorphosen nach Baryt

6. Geochemie

Es wurden ca. 150 Erzgang- und Nebengesteinsproben aus den gangnäheren und gangfernen Partien entnommen und mittels Atomabsorptionsspektrometrie und Coulometrie auf die wichtigsten erzbildenden Spurenelemente analysiert.

Um die Aufschlußverfahren zu testen, wurden zunächst willkürlich einige Tonschieferproben ausgewählt und an diesen Salpetersäure-Aufschlüsse durchgeführt. Anschließend wurden dieselben Proben mit Flußsäure/Perchlorsäure aufgeschlossen, wobei davon ausgegangen wurde, daß der Aufschluß in Flußsäure/Perchlorsäure vollständig erfolgte. Die Messungen der verschiedenen Metalle wurden mit der Flammen-AAS durchgeführt. Kupfer war mit Salpetersäure fast quantitativ zu extrahieren, jedoch nicht Blei, Zink, Nickel und Kobalt. Besonders abweichende Werte lieferte die Analyse von Barium, das nur zu einem Bruchteil in Lösung ging. Salpetersäure ist somit als Aufschlußmittel ungeeignet.

Diese Beobachtung macht die Schlußfolgerung wahrscheinlich, daß zumindest bei Barium zum Teil eine Bindung an Silikate erfolgt. Daß Barium zu einem nicht geringen Anteil in Muskovit anstelle von Schwerspat eingebaut werden kann, stellten bereits VOGTMANN et al. (1986) bei Mikrosondenuntersuchungen an ordovizischen Tonschiefern fest.

Tab. 1. Gegenüberstellung Salpetersäure – Flußsäure/Perchlorsäure-Aufschluß (– = unterhalb der Nachweisgrenze; n. g. = nicht gemessen); Elemente in ppm

Probe	BzI110		B488.2		B488.16	
Cu	7	7	32	46	42	42
Pb	–	20	–	100	40	150
Zn	52	64	73	157	73	96
Ba	n. g.	538	25	424	25	470
Sr	4	33	–	39	8	64
Co	26	43	32	40	41	46
Ni	52	88	71	100	86	91
Mn	323	359	317	2000	718	1272

Tab. 2. Durchschnittsgehalte in Tonschiefern [ppm]; n = 73

	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Mn	Ba	Ca	Sr	Li	c _{org} (%)	c _{karb} (%)	S (%)
Mittelwert	25	12	119	41	86	92	133	880	539	2922	56	51	0,214	0,120	0,098
Maximum	100	229	279	77	148	189	336	3960	1679	18109	347	87	1,001	1,109	0,636

Eine Übersicht über die mittlere Verteilung und die Maxima der wichtigsten Spurenelemente in Tonschiefern der Singhofenschichten gibt Tabelle 2 wieder. Es wurden nur Tonschiefer der Singhofenschichten untersucht, da Oberems-Gesteine wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht beprobt werden konnten.

6.1. Alteration

Alterationsprozesse im Nebengestein können lithologisch bedingt ganz unterschiedlich sowohl von der Qualität als auch der Quantität sein. Ein Sandstein mit großem Porenraum wird in der Regel wesentlich weiterreichend alteriert als ein wasserundurchlässiger Tonschiefer.

Der mächtige Usinger Quarzgang hat eine Alterationszone von ca. 40 bis 50 m beidseits des Ganges, während die Alteration in der Nachbarschaft geringmächtiger Gänge oft nur wenige Zentimeter bis Meter beträgt. Alterationsprozesse sind aber auch abhängig von der Art des Nebengesteins. In bezug auf Anreicherung und Verarmung von Spurenelementen zeigen die Alterationszonen der Gänge untereinander deutliche Unterschiede.

In der Alterationszone des Usinger Quarzanges wurden beträchtliche Anreicherungen von Kupfer und Blei, jedoch nicht von Zink nachgewiesen. Ein Verteilungsprofil der Elemente zeigt Abb. 2.

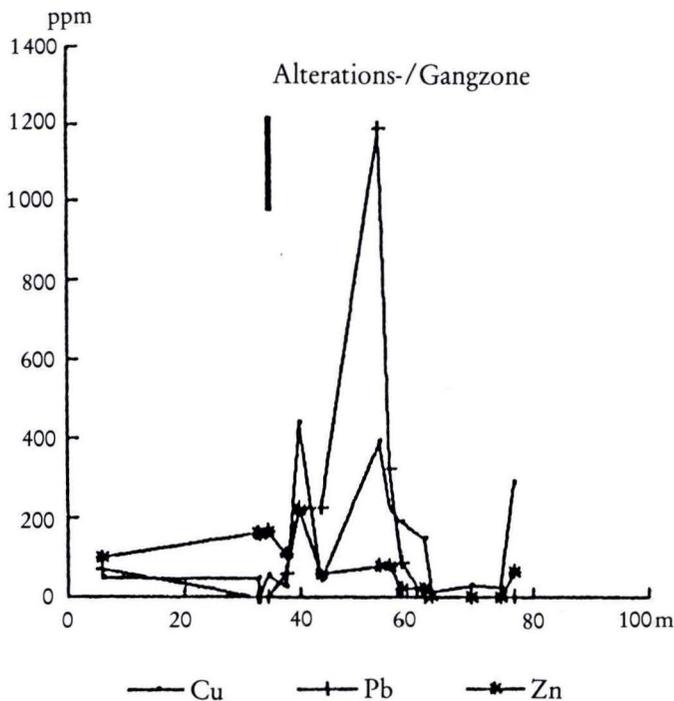


Abb. 2. Verteilungsprofil von Cu, Pb und Zn in einer Schrägbohrung durch den Usinger Quarzgang (Wormstein; TK 5617 Usingen).

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen des Gesteins ergaben bei Annäherung an den Gang die zunehmende Alteration, bei der Muskovit und Feldspäte abnehmen, verbunden mit einer markanten Zunahme von Quarz, Kaolinit und typischen Mineralen der Oxidationszone wie Goethit und Lithiophorit. Chlorit, der sonst in allen unalterierten Proben der Ems-Schichten zu finden ist, wird bereits in 30 m Entfernung vom Gang vollständig zerstört.

In zwei auf den Hauptgang der Grube Königsholz in größere Teufe abgeteufte Schrägbohrungen konnte ausschließlich in unmittelbarer Salbandnähe eine schwache Anreicherung von Blei und Kupfer festgestellt werden.

Im Einzugsbereich des Ganges der benachbarten Grube Bleizeche I im Ortsbereich Altweilnau (5a) konnte in einem Querprofil auf der 90 m-Sohle weder im Mineralbestand noch in den Spurenelementgehalten eine nennenswerte Alteration festgestellt werden. Ein geringfügiger Anstieg der Spurenelemente in der Nähe des Ganges ließ Beziehungen zum dort zunehmend tonigeren Nebengestein erkennen. Kupfer lag in einigen Proben trotz der Nachbarschaft zu kupferkiesreichen Gangpartien unter der Nachweisgrenze von ca. 2 ppm. Ob dieser Effekt alterationsbedingt ist, konnte nicht geklärt werden. Auf der obersten Stollensohle im Bereich der Oxidationszone traten dagegen deutliche Anreicherungen von Kupfer (213 ppm) und Blei (138 ppm) auf, gegenüber 2 ppm Kupfer und nicht mehr nachweisbarem Blei im frischen Gestein.

6.2. Spurenelemente in Bleiglanz

Nach HERTEL (1966) kann Silber temperaturabhängig in Bleiglanz bis zu 1% eingebaut werden, wobei die Gehalte mit zunehmender Temperatur ansteigen. Daher wurden Ag-Gehalte in Bleiglanz gemessen, um zu überprüfen, ob solche temperaturbedingten Zunahmen bei den Taunusgängen vorhanden waren. Um Verunreinigungen durch mikroskopisch beigemengte Fremdminerale quantitativ zu erfassen, wurde außerdem noch auf Cu, Zn, Ni und Co analysiert. Dazu wurde der Bleiglanz in konzentrierter Salpetersäure gelöst und aus dem verbleibenden Rückstand nach Eindampfen mit einigen ml 25%igem Ammoniak die in Form von Ammin-Komplexen löslichen Spurenelemente extrahiert.

Tab. 3. Spurenelemente in Bleiglanz [ppm] (– = unterhalb der Nachweisgrenze)

	Ag	Ni	Cu	Co	Zn
Auguste IV	157	21	17087	–	74
Bleizeche I (11 m-Sohle)	168	–	621	–	8
Bleizeche I (11 m-Sohle)	156	–	317	–	1
Bleizeche I (90 m-Sohle)	22	–	155	–	1940
Emilie II (Stollen)	242	–	432	–	9
Emilie II (Hexentisch)	284	–	1344	–	11
Hannibal	116	114	458	–	64
Hubertus	183	–	3507	–	–
Faulenberg	348	–	326	–	6
Jeanette	146	–	232	–	15
Königsholz	405	–	9629	–	2433
Silberkaute	332	–	360	–	2
Vereinigung	147	–	539	–	9
Wundershecke	41	–	441	–	2

Von allen Gängen wurden jeweils zwei Proben entnommen, in Doppelbestimmung analysiert und die Meßwerte gemittelt (Tab. 3).

Die zum Teil beträchtlichen Cu-, Zn- und in Hannibal Ni-Gehalte deuten auf feine Verwachsungen mit Kupferkies, Zinkblende und Bravoi oder Ni-haltigem Pyrit hin. Tatsächlich ließ ein Bleiglanzschliff der Grube Hannibal eine feine Verwachsung mit Kupferkies, Zinkblende und Pyritkriställchen erkennen.

Eine markante Abnahme des Silbergehaltes in der Grube Bleizeche I von ca. 160 ppm (11 m-Sohle) auf nur noch 22 ppm auf der 90 m-Sohle beruht wohl auf einer Anreicherung von Silber in der Oxidationszone des Ganges und ist keinesfalls temperaturbedingt. Bei der Grube Emilie II ergaben Analysen vom Stollen und vom 200 m höher liegenden Hexentisch fast identische Werte. Da von der Grube Königsholz nur eine Probe aus dem Anstehenden entnommen werden konnte, und alle übrigen Proben von den Halden entnommen wurden, können anhand der Ag-Gehalte keine sicheren Aussagen über Teufenzonierungen getroffen werden.

6.3. Flüssigkeitseinschlufmessungen

An Gangquarzen aus 15 Gängen wurden mit einem USGS-Heiz- und Kühltisch nach Reynolds Messungen an etwa 400 Flüssigkeitseinschlüssen anhand von beidseitig polierten Dickschliffen durchgeführt. Zunächst wurden die Einschlüsse mikroskopiert, um Störeinflüsse etwa durch „necking down“ oder durch sekundäre Einschlüsse auszuschließen. Jedoch wiesen fast alle Proben ausschließlich zweiphasige, primäre Einschlüsse auf. Lediglich in drei Proben wurden zusätzlich sehr kleine einphasige, offenbar sekundäre Einschlüsse nachgewiesen, die auf Mikrobrüchen angeordnet waren. Es wurden ausschließlich wäßrige Einschlüsse mit Wasserdampfblase beobachtet. Methan- oder Kohlendioxid-Einschlüsse waren nicht festzustellen.

Die Einschlüsse wurden zunächst mit Flüssigstickstoff bis zum Gefrierpunkt zwischen -60°C und -70°C abgekühlt und anschließend bei ansteigender Temperatur die Temperatur des ersten Schmelzens („Eutekttemperatur“ oder T_e) sowie die Schmelztemperatur (T_m) und Homogenisierungstemperatur (T_h) gemessen.

Die Schwankungen von T_e sind beträchtlich. Das Minimum betrug $-52,0^{\circ}\text{C}$, während maximal $-30,6^{\circ}\text{C}$ erreicht wurden. Als Mittelwert wurden $-40,2^{\circ}\text{C}$ berechnet. Die niedrigen Temperaturen für T_e zeigen an, daß es sich nicht um reine NaCl-Lösungen handeln kann, sondern deuten auf einen hohen Ca- und K-Gehalt hin. Demgegenüber liegen die wahrscheinlich sekundären einphasigen Einschlüsse mit Werten für T_e von $-32,4^{\circ}\text{C}$ bis $-36,8^{\circ}\text{C}$ im Bereich Na-/K-betonter Lösungen und gehören daher wohl noch zu einer späten Gangbildungsphase.

T_m ist relativ konstant. Fast alle Einschlüsse liegen in einem schmalen Bereich zwischen $-16,3^{\circ}\text{C}$ und $-26,6^{\circ}\text{C}$ und zeigen somit hochsalinare Bedingungen an. Es lassen sich gemäß ROEDDER (1984) NaCl-Äquivalentprozentgehalte zwischen 19,8% und 26,8% berechnen. In einigen Einschlüssen kam es jeweils kurz vor Erreichen von T_m zu einer Bildung von Tochterkristallen in der Lösung.

Messungen von ADEYEMI (1982) an Einschlüssen aus dem Usinger Quarzgang ergaben demgegenüber zwei Maxima für T_m von -15°C und um 0°C , was also praktisch salzfreien Lösungen entspricht. In der vorliegenden Arbeit wurden Werte um 0°C nur in varistischen Milchquarzgängen gemessen.

Die Homogenisierungstemperaturen (T_h) liegen in einem schmalen Intervall zwischen 95°C und 135°C. Nur einzelne Trümer des Königsholzanges wiesen Temperaturen bis 180°C auf. Unterschiede zwischen den verschiedenen streichenden Gangsystemen konnten ansonsten nicht nachgewiesen werden.

Einige Einschlüsse dekrepitierten bereits beim Aufheizen auf über 145°C (entsprechend etwa 10°C bis 15°C über T_h). Manche Gänge führen zudem hydrothermale Brekzien (z. B. Bleizeche, Bleizeche I, Anna) mit typischem Kokardenquarz, die nach SILLITOE (1985) auf „hydraulic fracturing“ in Oberflächennähe hindeuten, so daß nur geringfügige Druckkorrekturen zur Berechnung der Bildungstemperatur (T_f) anzunehmen sind. Insgesamt dürften die Bildungstemperaturen aber generell deutlich unter 200°C gelegen haben, wofür auch das Auftreten von Chaledon auf einigen Gängen (Anna, Emmy, Usinger Quarzgang) als niedrigthermale Bildung bis 120°C nach RAMDOHR & STRUNZ (1978) in Nähe der Erdoberfläche spricht. RINN (1979) konnte am Usinger Quarzgang Temperaturen für T_h bis 167°C nachweisen und schätzte für diese Werte entsprechend der von vermuteten Überlagerungsmächtigkeit eine Druckkorrektur bis maximal 50°C ab. ADEYEMI gibt am gleichen Ort Temperaturen bis 160°C an und setzt diese gleich der Bildungstemperatur (T_f).

7. Alter der Gänge

LEPPLA (1924) und ANDERLE (1984) sahen die Gänge zumindest jünger als Rotliegendes an, da die im Vordertaunus bei Lorsbach liegende, ausschließlich aus Abtragungsresten des Taunus bestehende Rotliegendescholle bisher keine Hinweise auf eingeschlossene Gerölle aus den benachbarten Pseudomorphosenquarzgängen von Bremthal und Vockenhausen lieferte. Jedoch führen diese Konglomerate reichlich Milchquarz, so daß sich zusammen mit der beobachteten Faltung für diesen ein varistisches Alter zwangsläufig ergibt. Nach ALBERMANN (1939), aber auch ANDERLE, treten die ersten Pseudomorphosenquarze in Geröllen der oligozänen Vallendarer Schichten auf.

ONCKEN (1989) konnte keine nennenswerten, Nordwest–Südost-Lineaturen ausbildende varistische Tektonik ausmachen, während ANDERLE von einer bereits varistischen Vorprägung und postvaristischen Reaktivierung dieser Richtung während einer Aufwölbung des Rheinischen Schildes zwischen Jura und Eozän ausging. KIRNBAUER (1984) plädierte anhand von mutmaßlich tertiären Eisenkieselbildungen mit aufgewachsenen Kappenquarzen am Griedeler Quarzgang für ein spätmesozoisches bis eozänes Alter der Gänge.

Die hohe Salinität der Einschlüsse in postvaristischen Gängen ist nach BEHR & HORN (1984) ein generelles Kriterium zu deren Unterscheidung von varistischen Erzgängen sowie von den ebenfalls varistischen Milchquarztrümmern und kann einen ungefähren Hinweis auf ein Alter zwischen Rotliegendem und Tertiär bieten.

Vergleichbare Gänge im Saar–Nahe-Gebiet lassen anhand von K/Ar- sowie Rb/Sr-Datierungen nach MERTZ et al. (1990) Kauperalter erkennen. Von GEHLEN (1987) nimmt für einen großen Teil der postvaristischen Gänge Südwestdeutschlands mesozoische Alter an, die aber nach Untersuchungen von HOFMANN (1988) im Schwarzwald Mischwerte mit tatsächlichem Tertiär-Alter darstellen können.

Erstmals konnten im Rahmen dieser Untersuchung am Massenspektrometer der Universität Göttingen mit Hilfe von Gangmuskoviten an zwei Gängen (Emilie II und Faulenberg) übereinstimmende Alter von 141 Mio. Jahren (± 2.9 Mio. Jahre) festgestellt werden, was einem Alter

um die Jura-/Kreidegrenze entspricht. Hier wäre in Zukunft eine Möglichkeit vorhanden, an weiteren Gängen solche Altersbestimmungen durchzuführen. Die Messung einer alterierten Nebengesteinsprobe vom Usinger Quarzgang (Wormstein) in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ erbrachte demgegenüber jedoch mit 335 Mio. Jahren mehr oder weniger das Metamorphosealter des Taunus, so daß solche Proben als für die Altersbestimmung ungeeignet erscheinen.

Daß die Gänge aber nicht ganz gleichaltrig sind, zeigt der gegenseitige Verwurf der unterschiedlichen Streichrichtungen.

Junge Baryte auf Griedeler Kappenquarzen (KIRNBAUER 1984) sowie Funde sulfidischer Erze im Bereich der Bad Nauheimer Mineralquellen bis in die überlagernden Tertiärschichten (SCHAEFFER 1979) könnten auf ein Andauern der Mineralisation bis in jüngere Zeit hinweisen.

8. Zusammenfassung

Im Taunus treten weitgehend auf die Ems-Stufe und dort auf die Singhofenschichten beschränkte postvaristische und zum Teil erzführende Quarzgänge auf. Varistische Erzgänge sind jedoch, abgesehen von einigen bedeutenden Vorkommen am Rande der Lahn-Dill-Mulde, nicht bekannt. Jedoch erscheinen reichlich stratiforme oder schieferungskonkordante Milchquarzlagen, die selten Spuren sulfidischer Erze führen.

Die postvaristischen Erzgänge unterscheiden sich untereinander nicht in ihrer Erzparagenese mit Kupferkies, Bleiglanz und wenig Pyrit, jedoch in der Ausbildung der Gangarten. Nordwest-Südost streichende Gänge führen fast ausschließlich Quarz, während Westnordwest-Ostsüdost und Ost-West gerichtete Gänge einen hohen Anteil karbonatischer Gangarten aufweisen. Pseudomorphosenquarz ist auf Nordwest-Südost streichende Gänge beschränkt.

Geochemische Untersuchungen bergfrischer Nebengesteine lassen das Ausmaß von Alterationsprozessen abschätzen, die stellenweise zu Anreicherungen von Buntmetallgehalten auch in größerer Entfernung vom Salband führten. Insbesondere der Usinger Quarzgang sticht mit seiner im Bereich der Oxidationszone gelegenen und mit Buntmetallen imprägnierten Alterationszone hervor. In der Primärzone unter reduzierenden Bedingungen ist die Alteration bei einigen Gängen deutlich schwächer ausgeprägt als in der Oxidationszone.

Unterschiede im Ag-Gehalt von Bleiglanzproben können bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen nicht als Teufenindikatoren verwendet werden.

Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen lassen keine gangspezifischen Unterschiede erkennen. Die Einschlüsse sind durchweg durch hohe Salinitäten und zum überwiegenden Teil niedrige Homogenisierungstemperaturen bis 130°C gekennzeichnet.

Das Alter zumindest zweier Gänge ließ sich erstmals auf den Zeitraum um die Jura-/Kreidegrenze eingrenzen. Es sind aber weitere Altersbestimmungen nötig.

9. Schriftenverzeichnis

- ADEYEMI, A. (1982): Vergleichende mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen aus hydrothermalen Mineralisationen der Rhenoharzynischen Zone. — Diss. Univ. Göttingen, 123 S.; Göttingen.
- ALBERMANN, J. (1939): Zur Geologie der Quarzgänge des Taunus und Hunsrück. — Diss. Univ. Bonn, 137 S.; Bonn.
- ANDERLE, H.-J. (1984): Postvaristische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus — Eine Übersicht. — Schr. d. GDMB, 41: 201–217; Weinheim.

- BEHR, H.-J., & HORN, E. E. (1984): Unterscheidungskriterien für die Mineralisation des variszischen und postvariszischen Zyklus, die aus der Analyse fluider Einflüsse gewinnbar sind. — *Schr. d. GDMB*, **41**: 255–269; Weinheim.
- GEHLEN, K. von (1987): Formation of Pb-Zn-F-Ba Mineralizations in SW Germany: a Status Report. — *Fortschr. Miner.*, **65**: 87–113; Stuttgart.
- HERTEL, L. (1966): Die Fremdelementführung der Bleiglanze als Hilfe zur Bestimmung der Bildungstemperatur. — *Erzmetall*, **19**: 632–635; Stuttgart.
- HOFMANN, B. (1988): Genese, Alteration und rezentes Fließsystem der Uranlagerstätte Krunkelbach (Menzenschwand/Südschwarzwald). — *NAGRA Tech. Ber.*, **88-30**, 195 S., Anhang m. 45 S.
- KIRNBAUER, T. (1984): Der Quarzgang und das Eisen- und Manganerz-Vorkommen von Griedel/Wetterau. Ein Beitrag zum Alter der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus. — *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 179–198; Wiesbaden.
- (1986): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — *Diss. Univ. Freiburg im Brsg.*, 370 S.; Freiburg im Brsg.
- (1989): Die Grube „Silberkaute“ NNW Michelbach bei Usingen/Ts. (Bl. 5617 Usingen). — *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 207–216; Wiesbaden.
- KOEBRICH, C. (1936): Hessische Erzvorkommen, Teil I: Die Nichteisenerze. — *Handb. hess. Bodenschätze*, **3**, 111 S.; Darmstadt.
- KOSCHINSKI, G. (1979): Mikrostrukturelle und mikrothermometrische Untersuchungen an Quarzmineralisationen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — *Diss. Univ. Göttingen*, 146 S., Anh. m. 6 Taf.; Göttingen.
- LEPPLA, A. (1924): *Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. Bundesst., Bl. Königstein* (2. Aufl.). — 56 S.; Berlin.
- MERTZ, D. F., LIPPOLT, H. J., & MÜLLER, G. (1990): Isotopic dating of adularia-bearing epigenetic mineralizations: I. Saar – Nahe region/Southwest Germany. — *Eur. J. Mineral.*, **2**: 89–102; Stuttgart.
- MÜLLER, D. (1990): Geologische, geochemische und geophysikalische Untersuchungen im Bereich der Buntmetallgänge (Pb, Cu, Zn und Ag) bei Heftrich im Taunus. — *Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Mainz*, 103 S.; Mainz.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). — *Geotekt. Forsch.*, **73**: 1–215; Stuttgart.
- RAMDOHR, P., & STRUNZ, H. (1978): *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*. — 16. Aufl., 876 S.; Stuttgart (Enke-Verlag).
- RINN, G. (1980): Mineralogische und geochemische Untersuchungen am Quarzgang von Usingen im Taunus. — *Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Gießen*, 106 S.; Gießen.
- SAUERLAND, V. (1980): Tektonische Entwicklung des westlichen Taunus zwischen Taunus-Kammüberschiebung und Lahn-Mulde. — *Diss. Univ. Göttingen*, 94 S.; Göttingen.
- SCHAEFFER, R. (1979): Untersuchungen an Erzgängen im östlichen Taunus. — *Unveröff. Manuskript*, 2. Aufl., 129 S.; Braunschweig.
- SCHLOSSMACHER, K. (1928): *Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. Ländern – Bl. Grävenwiesbach*. — *Liefg* **253**, Nr. 3275, 47 S.; Berlin.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1912): Pseudomorphe Quarzgänge und Kappenquarze von Usingen und Niedernhausen im Taunus. — *N. Jb. Mineral. Mh.*, **2**: 1–31; Stuttgart.
- (1949): Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. — *N. Jb. Mineral. Mh., Abt. A*: 191–202; Stuttgart.
- SILLITOE, R. H. (1985): Ore-related Breccias in Volcanoplutonic Arcs. — *Econ. Geol.*, **80**: 1467–1519.
- Vereinsblätter des Geozentrums der Volkshochschule Bad Homburg v.d.H. (1985–1990): B1–B20; Bad Homburg v.d.H.
- VOGTMANN, J., SCHEPS, V., & FRIEDRICH, G. (1986): Zur Geochemie und Mineralogie der Kambro-ordovizischen Sedimentgesteine an der Südostflanke des Stavelot-Venn-Massivs, Nordeifel. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **34**: 159–185; Krefeld.
- WERNER, P. (1973): Der Taunus und seine Mineralien – ehemaliger Bergbau und heutige Fundmöglichkeiten. — *Aufschluß*, **24**: 413–422; Göttingen.

Mächtigtkeitsanstauungen („Kuppen“) von Carnallit im Kaliflöz „Thüringen“ des thüringischen Werra-Kali-Gebietes als Ausdruck halotektonischer Prozesse*

Von

RÜDIGER SCHWARZ**

Kurzfassung: Im Rahmen komplexer geowissenschaftlicher Arbeiten des Autors im thüringischen Werra-Kaligebiet in den Jahren 1984–1989 bestand ein Schwerpunkt in rechnergestützten, geologisch-tektonischen Untersuchungen zur strukturellen Ausbildung des Kaliflöz „Thüringen“ im Bereich der Schachtanlage Unterbreizbach (Kali-Werra AG Merkers). Auf der Grundlage eines umfassenden Datenmaterials und einer verbesserten Kenntnis der geologisch-tektonischen Entwicklung des Werra-Gebietes vertritt der Autor die Ansicht, daß die in ihrem heutigen Erscheinungsbild bis zu 100 m Mächtigkeit erreichenden Anstauungen von Carnallit („Kuppen“) im Kaliflöz „Thüringen“ überwiegend salinartektonisch geprägte Strukturen darstellen. Die Entwicklung dieser Mächtigtkeitsanstauungen ist als ein mehrstufiger Prozeß anzusehen, der im Zechstein mit der synsedimentären Anlage von Mächtigtkeitsdifferenzierungen begonnen hat. Die entscheidende strukturelle Ausgestaltung jedoch erfolgte dann hauptsächlich im Paläogen (Oligozän?) unter dem Einfluß bewegungsaktiver regionaler Störungszonen.

Abstract: Within the framework of complex geoscientific analyses in 1984–1989 the author focused his contributions in the „Werra potash region“ of Thuringia on geological-structural investigations and data processing methods with regard to the structural character of the potash seam „Thuringen“ of the mine „Unterbreizbach“ (Kali-Werra AG Merkers).

On the basis of a comprehensive data material and on updated knowledge on the geological and tectonical development of the Werra region the author favours the idea that within the potash seam „Thuringen“ the carnallite accumulations (carnallite domes), the thickness of which reaches up to 100 m, must be considered predominantly as salt tectonical structures. The development of these carnallite accumulations must be interpreted as a multistage process which has been started synsedimentary with thickness differentiations in the Zechstein subdivision. However, the decisive structural formation mainly took place in the Paleogene (Oligocene?) and was influenced by kinetic active regional fault zones.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	162
2. Definition der Carnallit-Mächtigtkeitsanstauungen	162
3. Voraussetzungen für das Salzfließen im thüringischen Werra-Gebiet	165
4. Bildungsprozeß der Anstauungen	166
5. Zeitliche Einordnung der salinartektonischen Entwicklungsetappe	167
6. Zusammenfassung	168
7. Schriftenverzeichnis	169

* 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. R. SCHWARZ, FGI Umweltschutz GmbH, Büro Berlin, Arberstr. 12, O-1157 Berlin.

1. Einleitung

Im Rahmen eines komplexen geowissenschaftlichen Forschungsprogramms zur Erkundung des geologisch-tektonischen Aufbaus des suprasalinaren Deckgebirges und Subsalinars im thüringischen Werra-Kaligebiet (SCHWARZ et al. 1987, SCHIRMER & SCHWARZ 1991) führte der Autor eine Reihe von Untersuchungen zur Aufklärung der strukturellen Ausbildung (Morphologie) des Kaliflöz „Thüringen“ unter besonderer Berücksichtigung der Carnallit-Mächtigkeitenanstauungen („Kuppen“) aus. Diese Anstauungen stellen aufgrund ihrer Größe und Ausdehnung erhebliche Anforderungen an die Abbauplanung und -führung untertage sowie die Gewährleistung der Bergbausicherheit insgesamt im thüringischen Kalibergbau. Unter den Geowissenschaftlern sind die Anlage und Entstehung dieser „Carnallit-Kuppen“ einer der am breitesten diskutierten Problemkreise, was u. a. in einer Vielzahl von Publikationen und Fachvorträgen deutlich wird. Im Prinzip stehen sich zwei Ansichten konträr gegenüber. Sind die „Carnallit-Kuppen“ einerseits i. w. synsedimentäre Bildungen bereits im Zechstein, oder stellen sie andererseits postsedimentäre, überwiegend tektonisch geprägte Strukturen dar? Der Autor ist im Ergebnis seiner umfangreichen Untersuchungen zu der Überzeugung gekommen, daß trotz noch offener Fragen die Mehrzahl der bekannten Fakten dafür spricht, daß die Carnallit-Mächtigkeitenanstauungen im Kaliflöz „Thüringen“ in ihrem heutigen Erscheinungsbild überwiegend salinartektonische Strukturen darstellen.

Im Rahmen der Untersuchungen wurde erstmalig im gesamten Grubenfeld der Schachtanlage Unterbreizbach mit einer Fläche von ca. 25 km² die strukturelle Ausbildung (Morphologie) des Kaliflöz „Thüringen“ einer mathematisch-statistischen, geologisch begründeten Analyse unterzogen (SCHWARZ 1990). Diese Analyse umfaßte Untersuchungen zur Orientierung, Verteilung und den Beziehungen der Carnallit-Mächtigkeitenanstauungen zu ausgewählten Störungszonen sowie zur strukturellen Ausbildung und den regionalen Gesetzmäßigkeiten in der Entwicklung weiterer, das Kaliflöz „Thüringen“ charakterisierende Merkmale (u. a. Mächtigkeit, Tiefenlage der liegenden und hangenden Grenzflächen – Ober- und Unterkante – des K1Th).

Für diese Bearbeitung wurden die aufgefahrenen Feldesteile (Grundlage: Sohlengrundrisse im Maßstab 1:2000) flächendeckend mit einem 40-m-Quadratraster bedeckt, an dessen Schnittpunkten die geologischen Ausgangsdaten bestimmt wurden. Insgesamt stand somit eine Ausgangsdatei mit ca. 200000 Einzelinformationen für die Auswertung und Interpretation zur Verfügung. Zu den Einzelergebnissen dieser Untersuchungen befinden sich Publikationen in Vorbereitung.

In diesem Artikel stellt der Autor seine Überlegungen zur Anlage und strukturellen Prägung sowie zum zeitlichen Ablauf der Entwicklung der Carnallit-Mächtigkeitenanstauungen zur Diskussion.

2. Definition der Carnallit-Mächtigkeitenanstauungen

In der bergbaulichen Praxis des thüringischen Werra-Kaligebietes werden die Mächtigkeitenanstauungen von Carnallit im Kaliflöz „Thüringen“ (K1Th) als Carnallitkuppen oder Kuppen bezeichnet. In Anlehnung an HAASE et al. (1980) und im Ergebnis der durchgeführten Bearbeitung umfaßt der Begriff „Carnallit-Mächtigkeitenanstauung“ (CM) folgendes: Eine Carnallit-Mächtigkeitenanstauung ist eine positive Mächtigkeitenanomalie von überwiegend

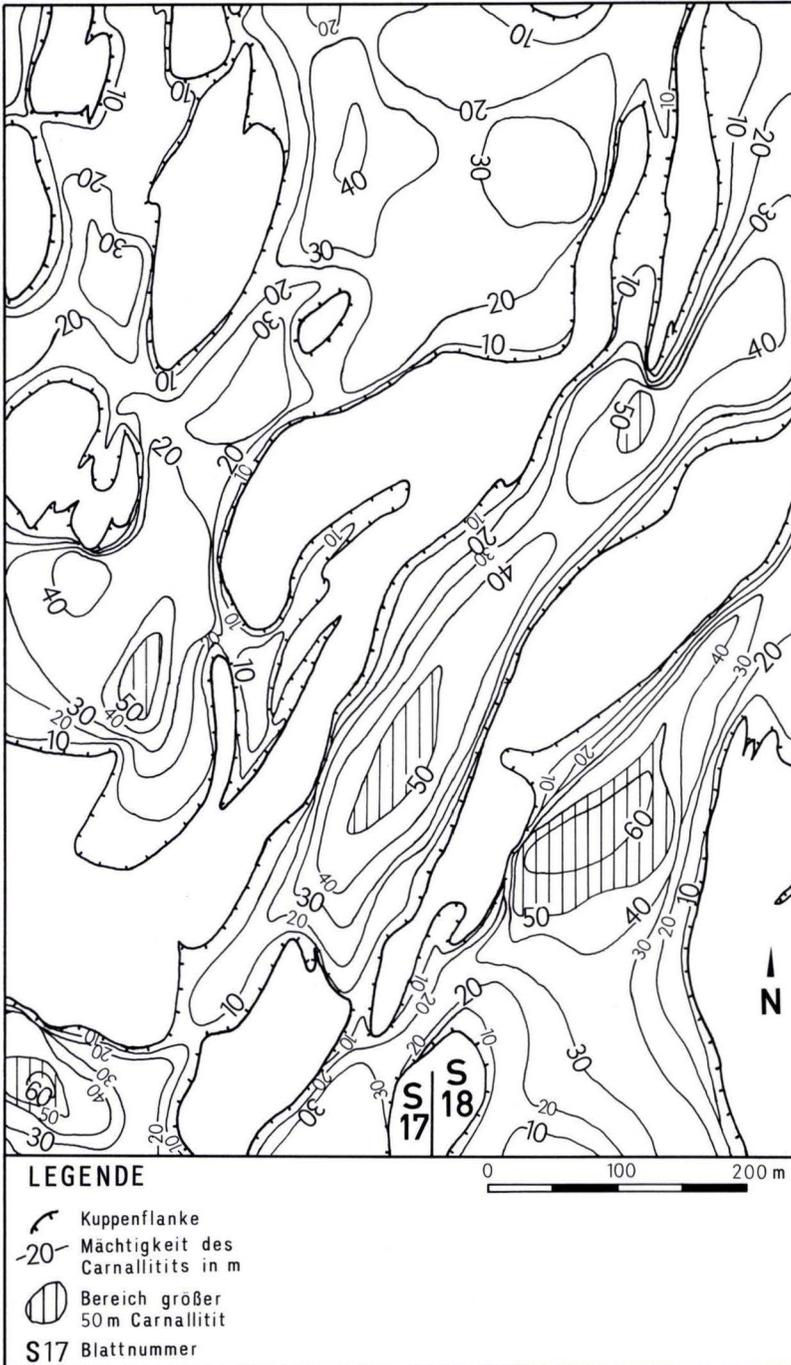


Abb. 1. Stark wechselnde Mächtigkeiten des Carnallitits im Kaliflöz Thüringen im Grubenfeld Unterbreizbach (Ausschnitt).

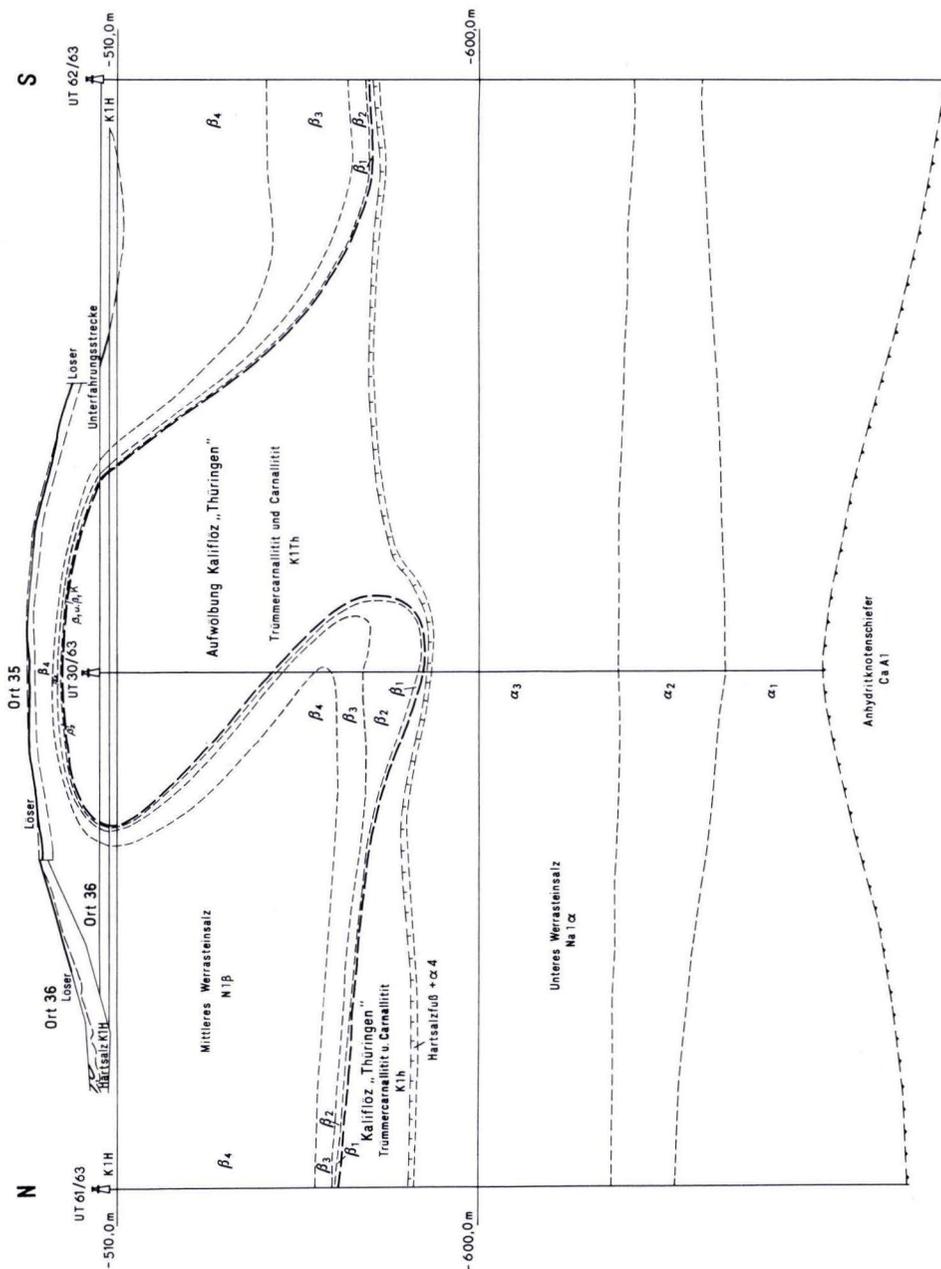


Abb. 2. Beispiel für eine extreme Carnallit-Mächtigkeitsanstauung „Kuppe“ des K1Th im Grubenfeld Unterbreizbach.

Carnallit/untergeordnet Sylvinit, die durch eine deutliche Mächtigkeitszunahme auf eine relativ kurze Entfernung gekennzeichnet ist. Im Bereich der Anstauungen überschreitet die Mächtigkeit des Flözes i. a. das Dreifache der durchschnittlichen Mächtigkeit des K1Th in diesem Bereich.

In den Grubenrissen weisen die Mächtighkeitsanstauungen neben ovalen und irregulären Umrissen überwiegend langgestreckte Formen auf. Ihre Längserstreckung kann mehrere 100 m betragen (Abb. 1). An der Basis erreichen die Anstauungen eine Breite bis zu 200 m. Die Formenvielfalt der CM reicht von einfachen Anstauungen mit flachen bis steilen Flanken (Mächtighkeit < 30 m) über extreme Anstauungen mit meist überkippten Flanken (Mächtighkeit < 70 m) bis hin zu diapirartigen Aufspießungen in das Niveau des Kaliflözes „Hessen“ (Mächtighkeit > 70 m).

Die Carnallit-Mächtighkeitsanstauungen im K1Th haben teilweise auch das Kaliflöz „Hessen“ beeinflusst. So ist z. B. über extremen und diapirartigen Anstauungen des K1Th in vielen Fällen auch das Flöz „Hessen“ gleichsinnig deformiert (Abb. 2).

3. Voraussetzungen für das Salzfließen im thüringischen Werra-Gebiet

Als wesentliche Ursachen für die Bildung von Carnallit-Mächtighkeitsanstauungen werden von der Mehrzahl der Autoren (z. B. HOPPE 1960, KÄSTNER 1972, HAASE 1976, HESSMANN & SCHWANDT 1981, JAHNE et al. 1984, STRUENSEE 1987) neben einer hohen primären Carnallitmächtighkeit Materialwanderungen (i. S. eines „Fließens im festen Zustand“) im Kaliflöz „Thüringen“ als Reaktion auf tektonische Prozesse angesehen. Verfasser ordnet im Ergebnis seiner Untersuchungen und in Übereinstimmung mit diesen Autoren die Anstauungen den „dynamischen Salzstrukturen“ bzw. der Halotektonik i. S. der Einteilung von TRUSHEIM (1957) zu. Weitere Forschungen zu den Ursachen und zum Ablauf halokinetischer bzw. halotektonischer Prozesse in verschiedenen Gebieten der Erde führten zu einer verbesserten Kenntnis dieser Vorgänge (z. B. MEINHOLD & REINHARDT 1967, ZÄNKER 1974, LERCHE & O'BRIEN 1987a). Danach ist die Halokinese i. S. TRUSHEIMS (1957) ein zeitweilig ablaufender Vorgang im Gesamtprozeß der Salztektonik, wobei „die erste Anregung, der Impuls, auf jeden Fall tektonisch sein muß“ (MEINHOLD 1956: 69). Das Salz fließt in geologischen Zeiträumen als Reaktion auf eine Antriebskraft (deren Ursachen sehr vielfältig sein können) nach oben (in die Richtung des geringsten tektonischen Stresses; RICHTER-BERNBURG 1987: 40) und bildet Aufwölbungen bis hin zu domartigen Strukturen (z. B. BISHOP 1978, Fig. 3, 11 und LERCHE & O'BRIEN 1987b: 133).

