

Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 122

Mit 60 Abbildungen, 13 Tabellen, 4 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Wiesbaden 1994

Geol. Jb. Hessen	122	192 S.	60 Abb.	13 Tab.	4 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1994
------------------	------------	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

Band 122

Mit 60 Abbildungen, 13 Tabellen, 4 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Wiesbaden 1994

Geol. Jb. Hessen	122	192 S.	60 Abb.	13 Tab.	4 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1994
------------------	------------	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

Schriftleitung

Dr. ANDREAS HOPPE

Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 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, 70176 Stuttgart.]

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1994

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: Oscar Brandstetter, Stiftstraße 30, 65183 Wiesbaden

Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

Inhaltsverzeichnis

BARDENHEUER, P., & OTTO, M.:	Erste Cyathaspiden-Reste (Agnatha, Heterostraci) aus dem Rheinischen Unterdevon. Mit 2 Abbildungen	5
BECKER, R. E., & LAEMMLEN, M.:	Die östlichen Fortsetzungen von Hersfelder und Großenlüderer Graben. Mit 4 Abbildungen . . .	39
DEHNER, U.:	Das Verteilungsmuster von Schwermetallen in der Rheinaue des Hessischen Rieds. Mit 8 Abbildungen und 1 Tabelle	159
EMMERICH, K.-H.:	Podsole im Buntsandstein-Odenwald. Mit 2 Abbildungen	173
GÖTZ, A. E.:	Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks und Tektonik am Südwestrand des Kreuzburger Grabens (Bl. 4927 Kreuzburg/Westthüringen). Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel	23
HOPPE, A.:	PETER MEIBURG †. Mit 1 Bild	185
KIRNBAUER, T., & HOTTENROTT, M.:	Die Braunkohle bei Ober-Erlenbach/Wetterau (Bl. 5718 Ilbenstadt). Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel	49
KREHER, B.:	Petrologie und Geochemie der Gabbrointrusionen des Frankensteins (Odenwald). Mit 15 Abbildungen	81
LEMMER, F., & RAMBOW, D.:	Die Höhenlage der Rötbasis im Raum Kassel und über Zechsteinaufpressungen an nordhessischen Gräben. Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln	13
LÉVÊQUE, J., & JAKOBUS, R.:	Bleisotope in Galeniten der postvaristischen Quarz- und Mineralgänge des Osttaunus. Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen	75
LIPPOLT, H. J., & KIRSCH, H.:	Ar^{40}/Ar^{39} -Untersuchungen an serizitisierten Plagioklasen des Frankenstein-Gabbros (NW-Odenwald) in Hinblick auf ihren Alterations-Zeitpunkt. Mit 8 Abbildungen und 3 Tabellen	123
SOMMERMANN, A.-E., & ANDERLE, H.-J., & TODT, W.:	Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 5 Abbildungen und 4 Tabellen	143

Erste Cyathaspiden-Reste (Agnatha, Heterostraci) aus dem Rheinischen Unterdevon

Von

PETER BARDENHEUER & MARKUS OTTO*

Kurzfassung: Mehrere Cyathaspiden-Reste (zwei Flankenschuppen und ein Dorsalschild) aus dem Lochkovium des Hohen Venn werden beschrieben. Die Stücke gehören zu *Poraspis* sp., der Erhaltungszustand erlaubt aber keine sichere Art-Bestimmung. Es handelt sich jedoch um eine ungewöhnlich große Form [vergleichbar *P. sericea* (Lankester)]. Cyathaspiden (speziell auch die Gattung *Poraspis*) sind charakteristisch für das untere Old Red von Spitzbergen, Podolien und Großbritannien.

Abstract: Some Cyathaspid remains from the Lochkovian of the Hohes Venn mountains are described. The specimens (two flank scales and one dorsal shield) belong to *Poraspis* sp., but a determination on species-level is impossible because of the poor preservation. The dorsal shield is one of the largest so far published for *Poraspis*, and because of its size it is comparable with *Poraspis sericea* (LANKESTER). It is pointed out, that *Poraspis* is usually regarded as a characteristic fossil of the Old-Red facies of Spitzbergen, Podolia and Great Britain.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung		5
2. Systematik		6
3. Beschreibung und Diskussion		6
4. Stratigraphie und Fazies		9
5. Schriftenverzeichnis		10

1. Einleitung

Cyathaspiden-Reste wurden aus dem Altpaläozoikum von Deutschland bisher erst sehr selten beschrieben. Es handelt sich dabei ausschließlich um Funde in pleistozänen Geschieben, wobei das „Grünlichgraue Graptolithengestein“ *Archegonaspis* und der Beyrichienkalk, bzw. gleichalte Geschiebe von den Ohesaare-Kliff (Insel Ösel = Saaremaa) *Tolypelepis* geliefert haben¹.

Aus dem „Gedinne“ des Hohen Venns wurden Cyathaspidenschuppen erstmals von FRIMAN (1986: Taf. II, Abb. 1) abgebildet, aber irrtümlich als *Protopteraspis*-Schuppen beschrieben (freundl. mündl. Mittl. von A. BLIECK an P. BARDENHEUER). Auf diesen Hinweis hin unternahmen die Verfasser eine gemeinsame Exkursion zur gezielten Nachsuche nach weiteren Cyathaspiden-

* PETER BARDENHEUER, Merzenicherstr. 8–10, 52351 Düren. Dipl.-Geol. MARKUS OTTO, In der Gemoll 29, 35037 Marburg/L.

¹ Bei dem von LINAU (1990) beschriebenen Rest handelt es sich nicht um einen Cyathaspiden. Die Skulptur der Platten ist zu grob (vgl. MÄRSS 1977).

Resten, bei der das nachfolgend beschriebene Dorsalschild gefunden wurde. Bei späteren Besuchen der Fundstelle fand einer der Verfasser (PETER BARDENHEUER) noch die beiden unten beschriebenen Flankenschuppen. Die Fundstelle liegt 500 m östlich der Försterei Zweifall (S Aachen) und wurde von Wo. SCHMIDT (1959) ausführlich beschrieben. Die Stücke wurden in der Wirbeltiersammlung des Museums für Naturkunde der Humboldt-Universität, Berlin, hinterlegt.

2. Systematik

Ordnung Cyathaspidiformes BERG 1940

Überfamilie Poraspidoidea KIAER 1932

Familie Poraspididae KIAER 1932

Gattung *Poraspis* KIAER 1930

Poraspis sp.

3. Beschreibung und Diskussion

Erhaltung: Die Vertebratenreste der Fundstelle „Försterei Zweifall“ sind in einen roten feinkörnigen Sandstein eingebettet. Die Struktur der Knochen ist in diesem Vorkommen erfahrungsgemäß sehr gut erhalten und für histologische Untersuchungen günstig gefärbt (vgl. FRIMAN 1986) – zumindest wenn die Fossilreste wie im vorliegenden Fall nicht von einem grünlichen Reduktionshof umgeben sind. Weil zuwenig Material zur Verfügung stand, wurden jedoch keine Dünnschliffe von den Cyathaspiden-Resten angefertigt. Die Kammerspongiosa der Knochen ist nicht durch sekundäre Mineralabscheidungen ausgefüllt worden, daher wurde die Knochenoberfläche des Dorsalschildes bei der Präparation an mehreren Stellen durchstoßen. Postmortal ist das Dorsalschild in viele Stücke zerbrochen, die aber trotz geringfügiger Verschiebungen ihre relative Lage zueinander bewahrt haben. Der Kaudalrand fehlt jedoch völlig, und mit ihm der kaudale Lobus. In der Pinealregion klaffen zwischen den einzelnen Fragmenten große Risse. Der posterolaterale Lobus fehlt auf beiden Seiten des Fossils völlig. Die kleine Flankenschuppe ist vollständig und unbeschädigt erhalten, bei der hohen Flankenschuppe fehlt dagegen ein kleines Stück am dorsalen (?) Ende.

Dorsalschild: Das einzige bisher gefundene Dorsalschild (MB. f. 2102, Abb. 1 A, B, C; 2) fällt durch seine ungewöhnliche Größe auf. Mit ca. 7,5–8 cm Länge (kaudal unvollständig) übertrifft es sogar noch geringfügig den größten bislang bekannten *Poraspis*-Rest [*Poraspis sericea* (LANKESTER)] mit 7,2 cm Länge (vgl. KIAER & HEINTZ 1935: 99, DENISON 1964: 409). Trotz seiner Größe wird der Rest aufgrund folgender Merkmale als *Poraspis* bestimmt:

1) Von den an der gleichen Fundstelle auftretenden und zahlenmäßig sehr stark überwiegenden Pteraspiden unterscheidet sich das vorliegende Stück durch die Einbuchtungen der Orbita in der Lateralseite des Dorsalschildes. Außerdem fehlt eine getrennte Pinealplatte und Rostralplatte, bzw. eine Einbuchtung am Vorderrand des Dorsalschildes für eine Pinealplatte. Dadurch wird die Zuordnung zu der Ordnung Cyathaspidiformes BERG 1940 gesichert.

2) Die Überfamilie Poraspidoidea KIAER 1932 ist dadurch gekennzeichnet, daß die Oberfläche des Dorsalschildes nicht in verschiedene Epitega gegliedert ist und keine Schuppenstruktur wie bei *Tolypelepis* aufweist. Weiterhin ist das Sinnesliniensystem bei den Poraspidoidea deutlich entwickelt und die Dentinleisten verlaufen überwiegend longitudinal – beide Merkmale sind auch an dem vorliegenden Exemplar zu sehen.

3) Die Gattungszugehörigkeit wird durch die gut entwickelten Präorbitalfortsätze, die Verschmälerung des Dorsalschildes im Bereich rostral vor den Orbita-Einbuchtungen und durch die

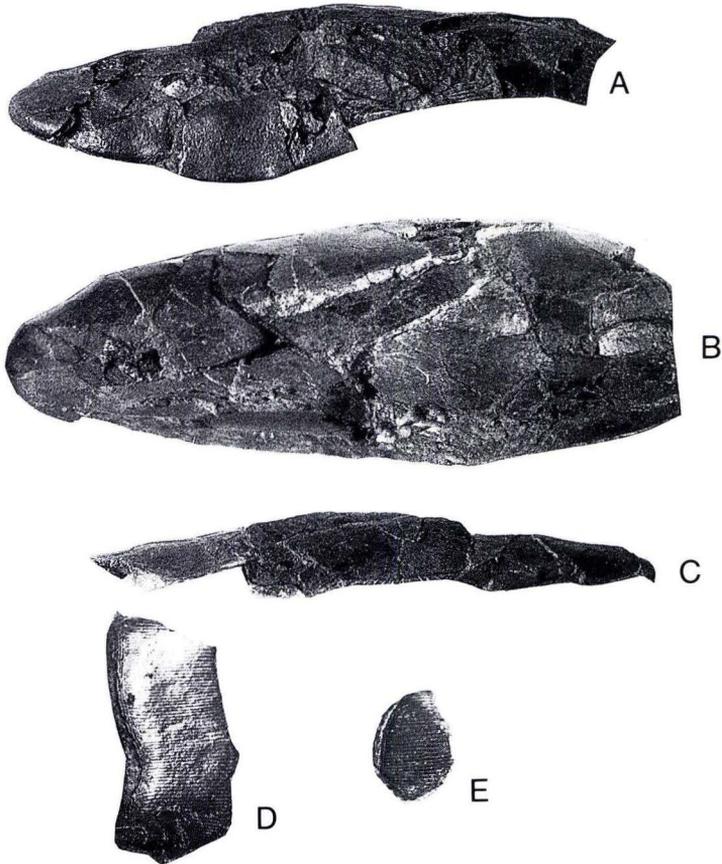


Abb. 1. *Poraspis* sp. Unterdevon (Lochkovium, tu1₇) aus dem Hohen Venn. A: Dorsalschild MB. f. 2102, Dorsolateralansicht der linken Seite. B: Dorsalschild, Dorsalansicht. C: Dorsalschild, Lateralansicht der rechten Seite. D: Hohe Flankenschuppe MB. f. 2103. E: Flankenschuppe („additional scale“) MB. f. 2104. Maßstab 1 : 1.

Gesamtgröße begründet. Die am nächsten verwandte Gattung *Homalaspidella* STRAND ist deutlich kleiner, hat nur gering entwickelte Präorbitalfortsätze und Orbita-Einbuchtungen und ist vor den Orbita weniger deutlich verschmälert. *Americaspis* WHITE & MOY-THOMAS ist ebenfalls vor den Orbital-Einbuchtungen nicht so deutlich verschmälert und hat ein charakteristisches unregelmäßiges Dentinleisten-Muster.

Drei wichtige Merkmale für eine artliche Bestimmung können erhaltungsbedingt nicht oder nur schlecht beobachtet werden. Es handelt sich dabei um die Pinealmacula, den kaudalen Lobus des Dorsalschildes und den Branchial-Sinus mit dem posterolateralen Lobus. Die Artdiagnose innerhalb der Gattung *Poraspis* basiert nach BLIECK & HEINTZ (1983) auf Merkmalen der interspezifischen Allometrie, besonders der Längenverhältnisse zwischen Pineallänge, Branchiallänge, Postbranchiallänge und Gesamtlänge. Die Pineallänge ist nicht mehr feststellbar, weil die Pinealmacula erhaltungsbedingt fehlt: an der entsprechenden Stelle wird der Dorsalschild von

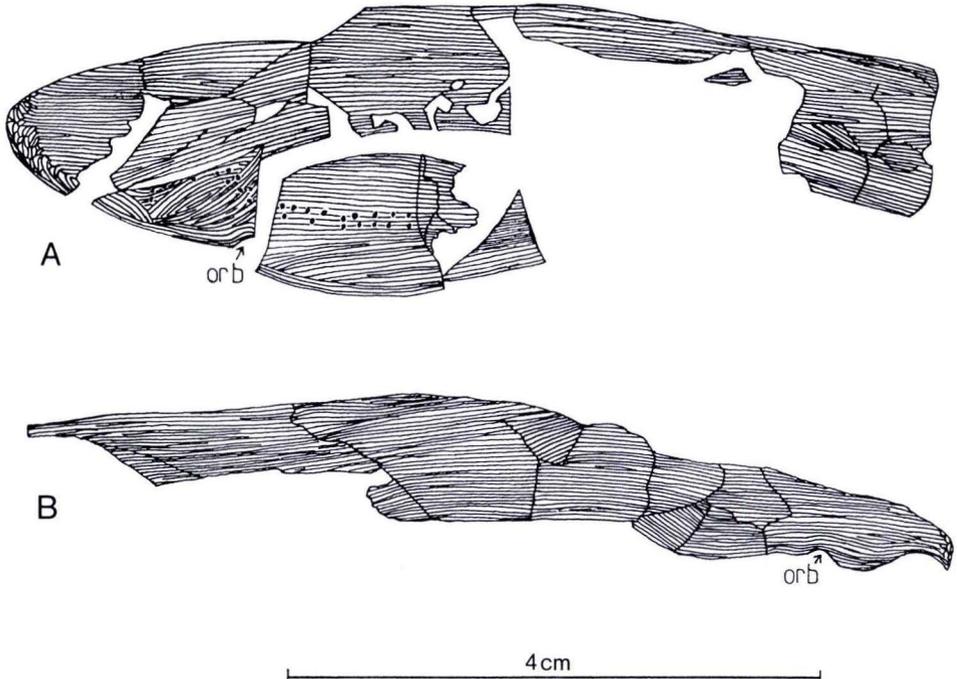


Abb. 2. *Poraspis* sp. MB. f. 2102, Unterdevon (Lochkovium, tu1 γ) aus dem Hohen Venn. A: Dorsalschild, Dorsolateralansicht der linken Seite. B: Dorsalschild, Lateralansicht der rechten Seite.

einem Längsriß durchzogen. Die Gesamtlänge und die Postbranchiallänge sind aufgrund des fehlenden Kaudalrandes nicht mehr feststellbar.

Das wichtigste sicher zu beobachtende Merkmal des vorliegenden Exemplares ist die Gesamtgröße, die sonst nur noch von *Poraspis sericea* (LANKESTER) erreicht wird. *Poraspis sericea* (LANKESTER) ist nach KIAER & HEINTZ (1935) außerdem noch durch das charakteristische Dentinleistenmuster vor den Orbitae gekennzeichnet. Da das Dentinleistenmuster aber starken individuellen Variationen unterliegen kann (vgl. *Poraspis polaris*, Abb. 7–9 in KIAER & HEINTZ 1935), soll dieses Merkmal hier zurückhaltend bewertet werden. Bei dem vorliegenden Dorsalschild ist diese Verwirbelung der Dentinleisten vor den Orbita nur undeutlich zu sehen.

Der Lateralrand des Dorsalschildes ist nur im vorderen Abschnitt auf der rechten Seite deutlich zu erkennen. Dort wird durch einen stufenartigen Versatz der einzelnen Bruchstücke gegeneinander ein stärker eingebuchteter Branchial-Sinus vorgetäuscht als ursprünglich vorhanden war. Auf der linken Seite ist der Dorsalschild so stark in einzelne Stücke zerbrochen, um die genaue Kontur des Lateralrandes zu rekonstruieren.

Das Sinnesliniensystem ist am besten in der Orbitalregion der linken Körperseite sichtbar, wo der vordere Abschnitt der dorsolateralen Sinneslinie und der laterale Teil des pinealen Sinneslinienzweiges zu sehen sind. Auf der rechten Seite läßt sich die laterale dorsale Sinneslinie auf einer Länge von 4 cm verfolgen.

Innerhalb der Gattung *Poraspis* liegt nur für die Arten aus Spitzbergen eine Revision vor (BLIECK & HEINTZ 1983). Darin werden viele der ursprünglich beschriebenen Arten eingezogen. Von den verbliebenen drei Arten kommt schon aufgrund der Gesamtgröße keine für das vorliegende Stück in Betracht. Die größte Art aus Spitzbergen, *Poraspis rostrata* KIAER & HEINTZ, ist mit einer Gesamtlänge von 5–6 cm immer noch deutlich kleiner als das Exemplar aus dem Hohen Venn. Die englischen und podolischen Formen, deren Gesamtlänge teilweise dem vorliegenden Dorsalschild nahe kommen, bedürfen nach BLIECK & HEINTZ (1983) einer Neubearbeitung.

Flankenschuppen: Zusätzlich zu der bereits von FRIMAN (1986) abgebildeten Flankenschuppe wurden zwei weitere Stücke gefunden. (MB. f. 2103 und MB. f. 2104, Abb. 1 D, 1 E).

Bei den Cyathaspiden wird der Rumpf von mehreren Schuppenlängsreihen bedeckt (vgl. KIAER 1932: Abb. 11, DINELEY & LOEFFLER 1976). Es ist von dorsal nach ventral eine Reihe dorsaler Kielschuppen mit starker gegenseitiger Überlappung vorhanden. Darunter befindet sich bei *Anglaspis heintzi* KIAER und *Irregularaspis* eine laterale, hohe, posterodorsal/anteroventral geneigte Schuppenreihe und darunter eine Reihe kleiner Schuppen. Bei anderen Gattungen (z. B. *Dinaspidella*, *Nahanniaspis*; DINELEY & LOEFFLER 1976: Abb. 29, 34) tritt zusätzlich noch eine – diesmal anterodorsal/posteroventral geneigte – zweite Reihe hoher Schuppen auf. Zu einer dieser Schuppenreihen gehört das in Abb. 1 D dargestellte Stück (MB. f. 2103). Bei *Poraspis* ist nicht sicher bekannt, ob eine oder zwei hohe Schuppenreihen vorhanden waren: die Abbildung in KIAER & HEINTZ 1935 (vgl. STENSIÖ 1964: Abb. 68 B) stellt nur eine Rekonstruktion dar.

Es läßt sich nicht feststellen, ob die Schuppe zur rechten oder linken Körperseite gehört, da bei den *Poraspis*-Schuppen die dorsalen und ventralen Enden sehr ähnlich aussehen (KIAER & HEINTZ 1935: Abb. 45–47). Von den zum Teil ähnlich geformten Branchialplatten unterscheidet sich die vorliegende Schuppe durch den Verlauf der Dentinleisten und das Fehlen der Einbuchtung der Branchialöffnung.

Zwischen den ventralen Enden dieser hohen Schuppen und den ventralen Kielschuppen können sich noch eine oder mehrere Längsreihen kleiner niedriger Schuppen („additional scales“, DINELEY & LOEFFLER 1976) befinden. Entweder hierzu, oder zu den Subbranchialschuppen gehört das Exemplar MB. f. 2104, Abb. 1 E (vgl. DINELEY & LOEFFLER 1976: Abb. 33, 35). Von den dorsalen und ventralen Kielschuppen (fulcral scales) liegen aus dem Hohen Venn noch keine Reste vor.

4. Stratigraphie und Fazies

Wie bereits in der Einleitung vermerkt, wurden bisher in Deutschland Cyathaspiden in anstehenden Schichten noch nicht gefunden. Ihr Vorkommen war aber prinzipiell zu erwarten, da diese Heterostracen-Ordnung (ebenfalls mit der Gattung *Poraspis*) in Großbritannien, Nordfrankreich (Pas-de-Calais) und Belgien (Ombret, Provinz Liège) im W, und im E in Podolien (Ukraine) nachgewiesen wurde. Die Fundschichten der Cyathaspiden in Frankreich (Liévin-Formation) und in Belgien (Basis der *Rhinopteraspis crouchi*-Zone) werden von BLIECK (1982 a, b) als zeitliche Äquivalente der roten Kalkknotenschiefer von Zweifall (tu1_γ) angesehen.

Das Untere Old Red in Großbritannien und Podolien galt bislang immer als „limnisch fluvial“ (vgl. GROSS 1950, DINELEY 1984). Die Lithofazies und die Biofazies der Schichten des tu1_γ im Hohen Venn und im Südaunus entsprechen bestens dem unteren Old-Red, und DINELEY (1984: 106) weist auf Old-Red Vorkommen im Rheinischen Schiefergebirge hin. Trotzdem erscheint eine limnisch-fluviatile Deutung angesichts der weiten Verbreitung niederer Vertebraten im Rheinischen Schiefergebirge unwahrscheinlich, und ihr Auftreten kann nicht als Indikator

für Süßwasserablagerungen verwendet werden. Die Cyathaspidenreste im Hohen Venn können nicht als Einschwemmungen aus hypothetischen Flußsystemen des Old-Red-Kontinentes gedeutet werden. Die Wahrscheinlichkeit, im Gelände gerade immer nur „eingeschwemmte“ Fossilien zu finden, ist viel zu gering. Außerdem müßten dann auch die anderen Faunenkomponenten eingeschwemmt worden sein, denn die Cyathaspidenreste fanden sich in Vergesellschaftung mit Agnathen (*Pattenaspis*, *Rhinopteraspis crouchi*, vgl. FRIMAN 1986) die gleichfalls aus der Old Red Fazies bekannt sind. Eine limnisch-fluviatile Interpretation des tu_{1γ} ist auch bisher noch nicht in Betracht gezogen worden (vgl. MEYER 1988: 22).

Die vielen gemeinsamen Invertebraten – (z. B. Ostracoden, Eurypteriden), Vertebraten – und Pflanzentaxa in dem marinen Faziesbereich und dem Old Red sprechen dagegen eher für ein randlich marines Ablagerungsmilieu des Old Red. Einzelne euryhaline Formen innerhalb einer Fauna sind nichts Ungewöhnliches. Daß aber ganze Faunen eine euryhaline Lebensweise gehabt haben sollen (darunter z. B. die mit den Pteraspiden im Rheinischen Unterdevon gemeinsam auftretenden benthonischen Beyrichien) ist sehr unwahrscheinlich. Seit der vielbeachteten Monographie von GROSS (1950), die noch von zwei sehr verschiedenen Vertebratenfaunen im Old Red und den übrigen marinen altpaläozoischen Ablagerungen ausgeht, liegen zahlreiche neue Funde und Publikationen vor. Die in den vergangenen Jahren vorwiegend von Wirbeltierpaläontologen (u. a. GOUJET 1984, MARK-KURIK 1991) geäußerten Zweifel an der limnisch-fluvialen Interpretation der Old-Red-Fazies erscheinen daher begründet und werden in Zukunft große Auswirkungen auf die paläogeographischen Modellvorstellungen für das Devon haben (vgl. JANVIER & BLIECK 1993: 68).

Dank: Die Verfasser danken Herrn Dr. A. BLIECK, Villeneuve d'Ascq Cédex, für den Hinweis auf die Cyathaspiden-Reste im Unterdevon des Hohen Venn.

Nachtrag: Nach der Drucklegung des Textes wurde bei einer Durchsicht der Sammlung des Geologischen Institutes Marburg zusammen mit E. MARK-KURIK eine weitere Flankenschuppe (“additional scale”) gefunden. Das Exemplar stammt aus dem gleichen Vorkommen und wird jetzt unter der Nr. Mbg. 4797 in der Originalien-Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Institutes Marburg aufbewahrt.

5. Schriftenverzeichnis

- BLIECK, A. (1982 a): Les Hétérostracés (Vértebrés Agnathes) de l'horizont Vogti (Groupe de Red Bay, Dévonien inférieur du Spitzberg). – Cahiers de Paléontologie, C. N. R. S. [Hrsg.], 51 S., 31 Abb., 10 Taf.; Paris.
- (1982 b): Données nouvelles sur les Hétérostracés (Vértebrés, Agnathes) du gisement d'Ombret, Dévonien inférieur de l' Ardenne belge. – Ann. Soc. Geol. Belgique, **105** (2): 235–239, 1 Abb., 1 Taf.; Brüssel.
- & HEINTZ, N. (1983): The Downtonian and Devonian vertebrates of Spitzbergen. XIII. The Cyathaspid of the Red Bay Group (Lower Devonian) of Spitzbergen. – Polar Research, **1** (N. S.): 49–74, 19 Abb.; Oslo.
- & JANVIER, P. (1989): Vertébrés Agnathes du dévonien inférieur de l'Artois (Pas-de-Calais, France): implications biostratigraphiques. – Annales de Paléontologie, **75**: 125–167, 12 Abb., 6 Taf.; Paris.
- GOUJET, D., & JANVIER, P. (1987): The vertebrate stratigraphy of the Lower Devonian (Red Bay Group and Wood Bay Formation) of Spitzbergen. – Modern Geol., **11**: 197–217, 9 Abb.; Reading.
- MARK-KURIK, E., & MÄRSS, T. (1988): Biostratigraphical correlations between Siluro-Devonian invertebrate-dominated and vertebrate-dominated sequences: the East Baltic example. – In: McMILLAN, N. J., EMBRY, A. F., & GLASS, D. J. [Hrsg.]: Devonian of the world. – Proc. IInd Intern. Symp. Devonian System, Calgary 1987, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **14** (3): 579–587, 7 Abb.; Calgary.
- DENISON R. H. (1964): The Cyathaspididae, a family of Silurian and Devonian jawless vertebrates. – Fieldiana Geology **13** (5): 307–473, 71 Abb.; Chicago.

- DINELEY, D. L. (1984): Aspects of a stratigraphic system: The Devonian. – VII+223 S., 122 Abb.; London und Basingstoke (Macmillan).
- & LOEFFLER E. J. (1976): Ostracoderm faunas of the Delorme and associated Siluro-Devonian formations, North West Territories, Canada. – Spec. Pap. Paleontology, **18**, IV+214 S., 78 Abb., 1 Tab., 33 Taf.; London.
- FRIMAN, L. (1986): Die devonischen Agnatha des Rheinischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung ihrer Histologie. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **64**: 1–91, 8 Abb., 11 Taf.; Münster.
- GROSS, W. (1950): Die Wirbeltierfaunen des Old Red und der marinen altpaläozoischen Schichten. – Abh. d. dt. Akad. d. Wissensch. Berlin, Math.-Nat. Kl. Jg., **1949** (1), 130 S., 1 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- GOUJET, D. (1984): Les Poissons Placodermes du Spitzberg. Arthrodires Dolichothoraci de la Formation de Wood Bay (Dévonien inférieur). – Cahiers de Paléontologie (section vertébrés), 284 S., 114 Abb., 30 Taf.; Paris.
- JANVIER, P., & BLIECK, A. (1993): The Silurian-Devonian agnathan biostratigraphy of the Old Red Continent. – In: LONG, J. A. (Hrsg.), Paleozoic Vertebrate Biostratigraphy and Biogeography, 67–86, 5 Abb.; London (Belhaven Press).
- KIAER, J. (1932): The Downtonian and Devonian vertebrates of Spitzbergen. IV. Suborder Cyathaspida. – Skrifter om Svalbard og Ishavet **52**, 19 S., 12 Abb., 11 Taf.; Oslo.
- & HEINTZ, A. (1935): The Downtonian and Devonian vertebrates of Spitzbergen. Suborder Cyathaspida Part I. Family Poraspidae Kiaer. – Skrifter om Svalbard og Ishavet, **40**: 1–138, 57 Abb., 40 Taf.; Oslo.
- LIENAU, H.-W. (1990): Ein Fischrest (Heterostraci, Agnatha) in lavendelblauem Hornstein (ob. M-Ordovizium-O-Silur) von Sylt. – [In:] U. v. Hacht (Hrsg.): Fossilien von Sylt III, 211–218, 4 Abb.; Hamburg.
- MARK-KURIK, E. (1991): On the environment of Devonian fishes. – Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., **40** (3): 122–125, 1 Abb.; Tallinn.
- MÄRSS, T. (1977): The Upper Silurian cyathaspid *Archegonaspis* from the East Baltic. – ENSV, TA Toimetised K. Geologia, **26** (2): 129–133, 3 Abb., 1 Taf.; Tallinn.
- MEYER, W. (1988): Geologie der Eifel. – XV+615 S., 152 Abb., 2 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHMIDT, W. (1954): Die ersten Vertebraten-Faunen im deutschen Gedinne. – Palaeontographica Abt. A. **105**: 1–47, 8 Abb., 6 Taf.; Stuttgart.
- (1959): Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie im Unterdevon der Rheinischen Geosynklinale. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **5**, 82 S., 13 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- STENSIÖ, E. A. (1964): Agnathes. – In: Traité de Paléontologie T. VI., Bd. 1 [Piveteau, J., Hrsg.], 387 S., 125 Abb.; Paris (Masson).

Manuskript eingegangen am 5. 4. 1993

Die Höhenlage der Rötbasis im Raum Kassel und über Zechsteinaufpressungen an nordhessischen Gräben

Von

FRANK LEMMER & DIETRICH RAMBOW*

Kurzfassung: Anhand von Bohrergebnissen im Raum Kassel (Nordhessen) wurde eine Isolinienkarte der Höhenlage über NN der Grenze Mittlerer-/Oberer Buntsandstein (Rötbasis) mittels eines Kriging-Algorithmus berechnet. Damit liegt ein großmaßstäbliches digitales Höhenmodell der Rötbasis für den o.g. Raum vor, an welchem die Lagerungsverhältnisse verdeutlicht werden können. Der Raum ist charakterisiert durch zwei sich kreuzende Elemente: die NNE–SSW streichende Niederhessische Tertiärsenke und den WNW–ESE streichenden Kasseler Graben. Bohraufschlüsse zeigen, daß an nordhessischen Gräben (Kasseler Graben, Altmorschen – Hess. Lichtenauer Graben) Gesteine des Zechsteins aufgepreßt wurden.

Abstract: The results of a dense drilling project in the region of Kassel (North-Hessen) are used to calculate a digital contour map of the Middle/Upper Buntsandstein boundary. Hence a large scale, digital model is defined for the base of the Röt, clarifying the total structure. This region is characterised by two crossing tectonic elements: the NNE–SSW striking Niederhessische Tertiärsenke and the WNW–ESE orientated Kasseler Graben. Evidence from drill-holes shows that Zechstein has been pushed upwards at the north Hessian grabens (Kasseler Graben, Altmorschen-Hess. Lichtenauer Graben).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	13
1.1. Daten-Material	14
1.2. Datenverarbeitung	15
1.3. Allgemeines	16
2. Deutung des Kartenbildes	16
3. Ausblick	19
4. Danksagung	20
5. Schriftenverzeichnis	20

1. Einleitung

Die umfangreiche Bohrtätigkeit im Laufe von ca. 80 Jahren, insbesondere die der letzten 3 Jahrzehnte, meist mit dem Ziel der Wassererschließung, bildet die Basis dieser Arbeit. Der größte Teil der Bohrungen wurde von D. RAMBOW geologisch bearbeitet und liegt in Form von Schichtenverzeichnissen im Archiv des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLfB) in Wiesbaden.

* Dipl. Geol. F. LEMMER, Philipps-Universität Marburg, FB 18, Hans-Meerwein-Straße, 35043 Marburg.
Dr. D. RAMBOW, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden.

1.1. Daten-Material

Aus den zugrundeliegenden Schichtenverzeichnissen wurden die Höhen der Rötbasis über NN, der stratigraphischen Grenze Mittlerer Buntsandstein/Oberer Buntsandstein, zu (Isolinien-) Karten verrechnet. Insgesamt wurden hierfür ca. 130 Bohrungen mit der durchteuften Grenze sm/so und ca. 50 Bohrungen, wo es möglich war, relativ zuverlässig auf das o.g. stratigraphische Niveau zu extrapolieren, genutzt. In Bereichen ohne hohe Bohrdichte (s. Kap. 1.3) wurde aus anderen oberflächlich ausstreichenden Schichtgrenzen (z.B. Grenze so/mu auf Bl. 4622 Kassel West) extrapoliert. Die Anzahl der so ermittelten Stützstellen beläuft sich auf ca. 45 Punkte. Insgesamt stützt sich die Berechnung der Isolinienverläufe auf ca. 225 Stützstellen. Bei einer ungefähren Größe des Arbeitsgebietes von 520 km² ergibt sich eine Meßpunktdichte im Mittel von 0,4 Stützstellen pro km².

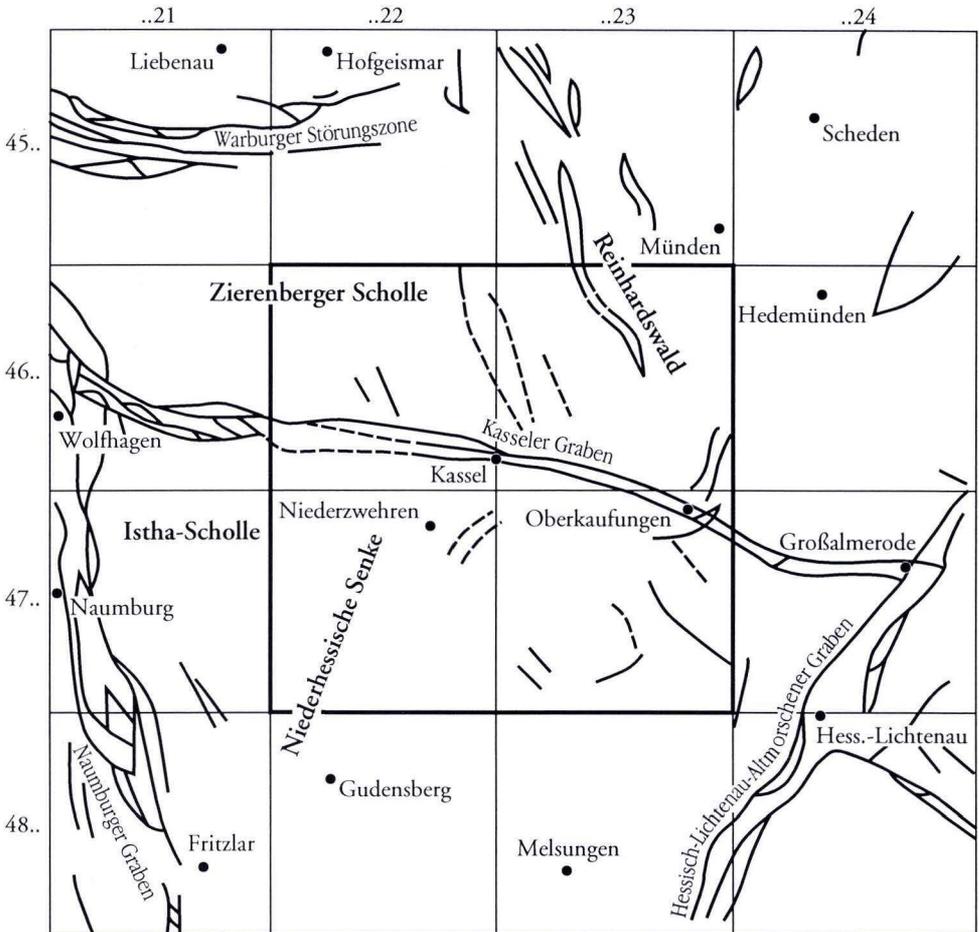


Abb. 1. Das stärker hervorgehobene Quadrat (-) im Zentrum zeigt das Bearbeitungsgebiet der Rötbasiskarte. Es umfaßt ca. 520 km². Zur Verbesserung der Isolinienverläufe im Bereich der Kartenränder wurden auch die randlich gelegenen Bohrungen der benachbarten Blätter der TK 25 berücksichtigt.

Zur Erhöhung der Zuverlässigkeit der Isolinenverläufe im Bereich der Kartenränder wurden die randlichen Bohrungen der Anschlußblätter mit verrechnet. Der verwendete Maßstab für diesen Bericht ist redaktionell auf 1 : 100 000 festgelegt, obwohl aus technischer Sicht Plots bis ca. 1 : 25 000 ohne weiteres möglich sind. Die Abb. 1 zeigt das berücksichtigte Gebiet mit den benachbarten Blättern der TK 25.

Die Lagepunkte der Meßstellen sind auf Gauß-Krüger-Koordinaten bezogen und mit ihren Bezeichnungen (Archiv-Nummern im HLFb) in Tafel 1 dargestellt. Jedes Kartenblatt der TK 25 hat eine eigene durchlaufende Numerierung der Bohrungen.

1.2. Datenverarbeitung

Die Daten wurden mit dem Computerprogramm SURFER[®] der Golden Software Inc. zu Isolinenplänen verrechnet, wobei folgende drei mathematische Berechnungsverfahren zur Verfügung standen:

1.) ein Inverse Distance Algorithmus:

Datenpunkte, die mit diesem Berechnungsverfahren verrechnet werden, werden so gewichtet, daß der Einfluß von einem Punkt auf einen anderen mit der Entfernung einer geschätzten Position abnimmt. Durch die Erhöhung des Inverse Distance Weighting Exponenten (engl.: „Power“) kann jedoch der Einfluß weit entfernter Datenpunkte mathematisch stärker gewichtet werden.