International wird eingeschätzt (z. B. LERCHE & O'BRIEN 1987a), daß trotz zahlreicher Arbeiten die Untersuchungen zur Abhängigkeit der Salzbewegung von tektonischen Einflußfaktoren nicht ausreichend sind und daß für die verbesserte Kenntnis der Ursachen, Intensität und Richtung der Salzbewegung weitere „extrem detaillierte Studien unerläßlich sind“ (RICHTER-BERNBURG 1987: 73).

Wichtige Voraussetzungen für das Salzfließen sind u. a.:

1. Mächtighkeit des Deckgebirges (i. a. größer 1000 m) zur Ausbildung des erforderlichen Überlagerungsdruckes bzw. einer Druckdifferenz;
2. Neigung des Liegenden bzw. der Grenzfläche Salinar-Deckgebirge (größer 1°);
3. petrographisch differenzierter Aufbau der Salinarfolge;
4. tektonische Prozesse, (a) Aufbau von Spannungen bzw. Spannungsdifferenzen, (b) Schaffung von Zonen, die die Druckentlastung ermöglichen.

Darüber hinaus besitzt auch die Temperatur einen Einfluß auf das Fließverhalten des Salzes (z. B. JARITZ 1987).

Die Gegebenheit der genannten Voraussetzungen im südlichen Werra-Gebiet wird nachfolgend kurz analysiert.

1. Die heutige Tiefenlage des K1Th beträgt nach den Angaben von STRUENSEE (1987) und JAHNE (1988) 1000 m und mehr unter Gelände.
2. Das Deckgebirge im Werra – Fulda-Gebiet weist im Ergebnis der Saxonischen Tektonik generell ein flaches ($2^\circ - 5^\circ$) Einfallen der Schichtenfolgen nach Südwest auf.
3. Das Werra-Steinsalz wird durch die eingelagerten Kaliflöze dreigeteilt, wobei die Kalisalze insgesamt eine höhere Mobilität als das Steinsalz aufweisen. Damit liegt im Salinar eine instabile Materialschichtung vor, die nach HEYE (1980) auf Streßeintrag mit der Ausbildung von Fließstrukturen reagieren kann. Innerhalb des K1Th besitzt, gestützt durch umfangreiche Untertage-Beobachtungen und Laboruntersuchungen der „weiße“ oder „glasige“ Carnallitit die größte Mobilität.
4. Die entscheidenden strukturbildenden Prozesse im Werra-Gebiet werden der Saxonischen Tektonik im Zeitraum Jura/Kreide bis Tertiär zugeordnet. Im Werra – Fulda-Gebiet sind ganz überwiegend Ausweitungsstrukturen ausgebildet. Untersuchungen von RÜHBERG (1976) im Norden der ehemaligen DDR, JARITZ (1987) im Norden der BRD, LARROQUE & ANSART (1985) im tertiären Kalibecken von Mulhouse/Frankreich, RICHTER-BERNBURG (1987) im hessischen Werra-Gebiet u. a. belegen die große Bedeutung von Ausweitungsstrukturen für die Bildung von Salzstrukturen. RICHTER-BERNBURG (1977: 14, 15) charakterisierte den saxonischen Baustil (mit der Anlage von Ausweitungsstrukturen) in diesem Zusammenhang mit den Worten: „daß es nur die ‚offene Tür‘ ist, auf die das Salz wartet, um durchzubrechen, ja daß die Öffnung an Zerrungsformen besonders effektiv ist, und daß das Salz schon durch Gravitationskräfte, nicht erst durch ‚Faltungsdruck‘ zum Aufstieg bewegt wird“.

Zusammenfassend kann eingeschätzt werden, daß im Tertiär reale Bedingungen für salinar-tektonische Prozesse gegeben waren (s. a. HESSMANN & SCHWANDT 1981).

Im Gegensatz dazu und zur Mehrzahl der Autoren vertreten SCHARBRODT et al. (1986) die Auffassung, daß „aus den erzielten Ergebnissen bisher keinerlei Schlüsse auf die Wirksamkeit eines postdiagenetischen Salzfließens ableitbar sind“. In Weiterführung der Überlegungen von KOCH (1980) zum zechsteinzeitlichen Alter der Anstauungen sieht SCHARBRODT (1987: 34f.) den „synsedimentär-diagenetischen Aufstieg der Carnallititkuppen, bezogen auf die Ablagerung des Na1ß, (als) sehr wahrscheinlich“ an.

4. Bildungsprozeß der Anstauungen

Der Autor vertritt im Ergebnis seiner Untersuchungen die Auffassung, daß die Bildung der Carnallitit-Mächtigkeitenanstauungen kein einmaliger Vorgang ist, sondern als mehrstufiger Prozeß angesehen werden muß, der im Zechstein begann und durch die Saxonische Tektonik im Zeitraum Jura/Kreide bis Tertiär entscheidend geprägt wurde.

Ausgangspunkt dieser Entwicklung ist die u. a. von KOCH (1980), SCHARBRODT (1987) und ZEIBIG (1987) beschriebene synsedimentäre Anlage gering dimensionierter Mächtigkeitsdifferenzierungen im Kaliflöz „Thüringen“. In einer zweiten Entwicklungsstufe könnten Diagenesevorgänge, die mit einer differenzierten Kompaktion und Zementation (i. S. LANGBEINS 1987) verbunden sind, zu einer weiteren morphologischen Ausgestaltung dieser Strukturen führen. Zu diesem Komplex stehen allerdings detaillierte salzpetrographische Untersuchungen noch

aus. Die dritte Etappe in der Entwicklung der Anstauungen im Zeitraum Jura/Kreide bis Tertiär ist nach Ansicht des Autors die entscheidende, da bedingt durch bruchtektonische Prozesse im suprasalinaren Deckgebirge und Subsalar in den mobileren Bereichen des Salinars (K1Th) in größerem Maße Salzfließbewegungen ausgelöst wurden, die zu den im heutigen Erscheinungsbild vorliegenden Strukturformen geführt haben. Die entscheidende Ausgestaltung der Mächtigteitsanstauungen stellt demzufolge eine Reaktion der mobileren Bereiche des plastischen Salinarpakets auf die strukturelle Prägung des Deckgebirges und Subsalar im Zuge der Saxonischen Tektonik dar. Da diese Fließvorgänge des Carnallitits im Flöz „Thüringen“ innerhalb des Werra-Salinars abgelaufen sind, könnte diese beginnende Salzbewegung als „intraformationelles Salzfließen“ bezeichnet werden.

Wichtige Hinweise für diese Entwicklungsetappe sind die Tatsachen, daß u. a.

- wie im gesamten Werra–Fulda-Gebiet auch im Bereich der Anstauungen die Flächen Liegend- und Hangendgrenze des Flözes „Thüringen“ generell gleichsinnig verformt sind;
- in zahlreichen Fällen die Anstauungen des K1Th auch das Flöz „Hessen“ einschließlich der Schichten des Naß gleichgerichtet deformiert haben, belegt durch zahlreiche Untertage-Aufschlüsse;
- die Makro- und Mikrogefüge des Carnallitits Einregelungen rekristallisierter Einzelkörner zeigen, die parallel zur Kontur der Anstauungen verlaufen (GOTTESMANN 1962, ZEIBIG 1987);
- für die Rekristallisation des Carnallitits erhebliche Kräfte (Druck, tektonische Scherspannungen) erforderlich sind (LANGER & KERN 1980), die nicht in die synsedimentären oder frühdiagenetischen Prozesse eingeordnet werden können.

5. Zeitliche Einordnung der salinartektonischen Entwicklungsetappe

Über die zeitliche Einstufung der tektonischen Prozesse, die zur Ausprägung der Anstauungen geführt haben, gibt es, bedingt durch das Fehlen geeigneter Zeitmarken, unterschiedliche Auffassungen. LÜTZNER (1960: 284), HOPPE (1960: 30ff.), KÄSTNER (1969: 83f.), HAASE (1976: 255), STRUENSEE (1987: 43) und JAHNE (1988: 59) stufen die Bildung der Carnallitit-Mächtigteitsanstauungen in den Zeitraum Jura/Kreide ein. Dagegen ordnen HESSMANN & SCHWANDT (1981: 284ff.) den überwiegenden Teil der Anstauungen den „alpinotypen Strukturformen im Salinar“ im Zeitraum Obere Kreide bis Oligozän zu.

Auf der Grundlage der erweiterten Kenntnis der geologisch-tektonischen Entwicklung des Werra-Gebietes (SCHIRMER & SCHWARZ 1991) wird nachfolgend der Versuch unternommen, den Prozeß der tektonisch bedingten Ausgestaltung der Carnallitit-Mächtigteitsanstauungen zeitlich genauer einzustufen. Dabei wird die flächenhafte Verteilung und Orientierung der Anstauungen im Grubenfeld der Schachanlage Unterbreizbach insgesamt als Ausdruck des zur Bildungszeit herrschenden tektonischen Beanspruchungsplanes (regionales Streßfeld) gewertet. Aus der Kenntnis der Verteilungsgesetzmäßigkeiten ist es dann möglich, Rückschlüsse auf dieses (Paläo-) Streßfeld zu ziehen und über den Vergleich mit den geologischen Verhältnissen in Mitteleuropa eine näherungsweise Alterseinstufung vorzunehmen.

Die Richtungsanalyse der Orientierungswerte aller Carnallitit-Mächtigteitsanstauungen weist bei lokalen Differenzierungen ein Häufigkeitsmaximum in der rheinischen Richtung (10° – 30°) aus (SCHWARZ 1990). Diese überwiegende Orientierung der Anstauungen im Grubenfeld der Schachanlage Unterbreizbach in der rheinischen Richtung und die Konzentration

der Anstauungen innerhalb der Zentralen Grabenzone des Werra-Gebietes (SCHIRMER & SCHWARZ 1991) können als Hinweise für die Wirksamkeit einer regionalen Ausweitungsstektonik (Tertiäre Weitungstektonik) gewertet werden, die die für das Einsetzen der Salinarstektonik erforderlichen Spannungsdifferenzen geschaffen hat. Die Mächtigkeitsanstauungen, gebildet aus besonders fließfähigen Kalisalzvarietäten (Carnallit), zeigen in ihrer Orientierung damit gleichzeitig eine Übereinstimmung mit den bewegungsaktiven Haupttrichtungen der regionalen Bruchstrukturen. Nach den Angaben bei ILLIES (1974), AHORNER (1975, Fig. 9) sowie KNOLL et al. (1980, Fig. 2) streicht die Hauptnormalspannung im Tertiär bis gegen die Wende Oligozän/Miozän mit ca. 20° in Nordnordost – Südsüdwest-Richtung. Damit kann unter Zugrundelegung dieser geotektonischen Modellvorstellungen als Ergebnis der Überlegungen für die strukturelle Ausgestaltung des überwiegenden Teiles der Anstauungen ein paläogenes Alter angenommen werden. Die Tatsache, daß bei der Orientierung der Carnallit-Mächtigkeitsanstauungen auch die Nord – Süd-Richtung eine merkliche Bedeutung besitzt, macht die Eingrenzung des Bildungszeitraumes auf die jüngsten Abschnitte des Paläogens (Oligozän?) wahrscheinlich. Diese Alterseinstufung wird auch durch weitere Überlegungen gestützt. So besitzt der größte Teil der Anstauungen sicher prämiozänes Alter, da zahlreiche Anstauungen von Vulkanitgangstrukturen durchschlagen werden, in deren Verlauf es zu Sylvinitisierungen auch im Bereich der Anstauungen kam (z. B.: 3. südliche Abteilung nach Osten im Grubenfeld Unterbreizbach). Hinweise für die Rotation des Spannungsfeldes während des Aufstiegs der Anstauungen ergeben sich auch aus der Beobachtung, daß bei einer Reihe von Anstauungen im Ostfeld der Schachanlage Unterbreizbach (Bereich der größten Flözmächtigkeiten) die Maxima der Orientierungswerte im Vertikalanschnitt aus der rheinischen in die Nord – Süd-Richtung umschwenken. Während bei diesen Anstauungen an der Basis des K1Th Häufigkeitsmaxima in rheinischer Richtung bestehen, zeigen die Häufigkeitsverteilungen im Niveau „Mächtigkeit 50 m“ z. B. deutliche Maxima auch in der Nord – Süd-Richtung.

6. Zusammenfassung

Zusammenfassend stellen die Carnallit-Mächtigkeitsanstauungen („Kuppen“) im Kaliflöz „Thüringen“ im südlichen Werra-Kaligebiet nach dem vorliegenden Kenntnisstand in ihrem heutigen Erscheinungsbild überwiegend salinarstektonische Strukturen dar.

Die Entwicklung der Anstauungen ist als ein mehrstufiger Prozeß anzusehen. Dieser begann im Zechstein mit der synsedimentären Anlage gering dimensionierter Mächtigkeitsdifferenzierungen, wie sie u. a. von KOCH (1980) und SCHARBRODT (1987) beschrieben wurden. Diese Mächtigkeitsdifferenzierungen sind dann später diagenetisch überprägt worden. Die entscheidende strukturelle Ausgestaltung und Prägung der Carnallit-Mächtigkeitsanstauungen erfolgte dann hauptsächlich im Paläogen (Oligozän?) an bewegungsaktiven regionalen Störungszonen unter dem übergeordneten Einfluß eines Nordnordost – Südsüdwest gerichteten Streßfeldes.

Neben den Mächtigkeitsanstauungen aus dem Kaliflöz „Thüringen“ im thüringischen Werra-Kaligebiet wurden auch aus dem weiteren Werra – Fulda-Gebiet und dem Südharz strukturelle Deformationen im Salinar beschrieben, die mit Salzfließbewegungen infolge tektonischer Prozesse verbunden sind (z. B. RICHTER-BERNBURG 1987, SESSLER 1987, STRUENSEE 1987, DÖHNER 1990, WOLF 1990).

Dankagung: Der Autor dankt Herrn Dr. A. FINKENWIRTH, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

7. 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.
- BISHOP, R. S. (1978): Mechanism for Emplacement of Piercement Diapirs. — *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **62**: 1561–1583; Tulsa/Oklahoma.
- DÖHNER, C. (1990): Bemerkungen zum Trümmern carnallit-Profil im Südharz-Kaligebiet. — In: Kurzfrefereate, 37. Jahrestagung GGW vom 20.–24. August 1990 in Jena; Berlin.
- GOTTESMANN, W. (1962): Zur Trümmern carnallitbildung auf Menzengraben (Rhön). — *Geologie*, **11**: 51–82; Berlin.
- HAASE, G. (1976): Beitrag zur Kenntnis der Salzlagerstätte im thüringischen Werra-Kaligebiet. — *Jb. Geol.*, **7/8** (1971/72): 211–261; Berlin.
- VOITEL, R., & JAHNE, H. (1980): Zum neuesten Kenntnisstand über den Aufbau und die Verteilung von Carnallitanstauungen („Kuppen“) im Kaliflöz „Thüringen“ des Ostfeldes (Bereich 1) der Grube „Marx-Engels“. — VEB Kalibetrieb „Werra“, 10 S.; Merkers.
- HESSMANN, W., & SCHWANDT, A. (1981): Zur Bruchtektonik im Salinar und Deckgebirge. — *Z. geol. Wiss.*, **9**: 283–292; Berlin.
- HEYE, D. (1980): Modellversuch zur Nachbildung von Salzstrukturen. — In: COOGAN, A. H., & HAUBER, L. (Eds.): *Fifth Symp. on Salt*, Vol. I: 97–104; Cleveland/Ohio.
- HOPPE, W. (1960): Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der DDR, Teil 1: Das Werra-Gebiet. — *Freiberger Forsch.-H.*, **C 97/1**, 166 S.; Berlin.
- ILLIES, J. H. (1974): Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **23**: 1–24; Karlsruhe.
- JAHNE, H. (1988): Geologische Gesetzmäßigkeiten des Werra-Salinars im Bereich des Grubenfeldes „Marx-Engels“ (Werra-Kaligebiet) — eine Grundlage für die Erkundung, Erschließung und effektive Nutzung der Kaliflöze „Thüringen“ und „Hessen“. — *Diss. A.*, Bergakademie Freiberg, 117 S.; Freiberg.
- VOITEL, R., & HAASE, G. (1983): Tektonische Erscheinungsformen im Salinar des Werra-Kaligebietes auf dem Territorium der DDR. — *Z. geol. Wiss.*, **11**: 1085–1100; Berlin.
- JARITZ, W. (1987): The Origin and Development of Salt Structures in Northwest Germany. — In: LERCHE, I., & O'BRIEN, J. J. (Eds.): *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*, 479–493; London (Academic Press).
- KÄSTNER, H. (1969): Zur Geologie der Kalisalz- und Kohlsäurelagerstätten 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.
- KNOLL, P., SCHWANDT, A., & THOMA, K. (1980): Die Bedeutung geologisch-tektonischer Elemente im Gebirge für den Bergbau, dargestellt am Beispiel des Werra-Kalireviers der DDR. — In: COOGAN, A. H., & HAUBER, L. (Eds.): *Fifth Symp. on Salt*, Vol. I: 105–113; Cleveland/Ohio.
- KOCH, K. (1980): Prozesse der Abscheidung und Umbildung von Kaliflözen, dargelegt am Beispiel des Werra-Kaligebietes. — *Diss. B.*, Bergakademie Freiberg, 146 S.; Freiberg.
- LANGBEIN, R. (1987): The Zechstein Sulphates: The State of the Art. — In: PERYT, T. M. (Ed.): *The Zechstein Facies in Europe, Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. **10**; Berlin (Springer-Verlag).
- LANGER, M., & KERN, H. (1980): Temperatur- und belastungsabhängiges Deformationsverhalten von Salzgesteinen. — In: COOGAN, A. H., & HAUBER, L. (Eds.): *Fifth Symp. on Salt*, Vol. I: 285–296; Cleveland/Ohio.
- LARROQUE, J.-M., & ANSART, M. (1985): Les déformations liées à la tectonique distensive oligocène du bassin potassique de Mulhouse: cas du secteur minier. — *Bull. Soc. géol. France*, **8**, I: 837–847; Paris.
- LERCHE, I., & O'BRIEN, J. J. (Eds.) (1987a): *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*, 832 S.; London (Academic Press).

- (1987b): Modelling of Buoyant Salt Diapirism. — In: LERCHE, I., & O'BRIEN, J. J. (Eds.): *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*, 129–162; London (Academic Press).
- LÜTZNER, H. (1960): Zur Tektonik der Trümmercarnallite aus Menzengraben (Werra-Kaligebiet). — *Geologie*, **9**: 277–287; Berlin.
- MEINHOLD, R. (1956): Bemerkungen zur Frage des Salzaufstieges. — *Freiberger Forsch.-H.*, **C 22**: 65–77; Berlin.
- & REINHARD, H. G. (1967): Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland. — *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.*, **A 12**: 329–353; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, HANS STILLES Begriff in heutiger Sicht. — *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 11–23; Hannover.
- (1987): Deformation within Salt Bodies. — In: LERCHE, I., & O'BRIEN, J. J. (Eds.): *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*, 39–75; London (Academic Press).
- RÜHBERG, N. (1976): Probleme der Zechsteinsalzbewegung. — *Z. angew. Geol.*, **22**: 413–420; Berlin.
- SCHARBRODT, T. (1987): Zur Minerogenie der Beckenentwicklung im Werra-Kaligebiet der DDR. — Diss. A, Bergakademie Freiberg, 120 S.; Freiberg.
- BAUMANN, L., & KOCH, K. (1986): Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen der Beckenentwicklung und der Halititsedimentation im Werra-Kaligebiet. — *Z. geol. Wiss.*, **14**: 427–435; Berlin.
- SCHIRMER, B., & SCHWARZ, R. (1991): Zum geologisch-tektonischen Bau des Deckgebirges und Subsalinars im thüringischen Werra-Kaligebiet. — *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 91–101, 4 Abb.; Wiesbaden.
- 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., TESCH, M., & TROTTNER, D. (1987): Geologisch-tektonische Komplexinterpretation des Deckgebirges und Subsalinars im Werra-Kaligebiet der DDR — Abschlußbericht. — ZGI Berlin, 226 S.; Berlin.
- SESSLER, W. (1987): Befahrung des Werra-Salinars mit dem Kaliflöz Hessen (K1H), des miozänen Vulkanismus im Bereich der 1. Sohle und einer Auslaugungssenke an der Straße von Neuhoof nach Giesel. — In: KULICK, J., & PAUL, J. (Eds.): *Int. Symp. Zechstein '87, Exkf.*, **I**: 49–56; Wiesbaden.
- STRUENSEE, G. (1987): Befahrung des Werra-Salinars mit den Kaliflözen Hessen (K1H) und Thüringen (K1Th) sowie des miozänen Vulkanismus im Bereich der 1. und 2. Sohle (Schachanlage Hera, Philippsthal/BRD). — In: KULICK, J., & PAUL, J. (Eds.): *Int. Symp. Zechstein '87, Exkf.*, **I**: 35–46; Wiesbaden.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. — *Z. dt. geol. Ges.*, **109**: 111–158; Hannover.
- WOLF, M. (1990): Zu Gesetzmäßigkeiten der Erscheinung und Ausbildung von Carnalliten auf thüringischen Kalilagerstätten. — In: *Kurzreferate, 37. Jahrestagung der GGW vom 20.–24. August 1990 in Jena*; Berlin.
- ZÄNKER, G. (1974): Beziehungen zwischen stofflicher und struktureller Entwicklung im Salinargebirge des Südharz-Kalireviers. — *Z. geol. Wiss.*, **2**: 1157–1175; Berlin.
- ZEIBIG, S. (1987): Die Carnallititusbildung in den Anstauungs- und Ausdünnungsbereichen des Kaliflözes „Thüringen“. — Diss. A, Bergakademie Freiberg, 128 S.; Freiberg.

Die geologische Erkundung des Hainrode-Tunnels – Kritische Betrachtung zu Soll-Geologie, Ist-Geologie und amtlicher Blattkartierung

Von

ROLAND E. BECKER & MANFRED LAEMMLEN*

Kurzfassung: Als Vorbereitung zum Bau des Hainrode-Tunnels wurde aus einer Streifenkartierung und Bohrungen ein geologischer Längsschnitt (Soll-Geologie) erstellt. Gleichzeitig erfolgte die amtliche Kartierung des Blattes 5023 Ludwigseck, der Umgebung des Tunnels. Während der Bauphase wurden die im Trassenniveau angetroffenen geologischen Verhältnisse dokumentiert und als Sohlprofil und Längsschnitt dargestellt (Ist-Geologie).

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse der drei geologischen Aufnahmen einander gegenübergestellt. Es wird sowohl auf die Gemeinsamkeiten als auch auf die Unterschiede eingegangen. Daraus wird abgeleitet, welche Möglichkeiten der Interpretation die einzelnen Aufnahmemethoden bieten, aber auch wo deren Grenzen liegen.

Abstract: The geological investigation of the Hainrode tunnel: A critical look at anticipated geology, actual geology and geological map.

Prior to the construction of the Hainrode tunnel a longitudinal geological section was established (anticipated geology) using the results from boreholes and surface mapping along the planned line. At the same time the quadrangle (Bl. 5023 Ludwigseck, 1:25000) surrounding the tunnel area was mapped by the Geological Survey of Hesse. During the construction of the tunnel the geological situation along the line was documented and presented as longitudinal and as floor section (actual geology). The three investigations are compared in this paper. Common features and differences of the resulting evaluation of underground rock conditions are discussed. Thus, possibilities and limitations of the various study methods are shown.

Resumé: Les recherches géologiques du Hainrode Tunnel: Un vue critique sur la géologie anticipatoire, la géologie actuelle et les études cartographiques géologiques officielles.

Comme préparation pour la construction du Hainrode Tunnel (Hesse orientale) des études cartographiques géologiques et des résultats de foragés ont été procédées. Le résultats est un modèle stratigraphique et tectonique. En même temps on a fait par côté officielle une étude cartographique géologique du feuille 5023 Ludwigseck, puisque celui-ci constitue l'environnement du tunnel en question. Pendant la période de la construction une documentation des phénomènes géologiques qu'on venait de trouver au niveau de la trasse a été présentée sous la forme de plan vertical et horizontal.

Dans ce travail-ci on trouve une comparaison des résultats de ces trois recherches géologiques qui montrent des points communes ainsi que des différences.

De ce fait il est possible de déduire d'une part une grande variabilité d'interprétations possibles, mais d'autre part aussi des restrictions implicites des trois méthodes de recherche.

* Dr. R. E. BECKER, Prof. Dr. M. LAEMMLEN, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	172
2. Geologischer Bau	173
2.1. Allgemeines	173
2.2. Gesteinsbeschreibung	173
2.2.1. Unterer Buntsandstein	173
2.2.1.1. Gelnhausen-Folge	173
2.2.1.2. Salmünster-Folge	175
2.2.2. Mittlerer Buntsandstein	175
2.2.2.1. Volpriehausen-Folge	176
2.2.2.2. Detfurth-Folge	177
2.2.2.3. Hardeggen-Folge	178
2.2.2.4. Solling-Folge	179
2.3. Lagerungsverhältnisse	179
3. Bauwerk	181
3.1. Kurzbeschreibung	181
3.2. Planungsphase — Erarbeitung der Soll-Geologie	181
3.3. Bauphase — Erstellung der Ist-Geologie	184
3.4. Kartierung des Blattes 5023 Ludwigseck	184
4. Betrachtungen zu Möglichkeiten und Grenzen der unterschiedlichen geologischen Aufnahmen	185
4.1. Beispiel Elmsgrund	187
4.2. Beispiel Hainrode-Graben	189
5. Schlußfolgerungen	191
6. Schriftenverzeichnis	193

1. Einleitung

Die bei Planung und Bau der Bundesbahn-Neubaustrecke (DB-NBS) Hannover—Würzburg entstandenen umfangreichen Untergrundaufschlüsse boten in ihrem Mittelabschnitt (ENGELS 1985) hervorragende Einblicke in den geologischen Aufbau des Hessischen Buntsandsteinberglandes. Dies gilt sowohl für die Stratigraphie der Buntsandsteinabfolge als auch für die Lagerungsverhältnisse und tektonischen Strukturen. Ein sehr gutes Beispiel ist der Hainrode-Tunnel, der etwa 15 km nordwestlich von Bad Hersfeld in den Jahren 1985—1988 im Bereich der GK 25 von Hessen, Bl. 5023 Ludwigseck aufgeföhren wurde, da neben der Erstellung der Soll-Geologie (Prognose aus Streifenkartierung und Bohrergergebnissen) und der Ist-Geologie (detaillierte Tunnelaufnahme) das gesamte Blattgebiet amtlich neu kartiert (BECKER 1989) wurde. Damit ist ein kritischer Vergleich zwischen den drei Aufnahmearten möglich.

Die Autoren danken dem Leiter der Projektgruppe Hannover—Würzburg (Mitte) der Bundesbahndirektion Frankfurt a. M., Herrn Abteilungspräsidenten Dipl.-Ing. W. ENGELS, für die Genehmigung zu dieser Veröffentlichung und dem bei Planung und Bau maßgeblich beteiligten Geotechnischen Büro Dr. F. BRÄUTIGAM & Partner, Olpe, für die freundliche Überlassung der im Auftrag der Deutschen Bundesbahn durchgeföhren Tunnelkartierung.

2. Geologischer Bau

2.1. Allgemeines

Das Gebiet um den Hainrode-Tunnel gehört nach der naturräumlichen Gliederung (KLAUSING 1988) dem südlichen Fulda – Werra-Bergland an, das ganz überwiegend aus Gesteinen des Buntsandsteins aufgebaut ist (Abb. 1). Ältere Gesteine, nämlich Riffbildungen des Devons treten in der südwestlichen Nachbarschaft bei Mühlbach örtlich zutage. Zechsteinsedimente, infolge der Schwellenlage des Gebietes z. T. nur unvollständig entwickelt und allgemein wohl salzfrei, unterlagern in unterschiedlicher Tiefenlage die Buntsandsteinabfolge und konnten mit den Zechsteinfolgen 4–6 in einigen Erkundungsbohrungen im Zuge der DB-NBS bei Aua nachgewiesen werden. In vollständiger Entwicklung dürfte die Zechsteinabfolge – nach den im Bereich des Hainrode-Tunnels nachgewiesenen Subrosionserscheinungen – bereits in einer Entfernung von weniger als 2 km vom Mühlbacher Devonaufbruch vorliegen. Jüngere Gesteine, nämlich solche des Oberen Buntsandsteins und des Unteren Muschelkalks, bilden die Füllung des Hainrode-Grabens.

2.2. Gesteinsbeschreibung

Eine ausführliche Beschreibung der Gesteine findet sich bei BECKER (1989), so daß hier lediglich ein Überblick über den Schichtenaufbau gegeben werden soll.

Die im Trassenniveau des Hainrode-Tunnels angetroffenen Gesteine gehören ausschließlich den Schichtenfolgen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins an.

2.2.1. Unterer Buntsandstein

Von der ca. 250–260 m mächtigen Sedimentabfolge des Unteren Buntsandsteins (Abb. 2), die in die fast ausschließlich sandig ausgebildete Gelnhausen-Folge und die als Sandstein-Tonstein-Wechselfolge erscheinende Salmünster-Folge aufgegliedert wird, stehen im Tunnelbereich Gesteine sämtlicher Schichtglieder der beiden genannten Folgen an. Die Bröckelschiefer-Folge wird gemäß den Richtlinien der Stratigraphischen Kommission dem Zechstein zugeordnet.

2.2.1.1. Gelnhausen-Folge

Die Gesteine der 155–160 m mächtigen Gelnhausen-Folge setzen sich sehr deutlich von der unterlagernden Bröckelschiefer-Folge ab. Sie baut sich aus fein- bis mittelkörnigen bankigen bis plattigen Sandsteinen auf, zwischen die sich hin und wieder Tonsteinbänkchen bis ca. 10 cm Mächtigkeit einschalten, hauptsächlich im tieferen Teil der Mürben Ottrauer Schichten, vereinzelt in den Rosagelben Wechselschichten und auch im oberen Teil des Alheimer Sandsteins.

Die größte Kornfraktion der fein- bis mittelkörnigen Psammite erreicht ca. 0,6 mm im Alheimer Sandstein. Die Farben der Sandsteine sind hell, wobei Rosa, Weißgrau und Weißgelblich überwiegen. Untergeordnet treten auch rotbraune und grünliche Farbtöne auf.

Tonig-ferritisches Bindemittel herrscht vor, wodurch die Gesteine oft mürbe erscheinen. In den Weißen Sandsteinschichten und im Alheimer Sandstein dominieren dickbankige quarzitisches gebundene Sandsteine.

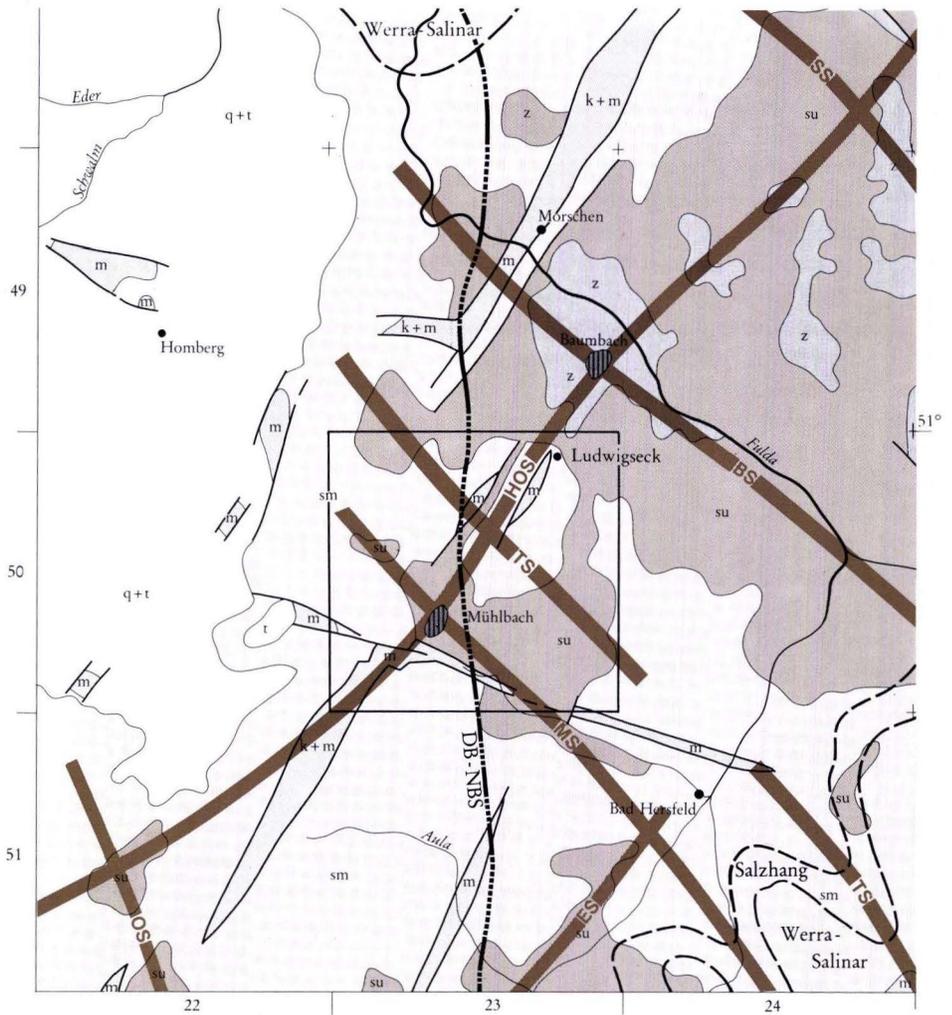


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der weiteren Umgebung des Hainrode-Tunnels [HOS, Hunsrück-Oberharz-Schwelle; SS, Schemmerner Schwelle; BS, Baumbacher Schwelle; TS, Treischfelder Schwelle; MS, Mühlbacher Schwelle; OS, Ottrauer Schwelle; ES, Eulersdorfer Schwelle].

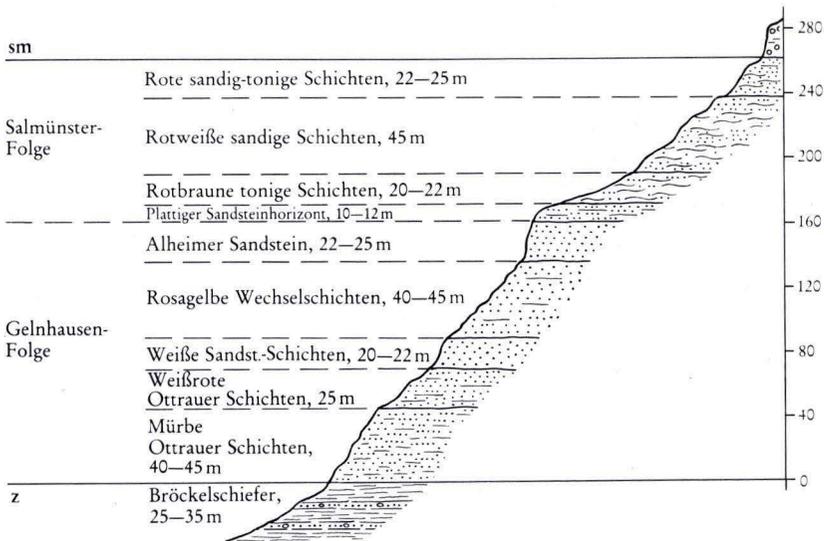


Abb. 2. Gliederung des Unteren Buntsandsteins.

Das Lesesteinbild zeigt innerhalb der Folge eine gewisse Variation in Art, Größe und im Bindemittel der in den sandigen Böden vorhandenen Gesteinsbrocken.

2.2.1.2. Salmünster-Folge

Die 100–105 m mächtige Salmünster-Folge ist lithologisch ganz erheblich von der Gelnhausen-Folge unterschieden. Hier liegt im wesentlichen eine Sandstein-Ton-/Siltstein-Wechselfolge vor. Diese setzt jedoch nicht übergangslos ein. Die unteren 10–15 m der Salmünster-Folge ähneln noch stark dem Alheimer Sandstein. Nach und nach schalten sich dann dünne Tonsteinlagen ein, die Sandsteinbänke werden geringmächtiger und es entwickelt sich eine typische Wechselfolge aus Sand- und Tonsteinen, welche sich vertikal und lateral verzahnen. Besonders etwa im mittleren Teil der Salmünster-Folge gewinnen die Sandsteine kurzzeitig die Oberhand, die Korngröße bleibt aber im Fein- bis Mittelsandbereich. Eine Ausnahme bildet nur der höchste Teil der Schichtenfolge, die „Übergangsschichten“ (LAEMMLEN & KATZENBACH 1986), die durch rinnenförmig eingelagerte bankige Sandsteine mit eingestreuten Grobkörnern charakterisiert sind.

Das Bindemittel der Gesteine der Salmünster-Folge ist überwiegend tonig-ferritisch, doch treten auch quarzitische, feinkörnige, plattige Sandsteine auf. Die Sandsteine sind rotbraun, seltener rosaweißgrau gefärbt, die Tonsteine intensiv rotbraun.

Das Lesesteinbild der Salmünster-Folge ist differenziert durch mehr tonige und mehr sandige Abschnitte, die im Relief herausmodelliert sind.

2.2.2. Mittlerer Buntsandstein

Die Abfolge des 285–295 m mächtigen Mittleren Buntsandsteins wird in vier Folgen untergliedert (RICHTER-BERNBURG 1974): Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-

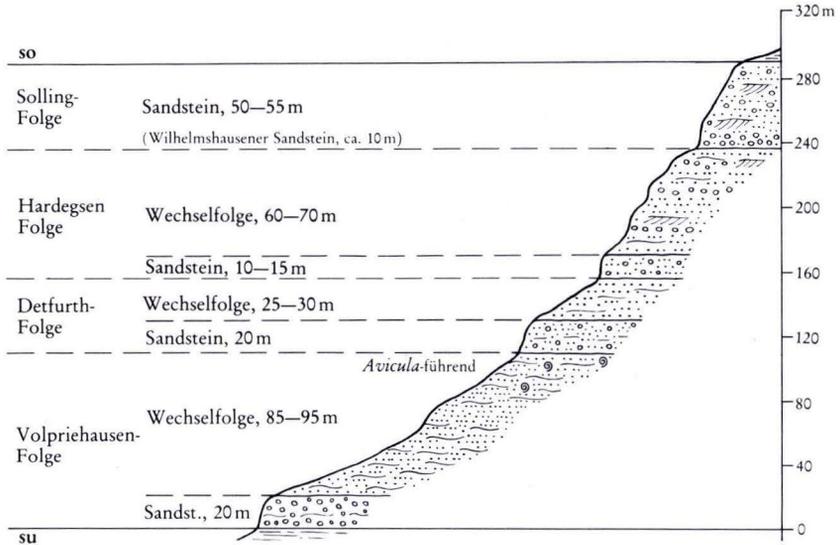


Abb. 3. Gliederung des Mittleren Buntsandsteins.

Folge. Bei den ersten drei werden basale Grobschüttungen von psammitisch-pelitischen Wechselschichtungen unterschieden, wobei der Tonsteinanteil von Folge zu Folge abnimmt. Der Solling-Folge fehlt eine ausgesprochene Wechselschichtung. Sie zeigt im tieferen Teil geröllführende Grobsandsteine und besteht in ihrem Hauptteil aus mittel- bis grobsandigen Sedimenten (Abb. 3).

2.2.2.1. Volpriehausen-Folge

Die Volpriehausen-Folge stellt mit ca. 110 m die mächtigste Folge des Mittleren Buntsandsteins dar. Sie beginnt mit grobkörnigen Sandsteinen, die von einer Sandstein-Tonstein-Wechselsefolge überlagert werden.

Der ca. 20 m mächtige Volpriehausener Sandstein setzt mit mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen ein, die vereinzelt auch Gerölle bis 4,0 mm führen. Die charakteristische Gesteinsfarbe ist rötlich bis grau und violettstichig, oft auch rotbraun mit gelblichweiß-streifigen Partien. Das Bindemittel ist überwiegend tonig-ferritisch, teilweise auch schwach quarzitisch. Über der 10–12 m mächtigen Unterbank schaltet sich eine geringmächtige feinkörnige Wechselsefolge ein, die als Zwischenmittel bezeichnet wird. Darüber folgt als zweite Grobschüttungseinheit die Oberbank, die insgesamt zwar etwas weniger mächtig als die Unterbank, aber ebenso grobkörnig bis feinkiesig ist wie diese.

Die Lesesteine des Volpriehausener Sandsteins sind im Gelände über den fein- bis mittelsandigen Lagen der Salmünster-Folge nicht zu übersehen, zumal der Sandstein eine z. T. sehr markante Steilstufe bildet.

Die 85–95 m mächtige Volpriehausener Wechselsefolge baut sich aus einem raschen Wechsel von bankigen Sandsteinen und plattigen Ton-/Siltsteinen auf. Die Sandsteine sind meist mittel-

bis feinkörnig und erreichen Bankstärken bis zu 2 m. Sie sind oft schräggeschichtet, erscheinen aber auch ungeschichtet oder nur andeutungsweise horizontal-geschichtet. Blaßrote und hellbraunrote Färbung ist typisch, wobei als weiteres Merkmal schichtparallele Entfärbung in Form rotbrauner bis weißer oder weißgrauer Streifigkeit auftritt. Auffällig ist ein violetter Farbstich, der eine Unterscheidung zu ähnlich entwickelten Schichten der Salmünster-Folge gestattet. Kennzeichnend sind plattige, dünnbankige, blaßrote Feinsandsteine, die bei vorherrschend quarzitischer Bindung scharfkantig und ebenschichtig zerfallen. Vereinzelt schalten sich grobkörnige Lagen in die Schichtenfolge ein. Die rotbraunen Ton-/Siltsteine sind oft glimmerschichtig, bei steigendem Sandgehalt flaserschichtig. Etwa 45–50 m über der Basis treten mittel-, in dünnen Lagen auch grobkörnige, tonig-ferritisch bis quarzitisches gebundene Sandsteine auf, die häufig Sedimenttexturen zeigen und auf den Schichtflächen teils pflasterartig, teils in Einzelindividuen Steinkerne der Muschel *Avicula murchisoni* GEINITZ führen.

Im Gegensatz zu den Wechselfolgeschichten der Salmünster-Folge sind die Sandsteinlagen der Volpriehausener Wechselfolge horizontbeständiger und plattig ausgebildet.

Das Lesesteinbild ist eintönig, indem plattige quarzitisches Gesteinsbruchstücke vorherrschen.

2.2.2.2. Detfurth-Folge

Die 40–50 m mächtige Folge beginnt mit kräftigem Geländeanstieg, verursacht durch die basale Grobschüttung, dem Detfurther Sandstein, der lithologisch so stark dem Volpriehausener Sandstein ähnelt, daß er in tektonisch kleinen Schollen oft kaum von diesem zu unterscheiden ist. Die darüber einsetzende Wechselfolge ist stärker sandig und weniger quarzitisches ausgebildet als die Volpriehausener Wechselfolge.

Der ca. 20 m mächtige Detfurther Sandstein läßt sich in Unteren und Oberen Grobsandsteinhorizont unterteilen, die durch eine 3 bis 4 m mächtige Tonstein-Sandstein-Wechselfolge getrennt sind. Die untere Schüttung erscheint meist etwas gröber entwickelt als die obere, obwohl in beiden Horizonten Gerölle bis ca. 6 mm Ø auftreten. Die Gesteinsfarbe ist blaßrotbraun bis gelblichbraun. Das Bindemittel ist oft quarzitisches mit Kristallneubildungen, doch sind auch mürbe Partien vorhanden.

Das Lesesteinbild ähnelt sehr stark demjenigen des Volpriehausener Sandsteins, die Verwitterungsfarbe tendiert jedoch mehr ins Bräunliche.

In der 25–30 m mächtigen Detfurther Wechselfolge beteiligen sich vorherrschend Sandsteine, die überwiegend mittelkörnig sind, aber sowohl Feinkorn- als auch Grobkornanteile enthalten. Die Gesteinsfarbe ist meist rosa bis braunrot und gelblich bis grauweiß, wobei oft eine intensive Streifigkeit auftritt. Das Bindemittel ist tonig-ferritisch, nur selten schwach quarzitisches, das Gestein demzufolge mürbe. Die Bankstärken erreichen maximal 30 cm, oft liegt aber plattige bis blättrige Ausbildung vor. Deutlich höher als in der Volpriehausener Wechselfolge ist der Gehalt an Feldspat, der als weißliche Punktierung kenntlich ist. Innerhalb der Sandsteine treten Horizonte mit starker Tonsteinaufarbeitung auf. Die Ton-/Siltsteinzwischenlagen sind rotbraun, oft linsenförmig oder flaserig ausgebildet und durch dünne Glimmerlagen getrennt.

Die Detfurther Wechselfolge ist arm an Lesesteinen, sie bildet sandige, nur schwach tonige Böden.

2.2.2.3. Hardeggen-Folge

Die ca. 80 m mächtige Hardeggen-Folge unterscheidet sich von den beiden älteren Folgen des Mittleren Buntsandsteins durch die weniger ausgeprägte Aufteilung in Basissandstein und Wechselfolge. Im zentralen Teil der Hessischen Senke ist in der dort bis mehrere 100 m mächtigen Folge eine Untergliederung in Hardeggen 1 (smH1) bis Hardeggen 4 (smH4) möglich (BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT 1958). Diese Vierteilung konnte im Gegensatz zu KUNZ (1965), nach dessen Meinung die 3 oberen Folgen erst nordwestlich der Linie Melsungen – Homberg/Efze nachweisbar seien, bei der geologischen Aufnahme im Hainrode-Tunnel erkannt werden. Bei der Geländekartierung war dies nicht möglich, da die wenigen Ausbisse, die eine gewisse Stufung im Gelände erkennen lassen, in tektonisch beanspruchten Bereichen liegen.

Die Sandsteine des 10–15 m mächtigen Hardeggener Sandsteins erscheinen als überwiegend schräggeschichtete Sedimente, die als Charakteristik eine ausgeprägte Lamination aus mittel- und grobkörnigen Einzellagen besitzen. Sie sind oft streifig bis fleckig und blaßrosa bis weißgrau gefärbt. Die Korngröße erreicht maximal 3 bis 4 mm. Feinsandsteine und Ton-/Siltsteine treten stark zurück.

Im Lesesteinbild macht sich der Hardeggener Sandstein durch eine Häufung mittel- bis grobkörniger Gesteinsbrocken bemerkbar, die einer meist nur undeutlich ausgeformten Verteilung des Reliefs zugeordnet werden können.

Die 60–70 m mächtige Hardeggener Wechselfolge besteht aus rasch wechselnden fein-, mittel- und grobkörnigen Sandsteinen, in die unregelmäßig tonig-siltige Horizonte eingeschaltet sind. Die Sandsteine zeigen in der Regel blaßrote und vor allem violettstichige Farben. In den violettstichigen Horizonten fallen Bleichungserscheinungen in Form von Streifung, Fleckung oder Punktierung besonders auf. Die Sandsteine sind sehr häufig schräggeschichtet mit deutlich hervortretenden Einzelkornlagen. Die Ton-/Siltsteine bilden nur selten geschlossene Bänke und erreichen kaum mehr als 10–15 cm Mächtigkeit.

Im Lesesteinbild zeigt die Wechselfolge überwiegend Fein- bis Mittelsandsteine, sowohl in plattiger als auch stückiger Form mit dreieckigem Querschnitt.

Bei der Tunnelkartierung konnte nach der Aufnahme durch Dr. K.-H. GLÖCKNER (Geotechnisches Büro Olpe, BRÄUTIGAM & Partner) eine Unterteilung der Hardeggen-Folge in vier Abfolgen vorgenommen werden: Über dem ca. 15 m mächtigen Hardeggener Sandstein folgt eine ca. 10 m starke Wechselfolge aus geringmächtigen Ton-/Siltsteinen und Fein- bis Mittelsandsteinen. Beide Abschnitte zusammen werden als smH1-Abfolge betrachtet.

Die Abfolge smH2 beginnt mit einem ca. 10 m mächtigen Sandstein, der im oberen Abschnitt deutlich grob-, sonst mittelkörnig entwickelt ist. Er wird abgelöst von einer ca. 5–6 m mächtigen Wechsellagerung aus mittel- bis feinkörnigen Sandsteinen mit nur wenigen, cm-mächtigen rotbraunen Tonsteinhorizonten.

Die Abfolge smH3 wird von mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen eingeleitet, die etwa 10 m Mächtigkeit erreichen und von einer nur ca. 5 m mächtigen Wechselfolge mit ähnlicher Entwicklung wie bei den Abfolgen smH1 und smH2 überlagert wird.

Der basale Mittel- bis Grobsandstein der Abfolge smH4 besitzt mit ca. 25 m die größte Mächtigkeit; die darüber folgende Sandstein-Tonstein-Wechsellagerung wird dagegen nur 2 bis 3 m mächtig.

2.2.2.4. Solling-Folge

Die Sedimente der 50–55 m mächtigen Solling-Folge setzen sich deutlich von den älteren Gesteinen des Buntsandsteins ab. Die Abfolge baut sich aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen auf, die im Gelände eine sehr markante Versteilung bilden. Eine Untergliederung in Wilhelmshausener, Trendelburger, Karlshafener und Stammener Schichten, wie sie BECKER (1990) nur wenige km nördlich des Hainrode-Tunnels vornehmen konnte, war im Bereich des Blattes Ludwigseck nicht möglich.

Die Abfolge beginnt mit bankigen, grob- bis mittel- und nur untergeordnet auch feinkörnigen, glimmerstäubigen Sandsteinen von weißgrauer bis rötlichvioletter, z. T. auch gelblicher Farbe, die schwach schräggeschichtet sind. 5–6 m über der Basis setzt – im wesentlichen beschränkt auf ein ca. 10 m mächtiges dickbankiges Gesteinspaket – kräftige Geröllführung ein, die innerhalb der einzelnen Bänke aber sehr unterschiedlich entwickelt ist. Es finden sich vorwiegend milchigweiße Gangquarze, daneben graue Quarzite in Geröllen bis über 5 cm Größe. In der Schichtenfolge darüber läßt die Geröllführung stark nach, es herrschen überwiegend mittel- bis grobkörnige, blaßgraue bis weiße Sandsteine vor, die grüne Tonsteine linsenförmig einschließen. Im mittleren und höheren Teil der Folge dominieren violette und gelbliche fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit geringem Grobkornanteil. Die Tonsteine sind hier überwiegend intensiv rotbraun gefärbt. Etwa 7–8 m unterhalb der Grenze zum Röt 1 werden die Sandsteine wieder deutlich grobkörnig mit schwacher Geröllführung, es dominieren wieder graue und weiße Farben.

Der 2–3 m mächtige Übergangsbereich zum Röt 1 bildet eine tonig-sandige Linsenschichtung, wobei der Tonsteinanteil nach oben hin zunimmt, in Flasern und Bändern aber noch Grobsandeinstreuungen auftreten. Die violettroten, rotbraunen, grüngrauen und gelben Farben bewirken eine bunte Bänderung des Gesteins.

2.3. Lagerungsverhältnisse

Das Blatt Ludwigseck, als Umgebung des Hainrode-Tunnels, umfaßt einen Ausschnitt aus der Triasplatte dicht östlich der Hessischen Senke. Die triassischen Gesteine liegen hier diskordant auf variscisch gefaltetem älterem Paläozoikum und, sofern permische Sedimente vorhanden sind, konkordant auf diesen Schichten. Paläozoische Gesteine streichen mit dem, auf dem Scheitel der Hunsrück – Oberharz-Schwelle gelegenen, devonischen Riffkomplex von Mühlbach an der Oberfläche aus. Tertiäre Gesteine, besonders Vulkanite des Jungtertiärs und quartäre Deckschichten überlagern diskordant die älteren Gesteine.

Durch die Vorgänge der saxonischen Tektonik entstand in weitgespannter Mulden- und Beulenstruktur ein unruhiges Bruchschollenmosaik mit Bevorzugung der Nordost – Südwest/ Nordnordost – Südsüdwest- und der Südost – Nordwest/Ostsüdost – Westnordwest-Richtungen. Als großtektonische Elemente formten sich langgestreckte Grabenbrüche heraus, wie z. B. der Hainrode-Graben, in welche sich jüngere mesozoische Gesteine oft sehr steil muldenförmig eingesenkt haben. Weniger stark eingesenkte Einzelschollen sind dagegen nur leicht verkippt bis schwach gewellt und zeigen zumeist Einfallswinkel von 5–15°. Die meisten Verwerfungen haben nur geringere Versatzbeträge, sie gehen oft in Bewegungsklüfte über; die größten vertikalen Spunghöhen erreichen jedoch Werte bis über 500 m.

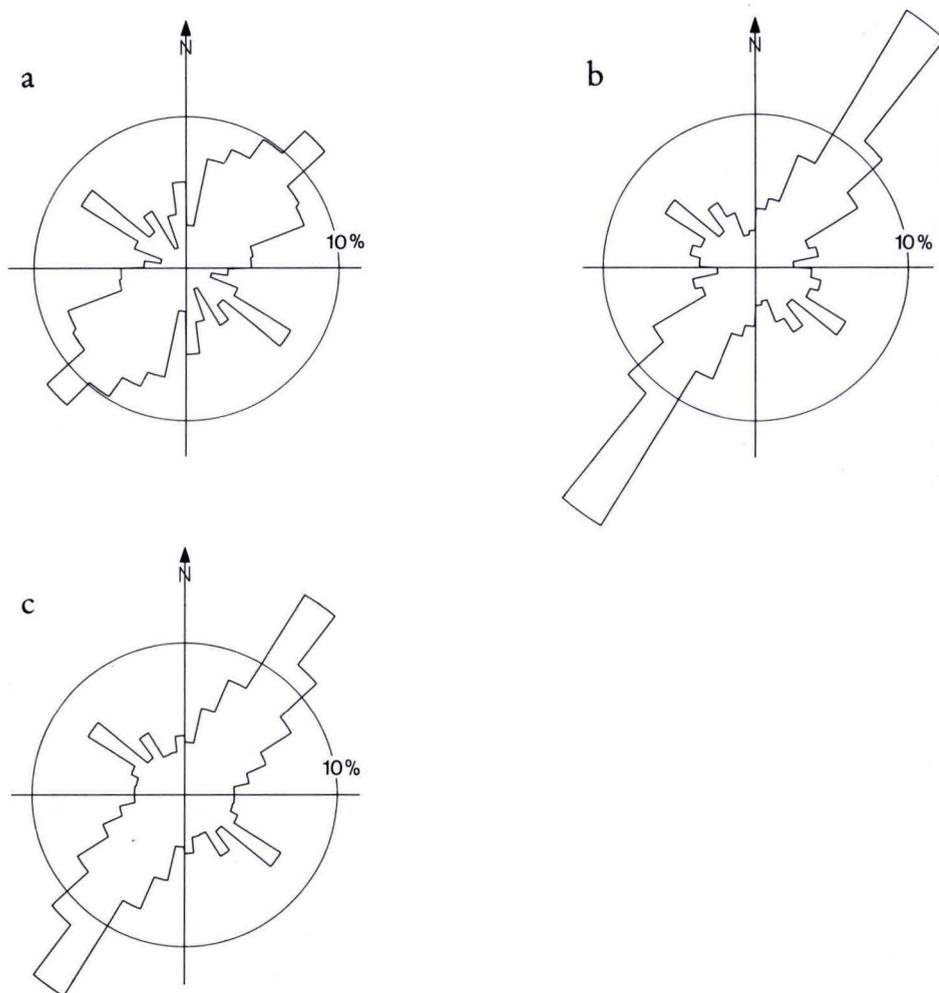


Abb. 4. Richtungsrosen der Störungen auf Bl. 5023 Ludwigseck. a) Hochschollenbereiche, b) Tiefschollenbereiche, c) Gesamtgebiet.

Die Analyse der Richtungen und Gesamtlängen der Störungen auf Blatt Ludwigseck (Abb. 4, c) zeigt ein Maximum zwischen 20° und 60° mit einer Spitze zwischen 30° und 40° , also in erzgebirgischer Richtung und untergeordnet ein weiteres Maximum zwischen 120° und 130° , in hercynischer Richtung. Die Nordost – Südwest-Dominanz ist bei den Tieflagen (Grabenzone inkl. Hainrode-Graben und Tiefschollen) die vom Nordteil des Hainrode-Tunnels durchfahren werden (Abb. 4, b), stärker ausgeprägt als bei den Hochschollenbereichen, die den Südabschnitt des Hainrode-Tunnels bilden (Abb. 4, a). Insgesamt gesehen ist die prozentuale Verteilung der Störungsrichtungen aber in beiden Bereichen nahezu identisch. Daraus ist abzuleiten, daß der gesamte Abschnitt einer einheitlichen tektonischen Grundbeanspruchung unterworfen war.

Die tektonischen Bewegungen stehen im Zusammenhang mit plattentektonischen Vorgängen, bei denen neben Vertikalverschiebungen auch horizontale Scherbewegungen große Bedeutung besitzen (PRINZ 1988).

Nach dem tektonischen Beiblatt der Erläuterungen zu Blatt 5023 Ludwigseck (BECKER 1989) liegt das Nordportal des Tunnels in einem Schollenbereich, in dem die Basis der Gelnhausen-Folge mit 115–135 m über NN eine mittlere Höhenlage einnimmt (Abb. 5). Die Trasse quert dann einen schmalen Grabenbruch, der zum Hainrode-Graben parallel verläuft; hier ist die Basis der Gelnhausen-Folge auf 40 bis 50 m über NN eingesenkt. Danach folgt wieder ein Schollenbereich mittlerer Höhenlage mit wechselnder Schollenneigung, wobei die Basis der Gelnhausen-Folge zunächst eine Höhenlage von 155–160 m über NN einnimmt. Mit zunehmender Annäherung an den Hainrode-Graben stellt sich durch Schollenkipfung ein nach Südosten gerichtetes Schichteinfallen ein, das zum Graben hin mehr und mehr zunimmt, so daß die Basis der Gelnhausen-Folge von zunächst 180 m rasch bis auf ca. 60 m über NN absinkt. Die nach Südwesten auslaufende und tektonisch stark gestörte Tiefscholle des Grabens, in der die Basis der Gelnhausen-Folge eine Lage von 25–150 m unter NN erreicht, wird südwestlich von Hainrode in mehreren Teilschollen gequert. Jenseits der östlichen Grabenrandverwerfung, die als tiefreichende Scherzone den Hauptabbruch bildet, verläuft die Tunneltrasse dann mit ihrer gesamten südlichen Hälfte in einem tektonisch zwar mehrfach gestörten Hochschollenbereich, in dem die Basis der Gelnhausen-Folge aber im wesentlichen zwischen 220 und 310 m über NN liegt. Lediglich im Südwesten vom Kirchrück treten zwei tiefer eingesenkte Schollen mit Höhenlagen der Basis der Gelnhausen-Folge bei 190 bzw. 210 m über NN auf. Sie sind als letzte Auswirkung des im Osten zum Hainrode-Graben parallelverlaufenden Ludwigsecker Grabens zu deuten.

3. Bauwerk

3.1. Kurzbeschreibung

Der Hainrode-Tunnel erstreckt sich gemäß der von Hannover ausgehenden Streckenkilometrierung, die für die Orientierung in diesem Aufsatz benutzt wird, zwischen den km 168,82990 und 174,16750. Das demnach 5338,6 m lange Bauwerk verläuft vom Beisetal im Norden (Nordportal bei R 35 40 270, H 56 50 240) bis zum Mühlbachtal im Süden (Südportal bei R 35 40 480, H 56 44 940) zunächst in einem flachen, nach Osten offenen Bogen, dann in gerader Linienführung durch das Hügelland. Die Trasse steigt dabei von Nord nach Süd mit 0,4% bis zu einem Kulminationspunkt dicht südlich von Hainrode und fällt von dort nach Süden mit 0,52% ab. Sie liegt ca. 360–370 m über NN.

Mit seinem mittleren Abschnitt quert der Tunnel den südlichsten Teil der erzgebirgisch streichenden tektonischen Bruchzone des Hainrode-Grabens, der auch im Landschaftsbild des vielgestaltigen, intensiv zertalten Hügellandes als langgestreckte, breit ausgeräumte und offene Senke zum Ausdruck kommt.

3.2. Planungsphase – Erarbeitung der Soll-Geologie

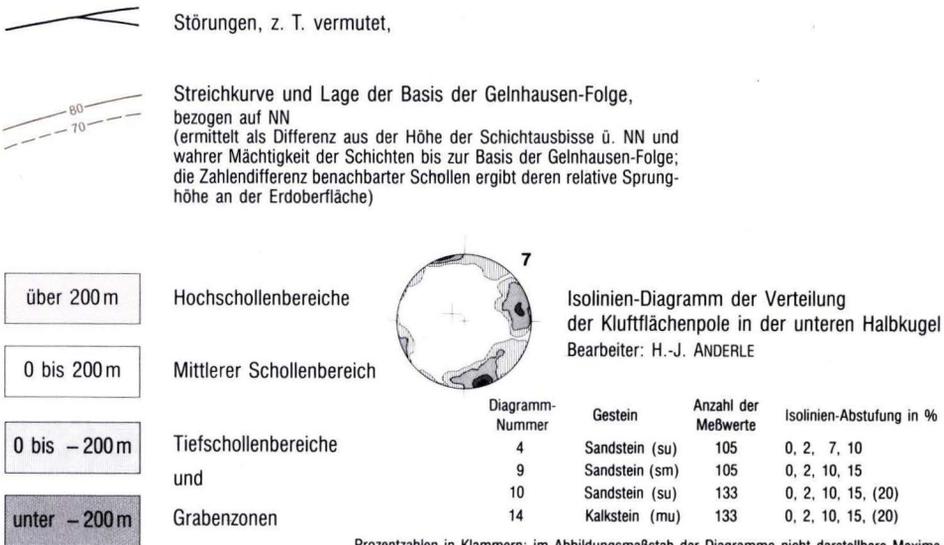
Erste Untersuchungen zur Vorerkundung der geologischen Untergrundverhältnisse fanden bereits in der zweiten Hälfte der 70er Jahre mit insgesamt 9 Kernbohrungen statt.

Während MOESTA & BEYCHLAG (1889) und BEYCHLAG (1891) auf Blatt 5023 Ludwigseck der „Geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten“ die Lagerungsverhältnisse allein durch bruchlose Verbiegung zu erklären versuchten, zeigten bereits diese Aufschlüsse, daß der Untergrund im Tunnelbereich tektonisch stark gestört und durch zahlreiche Verwerfungen in Einzelschollen zerlegt ist. Eine danach angesetzte Streifenkartierung bestätigte dieses Bild und ergab die Grundlage für die endgültige räumliche Anordnung der Tunneltrasse.

Bei der anschließenden Hauptuntersuchung kamen unterschiedliche Explorationsmethoden zur Anwendung. Die Ergebnisse einer vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, durchgeführten gefügetektonischen Luftbilduntersuchung wurden ebenso wie diejenigen einer geoelektrischen Streifenkartierung zur Beurteilung der Gebirgszerrüttung und für die Feinstationierung weiterer Kernbohrungen herangezogen. Insgesamt sind in dieser Erkundungsphase im unmittelbaren Tunnelbereich 40 Kernbohrungen zumeist bis unter das Niveau der Tunnelsohle niedergebracht und – um den Grad der Gebirgszerrüttung besser beurteilen zu können – z. T. als sehr flachgeneigte Schrägbohrungen ausgeführt worden. Dabei orientierte sich ihre Anordnung sowohl an geologischen als auch an technischen Gegebenheiten. Einige Baggerschürfe komplettierten das Aufschlußraster.

In den Bohrungen erfolgte durch Wasserabpreßversuche die Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes des Gebirges. Zugleich ergaben sich dabei mit dem Aufreißdruck der beteiligten Gesteine auch Anhaltswerte zur Beurteilung seines Spannungszustandes. An gestörten und ungestörten Gesteinsproben aus Bohrungen und Schürfen wurden die bodenphysikalischen Kennwerte (Wichte, Wassergehalt, Porenvolumen und Kornverteilung), Festigkeit und Verformbarkeit unter ein- und dreiaxialer Beanspruchung, Spalt-, Zug- und Scherfestigkeit bestimmt. Bei den Sandsteinen wurden Mineralbestand, Kornbindung und Bindemittel im Dünnschliff, bei den Tonsteinen das Verhalten unter Wasser geprüft.

◀ Abb. 5. Tektonische Karte der Umgebung des Hainrode-Tunnels (Ausschnitt aus BECKER 1989).



Prozentzahlen in Klammern: im Abbildungsmaßstab der Diagramme nicht darstellbare Maxima.

Als Ergebnis ist ein Modell des geologischen Untergrundaufbaues zustande gekommen, das als Grundlage für die Ausschreibung der Bauarbeiten diente. Es ergab sich, daß das Tunnelbauwerk – von der Überdeckung mit sandig-kiesig-steinigen Lockersedimenten des Quartärs im Bereich der Tunnelportale und des Zwischenangriffs abgesehen – ausnahmslos in Gesteinen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins verläuft, die mehrfach mit sehr unterschiedlichem Alter aneinandergrenzen.

3.3. Bauphase – Erstellung der Ist-Geologie

Die Länge des Hainrode-Tunnels machte es erforderlich, diesen in drei Vortrieben aufzufahren, die zwei Baulosen – Hainrode-Nord und Hainrode-Süd – zugeordnet waren. Während der Vortrieb Süd allein vom Süd-Portal erfolgte, wurde bei Hainrode-Nord im Seitentälchen westlich der Ippertsmühle bei Strecken-km 169,520 mit Hilfe eines sogenannten Fensterstollens mit einem Ausbruchsquerschnitt von 71 m^2 ein Zwischenangriff angelegt, von dem aus der Vortrieb, ebenso wie vom Nord-Portal nach Süden erfolgte. Zur Belüftung des Bauwerks waren mehrere Lüftungsschächte erforderlich. Die Vortriebsarbeiten wurden bei einem Ausbruchsquerschnitt von 120 m^2 im gesamten Tunnelbereich bergmännisch, teils im Sprengvortrieb, teils mit Tunnelbagger vorgenommen; offene Bauweise wurde lediglich in den Portalbereichen angewandt.

Die Bauarbeiten waren von einer Tunnelkartierung begleitet, mit der in den jeweiligen Vortrieben mindestens einmal täglich die an der sogenannten Ortsbrust angetroffenen geologischen Verhältnisse im Maßstab 1:100 festgehalten wurden. Wesentliche Gesichtspunkte waren dabei das Erfassen der Stratigraphie und Lithologie, der Verwitterungsgrad des angetroffenen Gesteins, des Trennflächengefüges, der Gebirgszerbrechung mit Störungszonen und anderen geologischen Phänomenen (wie z. B. Einbruchsschlote) und auch die Registrierung der Bergwasserhältnisse.

Bei dieser Tunnelkartierung entstanden im Nordvortrieb insgesamt 1569 Aufnahmen, mit einem mittleren Abstand von 2,15 m, im Südvortrieb insgesamt 975 Aufnahmen, mit einem mittleren Abstand von 2,56 m.

Aus diesen Aufnahmen wurde, den Baufortschritt begleitend, eine räumliche Darstellung der angetroffenen Gebirgsverhältnisse im Maßstab 1:100 mit geologischem Längsschnitt und Grundriß auf Kalottensohle (der Basis der oberen Tunnelhälfte entsprechend) entwickelt, die zusammen mit den Meßergebnissen aus der beständig registrierten Gebirgsverformung das ingenieurgeologische Gebirgsmodell ergab. Ergänzt durch die geologischen Aufnahmen der Voreinschnitte und des Fensterstollens kam dieses mit Maßstabsreduktion auf 1:2000 im sogenannten Tunnelband zur Darstellung.

3.4. Kartierung des Blattes 5023 Ludwigseck

Im Jahre 1981 wurde die amtliche Neukartierung des Blattes 5023 Ludwigseck durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden (Bearbeiter R. E. BECKER), begonnen. Die Kartierung des Blattes beruhte im wesentlichen auf der Methode der Lesesteinkartierung, unterstützt durch Aufschlüsse an Weganschnitten und in zumeist aufgelassenen Steinbrüchen. Die Darstellung der Ergebnisse erfolgte im Maßstab 1:25000. Es war beabsichtigt, die Detailkenntnisse aus der Trassenerkundung der DB-NBS in die Kartierung des Gesamtblattes

einzubauen. Dennoch wurde im Rahmen der Blattaufnahme auch der Trassenbereich „normal“ kartiert, mit dem Vorteil, die bereits existenten Bohrungen und Aufschlüsse einarbeiten zu können. Mit Beginn des Tunnelbaues war die Blattkartierung im wesentlichen abgeschlossen, doch wurde eine Veröffentlichung bis zum Durchschlag des Tunnelbauwerkes zurückgestellt. So konnten die geologischen Erkenntnisse der Tunnelkartierung in der Ausgabe des Blattes berücksichtigt werden.

4. Betrachtungen zu Möglichkeiten und Grenzen der unterschiedlichen geologischen Aufnahmen

Vor Beginn der Bauarbeiten war durch Oberflächenbegehungen, Bohrungen, Schürfe und Luftbildauswertungen ein Modell der zu erwartenden geologischen Verhältnisse erstellt worden. Die amtliche Kartierung des gesamten Blattes 5023 Ludwigseck vor und während der Bauphase sowie die detaillierte Tunnelaufnahme zeigten jedoch, daß Abweichungen zwischen allen drei Erkundungsmaßnahmen auftraten.

Ein wirklichkeitsgetreues Bild des geologischen Untergrundaufbaues mit seinen Besonderheiten ist durch eine Synthese aus Oberflächenkartierung und Tunneldokumentation zu erwarten (siehe auch BRÄUTIGAM, LAEMMLEN & SIEBEN 1991).

Großräumig stimmten Soll- und Ist-Geologie mit Abweichungen im Hainrode-Graben in ihrer stratigraphischen Einstufung recht gut überein, weniger allerdings die tektonische Konzeption.

Die Trassenvorerkundung war trotz eines relativ hohen Bohraufwandes mit größeren Unsicherheiten behaftet, da die dazu durchgeführte Oberflächenkartierung nur einen schmalen Streifen beiderseits der Trasse umfassen konnte. Eine Einbindung der dabei erzielten Erkenntnisse in größere tektonische Strukturen, wie sie bei der Kartierung eines gesamten Blattes erkennbar werden, war ebensowenig möglich wie exakte Mächtigkeitsstudien. Auch erlaubte das weitgehende Fehlen von Übertageaufschlüssen keine sichere Aussage über Streichen und Einfallen der Schichten. So wurde von überwiegend horizontaler Lagerung ausgegangen und relative Höhendifferenzen der Schichten benachbarten Bohrungen durch Störungen begründet. Dadurch kam örtlich ein kleindimensioniertes Störungsmuster zustande, das in dieser Weise den tatsächlichen Gegebenheiten nicht entsprach. So kamen in der Soll-Geologie insgesamt 62 Störungen mit deutlichem Versatz, davon 17 allein im Bereich des Hainrode-Grabens zur Darstellung. Die Tunnelkartierung erbrachte ca. 50 Störungen, viele jedoch mit nur sehr geringem Versatz, davon sechs im Hainrode-Graben. Die Kartierung des Bl. 5023 Ludwigseck weist insgesamt 21 Störungen auf, wobei sechs den Graben betreffen.

Das Ergebnis der Tunnelkartierung hat gezeigt, daß die Schollen generell unregelmäßig leicht verkippt sind und die Schichten teilweise eine leichte Undulation besitzen. Eine größere Zahl der prognostizierten Störungen mit geringem Vertikal-Versatz läßt sich durch dieses Schichteneinfallen eliminieren. Das Einfallen der Schichten, das in den Bohrkernen vielfach erkennbar war, wurde meistens mit Schleppungen in der Nachbarschaft von Störungen erklärt, doch zeigten die Tunnelaufschlüsse nur in wenigen Fällen derartige Erscheinungen. Vielmehr waren Störungen, besonders im Südabschnitt, in Gesteinen der Gelnhausen-Folge, oft von einer Vielzahl von Verschiebungsklüften begleitet.

Der naheliegende Schluß, die beim Vortrieb angetroffenen Gebirgsverhältnisse wären wegen der geringeren Anzahl von Störungen einfacher gewesen, trifft jedoch nicht zu. Im Detail zeigten sich in einzelnen Abschnitten nämlich intensive kleintektonische Gebirgszerrüttungen,

die in der Tunnelaufnahme schwer zu entwirren und in der Oberflächenkartierung aufgrund fehlender größerer Versätze überhaupt nicht zu erfassen waren.

Die engmaschige Dokumentation der Tunnelaufnahme gestattete eine recht gute Darstellung der Lagerungsverhältnisse und des Trennflächengefüges. Eine exakte Einstufung der Schichten war jedoch wegen der begrenzten Größe der Aufschlüsse teilweise sehr schwierig, zudem erfolgten die Ortsbrust-Aufnahmen durch wechselnde Bearbeiter, was zu unterschiedlicher Ansprache stratigraphischer und tektonischer Gegebenheiten führte. Dies wirkte sich insbesondere auf die Beurteilung von Sprunghöhen innerhalb der stratigraphischen Folgen aus. Im Extremfall wurde so im Nordabschnitt eine durchfahrene Wechselfolge als Volpriehausener Wechselfolge gedeutet, die im hier vorgelegten Profil als mittlerer Teil der Salmünster-Folge eingestuft ist. Beide Abschnitte sind bei ungünstigen Bedingungen ebenso leicht zu verwechseln, wie z. B. auch die Weißen Sandsteinschichten mit dem Alheimer Sandstein. Hier konnte nur die großflächige Kartierung eine richtige stratigraphische Darstellung ermöglichen.

Im bauseits erstellten Tunnellängsprofil der Ist-Geologie wurden die Störungen zur Geländeoberfläche durchgezeichnet. Ein großer Unsicherheitsfaktor dabei lag in der Beurteilung, welcher Störung der Vorzug zu geben sei, falls mehrere Störungen sich oberhalb der Trasse schneiden und damit außerhalb des Beobachtungsbereiches liegen. Ebenfalls als sehr unsicher muß der weitere Verlauf der im Tunnel beobachteten Einfallswinkel von Trennflächen beurteilt werden. So wurde es vor allem bei Verwerfungen hin und wieder notwendig, den Einfallswinkel oberhalb der Trasse zu versteilen oder zu verflachen bzw. andere Prioritäten beim Verschneiden von Störungen oberhalb der Trasse zu setzen, um die an der Oberfläche kartierten Störungen ohne Schwierigkeiten mit den größeren im Tunnel erkannten Bewegungsflächen zu kombinieren. Nur in wenigen Fällen blieben Differenzen bestehen. Die im Tunnel gemessenen Streichrichtungen der Störungen stimmten insgesamt gut mit den tektonischen Richtungen der Oberflächenkartierung überein. Durch die spitzwinklige Verschneidung von Schichtstreichen und Trasse ergeben sich im Profil z. T. erhöhte (scheinbare) Mächtigkeiten, die im Tunnellängsband nicht entsprechend berücksichtigt wurden, so daß in dessen Oberflächenausbiß teilweise jüngere stratigraphische Einheiten dargestellt wurden.

Die Luftbildauswertung hinsichtlich des Zerrüttungsgrades des Gebirges entsprach in weiten Teilen nicht den tatsächlichen Gegebenheiten im Tunnelniveau. Die Schräglagen von Trennflächen, die im Luftbild nicht abgeschätzt werden können, führten bei höherer Überdeckung zu einer erheblichen Abweichung ihrer Position im Tunnelniveau. Die starken Unterschiede der Gebirgszerrüttung in tonsteinreichen Folgen (im wesentlichen im Nordabschnitt) und in nahezu tonsteinfreien Folgen (im wesentlichen im Südabschnitt) zeigen, bei offensichtlich gleicher tektonischer Beanspruchung des Gesamtgebietes, die starke Abhängigkeit der Luftbildbeurteilung von der zufällig ausstreichenden stratigraphischen Einheit. Ein Ergebnis, das aber nicht in das Niveau der Tunneltrasse übertragen werden kann.

Im dargestellten Blockbild des Hainrode-Tunnels wurden die im Tunnel gemessenen Setzungen der Kalottenfirste als Kurve dargestellt (Taf. 1, a). Generell ist zu erkennen, daß der tonsteinreiche Nordabschnitt weniger unter Setzungen zu leiden hatte, als der sandsteinreiche Südabschnitt. Offensichtlich führen die Gebirgsentlastungen in den kompetenten Sandsteinen zu individuellen Setzungsbewegungen, die in den Tonstein-Sandstein-Wechselschichten hingegen abgefangen werden. Eindeutig ist jedoch, daß die größten Setzungen mit den sowohl im Tunnel als auch an der Oberfläche kartierten größeren Verwerfungen, unabhängig von deren räumlicher Ausrichtung korrelierbar sind.

An den Beispielen der Streckenabschnitte Elmsgrund und Hainrode-Graben werden die Zusammenhänge von Soll- und Ist-Geologie sowie Oberflächenkartierung detaillierter erläutert.

4.1. Beispiel Elmsgrund

Der Trassenabschnitt Elmsgrund (Strecken-km ca. 173,350 bis 174,165) soll als Beispiel einer trotz zahlreicher Störungen recht guten Übereinstimmung von Ist-Geologie, Soll-Geologie und Kartierung, besonders in der stratigraphischen Einstufung der Schichten, näher beleuchtet werden (Taf. 2, b). Hinsichtlich des tektonischen Baues rechnete die Soll-Geologie mit sieben Verwerfungen, wobei lediglich zwei durch deutliche Vertikal-Versätze (ca. 25 m) gekennzeichnet sind. Die Ist-Geologie der Tunnelkartierung erkannte mindestens 20 Bruchzonen, von denen nur drei größere Sprunghöhen erbrachten, die übrigen im dm-Bereich lagen oder allenfalls als Bewegungsklüfte zu deuten sind. Im Zuge der Blattkartierung kreuzen zwei Störungen mit deutlichem Vertikal-Versatz die Trasse.

Unterschiede zwischen Prognose und Ist-Geologie betreffen im wesentlichen Einfallen und Streichen der Schichten. Die tektonische Gesamtsituation eines kleinen Grabenbruches innerhalb des Unteren Buntsandsteins war schon in der Prognose klar erkannt worden. Hingegen steht die große Ausstrichbreite des Alheimer Sandsteins in Soll-Geologie und Ist-Geologie im Widerspruch zur Blattkartierung. Bei der Übersichts-Streifenkartierung war die Abgrenzung zwischen Alheimer Sandstein und Rosagelben Wechselschichten nicht ganz klar geworden. Die geringen Unterschiede in der Gesteinsausbildung und die Lesesteinbestreuung hangabwärts können als Gründe hierfür angesehen werden.

Die Ist-Geologie zeigt für den gleichen Bereich ebenfalls Alheimer Sandstein im Ausstrichbereich. Dies kann eine Konzession an die Soll-Geologie sein, andererseits aber sind auch die Rosagelben Wechselschichten mit 40 m im Profil zu geringmächtig dargestellt. Die tatsächliche Mächtigkeit beträgt ca. 45 m, das Schichteinfallen pendelt in Richtung 110–130° mit Werten um 15°. Das bedeutet eine weitere Erhöhung der scheinbaren Mächtigkeit im Profil, die bei Berücksichtigung in der Ist-Geologie eine Reduzierung der Ausstrichbreite des Alheimer Sandsteins bewirkt hätte. Letztlich ist auch bei der amtlichen Kartierung eine geringfügige Abweichung der Schichtgrenzen infolge unklarer Aufschlußverhältnisse nicht auszuschließen.

Die Muldenstruktur des kleinen Grabenbruches in der Soll-Geologie basierte, da keine Meßwerte und nur eine Bohrung zur Verfügung standen, im wesentlichen auf Vermutung. Die Ist-Geologie zeigte eine intensiv zerrüttete und in sich zerbrochene Grabenscholle. Die Blattkartierung läßt erkennen, daß es sich hier um eine keilförmige Scholle handelt, die dem Südausläufer des Ludwigsecker Grabens zuzuordnen ist. Die nördliche Randstörung wurde bei Soll- und Ist-Geologie jeweils in die Talsohle gelegt. Bei der Blattkartierung konnte die Störung durch intensive Begehung jedoch ca. 100 m weiter nördlich nachgewiesen werden. Sie stimmt offensichtlich mit dem in der Ist-Geologie angetroffenen Verwerfungsbündel bei ca. Strecken-km 174,700 überein. Im Trassenniveau wurde dort lediglich eine kleine Abschiebung postuliert, tatsächlich sind hier aber Gesteine des Alheimer Sandsteins mit einer Sprunghöhe von ca. 45–50 m gegen die lithologisch sehr ähnlichen der Weißen Sandsteinschichten verworfen. Ein höherer Versatz erschien in der Tunnelinterpretation erst dort notwendig, wo weiter südlich die tonsteinreiche Salmünster-Folge das Trassenniveau erreicht. Hier hat wohl auch die Vorgabe der Soll-Geologie eine Rolle bei der Interpretation der im Tunnel angetroffenen Schichten und damit der Sprunghöhen gespielt.

Tektonisch zeigte sich der gesamte Abschnitt wesentlich stärker zerrüttet als in der Prognose angenommen oder auch in der Blattkartierung zu erkennen war.

Besonders im Abschnitt des Elmsgrundes wurde deutlich, daß die Störungen rheinischer Richtung oft älter sind als die mit erzgebirgischem Streichen. Das Sohlprofil des Tunnelbandes (Abb. 6) läßt klar erkennen, daß rheinische Störungen mehrfach durch erzgebirgische Störung abgeschnitten oder versetzt werden.

Andererseits dokumentiert sich ein Wiederaufleben der rheinischen Verwerfungsrichtung in den flachen Abschiebungen, die die erzgebirgisch ausgerichteten Grabenränder des Hainrode-Grabens versetzen. Abb. 7 zeigt die Situation im Bereich des südlichen Grabenrandes.

4.2. Beispiel Hainrode-Graben

Der Tunnelabschnitt im Bereich des Hainrode-Grabens (ca. Strecken-km 170,565 bis 171,700) wurde als schwierigster Teil der Streckenführung angesehen, da von einer starken tektonischen Beanspruchung ausgegangen wurde. Die Ist-Geologie der Tunnelaufnahme wich aber in weiten Teilen sowohl von der Soll-Geologie als auch von den Ergebnissen der Blattkartierung ab (Taf. 2, a). Für die Diskussion wird hier die Blattkartierung herangezogen, wie sie bis zum Beginn der Bauarbeiten vorlag. Die Erkenntnisse der Ist-Geologie wurden später für die Veröffentlichung des Blattes Ludwigseck in die Gesamtgeologie eingearbeitet.

Erschwerend für die Oberflächenaufnahme wirkte sich die starke Solifluktionsschuttbedeckung des auch morphologisch als Mulde ausgeformten Hainrode-Grabens aus, so daß starkes Gewicht auf die vorhandenen Bohrungen gelegt werden mußte.

Die Soll-Geologie rechnete für den dargestellten Abschnitt mit 28 Störungen mit teils starkem Versatz (davon allein 18 im Grabeninnern), die Blattkartierung mit sieben Verwerfungen. Die Ist-Geologie weist zwar rund 60 darstellbare tektonische Trennflächen auf, deutliche, d. h. auch kartierbare Versätze wurden nur etwa sieben angetroffen. Die numerische Übereinstimmung von Ist-Geologie und Kartierung läßt sich allerdings nicht auf das tektonische Bild übertragen.