2.) ein Kriging Algorithmus:

Hinter dieser Berechnungsmethode verbirgt sich ein sehr komplexer Algorithmus, der in der Fachliteratur auch als Regionale Variablen Theorie beschrieben ist. In der Hauptsache basiert diese Theorie auf der Annahme eines unterlagernden linearen Variogramms (vgl. HENLEY 1987, LINNENBERG & NEULS 1988).

3.) ein Minimum Curvature Algorithmus:

Minimum Curvature ist die schnellste Methode, wenn der maximal auftretende Abweichungsfehler der Iterationen nicht zu klein angesetzt wird. Von dieser Berechnungsmethode wird bei reliefstarken Grids abgeraten (s. SURFER Reference Manual). Ebenfalls führen Versuche, geologisch vernünftiger interpretierbare Isolinenverläufe in Bereichen ohne hohe Meßpunktdichte zu erzielen, gewöhnlich nicht zum Erfolg. Auf eine nähere mathematischen Beschreibung dieses Berechnungsverfahrens wird aufgrund der schlechten Resultate unter geologischen Fragestellungen verzichtet.

Jedes Berechnungsverfahren hat seine relativen Vorteile, aber auch Nachteile. Inverse Distance und Minimum Curvature sind die schnelleren Methoden. Das angewandte Kriging hingegen ergibt meist, speziell unter geologischen Fragestellungen (BRIGGS 1974, JONES et al. 1986), die besten Ergebnisse. Zusätzlich zur Interpolation zwischen Datenpunkten führt Kriging eine Trendanalyse durch, die in Bereichen mit dünner Meßpunktdichte meist bessere Resultate erbringt. Dies wurde durch eigene Erfahrungen bestätigt. In Tafel 2 sind alle zur Verfügung stehenden Daten, falls brauchbar, verrechnet und durch Isolinen dargestellt, auch wenn, durch die Kartenausschnitte bedingt, nicht alle Meßpunkte abgebildet sind.

Für die Deutung der in den Karten sichtbaren Zusammenhänge ist dabei wichtig, daß die dem Computerprogramm zugrundeliegenden mathematischen Funktionen eine Trendbeschreibung der geologischen Verhältnisse möglich machen (s.o. Kriging). Gelegentlich kann es vorkom-

men, daß ein Meßwert geringfügig neben der zuordnenden Isolinie zu liegen kommt, was in starkem Maße von dem Gefällsgradienten der Variablen (hier Höhenlage über NN) abhängig ist. Die Genauigkeit der Isolinienverläufe ist unmittelbar abhängig von der Anzahl der Bohrungen pro Flächeneinheit, bzw. es spielen die Abstände der Stützstellen untereinander eine wichtige Rolle.

Weiterhin muß beachtet werden, daß je weiter sich eine Isolinie von der letzten Stützstelle (Meßpunkt) entfernt (in der Regel zu den Außenrändern der Karten hin), sie desto mehr mathematischen Funktionen gehorcht und um so zufälliger wird eine Übereinstimmung mit den naturgegebenen Tatsachen. Aus diesem Grund sind die randlichen Bereiche und Areale ohne Stützstellen stets *cum grano salis* zu lesen.

1.3. Allgemeines

Als Arbeitsgrundlage diente eine Arbeit von D. RAMBOW (Sonderplan Wasserversorgung Nordhessen, Wiesbaden, 1971), die durch neuere Bohrungen ergänzt wurde. Nunmehr wurden die Ausgangsdaten mit dem o.g. Computerprogramm zu einem Isolinienplan verrechnet. Der Bereich des Kasseler Grabens wurde von der Berechnung ausgeschlossen, damit die relativ hohen Differenzen in den Höhenlagen der Rötbasis, hervorgerufen durch einzelne Bruchschollen im Graben selbst, das Bild nicht verfälschen.

Die Zahlenangaben an den Bohrungen in Tafel 2 sind die Höhenwerte der Grenze Mittlerer-/Oberer Buntsandstein („Solling/Röt“) über NN. Bei extrapolierten Stützstellen ist die o.g. Grenze in der Bohrung nicht durchteuft worden. Dies kann zwei Ursachen haben:

- die Bohrung ist zu flach (z.B. die Bohrungen Archiv-Nr. 127 u. 172 bei Dörnberg (Bl. 4622 Kassel West)) und hat daher die Grenze sm/so nicht erreicht,
- der Obere Buntsandstein ist erodiert und konnte folglich nicht durchteuft werden (z.B. die Bohrung mit der Archiv-Nr. 1888 auf Bl. 4722 Niederzwehren).

Die mit gestrichelten Isolinien versehenen Flächen sind also diejenigen Bereiche, in denen der Obere Buntsandstein bereits abgetragen wurde. Die hier gemachten Höhenangaben liegen über dem topographischen Niveau.

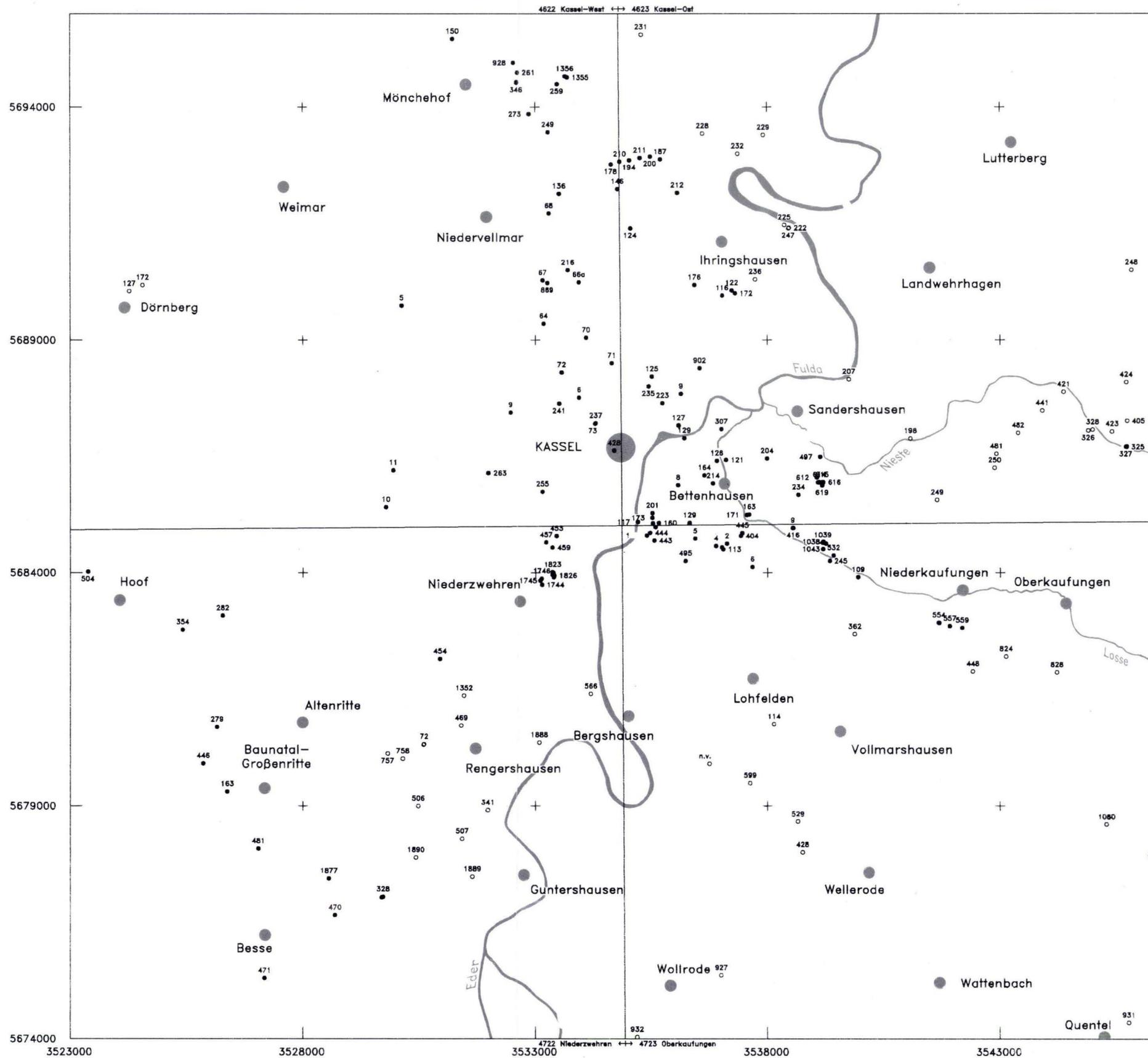
Da der Bereich nördlich des Kasseler Grabens auf Blatt 4622 Kassel West eine sehr geringe Bohrdichte aufweist, wurde von den an der Oberfläche kartierten Schichtgrenzen (RÖSING 1958) auf die Rötbasis extrapoliert, so daß die Isolinienverläufe in diesem Areal trotz fehlender Bohrungen recht zuverlässig sind.

2. Deutung des Kartenbildes

Das Kartenbild mußte, abgesehen vom Kasseler Graben und von einem mit tertiären Sedimenten gefüllten, rheinisch streichenden Graben bei Kaufungen, ohne Störungen entworfen werden. Aus Gründen der Übersichtlichkeit und der Homogenität wurden nicht alle Störungen dargestellt [z. B. die auf der GK 25 Blatt 4723 Oberkaufungen (KUPFAHL 1981) dargestellten Störungen].

Im Kartenbild zeigt sich der Kasseler Graben im Bereich der Kasseler Innenstadt und Kassel Bettenhausen als eine WNW–ESE (ca. 100–110°) streichende Struktur. Es fällt auf, daß er sein Streichen im Zentrum der Stadt Kassel geringfügig ändert. Während er im Westen von Kassel etwa 96° streicht, ergibt sich zwischen Kassel und Kaufungen etwa ein Streichen von 107°. Der „Knickpunkt“ scheint mit dem Gebiet tiefster Einsenkung der Rötbasis zusammenzufallen.

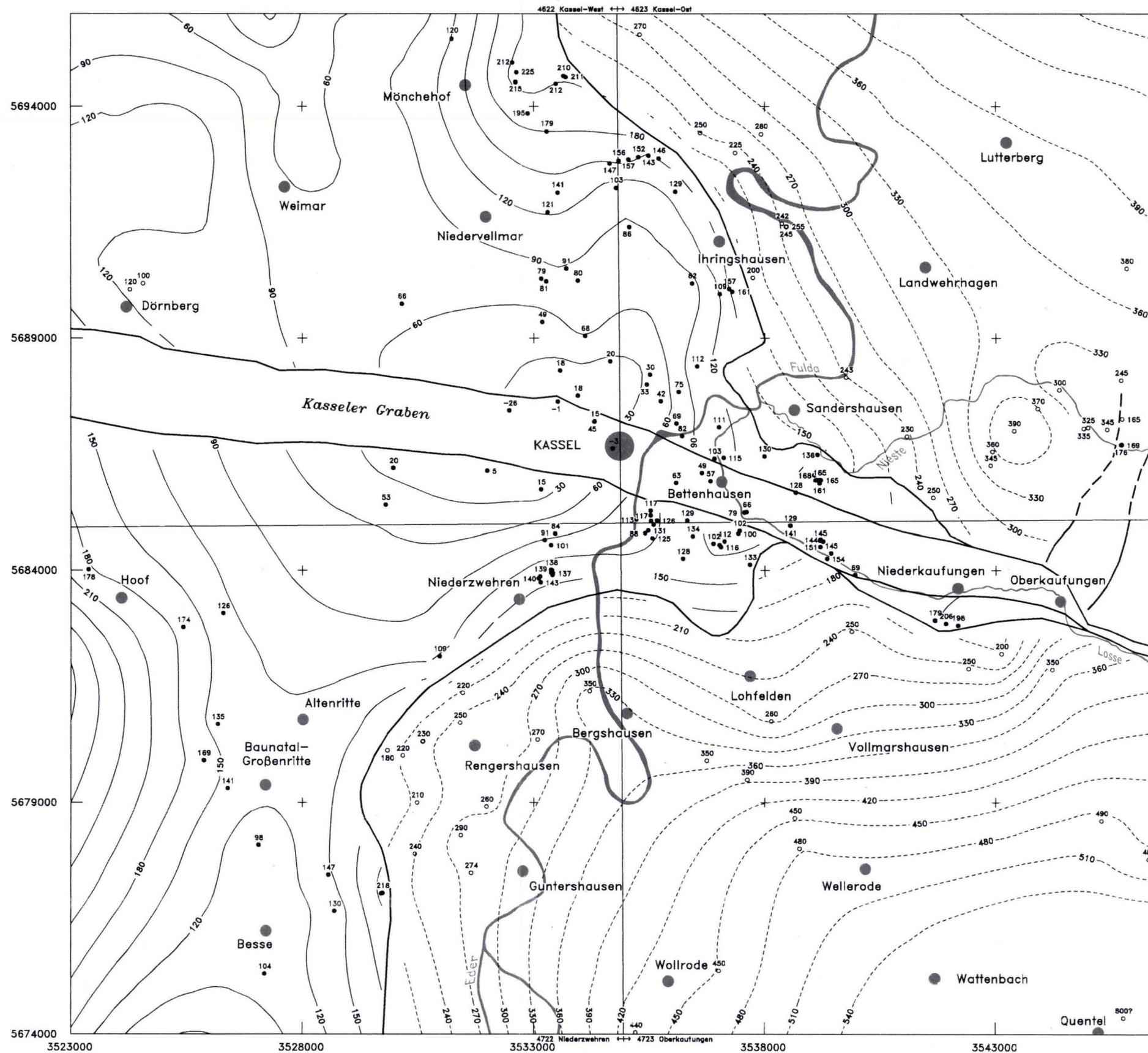
Bei Oberkaufungen ändert der Graben an einer Stelle mit besonders kräftigen Querelementen (Störungen) geringfügig seine Richtung und seinen Bau (KUPFAHL 1981). Während im Bereich



Lage und Bezeichnung
der Bohrungen
(Archivnummern im HLfB)

1:100 000

- Bohrung, Grenze Mittlerer-/Oberer Buntsandstein durchteuft
- Bohrung, Grenze Mittlerer-/Oberer Buntsandstein extrapoliert



Höhenlage der Rötbasis
m ü. NN
1:100 000

- Bohrung, Grenze Mittlerer-/Oberer Buntsandstein durchteuft
- Bohrung, Grenze Mittlerer-/Oberer Buntsandstein extrapoliert

Isolinienabstände:

- 30— 30 m Intervalllänge
- - -30- - - 30 m Intervalllänge, extrapoliert
- Umgrenzung der Rötverbreitung

nördlich von Kaufungen die Grabenfüllung oberflächlich von tertiären Sedimenten aufgebaut wird, fehlt im weiter südöstlich von Oberkaufungen gelegenen Grabenverlauf dieses geologische Schichtglied. In diesem Bereich verläuft er als schmales Band im ca. 200 m breiten Lossetal zwischen den steil ansteigenden Hängen der einrahmenden Buntsandsteinschollen. Unter den fluviatilen Sedimenten der Losse befinden sich hier Gesteine des Oberen Buntsandsteins (HOLTZ 1976), die durch (Flach-)Bohrungen erschlossen wurden. Ebenfalls „tertiärfrei“ ist der Grabenbereich im Innenstadtgebiet von Kassel. Der Kasseler Graben findet auf Bl. 4724 Großalmerode im Raum Helsa vom Lossetal zum Wedemanntal seine östliche Fortsetzung (RAMBOW 1976a).

Durch die relative großmaßstäbliche Darstellung – kleinere tektonische Elemente konnten nicht berücksichtigt werden – ist der unmittelbare Bereich der Grabenränder zu grob aufgelöst. Im allgemeinen ist davon auszugehen, daß die Bruchschollen der Randbereiche des Kasseler Grabens stets zum Graben hin einfallen. Die Isolinien spiegeln also tendenziell dominierende (Einfall-) Richtungen wieder.

Im Bereich des alten Stadtkerns von Kassel kreuzt der Kasseler Graben die etwa NNE–SSW verlaufende Niederhessische Senke, auch als Niederhessische Tertiärsenke bezeichnet. Mit diesem Begriff wird sowohl der Raum bezeichnet, der tertiäre Sedimente in maximaler Mächtigkeit aufnahm (synsedimentärer Senkungsraum), als auch der Raum, in dem bedingt durch die derzeitige Höhenlage der tertiären Sedimente diese nicht erodiert sind. Wohl nicht immer sind beide deckungsgleich. RAMBOW (1969) hat, ausgehend von einer älteren Darstellung von UDLUFT & LANG (1956), die Höhenlage der Basis der tertiären Sedimente dargestellt. Ein Vergleich dieser Karte der Tertiärbasis mit der nunmehr vorliegenden Karte der Rötbasis zeigt, daß im großen zwar die im Gebiet Baunatal–Großenritte ausgeprägte Tieflage der Rötbasis mit einer Tieflage der Tertiärbasis zusammenfällt, im einzelnen aber durchaus Tertiärsenken vorhanden sind, die keine Entsprechung in der Rötbasis haben. Dies ist wohl nicht nur eine Frage des Erkundungsstandes, also der Bohrdichte und damit der Detailliertheit der Darstellung, sondern spiegelt die tatsächlichen Verhältnisse wieder. Anders ausgedrückt: Tertiäre Sedimente liegen teils auf mächtigem Röt (z.B. Bg. 4722/471 „Baunatal III“), teils aber auch direkt auf Mittlerem Buntsandstein (z.B. Bg. 4722/341 „Rengershausen“). Die Senkungsstruktur war demnach, bezogen auf die tertiäre Schichtenfolge, präsedimentär vorhanden, wurde synsedimentär weiter eingetieft und postsedimentär teilweise sehr differenziert ausgestaltet. Zu letzterer Phase gehören auch die Tertiärmulden/-senken, wie sie z.B. auf GK 4723 Oberkaufungen dargestellt sind, und die Tertiärsenke von Baunatal-Rengershausen auf Blatt 4722.

Die Bg. 4722/471 „Baunatal III“ liegt bei R 35 27 170 / H 56 75 310 und wurde im Jahre 1971 zur Trinkwassererschließung ausgeführt. Unter ca. 27m mächtigen Sedimenten des Tertiärs, folgt ab ca. 157m über NN bereits Röt, der in dieser Bohrung rund 53 m mächtig ist. Die Grenze sm/so liegt hier bei 104 m ü. NN (s. Tafel 2). Die Bg. 4722/341 „Rengershausen“ liegt bei R 35 31 970 / H 56 78 910 und wurde im Jahre 1962 ebenfalls zum Zweck der Wassererschließung niedergebracht. Unter ca. 17m mächtigen Sedimenten des Tertiärs folgen ab ca. 221m ü. NN Gesteine der Solling-Folge (smS-Wilhelmshausener Schichten). In diesem Zusammenhang ist auch die besonders tiefe Einsenkung im Bereich der Bg. Gudensberg (bei R 35 24 880 / H 56 72 600) auf Bl. 4822 (TK 25) zu nennen. Unter 98 m mächtigen tertiären Sedimenten folgen ab 135 m ü. NN die Gesteine des Oberen Buntsandsteins und ab -14 m ü. NN (= 247 m unter GOK) Gesteine der Solling-Folge.