Die Soll-Geologie ging von einem deutlich ausgebildeten Grabenbruch mit klar definierten Randstörungen aus, Verhältnisse, wie sie weiter südlich im Kirchheimer Graben (BRÄUTIGAM, LAEMMLEN & SIEBEN 1991) und weiter nördlich im Grabenknie von Wichte (BECKER & LAEMMLEN 1988) angetroffen wurden. Für die Mächtigkeit der Hardeggen-Folge lagen zur Zeit der Vorerkundung keine gesicherten Angaben vor, sie wurde im Vergleich zu Nachbargebieten mit 50 m angenommen. In etlichen Bohrungen wurde ein starkes Einfallen der Schichten erkannt. Unter der Annahme von grabenparallelen synthetischen Verwerfungen mußte daher ein Schuppenbau konstruiert werden, um die Schichtenfolge schlüssig unterzubringen. Die tatsächlichen Gegebenheiten stellten sich dann aber ganz anders dar: Mit dem Trassenabschnitt wird nicht der zentrale Hainrode-Graben durchfahren, sondern der südwestliche Ausläufer des Grabens getroffen. Die ca. 1 km nordöstlich bei Hainrode klar erkennbare Grabenstruktur (Taf. 1, b) ist im Trassenbereich nicht mehr in dieser Weise ausgebildet. Die westliche Grabenrandverwerfung verliert durch das starke grabenwärtige Einfallen der westlichen Randscholle und durch eine junge halbsteil grabenauswärts fallende rheinisch streichende Abschiebung ihren ursprünglichen Absenkungsbetrag von dort mindestens 100 m, so daß im Tunnelniveau lediglich 10 bis 20 m Vertikalversatz übrigbleibt. Für die Prognose unvorhersehbar war

insbesondere diese Abschiebung mit einer Streichrichtung von ca. 10° – 30° und einem Einfallen von 20° – 50° . Sie konnte auch bei der Blattkartierung im Gelände nicht erfaßt werden. Der vermutete Schuppenbau im Grabeninnern lag nicht vor, es wurden vielmehr antithetische Auf- und Abschiebungen festgestellt, Strukturen, die in hessischen Gräben bisher unbekannt waren. Es dürfte sich deshalb hier um besondere tektonische Verhältnisse handeln, da der Graben kurz vor seinem südwestlichen Ende durchfahren wurde.

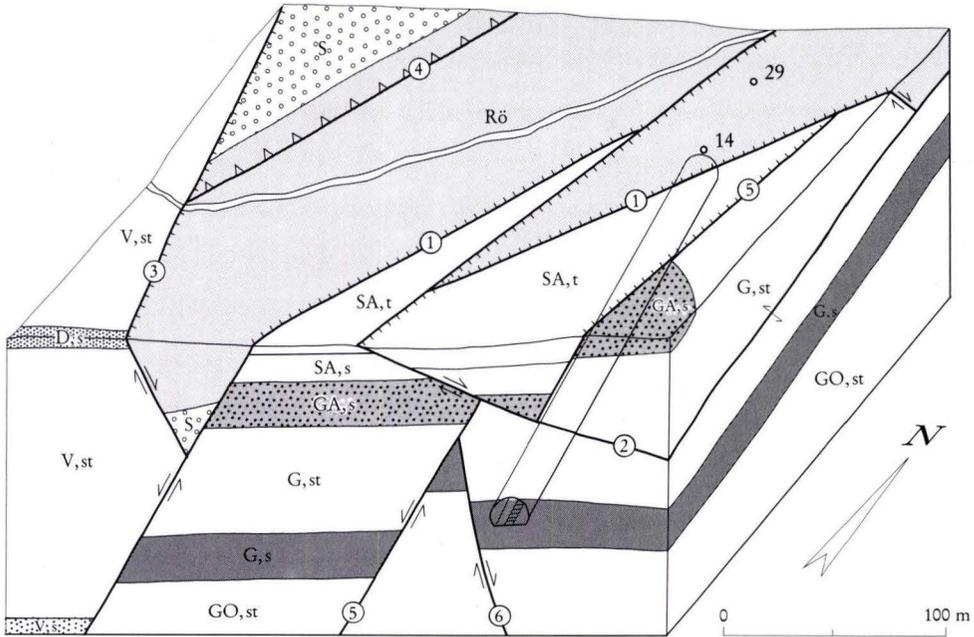
Der in diesem Abschnitt in der Tunnelkartierung erfaßte Wechsel zwischen Auf- und Abschiebungen innerhalb des Grabens und die grabenauswärts einfallenden Störungen lassen sich am ehesten mit einer Einengung des Grabenendes erklären, die in Verbindung mit Horizontalbewegungen zustande gekommen ist.

Unterschätzt wurde auch die Mächtigkeit der Hardegsen-Folge im Bereich des Blattes Ludwigseck, die – auf südlichen Blättern geringermächtig, nach Norden noch zunehmend – hier bereits ca. 80–85 m erreicht. Bei Kenntnis dieser Mächtigkeit wären einige Störungen des vermuteten Schuppenbaues hinfällig gewesen.

Besonders irreführend bei der Erstellung der Soll-Geologie wirkten sich zwei Schrägbohrungen aus, die in unmittelbarer Nachbarschaft des östlichen Grabenrandes abgeteuft worden waren. Die nördliche war mit 60° nach Norden, die ca. 70 m weiter südliche Bohrung mit 45° nach Süden geneigt. Sie durchteuften beide ca. 25 m Rötgesteine und erschlossen dann solche der Gelnhausen-Folge. In der südlichen Bohrung wurde der südliche (abgeschobene) Grabenrand des Hainrode-Grabens durchteuft. Zur Erklärung der nördlichen Bohrung mußte eine stark herausgehobene Horstscholle konstruiert werden, weil die nächste weiter nördlich gelegene Vertikalbohrung abermals Rötgesteine antraf.

Tatsächlich liegen die Rötgesteine jedoch tektonisch auf solchen der Gelnhausen-Folge: Die Abbildung 7 macht deutlich, daß der Grabenrand (1) durch eine flache Abschiebung (2) nach Südosten versetzt wird; gleiches geschieht mit der Störung (5). Die Bruchfläche (3) führt zum Herausheben des Grabenendes im Südwesten der Trasse. Die Aufschiebung (4) ist antithetisch und weist durch überkippte Lagerung der Schichten im Trassenniveau auf Einengung des Grabens hin. Die Verwerfung (6) ist eine von vielen kleineren Abschiebungen, die unmittelbar südlich des Grabenrandes die Trasse schneiden. Beide Schrägbohrungen durchteuften demnach den abgeschobenen Teil des Südrandes des Hainrode-Grabens. Auch hier war eine richtige Deutung weder durch die Bohrergebnisse noch durch Geländebegehungen zu erreichen. Die endgültige Darstellung der tektonischen Situation konnte erst erfolgen, nachdem mit mehreren Bohrungen, die zur Grundwasserabsenkung niedergebracht wurden, ein Zwischenhorst innerhalb des Grabens ausgeschlossen werden mußte und die Konstruktion der flachen Abschiebung möglich war.

Für die Blattkartierung bildete der Hainrode-Graben ein wichtiges tektonisches Element, das vom nördlichen Blattrand ca. 4,5 km nordöstlich der Trasse ausgehend, sich erst kurz südwestlich der Trasse heraushebt. An mehreren Stellen konnte im Verlauf des Grabens ein synthetischer Bau mit Abschiebungen erkannt werden. Dieser Baustil wurde auch für den Bereich der Neubaustrecke der Bundesbahn angenommen. Der Vergleich zur Ist-Geologie zeigt, daß die an der Oberfläche austreichenden Gesteine stratigraphisch richtig erkannt und unter den bestehenden Prämissen auch konsequent gedeutet wurden. Ebenso wurde das generelle Einfallen der Schichten sowohl in der Prognose als auch in der Blattkartierung richtig erfaßt. Im Detail erweist sich die Ist-Geologie aber als weitaus differenzierter im Streichen und Fallen der Schichten. So erbrachte die Ist-Geologie der Tunnelaufnahme ein völlig uner-



- | | | |
|---------------------------------------|--|---|
| Aufschiebung | Abschiebung | ② Erläuterungen siehe Text |
| | | ○ 14 Bohrungsnummer |
| Rö Röt-Folge | V Volpriehausen-Folge | G Gelnhausen-Folge |
| Solling-Folge | V, st Volpriehausener Wechselfolge | Alheimer Sandstein |
| H Hardegsen-Folge | Volpriehausener Sandstein | G, st Rosagelbe Wechselschichten |
| H, st Hardegsener Wechselfolge | SA Salmünster-Folge | G, s Weiße Sandsteinschichten |
| H, s Hardegsener Sandstein | SA, ts Rote sandig-tonige Schichten | GO, st Weißrote Ottrauer Schichten |
| D Detfurth-Folge | SA, st Weißrote sandige Schichten | GO, s Mürbe Ottrauer Schichten |
| D, st Detfurter Wechselfolge | SA, t Rotbraune tonige Schichten | Z Zechstein |
| Detfurter Sandstein | SA, s Plattiger Sandsteinhorizont | B Brückelschiefer-Folge |

Abb. 7. Blockbild des südlichen Randbereiches des Hainrode-Graben.

wartetes und bisher in dieser Form unbekanntes tektonisches Bild eines hessischen Grabenabschnittes.

5. Schlußfolgerungen

Die Bauaufschlüsse der Neubaustrecke der Deutschen Bundesbahn haben zu wesentlichen Neuerkenntnissen in der Geologie Hessens, speziell der Lagerung der mesozoischen Gesteine, beigetragen.

Die Prognosen der geologischen Verhältnisse hängen neben den Erfahrungen und dem Interpretationsstil des Bearbeiters erheblich von der Breite des kartierten Streifens ab. Je breiter die bearbeitete Fläche, um so leichter die Beurteilung der tektonischen Zusammenhänge. Bei den hohen Kosten für Kernbohrungen mit nur punktförmigen Erkenntnissen ist der intensivere Einsatz von Feldgeologen demnach auf alle Fälle sinnvoll. Notwendig sind nicht nur Bohrtiefen bis zur Trassensohle; zumindest in einigen Fällen sollten zur Klärung stratigraphischer Fragen Bohrungen auch deutlich tiefer ausgeführt werden.

Die Einfallrichtungen einzelner Schollen sind weder durch Bohrungen noch durch trassen-nahe Aufschlüsse klar zu bestimmen. Auch hier scheint eine breiter angelegte Oberflächenkartierung ratsam, insbesondere wenn sie durch mehrere Großschürfe unterstützt wird.

Die Luftbildauswertung in Buntsandsteinarealen ist stark von der an der Oberfläche verbreiteten stratigraphischen Einheit abhängig und nicht auf das Trassenniveau, insbesondere bei tiefliegenden Trassen, anwendbar.

Die Tunnelkartierung liefert ein gutes Bild des Trennflächengefüges und der lithologischen Gesteinsausbildung. Die stratigraphische Einstufung ist teilweise problematisch. Die Weiterführung der Störung bis zur Erdoberfläche birgt eine Reihe von Unsicherheiten ebenso wie die des Streichens und Fallens der Schichteinheiten.

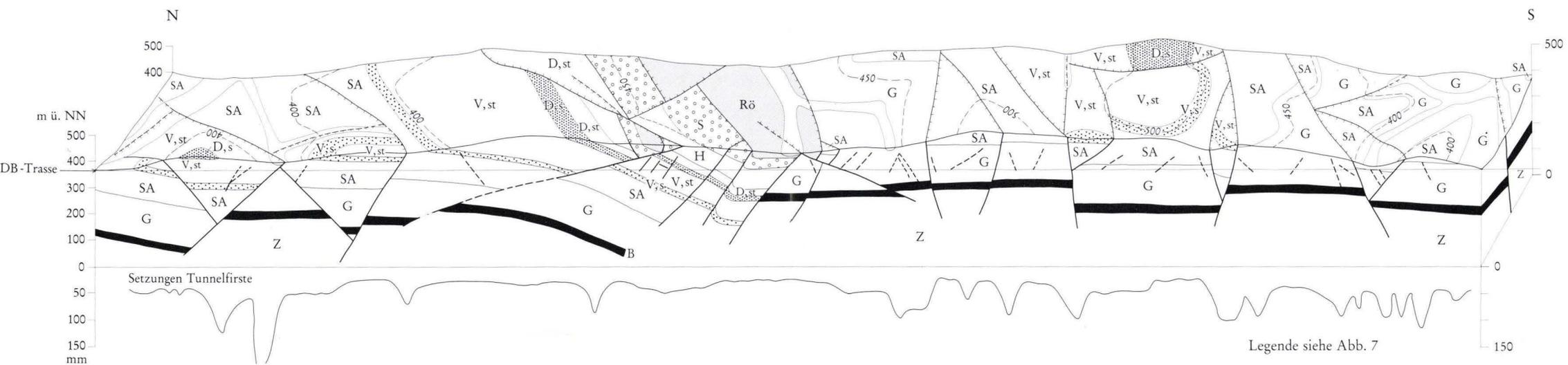
Der Zerrüttungsgrad des Gebirges ist durch Voruntersuchungen schwer zu erfassen. In den elastisch reagierenden tonsteinreichen Folgen geht ein Teil des Trennflächengefüges verloren, das sich in den tonsteinarmen Folgen als intensives kleinräumiges Bewegungsmuster mit hoher Gebirgzerrüttung darstellt.

Die Parallelität von geologischer Blattkartierung und detaillierter Trassenaufnahme hat im Fall des Blattes Ludwigseck eine zuverlässige Darstellung der geologisch-tektonischen Untergrundverhältnisse gestattet, die sich auf zukünftige geologische Kartierungen positiv auswirken wird: Es wurde deutlich, daß weder die Vorstellung eines intensiven Bruchmusters mit vorwiegend horizontaler Lagerung, noch eine alleinige flachwellige Verformung der Schichten die Situation außerhalb der hessischen Grabenzonen ausreichend beschreibt, sondern daß eine Kombination aus beidem vorliegt. Im Verlauf größerer Störungen treten im Trassenbereich punktuell Setzungen auf, die deutlich höher sind als das allgemeine Setzungsverhalten des Gebirges. Insbesondere in der Nähe von Grabenstrukturen muß mit sehr flach einfallenden Abschiebungen gerechnet werden, die auch bei einer intensiven Blattkartierung kaum als solche erkannt werden dürften.

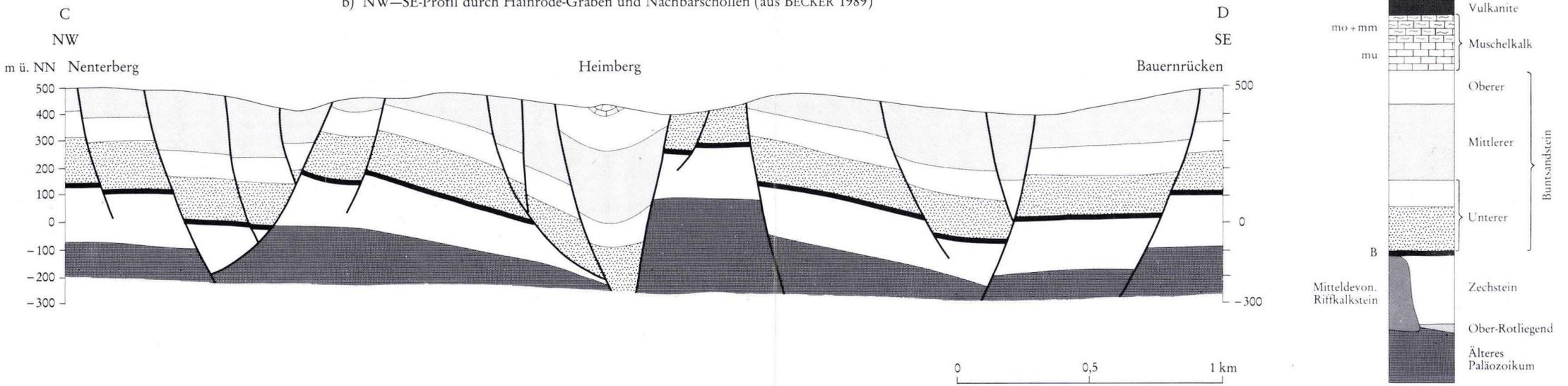
Wie schon bei der Kartierung festzustellen war, herrscht innerhalb der Grabenzonen Einheitlichkeit in der Streichrichtung der Schichten, unterschiedlich sind lediglich die Einfallswinkel. Außerhalb der Grabenzonen muß mit sehr wechselhaften Streichrichtungen bei nur mäßigen Einfallswerten gerechnet werden.

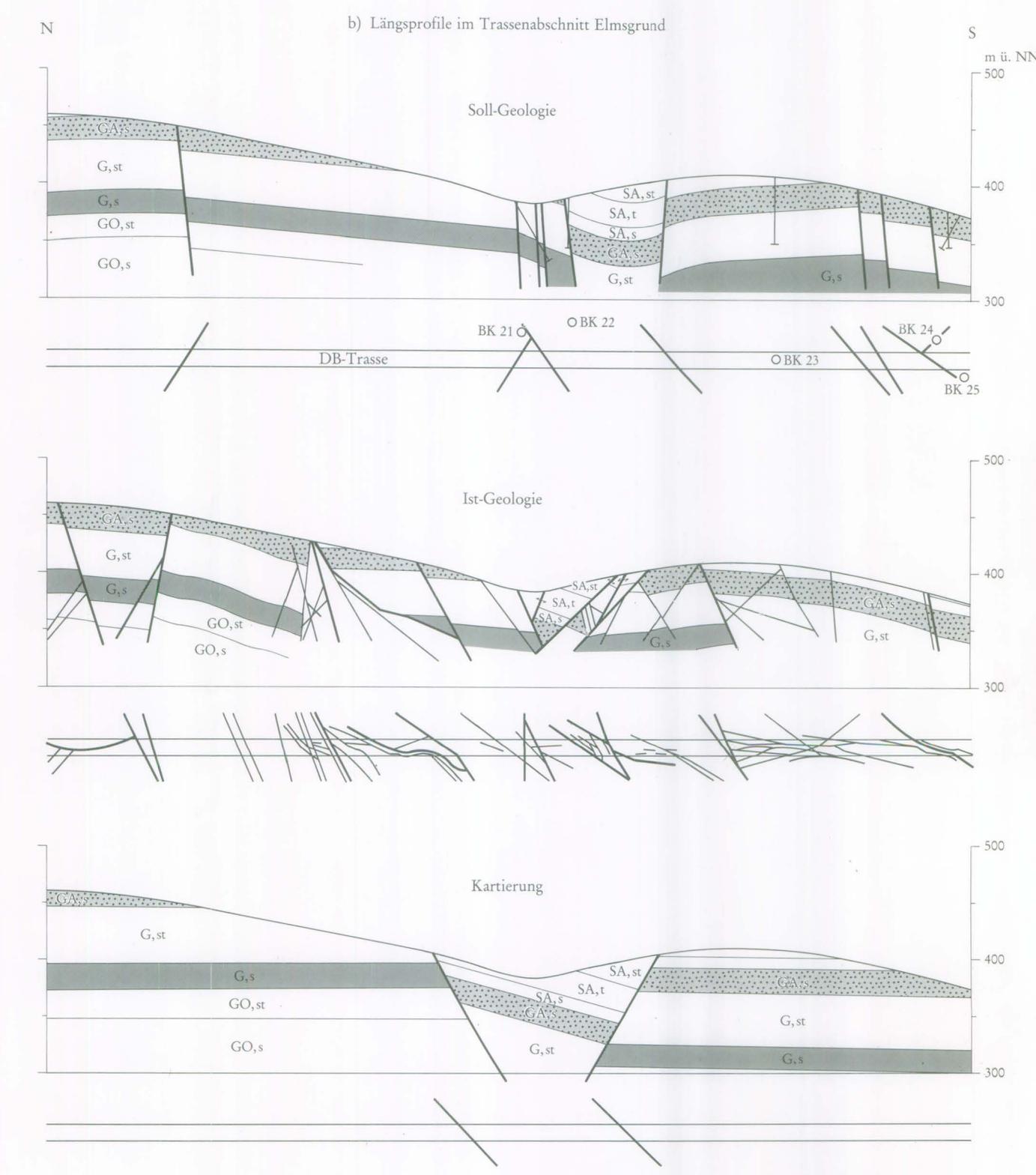
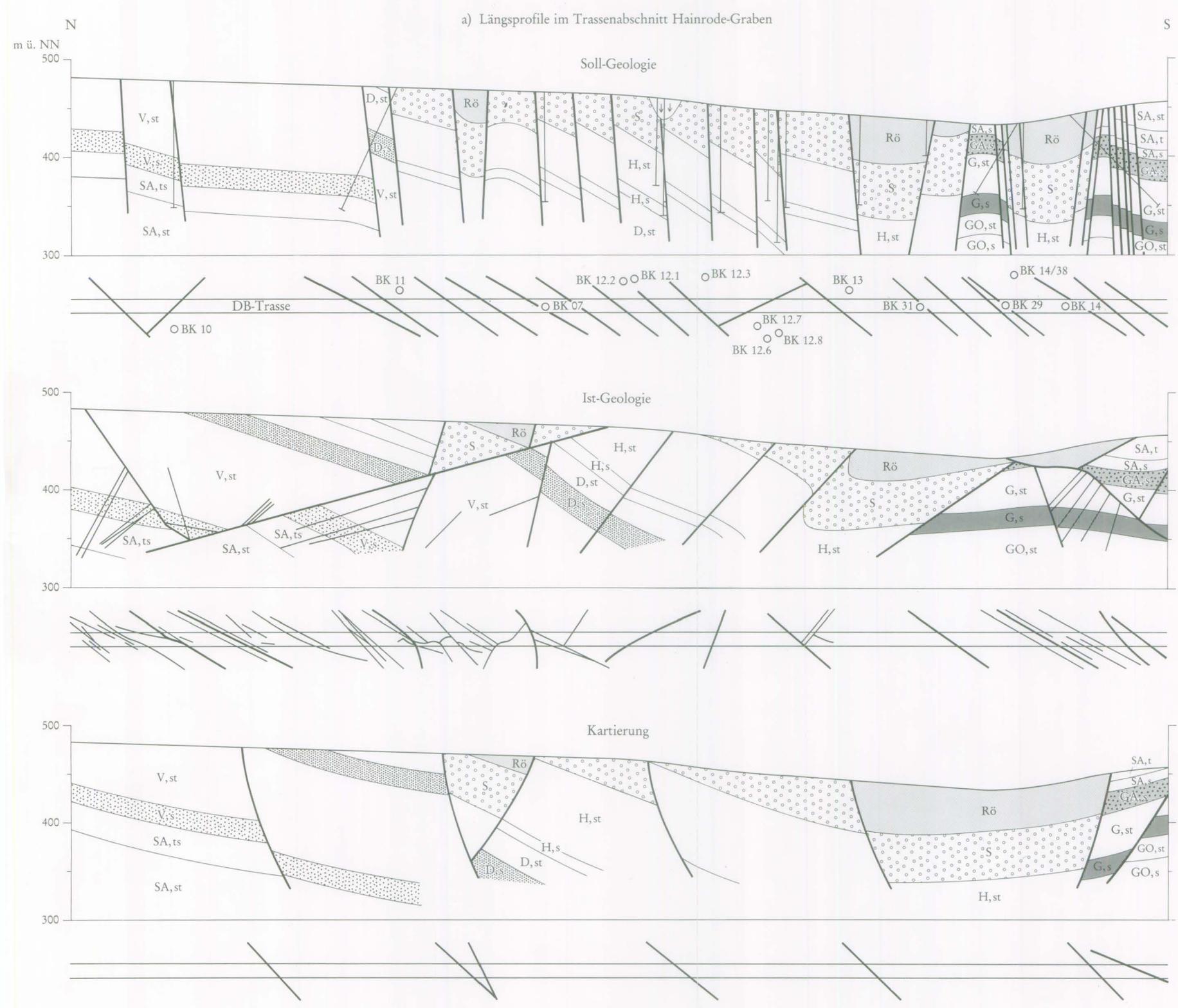
Moderne geologische Blattkartierungen bilden mit ihrer stratigraphischen und tektonischen Konzeption eine wichtige und zudem noch kostengünstige Grundlage für die Vorerkundung und Ausführung größerer Bauvorhaben.

a) Blockbild des Hainrode-Tunnels mit Setzungskurve der Kalottenfirste



b) NW—SE-Profil durch Hainrode-Graben und Nachbarschollen (aus BECKER 1989)





0 100 200 m
Legende siehe Abb. 7

6. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E., LOHMANN, H., & REGENHARDT, H. (1958): Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 196–201, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BECKER, R. E. (1989): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5023 Ludwigseck mit Erläuterungen. — 237 S., 40 Abb., 21 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1990): Profile der Solling-Folge am Südost-Rand der Niederhessischen Senke. — Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 201–212, 1 Abb.; Mainz.
- & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altmorschen—Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. Mit Detailprofilen aus Muschelkalk und Keuper. — Geol. Jb. Hessen, **116**: 45–104, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- BEYSCHLAG, F. (1891): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. XLV. Lief. Bl. Ludwigseck; Berlin.
- BRÄUTIGAM, F., LAEMMLEN, M., & SIEBEN, T. (1991): Stratigraphisch-tektonische Auswertung der baugeschichtlichen Dokumentation des Eisenbahntunnels bei Kirchheim (Osthessen). — Geol. Jb., **A 124**: 3–31, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- ENGELS, W. (1985): Die Neubaustrecke Hannover—Würzburg im Mittelabschnitt, eine 111 Kilometer lange Baustelle. — Die Bundesbahn, **6**: 541–552, 25 Abb.; Darmstadt (Hestra-Verl.).
- KLAUSING, O. (1988): Die Naturräume Hessens + Karte 1:200000. — Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **67**, 43 S., 1 Karte; Wiesbaden (HLfU).
- KUNZ, H. (1965): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im höheren Buntsandstein Ost Hessens. — Diss. Univ. Frankfurt a. M., 232 S., 13 Abb., 4 Tab., 20 Taf.; Frankfurt a. M.
- LAEMMLEN, M., & KATZENBACH, R. (1986): Baugrund- und Standsicherheitsuntersuchungen für natürliche Hänge im Buntsandstein-Bergland, als Grundlage für die Planung von Hangsicherungsmaßnahmen, dargestellt am Hattenberg-Nordhang in Osthessen. — Geol. Jb., **C 44**: 3–51, 23 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- MOESTA, F., & BEYSCHLAG, F. (1889): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. XLV. Lieferung. Gradabtheilung, **69**, No. 2. Blatt Ludwigseck; Berlin.
- PRINZ, H. (1988): Ein Beitrag zur Kinematik der saxonischen Tektonik anhand der Tunnelaufschlüsse an der DB-Neubaustrecke in Ost- und Nordhessen. — Geol. Jb. Hessen, **116**: 169–187, 9 Abb.; Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. — Geol. Jb., **A 25**: 127–132, 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 30.11.1991

Hessisches Geologisches Schrifttum 1990 mit Nachträgen aus den Jahren 1985–1989

Von

HARTMUT POSCHWITZ*

Inhaltsverzeichnis

1. Paläontologie, Stratigraphie und Tektonik	195
2. Petrologie und Geochemie	198
3. Bodenkunde	200
4. Lagerstätten und Bergbau	201
5. Geophysik	201
6. Luftbildgeologie	202
7. Ingenieurgeologie	202
8. Hydrogeologie	202
9. Landesplanung, Umweltgeologie, Altlasten (s. a. Hydrogeologie, Geochemie und Bodenkunde)	204
10. Sonstiges	205

1. Paläontologie, Stratigraphie und Tektonik

Nachtrag aus dem Jahre 1985

HAUBOLD, H., & SCHAUMBERG, G. (1985): Die Fossilien des Kupferschiefers – Pflanzen- und Tierwelt zu Beginn des Zechsteins – eine Erzlagerstätte und ihre Paläontologie. – 223 S., 139 Abb., 13 Tab.; Melsungen (Vlg. Neumann).

Nachtrag aus dem Jahre 1987

LEGENDRE, S. (1987): Die Säugetiergemeinschaften und ihr Milieu in Westeuropa im oberen Eozän und Oligozän. – Rev. paleobiol., **6** (2): 183–188, 3 Abb.; Genf.

* Biol. H. POSCHWITZ, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- ANDRES, W., & SEMMEL, A. (1988): Die Formenentwicklung im Bereich des Limburger Beckens und des westlichen Hintertaunus im Tertiär und Quartär (Exkursion D am 7. April 1988). — Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **70**: 75–86, 4 Abb.; Stuttgart.
- BIRKELBACH, M., DÖRR, W., FRANKE, W., MICHEL, W., STIBANE, F., & WECK, R. (1988): Die geologische Entwicklung der östlichen Lahmulde (Exkursion C am 7. April 1988). — Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **70**: 43–74, 16 Abb.; Stuttgart.
- FLICK, H., NESBOR, H. D., NIEMANN, J., REQUADT, H., & STAPF, K. R. G. (1988): Das Devon der südwestlichen Lahmulde auf Blatt 5613 Schaumburg (Exkursion H am 9. April 1988). — Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **70**: 161–190, 16 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HAHN, G., & HAHN, R. (1988): Seltene Trilobiten aus dem Unter-Aprathium (Unter-Karbon) von Erdbach und Herborn (Hessen). — *Senckenbergiana lethaea*, **68** (5/6): 347–370, 4 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a. M.
- MARTINI, E., ROTHE, P., & HOEFS, J. (1988): Isotopenuntersuchungen an Nannoplankton-Massenvorkommen in den Corbicula- und Hydrobienschichten im Raum Frankfurt am Main und Mainz (Miozän). — Geol. Jb., **A110**: 229–236, 2 Abb.; Hannover.
- SCHLEICH, H. H. (1988): Paläoherpelologische Materialien und Faunenspektren aus dem Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oligozän–Untermiozän). — Geol. Jb., **A110**: 289–306, 1 Abb.; Hannover.

Nachtrag aus dem Jahre 1989

- 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.

1990

- 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.
- BECKER, G. (1990): Eine Ostracoden-Fauna von Thüringer Gepräge aus dem unterkarbonischen Deckdiabas von Günterod (*typicus*-Zone; Dill-Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge, Blatt 5216 Oberscheld). — Geol. Jb. Hessen, **118**: 29–52, 2 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1990): Schließmuskel-Felder bei Ostracoden — *Struveopsis* n.g., ein „aufregender“ Fund aus dem Mitteldevon der Eifel. — Natur u. Museum, **120** (5): 157–160, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1990): Zur Morphologie und Taxonomie paläozoischer Ostracoda. — *Senckenbergiana lethaea*, **70** (1/3): 147–169, 1 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- BECKER, R. E. (1990): Profile der Solling-Folge am Südost-Rand der Niederhessischen Senke. — Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 201–212, 1 Abb.; Mainz.
- BIRENHEIDE, R. (1990): Untersuchungen an rugosen Korallen aus dem Bereich der Mittel-Devon/Ober-Devon-Grenze des Rheinischen Schiefergebirges. — *Senckenbergiana lethaea*, **70** (4/6): 259–295, 1 Abb., 1 Tab., 16 Taf.; Frankfurt a. M.
- & LÜTTE, B.-P. (1990): Rugose Korallen aus dem Mittel-Givetium (Mittel-Devon) des Rheinischen Schiefergebirges. — *Senckenbergiana lethaea*, **70**: 1–28, 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- BRAUCKMANN, C., & WILLMANN, R. (1990): Insekten aus dem Permo-Silesium der Bohrung Weiterstadt 1 (Blattodea, „*Protorthoptera*“; Oberrheinische Tiefebene, SW-Deutschland). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **8**: 470–478, 2 Abb.; Stuttgart.
- BRAUN, A. (1990): Oberdevonische Radiolarien aus Kieselschiefer-Geröllen des unteren Maintals bei Frankfurt a. M. — Geol. Jb. Hessen, **118**: 5–27, 2 Taf.; Wiesbaden.
- DÖRR, W. (1990): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Abh. Hessen, **91**, 94 S., 22 Abb., 5 Tab., 5 Karten; Wiesbaden.

- DÜNKEL, H., & VATH, U. (1990): Ein vollständiges Profil des Muschelkalks (Mitteltrias) der Dransfelder Hochfläche, SW Göttingen (Südniedersachsen). — Geol. Jb. Hessen, **118**: 87–126, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- EITEL, B., & BLÜMEL, W. D. (1990): Zum landschaftsökologischen Zusammenhang von rhenanischer Flußgeschichte und jungpleistozänem Lößaufbau in SW-Deutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 53–62, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover. [Odenwald]
- EMMERMANN, R., & RISCHMÜLLER, H. (1990): Das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB). — Die Geowissenschaften, **8** (9): 241–257, 20 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- FLOYD, P. A., LEVERIDGE, B. E., FRANKE, W., SHAIL, R., & DÖRR, W. (1990): Provenance and depositional environment of Rhenohercynian synorogenic greywackes from the Giessen Nappe, Germany. — Geol. Rundschau, **79** (3): 611–626, 8 Abb.; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1990): Bemerkungen zu Stratigraphie und Charakter der ordovizischen Conodontenfauna Thüringens. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**: 193–214, 7 Abb., Stuttgart.
- GAD, J., MARTINI, E., ROTHAUSEN, K., & TOBIEN, H. (1990): *Theridomys pseudosiderolithicus* (Rodentia, Mammalia) aus den unteroligozänen Vorkommen von Bodenheim bei Mainz (Mainzer Becken), Neustadt, Kreis Marburg (Hessische Senke), der Isle of Wight (Hampshire Becken) und deren Beziehungen zur marinen Standard-Biostratigraphie. — Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 163–182, 8 Abb.; Mainz.
- GAUDANT, J., & MICKLICH, N. (1990): *Rhenanoperca minuta* nov. gen., nov. sp., ein neuer Percoid (Pisces, Perciformes) aus der Messel-Formation (Mittel-Eozän, Unteres Geiseltalium). — Paläont. Z., **64** (3/4): 269–286, 7 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- GÖLZ, E. (1990): Schwebstoff- und Geschiebeprobeme des Oberrheins. — CATENA, **17**: 127–140, 8 Abb., 2 Tab.; Cremlingen.
- GOTH, K. (1990): Der Messeler Ölschiefer — ein Algenlaminit. — CFS, **131**, 143 S., 27 Abb., 9 Tab., 20 Taf.; Frankfurt a. M.
- GRANZOW, W. (1990): Eine halbautomatische Siebkonstruktion zur Anreicherung fossiler Palynomorphae. — Neues Jb. Geol. Paläont., **6**: 336–341, 1 Abb.; Stuttgart.
- HAHN, G., HAHN, R., & WOLF, C. (1990): *Belgibole abruptirhachis*, Leit-Trilobit an der Devon/Karbon-Grenze. — Senckenbergiana lethaea, **70**: 89–103, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- HENGSBACH, R. (1990): Zur systematischen Stellung der Clymenien (Cephalopoda; Ober-Devon). — Senckenbergiana lethaea, **70**: 69–88, 20 Abb.; Frankfurt a. M.
- HESSE, A. (1990): Die Beschreibung der Messelornithidae (Aves: Gruiformes: Rhynocheti) aus dem Alttertiär Europas und Nordamerikas. — CFS, **128**, 176 S., 15 Abb., 17 Tab., 12 Taf.; Frankfurt a. M.
- HEUNISCH, C. (1990): Palynologie der Bohrung „Natzungen 1979“, Blatt 4321 Borgholz (Trias; Oberer Muschelkalk 2, 3, Unterer Keuper). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1**: 17–42, div. Abb.; Stuttgart.
- 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. — Nach. dt. geol. Ges., **43**: 46; Hannover (Vortragskurzfassung).
— & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1990): Pliozän in einer Brunnenbohrung im Lahntal N Limburg-Eschenhofen — ein Beitrag zur Pliozänstratigraphie in Hessen und zur jüngsten Vertikaltektonik im Limburger Becken. — Geol. Jb. Hessen, **118**: 155–166, 3 Abb.; Wiesbaden.
- JACKSON, P. C. (1990): The Crenistria Limestone: Palaeoceanographic crisis in a Dinantian sea. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **10**: 607–621, 6 Abb.; Stuttgart.
- KLOTZ, W. (1990): Zyklische Gliederung des Unteren Muschelkalks („Wellenkalk“) auf der Basis von Sedimentations-Diskontinuitäten. — Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **9/10**: 1359–1367, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- KUPFAHL, H.-G. (1990): Vergleich von Profilen der höheren Givet- bis zur tieferen Nehden-Stufe bei Amönau und im Raum Buchenau (NE-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **118**: 63–86, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- LANGSCHIED, K. (1990): Der Rhein — vom Urstrom zur Wasserstraße. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **112**: 85–101, 6 Abb.; Wiesbaden.

- LÜTKE, F. (1990): Contributions to a phylogenetical classification of the subfamily Proetinae SALTER, 1864 (Trilobita). — *Senckenbergiana lethaea*, **71** (1/2): 1–83, 9 Abb., 12 Taf.; Frankfurt a. M.
- MALZ, H. (1990): Bericht über das „1st European Ostracodologists' Meeting“ im Senckenberg-Museum (2.–8. August 1989). — *Natur und Museum*, **120** (1): 19–25, 9 Abb.; Frankfurt a. M.
- MARTIN, T. (1990): Jungpleistozäne und holozäne Skelettfunde von *Bos primigenius* und *Bison priscus* aus Deutschland und ihre Bedeutung für die Zuordnung isolierter Langknochen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **40**: 1–19, 17 Abb., 2 Tab.; Hannover. [Thüringen, nördl. Oberrheinebene]
- MEHRNUSCH, M. (1990): Die Bolivinen (Foraminifera) der Mittleren Pechelbronn-Schichten (Latdorfium) im Mainzer Becken und im Oberrheingraben. — *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**: 129–150, 1 Abb., 1 Taf.; Mainz.
- RAUHE, M. (1990): Habitat-Habitus-Wechselbeziehung von *Allognathosuchus gaudryi* STEFANO 1905 (= *Allognathosuchus haupti* WEITZEL 1935). — *Geol. Jb. Hessen*, **118**: 53–61; Wiesbaden.
- RÖHL, U. (1990): Parallelisierung des norddeutschen oberen Muschelkalks mit dem süddeutschen Hauptmuschelkalk anhand von Sedimentationszyklen. — *Geol. Rundschau*, **79** (1): 13–26, 7 Abb.; Stuttgart.
- URLICHS, M., & VATH, U. (1990): Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) bei Göttingen (Südniedersachsen). — *Geol. Jb. Hessen*, **118**: 127–147, 1 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- WEDDIGE, K. (1990): Neue geologische Schürfe in der Eifel. — *Natur u. Museum*, **120** (5): 152–156, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- WENNDORF, K.-W. (1990): Homalonotinae (Trilobita) aus dem Rheinischen Unter-Devon. [Homalonotinae (Trilobita) from the Lower Devonian of the Rheinisches Schiefergebirge]. — *Palaeontographica*, Abt. A, **211**, 184 S., 57 Abb., 41 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- WERNER, R. (1990): Schutzhütte über dem Grenzstratotypus Unter-/Mitteldevon in Schönecken-Wetteldorf/Eifel. — *Natur u. Museum*, **120** (5): 160–163, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- ZIEGLER, W. (ed.) (1990): 1st International Senckenberg Conference and 5th European Conodont Symposium (ECOS V) Contributions IV. Papers on Conodonts and Ordovician to Triassic Conodont Stratigraphy. — *CFS*, **118**, 610 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Frankfurt a. M.

2. Petrologie und Geochemie

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- KRONENBERG, S. B., PICHLER, H., & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Young alkalibasaltic to nephelinitic volcanism in the Southern Colombian Andes — origin by subduction of a spreading rift? — *Zbl. Geol. Paläontol.*, **7–8** (I): 919–936, 4 Abb., 2 Tab., 17 Analys.; Stuttgart. [Hess. Senke]

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- DILL, H. (1988): Geological setting and age relationship of fluorite-barite mineralization in southern Germany with special reference to the Late Paleozoic unconformity. — *Miner. Depos.*, **23** (1): 16–23, 7 Abb.; Berlin-West. [Odenwald, Spessart]
- FLICK, H., & NESBOR, H. D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde. — *Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **70**: 411–475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LORSON, M. (1988): Der initiale splitische Magmatismus im Devon der Briloner Scholle, auf dem NW-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels und im Messinghäuser Sattel (Hauptgrünstein des nordöstlichen Sauerlandes). — *Clausthaler geowiss. Diss.*, **30**, 240 S., 52 Abb., 31 Tab., 10 Taf., 9 Karten, 23 Analys.; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). — *Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **70**: 99–140, 31 Abb., 3 Tab., 16 Analys.; Stuttgart.

Nachtrag aus dem Jahre 1989

FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, H. D. (1989): Lagenbau eines doleritischen Lagerganges in der nordöstlichen Dill-Mulde. — Zbl. Geol. Paläont., Teil 1; Stuttgart.

1990

- ALTENBERGER, U., BESCH, T., MOCEK, B., ZAIPENG, Y., & YONG, S. (1990): Geochemie und Geodynamik des Böllsteiner Odenwaldes. — Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 183–200, 10 Abb.; Mainz.
- FLICK, H., NESBOR, H. D., & 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. Rundschau, **79** (2): 401–415, 11 Abb.; Stuttgart.
- FRANTZ, E. (1990): Untersuchungen zum Verwitterungsverhalten von Sandsteinen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins. — Berichte–Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, **37**, 176 S., 91 Abb., 23 Tab., 5 Taf.; Kiel.
- HARTMANN, G., & WEDEPOHL, K. H. (1990): Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (Northwest Germany). — Geochimica et Cosmochimica Acta, **54**: 71–86, 6 Abb., 7 Tab.; U.S.A. (Pergamon Press).
- HENTSCHEL, G. (1990): Die Minerale in Auswürflingen des Laacher-See-Vulkans. — Aufschluß, Sbd. **33**: 65–105, 103 Abb., 3 Tab.; Heidelberg.
- HUCKENHOLZ, H. G., & WERNER, C.-D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar (Bayerisch-thüringisches Grabenfeld). — Beih. European Journal Mineralogy, **2**: 1–42, 3 Abb., 8 Tab.; Stuttgart.
- KRAMM, U., & WEDEPOHL, K. H. (1990): Tertiary basalts and peridotite xenoliths from the Hessian Depression (NW Germany), reflecting mantle compositions low in radiogenic Nd and Sr. — Contrib. Mineral. Petrol., **106**: 1–8, 1 Tab.; Berlin–Heidelberg.
- LIPPOLT, H.-J., KIRSCH, H., & PLEIN, E. (1990): Karbonische und permische Vulkanite aus dem Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens: Art, Altersbestimmung und Konsequenz. — Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **72**: 227–242, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- MENGEL, K. (1990): Crustal xenoliths from Tertiary volcanics of the Northern Hessian Depression. — Contrib. Mineral. Petrol., **104**: 8–26, 8 Abb., 5 Tab.; Berlin–Heidelberg.
- MÜLLER, R., LEEDER, O., & PORATH, M. (1990): Einschlüsse in Salzmineralen, insbesondere in Carnallititen des Flözes Staßfurt. — Z. geol. Wiss., **18**: 53–61, 12 Abb.; Berlin.
- SCHREIBER, U. (1990): Neue Untersuchungsergebnisse über die charakteristische fleckige Verwitterungerscheinung basaltischer Gesteine (basaltischer Sonnenbrand). — Neues Jb. Geol. Paläont., **6**: 353–366, 7 Abb., 3 Tab.; Stuttgart. [Westerwald]
- SCHREYER, W., MARESCH, W. V., DANIELS, P., & WOLFSBORFF, P. (1990): Potassic cordierites: characteristic minerals for high-temperature, very low-pressure environments. — Contrib. Mineral. Petrol., **105**: 162–172, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin–Heidelberg. [Blaue Kuppe]
- SOMMERMANN, A.-E. (1990): Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms in Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle. — Geol. Jb. Hessen, **118**: 167–197, 8 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- WITT-EICKSCHEN, G., & SECK, H. A. (1990): Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. — Contrib. Mineral. Petrol., **106**: 431–439, 10 Abb.; Berlin–Heidelberg. [Gonterskirchen/Vogelsberg]
- ZULAUF, G. (1990): Die kraternahen vulkanischen Bildungen des Steinbruchs „Rauher Berg“ NNE Brauerschwend (NE-Rand des Vogelsberges). — Geol. Jb. Hessen, **118**: 199–209, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

3. Bodenkunde

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- DREESMANN, S., VORDERBRÜGGE, T., & HARRACH, T. (1987): Gefüge, Durchwurzelung und Ertrag roter Reliktböden aus Basalt im Vorderen Vogelsberg. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **55**: 859; Göttingen.
- FLEIGE, H., & HINDEL, R. (1987): Auswirkungen pedogenetischer Prozesse auf die Schwermetallverteilung im Bodenprofil. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **55**: 313–319, 5 Abb.; Göttingen.
- GRUPE, M. (1987): Der Einfluß der Flächenvariabilität von Schwermetallgehalten auf Durchschnittswerte und Beprobung. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **53**: 167–172, 1 Abb., 4 Tab., 36 Analys.; Göttingen. [Hess. Senke]
- HENKE, W. (1987): Einfluß der Bodenbearbeitung auf die Regenwurmaktivität. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **55**: 885–889, 3 Abb., 1 Tab.; Göttingen. [Hess. Senke, Gießen]
- KUNZMANN, G., HARRACH, T., & VOLLRATH, H. (1987): Die Eignung vegetationskundlicher Methoden zur Bewertung von Grünlandstandorten für Landwirtschaft und Naturschutz. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **55**: 905–910, 3 Abb.; Göttingen. [Hess. Senke, Lahn-Tal, Vogelsberg]
- MARTINS, O. (1987): Die bodenphysikalischen Kenndaten des Dränggrabens im Vergleich zum ungestörten Boden. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **55**: 913–918, 5 Abb., 1 Tab.; Göttingen. [Hess. Senke]
- VORDERBRÜGGE, T., & HARRACH, T. (1987): Einfluß des Bodengefüges auf Durchwurzelung und Ertrag bei Wintergerste. Ergebnisse aus einem Bodenbearbeitungsversuch. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **55**: 985; Göttingen. [Wetterau]

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- JUVIGNE, E., & WINTLE, A. G. (1988): A new chronostratigraphy of the Late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. — Eiszeitalter und Gegenwart, **38**: 94–105, 3 Abb., 1 Tab., 13 Analys.; Öhringen.
- LESSMANN-SCHOCK, U., SCHÖBEL, T., & STEPHAN, S. (1988): Zur systematischen Stellung und Bodenentwicklung des Tschernosems des Oberrheintales und der Smonica in Rheinhessen. — Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **151** (1): 9–14, 4 Abb., 3 Tab.; Weinheim.
- SIEBERTZ, H. (1988): Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze. — Eiszeitalter und Gegenwart, **38**: 106–114, 8 Abb.; Öhringen.

1990

- BRAHMS, M., & BRAHMS, E. (1990): Erfahrungen bei der Einrichtung eines regionalen und kommunalen Bodenschutzinformations- und Planungssystems. — Natur und Landschaft, **9**: 438–440, 3 Abb.; Bonn.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (1990): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1: 50000, Bl. L 4716 Brilon; Krefeld.
- GRATHWOHL, P. (1990): Bestimmung der Gesamtbelastung des Bodens mit leichtflüchtigen Schadstoffen aus der Schadstoffkonzentration in der Bodenluft. — Wasser + Boden, **4**: 244–250, 3 Abb., 3 Tab.; Hamburg–Berlin.
- HARTGE, K. H., & HORN, R. (1990): Mineralböden als Abdichtungsbarriere bei Deponiekörpern. Pedologische Prozesse in mineralischen Dichtungen und Abdeckungen oberflächennaher Feststoffdeponien. — Die Geowissenschaften, **8** (2): 46–50, 5 Abb.; Weinheim.
- Hessische Forstliche Versuchsanstalt (1990): Die Nadelverluste mittelalter Fichten [*Picea abies* (L.) Karst.] in Hessen in Abhängigkeit von Nadelinhaltsstoffen, Bodenelementgehalten und Standortfaktoren. — Forschungsberichte, **10**, 192 S., 43 Abb., 28 Tab., 3 Anh.; Hann. Münden.
- JUVIGNE, E. (1990): About some widespread Late Pleistocene tephra horizons in Middle Europe. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**: 215–232, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart. [Eltville am Rhein]
- REHNELT, K. (1990): Zur Versteinierung (Silifizierung) organischer Sedimente und über kondensierte Systeme. Modelle für Humusstoffe und lignoide Bruchstücke. — Ber. Offb. Ver. Naturkde., **90**: 26–32, 2 Abb.; Offenbach.
- WEIDNER, E. (1990): Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1: 50000; Wiesbaden (Hess. Landesamt f. Bodenforschung).

4. Lagerstätten und Bergbau

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- Gewerkschaft Brigitta Elwerath (1988): Produktionsdistrikt Stockstadt. Öl aus den Pechelbronner Schichten. — BEB-Mosaik, **1**: 16–17, 2 Abb.; Hannover.
- HINZE, G. (1988): Ankern im Braunkohlentiefbau. — Erzmetall, **41** (4): 167–175, 24 Abb.; Stuttgart. [Hess. Senke]
- KAPPELMEYER, O. (1988): Kosten-Nutzen-Modell einer Anlage zur Großtechnischen Gewinnung terrestrischer Wärme aus dem heißen impermeablen Untergrund mit einer Anwendung auf die Bedingungen im Oberrheingraben. — Programm Energieforschung und Lagerstätten, 343–354, 5 Abb.; Jülich (KFA Jülich).
- ZUCHOWSKI, J. (1988): 17. Bergmännische Tagung des Kaliverein e. V. am 23. Oktober 1987 in Hannover. — Erzmetall, **41** (3): 155–157, 1 Abb.; Stuttgart.

1990

- BAUMHAUER, R. (1990): Lagerungsverhältnisse von Basalt und Braunkohlentertiär am Südrand der Langen Rhön und im südlichen Vogelsberg. — Z. dt. geol. Ges., **141**: 79–86, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- FRANZ, H. (1990): Die Ursachen des Grubenunglücks im Braunkohlentiefbau Stolzenbach. — Glückauf, **126** (1/2): 52–55, 5 Abb.; Essen.
- KLUCKERT, K. (1990): Deponieabdichtung für Steinbrüche. — Naturstein-Industrie, **3/90**: 52–53, 3 Abb.; Baden-Baden.
- PAULY, E. (1990): Mineralische Rohstoffe für den Straßenbau in Hessen, Vorkommen, Verfügbarkeit, Recycling. — Naturstein-Industrie, **6/90**: 23–27, 1 Abb., 1 Tab.; Baden-Baden.
- RANGE, P. (1990): Präzise Vermessung von Steinbruchwänden und Kippen. — Naturstein-Industrie, **5/90**: 53–56, 4 Abb.; Baden-Baden.
- RIEDL, T. M. (1990): Steinbrüche als Deponien. — Naturstein-Industrie, **6/90**: 19–21, 1 Abb.; Baden-Baden.
- (1990): Primär- „versus“ Sekundärrohstoffe. — Naturstein-Industrie, **7/90**: 61–64; Baden-Baden. [Naturstein-Industrie Hessen]
- SCHWARZ, G. (1990): Steinbrüche als Deponieraum. — Naturstein-Industrie, **3/90**: 48–51; Baden-Baden.

5. Geophysik

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- BOSUM, W. (1988): Experience with a carbone magnetometer/gamma-ray spectrometer system. — Geol. Jb., **E 42**: 15–29, 12 Abb.; Hannover. [Lahn–Dill-Gebiet]
- SCHMIDT, H. (1988): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Raum Ober-Widdersheim (westlicher Unterer Vogelsberg/Hessen, Blatt 5519 Hungen). — Diplomarb. Univ. Frankfurt a. M., 229 S., 102 Abb., 15 Tab., 5 Beil.; Frankfurt a. M.

1990

- 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).
- FRANKE, W., BORTFELD, R. K., BRIX, M., DROZDEWSKI, G., DÜRBAUM, H. J., GIESE, P., JANOTH, W., JÖDICKE, H., REICHERT, C., SCHERP, A., SCHMOLL, J., THOMAS, R., THÜNKER, M., WEBER, K., WIESNER, M. G., & WONG, H. K. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. — Geol. Rundschau, **79** (3): 523–586, 21 Abb.; Stuttgart.
- FRÖHLICH, L. (1990): Die Ingenieurgeophysik als Rationalisierungsmittel im Bauwesen, Bergbau und Umweltschutz. — Z. geol. Wiss., **18**: 105–112, 2 Abb.; Berlin.

- HAHN, A., & WONIK, T. (1990): Preliminary interpretation of the magnetic anomalies in the area of the seismic reflection profile DEKORP 2-N. — *Geol. Rundschau*, **79** (3): 603–610, 3 Abb.; Stuttgart.
- VOLBERS, R., JÖDICKE, H., & UNTIEDT, J. (1990): Magnetotelluric study of the earth's crust along the deep seismic reflection profile DEKORP 2-N. — *Geol. Rundschau*, **79** (3): 581–601, 8 Abb.; Stuttgart.

6. Luftbildgeologie

1990

- KRÖGER, H. (1990): Verbesserung der Bildauswertung. — *Die Geowissenschaften*, **8** (5): 135–136, 4 Abb.; Weinheim.
- MARKWITZ, W. (1990): Die neuen Aufgaben des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum (DFD). Verarbeitung und Archivierung der Daten des europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 bei der Deutschen Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DLR). — *Die Geowissenschaften*, **8** (11–12): 354–356, 1 Abb.; Weinheim.
- SIEBERT, A., & STRATHMANN, F.-W. (1990): Kosmos-KFA-1000. Ein hochauflösender Sensor zur Dokumentation von Raum- und Umweltveränderungen. — *Die Geowissenschaften*, **8** (11–12): 347–353, 6 Abb.; Weinheim.

7. Ingenieurgeologie

1990

- ENTENMANN, W. (1990): Untersuchungen zur Geologie und Ingenieurgeologie an der Aartalsperre bei Bischoffen, Lahn–Dill-Kreis (Hessen). Teil 1: Allgemeine Geologie, Tektonik. — *Geol. Jb. Hessen*, **118**: 235–263, 13 Abb.; Wiesbaden.
- PRINZ, H. (1990): Situation der ingenieurgeologischen Forschung in der Bundesrepublik Deutschland. — *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, **44**: 21–25; Hannover (DGG).
- (1990): Grundwasserabsenkung und Baumbewuchs als Ursache von Gebäudesetzungen. — *Vorträge der Aachener Bausachverständigentage 1990*, 61–68, 7 Abb.; Wiesbaden (Bau-Vlg.).

8. Hydrogeologie

Nachtrag aus dem Jahre 1989

- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1989): Morphometrische Parameter von Einzugsgebieten hessischer Pegel. — *Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz*, **83**, 27 S., 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

1990

- BARCZEWSKI, B., & MARSCHALL, P. (1990): Untersuchungen zur Probenahme aus Grundwassermeßstellen. — *Wasserwirtschaft*, **10**: 506–513, 8 Abb.; Stuttgart.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil II, Main, Abflußjahr 1987. — 171 S., div. Abb., div. Tab., 1 Karte; München (Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft) 1990.
- FRESENIUS, W., & KUSSMAUL, H. (1990): Schwankungen des CO₂-Gehaltes in Mineral- und Heilquellen. — *Heilbad und Kurort*, **2**: 38–40, 6 Tab.; Gütersloh. [Mineral- u. Heilquellen in Hessen]
- Heilbad und Kurort (1990): Bad Homburg v.d. Höhe: Die Geschichte einer Kurstadt. — *Heilbad u. Kurort*, **2**: 262–263, 3 Abb.; Gütersloh.
- HEINZ, B. (1990): Hessisches Wassergesetz setzt neue Akzente. — *Wasser + Boden*, **9**: 608–610; Hamburg–Berlin.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1990): Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit in Hessen. — *Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz*, **94**, 159 S., div. Abb.; Wiesbaden.

- (1990): Staatliche Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit in Hessen, Arbeitsergebnisse 1984/89, 1. Bericht Februar 1990. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **98**, 150 S., 50 Abb., 13 Tab., 4 Anl.; Wiesbaden.
 - (1990): Hessisches Gütemeßprogramm für oberirdische Gewässer, Fließgewässer. Meßergebnisse und Auswertungen 1989. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **108**, 11 S. u. Anh., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- Hessisches Ministerium für Umwelt und Reaktorsicherheit (1990): Jahresbericht der Wasserwirtschaft, Haushaltsjahr 1989. – Wasser + Boden, **6/7**: 414–417, 3 Abb., 1 Tab.; Hamburg–Berlin.
- KOBUS, H. (1990): Den Schadstoffen auf der Spur. Transportprozesse im Grundwasser. – Mitt. DFG, **1/90**: 18–21, 6 Abb.; Weinheim.
- KUSSMAUL, H., & FRESENIUS, W. (1990): Isotopenuntersuchungen von Heil- und Mineralquellen im Bereich der Taunusrandverwerfung. – Heilbad u. Kurort, 298–301, 5 Abb., 3 Tab.; Gütersloh.
- LÜBBE-WOLFF, G., & DÜMMER, M. (1990): Grundwasserschutz durch Grundwasserbeobachtung. – Wasser + Boden, **9**: 610–613; Hamburg–Berlin.
- MICHEL, G. (1990): Altersbestimmung von natürlichen Mineralwässern aus der Sicht des Hydrogeologen. – Mineralbrunnen, **8**: 258–265; Bonn.
- (1990): Internationales Symposium über hydrogeologische Karten. – bbr, **4**: 156–160; Köln.
 - (1990): Ausgleichszahlungen für die Landwirtschaft in Heilquellenschutzgebieten? – Heilbad und Kurort, **7**: 423–428, 3 Abb., 1 Tab.; Gütersloh.
- MORGENSCHWEIS, G. (1990): Zur Ungenauigkeit von Durchflußmessungen mit hydrometrischen Flügeln. – DGM, **1/2**: 16–21, 6 Tab.; Koblenz.
- NIENHAUS, H. (1990): Vom Faulborn zum Badeort Weilbach. Der Schwefelbrunnen – Mittelpunkt dieser Entwicklung. – Mineralbrunnen, **10**: 368–387, 19 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- (1990): Als Heilwasser noch in Tonkrügen reiste . . . Zu den Steinzeugkrügen für den „Brunnenversand“ im 18. und 19. Jahrhundert. – Heilbad und Kurort, **7**: 179–184, 14 Abb.; Gütersloh. [Wiesbaden, Bad Weilbach]
- OSWALD, T., & LÖHNERT, E. P. (1990): Probenahme aus Multilevel-Brunnen. – Die Geowissenschaften, **8** (3): 61–62, 4 Abb.; Weinheim.
- PFFINGSTEN, W., & MULL, R. (1990): Transportprozesse in Kluftgrundwasserleitern. – DGM, **4**: 116–123, 9 Abb.; Koblenz.
- 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.
- (1990): Die Auswirkungen saurer Depositionen auf das Grundwasser in Kluftgrundwasserleitern des nord- und osthessischen Buntsandsteingebietes. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 456–467, 11 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- RIED, M. (1990): Grundwassersanierung am Beispiel eines Kerosinschadensfalles. – bbr, **12**: 619–623, 4 Abb.; Köln.
- ROH, R. (1990): Das Einzugsgebiet des Altschauerborns, einer Karstquelle bei Elz, NW Limburg. – Geol. Jb. Hessen, **118**: 211–233, 13 Abb.; Wiesbaden.
- RUPPER, P., & SCHNEIDER, M. (1990): Hydrogeologische Standortbewertung einer Altablagerung in tertiären Sedimentgesteinen. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 310–316, 8 Abb.; Hannover. [Offenbach a. M.]
- SCHRAFT, A. In: EINSELE, G., KÖHLER, W.-R., PLUM, H., SCHRAFT, A., SEILER, K.-P., & UDLUFT, P. (1990): Stoffeintrag und Stoffaustrag in bewaldeten Einzugsgebieten. – DVWK, **91**, 151 S., 15 Abb., 8 Taf.; Hamburg–Berlin (Parey).
- STOBER, I. (1990): Wasserwegsamkeit im kristallinen Grundgebirge. – DGM, **5/6**: 179–185, 10 Abb.; Koblenz.
- TOUSSAINT, B. (1990): Kritische Anmerkungen zur Plausibilität der Gehalte leichtflüchtiger Halogenkohlenwasserstoffe in beprobten Umweltmedien. – Schr. Angew. Geol., **9**: 93–112, 4 Abb., 1 Tab.; Karlsruhe.

9. Landesplanung, Umweltgeologie, Altlasten (s. a. Hydrogeologie, Geochemie und Bodenkunde)

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- KORTE, F., & LÜHR, H.-P. (1987): Grundsätze für die Behandlung und Lagerung von Sonderabfällen. Auszug aus dem Gutachten der Sachverständigen-Kommission zur Sonderabfalldeponie Mainhausen. — In: Schadstoffarme Abfallentsorgung, 75–106, 2 Abb.; Berlin (Erich Schmidt Vlg.).
- REINHARDT, M. (1987): Überlegungen der Geologischen Landesämter der Bundesrepublik Deutschland zu geowissenschaftlichen Rahmenkriterien für Deponiestandorte. — Veröff. Grundbauinst. Landesgew. Anst. Bayern, **49**: 19–39, 16 Abb.; Nürnberg.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- BARNISKE, L., & GLEIS, M. (1988): Thermische Sonderabfallbehandlung im Rahmen der TA Abfall. — WLB, **32** (3): 61–62, 1 Abb.; Mainz. [Industrie-Müll GmbH, Biebesheim]
- EWE, T., & DEVENDRAN, T. (1988): Gefährliches Plutonium. Der Unfall von Hanau. — Bild d. Wiss., **25** (6): 62–71, 4 Abb.; Stuttgart.
- KLAUSING, O. (1988): Die Naturräume Hessens mit einer Karte der naturräumlichen Gliederung 1: 200000. — Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **67**, 43 S., 1 Karte; Wiesbaden (Hess. Landesanst. f. Umwelt).
- MOLLENHAUER, D. (1988): Ökosystemforschung in einer Mittelgebirgs-Landschaft (Spessart). — Natur und Museum, **118**: 97–117, 18 Abb.; Frankfurt a. M.
- RAIJMAEKERS, J. (1988): Frankfurts Monte Scherbelino wird saniert: Aus dem großen Berg wird jetzt ein Giftzwerg. — Entsorga-Magazin, **7** (2): 19–21, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHÖNER, P. (1988): Einrichtung und Betrieb von Sonderabfall-Deponien. — In: Behandlung von Sonderabfällen, **2**: 983–1001, 7 Abb.; Berlin (Vlg. Energie Umwelttechnik). [Mainflingen-Mainhausen]
- Umweltschutz-Dienst (1988): Altlasten in der kommunalen Praxis. — Umweltschutz-Dienst, **18** (5–6): 18; Düsseldorf.

1990

- AUST, H., & MATUSZCZAK, B. (1990): Statistische Auswertung geowissenschaftlicher Daten von Deponien in der Bundesrepublik Deutschland. — Z. dt. geol. Ges., **141**: 201–214, 16 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- BÖTTGER, K. (1990): Ufergehölze — Funktionen für den Bach und Konsequenzen ihrer Beseitigung. Ziele eines Fließgewässer-Schutzes. — Natur und Landschaft, **2**: 57–62, 5 Abb.; Bonn.
- BREUERS, H.-G. (1990): Zielvorstellungen für die Umweltverwaltung in Hessen. — Wasser + Boden, **2**: 69–72; Hamburg — Berlin.
- DISSER-HUKE, R. (1990): Entstehung, Pflege und Sicherung des typischen Moos-Kiefernwaldes (*Dicrano-Pinetum typicum*) auf Sanden der Altmain-Diluvialterrasse im Raum Seligenstadt. — Ber. Offb. Ver. Naturkde., **90**: 3–25, 4 Abb., 9 Tab.; Offenbach.
- ERNST, H. (1990): Verminderung der Salzbelastung der Werra in Sicht. — Glückauf, **126** (19/20): 956, 1 Tab.; Essen.
- ERZ, W. (1990): Geschichte des Naturschutzes — Rückblicke und Einblicke in die Naturschutz-Geschichte. — Natur und Landschaft, **3**: 103–106, 3 Abb.; Bonn.
- FRÜCHTENICHT, H., & STEMPEL, R. (1990): Umschließung eines kontaminierten Altstandortes mit einer Schalwand. — Z. dt. geol. Ges., **141**: 354–358, 4 Abb.; Hannover. [Hanau]
- GÖTZ, E. (1990): Erhaltung und Stützung von Feuchtbiotopen. — Die Geowissenschaften, **8** (7): 181–187, 11 Abb.; Weinheim. [Hessisches Ried]
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1990): Ökologische Bestandsaufnahme, Entwicklung und Bewertung an Hochwasserrückhaltebecken und Talsperren Hessens. — Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **71**, 166 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1990): Waldbelastungen durch Immissionen (WdI) — Immissionserfassung — 4. Zwischenbericht. — Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **97**, 65 S., div. Abb., div. Tab., Anh.; Wiesbaden.

- (1990): Immissionen gasförmiger Luftschadstoffe an der Bergstraße. Meßbericht. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **101**, 26 S., 7 Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
 - (1990): Die Schwefelbelastung der Fichtenbestände in den Räumen Wiesbaden–Taunus und Hessischer Spessart in den Jahren 1977, 1980 und 1983. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **102**, 123 S., 44 Abb., 15 Tab.; Wiesbaden.
 - (1990): Jahresbericht 1989. – Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **105**, 141 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- Hessisches Ministerium für Umwelt und Reaktorsicherheit (1990): Gewässergüte im Lande Hessen, 1976–1990, 4 S., 2 Tab., 4 Karten; Wiesbaden.
- JÄGER, B., & REINHARDT, M. (1990): Die geologische Barriere im Deponiekonzept – Wunsch oder Wirklichkeit. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 193–200, 6 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- LENZ, R., & HABER, W. (1990): Kritische Anmerkungen zur Forstdüngung aus landschaftsökologischer Sicht. – Natur und Landschaft, **7/8**: 382–387; Bonn.
- MALKMUS, A. (1990): Zur Situation der Landschaftsplanung aus der Sicht der nach § 29 Bundesnaturschutzgesetz anerkannten Verbände am Beispiel Hessen und Nordrhein-Westfalen. – Natur und Landschaft, **9**: 441–445; Bonn.
- MÖHLE, K.-A., & MASANNEK, R. (1990): Wasserbedarf, Wasserverwendung und Wassersparmöglichkeiten in öffentlichen Einrichtungen und im Dienstleistungsbereich. – Wasser + Boden, **4**: 209–216, 5 Abb., 12 Tab.; Hamburg–Berlin.
- NICKEL, B. (1990): Recycling und Deponierung – aber wie? Von „Furcht und Elend“ der Genehmigungsverfahren in Hessen. – Naturstein-Industrie, **8/90**: 30–31; Baden-Baden.
- OELTZSCHNER, H. (1990): Vorschläge der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) für Anforderungen an die „Geologische Barriere“ im Deponiekonzept. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 215–224, 5 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- PÖPEL, H. J., & GROHMANN, W. (1990): Heutige Grenzen der CSB-Elimination. – gwf, **12**: 665–673, 3 Abb., 8 Tab.; München. [UVF, Frankfurt a. M.]
- POSCHWITZ, H. (1990): Einfache Untersuchungsmethoden zur Bestimmung der Gewässergüte (Teil I, Hydrobiologie). – Fischerei in Hessen, **10/90**: 7–12, 1 Tab.; Wiesbaden (VHSF).
- RABIUS, E.-W. (1990): Arbeitsberichte über die abgeschlossenen und laufenden Tätigkeiten der Landesanstalten/-ämter für Naturschutz und Landschaftspflege (1989), Hessen. – Natur und Landschaft, **5**: 244–245; Bonn.
- SCHAAB, E. (1990): Umweltveränderung unter dem Einfluß des Wettbewerbs „Unser Dorf soll schöner werden“ – dargestellt am Beispiel des Rheingau-Taunus-Kreises. – Natur und Landschaft, **11**: 547–548; Bonn.
- SCHWARZ, W. (1990): Erkundung, Bewertung und Sanierung von kontaminierten Standorten mit EDV-Unterstützung. – bbr, **8**: 419–423, 7 Abb.; Köln.

10. Sonstiges

Nachtrag aus dem Jahre 1987

- FLEISCHER, G. (1987): Dia-Vorträge. Planung, Gestaltung, Durchführung. – 166 S., 61 Abb.; Stuttgart – New York (Thieme Vlg.).
- KRÜGER, H. (1987): Zur chromzeitlichen Datierung der Münzenberger Geröllgerät-Gruppe. Ein Beitrag zum Archäolithikum in Mitteleuropa. – Quartär, **37–38**: 229–240, 3 Abb.; Bonn.

Nachtrag aus dem Jahre 1988

- PFEIFFER, D. (1988): 40 Jahre Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben. Geschichtliche Entwicklung von den Höchster Vereinbarungen bis zur Blauen Liste. – Geol. Jb., **A 109**: 9–38; Hannover.

1990

- BARGON, E. (1990): Tätigkeitsbericht des Hessisches Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1989 (1.1. – 31.12.1989). – Geol. Jb. Hessen, **118**: 283–298; Wiesbaden.
- Hessisches Ministerium für Wissenschaft und Kunst (1990): Wissenschaft und Forschung in Hessen. – 712 S., 10 Abb., 7 Tab.; Wiesbaden.
- HÜHNER, G. (1990): Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. – Geol. Jb. Hessen, **118**: 299–311; Wiesbaden.
- MESCHEDE, M., BIALK, A., FRISCH, W., GORTHNER, A., NEUGEBAUER, J., & RATSCHBACHER, L. (1990): Literaturdokumentation mit dem Personal-Computer. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 165–174, 6 Abb.; Hannover.
- PAULY, E. (1990): FRITZ HEYELMANN † – Jb. Nass. Ver. Naturk., **112**: 4–5; Wiesbaden.
- (1990): Jahresbericht des Nassauischen Vereins für Naturkunde für das Jahr 1989. – Jb. Nass. Ver. Naturk., **112**: 133–135; Wiesbaden.
- (1990): Naturwissenschaft 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.
- ZIEGLER, W. (1990): Wissenschaftlicher Jahresbericht 1988/89 des Forschungsinstitutes Senckenberg, Frankfurt am Main. – CFS, **127**, 378 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf.; Frankfurt a. M.

GISBERT DIEDERICH †



Am 6. Januar 1992 erlag Geologieoberrat Dr. GISBERT DIEDERICH seinen schweren Verletzungen, die er sich bei einem Sturz Ende August 1991 zugezogen hatte. Zahlreiche Kollegen und Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung gaben ihm zum kleinen Friedhof in Wiesbaden-Medenbach das letzte Geleit. Er war als Wissenschaftler hoch angesehen, als Mitarbeiter unter Kollegen, bei Vorgesetzten und Untergebenen beliebt, ein unermüdlicher, pflichtbewußter „Schaffer“, der selten klagte und sich, obwohl schon von Jugend an mit chronischer Krankheit belastet, nicht schonte.

GISBERT DIEDERICH kam als Sohn des Bahnbeamten AUGUST DIEDERICH und seiner Ehefrau EDITH, geb. MARQUORDT, am 11. 2. 1934 in Hannover zur Welt. Dort besuchte er von 1940 bis 1941 die Volksschule, wechselte dann in die Volksschule in Weddendorf, Krs. Gardelegen, in der Altmark, von wo er auch anschließend die Mittelschule im nahen Oebisfelde bis 1948 besuchte. Nach Übersiedlung in die Bundesrepublik nach Offenbach am Main ging er zunächst in die dortige Mittelschule, dann in das Leibnizgymnasium, das er 1955 mit dem Abitur verließ. In seinem Abiturzeugnis verrät sich bereits die Begabung zu den Naturwissenschaften, die ihm das Studium der Geowissenschaften an der nahen Johann-Wolfgang-Goethe-Universität in Frankfurt am Main nahelegte. Seine Lehrer waren dort K. KREJCI-GRAF, der die Themen für Diplomarbeit und Dissertation akzeptierte, R. KRÄUSEL, G. SOLLE, E. SCHÖNHALS, K. KRÖMMELBEIN, A. SEILACHER, W. KRÄUSEL, D. RICHTER und K. VOGEL als Geologen und Paläontologen, H. O'DANIEL, G. REIN und P. HAHN-WEINHEIMER als Mineralogen und Petrographen und H. BERCKHEMER als Geophysiker. Nur zwei kurze Praktikantenzeiten als Kohlenpetrograph bei der Zeche „Germania“ der Dortmunder Bergbau AG und als Ordner der Korallensammlung der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft unterbrachen die mit Eifer betriebenen Studien, die schließlich mit der Diplomarbeit über die Geologie der Umgebung von Bieber im nordhessischen Spessart im Jahr 1962 und mit einer Dissertation über die Beckenfazies des Unteren Buntsandstein in Hessen und den südlichen Nachbargebieten im Jahr 1964, letztere mit magna cum laude bewertet, sowie der Promotion zum Dr. phil. nat. endeten.

Schon am 1. 8. 1964 war er auf Fürsprache der Amtsangehörigen, die seine Diplomarbeit kannten und betreut hatten (F. NÖRING, M. LAEMMLEN, A. GOLWER) als Angestellter in das Hessische Landesamt für Bodenforschung eingetreten, in dem er dann gut 26 Jahre, zuletzt als Geologieoberrat tätig war. Am 1. 8. 89 konnte er sein 25jähriges Dienstjubiläum feiern.

Im Jahr 1966 heiratete er Frau MARIANNE SENDNER, die ihn fast 22 Jahre lang begleitete und ihm 2 Töchter schenkte. Jäh zum Witwer geworden, mußte er die letzten drei Jahre ohne die stets gegenwärtige Hilfe und mit zunehmender Belastung auskommen. Im November 1991 konnte er noch die Geburt seines ersten Enkels erleben.

Als Wissenschaftler war GISBERT DIEDERICH vor allem auf zwei Gebieten tätig. Zum einen beschäftigte er sich mit der Stratigraphie und Tektonik des hessischen Buntsandstein-Deckgebirges, insbesondere des Unteren Buntsandstein im Einzugsgebiet der Kinzig. Zum anderen leistete er einen großen Beitrag zur überregionalen Hydrogeologie Hessens, für die er allein 14 veröffentlichte Erläuterungsbeiträge zur GK 25 neben einigen noch unveröffentlichten in den unterschiedlichsten Teilen Hessens erarbeitet hat. Auch arbeitete er in nach Bayern und Baden-Württemberg übergreifenden Kommissionen mit (siehe Schriftenverzeichnis). Von mehr als 50 Publikationen hat er 23 als Alleinautor, 31 als Co-Autor mit anderen verfaßt. 20 Publikationen handeln vom südosthessischen Buntsandstein und stratigraphischen Grenzfragen (etwa Zechstein/su- und sm/so-Grenze). Seine schon in der Dissertation erarbeitete Gliederung des Unteren Buntsandstein schuf die Verbindung zwischen Nord- und Süddeutschland, überwand zahlreiche lokale Gliederungsversuche vor allem in Südwestdeutschland und ist heute in Lehrbüchern anerkannt. So sind die Salmünster- und Gelnhausen-Folge mit dem Namen DIEDERICH unlösbar verbunden.

Daß große Teile des Kinzig-Einzugsgebietes nach modernen Maßstäben kartiert worden sind, wenn auch noch z. T. nur im Manuskript vorliegend (z. B. Bl. 5722 Salmünster), ist der Tätigkeit DIEDERICHs in der ersten Zeit im Hessischen Landesamt für Bodenforschung für den

Wasserverband Kinzig und davor zu danken. Nicht durchsetzen konnte sich seine Meinung in der Abgrenzung des Mittleren Buntsandstein gegen den Oberen Buntsandstein. Die Grenze verläuft seit 1974 verbindlich über der Solling-Folge.

Im Hessischen Landesamt für Bodenforschung war GISBERT DIEDERICH der Abteilung Hydrogeologie und dort der überregionalen Hydrogeologie, der Feldkartierung, der Erarbeitung hydrogeologischer Kartenwerke und der praxisbezogenen Grundlagenforschung zugeordnet. In der regionalen Hydrogeologie betreute er mehr als 10 Jahre den Landkreis Darmstadt—Dieburg in allen hydrogeologischen Fragen. Seit 1987 mußte er auch noch die Hälfte seiner Arbeitskraft der Leitung des Fachbereichdezernates Archive und Dokumentation widmen. In seiner oft in sich gekehrten Art war er zu immer neuen zusätzlichen Aufgaben bereit, die sicher schließlich auch seine Arbeitskraft überfordert haben.

Seit 1966 war G. DIEDERICH Mitglied mehrerer geologischer Vereinigungen, so der Deutschen Geologischen Gesellschaft und deren Fachsektion Hydrogeologie, der Geologischen Vereinigung und des Oberrheinischen Geologischen Vereins.

Mit seinem allzufrühen Tod hat GISBERT DIEDERICH vor allem im Hessischen Landesamt für Bodenforschung eine Lücke hinterlassen, die nur schwer zu schließen sein wird.

WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI

Veröffentlichungen
VON GISBERT DIEDERICH

- DIEDERICH, G. (1962): Die Geologie der Umgebung von Bieber (NW-Spessart). Mit besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Petrographie des Unteren Buntsandstein (su, Trias). — Unveröff. Diplomarbeit, 181 S., 24 Abb., 10 Tab., 1 Taf., 1 Geol. Kt. 1:25000, 1 Profiltaf. 1:25000, 1 Schichtlageungskt. 1:25000; Frankfurt a. M.
- (1964): Die Beckenfazies des Unteren Buntsandstein (su, Trias) in Hessen und den südlichen Nachbargebieten. — Unveröff. Diss., 267 S., 51 Abb., 12 Tab., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
 - & LAEMMLEN, M. (1964): Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein. Exkursionsführer und geologische Karte, mit einem Beitrag von R. VILLWOCK. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **48**, 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden.
 - (1965): Stratigraphie des Unteren Buntsandstein norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 141—146, 1 Tab.; Wiesbaden.
 - (1966): Fazies, Paläogeographie und Genese des Unteren Buntsandstein norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 132—157, 8 Abb., 12 Taf.; Wiesbaden.
 - & LAEMMLEN, M. (1966): Der Untere Buntsandstein auf Bl. 5222 Grebenau in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 158—172, 1 Abb., 1 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
 - (1967): Zur Stratigraphie des Unteren Buntsandstein im deutschen Buntsandsteinbecken. — Z. deutsch. geol. Ges., **116** (T. 3): 875—890, 2 Tab.; Hannover.
 - (1967): *Corophioides* im Buntsandstein des Büdinger Waldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 232—234, 1 Taf.; Wiesbaden.
 - (1968): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5324 Hünfeld, 72—89, 1 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
 - & LAEMMLEN, M. (1968): Kritische Betrachtungen zur Arbeitsweise im Buntsandstein und zu den Grundlagen einer einheitlichen Buntsandsteinstratigraphie. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 85—110, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
 - (1969): Geologische Verhältnisse und Probleme bei Bieber. — Natur u. Museum, **90** (7): 307—316, 3 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
 - & LAEMMLEN, M. (1969): Buntsandsteingliederung in Bayern und Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 195—205, 1 Abb.; Wiesbaden.

- (1970): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in der südlichen Randfazies. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 81–92, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, H. (1970): Zur Tektonik des Schlichterner Beckens und seiner Umrahmung. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 187–197, 5 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1971): Die Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 124–141, 2 Abb.; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, H. (1971): Obere und Untere Violette Zone im Nordspessart. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 193–199; Wiesbaden.
- (1972): Die Klüftung im Buntsandstein des Blattes 5721 Gelnhausen. Mit Ausblick auf Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 284–299, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- & MATTHESS, G. (1972): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg, 2. Aufl., 193–214, 7 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- (1973): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen. – Nachr. deutsch. geol. Ges., **7**: 46–47; Hannover.
- & FINKENWIRTH, A. (1974): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda, 59–86, 1 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- (1975): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londorf, 126–147, 4 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- (1975): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl., 180–204, 1 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, H. (1975): Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 187–228, 2 Abb.; Wiesbaden.
- & STAHL, W. (1975): C-Isotopenanalysen des Methans und Kohlendioxids einiger hessischer Mineralwässer. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 305–313, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- (1977): La dépression de Hesse. Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1 500 000, Notice explicative, feuille C4 Berlin, 45–47, 1 fig.; Hannover (BGR) – Paris (UNESCO).
- & BÖKE, E. (1977): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 6316 Worms, 105–129, Abb. 30–38, Tab. 3–4; Wiesbaden.
- CARLÉ, W., & VILLINGER, E. (1977): L'Odenwald et le Spessart. – Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1 500 000, Notice explicative, feuille C4 Berlin, p 37; Hannover (BGR) – Paris (UNESCO).
- & EHRENBERG, K.-H. (1977): Geol. Kt. von Hessen 1:25000, Bl. 5721 Gelnhausen, 2. Aufl., u. Erl. – 265 S., 35 Abb., 14 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- VILLINGER, E., & STRUCKMEIER, W. (1977): Le Graben du Haut-Rhin et le Bassin de Mayence. – Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1 500 000, Notice explicative, feuille C4 Berlin, 66–68; Hannover (BGR) – Paris (UNESCO).
- (1978): Exkursion B durch den Buntsandstein des Nordspessart am 30. 3. 78. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 55–63, 3 Abb.; Stuttgart.
- BEURER, M., HOLTZ, S., & PRINZ, H. (1978): Exkursion G – Ingenieurgeologische Probleme im Kinzigtal am 1. 4. 1978. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 83–94, 8 Abb.; Stuttgart.
- HOFFMANN, E.-L., & MOLLENHAUER, D. (1978): Exkursion V in die Umgebung von Bad Orb am 28. 3. 1978. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 31–51, 3 Abb.; Stuttgart.
- & WIEGAND, K. (1978): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5620 Ortenberg, 166–182, 5 Tab.; Wiesbaden.
- BANGERT, V., & JOACHIM, H. (1979): Der Oberrheingraben zwischen Basel und Frankfurt. – Hydrol. Atlas BRD, Textband, 203–216, 5 Abb.; Boppard (H. Boldt-Verlag).
- & HÖLTING, B. (1979): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4618 Adorf, 2. Aufl., 82–96, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- FRINGS, H., HEITTELE, H., HEYL, K. E. et al. (1980): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum, Analyse des Ist-Zustands. – 71 S., 12 Abb., 10 Tab., 14 Anl.; Stuttgart (Min. Ernährung, Landwirtsch., Umwelt u. Forsten) – Wiesbaden (Min. Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtsch. u. Forsten) – Mainz (Min. Landwirtsch., Weinbau u. Forsten).
- & HÖLTING, B. (1980): Grundwasserdargebot in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 197–202, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

- & HICKETHIER, H. (1981): Das Buntsandsteinprofil der Tiefbohrung Ahl (Nordspessart) und seine paläogeographische Stellung. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 57–72, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- & REUL, K. (1982): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5622 Steinau a. d. Straße, 2. Aufl., 111–129, 1 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- & BÖKE, E. (1983): Ursachen und Auswirkungen der Grundwasserabsenkung im Hessischen Ried. – Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **8**: 281–287, 4 Abb., 1 Tab.; Köln.
- BOLSENKÖTTER, H., BUSSE, R., HÖLTING, B. et al. (1984): Hydrogeologische Kriterien bei der Bemessung von Wasserschutzgebieten für Grundwasserfassungen. – Geol. Jb., C **36**: 3–34, 5 Abb., 6 Anl.; Hannover.
- FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B., KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPF, H. J., STENGEL-RUTKOWSKI, W., & WIEGAND, K. (1985): Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1:300000 der Grundwassererergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit von Hessen. – Geol. Abh. Hessen, **87**: 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Wiesbaden.
- (1986): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5320 Burg-Gemünden, 80–96, 2 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- (1987): Bruchtektonik des nördlichen hessischen Buntsandstein-Odenwaldes. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 305–313, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1987): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4925 Sontra, 205–220, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- BECKER, D., ENGESSER, W., FRINGS, H. et al. (1987): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein–Neckar-Raum, Situation heute, Möglichkeiten und Grenzen künftiger Entwicklungen. – 107 S., 42 Abb., 16 Tab., 12 Anl.; Stuttgart (Min. Umwelt) – Wiesbaden (Min. Umwelt u. Reaktorsicherheit) – Mainz (Min. Umwelt u. Gesundheit).
- (1988): Standortkarte von Hessen, Hydrogeologische Karte 1:50000, Bl. L 5720 Gelnhausen, L 5722 Schlüchtern, L 6320 Miltenberg, L 6516 Mannheim, L 6518 Heidelberg-Nord und L 6520 Buchen. – Hess. Min. Landwirtsch., Forsten u. Naturschutz – Landentwicklung, Wiesbaden.
- EHRENBURG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1988): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5621 Wenings und Erläuterungsbeitrag (22–36, Kap. Buntsandstein); Wiesbaden.
- & FINKENWIRTH, A. (1988): Standortkarte von Hessen, Hydrogeologische Karte 1:50000, Bl. L 5124 Bad Hersfeld. – Hess. Min. Landwirtsch., Forsten u. Naturschutz – Landentwicklung; Wiesbaden.
- & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1988): Standortkarte von Hessen, Hydrogeologische Karte 1:50000, Bl. L 5324 Hünfeld und Bl. L 5524 Fulda. – Hess. Min. Landwirtsch., Forsten u. Naturschutz – Landentwicklung; Wiesbaden.
- & PÖSCHL, W. (1989): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5023 Ludwigseck, 184–202, Abb. 35, Tab. 11–17; Wiesbaden.