Die geschlossene Verbreitung tertiärer Sedimente endet nach Norden weitgehend am Kasseler Graben. Nördlich dieses Grabens treten tertiäre Sedimente nur inselförmig in einzelnen

Senken, z.B. Senke von Ihringshausen mit Braunkohlenabbau aber auch im Reinhardswald auf. Insofern endet die Niederhessische Tertiärsenke i.e.S. am Kasseler Graben. Die Höhenlage der Rötbasis zeigt allerdings südlich des Kasseler Grabens, zwischen Baunatal–Großenritte und Baunatal–Altenbauna im Gebiet großer Tertiärmächtigkeiten, ein Rötbasis-Niveau um 100 m ü. NN. Im Gebiet nördlich des Kasseler Grabens (bei Weimar) hingegen ein Niveau um 60 m ü. NN, eine tiefere Absenkung, obwohl hier kein Tertiär erhalten ist.

Abweichend vom Begriff „Niederhessische Senke“ bezeichnet der Begriff „Hessische Senke“ einen wesentlich größeren Raum und wohl auch genetisch eine größere Zeitspanne. „Hessische Senke“ meint den Senkungsraum zwischen Harz, Witzenhäuser Grauwackengebirge und Baumbacher Paläozoikum im Osten und Rheinischem Schiefergebirge im Westen und damit eine Senkungstendenz, die schon im Perm einsetzte.

Im Bereich Kassel-Bettenhausen hat die Bohrung mit der Archiv-Nr. 4623/166 (bei R3537220/H5685460, Leipziger Str., im Jahre 1972) unterhalb des Röt ab –137m NN Zechstein (Plattendolomit?) angetroffen. Da die Gesteine des Zechsteins bei normaler Lagerung etwa 1000m unter der Rötbasis liegen müßten (vgl. Bg. 4622/10 Wilhelmshöhe I und Bg. 4622/11 Wilhelmshöhe II), müssen diese Gesteine hier auf einer Randstörung des Kasseler Grabens um nahezu 1000 m aufgestiegen sein.

Die Schichtneigung wurde in Bg. 4623/166 mit ca. 45° festgelegt. Ausgehend von der Annahme, daß das Einfallen über das ganze Bohrprofil nahezu konstant bei 45° liegt, ergibt sich als wahre Rötmächtigkeit über das Bohrprofil ein rechnerischer Wert von $\text{SIN } 45^\circ * 280 \text{ m}$ relative Rötmächtigkeit = 198 m. Eine „rote Zone“ als Indikator für das Röt 3 konnte nicht erkannt werden, somit entfiel ein wesentliches Merkmal zur Gliederung des Röt nach HINZE (1967). Eine paläontologische Einordnung des Zechsteins konnte nicht erfolgen, doch ergab eine chemische Untersuchung nahezu reinen Dolomit.

Diese Situation der Zechsteinaufpressungen ist innerhalb der hessischen und thüringischen Störungszonen weit verbreitet, z.B. die Altmorschen – Göttinger Grabenzone im Schnittgebiet mit dem Grauwackensattel der unteren Werra und der Sontraer Graben (Schröder 1925, Bosse 1931). Bei diesen „Zechsteinhorsten“ handelt es sich meist um schmale, an den Grabenrandverwerfungen aufgepreßte Zechsteinschollen. Bosse macht das hier ursprünglich wohl vorhandene, wenn auch geringmächtige, ältere Steinsalz für die besondere Mobilität dieser Schichten verantwortlich. Auch vom Kreuzungspunkt des Kasseler Grabens mit dem Naumburger Graben sind bei Wolfhagen-Elmarshausen Zechsteinaufpressungen in einer Hochscholle aus Unterem Buntsandstein bekannt (Martini 1937). Vergleichbar mit Bg. 4623/166 sind Bohrungen im Randbereich des Spangenberg Grabens „Vocke-Tal“ und „Vockerode-Dinkelberg“ (1992) auf Blatt 4824 Hessisch-Lichtenau.

Die Bg. „Vock-Tal“ liegt bei R 35 49 300 / H 56 65 260 und wurde im Jahre 1970 zur Trinkwassererschließung ausgeführt. Unter ca. 280 m mächtigen Gesteinen des Röt, folgt ab ca. 20 m über NN bereits Zechstein. Eine einwandfreie stratigraphische Deutung des Profils war nicht möglich, doch muß mit Sicherheit damit gerechnet werden, daß das Profil gestört ist. Die genaue Lage der Störung kann allerdings nicht angegeben werden. Die Bg. „Vockerode-Dinkelberg“ liegt bei R 35 49 430 / H 56 66 560 (ca. 1,3 km NNE Bg. „Vock-Tal“) und wurde im Jahre 1992 ebenfalls zum Zweck der Wassererschließung niedergebracht. Die Gesteine des Zechsteins (Dolomit) grenzen in dieser Bohrung bei ca. 232 m ü. NN an den Ob. Buntsandstein.

Diese Funde sind als Hinweis auf das ursprüngliche Vorhandensein von wohl geringmächtigen

Salzen im Zechstein und auf eine „Salzbewegung“, möglicherweise eine Ausquetschung, im Bereich tektonischer Störungszonen zu deuten. Obwohl über die primären Salzmächtigkeiten im nordhessischen Raum nur Vermutungen angestellt werden können, ist die Salzbewegung sicher nicht als Halokinese im Sinne von TRUSHEIM (1957) aufzufassen, da die ursprünglichen Salzmächtigkeiten in diesem Gebiet zu gering gewesen sein dürften. Diese Vermutung wird von KULICK et al. (1984) bekräftigt, da demnach der Bereich östlich von Kassel während der tieferen Zechstein-Zeit in Verlängerung einer herzynisch streichenden Schwellenregion (Schemmern-Schwelle, s. Taf. 14), mit der Gemeinde Quentel auf der Schwellenachse, zu liegen kommt. In diesem Zusammenhang ist die Bohrung Quentel (4723/931) zu nennen, die im Rahmen der Kupferschieferuntersuchungen durch das Land Hessen und des Bundes 1980 abgeteuft wurde. Sie erbrachte insgesamt einen relativ flachen, wohl (fast?) salinarfreien Faziesraum (KUPFAHL 1981).

Der Bohraufschluß in Kassel-Bettenhausen zeigt deutlich, daß derartige Erscheinungen von Zechsteinaufpressungen nicht auf die Randbereiche der Hessischen Senke beschränkt sind. Sie können auch im zentralen Teil auftreten, auch wenn sie nicht bis zur Tagesoberfläche aufgedrungen und daher nicht kartierbar sind, sondern nur durch Bohraufschlüsse erkannt werden können.

Bei den im Arbeitsgebiet auftretenden Bruchrichtungen handelt es sich um symmetrisch angeordnete saxonische Grabenbruchsysteme. Es treten dabei zwei dominante Streichrichtungen auf: Zum einen die rheinische (SSW–NNO) und zum anderen die herzynische (NW–SE, bzw. WNW–ESE) Richtung.

Der Graben NE Oberkaufungen fand in der Tafel 2, aufgrund einer relativ hohen Bohrdichte in seiner näheren Umgrenzung Beachtung. Die im Grabenbereich abgeteufte Bohrung (Bg. 4623/324, 325, 327) ergaben eine gemittelte Höhenlage der Rötbasis von ca. 170 m über NN, während bei den weiter westlich gelegenen (extrapolierten) Bohrungen die Grenze sm/so um ca. $\Delta 170$ m höher liegt. Die Tertiärmächtigkeit in diesem Grabenbereich liegt bei rund 33 m (Mittl. u. Unt. Rupelton, Kohle u. Sand, Basis-Sande, Bg. vgl. 4622/325). Bei Oberkaufungen treten Tertiärmächtigkeiten von über 100 m auf.

3. Ausblick

Diese Arbeit ist als Zwischenergebnis einer detaillierten geologisch-tektonischen Untersuchung zu verstehen. Eine genauere Untersuchung des Verlaufes des Kasseler Grabens im Bereich Bettenhausen, der hier weitgehend durch quartäre Sedimente bedeckt ist, folgt in Kürze. Ebenfalls ist eine von quartären Schichten (z.B. Fuldasedimente) abgedeckte geologische Karte für den Bereich östlich der Fulda, ergänzt durch Profilschnitte, zum gegenwärtigen Zeitpunkt fast fertiggestellt.

Interessant wäre weiterhin auch die Erforschung der tertiären Graben-, bzw. Senkenfüllungen mit geophysikalischen Methoden (z.B. Gravimetrie). Wenn keine Bohrungen vorliegen, die das Tertiär vollständig durchteufen, können gravimetrische Untersuchungen (Bougueranomalien) unter bestimmten Voraussetzungen Auskunft über die (Tertiär-)Mächtigkeit geben. Ausgangspunkt zur gravimetrischen „Beckenanalyse“ im Arbeitsgebiet sind die im Jahre 1943 durchgeführten Schweremessungen der geophysikalischen Reichsaufnahme [PLAUMANN & ULRICH (1981) in KUPFAHL (1981), S. 148, Abb. 13]. In der gravimetrischen Karte zeigen die Gebiete mit niedrigen Bougueranomalien relativ gute Kongruenz mit den Bereichen hoher Mächtigkeit des klastischen Tertiärs, obwohl pro Meßtischblatt nur ca. zehn Meßpunkte (!) in die Berechnung einfließen konnten.

4. Danksagung

Folgenden Damen und Herren danken wir für die freundliche Unterstützung und Diskussionsbereitschaft:

Frau Dipl. Ing. v. Ukro und Herrn Dipl. Geol. Sudhoff (WWA Kassel), Herrn Prof. Dr. S. Ritzkowski (Universität Göttingen) und Herrn Prof. Dr. K.-W. Tietze (Universität Marburg).

5. Schriftenverzeichnis

- BAATZ, H. (1960): Stratigraphische und palaeogeographische Untersuchungen im Kasseler Tertiär. – Diss. Univ. Marburg, 101 S., 17 Abb., 7 Taf.; Marburg.
- BOSSE, H. (1931): Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerra-sattels. – Abhand. d. Preuß. Geol. L.-Anstalt, Neue Folge, Heft **128**: 1–37; Berlin.
- BRIGGS, I.C. (1974): Machine contouring using Minimum Curvature. – *Geophysics*, V. **39**: 39–47.
- BROWER, J.C., & MERRIAM, D.F. (1990): Geological Map Analysis and Comparison by Several Multivariate Algorithms. – *Geol. Surv. of Canada, Paper 89-9*: 123–134.
- BÜHMANN, D., & RAMBOW, D. (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 125–138, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FINDEISEN, H.K. (1952): Geologische Beschreibung des Stadtgebietes von Kassel und seiner näheren Umgebung. – Unveröff. Dipl.-Arb., 134 S., 1 Kt.; Heidelberg.
- HENLEY, S. (1987): Kriging – BLUE or PINK?. – *Math. Geol.*, **19/2**: 155–158; New York.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – *Geol. Jb.*, **84**: 637–714, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HOLTZ, S. (1976): Zum geplanten Hochwasserrückhaltebecken Oberkaufungen/Losse, Ldkr. Kassel. – Gutachten Arch. hess. L.-Amt Bodenforsch., 4723/150, 5 S., 2 Anl., u. 4723/152, 5 S., 2 Anl.; Wiesbaden.
- HORN, M., & RAMBOW, D. (1978): Profilbeschreibung der Documenta-Bohrung auf Bl. 4622 Kassel West. – *Ber. Arch. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 4622/428, 12 S., 3 Abb.; Wiesbaden.
- JONES, T.A., HAMILTON, D.E., & JOHNSON, C.R. (1986): Contouring Geologic Surfaces with the Computer. – Van Nostrand Reinhold Company; New York.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K., & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – *Geol. Jb., Reihe D, H. 68*: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- KUPFAHL, H.-G. (1979): Der Obere Buntsandstein bei Kaufungen östlich von Kassel. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 139–143, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25000, Bl. 4723 Oberkaufungen, 2. Aufl., 212 S., 15 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LINNENBERG, W., & NEULS, J. (1988): Multivariate Mapping by Advanced Kriging Methods. – *Geol. Jb.*, **A104**: 457–468; Hannover.
- MARTINI, H.-J. (1937): Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rheinischem Schiefergebirge. – *Geotekt. Forsch.*, **1**: 70–123, 3 Taf., 36 Abb.; Berlin.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – *Geotekt. Forsch.*, **62**: 1–267; Stuttgart.
- MERRIAM, D.F. (1992): Geological Interpretation of Integrated Thematic Spatial Data. – *Geol. Jb., Reihe A*, **H. 122**: 233–241, 4 Fig., 1 Tab.; Hannover.
- PENNDORF, H. (1936): Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Kasseler Beckens. – *Festschr. 100jähr. Besteh. Ver. Naturkde. Kassel*: 165–176, 4 Abb.; Kassel.
- PLAUMANN, S., & ULRICH, H.J. (1981): Geophysik. – *Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25000, Bl. 4723 Oberkaufungen*, 2. Aufl.: 147–151, 3 Abb.; Wiesbaden.
- 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.
- RAMBOW, D. (1967): Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 83–101, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1969): Die Höhenlage der Tertiärbasis in der Niederhessischen Senke. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 226–228, 7 Taf.; Wiesbaden.

- (1976): Profile durch den Mittleren Buntsandstein an der Ostflanke des nordhessischen Teilbeckens (Gebiet östlich von Kassel). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 43–49, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1976a): Die Westfortsetzung des Grabens von Wickenrode (Nordhessen). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 181–182, 1 Abb.; Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1968): Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. – Geol. Jb., **85**: 997–1030, 20 Abb.; Hannover.
- RITZKOWSKI, S. (1965): Das marine Oligozän im nördlichen Hessen. Stratigraphie und Paläontologie. – Diss. Uni. Marburg, 194 S., 28 Abb.; Marburg.
- RÖSING, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 2. Aufl., 205 S., 9 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRÖDER, E. (1925): Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. – Abhand. d. Preuß. Geol. L.-Anstalt, Neue Folge, Heft **95**: 55–82, 3 Taf., 2 Fig.; Berlin.
- SCHWARZ, F. (1930): Geologie der Gegend zwischen Kassel und dem Rheinhardswalde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **132**, 100 S., 42 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1932): Zur Tektonik und Morphologie Niederhessens. – Z. dt. geol. Ges., **84**: 513–537, 3 Abb.; Berlin.
- SURFER Reference Manual (1993), Version 4, Golden Software Inc., 806 14th Street, P.O. Box 281, Golden, Colorado 80402–0281; U.S.A.
- TRUSHEIM, (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 111–151; Hannover.
- UDLUFT, H., & LANG, H.D. (1956): Der Untergrund der Niederhessischen Senke. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 184–203, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WILHELM, O. (1937): Morphologische Untersuchungen am Nordrand der Niederhessischen Senke. – Jb. geogr. Ges. f. 1936 und 1937, 78–165, 7 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- WURSTER, P. (1964): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – Geol. Rdsch., **54**: 224–240, 11 Abb.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 19. 4. 1994

Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks und Tektonik am Südwestrand des Creuzburger Grabens (Bl. 4927 Creuzburg/Westthüringen)

Von

ANNETTE E. GÖTZ*

Kurzfassung: Bei der Neukartierung der südwestlichen Grabenrandzone des Creuzburger Grabens (Bl. 4927 Creuzburg) wurden die Gesteinsserien der Trias von der Röt-Muschelkalk-Grenze bis zum Mittleren Keuper auskartiert.

Mehrere Geländeprofile ermöglichten eine feinstratigraphische Profilaufnahme des gesamten Unteren Muschelkalks.

Das Autobahnprofil Zickelsberg an der A4 (Herleshausen–Eisenach) erschließt die Schichtenfolge des Mittleren Wellenkalks und des Horizontes der Terebratelbänke. Aus jeweils vier Probenhorizonten der Unteren und Oberen Terebratelbank wurde die Mikrofauna, unter besonderer Berücksichtigung der Conodonten, untersucht.

Abstract: A remapping of the southwestern part of the Creuzburg-Graben (geological map 4927 Creuzburg) contains Triassic rocks from the Bunter-Muschelkalk-boundary up to the Middle Keuper.

A detailed stratigraphical study of the Lower Muschelkalk in the Creuzburg area (West Thuringia, Germany) is discussed.

The outcrop directly situated along the A4 (Herleshausen–Eisenach) exposes Middle Wellenkalk and the two Terebratel-beds (Lower Muschelkalk, Triassic). The microfauna of the Lower and Upper Terebratel-bed, especially conodonts are described.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	24
2. Stratigraphie	25
2.1. Muschelkalk	25
2.1.1. Unterer Muschelkalk (mu)	25
2.1.2. Mittlerer Muschelkalk (mm)	30
2.1.3. Oberer Muschelkalk (mo)	30
2.2. Keuper	32
2.2.1. Unterer Keuper (ku)	32
2.2.2. Mittlerer Keuper (km)	32
2.3. Tertiär	33
2.3.1. Jungtertiärer Vulkanismus	33
3. Mikrofauna der Terebratelbänke	33
4. Tektonik	36
5. Aufschlußliste	37
6. Schriftenverzeichnis	37

* Dipl.-Geol. A. E. GÖTZ, Technische Hochschule Darmstadt, Geolog.-Paläont. Inst., Schnittspahnstraße 9, 64287 Darmstadt.

1. Einleitung

Im Rahmen der Diplomarbeit erfolgte im Frühjahr 1992 eine geologische Neukartierung des SW-Quadranten von Blatt 4927 Creuzburg. Dabei wurden die Gesteinsserien der Trias von der Röt-Muschelkalk-Grenze bis zum Mittleren Keuper sowie deren quartäre Deckschichten auskartiert (Taf. 1).

Das Arbeitsgebiet liegt am Südwestrand des Creuzburger Grabens, eines herzynisch streichenden Teilstücks der Creuzburg–Eisenacher Störungszone.

Im Zentrum des Grabens sind Sedimente des Keupers und Lias erhalten geblieben, während die südwestliche Grabenflanke im wesentlichen von Gesteinen des Muschelkalks aufgebaut wird.

Günstige Aufschlußverhältnisse im Unteren Muschelkalk ermöglichten eine feinstratigraphische Profilaufnahme der gesamten Schichtenfolge anhand mehrerer Teilprofile.

Das Autobahnprofil Zickelsberg an der A4 (Herleshausen–Eisenach) erschließt den gesamten Mittleren Wellenkalk (muW2) und den Horizont der Terebratelbänke (muT). Aus jeweils vier Horizonten der Unteren und Oberen Terebratelbank wurde die Mikrofauna untersucht, dabei wurde eine reiche Conodontenfauna gefunden.

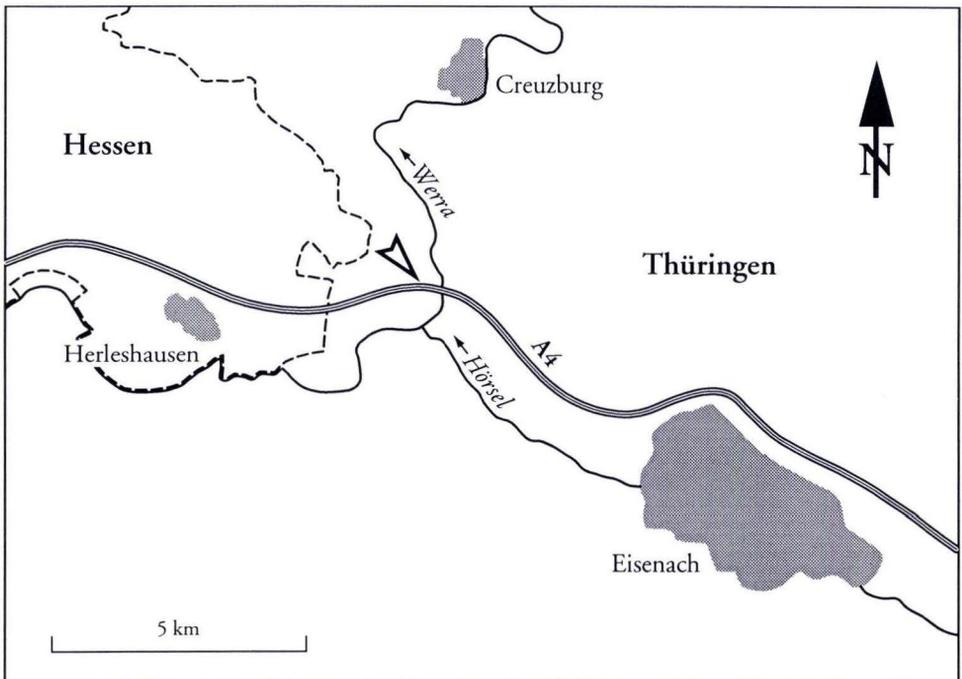


Abb. 1. Arbeitsgebiet mit Lage des bearbeiteten Autobahnprofils (Pfeil).

2. Stratigraphie

2.1. Muschelkalk

Der Muschelkalk erreicht im Arbeitsgebiet eine Gesamtmächtigkeit von ca. 210 m. Im Unteren Muschelkalk erfolgte eine feinstratigraphische Profilaufnahme. Die Gliederung des Mittleren Muschelkalks erfolgte mittels Bohrprofilen, bei der Kartierung des Oberen Muschelkalks wurden Trochitenkalk und Ceratiten-Schichten unterschieden.

2.1.1. Unterer Muschelkalk (mu)

Der Untere Muschelkalk hat auf Blatt 4927 Creuzburg eine Mächtigkeit von 96 m. Das Auftreten charakteristischer Intraklastbänke, gefolgt von Wellenkalk- und Plattenkalkfolge (KRAMM 1986), ermöglicht eine zyklische Gliederung (GÖTZ 1992).

Der 32 m mächtige Untere Wellenkalk (muW1) setzt über dem sog. Grenzgelbkalk oberhalb der Myophorienschichten des Röts ein. Er besteht aus einer Abfolge von insbesondere im unteren Drittel stark mergeligen und bröckeligen Wellenkalken und Plattenkalken, in die mehrere Intraklastbänke eingeschaltet sind (Abb. 2). Der Horizont der Oolithbänke (muO) gliedert sich in Untere Oolithbank – Zwischenmittel – Obere Oolithbank. Die Untere Oolithbank besteht aus einer ca. 1,10 m mächtigen kompakten, rostbraun verwitternden, oolithischen Bank, in die einzelne Hartgründe eingeschaltet sind. Im Hangenden folgt unebenlagiger bis ebenlagiger Wellenkalk, dessen untere Hälfte auffällig gelblich gefärbt ist und von einer Plattenkalkfolge überlagert wird. Ockergelbe, plattige und mergelige Kalke bilden die 0,90 m mächtige Gelbkalkfolge (Gelbes Zwischenmittel) im Liegenden der Oberen Oolithbank. Diese 0,80 m mächtige Bank beginnt mit einem Hartgrund, gefolgt von Knauerkalken und intraklastenführenden, oolithischen, schillreichen Lagen.

Der Mittlere Wellenkalk (muW2) erreicht eine Mächtigkeit von 26 m, wobei die untersten 2–3 m am Zickelsberg schlecht aufgeschlossen sind. Auch hier lassen sich mehrere charakteristische Intraklastbänke aufnehmen (Abb. 3). Eine der markantesten Leitbänke ist die bis zu 30 cm mächtige thüringische *Spiriferinabank*, 7,50 m unterhalb der Unteren Terebratelbank. Im Liegenden ist ein mit *Balanoglossites* sp. und *Trypanites weisei* angebohrter Hartgrund entwickelt. Über der eigentlichen *Spiriferinabank* folgen bis zu 30 cm wulstig-knauerige Kalke, welche z. T. angebohrt sind.

Der Horizont der Terebratelbänke (muT) gliedert sich in Untere Terebratelbank – Zwischenmittel – Obere Terebratelbank. Die 2,50 m mächtige Untere Terebratelbank besteht aus intraklastenführenden und oolithischen Lagen sowie mehreren Hartgründen und dunkelgrauen, dichten Lagen.

Das Zwischenmittel mit unebenlagigem Wellenkalk, der zum Hangenden hin plattig wird, ist 3 m mächtig.

Die 2,75 m mächtige Obere Terebratelbank besteht aus einer Wechsellagerung von oolithischen, teils intraklastenführenden Lagen und Hartgründen mit dichten Lagen (Abb. 4). Sowohl runde als auch pentagonale Trochiten sind in den klastischen, oolithischen Lagen häufig.

Der 13 m mächtige Obere Wellenkalk (muW3) läßt sich anhand mehrerer Plattenkalkhorizonte mit kristallinen, z. T. intraklastenführenden Bänken im Hangenden gliedern (Abb. 5). Am Brückenberg bei Creuzburg tritt ca. 5 m unterhalb der Unteren Schaumkalkbank ein Hartgrund mit stark welliger Oberseite auf, im Hangenden ist örtlich eine Intraklastbank ausgebildet. Charakteristisch ist das Vorkommen pentagonaler Trochiten in dieser Bank, die vermutlich der

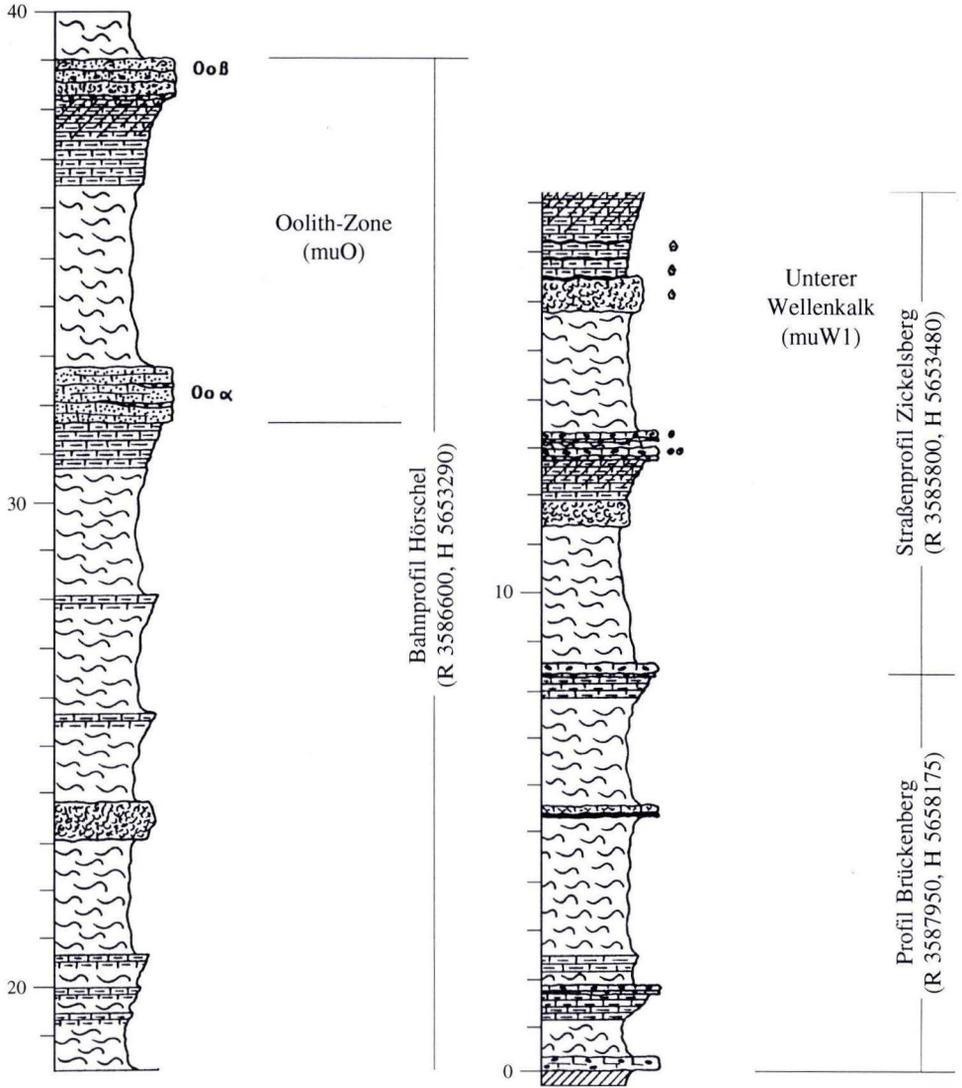
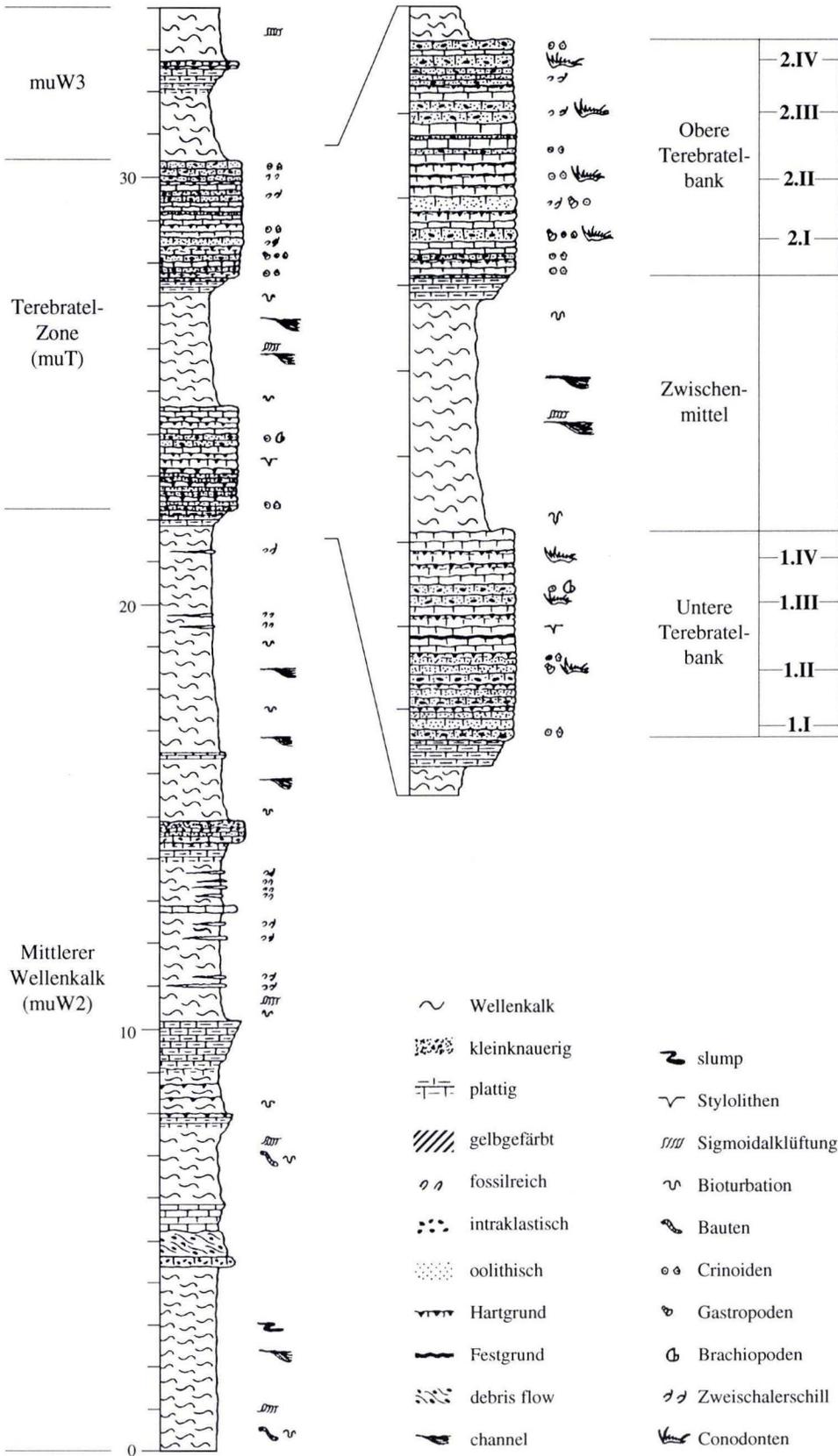


Abb. 2. Unterer Wellenkalk (muW1) und Horizont der Oolithbänke (muO).

Abb. 3. Mittlerer Wellenkalk (muW2) und Horizont der Terebratelbänke (muT). ►



muW3

30

Terebratel-Zone (muT)

20

Mittlerer Wellenkalk (muW2)

10

0

Obere Terebratel-bank	2.IV
	2.III
	2.II
	2.I
Zwischenmittel	
Untere Terebratel-bank	1.IV
	1.III
	1.II
	1.I

- ~ Wellenkalk
- ⊞⊞⊞⊞ kleinknauerig
- ⊞⊞⊞⊞ plattig
- /// gelbgefärbt
- oo fossilreich
- intraklastisch
- oolithisch
- |||| Hartgrund
- Festgrund
- /// debris flow
- channel
- z slump
- ∨ Styolithen
- /// Sigmoidalklüftung
- ∞ Bioturbation
- ∞ Bauten
- oo Crinoiden
- ∞ Gastropoden
- ∞ Brachiopoden
- ∞ Zweischalerschill
- ∞ Conodonten

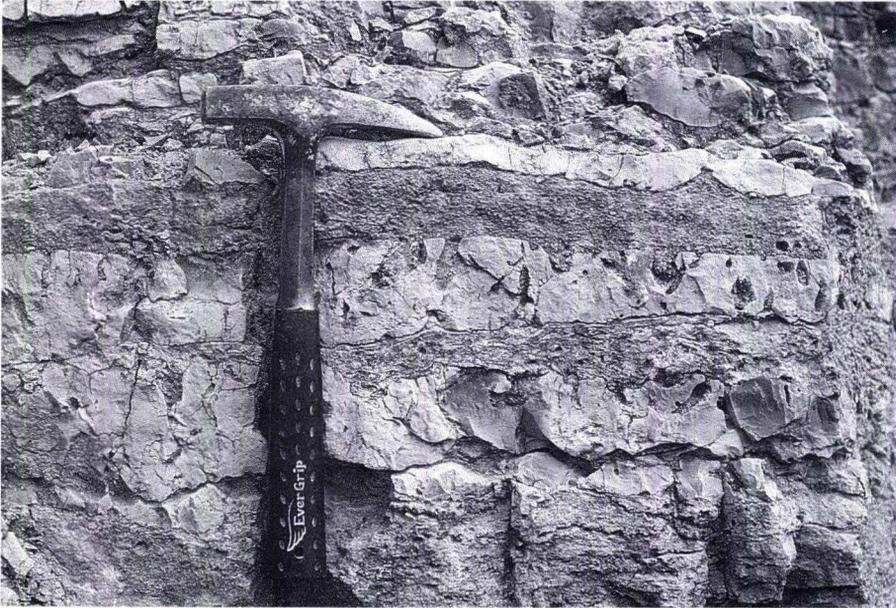


Abb. 4. Oolithische Bänke und Hartgründe, Obere Terebratelbank.

*Pentacrinus*bank Meiningens (FRANTZEN 1888) entspricht. Auch die dichten Kalke direkt im Liegenden der Unteren Schaumkalkbank führen pentagonale Trochiten.

Die Mächtigkeiten des Horizontes der Schaumkalkbänke (muS) schwanken beträchtlich. So sind am Brückenberg alle drei Schaumkalkbänke entwickelt, während bei Hörschel die dritte Schaumkalkbank fehlt.

Auffällig ist, daß bereits oberhalb der Mittleren Schaumkalkbank keine echten Wellenkalke mehr auftreten, sondern nur noch blaß-gelblichgraue mergelige Kalke, wie sie für den basalen Mittleren Muschelkalk charakteristisch sind.

Die über 2 m mächtige, oolithische und intraklastenführende Untere Schaumkalkbank ist sowohl am Brückenberg als auch bei Hörschel anzutreffen. Eine Wellenkalkfolge und plattiger Gelbkalk bilden das Liegende der Mittleren Schaumkalkbank, welche bei Hörschel aus einer ca. 0,50 m mächtigen, festen, konglomeratischen Detritusbank mit auffälliger Gelbfärbung besteht. Auch sie führt pentagonale Trochiten. Im Hangenden folgen lichtgraue bis gelbliche, meist dünnplattige Kalke, die gelegentlich Calcitdrusen enthalten.

Bei Creuzburg ist die Obere Schaumkalkbank als über 1 m mächtige, fossilreiche, bituminöse Schaumkalkbank entwickelt (NAUMANN 1907). Bei Hörschel fehlt diese Bank, hier leiten zunächst blaßgraue, dünnplattige Kalke, gefolgt von bankigen, nach oben hin gelblichen Lagen und schließlich helle Plattenkalke faziell schon zum Mittleren Muschelkalk über (Abb. 5).