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1991
(1. 1. – 31. 12. 1991)

I. Geologische und bodenkundliche Landesforschung, Rohstoffgeologie

I 1. Geologische Landesaufnahme

Geologische Karte 1:25 000

Bearbeitungsstand:

Bl. 4819 Fürstenberg	Arbeiten unterbrochen
Bl. 4821 Fritzlar	Arbeiten unterbrochen
Bl. 4923 Altmorschen	Feldaufnahme
Bl. 5017 Biedenkopf	Druckvorbereitung (Nachdruck)
Bl. 5425 Kleinsassen	Druckvorbereitung
Bl. 5426 Hilders	Arbeiten unterbrochen
Bl. 5522 Freiensteinau	Arbeiten unterbrochen
Bl. 5619 Staden	Arbeiten unterbrochen
Bl. 5714 Kettenbach	Feldaufnahme
Bl. 5817 Frankfurt a. M. West	Arbeiten unterbrochen
Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost	Druckvorbereitung

Bl. 5715 Idstein wurde in 2. Auflage (1. Auflage 1886) herausgegeben. Mit dieser Karte und Erläuterungen mit moderner tektonischer Bearbeitung liegt jetzt neben Bl. 5913 Presberg ein weiteres neu bearbeitetes Blatt aus dem Taunus vor.

Auch im Berichtsjahr war die Fortführung der Kartierarbeiten durch Altersstruktur und Beauftragung der Mitarbeiter mit anderen Aufgaben eingeschränkt. Zu hydrogeologischen und ingenieurgeologischen Stellungnahmen wurden wie in den vergangenen Jahren zahlreiche Unterlagen geliefert. In der Frankfurter Bucht wurde die Forschungsbohrung Rosenthal 1001 zur Erkundung des Schichtenaufbaus von Buntsandstein, Zechstein und dessen Untergrund angesetzt und abgeteuft mit Mitteln in Höhe von 209 174,44 DM inkl. aller Nebenarbeiten. Die Bearbeitung des erbohrten Profils ist noch nicht abgeschlossen.

Im Raum Frankfurt am Main – Wiesbaden wurde eine große Anzahl von Bohrungen und Bauaufschlüssen aufgenommen und für die Dokumentation bearbeitet. Die Vorbereitungen für den Druck der Geol. Übersichtskarte 1:200 000. Bl. Frankfurt a. M. West (Devonanteil) sind fortgeführt worden.

Die Zusammenarbeit mit Hochschulen wurde weiter gepflegt. Neben der Betreuung von Diplomarbeiten und Dissertationen waren Mitarbeiter an Forschungsprojekten und im Rah-

men von geowissenschaftlichen Tagungen z. T. maßgeblich beteiligt. Auch die Mitarbeit in der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union für Geologische Wissenschaften wurde mit den bisherigen Schwerpunkten Devon, Karbon, Zechstein und Trias fortgesetzt.

I 2. Bodenkunde

Bodenkundliche Landesaufnahme

Der Bearbeitungsstand der Bodenkarte von Hessen 1:25000 blieb im Berichtsjahr unverändert. Wie im Vorjahr wurden die Kartierarbeiten für die Bodenübersichtskarte 1:200000 vorrangig durchgeführt, um möglichst rasch eine das Land lückenlos erfassende Informationsgrundlage für Bodenschutzmaßnahmen bereitstellen zu können. Die Schwerpunkte der Geländearbeiten lagen im Rotenburger und Melsunger Fuldatal und im dort anschließenden Bergland, im Bereich der Oberhessischen Schwelle, in der Schwalm und im Schlitzer Land, im Oberwesterwald und im Weilburger Lahntal, in der Wetterau sowie im südlichen Odenwald.

Andere bodenkundliche Untersuchungen

Folgende Arbeiten wurden fortgeführt:

- Mitarbeit im UBA-Forschungsvorhaben „Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen“
- Bodenbeprobungen für die Untersuchung auf Belastung mit gefährlichen Chemikalien, insbesondere Dibenzodioxinen und Dibenzofuranen („Hessisches Dioxinmeßprogramm“)
- Mitarbeit in der Bund-/Länder-Sonderarbeitsgruppe „Informationsgrundlagen Bodenschutz“
- Mitarbeit in Arbeitsgruppen der Geologischen Landesämter zur Überarbeitung der Bodenkundlichen Kartieranleitung, zur Koordinierung 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 (140) sowie über die Bodeneignung für Erdbestattungen bei Friedhofsanlagen und -erweiterungen (39). Weitere Gutachten betrafen die Schwermetallbelastung der Böden einer Schießsportanlage sowie die bodenkundlichen und quartärgeologischen Verhältnisse eines geplanten Reststoffdeponiestandortes.

Ca. 620 Stellungnahmen im Rahmen der Anhörung von Trägern öffentlicher Belange bei Verfahren und Planungen verschiedener Art wurden abgegeben.

Das bodenphysikalische Labor bestimmte an 317 Bodenproben Kennwerte der Wasserbindung und der Wasserdurchlässigkeit. Ferner wurde von weiteren Bodenproben die Rohdichte ermittelt.

I 3. Rohstoffgeologie

Oberflächennahe Lagerstätten

Die dem „Programm zu Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ im Jahre 1991 zur Verfügung stehenden Finanzmittel in Höhe von 147539 DM wurden zur Durchführung zweier Bohrungen in tertiären vulkanischen Gesteinen auf dem TK 25-

Blattgebiet 5425 Kleinsassen verwendet. Bei einer Gesamtbohrlänge von 434,6 m beliefen sich die Kosten umgerechnet auf den lfd. Bohrmeter auf insg. 340 DM (in 1990: 349 DM).

Die Bohrung 1 nördlich Kleinsassen durchteufte trachytische Vulkaniklastika (Schuttströme eines distalen Vulkanbereiches) und erreichte eine Endtiefe von 199,6 m. Die Bohrung 2 östlich Kleinsassen durchörterte eine Serie trachytischer Gesteinsrutschmassen und erreichte eine Endtiefe von 235,0 m.

Die Kerne beider Bohrungen wurden geologisch aufgenommen, in ihrer gesamten Länge in zwei Hälften geschnitten und intensiv beprobt. Die entnommenen Bohrproben werden derzeit umfassend analysiert. Beachtenswerte neue Erkenntnisse zeichnen sich ab und können noch in die Erläuterungen des zum Druck vorgesehenen Kartenblattes Kleinsassen aufgenommen werden. Die Bohrung 1 hat abschnittsweise eine Gesteinsvarietät durchteuft, die auf eine Eignung als Naturwerkstein hoffen läßt.

Zwischenzeitlich eingegangene Analyseergebnisse von Bohrkernen, die in den vergangenen Jahren aus oberflächennahen mineralischen Rohstoffvorkommen gewonnen werden konnten, wurden auf technische Verwendbarkeit der Rohstoffe hin ausgewertet. So konnte eine Reihe von Kies-Sand-Lagerstätten in Südhessen neu bewertet und gegenüber wasserwirtschaftlichen Nutzungsansprüchen deutlicher abgegrenzt werden. Die kritische Durchsicht und Übernahme von 125 Schichtenverzeichnissen von Fremdbohrungen sowie die Bohrkernaufnahme und Beprobung von weiteren 45 Fremdbohrungen lassen zusätzlich bessere Angaben hinsichtlich Mächtigkeit und Qualität einiger Kies-Sand-Lagerstätten im Rhein – Main-Gebiet zu.

Die Karte der oberflächennahen Lagerstätten in Hessen (KL 25) konnte auch 1991 nicht in wünschenswertem Umfang aktualisiert werden. Der Karteninhalt von rund 80 Blättern wurde auf neue topographische Kartengrundlagen übertragen.

Die gutachtlichen Stellungnahmen (rd. 50) zu Explorations-, Eingriffs- und Ausgleichsplanungen für den Abbau mineralischer Rohstoffe nahmen gegenüber dem Vorjahr weiterhin zu. Sie werden im weitesten Sinne im Rahmen der Raumordnung und Landesplanung abgegeben. Hier sind als wichtigste Verfahren zu nennen: Verfahren zur Abweichung vom Regionalen Raumordnungsplan nach dem Bundesimmissionsschutzgesetz, nach dem Bundesberggesetz, Planfeststellungs- und Raumordnungsverfahren. Hinzu kamen Stellungnahmen im Rahmen bergrechtlicher Zulegungsverfahren, zu Anträgen auf Unterstellung von Gewinnungsstellen bzw. Lagerstätten unter die Bergaufsicht sowie zur Beurteilung von Verkehrswertermittlungen lagerstättenhöfiger Grundstücke.

Einen hohen Arbeitsaufwand erforderte die Aktualhaltung des Kartenwerkes Rohstoffsicherung 1:100000 [(KRS 100) mit Bearbeitungsstand 1.3.1991], das flächendeckend für Hessen als Grundlagenkarte zur Ausweisung von Rohstoffsicherungsgebieten in den Regionalen Raumordnungsplänen dient. Stellungnahmen zu Raumordnungsberichten und z. T. auch bereits zu -gutachten für die drei Planungsregionen Nord-, Mittel- und Südhessen wurden abgegeben.

Im Rahmen der Agrarstrukturellen Vorplanung (AVP) wurden für das Kartenwerk „Standortkarte von Hessen 1:50000“ folgende Blätter der Rohstoffkarte (KR 50) mit Erläuterungen druckfertig vorgelegt: L 5520 Schotten, L 5720 Gelnhausen, L 5722 Schlüchtern, L 5918 Frankfurt a. M. Ost und L 5920 Alzenau in Unterfranken. Mit der Bearbeitung des Blattes L 5522 Herbstein wurde begonnen.

Die Arbeiten zu Blatt CC 4718 Kassel der Karte oberflächennaher Rohstoffe 1:200000 (KOR 200) wurden fortgeführt. Zu den Erläuterungen für die GK 25 der Blätter 4821 Fritzlar,

4923 Altmorschen, 5216 Oberscheld sowie 5714 Kettenbach wurden die Vorarbeiten zur Abfassung der Kapitel Lagerstätten aufgenommen.

An projektbezogenen Arbeiten sind die Kaolinisierung im Bereich des Usinger Quarzganges (Bl. 5617 Usingen) und auf Bl. 5117 Buchenau sowie die Bewertung von Tonen bzw. Tonsteinen vor allem im Raum Hornel (Bl. 4925 Sontra) und Steeden (Bl. 5514 Hadamar) zu nennen.

Erze, tiefliegende Lagerstätten

Im Rahmen der Gemeinschaftsaufgaben und in Zusammenarbeit mit Hochschulinstituten lagen die Schwerpunkte auf folgenden Untersuchungen (s. Jahresberichte 1989 und 1990):

- Buntmetallmineralisation in basalem Zechstein
- Fluorid-Anomalien in pegmatoiden Gängen im Odenwald
- Nickel-Anomalien in pikritischen Gesteinen der Dillmulde
- Baryt- und Buntmetall-Anreicherungen im Südaunus
- Goldmineralisation am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

Verschiedenes

Zu rund 1500 Objekten wurde im Rahmen der laufenden landesplanerischen Bearbeitung (Planungsverfahren auf den verschiedenen Ebenen) Stellung genommen.

Die Forschungsbohrung westlich Rosenthal auf Bl. 5018 Wetter (Hessen) wurde technisch betreut (Endtiefe 551,3 m; Gesamtkosten 209174 DM). Eine Übersichtskarte i. M. 1:2 Mio. „Lagerstätten in Hessen“ wurde zum Druck vorbereitet.

In der Arbeitsgruppe „Landschaftsrahmenplan“ der Abteilung Regionalplanung beim Regierungspräsidium Gießen sowie in der „ad-hoc-AG Geochemie“ wurde mitgearbeitet.

Der Aufbau eines Fachinformationssystems (FIS) Rohstoffe beanspruchte einen in Zukunft weiter zunehmenden Arbeitsaufwand.

I 4. Fernerkundung, Geophysik und Biostratigraphie

Fernerkundung

Durch die Bereitstellung, Beschaffung und eine spezielle Aufbereitung von Fernerkundungsmaterial (Luftbilder/Satellitenaufnahmen) wurden die laufenden Untersuchungen zur Geologischen Landesaufnahme und zu den zahlreichen Projekten mit gutachterlicher Aufgabenstellung unterstützt.

Im Verlaufe dieser Maßnahmen wurde das Bildmaterial des Luftbildarchivs für die verschiedensten Gebiete Hessens und für unterschiedliche Aufnahmezeiträume ergänzt. Diese Luftbilder dienen sowohl der strukturgeologischen Auswertung, der Beantwortung bodenkundlicher Fragestellungen als auch der Durchführung von multitemporalen stereoskopischen Auswertungen u. a. für Maßnahmen der Umweltüberwachung oder Altlastenerkundung.

Im Rahmen der ausgezeichneten Zusammenarbeit mit dem Luftbildarchiv des Hessischen Landesvermessungsamtes war es möglich, das im Sommer 1991 zu photogrammetrischen Zwecken mit den Grenzbefliegungen Hessen – Thüringen gewonnene Luftbildmaterial auch für spezielle projektgebundene geowissenschaftliche Fragestellungen und die regionalen gut-

achtlichen Arbeiten in Osthessen zu erschließen (u. a. Überwachung der Salzabwasserversenkungen, Abbaukataster der Steine- und Erdengewinnungsbetriebe im Werragebiet, Beobachtung der Aufhaldungen für Abraumsalze der Kaliindustrie).

Mit einem Pilotprojekt wurde ein standardisiertes Verfahren für die Altlastenverdachtsflächenuntersuchung unter Einsatz der multitemporalen Luftbilddauswertung entwickelt. Über eine mehrstufige Bildmaterialauswertung, an den aus unterschiedlichen Zeitabschnitten stammenden Bilddokumenten, der Bildverzerrung und Übertragung der generalisierten Bildinformationen in einen vorgegebenen Kartenmaßstab bzw. neuestes Kartenmaterial wird hierbei eine ausgezeichnete Planungsgrundlage geschaffen. Für weitergehende Untersuchungs- oder Sanierungsmaßnahmen können diese generalisierten, aber jeweils aus den unterschiedlichen Einzelbildinformationen gewonnenen Angaben eine wichtige Arbeitsbasis liefern.

Mit der Beschaffung von weiterem Satellitenbildmaterial aus den russischen KOSMOS-KFA 1000-Missionen war es möglich, vorhandenes Fernerkundungsmaterial in den osthessischen Raum und nach Westthüringen hinein zu ergänzen und insbesondere für die Bearbeitung von großräumigen gefügetektonischen Aufgaben bereitzustellen. Bis auf einen ca. 20–25 km breiten zur Zeit noch nicht abgedeckten Geländestreifen zwischen den Linien Kassel–Aschaffenburg im Westen und Göttingen–Fulda im Osten steht dieses hochwertige Satellitenbildmaterial jetzt für die verschiedensten geowissenschaftlichen Auswertungen oder multitemporalen Untersuchungen zur Verfügung.

Die Nutzung des unterschiedlichen Fernerkundungsmaterials im Rahmen wissenschaftlicher Aufgabenstellungen bei Diplomarbeiten und Dissertationen wurde in Zusammenarbeit mit den Hochschulen durch entsprechende praktische Anleitungen bei der Bildauswertung und gezielte Beratungstätigkeit unterstützt.

Geophysik

Magnetische Messungen wurden zur Klärung geologischer Fragestellungen im Bereich der Blätter 5017 Biedenkopf, 5021 Ziegenhain und 5425 Kleinsassen durchgeführt.

Die Umgebung des Bremthaler Quarzitganges wurde im Raum Usingen geoelektrisch und seismisch untersucht. Am Damm der Twiste-Talsperre wurden verschiedene geoelektrische Verfahren eingesetzt, um eventuelle Sickerzonen im Untergrund zu erfassen.

In der Forschungsbohrung Rosenthal 1001 wurden bohrlochgeophysikalische Untersuchungen vorgenommen; außerdem wurden die in ihrer Umgebung vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung durchgeführten reflexionsseismischen Messungen unterstützt.

Der Erläuterungsbeitrag für die GK 5017 Biedenkopf wurde fertiggestellt.

Für geowissenschaftliche Untersuchungen des HLB sind insgesamt 41 Bohrungen geophysikalisch vermessen worden.

Biostratigraphie

Im Zuge der geologischen Landesaufnahme wurden Gesteinsproben aus Bohrungen und anderen Aufschlüssen entnommen, aufbereitet und ihr Inhalt an Fossilien bestimmt.

Die Mergel-, Ton- und Sandproben stammten von den Blattgebieten 4422 Trendelburg, 4522 Hofgeismar, 4622 Kassel West, 4722 Niederzwehren, 4723 Oberkaufungen, 4921 Borken (Hessen), 5018 Wetter (Hessen), 5718 Ilbenstadt, 5817 Frankfurt a. M. West, 5818 Frankfurt

a. M. Ost, 5819 Hanau, 5914 Eltville am Rhein, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim am Main, 5917 Kelsterbach, 5918 Neu-Isenburg, 5919 Seligenstadt, 6013 Bingen, 6017 Mörfelden und 6216 Gernsheim.

Die Proben sind zum großen Teil ausgewertet, katalogisiert und in die Beleg- und Vergleichsammlung aufgenommen. Ihre Untersuchung ermöglicht es, das Alter der betreffenden Gesteinsschichten zu ermitteln und daraus ihre Abfolge und ihre Lagerungsverhältnisse zu erkennen.

Die bereits in den Vorjahren durchgeführten Altersbestimmungen der Gesteine mittels fossiler Pflanzenreste wurde fortgesetzt. Die Ergebnisse konnten bei der geologischen Landesaufnahme sowie bei der Klärung praktischer Fragen herangezogen werden.

I 5. Schriftleitung, Landkartentechnisches Büro, Bibliothek und Vertrieb

Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1991 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band **119**, 327 S., 94 Abb., 23 Tab., 6 Taf., 6 Karten

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band **92**, 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Karten

Band **93**, 81 S., 15 Abb., 5 Tab., 11 Taf.

Band **94**, 61 S., 6 Abb., 1 Taf., 1 Karte

Band **95**, 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Karten

Geologische Karte von Hessen 1:25000 mit Erläuterungen, Blatt 5715 Idstein, 2. Aufl., 239 S., 32 Abb., 21 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.

Übersichtskarte der hydrogeologischen Einheiten grundwasserleitender Gesteine in Hessen 1:300000

Bibliothek

Der Medienzuwachs betrug im Jahre 1991 2213 Einheiten. Davon waren 1707 Bände, 62 Sonderdrucke und 444 Karten.

Tauschverbindungen wurden und werden gegenwärtig mit 386 Tauschpartnern im In- und Ausland unterhalten.

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 2670 Bände und 478 Karten.

Vertriebsstelle

In der Vertriebsstelle sind vom 1. Januar – 31. Dezember 1991 verkauft worden:

1115 Expl. Geol. Karten 1:25000

1296 Expl. Übersichtskarten

327 Expl. Bodenkarten 1:25000

1002 Expl. Veröffentlichungen (davon 214 Expl. Sonderdrucke)

II. Ingenieurgeologie und Mineralogie

II 1. bis II 4. Bereich Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind 90 Gutachten, 88 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert sowie 590 Beiträge zu Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen erstellt worden.

Infolge etwas verringerter Planungstätigkeit der öffentlichen Hand ist die Gutachtenanzahl gegenüber früheren Jahren zurückgegangen. Der Aufwand für die einzelnen Gutachten hat hingegen in den letzten Jahren deutlich zugenommen, z. B. die zusätzlichen Untersuchungen über eine mögliche Verunreinigung des Baugrundes bzw. Bodenaushubs gemäß HABfAG und der Verwaltungsvorschrift vom Oktober 1990. Außerdem hat die Bearbeitung von einigen Großprojekten (z. B. Flugsicherungs-Regionalstelle Langen, Deutsche Bibliothek Frankfurt a. M., Tiefgarage Kurhausvorplatz Wiesbaden) und die Betreuung laufender Baumaßnahmen der Staatsbauverwaltung und Straßenbauverwaltung (z. B. Gesamthochschule Kassel, Documenta-Halle Kassel, Behördenzentrum Fulda, Behördenzentrum Frankfurt a. M., Fachhochschule Frankfurt a. M. usw.) einen deutlich zunehmenden Zeitaufwand erfordert. Für Maßnahmen der Straßenbauverwaltung erfolgten Baustellenberatungen an der BAB A 7 Kassel-Ost bis Kassel-Mitte, an der BAB A 49 im Gebiet Borken – Schwalmstadt sowie an der BAB A 661.

Im Dezernat II 2. lag die Hauptaufgabe in der Beratung von Fachbehörden und in der Fremdüberwachung bzw. behördlichen Überwachung von Deponiebauvorhaben. Zu nennen sind hier die Deponien Beselich bei Limburg, Wabern-Uttershausen, Holzheim bei Gießen und die SAD Mainflingen. Zum Jahresende wurde das HLB mit der sehr umfangreichen gutachterlichen Bearbeitung der zahlreichen Schadensmeldungen an Gebäuden im Hess. Ried sowie an anderen Tonverbreitungsgebieten in Hessen als Folge des niederschlagsarmen Jahres 1991 beauftragt.

Die Hauptarbeit des Dezernates II 3. war die fachtechnische Bewertung der Kontrollmessungen an Talsperren und Rückhaltebecken in Hessen. Gemeinsam mit den zuständigen Aufsichtsbehörden erfolgte die Jahreskontrolle von 26 Stauanlagen. Außerdem wurde die Sicherheitsüberprüfung von 5 Stauanlagen mittels Bohrungen und Laborversuchen intensiviert. An 4 Stauanlagen fand eine ständige Bauberatung statt. Die Mitarbeit im Rahmen der Sicherungsarbeiten an Flußdeichen wurde in verstärktem Umfang festgesetzt. In Nordhessen wurden 31 kleine Stauanlagen hinsichtlich ihrer Sicherheit überprüft.

Vom Dezernat II 4. wurden im Berichtsjahr umfangreiche Arbeiten für die DB-Ausbau-strecke ABS 33 Kassel – Paderborn durchgeführt. Außer der Ertüchtigung der bestehenden Strecke sind in Verlegungsstrecken zwei Tunnelbauwerke und ein aufwendiges Trogbauwerk zu beraten.

An der DB-NBS Köln – Frankfurt a. M. sind 1991 verschiedene Variantenstudien und ein umfangreiches Bohrprogramm für die Variantenfestlegung im Raum Limburg bearbeitet worden. An der Neubaustrecke Hannover – Würzburg sind die Kontrollmessungen über mögliche Böschungs- bzw. Hangbewegungen fortgesetzt worden.

Die Vortriebsarbeiten am Saukopf-Tunnel bei Weinheim und am Schürzeberg-Tunnel bei Bad Sooden-Allendorf sind im Berichtsjahr beendet worden. Für einen Umgehungstunnel der Stadt Weilburg ist ein umfangreiches Gutachten erstattet worden.

II 5. Mineralogie, Petrologie

Die Kartierung der Vulkanitgebiete auf Blatt 5425 Kleinsassen wurde abgeschlossen. Die Erläuterungsbeiträge von Blatt 5425 Kleinsassen und 5321 Stordorf sind in Arbeit.

Zur Unterstützung der Landesaufnahme und zur Klärung lagerstättenkundlicher Aspekte wurden röntgenographische Phasenanalysen und halbquantitative Bestimmungen von 66 Tonproben sowie mit der Mikrosonde 3847 quantitative Mineralanalysen auf je 10 Elemente vorgenommen.

Als Sonderaufgabe wurden im Berichtsjahr 1556 Proben von Spiel- und Sportplätzen nach Vorbehandlung stereomikroskopisch auf dioxinhaltiges „Marsberger Kieselrot“ geprüft.

II 6. Zentrale Laboratorien

In den Zentralen Laboratorien wurden die zur Erfüllung der Aufgaben des Amtes erforderlichen Boden-, Gesteins- und Wasseranalysen ausgeführt.

Im bodenmechanischen Labor sind 592 Erdstoff- und Gesteinskennwerte bestimmt worden.

Im chemischen Labor wurden 299 Korngrößenverteilungen, 1083 Boden- und Gesteinsproben und 505 Wasserproben untersucht. Besonders zu erwähnen sind die Untersuchungen für das Programm „Nitratbelastung des Grundwassers durch landwirtschaftliche Düngung“ sowie das Forschungsvorhaben „Kompensationskalkung von Wäldern“.

Im mineralogischen Labor erfolgten Präparationsarbeiten sowie die Untersuchung von 427 Gesteinsproben und 91 Bodenproben mit der KP und 395 Gesteinsproben mit der Röntgenspektrometrie.

III. Hydrogeologie, Geotechnologie und Datenverarbeitung

III 1. Hydrogeologische Grundlagen

Die hydrogeologische Landeserkundung wurde mit Trockenwetterabflußmessungen auf Blatt 5425 Kleinsassen fortgesetzt. Außerdem wurden Abflüsse in den Kreisen Bad Salzungen und Eisenach im Rahmen von Untersuchungen der Salzwasserbelastungen in der Werra gemessen. Regelmäßige Messungen erfolgten in Einzugsgebieten von 5 Wassergewinnungsanlagen auf den Blättern 5323 Schlitz, 5418 Gießen, 5518 Butzbach, 5715 Idstein und 5720 Büdingen, die für ein Sonderuntersuchungsprogramm ausgewählt wurden.

Die Blätter L 5120 Ziegenhain und L 5320 Alsfeld der AGV-Standortkarte von Hessen wurden fertiggestellt, mit dem Blättern L 5122 Neukirchen, L 5322 Lauterbach (Hessen) und L 5520 Schotten wurde begonnen.

Das hydrogeologische Kartenwerk Hessen 1:300000, das in der Geologischen Abhandlung Hessen, **87**, im Jahre 1985 erschienen war und inzwischen vergriffen ist, wurde eingehend überarbeitet, die Erläuterungen aktualisiert und z. T. neu gefaßt, so daß eine Neuauflage im Jahre 1991 erscheinen konnte.

III 2. Regionale Hydrogeologie

Im Berichtszeitraum waren wie im Vorjahr erhebliche personelle Ausfälle durch längerfristige Erkrankungen von 3 Hydrogeologen zu beklagen, die nur z. T. durch Mitarbeiter aus

anderen Abteilungen ausgeglichen werden konnten. Insgesamt wurden 539 Gutachten und Stellungnahmen abgegeben, was eine geringe Zunahme zum Vorjahr (1990: 497) bedeutete.

Es entfielen im Geschäftsjahr 1991 auf die Sachgebiete:

Wassererschließung	28 Gutachten und	50 Stellungnahmen
Wasserschutzgebiete	39 Gutachten und	149 Stellungnahmen
Sonstiges	19 Gutachten und	254 Stellungnahmen
insgesamt:	86 Gutachten und	453 Stellungnahmen
Gesamtzahl: 539		

Neuerschließungen von Grundwasser für die öffentliche Wasserversorgung beschränkten sich weitgehend auf Ersatzwasserbeschaffungsmaßnahmen. Wesentliche Bedarfssteigerungen waren nicht festzustellen.

Gegenüber dem Vorjahr haben Aufgaben im Rahmen des Grundwasserschutzes wieder zugenommen, insbesondere Stellungnahmen zu beantragten Ausnahmegenehmigungen für Bauvorhaben in bereits rechtskräftig festgesetzten Wasser- oder Heilquellenschutzgebieten. Zu den Vorsorgemaßnahmen gehörte auch die Mitarbeit an der Planung einer grundwasser-schonenden Trasse für die Bundesbahn Neubaustrecke Köln – Rhein/Main.

Im Vordergrund der Beratungen standen jedoch wie auch in den Vorjahren die Bewertung und Sanierung von Schadensfällen qualitativer Grundwasserbeeinträchtigungen durch wasser-gefährdende Stoffe, insbesondere organische Stoffe (Lösungsmittel, Mineralöle u.ä.), die den Hauptteil der unter „Sonstiges“ aufgeführten Beratungen ausmachten. Aus personellen Gründen arbeitet das Hessische Landesamt für Bodenforschung in der Regel nur an der Aufstellung von Sanierungsplänen und abschließenden Beurteilungen mit. Die Durchführung der Maßnahmen erfolgt durch Fachbüros, wobei das Amt nur gelegentlich eingeschaltet wird.

Im Geschäftsjahr 1991 wurden von der Abteilung III 170 Bohrungen verfolgt, davon 17 Brunnenbohrungen, die von Mitarbeitern angesetzt waren. Die damit erschlossene Grundwasser-menge betrug 199 l/s (ähnlich wie im Vorjahr: 18 Brunnenbohrungen mit 206 l/s). Grundwassererschließungsmaßnahmen stagnieren also.

III 3. Qualitative Hydrogeologie

Das seit 10 Jahren durchgeführte langfristige Beweissicherungsprogramm zur quantitativen und qualitativen Grundwasserüberwachung auf dem Flughafen Frankfurt Main mit Grundwasserstandsmessungen und hydrochemischen Beprobungen wurde abgeschlossen; die Auswertung ist für 1992 vorgesehen. Auch zur Erkundung der Langzeitbelastung des Grundwassers durch Deponiesickerwässer und durch Fahrbahnabflüsse erfolgten Wasserprobenahmen.

Im Rahmen der qualitativen Hydrogeologie wurden folgende Meß- und Untersuchungsprogramme ausgeführt:

- Vierwöchentlich wurden an 15 über die hessischen Mittelgebirge verteilten Punkten aus Quellen in Buntsandstein-Waldgebieten Nord- und Ost Hessens, des Spessarts und Odenwalds Proben entnommen, um die Wirkung der im Herbst 1990 durchgeführten Kompensationskalkung saurer Depositionen auf das Grundwasser zu verfolgen. Die Probenahmen werden weitergeführt.
- Nach den „Verwaltungsvorschriften für die Festsetzung von Wasserschutzgebieten“ vom 5. 11. 1990 wird in Wasserschutzgebieten der Auftrag von Dünger entsprechend den bodenkundlichen Verhältnissen reduziert, wenn das Wasser der geschützten Wassergewinnungsanlage erhöhte Nitratgehalte auf-

- weist. Um die Wirksamkeit dieser Einschränkungen zu überprüfen, wurde im Auftrag des Hessischen Ministeriums für Umwelt, Energie und Bundesangelegenheiten in 5 mittelhessischen Wasserschutzgebieten mit fachtechnisch-wissenschaftlichen Begleituntersuchungen begonnen, die zunächst bis zum Jahre 1995 dauern sollen. Unter Federführung des Kuratoriums für Technik und Bauwesen in der Landwirtschaft (Darmstadt) sind daran Institute der Universität Gießen, der Gesamthochschule Kassel, der Gesellschaft für Strahlenforschung (München) und das Hessische Landesamt für Bodenforschung (HLB) beteiligt. Das HLB entnimmt und analysiert im Rahmen dieses Programms Wasserproben aus Brunnen oder Quellen bzw. Dränrohren und führt hydrogeologische Messungen durch.
- Zur Erkundung der Langzeitbelastungen des Grundwassers durch Deponiesickerwässer und durch Fahrbahnabflüsse erfolgten quartalsweise Wasserprobenahmen an je einem Untersuchungsort.

In Hessen wurden in den vergangenen Jahren an Wässern verschiedener Quellen und Brunnen isotonhydrogeologische Untersuchungen („Altersdatierungen“) ausgeführt. Insbesondere aus Nordhessen liegen von etwa 50 Probenahmestellen solche Untersuchungen aus dem Jahre 1982, teilweise auch aus früheren Jahren vor.

Es wurden untersucht: Tritiumgehalte (^3H), Kohlenstoff-Isotope (stabile Isotope $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$; instabile Isotope $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$) und stabile Sauerstoff-Isotope ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$). Die Untersuchungen werden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben) durchgeführt.

Im Jahre 1991 wurden die Untersuchungen durch Wiederholungsmessungen ergänzt. Die Wiederholungsmessungen sollen aufzeigen, inwieweit durch die Entnahme aus den Brunnen eine Änderung des „Wasseralters“ eintritt. Darüber hinaus wurden 1991 in mehr als 20 Grundwassergütemeßstellen der Hessischen Landesanstalt für Umwelt isotonhydrogeologische Untersuchungen ausgeführt.

Es ist vorgesehen, im Jahre 1992 die isotonhydrologischen Untersuchungen flächenhaft auszuweiten, z. B. in den Bereich des Vogelsberges und nach Waldeck – Frankenberg, um langfristig alle wesentlichen Grundwasserleiter in Hessen zu erfassen.

Durch Fremdkräfte wurden auf den Blättern der TK 25 5715 Idstein, 5716 Oberreifenberg, 5717 Bad Homburg vor der Höhe und 5816 Königstein im Taunus im Archiv des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung vorliegende chemische Grundwasseranalysen archiv- und dateigerecht aufgearbeitet.

Abteilungsangehörige waren in verschiedenen Arbeitsgruppen, Kommissionen und Fachausschüssen tätig, u. a.: „ad-hoc-Arbeitskreis Hydrogeologie“, „Arbeitskreis FIS-Hydrogeologie“ der Geologischen Landesämter, DVGW/LAWA-Ausschuß „Wasserschutzgebiete“ einschließlich Arbeitskreis „Arbeitsblatt W 101“, DVGW-Fachauschuß „Geohydrologie“, DVWK-Fachauschüsse 3.1 „Grundwassererkundung“ und 3.5 „Grundwasserchemie“, DVGW/DVWK-Arbeitskreis „Zustandsbeschreibung des Grundwassers“, Arbeitskreis „Wasserschutzgebiete“ beim HMUEB, Arbeitsgruppe Regierung von Unterfranken/HMUEB „Grundwassererschließung/-nutzung im bayerisch – hessischen Grenzgebiet“, 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“, Expertengruppe „Meßprogramm Werra/Ulster“ und deren Untergruppe II „Diffuser Salzeintrag“, Arbeitskreis zur Überarbeitung des Standardleistungsbuches 005 „Brunnenbauarbeiten und Aufschlußbohrungen“ sowie 008 „Wasserhaltungsarbeiten“.

III 4. Geotechnologie und Infrastrukturgeologie

Im Werra-Kalirevier wurden die Salzabwasserversenkungen der Kaliwerke Hattorf und Wintershall und im Fulda-Kalirevier die Haldenabwasserversenkung des Kaliwerks Neuhoft-Ellers laufend überwacht und die Daten der Versenktätigkeit erfaßt. An der Erstellung der entsprechenden Jahresberichte über die Versenktätigkeit wurde mitgewirkt.

Zu der Verlängerung der Versenkerlaubnis für die Kaliwerke Wintershall und Hattorf, zur Frage der Limitierung der Injektionsdrücke und der erforderlichen Druckmessungen in Beobachtungsbrunnen im Rahmen des Erlaubnisbescheides, ferner zu der beantragten Erhöhung der Versenkmengen des Werkes Neuhoft-Ellers von 400 000 auf 700 000 m³/a und zum Betrieb der Versenkbohrung „Hattorf 6a“ wurde Stellung genommen.

Im Bereich des Pufferspeichers Gerstungen fanden Versenkversuche im Oktober 1990 statt, deren erste Auswertung erfolgte. Zur Erweiterung des Meßnetzes für den Pufferspeicher Gerstungen wurde Stellung genommen.

Die Planung des Gasspeicher-Projektes Reckrod des Konsortiums Ruhrgas/Gas-Union wurde laufend fachlich begleitet. An den Nebenbestimmungen für die Solerlaubnis gemäß § 119 BVT und Abgrenzungsfragen zwischen Konsortium und Wintershall AG wurde mitgewirkt; das Gutachten zur Solerlaubnis nach § 119 BVT wurde erarbeitet.

Die Erschließung von Heilwasser in Bad Hersfeld als Ersatz für den Lullusbrunnen wurde fachlich betreut.

Im Berichtszeitraum sind insgesamt Anfragen zu 1658 Planungsvorhaben und -verfahren eingegangen und nach infrastrukturgeologischen Gesichtspunkten federführend bearbeitet worden. Als Träger öffentlicher Belange wurden 969 schriftliche Stellungnahmen zu folgenden Vorgängen abgegeben:

- 37 Abweichungsverfahren (Regionale Raumordnungspläne)
 - 1 Regionaler Raumordnungsplan
 - 19 Fachpläne, Landschaftspläne, Landschaftsrahmenpläne
- 100 Raumordnungsverfahren, Planfeststellungsverfahren, Planverfahren
- 80 Flächennutzungspläne (vorbereitende Bauleitpläne)
- 634 Bebauungspläne (verbindliche Bauleitpläne)
- 23 Flurbereinigungsverfahren, Agrarstrukturelle Vorplanung
- 67 Naturschutzgebiete, Naturdenkmäler, Landschaftsschutzgebiete, Naturparks etc.
 - Standortbeurteilungen
 - 5 Umweltverträglichkeitsprüfungen
 - 3 Immissionsschutz

III 5. Dokumentation und Datenverarbeitung

Im Vollzug des Lagerstättengesetzes wurden im Berichtszeitraum 196 Bohrungen im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Sie dienten vorrangig der Grundwassererkundung, -erschließung, -überwachung oder der Einrichtung von Meßstellen. Die Bohrungen wurden nach geologischen Kriterien bearbeitet (Profilaufnahme, Erstellen eines Schichtenverzeichnisses mit stratigraphischer Einstufung, spezielle Untersuchungen).

Das Fachbereichsdezernat Archiv hatte im Geschäftsjahr 4174 Zugänge von Archivalien zu verzeichnen. Es entfielen auf Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert 575, Schichtenverzeichnisse von Bohrungen 2353, Gesteins-, Boden- oder Wasseranaly-

sen 1210 sowie für Diplomarbeiten 19 Archivstücke. Die Standorte der Bohrungen und Sondierungen wurden verteilt über das ganze Land Hessen weitgehend auf den Bohrkarten nachgetragen und die Schichtenverzeichnisse in den Archivbestand eingeordnet.

Ausgeliehen wurden 881 Archivstücke; in dieser Zahl sind jedoch die in den Archivräumen lediglich eingesehenen Archivalien (Präsenbenutzung) nicht enthalten.

Im Zuge der weiteren Umstellung des Bohrchivs auf das DV-Verfahren ABOHRKA wurden die Datensätze der Kartenblätter:

- 5017 Biedenkopf
- 5426 Hilders
- 5516 Weilmünster
- 5915 Wiesbaden (2. u. 3. Erfassungsabschnitt)
- 6117 Darmstadt West (1. Erfassungsabschnitt)

neu erstellt und auf 8 vor mehreren Jahren bearbeiteten Blättern die zugehörigen Nachträge vorgenommen.

Im Fachbereich Automatisierte Datenverarbeitung wurde mit erheblichem finanziellem Aufwand unter Einsatz von Fremdpersonal die Programmumstellung vom im Laufe der Zeit gewachsenen DV-Umfeld (Fa. DEC) in das vom vorgesetzten Ministerium verfügte UNIX-Betriebssystem des Fabrikats BULL weitergeführt. Im Berichtsjahr wurden zahlreiche Programme zur Datenaufbereitung und statistischen und graphischen Auswertung umgestellt, insbesondere für die Bereiche Hydrogeologie, Geohydrochemie und Petrographie. Abgeschlossen werden konnte auch der strukturelle und inhaltliche Aufbau der Datenbanken „Rohstoff sicherungs-Flächenverzeichnis“ und „Naturschutzgebiete“.

Der Einsatz dieser verschiedenen Programme und Datenbankanwendungen erfolgte auf den hauseigenen DV-Anlagen für gutachtliche Stellungnahmen, insbesondere in den Bereichen Geohydrochemie (Salzabwasserversenkung, Waldkalkung) und Hydrogeologie (Pumpversuche, Wasserrechtsverfahren) sowie zur Unterstützung der Geologischen Landesaufnahme in den Bereichen Geochemie/Petrographie auf verschiedenen Blättern.

Für den geplanten Einsatz des für die weitere Arbeit des Hauses vordringlichen Graphischen Informationssystems konnte im Berichtsjahr ein Auftrag zur Auswahl des geeignetsten Systems an die HZD vergeben werden. Des weiteren wurden von der HZD Vorarbeiten für die Einbringung des DV-Verfahrens ABOHRKA in ein Bodeninformationssystem erbracht.

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ANDERLE, H.-J. (1991): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl., mit Beiträgen von ABEL, H., BÄRWALD, R., BLUM, R., FICKEL, W., HOLTZ, S., HOTTENROTT, M., KIRNBAUER, T., LUX, P., MITTMEYER, H.-G., QUADFLIEG, A., REITZ, E., ROSENBERG, F., STENGLER-RUTKOWSKI, W., & WOLF, M. – 239 S., 32 Abb., 21 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1991): s. DEKORP Research Group.
- in: EBERT, A., & ANDERLE, H.-J. (1991): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- BARGON, E. (1991): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1990 (1.1.–31.12.1990). – Geol. Jb. Hessen, **119**: 297–312; Wiesbaden.
- BECKER, R. E. (1991): Ferricretes in Al Kufrah Area, Libya. – Tagungsband Ewolat, **91**: 40–44, 2 Abb., 2 Tab.; TU Berlin.
- BLUM, R. (1991): Geophysik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl.: 140–148, 5 Abb.; Wiesbaden.