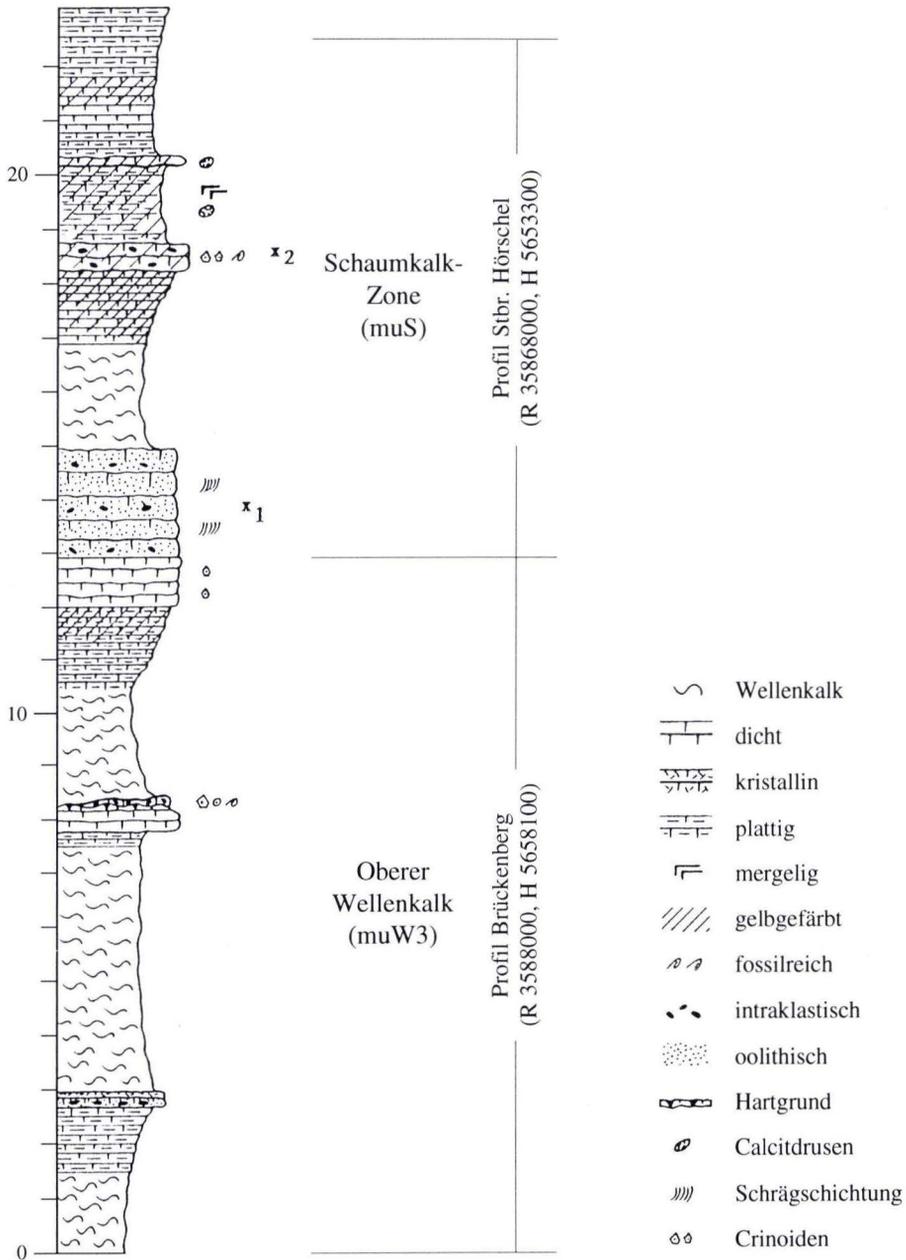


Abb. 5. Oberer Wellenkalk (muW3) und Horizont der Schaumkalkbänke (muS).

2.1.2. Mittlerer Muschelkalk (mm)

Aufschlüsse im Mittleren Muschelkalk beschränken sich auf kleinere Gipslager am Spatenberg und Hörschelberg sowie Zellendolomite im Höllgraben. Die *orbicularis*-Schichten, welche hier zum Mittleren Muschelkalk gestellt werden, sind am Brückenberg bei Creuzburg aufgeschlossen. Es handelt sich um plattige, dunkelgraue Mergel, *Neoschizodus orbicularis* ist auf den einzelnen Platten häufig zu finden.

Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse wird die Schichtenfolge des Mittleren Muschelkalks im Arbeitsgebiet anhand des Bohrprofils Hörschel¹ wiedergegeben. Tabelle 1 zeigt eine Gegenüberstellung der Bohrung Hörschel mit dem Standardprofil Thüringens (SEIDEL 1965).

Tab. 1. Schichtenfolge des Mittleren Muschelkalks

	Bohrung Hörschel	Standardprofil
Oberer Dolomit	3 m	10–28 m
Obere Wechsellagerung	13 m	20–35 m
Mittlerer Dolomit	7–9 m	0–7 m
Mittlere Wechsellagerung	7 m	0–17 m
Oberes Sulfat	ausgelaugt	0–13 m
Muschelkalksalz	ausgelaugt	0–30 m
Unteres Sulfat	ausgelaugt	0–2 m
Untere Wechsellagerung	2–4 m	0–7 m
Unterer Dolomit	11 m	5–15 m

2.1.3. Oberer Muschelkalk (mo)

Der Obere Muschelkalk läßt sich in Trochitenkalk und Ceratiten-Schichten unterteilen. Er dürfte eine Mächtigkeit von 80 m erreichen. Da zur Zeit im Arbeitsgebiet keine Aufschlüsse in den Ceratiten-Schichten vorhanden sind, muß hier auf Literaturangaben aus Nachbargebieten zurückgegriffen werden.

Der Trochitenkalk (mo1) beginnt über den gelblichen, mergeligen Kalken der Gelben Basisschichten mit ca. 2 m Wulstkalken. Darüber liegen die bis zu 75 cm mächtigen Bänke des Trochitenkalks. Sie erreichen zusammen 6m Mächtigkeit und werden durch geringe Mergel- und Plattenkalklagen getrennt. Die Trochitenkalkbänke führen reichlich Schill und Bruchschill, Trochiten und Glaukonit. Das Profil durch den Trochitenkalk bei Willershausen (HIEKE 1967) bestätigt diesen Befund (Abb. 6).

NAUMANN (1907) beschreibt eine Trochitenbank mit *Tetractinella trigonella* von Spichra. Diese tritt im hessisch-thüringischen-niedersächsischen Raum im tieferen Trochitenkalk immer im gleichen stratigraphischen Niveau auf (HIEKE 1967, HAGDORN et al. 1987). Ebenso erwähnt NAUMANN (1907) den Fund einer Krone von *Chelocrinus schlotheimi* und mehrere *Encrinurus liliiformis* von der Ohleite nördlich Creuzburg.

Die Ceratiten-Schichten (mo2) stellen eine Wechsellagerung von dichten Plattenkalken, Mergelschiefern und Detritusbänken dar. Erst im oberen Drittel der Schichtenfolge schalten sich verstärkt tonige und auch sandige Partien ein (NAUMANN 1907).

¹ Bohrdaten: Firma HOCHTIEF

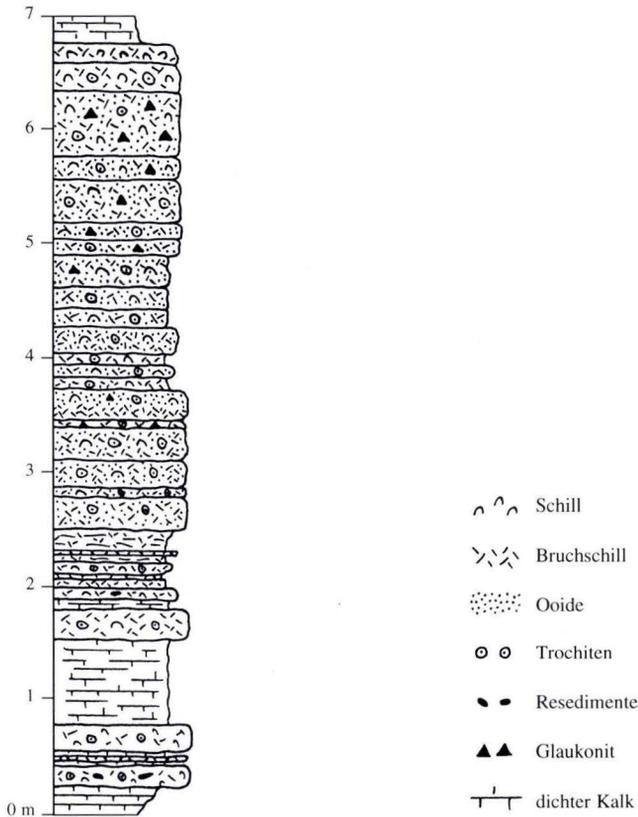


Abb. 6. Trochitenkalk bei Willershäusen (HIEKE 1967).

Direkt über dem Trochitenkalk liegen die hellen Mergelschiefer der *Nuculaschiefer* (NAUMANN 1907), die in ganz Thüringen verbreitet sind (WEBER & KUBALD 1951, WIEFEL & WIEFEL 1980). Trochiten treten auch in den untersten Ceratitenschichten im Arbeitsgebiet noch auf (NAUMANN 1907). Ihr höchstes Vorkommen haben sie bei Eisenach knapp 14 m über dem Trochitenkalk in der Oberen *Spiriferinabank* (WEBER & KUBALD 1951). Diese Obere *Spiriferinabank* liegt an der Basis der *robustus*-Zone und kann daher nicht der *Spiriferinabank* Frankens entsprechen, die erst an der Basis der *evolutus*-Zone auftritt. Die am Top der *spinosus*-Zone gelegene *cycloides*-Bank, die im Eisenacher Gebiet noch vorhanden ist (WEBER & KUBALD 1951), scheint dagegen im Arbeitsgebiet zu fehlen. Im Bereich der Grenzschichten zum Lettenkeuper treten gelblichgraue und braune Tone und z. T. fischschuppenführende Kalkplatten, in denen *Ceratites weyeri* und *Ceratites dorsoplanus* vorkommen (WEBER & KUBALD 1951, KOZUR 1974), auf.

Die ockerig verwitternden, teils zelligen Kastendolomite im Hangenden wurden in der Vergangenheit (NAUMANN 1907, WEBER & KUBALD 1947) bereits in den Lettenkeuper gestellt. Diese Grenzziehung bietet sich bei der Kartierung an, da die Kastendolomite im Gelände leicht zu erkennen sind.

KOZUR (1974) konnte jedoch nachweisen, daß die Kastendolomite in Westthüringen der *semipartitus*-Zone Südwestdeutschlands entsprechen. Die Fränkischen Grenzschichten, bestehend aus Glaukonitkalk und dem sandigen Grenzbonebed, werden nach Nordosten hin immer sandiger und gehen in den Unteren Lettenkohlsandstein S_1 über. Demnach liegt an der Obergrenze dieses Sandsteins die mo/ku-Grenze.

Die Profilaufnahmen von WEBER & KUBALD (1951) zeigen eine Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks bis zur Unterkante *spinus*-Zone von 31 m. Aufgrund der guten Übereinstimmung mit Osthessen (KRAMM 1989) und Unterfranken (HOFMANN 1967) von jeweils ca. 34 m, wird angenommen, daß auch die Gesamtmächtigkeit des Oberen Muschelkalks nicht von den Nachbargebieten abweicht und bei etwa 80 m liegt.

2.2. Keuper

Eine Gliederung des Unteren und Mittleren Keupers im untersuchten Gebiet ist wegen fehlender Aufschlüsse derzeit nicht möglich, es muß daher auf Literaturangaben zurückgegriffen werden.

2.2.1. Unterer Keuper (ku)

Der Untere Keuper (Lettenkeuper) erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von ca. 50 m. Auch wenn im untersuchten Gebiet keine zur Profilaufnahme brauchbaren Aufschlüsse vorlagen, läßt sich doch anhand der Beschreibungen von WEBER & KUBALD (1947) und NAUMANN (1907) ein Einblick in die Schichtenfolge gewinnen.

Demzufolge beginnt der Keuper mit dem Grenzbonebed, einer gelblichen, dolomitischen Kalksteinbank, die zahlreiche Wirbeltierreste enthält. Im Hangenden folgen die sogenannten Kastendolomite, eine 4 m mächtige Abfolge von ockergelben, dolomitischen Mergeln und Kalksteinen, die eine charakteristische zellige Verwitterungsstruktur zeigen. Ähnliche Gelbhorizonte schalten sich in die weitere Schichtenfolge mehrfach ein.

Der Hauptteil der Schichtenabfolge wird von dünnblättrig zerfallenden, dunkelgrauen bis grau-violetten Tonsteinen gebildet. Darin lassen sich mehrere Sandsteinhorizonte ausmachen, deren stratigraphische Beständigkeit großen Schwankungen unterworfen ist. Diese oft schieferigen, bräunlich- bis grünlich-grauen, glimmerführenden Sandsteine enthalten häufig kohlige Lagen und reichlich Pflanzenreste (*Equisetites arenaceus*). Den Abschluß des Lettenkeupers bildet der 2 m mächtige Grenzdolomit. Er besteht aus ockergelben dolomitischen Bänken, die durch graue Mergel in mehrere Lagen getrennt werden und durch das Auftreten von *Costatoria goldfussi* und *Gervilleia* sp. charakterisiert sind (NAUMANN 1907).

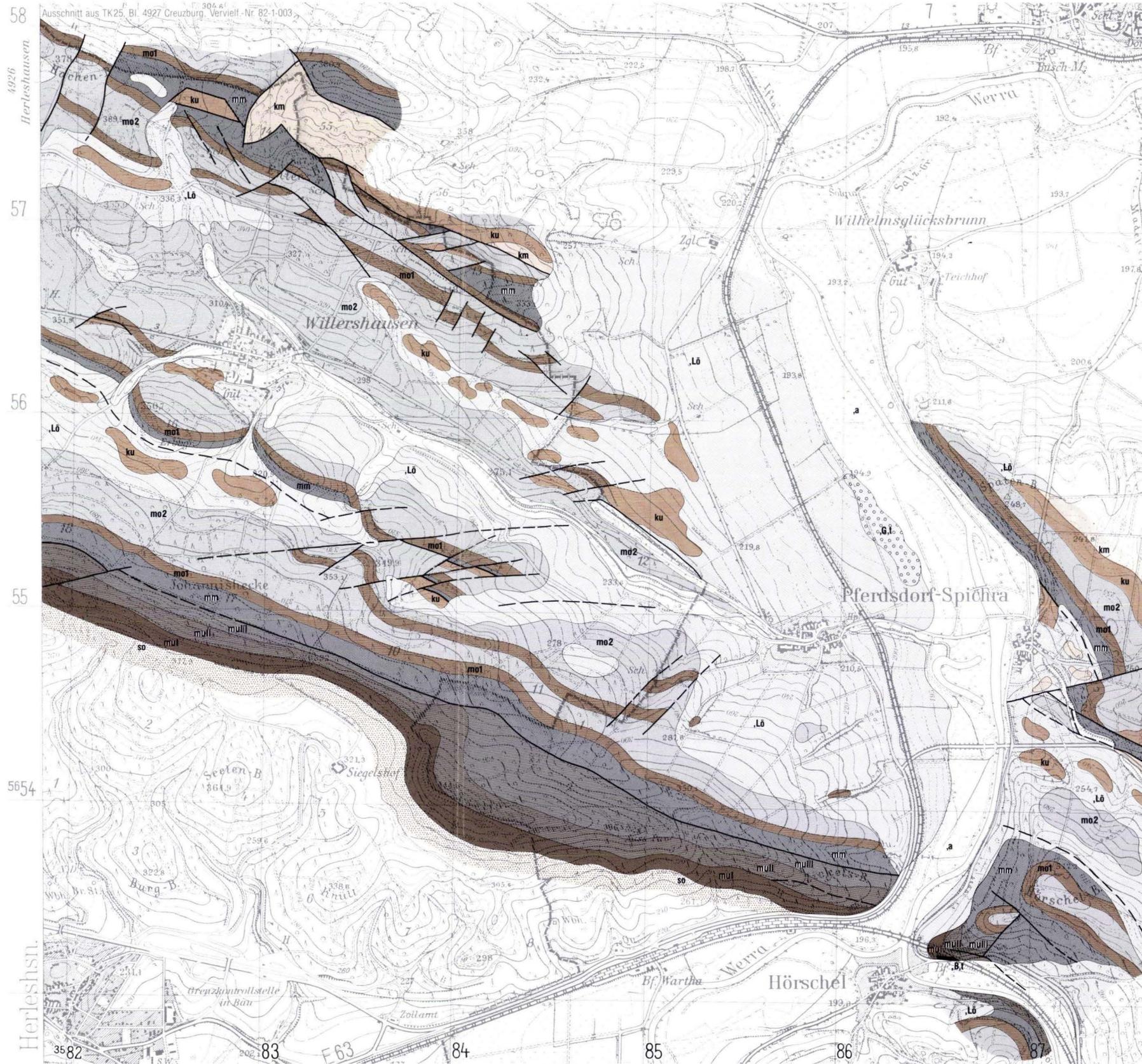
Neben der älteren Literatur sei hier insbesondere auf die Arbeit von BREDE et al. (1993) hingewiesen, in der eine detaillierte Bearbeitung des Keupers auf Bl. 4926 Herleshausen erfolgte.

2.2.2. Mittlerer Keuper (km)

Der thüringische Mittlere Keuper besteht im wesentlichen aus bunten, z. T. gipsführenden Tonmergelsteinen. Klastische Sedimente in bedeutender Mächtigkeit beschränken sich auf den Schilfsandstein (DOCKTER 1974).

Die Aufschlußverhältnisse im Arbeitsgebiet ermöglichten keine genauere Gliederung des Mittleren Keupers. Der einzige Aufschluß im Unteren Gipskeuper befindet sich am nordwestlichen Abhang des Entenberges, direkt an der hessisch-thüringischen Grenze. Dort sind graue und rote Tonmergelsteine und Gipse (Mittlere Gipsmergel) der Estherien-schichten aufgeschlossen.

Der Schilfsandstein war früher am Entenberg mit einer Mächtigkeit von 4 m erschlossen (NAUMANN 1907), ist jedoch heute nicht mehr nachweisbar. NAUMANN (1907) beschreibt ihn als hellgrün-grauen, glim-



	Auenlehm	Holozän	Quartär
	Löß, Lößlehm	Pleistozän	
	Terrassenschotter		
	Limburgit		Tertiär
		Mittlerer	Keuper
		Unterer	
	Ceratitenschichten		Muschelkalk
	Trochitenkalk		
		Mittlerer	
		Unterer	
		Röt	Buntsandstein

— Störung, nachgewiesen
 - - - Störung, vermutet

Maßstab 1: 25 000
 0 1 km

erreichen Sandstein, der Fischschuppen führt. Ein weiterer Aufschluß im Mittleren Keuper existierte früher südlich Spichra am Fuß des Hörschelberges. NAUMANN (1907) beschreibt von dort die Ausbildung der Estherienschiefer mit blaugrauen Schiefertönen im Liegenden, denen harte, hellgraue Steinmergelbänke eingeschaltet sind. Darüber folgen rote und graue Mergel mit gelblichen Gipsresiduen. Im Hangenden liegen noch ca. 2 m graue, harte Mergelschiefer mit *Estheria minuta*, darüber der Schilfsandstein.

2.3. Tertiär

Seit Beginn der Kreide ist das untersuchte Gebiet Festland geblieben. In dieser Zeit wurden die Sedimente des Juras und Keupers abgetragen. Lediglich in den Störungszonen der Gräben sind sie z. T. erhalten geblieben. Einziges Zeugnis der Tertiärzeit sind basaltische Ganggesteine, die auf Klüftzonen mit rheinischem Streichen sitzen.

2.3.1. Jungtertiärer Vulkanismus

Am Bahnprofil Hörschel ist im Unteren Wellenkalk (muW1) ein 0,5 m mächtiger Limburgitgang (seit 1977 geologisches Naturdenkmal) aufgeschlossen, welcher vertikal fiederartig veretzt ist (Abb. 7). Dieses Limburgitvorkommen zählt zu den nordöstlichsten Ausläufern des Rhönvulkanismus im Werragebiet (KÄSTNER 1974); bei Hörschel wird als einziges Mal der Thüringer Wald überschritten. Der Magmenaufstieg erfolgte an saxonischen Beanspruchungszonen mit Ausweitungscharakter, die vulkanische Aktivität reichte wahrscheinlich vom Obermiozän bis in das Jungpliozän.