- DEKORP Research Group (1991): Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection in the western part of the Rhenish Massif, mit Beiträgen von (alphabetisch): ANDERLE, H.-J., BITTNER, R., BORTFELD, R., BOUCKAERT, J., BÜCHEL, G., DOHR, G., DÜRBAUM, H.-J., DURST, H., FIELTIZ, W., FLÜH, E., GUNDLACH, T., HANCE, L., HENK, A., JORDAN, F., KLÄSCHEN, D., KLÖCKNER, M., MEISSNER, R., MEYER, W., ONCKEN, O., REICHERT, C., RIBBERT, K. H., SADOWIAK, P., SCHMINCKE, H.-U., SCHMOLL, J., WALTER, R., WEBER, K., WEIHRACH, U., & WEVER, T. — *Geophys. J. Int.*, **106**: 203–227, 24 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- DIEDERICH, G. et al. (1991): Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1:300000. — *Geol. Abh. Hessen*, **95**, 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Kt.; Wiesbaden.
- DREHER, T. (1991): LCKW in Grundwasserproben: Verschleppung durch die Probenahme. — *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 177–189, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., KULICK, J., & HOTTENROTT, M. (1991): Basalt, Pliozän und Pleistozän bei Fritzlar (Exkursion B am 2. April 1991). — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **73**: 49–55, 1 Tab.; Stuttgart.
- GOLWER, A. (1991): Belastung von Böden und Grundwasser durch Verkehrswege. — *Forum Städte-Hygiene*, **42**: 266–275; Berlin–Hannover.
- HENTSCHEL, G. (1991): Steinbrüche in Basalten des Vogelsberges. — *Begleitheft zur VFMG-Sommertagung 13.–16.9.1991*: 59–72, 32 Abb.; Gelnhausen (Kinzigtaler Mineralienclub e. V.).
- HÖLTING, B. (1991): Geogene Grundwasserbeschaffenheiten und ihre regionale Verbreitung in der Bundesrepublik Deutschland. — In: *Handbuch Bodenschutz*, **1300**, Lfg. 1/91, 36 S., 3 Abb., 5 Tab.; Berlin (Schmidt).
- (1991): Die Heilquellen von Bad Wildungen — Kraftwerk Edersee. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **73**: 143–154, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1991): s. DIEDERICH, G. et al.
- HORN, M. in: BEHNISCH, R., FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, H. D. (1991): Paläogeographische Rekonstruktion submariner Vulkankomplexe im Devon des Lahn–Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **46**: 13; Hannover.
- in: BEHNISCH, R., FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, H. D. (1991): Korngrößenanalysen als Beitrag zur genetischen Interpretation submariner Pyroklastite im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **46**: 12–13; Hannover.
- in: FLICK, H., HORN, M., NESBOR, H. D., & WENGERT, N. (1991): Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase) am Nordwestrand der Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge. — *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 46–76, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1991): s. NESBOR, H. D., BEHNISCH, R., FLICK, H., & HORN, M.
- HÜHNER, G. (1991): Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. — *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 313–327; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1991): Subrosionsschlote — Vulkanschlote — einige Beispiele aus Osthessen. — *Geol. Jb., A* **124**: 33–60, 16 Abb.; Hannover.
- in: BRÄUTIGAM, F., LAEMMLEN, M., & SIEBEN, T. (1991): Stratigraphisch-tektonische Auswertung der baugelogeologischen Dokumentation des Eisenbahntunnels bei Kirchheim (Osthessen). — *Geol. Jb., A* **124**: 3–31; 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- NESBOR, H. D. (1991): s. HORN, M. in: BEHNISCH, R., FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, H. D.
- (1991): s. HORN, M. in: FLICK, H., HORN, M., NESBOR, H. D., & WENGERT, N.
- BEHNISCH, R., FLICK, H., & HORN, M. (1991): Vertical development of submarine volcanic complexes in the Devonian of Mid-European Variscides. — *Terra abstracts*, **3** (1): 216; Oxford.
- POSCHWITZ, H. (1991): Hessisches Geologisches Schrifttum 1989 mit Nachträgen aus den Jahren 1979–1988. — *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 277–296; Wiesbaden.
- (1991): Einfache Untersuchungsmethoden zur Bestimmung der Gewässergüte (Teil II, Hydrochemische Untersuchungsmethoden; Teil III, Renaturierungsmaßnahmen an Fließgewässern). — *Fischerei in Hessen*, **1/91**: 9–10, 1 Tab., **5/91**: 9–10, **12/91**: 13–14; Wiesbaden (VHSF).
- (1991): Methoden der Gewässergüteuntersuchung und Renaturierungsmaßnahmen an kleinen Fließgewässern. — *Jb. Nass. Ver. Naturk.*, **113**: 97–109, 2 Tab., 1 Karte; Wiesbaden.
- (1991): Buchbesprechungen. — *Jb. Nass. Ver. Naturk.*, **113**: 111–119; Wiesbaden.
- PRINZ, H. (1991): Abriß der Ingenieurgeologie — mit Grundlagen der Boden- und Felsmechanik, des Erd-, Grund- und Tunnelbaus sowie der Abfalldeponien. — 2. neu bearb. u. erweiterte Aufl., 466 S., 352 Abb., 74 Tab.; Stuttgart (Enke).

- in: DEINHARD, M., PRINZ, H., & ZEIDLER, K. (1991): Oberrieden Road Tunnel, Variations on an NATM theme. – *Tunnels & Tunnelling*, 49–51, 4 Abb.; London (Construction Press).
- RAMBOW, D. (1991): Die Wirkung einer Stauanlage auf das Grundwasser, gezeigt am Beispiel der Stauanlage Lahnhausen an der Fulda. – In: *Wasser- und Windmühlen in Kurhessen und Waldeck-Pyrmont*; Kassel. [Herausgeber: HANS-DIETER SCHOLZ]
- ROSENBERG, F. (1991): Geochemie. – *Erl. Geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl.: 158–179, 3 Abb., 17 Tab.; Wiesbaden.
- SCHWERTER, R. (1991): Die Bekämpfung von Salzlösungszuflüssen in Grubenfeldern des Kalibergbaus Thüringens und Sachsen-Anhalts durch Injektion. Ein Beitrag zur Minderung hydrogeologischer Gefahren im Bergbau. – *Habilitationsschrift, Bergakademie Freiberg*, 100 S.; Freiberg/S.
- & KOCH, G. (1991): Die Beherrschung von Liegendzuflüssen im Werra-Kalirevier. – *Tagungsband zum Kolloquium „Spezialverfahren im Bergbau und Bauwesen“ in Freiberg/S.*, 273–283; Freiberg/S. (Berg-Akad.).
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1991): Hydrogeologie. – *Erl. geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl.: 180–198; Wiesbaden.
- (1991): Geschichtlicher Überblick über das Land Waldeck und den Tagungsort Bad Wildungen. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, 73: 37–39; Stuttgart.
- WEIDNER, E. in: BÜCHEN, M., EICKHOFF, W., ENGLER, M., HÄCKEL, M., KUMMER, V., SEEL, P., & WEIDNER, E. (1991): Dioxine und Furane in der hessischen Umwelt – Meßergebnisse aus Hessen. – *Hrsg. Hess. Landesanstalt für Umwelt*; Wiesbaden.

Nachtrag

- THEUERJAHN, A.-K. in: KULICK, J., LEIFELD, D., & THEUERJAHN, A.-K. (1989): A geochemical and petrofacies study of the Kupferschiefer in Hesse, Federal Republic of Germany. – In: *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits*, 567–570; Geological Association of Canada Special Paper 36.
- VORDERBRÜGGE, TH. in: PETER, M., STEINRÜCKEN, U., HARRACH, T., & VORDERBRÜGGE, TH. (1990): Flächenhafte Erfassung von Boden- und Bewirtschaftungsdaten in einem Trinkwasserschutzgebiet als Grundlage für die Reduzierung der Nitratbelastung. – In: *VDLUFA-Schriftenreihe*, 32, Kongreßband 1990: 223–228.
- in: PETER, M., MÖBS, L., HARRACH, T., & VORDERBRÜGGE, TH. (1990): Auswertung flächenhaft erfaßter Daten zur Bewertung der Nitrataustragsgefährdung in einem Trinkwasserschutzgebiet mit einem geografischen Informationssystem. – In: *VDLUFA-Schriftenreihe*, 32, Kongreßband 1990: 223–228; Darmstadt.
- HARRACH, T., & VORDERBRÜGGE, TH. (1991): Die Wurzelentwicklung von Kulturpflanzen in Beziehung zum Bodentyp und Bodengefüge. – In: *Berichte über Landwirtschaft, Neue Folge*, 204, Sonderheft Bodennutzung und Bodenfruchtbarkeit, 69–82; Hamburg.

Fachvorträge von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ANDERLE, H.-J., & TIEDEMANN, J.: Die Taunusquerung der geplanten DB-Neubaustrecke Köln–Rhein/Main – Strukturgeologie und Prognose der Teilkörperbeweglichkeit. – *XI. Geomechanik-Kolloquium 1991*, Salzburg, 10.10.1991.
- BECKER, R. E.: Ferricretes in Al Kufrah Area, Libya. – *Posterpräsentation 5. Int. Meeting Eurolat '91*, Supergene ore Deposits and Mineral Formation, TU Berlin, 23.–24.8.1991.
- BLUM, R.: Lösung geologischer Fragestellungen mittels geoelektrischer Kartierung. – *Arbeitsausschuß Forschungsgemeinschaft Explorationsgeophysik*, Hannover, 26.11.1991.
- ECKERT, H.-U.: Für das HLB verfügbare Luftbilder und Fernerkundungsmaterial – der Fernerkundungsservice beim HLB. – *Dienstbesprechung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, Wiesbaden, 25.1.1991.
- EHRENBERG, K.-H.: Exkursionsführung: Geologisch-petrologische Exkursion in die Rhön. – *Mineral. Inst. Univ. Hamburg und Prag*, 21.–22.3.1991.
- Exkursionsführung (Beteiligung): Basalt, Pliozän und Pleistozän bei Fritzlar. – *Exkursion B des Oberrhein. Geol. Ver.*, 2.4.1991.
- Exkursionsführung: Vulkanologisch-petrologische Exkursion in die Kuppenrhön. – *Mineral. Inst. Univ. Erlangen*, 16.–17.4.1991.

- Exkursionsführung: Rhön-Vulkanismus. – Geowissenschaftliches Treffen Mainzer Geologen in Hilders/Rhön, 7.–9.6.1991.
- Exkursionsführung: Geologisch-petrologische Exkursion in die Rhön. – Inst. Mineral., Petrol. u. Geochemie Univ. Tübingen, 21.–23.6.1991.
- GOLWER, A.: Qualitativer Einfluß von Straßen auf das Grundwasser, derzeitiger Stand der Erkenntnisse. – VSVI-Seminar „Straßenbau und Wasserwirtschaft“, Ilsede/Niedersachsen, 30.1.1991.
- Belastung von Wasser und Boden durch den Straßenverkehr. – Seminar „Straße, Wasser, Umwelt“ der Hessischen Straßenbauverwaltung, Rotenburg/Fulda, 16.10.1991.
- Beurteilungskriterien für Materialien zur Verfüllung ehemaliger Tagebaue. – Rohstoff-Seminar für die Kies-, Naturstein- und Ziegelindustrie, Willingen/Hochsauerland, 12.11.1991.
- HENTSCHEL, G.: Hohlraumminerale in Vulkaniten des Vogelsberges. – VFMG-Sommertagung, Gelnhausen, 13.9.1991.
- HÖLTING, B.: Die Heilquellen von Bad Wildungen. – Tagung Oberrhein. Geol. Ver., Bad Wildungen, 3.4.1991.
- Exkursionsführung zu den Heilquellen von Bad Wildungen und zum Kraftwerk Edersee. – Tagung Oberrhein. Geol. Ver., Bad Wildungen, 5.4.1991.
- Aktuelle Aspekte des Grundwasserschutzes in Hessen. – Fortbildungsveranstaltung des BWK (Bund für Wasser- und Kulturbau) Hessen in Fulda, 20.6.1991.
- Einfluß der Straßen auf das Grundwasser. – DVGW/LAWA-Kolloquium „Zustandsbeschreibung des Grundwassers“ in Karlsruhe, 12.12.1991.
- Grundwasser und Umwelt. – Kolloquium des Geol. Inst. der Univ. Mainz, 15.12.1991.
- HOLTZ, S.: Talsperren in Hessen – Untergrundverhältnisse und darauf abgestimmte Dichtungsmaßnahmen. – Tagung Oberrhein. Geol. Ver., Bad Wildungen, 3.4.1991.
- Löw, M., KRAJEWSKI, W., & REINIG, M.: Erfahrungen beim Bau des Hochwasser-Rückhaltebeckens Ober-Ramstadt. – Vortrags- und Besichtigungsveranstaltung beim Grundbauinstitut Prof. Dr.-Ing. P. Amann Consult GmbH anläßlich des 10jährigen Bestehens, Mühlthal, 19.4.1991.
- LAEMMLEN, M.: Geologische Kartierung – Inhalt, Methodik, Nutzen. – Vortrag bei der VSH Fulda, Außenstelle Rasdorf, 2.10.1991.
- LÖW, M.: s. HOLTZ, S., LÖW, M., KRAJEWSKI, W., & REINIG, M.
- POSCHWITZ, H.: Wallufbach-Begehung – Exkursion mit Vortrag. – BUND, Eltville am Rhein, 1.6.1991.
- PRINZ, H.: Die Wasserwegsamkeit von Kluftzonen und ihre Bedeutung für Deponiestandorte. – Vortrag an der TU Graz, Inst. f. Techn. Geologie und Arbeitsgruppe Ingenieurgeologie der ÖGG, Graz, 7.6.1991.
- REICHMANN, H.: Allgemeiner Kenntnisstand. Probleme der Bodenkartierung und ihr derzeitiger Stand in Hessen. – Fachtagung „Böden in Hessen – Kenntnisstand und Forderungen an ein Bodenschutzgesetz“, Landesmuseum Wiesbaden, 8.10.1991.
- ROSENBERG, F.: Geochemische Beziehungen zwischen flächenhaft verbreiteten Gesteinen Hessens und den sie überlagernden Böden. – Dienstbesprechung Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, 22.2.1991.
- SCHARPF, H.-J.: Geologische Aspekte bei der Bearbeitung von Schadensfällen. – Vortrag beim Lehrgang der hessischen Wasserwirtschaftsverwaltung zum Thema „Entwicklung im Bereich gefährlicher Stoffe; hier: Bearbeitung von Grundwasserschadensfällen“ im Wilhelm-Kempf-Haus, Wiesbaden-Naurod, 23.10.1991.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Das Grundwasser im Rheingau und seine Gefährdung. – Gesellschaft zur Förderung der Rheingauer Heimatforschung e. V., Rüdesheim, 7.3.1991.
- THEUERJAHR, A.-K.: Geochemisches Stoffpotential und Lithologie des Schwarzschieferanteils des Kupferschiefers in der Hessischen Senke. – IGCP-Projekt Nr. 254 Metalliferous Black Shales, Dotternhausen, 7.6.1991.
- Lithologie und geochemisch-fazielle Charakteristika der unterkarbonischen Schwarzschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Exkursion mit BGR Hannover, Korbach, 27.9.1991.
- VORDERBRÜGGE, TH. (1991): Das Bodeninformationssystem Hessen. Vortrag auf der Fachtagung des Hess. Ministeriums für Landesentwicklung, Wohnen, Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz: „Böden in Hessen – Kenntnisstand und Forderungen an ein Bodenschutzgesetz“, Wiesbaden, 8.–9.10.1991.
- in: SELIGE, TH., & VORDERBRÜGGE, TH. (1991): Roots and yield as indicators of soil structure. – Vortrag auf dem 3. ISSR Symposium on „Root Ecology and its practical application“, Wien, 1991.

Geschäftsverteilungsplan (Kurzfassung)

Stand 31. Dezember 1991

Leiter: N. N.

Vertreter: Ltd. Geologiedirektor Dr. JOE-DIETRICH THEWS

Abteilung I: Geologische und bodenkundliche Landeserforschung, Rohstoffgeologie

Leiter: Ltd. Geologiedirektor Dr. THEWS

Vertreter: Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. HÖLTING

Dezernat I 1:

Geologische Landesaufnahme	Geologiedirektor Dr. HORN
Fachbereichsdezernate:	
I 1/1 Wissenschaftliche Grundlagen, Methoden, Kartierung der Permgebiete	Geologiedirektor Dr. KULICK
I 1/2 Kartierung der Devon- und Karbongebiete	Geologiedirektor Dr. HORN Geologieoberrat ANDERLE Wiss. Ang. Dr. NESBOR
I 1/3 Kartierung der Trias- und Juragebiete	Geologiedirektor Prof. Dr. LAEMMLEN Geologierat Dr. BECKER
I 1/4 Kartierung der Tertiär- und Quartärgebiete	Geologieoberrat Dr. HICKETHIER
I 1/5 Übersichtskarten	Geologierat z. A. ABEL

Dezernat I 2:

Bodenkunde	Geologiedirektor Dr. REICHMANN
Fachbereichsdezernate:	
I 2/1 Wissenschaftliche Grundlagen, Methoden, bodenkundliche Beratung	Geologiedirektor Dr. REICHMANN Wiss. Ang. Dr. VORDERBRÜGGE
I 2/2 Bodendauerbeobachtungsflächen, Boden- meßnetz, Sonderuntersuchungen von Pro- blemflächen	Geologierat WEIDNER Wiss. Ang. Dr. EMMERICH
I 2/3 Bodengrund- und -flächeninventur, Boden- karten	Geologierat Dr. SABEL
I 2/4 Bodenprobenbank, Bodenphysik	Geologieoberrat Dr. SCHRADER

Dezernat I 3:

Rohstoffgeologie	Geologieoberrat Dr. BARTH
Fachbereichsdezernate:	
I 3/1 Lagerstättenerkundung	Geologieoberrat Dr. HELBIG Geologierat Dr. THEUERJAHR Geologierat ZIEHLKE
I 3/2 Lagerstättenschutz	Geologieoberrat Dr. BARTH Wiss. Ang. Dr. MATTIG

Dezernat I 4:

Fernerkundung, Geophysik und Biostrati- graphie	Geologiedirektor Dr. ECKERT
Fachbereichsdezernate:	
I 4/1 Fernerkundung	Geologiedirektor Dr. ECKERT
I 4/2 Geophysik	Geologieoberrat Dr. BLUM
I 4/3 Biostratigraphie, Paläontologie und Sammlungen	Geologieoberrat Dr. KÜMMERLE

Dezernat I 5:

Schriftleitung, Landkartentechnisches Büro, Bibliothek und Vertrieb Ltd. Geologiedirektor Dr. THEWS

Fachbereichsdezernate:

I 5/1 Schriftleitung

I 5/2 Landkartentechnisches Büro

Ltd. Geologiedirektor Dr. THEWS

I 5/3 Bibliothek und Vertrieb

Abteilung II: Ingenieurgeologie und Mineralogie

Leiter: Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ

Vertreter: Ltd. Geologiedirektor Dr. THEWS

Dezernat II 1:

Ingenieurgeologische Grundlagen und Grundbau Geologiedirektor MÜLLER

Fachbereichsdezernate:

II 1/1 Bodenmechanik und Grundbau, Hoch- und Ingenieurbau, Rutschungen, Erfassung von bodenmechanischen Versuchsdaten

Geologiedirektor MÜLLER
Geologieoberrat Dr. BEURER
Geologieoberrat Dr. FRIEDRICH

Dezernat II 2:

Deponiestandorte, Erdfälle, Bodensenkungen Geologieoberrat Dr. BERNHARD

Fachbereichsdezernate:

II 2/1 Ingenieurgeologische Erkundung von Ablagerungen und Altstandorten, Begutachtung von Standorten für neue Abfallentsorgungsanlagen im Zusammenwirken mit technischen Fachbehörden

Geologieoberrat Dr. WESTRUP

II 2/2 Ingenieurgeologische Karten, ingenieurgeologische Erkundung von Erdfällen und Bodensenkungen

Geologieoberrat Dr. BERNHARD

Dezernat II 3:

Talsperrengeologie und Grundbautechnik für Stauanlagen Geologiedirektor Dr. HOLTZ

Fachbereichsdezernate:

II 3/1 Talsperrengeologie

Geologiedirektor Dr. HOLTZ

II 3/2 Grundbautechnik für Stauanlagen

Baurat Löw

Dezernat II 4:

Fels- und Tunnelbau Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ

Fachbereichsdezernate:

II 4/1 Ingenieurgeologische Gutachten und Beratung für die Standsicherheit von Bauwerken im Fels und in Felsböschungen

Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ

Dezernat II 5:

Mineralogie und Petrologie Geologiedirektor Prof. Dr. MEISL

Fachbereichsdezernate:

II 5/1 Mineralogie

Geologieoberrat Dr. HENTSCHEL
Geologierat SUŠIĆ

II 5/2 Petrologie	Geologieoberrat Dr. EHRENBERG Geologieoberrat Dr. SCHRICKE
Dezernat II 6:	
Zentrale Laboratorien	Geologiedirektor Prof. Dr. GOLWER
Fachbereichsdezernate:	
II 6/1 Bodenmechanisches Labor und Werkstatt	Geologiedirektor MÜLLER
II 6/2 Chemisches Labor	Geologierat Dr. KELTSCH
II 6/3 Mineralogisches Labor	N. N.
II 6/4 Geochemische Grundlagen	Geologierat Dr. ROSENBERG
II 6/5 Geochemische Sonderaufgaben	Geologiedirektor Prof. Dr. GOLWER
 Abteilung III: Hydrogeologie, Geotechnologie und Datenverarbeitung	
Leiter:	Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. HÖLTING
Vertreter:	Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ
 Dezernat III 1:	
Hydrogeologische Grundlagen	Geologiedirektor Dr. BÖKE
Fachbereichsdezernate:	
III 1/1 Praxisbezogene wissenschaftliche Grundlagen, hydrogeologische Kartenwerke, überregionale Geochemie	Geologieoberrat Dr. DIEDERICH
III 1/2 Hydrogeologie des Sickerraums, Grundwasserneubildung, gewinnbare Grundwassermengen (Grundwasserbilanzen)	Geologiedirektor Dr. BÖKE
 Dezernat III 2:	
Regionale Hydrogeologie	Geologiedirektor Dr. RAMBOW
Fachbereichsdezernate:	
III 2/1 Erkundung und Schutz von Grund- und Heilwasser mit Abgrenzung von Einzugsgebieten im Regierungsbezirk Darmstadt	Geologieoberrat Dr. SCHARPFF
III 2/2 – im Regierungsbezirk Gießen	Geologieoberrat Dr. WIEGAND
III 2/3 – im Regierungsbezirk Kassel	Geologiedirektor Dr. RAMBOW
 Dezernat III 3:	
Qualitative Hydrogeologie	Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. HÖLTING
Fachbereichsdezernate:	
III 3/1 Abgrenzung geohydrochemischer Verhältnisse gegen anthropogene Einflüsse	Geologierat Dr. SCHAFT
III 3/2 Hydrogeologische Erkundung von Grundwasserbelastungen bei Altablagerungen, Altstandorten oder Schadensfällen zur Vorbereitung hydrogeologischer Konzepte zur Sanierung, hydrogeologische Erkundung von Standorten für neue Abfallentsorgungsanlagen im Zusammenwirken mit technischen Fachbehörden	Geologieoberrat Dr. TANGERMANN

Dezernat III 4:

Geotechnologie und Infrastrukturgeologie Geologiedirektor Dr. FINKENWIRTH

Fachbereichsdezernate:

III 4/1 Geotechnologie, unterirdische Speicher und unterirdische Deponien Geologiedirektor Dr. FINKENWIRTH
 Geologierat Dr. PÖSCHL
 III 4/2 Infrastrukturgeologie, Federführung und Koordination in Sachen regionale Raumordnungs- und Planfeststellungsverfahren, Flächennutzungs- und Bauleitpläne, Flurbereinigungsverfahren u. ä. Geologieoberrat Dr. KAUFMANN

Dezernat III 5:

Dokumentation und Datenverarbeitung Geologiedirektor Dr. STENGEL-RUTKOWSKI

Fachbereichsdezernate:

III 5/1 Vollzug des Lagerstättengesetzes Geologiedirektor Dr. STENGEL-RUTKOWSKI
 III 5/2 Archiv Geologieoberrat Dr. DIEDERICH
 III 5/3 ADV Geologieoberrat STRECKER

Dem Amtsleiter direkt unterstellt:

Dezernat V:

Verwaltung Amtsrat GAWE

**Personalstand
 am 31. Dezember 1991**

		Telefon- Durchwahl
Direktor:	i. V. THEWS, JOE-DIETRICH, Dr., Dipl.-Geologe	537-337
Ltd. Geologiedirektoren:	HÖLTING, BERNWARD, Prof. Dr., Dipl.-Geologe	537-338
	PRINZ, HELMUT, Prof. Dr., Dipl.-Geologe	537-317
	THEWS, JOE-DIETRICH Dr., Dipl.-Geologe	537-337
Geologiedirektoren:	BÖKE, ECKHARD, Dr.	537-278
	ECKERT, ULRICH, Dr., Dipl.-Geologe	537-213
	FINKENWIRTH, ALFRED, Dr., Dipl.-Geologe	537-343
	GOLWER, ARTHUR, Prof. Dr., Dipl.-Geologe	537-325
	HOLTZ, SIEGFRIED, Dr., Dipl.-Geologe	537-313
	HORN, MANFRED, Dr., Dipl.-Geologe	537-276
	KULICK, JENS, Dr., Dipl.-Geologe	537-224
	LAEMMLEN, MANFRED, Prof. Dr., Dipl.-Geologe	537-241
	MEISL, STEFAN, Prof. Dr., Dipl.-Geologe	537-342
	MÜLLER, KARL-HANS, Dipl.-Ingenieur	537-315
	RAMBOW, DIETRICH, Dr., Dipl.-Geologe	537-332
	REICHMANN, HELMUT, Dr., Dipl.-Geologe	376090
	STENGEL-RUTKOWSKI, WITIGO, Dr., Dipl.-Geologe	537-328

Geologieoberräte:	ANDERLE, HANS-JÜRGEN, Dipl.-Geologe	537-233	
	BARTH, WALTER, Dr., Dipl.-Geologe	537-251	
	BERNHARD, HORST, Dr.	537-326	
	BEURER, MARTIN, Dr., Dipl.-Geologe	537-249	
	BLUM, RAINER, Dr., Dipl.-Geophysiker	537-259	
	DIEDERICH, GIBERT, Dr., Dipl.-Geologe	537-221	
	EHRENBERG, KARL-HEINZ, Dr., Dipl.-Geologe	537-256	
	FRIEDRICH, KUNIBERT, Dr.	537-312	
	HELBIG, PETER, Dr., Dipl.-Geologe	537-257	
	HENTSCHEL, GERHARD, Dr.	537-274	
	HICKETHIER, HELMUT, Dr., Dipl.-Geologe	537-222	
	KAUFMANN, EBERHARD, Dr., Dipl.-Geologe	537-330	
	KÜMMERLE, EBERHARD, Dr., Dipl.-Geologe	537-227	
	SCHARPFF, HANS-JÜRGEN, Dr., Dipl.-Geologe	537-333	
	SCHRADER, LUDOLF, Dr., Dipl.-Landwirt	376090	
	SCHRICKE, WILLI, Dr., Dipl.-Geologe	537-275	
	STRECKER, GERHARD, Dipl.-Mineraloge	537-250	
	TANGERMANN, HANS, Dr., Dipl.-Geologe	537-218	
	WESTRUP, JENS, Dr., Dipl.-Geologe	537-318	
	WIEGAND, KLAUS, Dr., Dipl.-Geologe	537-279	
	Geologieräte:	ABEL, HEINRICH, Dipl.-Geologe	537-245
		BECKER, ROLAND, Dr., Dipl.-Geologe	537-236
		KELTSCH, HEINER, Dr., Dipl.-Chemiker	537-272
		PÖSCHL, WERNER, Dr., Dipl.-Geologe	537-258
		ROSENBERG, FRED, Dr., Dipl.-Mineraloge	537-348
		SABEL, KARL-JOSEF, Dr.	376090
		SCHRAFT, ADALBERT, Dr., Dipl.-Geologe	537-226
SUŠIĆ, MARIJAN, Dipl.-Chemiker		537-354	
THEUERJAHN, ALBERT-KARL, Dr., Dipl.-Geologe		537-262	
WEIDNER, ERHARD		376090	
ZIEHLKE, CARL-PETER, Dipl.-Geologe		537-255	
Baurat:	LÖW, MATTHIAS, Dipl.-Ingenieur	537-318	
Wissenschaftliche Angestellte:	DREHER, THOMAS, Dipl.-Geologe	537-252	
	EMMERICH, KARL-HEINZ, Dr., Dipl.-Geograph	376090	
	FREILING, HANS-JÖRG, Dipl.-Geologe	537-265	
	MATTIG, ULRICKE, Dr., Dipl.-Geologin	537-254	
	MOLDENHAUER, KLAUS-MARTIN, Dipl.-Geograph	376090	
	NESBOR, HEINZ-DIETER, Dr., Dipl.-Geologe	537-219	
	SCHWERTER, REINHARD, Dr., Dipl.-Ingenieur	537-314	
	STRAUSS, ROLAND, Dipl.-Geologe	537-265	
	VORDERBRÜGGE, THOMAS, Dr., Dipl.-Ingenieur agr.	376090	
	Technische Bedienstete:	Dipl.-Ing. UTE ARAGON	THOMAS FEDGENHÄUER
LIENHARD BARNETT		PETER FUHRMANN	
OTTO BEINSTEIN		Dipl.-Ing. LUDWIG GRÜBER	
Dipl.-Ing. NORBERT BLECK		CONSTANZE HEFNER	
EDMUND BREMSER		Dipl.-Ing. GERNOT HÜHNER	
PETER DIEZ		Dipl.-Ing. MARTIN IRLE	
Dipl.-Ing. ULRICH DROLSHAGEN		GERHARD KNAB	
GÜNTER DZUBA		FRITZ KRÜGER	
ROLF ETZ		MARIANNE MÜLLER	

	MARKUS NIX	MONIKA SCHRECKENBACH
	ILSE POSUR	ECKHARD SCHULZ
	NORBERT PREISNER	HORST SÖNGEN
	KAI-UWE RAUSCH	SIEGFRIED STEINER
	Dipl.-Ing. WINFRIED ROSENBERGER	Dipl.-Ing. OTTO STIEGLER
	WOLFGANG RUPPERT	WILHELM TERME
	SUSANNE SALCHER	Dipl.-Ing. ERWIN THIEL
	Dipl.-Ing. HANS-HEINRICH SCHMIDT	JOACHIM WEDEL
	Dipl.-Ing. RUDI SCHNEIDER	Ing. (grad.) GEORG WENZEL
	Dipl.-Ing. NORBERT SCHOLZ	URSULA ZÖLLER
Schriftleitung:	Biologe HARTMUT POSCHWITZ	537-225
Landkartentechnisches Büro:		
Leitung:	HERMANN BRENNER	537-282
	JÜRGEN BARTHOLOMAY, WOLFGANG BUDE, JENS DENGLER, JUTTA VON DZIEGIELEWSKI, EVELYN FRUCK, MARTINA PETER, MONIKA RETZLAFF, NORBERT SINZIG, MANFRED SWIHOTA, MICHAEL STRYJ	
Vertriebsstelle:	DIETER HOMANN	701034
Bibliothek: Leitung:	WERNER FUCHS	537-235
	GISELA BECK, CHRISTINE KINDSVOGEL, ANNETTE KÖLLNER, KLARA SCHÜLER	
Archiv: Leitung:	Geologieoberrat Dr. GISBERT DIEDERICH ROSEL FISCHER, SUSANNE KÜTTNER-BAHR, HEINZ LEICK, CORNELIA SEEMANN, GISELA WÜRFEL	
ADV: Leitung:	Geologieoberrat GERHARD STRECKER ERIKA HUPPERT, URSEL MADER	
Verwaltung: Leitung:	Amtsrat HANS JOACHIM GAWE	537-322
	SIEGFRIED BIERBRAUER, CHRISTA ECKSTEIN, URSULA KOPP, DOROTHEE SCHULZ, INGE SEIDL, BERND STIEGLER	
Schreibbüro:	ELISABETH BAUER, HEIDRUN GEBAUER, SILKE KERN, MARION KIRALL, INGBORG KLEINERT, HEIKE SCHIMKO, ILSE SCHMITZ, DAGMAR TANGERMANN	
Lohnempfänger:	Fahrer NORBERT HÖPFNER	Fahrer/Bohrarbeiter
	Fahrer KARL-HEINZ REUTER	MICHAEL WURZER
	Fahrer SIEGFRIED WENZKE	Bohrkernlagerverwalter
	Fahrer/Bohrarbeiter	HORST HÖHLER
	KLAUS-DIETER GEIS	Hausmeister HORST LOH
	Fahrer/Bohrarbeiter	Hausgehilfe EDWIN KLEINSCHMIDT
	STEFFEN SCHÄFER	Hausgehilfe KLAUS SCHUHMACHER
Freiwillige Mitarbeiter:	Prof. Dr. phil. habil. HANS HENTSCHEL, Regierungsdirektor a. D., Fontanestraße 2, 6200 Wiesbaden	
	Prof. Dr. HANSJOACHIM LIPPERT, Geologiedirektor a. D., Walkmühlstr. 63a, 6200 Wiesbaden	
	Dr. KONRAD REUL, Geologiedirektor a. D., Am Berg 1, 6271 Niedernhausen-Oberseelbach	

Prof. Dr., Dr. hc. ARNO SEMMEL, Geogr. Inst. der Johann-
Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberg-Anlage 36,
6000 Frankfurt a. M.

Prof. Dr. HEINZ TOBIEN em., Paläontolog. Inst. der Johannes-
Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, 6500 Mainz

Ausgeschieden in der Zeit vom 1. 1. 1989 – 31. 12. 1991

- 31. 10. 91 Prof. Dr. ERNST BARGON
- 31. 5. 91 WILMA BECKER-GREtenKORD
- 31. 12. 89 EWALD CLOEREN
- 28. 2. 90 FERDINAND FLIESS
- 22. 7. 91 WALTER FRÖHLICH
- 30. 6. 89 ADELHEID HICKETHIER
- 30. 4. 90 Dr. MARTIN HOTTENROTT
- 31. 1. 90 WINFRIED HÜBLER
- 31. 5. 91 JUTTA KAEPPEL
- 31. 3. 90 THOMAS KÖRBER
- 30. 6. 89 HANS-JOACHIM LINDSTEDT
- 31. 5. 91 Dr. RENATE MOTZKA-NÖRING
- 31. 7. 91 Dr. ERNST PAULY
- 31. 7. 90 Dr. KURT-ARNOLD QUADFLIEG
- 31. 7. 89 Dr. KONRAD REUL
- 31. 7. 89 RUDOLF ROGALLA
- 30. 9. 90 CORNELIA ROHDE
- 31. 8. 91 JOACHIM SCHÖN
- 28. 2. 89 ALOIS SEDLATSCHek
- 30. 11. 91 MICHAEL SNYDER
- 30. 6. 89 URSULA STOBER
- 31. 3. 90 INGEBORG STRANGFELD
- 30. 4. 91 ROLAND WIEDERER

Dr. JOE-DIETRICH THEWS

Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Von

GERNOT HÜHNER*

Die nachfolgende Aufstellung ist die aktualisierte Fortschreibung der im Geologischen Jahrbuch Hessen, 119: 313–327, 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 weitere Verfahrensweise mitgeteilt.

Benutzte Abkürzungen:

A	=	ausgewähltes, z. T. in Kernabschnitten oder als Einzelproben eingelagertes Material von Spül- und Meißelproben
A.E.	=	Ablauf der Einlagerungszeit/Aufbewahrungsdauer
ET	=	Endteufe der Bohrung
KB	=	Kernbohrung
R, H	=	Rechts-, Hoch-Wert
st.	=	ständige Aufbewahrung, Einlagerungszeit unbegrenzt

Bei den Kernbohrungen ist zur besseren Herausstellung die Abkürzung KB hinzugefügt; teilweise gekernete 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. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4027 Lutter am Barenberge	Hahausen (1980)	35 83 370	57 57 600	493,90	Trias: s; Perm: z,r. KB	1995
4322 Bad Karlshafen	Würgassen 1 (1967)	35 27 050	57 23 150	65,00	Trias: s; Perm: z,r. KB, A	1995
4322 Bad Karlshafen	Würgassen 2 (1967)	35 27 240	57 22 930	50,00	Trias: smS. KB, A	1995
4421 Borgentreich	A/86-B1 (1986)	35 19 920	57 08 380	120,00	Trias: m. KB	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	2002
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	1994
4521 Liebenau	A/86-B3 (1986)	35 17 510	57 00 780	67,50	Trias: m. KB	1994
4521 Liebenau	A/86-B4 (1986)	35 13 430	56 97 230	54,00	Trias: m. KB	1994
4521 Liebenau	BK 1 (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	BK 4 (1977), Diemeltalsperre Haueda	35 17 020	57 06 510	55,80	Quartär, Trias: ?mm, mm, mu. KB	2010
4521 Liebenau	BK 5 (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	Ahlberg 4 (1955)	35 35 330	57 02 142	22,00	Quartär, Tertiär	st.
4523 Münden	Ahlberg 5 (1955)	35 35 268	57 02 235	71,70	Quartär, ?Tertiär, Trias: s	st.
4523 Münden	Ahlberg 6 (1955)	35 35 415	57 01 558	38,65	Quartär, Tertiär	st.
4523 Münden	Ahlberg 8 (1955)	35 35 329	57 02 141	80,85	Quartär, Tertiär	st.
4617 Brilon	SA 008 (1981) Schrägbrg.	34 73 860	56 85 030	198,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer); Mitteldevon (Styl-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4618 Adorf	SA 001 (1981) Schrägbrg.	34 80 430	56 88 360	78,00	Mitteldevon (Schiefer, Tuffit, Kalkstein, Diabas)	1996
4618 Adorf	SA 002 (1981) Schrägbrg.	34 83 200	56 89 690	250,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas)	1996
4618 Adorf	SA 003 (1981) Schrägbrg.	34 84 760	56 90 940	180,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas)	1996
4618 Adorf	SA 004 (1981)	34 86 720	56 93 650	183,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas)	1996

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4618 Adorf	SA 005 (1981) Schrägbrg.	34 86 420	56 94 970	117,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Schiefer, Siltstein, Kalkstein, Tuffit, Diabas); Mitteldevon (Styl.-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4618 Adorf	SA 010 (1981) Schrägbrg.	34 77 980	56 87 220	120,00	Oberdevon (Schiefer, Sandstein); Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer)	1996
4618 Adorf	SA 011 (1981) Schrägbrg.	34 84 420	56 90 100	264,00	Oberdevon (Schiefer); Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer); Mitteldevon (Styl.-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4618 Adorf	SA 012 (1981) Schrägbrg.	34 87 500	56 93 140	337,00	Oberdevon (Schiefer); Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer, Diabas)	1996
4619 Mengershausen	Berndorf 5.1 A, GMSt.	34 94 740	56 85 680	168,00	Quartär, Trias: su, Perm: z	st.
4619 Mengershausen	Meng.-Glockenbrunnental (1960/62)	34 97 870	56 91 740	310,10	Quartär; Trias: su; Perm: z. A	st.
4619 Mengershausen	Mengershausen-Trappenberg (1972)	34 98 540	56 90 220	374,70	Trias: s; Perm: z; Unterkarbon	st.
4619 Mengershausen	Vasbeck CK 001 (1983)	34 91 872	56 92 440	30,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994
4619 Mengershausen	Vasbeck CK 002 (1983)	34 91 870	56 92 440	60,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994
4619 Mengershausen	Vasbeck CK 003 (1983)	34 91 840	56 92 550	89,00	Trias: suB; Perm: z; Karbon. KB	1994
4619 Mengershausen	Vasbeck CK 004 (1983)	34 91 880	56 92 350	83,00	Trias: suB; Perm: z; Karbon. KB	1994
4619 Mengershausen	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,+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	Quartär, 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.	34 75 280	56 83 830	174,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer); Mitteldevon (Styl.-Schiefer/Sandstein-Folge)	1996
4718 Goddelsheim	EAU-B2 (1978)	34 88 290	56 80 030	56,25	Unterkarbon: cdKS. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B3 (1978)	34 88 320	56 80 033	125,00	Unterkarbon: cdKS. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B4 (1978)	34 87 160	56 77 510	28,90	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B5 (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-B8 (1978)	34 87 982	56 78 968	19,00	Unterkarbon: cdI. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B9 (1978)	34 87 150	56 78 940	144,85	Unterkarbon: cdKS. KB	1998

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4718 Goddelsheim	EAU-B 10 (1978)	34 87 450	56 78 435	55,60	Perm: z. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 11 (1978)	34 87 455	56 77 815	36,20	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 12 (1978)	34 85 842	56 76 800	19,25	Unterkarbon: cdI. KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 13 (1978)	34 88 198	56 79 910	122,80	Karbon (Tonschiefer). KB	1998
4718 Goddelsheim	EAU-B 14 (1978)	34 88 165	56 79 725	65,00	Unterkarbon: cdAL. KB	1998
4718 Goddelsheim	ESB 3 (1981/1982)	34 87 580	56 79 180	198,60	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	ESB 4 (1981/1982)	34 87 200	56 78 850	177,00	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	ESB 5 (1981/1982)	34 86 930	56 78 690	156,20	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	UTT 1 (1976)	34 87 720	56 79 520	17,35	Unterkarbon: cdI, cd 3,t. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 2 (1976)	34 87 720	56 79 520	52,64	Unterkarbon: cdI+KS, cdKK. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 3 (1976)	34 87 720	56 79 520	24,60	Unterkarbon: cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 4 (1976)	34 87 730	56 79 500	21,40	Unterkarbon: cdKS+KK, cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 5 (1976)	34 87 730	56 79 500	114,35	Unterkarbon: cdKS+KK, cdI, cd 3,t. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 6 (1976)	34 87 730	56 79 520	68,20	Unterkarbon: cdKS+KK. KB	1996
4719 Korbach	EAU/78-B 1 (1978)	34 88 402	56 79 550	93,80	Grenzschiechten Oberdevon/Karbon. KB	st.
4719 Korbach	EAU/78-B 7 (1978)	34 88 505	56 80 103	35,70	Unterkarbon: cdI. KB	st.
4719 Korbach	ESB 1 (1981/1982)	34 88 630	56 80 060	82,57	Perm: z. KB	1993
4719 Korbach	ESB 2 (1981/1982)	34 88 810	56 80 130	15,17	Unterkarbon II, III. KB	1993
4719 Korbach	Nordenbeck 1 (1961)	34 89 260	56 80 360	131,00	Perm: z; Unterkarbon: cd 3. KB	st.
4719 Korbach	Nordenbeck 2 (1961)	34 89 200	56 80 250	66,00	Quartär; Perm: z. KB	st.
4719 Korbach	Oberense (1967)	34 89 300	56 77 430	152,00	Trias: suK; Perm: z	st.
4721 Naumburg	Altensädt (1964)	35 12 060	56 82 680	208,00	Trias: smH, smD, smV. KB	1994
4721 Naumburg	Bad Wildungen VB 3.2 (1971)	35 11 750	56 74 800	112,00	Trias: smV, su	st.
4721 Naumburg	Elbenberg 1 (1969)	35 14 600	56 78 160	81,00	Quartär; Tertiär. KB	1999
4721 Naumburg	Elbenberg 2 (1969)	35 14 820	56 78 170	101,00	Quartär; Tertiär. KB	1999
4721 Naumburg	Elbenberg 3 (1974/1975)	35 14 680	56 78 270	254,64	Tertiär (Olivin-Nephelinit). KB (gekernt v. 191—194,4 u. 220,7—254,64 m)	1999
4721 Naumburg	Emstal 1 (1975/1976)	35 17 660	56 79 110	795,50	Trias: sm, su; Perm: z. KB (A von 721,3—772,7 m)	st.
4721 Naumburg	Kirchberg III (1977)	35 18 870	56 75 620	263,00	Quartär; Trias: smS bis smH	st.
4721 Naumburg	Niedenstein (1961)	35 21 940	56 78 680	157,00	Trias: smS. KB, A	1995
4722 Niederzwehren	A/86-B 5 (1986)	35 26 090	56 76 280	85,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	2009
4722 Niederzwehren	Brunnen 1 (1961)	35 26 420	56 81 220	207,50	Tertiär; Trias: soRö, sm. A	st.
4722 Niederzwehren	Elgershausen 1 (1963/1964)	35 26 280	56 83 080	290,00	Trias: (soRö), smS. KB, A	1995
4722 Niederzwehren	Firnzbach (1956)	35 25 863	56 84 375	135,00	Tertiär	1995
4722 Niederzwehren	Fuldabrücke Guxhagen Brg. IIc, (1971)	35 32 960	56 75 000	30,00	?Tertiär. KB	1995
4722 Niederzwehren	Grifte (A) (1955/1956)	35 31 680	56 74 000	120,00	Trias: sm (Handstücke). KB, A	st.
4722 Niederzwehren	Großenritte (= Baunatal III) (1963)	35 26 160	56 80 690	150,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö, smS	st.
4723 Oberkaufungen	Brg. 1/47, Z. Freudenthal (1947)	35 44 473	56 83 889	130,00	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB, A	st.
4723 Oberkaufungen	Brg. 5/47, Z. Freudenthal (1947)	35 44 158	56 84 082	71,10	Pleistozän; Tertiär: mi, olo. A	st.
4723 Oberkaufungen	Brg. 9/47, Z. Freudenthal (1947)	35 43 993	56 84 230	19,65	Tertiär: olo. A	st.
4723 Oberkaufungen	Gm. Helsa III (1974/1975)	35 46 310	56 77 770	150,00	Trias: smH, smV	st.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4723 Oberkaufungen	Quentel (1981)	35 45 820	56 74 440	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
4724 Großalmerode	Brg. 79 (1989)	35 48 273	56 77 073	103,00	Trias: smH, smD. KB (ab 75,00 m gekernt)	2011
4724 Großalmerode	Brg. 80 (1989)	35 49 143	56 77 106	115,00	Trias: smS, smH, smD. KB (ab 75,00 m gekernt)	2011
4724 Großalmerode	Helsa 2 (1974)	35 46 980	56 78 450	120,00	Trias: sm	st.
4725 Bad Sooden-Allendorf	Brg. 1 (1988), Weidenhausen	35 67 580	56 75 220	159,60	Quartär; Perm: z; Devon (Phyllite). KB	2000
4725 Bad Sooden-Allendorf	Brg. 2 (1988), Weidenhausen	35 69 100	56 74 920	97,00	Perm: z; Devon (phyllitische Schiefer). KB	2000
4725 Bad Sooden-Allendorf	Brg. 3 (1988), Weidenhausen	35 68 640	56 76 040	31,00	Quartär; Perm: z; Devon (phyllitische Schiefer). KB	2000
4819 Fürstenberg	Frebershausen I (1975)	34 99 270	56 63 590	102,00	Devon: do (Aschkoppensandstein)	1995
4821 Fritzlar	A / 85-B 3 (1985)	35 16 840	56 71 770	34,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1994
4821 Fritzlar	A / 85-B 4 (1985)	35 16 620	56 71 220	12,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1994
4821 Fritzlar	A / 85-B 5 (1985)	35 22 760	56 68 100	88,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1994
4821 Fritzlar	A / 85-B 6 (1985)	35 23 080	56 69 920	78,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1994
4821 Fritzlar	A / 85-B 7 (1985)	35 22 930	56 70 700	54,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1994
4821 Fritzlar	Bad Wildungen I/68 (1968)	35 11 860	56 63 320	200,00	Trias: smD, smV, su	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB II/68 (1968)	35 11 770	56 62 770	200,00	Trias: s	1995
4821 Fritzlar	Bad Wildungen III/68 (1968)	35 12 600	56 63 400	250,00	Trias: su	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 1 (1971)	35 12 850	56 72 230	120,00	Trias: smV	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 2.1 (1971)	35 12 880	56 73 260	250,00	Trias: soRö, smS	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 2/3 (1971)	35 12 260	56 73 460	130,00	Trias: smV bis su	st.
4821 Fritzlar	B/76-B 1 (1976)	35 17 280	56 63 480	27,30	Quartär; Trias: mu. KB	1993
4821 Fritzlar	B/76-B 2 (1976)	35 17 520	56 62 760	35,50	Quartär; Trias: mu. KB	1993
4821 Fritzlar	B/76-B 4 (1976)	35 15 220	56 71 260	51,80	Quartär; Trias: k,m. KB	1994
4822 Gudensberg	A / 85-B 8 (1985)	35 23 390	56 72 440	66,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1997
4822 Gudensberg	B/76-B 11 (1976)	35 24 450	56 70 460	25,10	Quartär; Tertiär. KB	1993
4822 Gudensberg	Neuenbrunslar C (1955/1956)	35 31 140	56 70 760	141,80	Trias: sm. KB (A Handstücke)	st.
4822 Gudensberg	Wolfershausen B (1955/1956)	35 30 980	56 72 320	150,20	Trias: sm. KB (A Handstücke)	st.
4823 Melsungen	Eiterhagen (1953/1954)	35 41 580	56 73 320	121,00	Trias: smV bis su	1995
4823 Melsungen	Mörshausen (1978)	35 43 400	56 63 670	412,00	Trias: su; Perm: z; Oberdevon. KB (ab 150,60 m—ET gekernt)	2000
4824 Hessisch-Lichtenau	Küchen (1981)	35 57 910	56 73 110	533,00	Devon/Karbon. KB (ab 45 m—ET gekernt)	1992
4824 Hessisch-Lichtenau	Retterode 1, Himmelsberg (1972)	35 49 780	56 71 670	300,00	Trias: soRö und sm	st.
4824 Hessisch-Lichtenau	Retterode 2, WBV Lossetal (1972)	35 49 860	56 70 640	150,00	Trias: soRö	st.
4824 Hessisch-Lichtenau	Schemmern 1 (1977)	35 57 050	56 65 190	118,20	Trias: su; Perm: z; Unterkarbon: cd3. KB (ab 24 m—ET gekernt)	1993
4826 Eschwege	Schlierbachswald IV (1962)	35 77 820	56 69 350	403,00	Trias: smV, su; Perm: z. KB (A Handstücke)	st.
4918 Frankenberg (Eder)	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: Grenzschiechten 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 Grauwacke), 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

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4921 Borken (Hessen)	Brg. 118 (1990)	35 22 207	56 61 494	13,20	Quartär, Tertiär. 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.
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	Quartär; Trias: 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	KB 1 (1978)	35 66 470	56 58 290	15,00	Perm: z; Paläozoikum (Tonschiefer). KB	st.
4925 Sontra	VB 1 (1974)	35 68 810	56 58 050	120,00	Trias: soRö, smS, smH, smD, smV	st.
4925 Sontra	VB 6 (1975)	35 66 470	56 61 400	120,00	Quartär; Trias: smV, su	st.
4925 Sontra	VB 7 (1975)	35 66 240	56 62 930	120,00	Quartär; Trias: su	st.
4925 Sontra	VB 9 (1975)	35 68 600	56 62 610	120,00	Quartär; Trias: smV, su	st.
4926 Herleshausen	Grandenborn 02 (1985)	35 73 180	56 59 680	154,00	Trias: mm, mu, so	1996
4926 Herleshausen	Grandenborn 16 (1988)	35 71 300	56 60 320	184,00	Trias: mo, mm, mu, so (Röt 4)	1996
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	Renda (1985)	35 77 300	56 59 360	98,00	Quartär; Trias: mo, mm, Verwerfung, mo	1996
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)	35 71 760	56 54 940	120,00	Quartär; Trias: so, sm	st.
5016 Bad Laasphe	SL 001 (1982) Schrägbrg.	34 63 840	56 40 610	300,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SBA 2 (1982) Schrägbrg.	34 67 690	56 44 360	296,00	Grenzbereich Mittel-/Oberdevon (Bänderschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 001 (1982) Schrägbrg.	34 71 060	56 44 240	108,00	Unterkarbon (Kulm-Tonschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 004 (1982) Schrägbrg.	34 70 870	56 44 110	120,00	Unterkarbon (Kulm-Tonschiefer)	1996
5017 Biedenkopf	SX 006 (1982)	34 71 780	56 44 660	258,00	Unterkarbon (Kulm-Grauwacke, -Tonschiefer, -Kieselschiefer, -Lydite)	1996
5017 Biedenkopf	SX 007 (1982)	34 72 220	56 43 920	278,00	Unterkarbon (Kulm-Grauwacke, -Tonschiefer)	1996

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5017 Biedenkopf	SX 010 (1982)	*		250,00	Unterkarbon?	1996
5017 Biedenkopf	SX 011 (1982)	*		106,00	Unterkarbon?	1996
5017 Biedenkopf	SX 012 (1984)	34 73 530	56 44 100	217,00	Unterkarbon?	1996
5018 Wetter	FB Rosenthal (1991)	34 87 590	56 49 720	551,30	Trias: (sm), su; Perm: zs, z; Devon: (do?). KB	2011
5019 Gemünden (Wohra)	Halsdorf VB 1 (1969/1970)	34 97 360	56 42 870	160,00	Trias: smD, smV, su.	st.
5019 Gemünden (Wohra)	Schiffelbach (1963)	34 98 940	56 46 870	241,03	Trias: su; Perm: z; ?Unterkarbon: cd3. KB, A	2008
5020 Gilserberg	Gilserberg (1965)	35 05 720	56 45 890	131,00	Trias: su; Perm: z; Unterkarbon: cd3 oder Devon. KB	2008
5020 Gilserberg	Jesberg (1962)	35 10 990	56 48 900	135,00	Trias: s; Perm: z; Unterkarbon: cd3. KB	2008
5022 Schwarzenborn	Völkershain (1967)	35 33 110	56 49 140	200,00	Trias: smV, su. KB	st.
5023 Ludwigseck	Ersrode (1971)	35 40 890	56 48 760	164,00	Trias: soRö und smS	st.
5023 Ludwigseck	Mühlbach I (1954)	35 38 950	56 43 820	250,90	Quartär; Trias: su; Mitteldevon. (A Handstücke)	st.
5024 Rotenburg an der Fulda	Blankenheim (1982)	35 53 456	56 44 396	485,10	Perm: ro. KB (ab 175 m—ET gekernt)	1992
5024 Rotenburg an der Fulda	Lüdersdorf (Mündershausen) (1978)	35 51 660	56 47 250	488,00	Trias: su; Perm: z _{1,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)	35 74 510	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), Schrägrbg.	35 41 553	56 37 228	241,50	Tertiär (Schlottenfüllung); Trias: (Versturzmassen aus Gesteinen des Buntsandsteins), smD. KB	1997
5123 Niederaula	Gershauen (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	Weißborn 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) Schrägrbg.	34 50 480	56 25 950	248,00	Mitteldevon (Wissenbacher Schiefer, Diabas)	1996

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5215 Dillenburg	SD 003 (1981) Schrägbrg.	34 45 650	56 23 140	256,00	Mitteldevon (Quarzit, Wissenbacher Schiefer, Diabas); Unterdevon (Kieselgallen-Schiefer)	1996
5216 Oberscheld	Handstein 1 (1955)	34 55 520	56 20 950	709,35	Unterkarbon: cdDD; Oberdevon: dh,dn,da (in mehreren Schuppen); da/v,Fe, dv. KB, A	1994
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	1994
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	1994
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	1994
5216 Oberscheld	Ida II/10 (1955)	34 55 410	56 21 125	506,65	Unterkarbon II; da/v,Fe, dv. KB, A	1994
5216 Oberscheld	Kreuzberg 1 (1939/1940)	34 54 530	56 23 680	1 004,00	Unterkarbon: cdDD; Devon: doCE bis dv (mehrere Schuppen); mittlerer Eibacher Lagerzug. KB, A	1994
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	1994
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	1994
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	1994
5216 Oberscheld	Tiefe Grube 2 (1953)	34 54 960	56 23 340	385,75	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, dv; Schelder Lagerzug. KB, A	1994
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	1994
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	1994
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	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1999
5220 Kirtorf	A/83-B9 (1983)	35 10 400	56 21 730	23,00	Tertiär; Trias: s. KB, A	1999
5220 Kirtorf	Lehrbach (1980)	35 05 700	56 26 770	531,20	Trias: s; Perm: z: ?Devon. KB, A	2000
5221 Alsfeld	A/83-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.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5315 Herborn	Driedorf 2 (1940/1942)	34 41 920	56 12 160	1 222,60	Devon: do—dm (dv). KB, A	st.
5315 Herborn	264/3, BAB (1964)	34 50 260	56 17 897	?17,00	Devon: dd—dw. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 2b, BAB (1968)	34 61 860	56 07 690	51,00	Unterkarbon; Devon: dd—dh mit körnigem Intrusiv-Diabas. KB	st.
5316 Ballersbach	B 10, BAB (1968)	34 62 790	56 07 569	25,00	Devon: do. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 29a, BAB (1968)	34 62 942	56 07 366	16,00	Devon: dv (Schalstein mit Kalksteinlinsen). KB, A	st.
5316 Ballersbach	BN 8, BAB (1968)	34 61 870	56 07 740	60,00	Unterkarbon; Devon: dd, dh mit Intrusiv-Diabas. KB, A	st.
5316 Ballersbach	KB 27, BAB (1968)	34 62 968	56 07 400	13,30	Devon: dv (Schalstein mit Kalksteineinschlüssen). KB, A	st.
5316 Ballersbach	KB 199a, BAB (1967)	34 53 216	56 10 405	10,00	Devon: do. KB, A	st.
5322 Lauterbach (Hessen)	Ützhausen (1982)	35 35 260	56 12 690	422,00	Trias: su; Perm: z, r. KB, A (ab 29 m—ET gekernt)	1992
5324 Hünfeld	Mackenzell (1958)	34 55 980	56 14 300	129,90	Störungszone mit steilstehendem Buntsandstein. KB, A (Handstücke)	st.
5415 Merenberg	Strütchen 1 (1954)	34 49 240	55 96 600	140,36	Devon: do, da/v, dvD. KB, A	2002
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	A/91-B 1 (1991)	35 62 330	56 03 095	199,60	Tertiär (Ignimbrit). KB	2001
5425 Kleinsassen	A/91-B 2 (1991)	35 64 580	56 02 010	235,00	Tertiär (Ignimbrit). KB	2001
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	1994
5514 Hadamar	Sp. 4 (1980)	34 38 650	55 88 450	120,00	Devon. KB	1994
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 ₂ ^o , Fe; dv. KB (A Kernstücke)	st.
5519 Hungen	Bad Salzhausen (1975/1976)	34 98 980	55 86 350	1 000,00	Quartär; Tertiär; Perm: r.	1996
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

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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.
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
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 Neuhoof	BK 181/35 (1979)	35 46 805	55 94 823	36,00	Quartär; Trias: smD, smV. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 203/4 (1980)	35 46 403	55 89 122	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs und Röt). KB	1996
5523 Neuhoof	BK 203/7 (1980)	35 46 807	55 89 267	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Röt und der Solling-Folge). KB	1996
5523 Neuhoof	BK 204/9 (1980)	35 46 421	55 88 638	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs, Röt, Solling-Bausandsteins)	1996
5523 Neuhoof	BK 204/19 (1980)	35 46 736	55 88 120	19,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs, Röt und der Solling-Folge)	1996
5523 Neuhoof	BK 204/20 (1980)	35 46 736	55 88 179	23,30	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs und der Solling-Folge). KB	1996
5523 Neuhoof	BK 204/22 (1980)	35 46 795	55 88 263	20,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 204/28 (1980)	35 46 820	55 89 096	40,00	Quartär (Solifluktionsschutt, Versturzmasse: Gesteine des Röt). KB	1996
5523 Neuhoof	BK 206/13 (1980)	35 46 544	55 87 035	40,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 206/15 (1980)	35 46 395	55 86 828	40,00	Quartär; Tertiär; Trias: smH. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 206/21 (1981)	35 46 584	55 87 026	35,70	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: sm. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 206/27 (1981)	35 46 567	55 86 818	36,00	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: smS, smH. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 206/30 (1981)	35 46 437	55 86 590	32,00	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: smS, smH. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 206/32 (1981)	35 46 479	55 86 663	40,00	Quartär (Solifluktionsschutt); Tertiär: tmi; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 208/4 (1979)	35 46 840	55 85 054	120,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS, smH, smD. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 208/13 (1980)	35 46 345	55 85 752	60,00	Quartär; Tertiär; Trias: smH, smD. KB	1996
5523 Neuhoof	BK 208/22 (1981)	35 46 322	55 85 691	36,70	Quartär (Deckschichten); Tertiär: tmi; Trias: smS, smH. KB	1996
5524 Weyhers	RN 1, Thalau (1980)	35 54 240	55 89 550	655,35	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5524 Weyhers	RN 2, Langenroth/Giechenbach (1980)	35 58 680	55 89 570	460,70	Trias: su; Perm: z; Kristallin. KB, A	1993
5524 Weyhers	RN 4, Hattenrod/Eichenzell (1980)	35 51 750	55 95 420	597,55	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5524 Weyhers	Schindel (1968)	35 55 920	55 93 890	172,85	Tertiär: mio; Trias: sm.	st.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5525 Gersfeld (Rhön)	Dahlherda 1 (1956)	35 60 035	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)	35 74 610	55 85 350	551,00	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5614 Limburg a. d. Lahn	Limburg VB 16 (1961)	34 32 490	55 84 890	60,00	Quartär; Devon: dm. KB	1994
5616 Grävenwiesbach	A/89-B 1 (1989)	34 59 280	55 75 360	65,00	Devon: dzu. KB	1995
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-B 2 (1988), Schrägbrg.	34 69 520	55 77 450	65,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5617 Usingen	A/88-B 3 (1988), Schrägbrg.	34 71 060	55 77 830	60,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5617 Usingen	A/88-B 4 (1988), Schrägbrg.	34 70 860	55 77 780	60,00	Quarzgang im Unterdevon. KB	1995
5618 Friedberg (Hessen)	Sprudel XIV (1900)	34 81 853	55 81 308	209,43	Holozän; Pleistozän; ?Tertiär; Devon: dm (Massenkalk). KB	st.
5619 Staden	A/81-B 1a (1981)	34 92 620	55 74 260	36,40	Quartär; Perm: r. KB	1997
5619 Staden	A/81-B 1b (1981)	34 92 680	55 76 620	45,00	Quartär; ?Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 1e, BAB (1969)	34 94 803	55 78 311	18,00	Quartär; Perm: r. KB	1997
5619 Staden	Brg. 2a, BAB (1969)	34 94 787	55 78 025	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1997
5619 Staden	Brg. 3c, BAB (1969)	34 94 753	55 77 688	13,00	Quartär; Perm: r. KB	1997
5619 Staden	Brg. 4a, BAB (1969)	34 94 786	55 76 895	41,00	Quartär; Perm: r. KB	1997
5619 Staden	Brg. 8a, BAB (1969)	34 95 417	55 75 858	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1997
5619 Staden	Brg. 12c, BAB (1969)	34 96 546	55 75 159	40,00	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 12e, BAB (1969)	34 96 628	55 75 100	35,00	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 14, BAB (1969)	34 96 955	55 74 763	12,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1997
5619 Staden	Brg. 15, BAB (1969)	34 97 209	55 74 240	17,00	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 15a, BAB (1969)	34 97 259	55 74 141	15,00	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 15c, BAB (1969)	34 97 341	55 73 921	8,00	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 16, BAB (1969)	34 97 343	55 73 729	14,00	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 48 (1965)	34 98 750	55 84 660	102,50	Quartär, Tertiär	2000
5619 Staden	Brg. 55 (1965)	34 96 800	55 83 350	61,50	Quartär, Tertiär. 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	55 74 372	17,50	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 103b, BAB (1969)	34 97 192	55 74 346	15,00	Quartär; Tertiär. KB	1997
5619 Staden	Brg. 105 (1968)	34 99 010	55 83 910	83,50	Quartär, Tertiär	1995
5619 Staden	Brg. 111 (1968)	34 99 310	55 83 520	101,00	Quartär, Tertiär	1995
5619 Staden	Brg. 116 (1969)	34 99 370	55 83 750	90,00	Quartär, Tertiär. KB, A	1995
5619 Staden	Obermockstadt (1953)	34 97 840	55 78 760	40,00	Tertiär; Trias: su	1997
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	55 76 830	77,30	Quartär; Tertiär; Übergangszone; Trias: s. KB	1992

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5621 Wenings	A/87-B 2a (1987)	35 21 480	55 76 680	30,00	Quartär; Trias: s. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 3 (1987)	35 22 870	55 75 400	16,00	Quartär; Tertiär; Trias: m. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 4 (1987)	35 22 310	55 74 770	25,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 5 (1987)	35 22 620	55 74 530	35,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1992
5621 Wenings	A/87-B 6 (1987)	35 22 190	55 75 100	10,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1992
5622 Steinau a. d. Straße	A/87-B 7 (1987)	35 27 770	55 76 100	45,00	Quartär; Tertiär; Trias: m. KB	1992
5622 Steinau a. d. Straße	A/87-B 8 (1987)	35 28 100	55 75 280	28,00	Quartär; Tertiär; Trias: m. KB	1992
5622 Steinau a. d. Straße	Ahl (1980)	35 29 480	56 74 130	631,00	Trias: sm, suS, suG, suB; Perm: z, r. KB	2000
5623 Schlüchtern	BK 208/5 (1979)	35 46 701	55 83 335	130,00	Quartär; Tertiär; mi; Trias: smS, smH, smD, smV. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/6 (1979)	35 46 747	55 82 015	140,50	Quartär; Tertiär; B, mi; Trias: soRö, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/15 (1979)	35 46 302	55 83 964	121,30	Quartär; Tertiär; mi; Trias: smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/16 (1981)	35 46 544	55 81 502	150,00	Quartär (Deckschichten); Tertiär: tmj; Trias: so2, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/17 (1982)	35 46 906	55 78 580	200,00	Quartär (Deckschichten); Tertiär: tmj; Trias: so2, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/26 (1981)	35 47 279	55 75 013	22,00	Quartär (Deckschichten); Trias: so2, smS. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/30 (1981)	35 47 231	55 78 042	36,00	Quartär (Deckschichten, Versturzmasse: Gesteine des Röts und zT. Muschelkalks). KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/33 (1981)	35 46 988	55 77 912	90,00	Quartär(Deckschichten, Verwerfungsbreccie); Trias: smD, smV. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/60 (1983)	35 46 425	55 82 465	20,00	Tertiär; mi; Trias: smH. KB	1999
5623 Schlüchtern	BK 208/61 (1983)	35 46 435	55 82 420	32,00	Tertiär: mi. KB	1999
5623 Schlüchtern	BK 209/16 (1979)	35 47 300	55 74 865	13,30	Quartär; Trias: mu. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 210/20 (1979)	35 47 352	55 73 908	28,00	Quartär; Trias: ku. KB	1996
5623 Schlüchtern	Brg. 1 (410) (1982)	35 47 380	55 73 860	15,50	Holozän; Pleistozän; Trias: ku. KB	1999
5623 Schlüchtern	Sterbfritz (1981)	35 43 060	55 75 850	735,00	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A (ab 29 m—ET gekernt)	1992
5624 Bad Brückenau	RN 3, Kothen (1980/1981)	35 55 915	55 82 740	293,00	Trias: su; Perm: z; Grundgebirge. KB, A	1992
5624 Bad Brückenau	RN 13, Grenzwald (1981/1982)	35 53 125	55 80 108	434,71	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1992
5624 Bad Brückenau	SR 2, Lachsgrund (1981/1982)	35 55 185	55 79 045	418,00	Trias: su; Perm: z; Grundgebirge. KB, A	1993
5626 Sandberg	RN 14, Tannenkopf (1981/1982)	35 74 630	55 77 675	474,01	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5719 Altenstadt	Altenstadt I (1948/1949)	34 95 542	55 72 885	372,00	Perm: r. KB, A	st.
5719 Altenstadt	Brg. 106a, BAB (1969)	34 97 725	55 72 696	40,00	Quartär; KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 107a, BAB (1969)	34 97 767	55 72 497	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 110b, BAB (1969)	34 98 141	55 71 757	10,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 112b, BAB (1969)	34 98 611	55 70 841	40,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 116b, BAB (1969)	34 99 553	55 70 551	26,70	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Baumwiesehof (1952)	35 03 970	55 63 660	—	Rotliegendkalk-Probe (bei 49,50 m)	1998
5720 Büdingen	Brg. 33, BAB (1970)	35 00 120	55 64 253	13,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 121a, BAB (1969)	35 00 506	55 66 731	9,40	Quartär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122a, BAB (1969)	35 00 585	55 66 510	20,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122b, BAB (1969)	35 00 628	55 66 516	22,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 125b, BAB (1970)	35 00 454	55 65 302	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 128h, BAB (1969/1970)	35 00 103	55 63 959	34,50	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 3, BAB (1970)	35 01 525	55 65 466	22,00	Quartär; Tertiär. KB	1994

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5720 Büdingen	Mark. BS 6, BAB (1970)	35 01 400	55 65 305	18,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 8, BAB (1970)	35 01 533	55 65 345	19,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 13, BAB (1970)	35 01 564	55 65 439	24,50	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 2, BAB (1970)	35 00 576	55 63 253	24,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 3, BAB (1970)	35 00 457	55 63 264	20,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 4a, BAB (1970)	35 01 015	55 64 020	10,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 5, BAB (1970)	35 00 383	55 63 295	9,40	Quartär; Tertiär. KB	1994
5721 Gelnhausen	Stadtwald 3 (1967)	35 16 560	55 64 500	70,00	Trias: s	st.
5721 Gelnhausen	Stadtwald 4 (1967)	35 16 660	55 64 750	70,00	Trias: s	st.
5723 Altengronau	Altengronau (1982)	35 45 120	55 69 250	516,90	Perm: r. KB, A	1992
5723 Altengronau	BK 7/1 (1979)	35 44 530	55 64 940	80,00	Quartär; Trias: suS, suG. KB	1995
5723 Altengronau	Burgioß (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
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, Krümmebuch (1981/1982)	35 39 530	55 65 900	471,66	Perm: z, r. KB, A	1993
5724 Zeitlofs	RN 12, Knüttelwiese (1981/1982)	35 59 150	55 67 400	636,80	Perm: r. KB, A	1992
5724 Zeitlofs	RN 15, Mitgenfeld (1981/1982)	35 58 295	55 72 275	632,10	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5724 Zeitlofs	SR 4, Weißenbach, Kleine Leite (1981/1982)	35 51 200	55 66 480	623,60	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5725 Stangenroth	RN 10, Thulba (1981/1982)	35 64 130	55 70 875	505,80	Gneis; Paläozoikum. KB, A	1992
5725 Stangenroth	RN 16, Schieferstein (1981/1982)	35 68 680	55 64 280	614,86	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5816 Königstein im Taunus	Kelkheim (1955)	34 60 860	55 57 820	120,00	Quarzgang-Probe (zw. 75-79,80 m)	st.
5817 Frankfurt a. M. West	Brunnenbohrung 1 (1959)	34 65 740	55 59 080	49,50	Pleistozän; Tertiär: mi, ol. A	st.
5818 Frankfurt a. M. Ost	Hassia-Sprudel (1936—38)	34 81 660	55 60 870	322,85	Holozän; Pleistozän; Perm (Tholeyer Sch.); Karbon. KB, A	st.
5820 Langensfeld	Bernbach 7a (1967)	35 10 770	55 58 350	120,00	Quartär (Karsthohlraumfüllung); Perm: z, r	st.
5820 Langensfeld	Brg. 132b, BAB (1970)	35 00 753	55 61 762	15,00	Quartär; Perm: r. KB, A	1995
5820 Langensfeld	Brg. 138c, BAB (1970)	35 01 400	55 59 122	16,00	Quartär; Tertiär. KB, A	1995
5821 Bieber	B/89-B 1 (1989)	35 15 640	55 59 960	42,00	Quartär; Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 2 (1989)	35 15 350	55 57 400	42,00	Quartär; Perm: z; Sandstein (Kristallin). KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 3 (1989)	35 15 660	55 59 060	39,50	Quartär; Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 4 (1989)	35 12 640	55 60 630	39,50	Perm: z, r. KB	1995
5821 Bieber	B/89-B 5 (1989)	35 22 200	55 58 680	66,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1995
5823 Burgsinn	Rengersbrunn (1981/1982)	35 39 880	55 54 560	61,10	Trias: su. KB	1992
5823 Burgsinn	Rieneck (1982)	35 47 000	55 52 160	457,80	Trias: su; Perm: z, r. KB (ab 270 m—ET gekernt)	1992
5823 Burgsinn	RN 9, Aura-Grund (1981)	35 37 310	55 61 530	496,49	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5823 Burgsinn	SR1, 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 Adlerquelle (1954)	34 45 690	55 50 120	10,70	Quartär; Vordevon: Serizitgneis	1994

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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 ₃ ; Neubau Postamt (1971)	34 45 710	55 48 440	110,00	Quartär; Tertiär: tAq, tolo. KB	2000
5915 Wiesbaden	VB Wasserwerk Schierstein (?1953)	34 41 730	55 45 220	40,00	Holozän; Pleistozän; Tertiär: olo. A	1998
5916 Hochheim a. Main	Brg. 1; Mülldeponie (1974)	34 55 450	55 44 180	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 2, Mülldeponie (1974)	34 55 540	55 44 010	11,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 3, Mülldeponie (1974)	34 55 740	55 43 850	10,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 4, Mülldeponie (1974)	34 55 780	55 43 710	10,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 5, Mülldeponie (1974)	34 55 590	55 43 670	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 6, Mülldeponie (1974)	34 55 420	55 43 770	13,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 7, Mülldeponie (1974)	34 55 190	55 44 140	15,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 8, Mülldeponie (1974)	34 55 080	55 44 040	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 9, Mülldeponie (1974)	34 54 910	55 43 720	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 10, Mülldeponie (1974)	34 55 670	55 43 570	13,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 11, Mülldeponie (1974)	34 55 410	55 43 460	15,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
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	Königstatten 1 (1956)	34 62 550	55 36 679	1 823,40	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6017 Mörfelden	Darmstadt 2 (1953/54)	34 71 423	55 29 708	1 506,60	Quartär; Tertiär; Transgression; Perm: r. KB, A	st.
6017 Mörfelden	Darmstadt 2a (1954)	34 71 424	55 29 708	1 475,40	Quartär; Tertiär; Transgression; Perm: r. KB, A	st.
6018 Langen	Brg. 2 (1974)	34 82 995	55 31 200	53,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	2001
6018 Langen	Brg. 3 (1974)	34 81 940	55 31 435	68,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	2001
6018 Langen	Brg. 4 (1974)	34 82 095	55 31 640	66,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	2001
6018 Langen	Brg. 4a (1974)	34 82 100	55 31 640	6,00	Perm: r. KB	2001
6018 Langen	Brg. 5 (1974)	34 83 115	55 32 100	59,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit und Porphy). KB	2001
6018 Langen	Brg. 6 (1974)	34 81 815	55 31 635	40,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	2001
6018 Langen	Brg. 7 (1974)	34 83 235	55 31 480	50,50	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	2001
6018 Langen	Brg. 8 (1974)	34 83 890	55 32 075	60,50	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	2001
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.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
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)	34 72 500	55 29 215	928,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	1994
6117 Darmstadt West	Wolfskehlen 2 (1951)	34 65 200	55 23 120	1 662,10	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	1994
6119 Groß-Umstadt	Lengfeld/Odenwald (1965)	34 94 130	55 22 770	65,00	Quartär; Trias: suB; Perm: ?z, ?r. A	1996
6120 Obernburg am Main	Großwallstadt 1/2 (1979/80), Vorbrg., Hptbrg.	35 10 240	55 27 390	600,00	Trias: suG, suB; Perm: z, r; Kristallin (Gneis-Glimmerschiefer). A	2000
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	2 009,30	Pliozän; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6216 Gernsheim	Stockstadt 20 (1955)	34 63 352	55 17 274	1 797,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Crumstadt 1 (1953)	34 65 059	55 17 671	2 170,60	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Hähnlein West 1 (1957)	34 67 244	55 12 302	950,00	Pleistozän; Tertiär. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Hessen Wiag 4 (1951)	34 71 870	55 08 310	1 431,50	Quartär; Tertiär; Kristallin. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Pfungstadt 1 (1951/52)	34 70 666	55 17 054	2 291,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB, A	st.
6217 Zwingenberg	Pfungstadt 2 (1952)	34 71 855	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

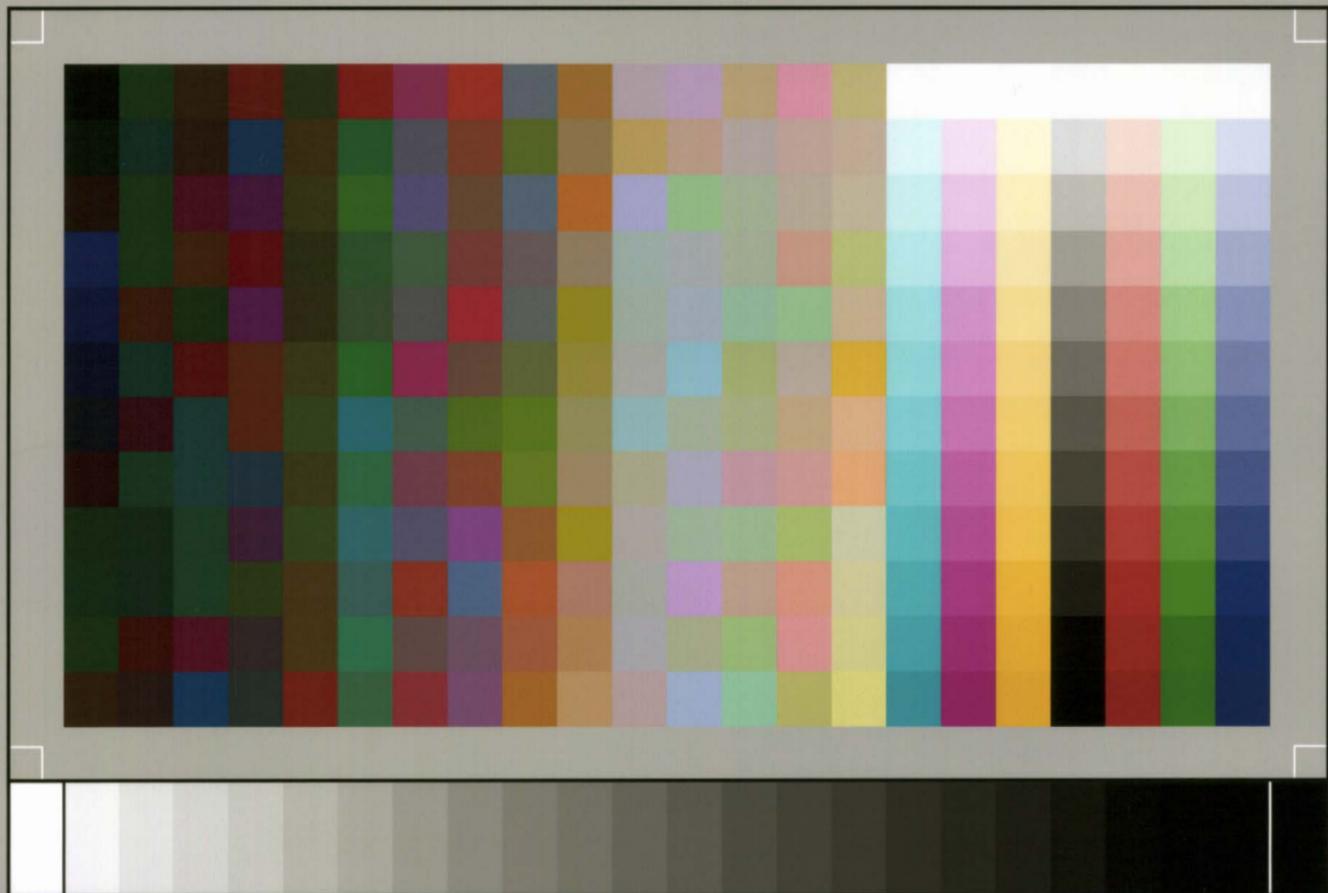
Stand: 31. Januar 1992

NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG ZU WIESBADEN

VI. Folge, Heft 1, 1950: 344 S., 35 Abb., 6 Tab., 11 Taf.	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2, 1951: 256 S., 18 Abb., 21 Taf.	16, – DM
VI. Folge, Heft 3, 1952: 476 S., 30 Abb., 24 Taf.	20, – DM
Band 81 (VI/4), 1953: 464 S., 66 Abb., 18 Taf.	20, – DM
Band 82, 1954: 411 S., 50 Abb., 10 Taf.	20, – DM
Band 83, 1955: 420 S., 58 Abb., 26 Taf.	20, – DM
Band 84, 1956: 492 S., 58 Abb., 24 Tab., 35 Taf.	20, – DM
Band 85, 1957: 555 S., 100 Abb., 55 Tab., 26 Taf., 2 Bilder	25, – DM
Band 86, 1958: 444 S., 63 Abb., 23 Tab., 20 Taf.	25, – DM
Band 87, 1959: 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 1 Bild	25, – DM
Band 88, 1960: 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf.	25, – DM
Band 89, 1961: 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf.	25, – DM
Band 90, 1962: 558 S., 75 Abb., 31 Tab., 36 Taf., 1 Bild	30, – DM
Band 91, 1963: 427 S., 104 Abb., 27 Tab., 27 Taf.	30, – DM
Band 92, 1964: 340 S., 63 Abb., 19 Tab., 15 Taf.	30, – DM
Band 93, 1965: 404 S., 88 Abb., 4 Diagr., 29 Tab., 21 Taf.	40, – DM
Band 94, 1966: 456 S., 86 Abb., 13 Tab., 22 Taf.	40, – DM
Band 95, 1967: 324 S., 44 Abb., 18 Diagr., 8 Tab., 11 Taf., 2 Bilder	40, – DM
Band 96, 1968: 424 S., 61 Abb., 17 Tab., 15 Taf., 1 Bild	40, – DM
Band 97, 1969: 468 S., 99 Abb., 20 Diagr., 32 Tab., 15 Taf.	40, – DM
Band 98, 1970: 348 S., 59 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 2 Bilder	40, – DM
Band 99, 1971: 444 S., 57 Abb., 34 Tab., 29 Taf.	40, – DM
Band 100, 1972: 332 S., 53 Abb., 38 Tab., 14 Taf.	40, – DM
Band 101, 1973: 426 S., 105 Abb., 29 Tab., 30 Taf.	40, – DM
Band 102, 1974: 355 S., 76 Abb., 14 Tab., 13 Taf.	74, – DM
Band 103, 1975: 400 S., 152 Abb., 19 Tab., 18 Taf., 1 Bild	81, – DM

GEOLOGISCHES JAHRBUCH HESSEN

Band 104, 1976: 328 S., 53 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 1 Bild	72, – DM
Band 105, 1977: 294 S., 47 Abb., 7 Tab., 16 Taf., 3 Bilder	65, – DM
Band 106, 1978: 460 S., 91 Abb., 57 Tab., 30 Taf.	98, – DM
Band 107, 1979: 330 S., 93 Abb., 15 Tab., 4 Taf.	88, – DM
Band 108, 1980: 277 S., 68 Abb., 22 Tab., 10 Taf.	62, – DM
Band 109, 1981: 238 S., 48 Abb., 22 Tab., 4 Taf., 1 Bild	40, – DM
Band 110, 1982: 297 S., 76 Abb., 37 Tab., 9 Taf.	50, – DM
Band 111, 1983: 366 S., 36 Abb., 39 Tab., 19 Taf.	60, – DM
Band 112, 1984: 339 S., 164 Abb., 19 Tab., 3 Taf.	60, – DM
Band 113, 1985: 342 S., 76 Abb., 50 Tab., 8 Taf., 1 Bild	66, – DM
Band 114, 1986: 356 S., 102 Abb., 29 Tab., 5 Taf., 1 Kt.	66, – DM
Band 115, 1987: 525 S., 120 Abb., 26 Tab., 20 Taf.	103, – DM
Band 116, 1988: 342 S., 75 Abb., 20 Tab., 9 Taf., 1 Bild	61, – DM
Band 117, 1989: 315 S., 68 Abb., 19 Tab., 16 Taf., 6 Prof., 1 Bild	64, – DM
Band 118, 1990: 311 S., 56 Abb., 18 Tab., 15 Taf.	95, – DM
Band 119, 1991: 327 S., 94 Abb., 23 Tab., 6 Taf., 6 Karten	99, – DM



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0