Petrographisch handelt es sich um phonolithische Nephelinbasanite mit einer mikrolithischen, teils glasigen Matrix, in der Einsprenglinge von Olivin, Titanaugit und Magnetit liegen.

3. Mikrofauna der Terebratelbänke

Aus der Unteren und Oberen Terebratelbank des Autobahnprofils Zickelsberg wurden jeweils vier Horizonte (1. I–1. IV und 2. I–2. IV) beprobt (Abb. 3). Aus dem Probenhorizont 1. I konnten keine Mikrofossilien belegt werden, alle übrigen Horizonte zeigen eine sehr reiche Mikrofauna.

Neben zahlreichen Conodonten (Tab. 2, Abb. 8), konnten Foraminiferen der Gattung *Ammo-*

Tab. 2. Conodontenvorkommen in der Unteren (1. I–1. IV) und Oberen (2. I–2. IV) Terebratelbank, Autobahnprofil Zickelsberg

Conodonten	Probenhorizonte							
	1.I	1.II	1.III	1.IV	2.I	2.II	2.III	2.IV
<i>Chirodella polonica</i> KOZUR & MOSTLER	–	–	3	5	–	–	5	–
<i>Cornudina tortilis</i> KOZUR & MOSTLER	–	2	3	–	–	–	3	–
<i>Gondolella</i> sp.	–	–	–	–	–	–	–	1
<i>Hindeodella bogschi</i> KOZUR & MOSTLER	–	–	–	–	–	–	1	–
<i>Neohindeodella triassica aequidentata</i> KOZUR & MOSTLER	–	–	1	1	1	1	2	–
<i>Neohind. triassica kobayashii</i> IGO & KOIKE	–	–	–	1	–	–	18	–
<i>Neohind. triassica triassica</i> MÜLLER	–	2	11	8	2	1	20	3
<i>Neohind. cf. dropla</i> SPASOV & GANEV	–	–	–	–	–	–	18	–
<i>Neohind. cf. summesbergeri</i> KOZUR & MOSTLER	–	–	–	–	–	–	46	–
<i>Neoplectospathodus muelleri</i> KOZUR & MOSTLER	–	–	–	1	–	–	–	–
<i>Ozarkodina tortilis</i> TATGE	–	1	1	–	1	1	1	–
Fragmente	–	–	16	6	1	2	38	1

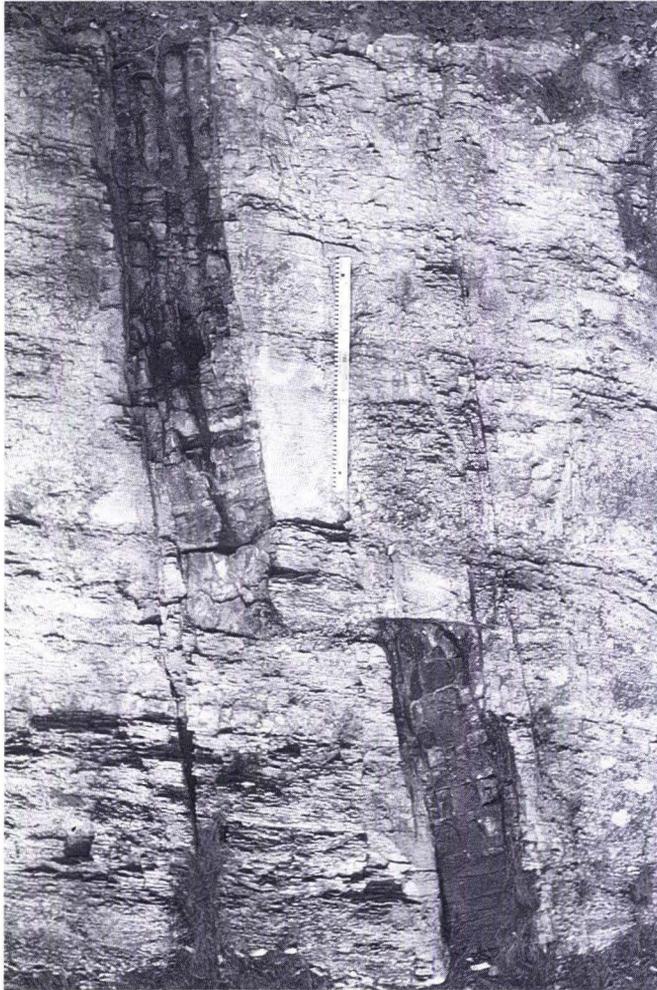


Abb. 7. Limburgitgang am Bahnhof Hörschel (Maßstab 1 m).

discus sp. in Brauneisenerhaltung nachgewiesen werden. Weiterhin wurden Zähne von Sela-chiern (*Hybodus* sp.) und Ganoidei (*Saurichthys* sp.), Placoid- und Ganoidschuppen (*Gyrolepis* sp.) sowie mehrere Kieferfragmente (cf. *Colobodus* sp.) ausgelesen.

Conodonten der Gattung *Neohindeodella* sind am häufigsten. Probenhorizont 2. IV (Obere Terebratelbank) enthielt ein einziges, leider bruchstückhaftes Exemplar einer *Gondolella* sp..

Aus Osthessen (Mtbl. 5425 Kleinßassen) beschreibt BACKHAUS (1969) den Fund einer *Gondolella mombergensis* TATGE ebenfalls aus der Oberen Terebratelbank. Zwei weitere bruchstückhafte Conodonten derselben Probe konnten nun als *Neohindeodella triassica triassica* MÜLLER identifiziert werden.

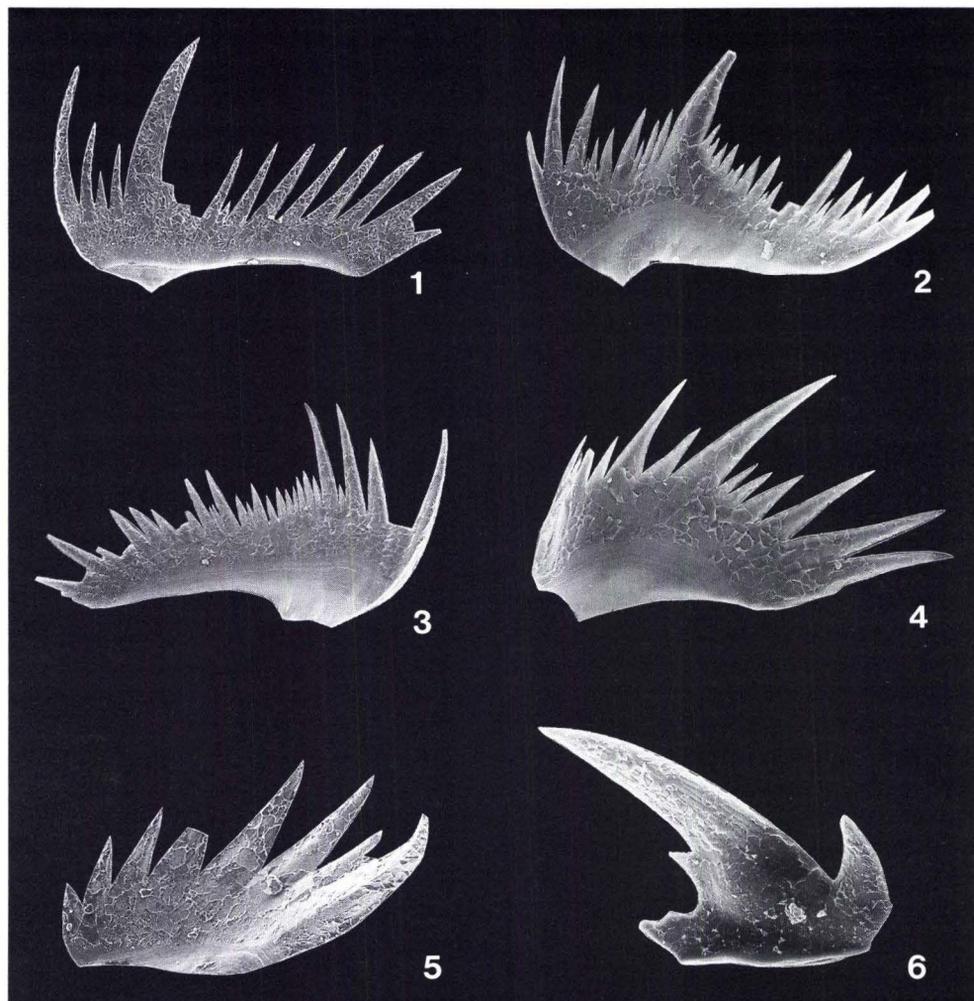


Abb. 8. Conodonten aus der Unteren und Oberen Terebratelbank, Autobahnprofil Zickelsberg:

- Fig. 1. *Neohindeodella triassica triassica* MÜLLER
 Fig. 2. *Neohindeodella* cf. *summesbergeri* KOZUR & MOSTLER
 Fig. 3. *Neohindeodella* cf. *dropla* SPASOV & GANEV
 Fig. 4. *Neohindeodella triassica kobayashii* IGO & KOIKE
 Fig. 5. *Chirodella polonica* KOZUR & MOSTLER
 Fig. 6. *Cornudina tortilis* KOZUR & MOSTLER

0,4 mm



Probenmaterial aus dem Horizont der Oolithbänke Nord- und Ostthessens, Südniedersachsens sowie Westthüringens, welches z.Z. bearbeitet wird, enthält ebenfalls unerwartet reiche Conodontenfaunen, die im Rahmen einer Dissertation über die stratigraphische Bedeutung der Conodonten im westlichen Germanischen Becken sowie deren fazieller Aussagewert derzeit genauer untersucht werden.

4. Tektonik

Das Arbeitsgebiet befindet sich am SW-Rand des Creuzburger Grabens, eines herzynisch streichenden Teilstücks der Creuzburg–Eisenacher Störungszone. Der Graben setzt sich im Verlauf der Creuzburg–Eisenacher Störungszone nach NW in den Netraer Graben fort, nach SE kling die Bruchzone bei Wutha SE Eisenach in mehreren Abschiebungen aus.

Mehrere Aufschlüsse im Unteren Muschelkalk geben Auskunft über das tektonische Inventar der z. T. stark beanspruchten südwestlichen Grabenflanke. Abschiebungen, Aufschiebungen und Überschiebungen sowie Falten und Flexuren bilden im untersuchten Gebiet die strukturprägenden Elemente saxonischer Tektonik:

In einem kleinen auflässigen Steinbruch bei Hörschel ist eine Überschiebung aufgeschlossen. Hier ist Unterer Muschelkalk (Obere Terebratelbank, Mittlerer Wellenkalk und die Untere Schaumkalkbank) auf Mittleren Muschelkalk geschoben worden (SEIDEL 1989).

Zwei große herzynisch streichende Flexuren sind am Autobahnprofil Zickelsberg (Abb. 9) und in dem auflässigen Steinbruch Johanneshecke zu beobachten.

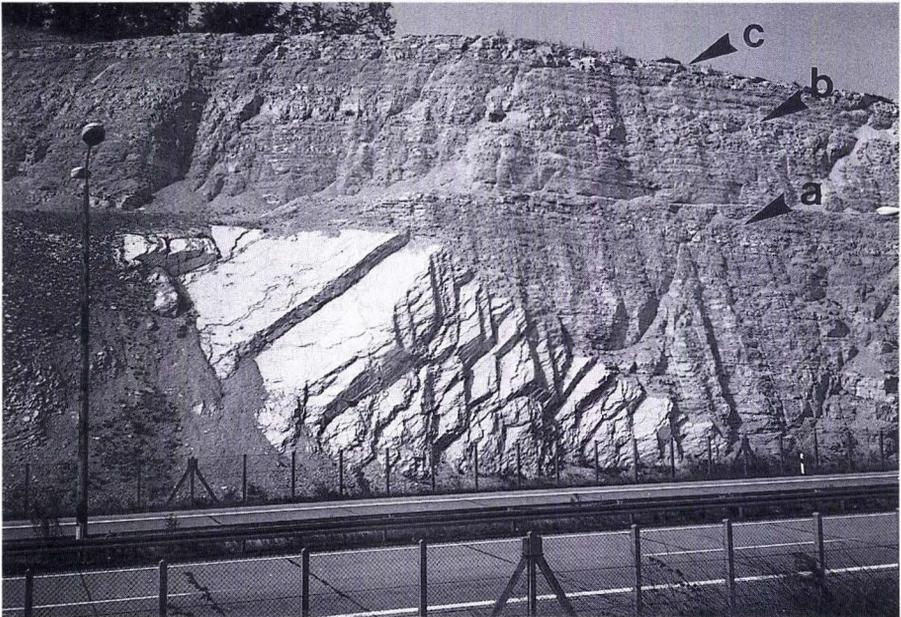


Abb. 9. Flexur, Autobahnprofil Zickelsberg (a – thüringische Spiriferinabank, b – Untere Terebratelbank, c – Obere Terebratelbank).

Im Steinbruch Johannischecke konnte weiterhin nachgewiesen werden, daß Mittlerer Muschelkalk auf Oberen Wellenkalk (muW3) aufgeschoben wurde, die Schaumkalkbänke fehlen hier.

Am Nordhang des Entenberges ist an einer herzynisch streichenden Störung sogar Mittlerer Muschelkalk auf Gipskeuper überschoben.

Kleinere Falten und Flexuren sind an der Straße Herleshausen–Pferdsdorf und bei Hörschel im Unteren Wellenkalk (muW1) angeschnitten.

Im Werratal konnten unter den quartären Ablagerungen sowohl rheinisch als auch herzynisch gerichtete Störungen durch Bohrungen nachgewiesen werden, wobei hier die rheinischen Strukturelemente dominieren.

5. Aufschlußliste

- A 1: muW1, Brückenberg (R 35 87 950, H 56 58 175)
 A 2: muW1, Straßenprofil Zickelsberg (R 35 85 800, H 56 53 480)
 A 3: muW1, Bahnprofil Hörschel (R 35 86 600, H 56 53 290)
 muO, Bahnprofil Hörschel (R 35 86 600, H 56 53 290)
 A 4: muW2, Autobahnprofil Zickelsberg (R 35 85 820, H 56 53 650)
 muT, Autobahnprofil Zickelsberg (R 35 85 820, H 56 53 650)
 A 5: muW3, Brückenberg (R 35 88 000, H 56 58 100)
 A 6: muW3, Johannischecke (R 35 83 140, H 56 54 830)
 A 7: muS, Stbr. Hörschel (R 35 86 800, H 56 53 300)
 mu/mm, Stbr. Hörschel (R 35 86 800, H 56 53 300)
 A 8: mm, Brückenberg (R 35 88 350, H 56 58 000), *orbicularis*-Schn.
 A 9: mm, Höllgraben (R 35 85 970, H 56 53 800), Zellendolomite
 A10: mm/mo, Hörschelberg (R 35 86 870, H 56 53 350)
 A11: mo1, Straßenanschnitt Willershausen–Pferdsdorf (R 35 84 750, H 56 55 530)
 A12: kmG, Entenberg (R 35 83 200, H 56 57 750)

6. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1969): Stratigraphie und Geomechanik des Mittleren und tiefsten Oberen Muschelkalkes in der Vorderen Rhön (Bl. 5424 Fulda). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 206–225, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- BREDE, R., HOTTENROTT, M., & SCHUSTER, C. (1993): Zur Keuper-Stratigraphie im Netraer Graben (Bl. 4926 Herleshausen; Nordhessen/Thüringen). – Geol. Jb. Hessen, **121**: 61–81, 3 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- DOCKTER, J. (1974): Keuper. – In: Hoppe, W. & Seidel, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen. – 633 – 682; Gotha/Leipzig (VEB Hermann Haak).
- FRANTZEN, W. (1888): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalkes in einem Theile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. – Jb. kgl. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad., **1888**: 453–497; Berlin.
- GÖTZ, A. E. (1992): Feinstratigraphie und Tektonik am Südwestrand des Creuzburger Grabens. – Unveröff. Dipl. Arb. TH Darmstadt, 1–80; Darmstadt.
- (in Vorb.): Feinstratigraphische und mikrofazielle Untersuchungen im Bereich der Oolithbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Mitteldeutschlands. – Diss. TH Darmstadt; Darmstadt.
- HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M., & SIMON, T. (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 131–160, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HOFFMANN, U. (1967): Erläuterungen zur geologischen Karte Bl. 6125 Würzburg Nord. – 1 – 94, 21 Abb., 1 Tab., 4 Beil.; München.
- HIEKE, W. (1967): Feinstratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes zwischen Leinetal-Graben und Rhön. – Geologica et Palaeontologica, **1**: 57 – 86, 35 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- KÄSTNER, H. (1974): Jungtertiärer Vulkanismus. – In: Hoppe, W. & Seidel, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen. – 782 – 789; Gotha/Leipzig (VEB Hermann Haak).

- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Freiburger Forschh., **C 280**, 9 Anl.; Leipzig.
- & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud., **21**: 341–360; Innsbruck.
- (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Zahnreihen-Conodonten der Mittel- und Obertrias. – Abh. Geol. Bundesanst., **28**: 1–36, 1 Abb., 15 Taf.; Wien.
- KRAMM, E. (1986): Feinstratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Osthessens. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **22**: 3–21; Fulda.
- LANGER, M. (1978): Foraminiferenfunde im Unteren Muschelkalk bei Dietershausen/Rhön. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 143–146, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LUKAS, V. (1989): Sedimentologie, Paläogeographie und Diagenese der Terebratelbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Hessens. – Unveröff. Diss. Univ. Gießen, 1–203, 28 Abb., 7 Taf.; Gießen.
- (1991): Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen – ein Abbild kurzfristiger Faziesänderungen im westlichen Germanischen Becken. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 119–175, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- NAUMANN, E. (1907): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarter Bundesstaaten. – Lfg. **129**, Blatt 4927 Creuzburg. – Preuß. Geol. Landesanst., 1–85; Berlin.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – Geologie, Beih. **50**, **14**: 1–115; Berlin.
- (1989): Zur Tektonik der Störungszonen des südlichen Thüringer Beckens. – Z. Geol. Wiss., **17** (3): 311–316; Berlin.
- TATGE, U. (1956): Conodonten aus dem Germanischen Muschelkalk. – Paläont. Z., **30**: 103–147; Stuttgart.
- TRAMMER, J. (1972): Stratigraphical and palaeogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. – Acta Geol. Polon., **22** (2): 219–232; Warschau.
- WEBER, H., & KUBALD, P. (1947): Der Kohlenkeuper an der Reichsautobahn bei Eisenach. – Beitr. Geol. Thüringen, **8**: 190–220, 5 Tab., 3 Taf.; Jena.
- (1951): Der Obere Muschelkalk an der Autobahn bei Eisenach. – Hall. Jb. mitteldeutsch. Erdgesch., **13**: 124–131; Halle (Saale).
- WIEFEL, H., & WIEFEL, J. (1980): Zur Lithostratigraphie und Lithofazies der Ceratitenschichten (Trias, Hauptmuschelkalk) und der Keupergrenze im östlichen Teil des Thüringer Beckens. – Z. Geol. Wiss., **8**: 1095–1121, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- WILCZEWSKI, N. (1967): Mikropaläontologische Untersuchungen im Muschelkalk Unterfrankens. – Inaug.-Diss., 1–125, 4 Abb., 14 Taf.; Würzburg.
- ZAWIDZKA, K. (1975): Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. – Acta Geol. Polon., **25**(2): 217–257; Warschau.
- ZIMMERMANN, E. (1913): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarter Bundesstaaten. – Lfg. **113**, Blatt 5028 Wutha. – Preuß. Geol. Landesanst., 1–111, 1 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 20. 4. 1994

Die östlichen Fortsetzungen von Hersfelder und Großenlüderer Graben

Von

ROLAND ERNST BECKER und MANFRED LAEMMLEN*

Kurzfassung: Untergundaufschlüsse, die beim Bau der MIDAL-Ferngasleitung im Frühsommer 1993 entstanden waren, ließen erkennen, daß Hersfelder Graben und auch Großenlüderer Graben in östlicher Richtung sich weiter fortsetzen, als bislang bekannt.

Abstract: The excavations made for the construction of the MIDAL gas pipeline in early summer 1993 showed that both the graben of Hersfeld and the graben of Grossenlüder expand in eastern direction more than known till now.

Résumé: Les excavations qui étaient faites pour la construction du chauffage de gaz à longue distance „MIDAL“ en été 1993 ont montré que le fossé de Hersfeld aussi bien que celui de Grossenlüder s'étendent plus vers l'est que ce qui était présumé.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	39
2. Geologischer Rahmen	40
3. Stratigraphie	41
4. Hersfelder Graben	42
5. Großenlüderer Graben	46
6. Schriftenverzeichnis	47

1. Einleitung

Im Frühsommer 1993 waren beim Bau der MIDAL¹⁾-Ferngasleitung, die Hessen von Norden nach Süden durchzieht, im Bereich des Fuldaberglandes bei Kathus (Blatt 5124 Bad Hersfeld) und bei Eichenzell (Blatt 5524 Weyhers) Aufschlüsse entstanden, die gute Einblicke in Aufbau und Lagerungsverhältnisse des präquartären Untergrundes ermöglichten. Neue Aspekte ergaben sich dabei vor allem für Ausdehnung und Bau der tektonischen Grabenbrüche von Hersfeld und von Großenlüder. Für den Hersfelder Graben konnte der Nachweis erbracht werden, daß er sich als schmale Bruchzone in östlicher Richtung um rund 3 km über das bisher angenommene Ende hinaus bis an die Breitzbachmühle südöstlich von Kathus fortsetzt. Ähnliches gilt für den Großenlüderer Graben, der an seinem östlichen Ende in den bereits bekannten Edelzeller Quergraben übergeht und sich offenbar mit einem bisher unbekanntem schmalen Teilstück nach Südosten bis über Eichenzell hinaus fortsetzt.

* Dr. R. E. BECKER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden. Prof. Dr. M. LAEMMLEN, Pfahlerstr. 53, 65193 Wiesbaden.

¹⁾ MIDAL = Mitteldeutschland-Anbindungsleitung.

2. Geologischer Rahmen

Beide Gebiete gehören dem Fulda-Bergland an, dessen Oberfläche überwiegend von Schichtgliedern des Mittleren, örtlich auch des Unteren Buntsandsteins eingenommen wird. Jüngere Triasgesteine, sind im wesentlichen nur dort erhaltengeblieben, wo sie tektonisch abgesenkt und dadurch vor der Abtragung geschützt waren.

Tektonisch handelt es sich um Ausschnitte aus dem nördlichen Teil der Südwestdeutschen Großscholle (CARLÉ 1950, 1951) und zwar um ein Teilgebiet des flach aufgewölbten Hessischen Schildes. Die bruchtektonischen Vorgänge der saxonischen Gebirgsbildung (STILLE 1910, 1925, RICHTER-BERNBURG 1977) haben dieses Gebiet in ein Schollengebirgsland zerlegt, das an der Erdoberfläche als ein Mosaik von vertikal und horizontal gegeneinander versetzten, häufig verkippten oder verbogenen Bruchschollen unterschiedlichster Größe in Erscheinung tritt und durch schmale und langgestreckte Grabenbrüche besonders gekennzeichnet ist (LAEMMLEN 1967, 1970, 1987, BECKER 1989).

Die Zechsteingesteine, die das Liegende der Buntsandsteinabfolge bilden, gehören im wesentlichen der in vollständiger Entwicklung vorliegenden Werra-Serie (Z1) an (KÄDING 1975). Sie sind faziell unterschiedlich ausgebildet und liegen teils in Beckenfazies, in Form mächtiger Halitlager, teils in Rand- oder Schwellenfazies, in Form von Anhydritgesteinen vor, die sich in den Randbereichen miteinander verzahnen.

An den oft tiefreichenden saxonischen Bruchlinien kam es in den leichtlöslichen Zechsteingesteinen im Untergrund wohl bereits vor der Tertiärzeit (LAEMMLEN 1991, 1994) zu Subrosionsvorgängen, die zu Absenkungen im Deckgebirge führten: sie erscheinen im Salinarbereich in Form von Einbruchssenken, im Anhydritbereich in Form von Einbruchsschloten (LAEMMLEN, PRINZ & ROTH 1979).

Im Blattgebiet 5124 Bad Hersfeld (LAEMMLEN 1965, 1967) kennzeichnen die Subrosionserscheinungen in der Nachbarschaft der Breitzbachsmühle die reguläre Auslaugung am unregelmäßig zerlappten Salzhang (FULDA 1923) im nordwestlichen Bereich der Salzlagerstätte. Das der Gasleitungstrasse dicht benachbarte Seeloch bei Kathus stellt dabei (LAEMMLEN 1965, 1967) einen jungen Erdfall am Rand der großen Auslaugungssenke von Sorga/Kathus dar und beweist mit seiner jüngsten Aktivität, einem am 13./14. 02. 1969 (FINKENWIRTH & HOLTZ, 1974) erfolgten Nachbruch am Südwestrand, daß das Auslaugungsgeschehen im Bereich des Salzhanges auch heute noch aktiv ist.

Ein bislang unbekannter Erdfall, der mit dem Seeloch wohl in unmittelbarer Verbindung stehen dürfte, wurde von der Gasleitungstrasse rund 200 m südwestlich vom Seeloch angeschnitten (Abb. 1). Mit einem Durchmesser von ca. 80 m besteht seine Füllung aus chaotisch verstrützten Gesteinen aus dem Grenzbereich Volpriehausener Wechselfolge/Detfurther Sandstein. An der Erdoberfläche deutet sich diese Struktur als schwach ausgeprägte Geländedepression an. Es ergaben sich aber keine Hinweise auf jüngere Aktivitäten an dieser Subrosionsform, die, infolge weitgehender Materialgleichheit von Füllung und Randgestein bei der geophysikalischen Vermessung der Gasleitungstrasse offenbar nicht aufgespürt wurde.

Im Gebiet des Blattes 5524 Weyhers (BÜCKING 1912b), das paläogeographisch im Zechstein von der Kellerwald-Schwelle gekennzeichnet ist (KULICK et al. 1984), bleibt das Auslaugungsgeschehen auf die dort verbreiteten Anhydritgesteine der Zechsteinabfolge beschränkt. Es äußert sich in engbegrenzten Subrosionsschloten (LAEMMLEN, PRINZ & ROTH 1979), deren Füllung aus wesentlich jüngeren Gesteinen (Röt, Muschelkalk, Tertiär) besteht.

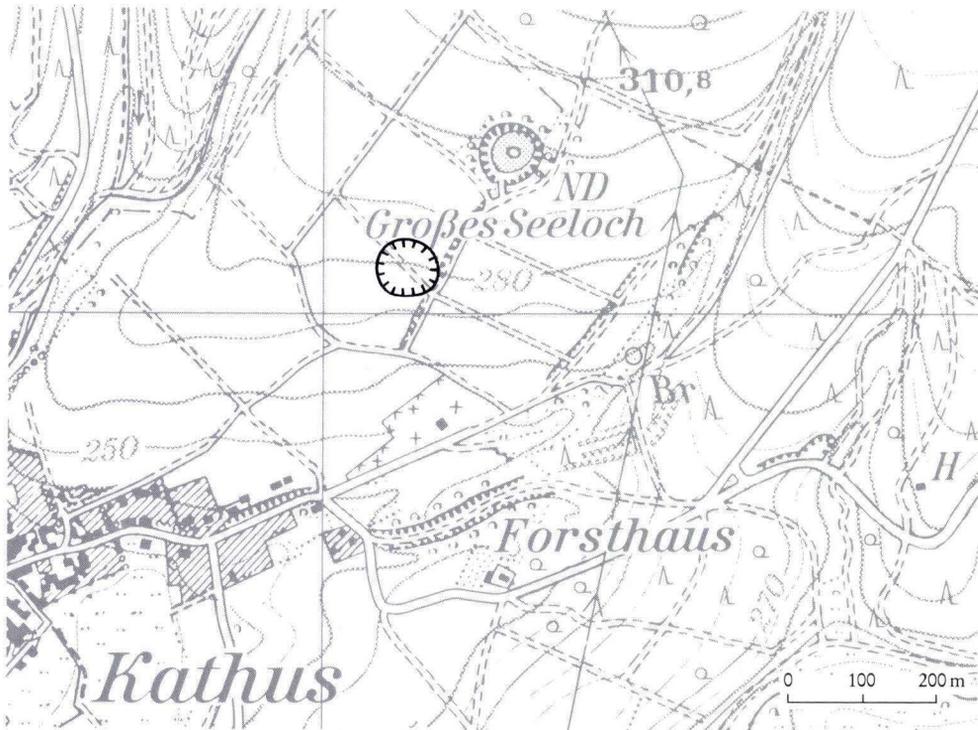


Abb. 1. Neuaufgefundene Subrosionsform beim Großen Seeloch NE Kathus.

3. Stratigraphie

Buntsandsteingesteine nehmen sowohl bei Kathus als auch bei Eichenzell die Erdoberfläche ein. Bei Kathus gehören sie zum kleineren Teil der Salmünster-Folge des Unteren Buntsandsteins, im wesentlichen aber der Volpriehausen- und Detfurth-Folge des Mittleren Buntsandsteins an. Die Grabenfüllung besteht aus Gesteinen der Solling-Folge und der Plattensandsteinschichten der Unteren Röt-Folge, nämlich der Rotbunten Wechselfolge und des Plattensandsteins i. e. S.. Auch bei Eichenzell besteht die Grabenfüllung aus Gesteinen des Plattensandsteins i. e. S.; sie werden dort von Gesteinen der Hardegsen-Folge des Mittleren Buntsandsteins flankiert.

Zur Gesteinsausbildung wird auf die eingehenden Beschreibungen in den Erläuterungen zu den Blättern 5124 Bad Hersfeld und 5523 Neuhoef (LAEMMLEN 1967 bzw. 1970) der Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 verwiesen.

Mächtigkeitentwicklung und Lithologie der stratigraphischen Gesteinsabfolgen der Salmünster-Folge entsprechen im Bereich des Blattes Bad Hersfeld den Angaben, die BECKER (1989) für den Bereich des Nachbarblattes 5023 Ludwigseck macht. Danach wird die Salmünster-Folge von dem 10–12 m mächtigen Sandsteinpaket des Plattigen Sandsteinhorizontes eingeleitet, über dem mit 20–22 m Mächtigkeit die typische Sandstein-Tonstein-Wechselfolge der Rotbraunen tonigen Schichten folgt. In den 45 m mächtigen Weißbroten sandigen Schichten bleibt der Wechselfolge-Charakter zwar noch erhalten, doch treten im tiefsten, mittleren und höchsten Teil

mehr oder weniger geschlossene Sandsteinpakete auf. Die folgenden 20–25 m mächtigen Roten sandig-tonigen Schichten nehmen als Sandstein-Tonstein-Wechselfolge mit erhöhtem Tonsteinanteil zusammen mit den stärker sandig entwickelten „Übergangsschichten“ (LAEMMLEN & KATZENBACH 1986) den oberen Teil der Salmünster-Folge ein.

Der Mittlere Buntsandstein beginnt mit dem 25–30 m mächtigen Sandsteinpaket des Volpriehausener Sandsteins. Darüber baut sich die rund 85 m mächtige Volpriehausener Wechselfolge auf, in der – von drei geringmächtigen Grobsandsteinhorizonten unterbrochen (LAEMMLEN 1967) – plattige bis bankige Sandsteine mit Tonsteinzwischenlagen abwechseln. Es folgt der 20 m mächtige Detfurther Sandstein, über dem sich die rund 35 m mächtige Detfurther Wechselfolge als Sandstein-Tonstein-Wechselfolge mit stärker vorherrschendem Sandsteinanteil aufbaut.

Für Mächtigkeit und Ausbildung der Hardeggen-Folge gelten für den Bereich von Eichenzell die gleichen Daten, die LAEMMLEN (1970) für das Nachbarblatt 5523 Neuhof gibt. Die einleitende Abfolge des Hardeggen Sandsteins erreicht 10 m Mächtigkeit, die tonsteinarme Hardeggen Wechselfolge 32–35 m.

Der Solling-Bausandstein liegt im Gebiet des Blattes Bad Hersfeld mit typisch bankigen, zum Teil geröllführenden Sandsteinen vor und ist in einer Mächtigkeit von 30–35 m entwickelt.

Von der Unteren Röt-Folge (LAEMMLEN 1966, 1975) sind an beiden Lokalitäten nur Gesteine der Plattensandsteinschichten erhaltengeblieben, die vom 3–4 m mächtigen Grauen Basiston (= Röt 1, HINZE 1967) eingeleitet werden, über dem sich in einer Mächtigkeit von 5–6 m die tonsteinreiche Rotbunte Wechselfolge aufbaut, die wiederum von der ca. 38 m mächtigen Sandstein-Tonstein-Wechselfolge des Plattensandsteins i. e. S. abgelöst wird. Beide Schichtglieder zusammen entsprechen dem Röt 2 HINZES.

Pleistozäner skelettreicher Gesteinsschutt oder auch an Festgesteinsbrocken arme Fließerden überlagern in wechselnder Mächtigkeit den triassischen Untergrund.

4. Hersfelder Graben

Der WNW–ESE-streichende Hersfelder Graben ist mit seiner durch Verwerfungen gegen Schichten des Mittleren Buntsandsteins abgesetzten Füllung aus Muschelkalk- und Rötgesteinen schon seit der geologischen Erstaufnahme des Blattes Hersfeld durch v. KOENEN (1886, 1888) mit einer Ausdehnung vom westlichen Blattrand bis zum Gut Oberrode im Solztal und einer wechselnden Breite von 110 bis 460 m bekannt. Eine östliche Fortsetzung vermutet v. KOENEN – angeregt wahrscheinlich durch das zwischen Gut Oberrode und dem Hermannshof linear gestreckte und bei Sorga auffällige breit entwickelte Solztal – im Bereich dieses Talzuges bis zur „Soisdorfer Mulde“. Diese Annahme konnte jedoch weder von MIXIUS (1940), der den Hersfelder Graben in größerem Rahmen untersucht hat, noch durch die Neuaufnahme der Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000 Bl. 5124 Bad Hersfeld (LAEMMLEN 1965, 1967) bestätigt werden. Die Neukartierung ergab in direkter Nachbarschaft des Grabens, im Bereich des Solztales lediglich eine flache Einmuldung der an den Talhängen austreichenden Buntsandsteinschichten. Die auffällige Talweitung von Sorga/Kathus wurde auf tiefen Salinarkarst zurückgeführt und als reguläre Salzauslaugungssenke im Bereich des Salzhangs gedeutet.

Einen konkreten Hinweis auf eine Fortsetzung des Hersfelder Grabens nach Osten gaben dann die westlich der Breitzbachmühle im Graben der Ferngasleitung angetroffenen Gesteine aus Unterer Röt- und Solling-Folge. Sie waren hier in einer Breite von 40 m freigelegt, deuten sich an der Erdoberfläche aber nur in einer leichten Hangverflachung an. Die Verbindung

zum bekannten Verlauf des Hersfelder Grabens konnte mit Hilfe von Sondierbohrungen am südwestlichen Ortsrand von Kathus mit dem Nachweis von Rötgesteinen mit einer Ausstrichbreite von ca. 80 m erbracht werden. Der Hersfelder Graben setzt sich demnach als schmaler tektonischer Einbruch vom Gut Oberrode weiter nach ESE bis an die Breitzbachmühle fort.

Der Kartenausschnitt, Abb. 2, zeigt die geologisch-tektonische Situation im Bereich des Grabens der MIDAL-Gastrasse in Höhe der Breitzbachmühle, Abb. 3 die Darstellung auf der GK 25, Bl. Bad Hersfeld. Das Streichen des neu aufgeschlossenen Teilstücks des Hersfelder Grabens entspricht mit rund 105° dem Generalstreichen des Grabens. Die südliche Randverwerfung (Störung 1; Abb. 2 und Abb. 4) fällt mit ca. 80° nach NNW ein. Ihre Sprunghöhe (tiefe Volprieausener Wechselfolge gegen Plattensandsteinschichten) beträgt ca. 200 m.

Die Grabenfüllung wird von Gesteinen des Röt 2, Rotbunte Wechselfolge und Plattensandstein i. e. S. gebildet. Die nördliche Randverwerfung, im Abstand von ca. 40 m, fällt steil nach Süden ein und schließt eine im Aufschluß ca. 10 m breite Scholle mit relativ flach lagernden Gesteinen aus Solling-Bausandstein ein. Die Gesamtsprunghöhe der Störungen 2 und 3 liegt bei ca. 150 m.

Die Verwerfungen 4 bis 9 versetzen die Schichten z. T. im Meterbereich, evtl. auch, bedingt durch unterschiedliche Streich- u. Einfallswerte der benachbarten Schollen, bis zu einigen Zehnermetern. Betroffen sind überwiegend Gesteine der Volprieausener Wechselfolge, lediglich die Verwerfungen 5 und 6 schließen eine etwas stärker abgesenkte Scholle aus dem Bereich des Detfurter Sandsteins ein. Die mit 40 bis 60° streichenden Verwerfungen 6, 7, 8 und 9 passen mit ihrem Verlauf gut zu der auch außerhalb des bearbeiteten Gebietes vorherrschenden tektonischen Richtung. Die unterschiedlichen Streich- und Einfallswerte der Schollen zwischen den Störungen 3 bis 9 (s. Abb. 4) lassen auf horizontale Verschiebungskomponenten mit Schollenrotation schließen. Nördlich vom Forsthaus Kathus streicht im Bereich des Seelochs die Volprieausener Wechselfolge flächenhaft mit Werten von 080/10 aus.

Die auf Blatt 5124 Bad Hersfeld der GK 25 von Hessen im Bereich des Breitzbachstals dargestellte Verwerfung, die in NNE–SSW- und NW–SE-Richtung auf größere Distanz durchzieht und mit wechselnden insgesamt aber verhältnismäßig großen Sprunghöhen Friedlos-Scholle und Hersfelder Großscholle einerseits gegen Friedewald-Scholle (mit Breitzbach-Horst) und Wipershain-Großscholle andererseits abgrenzt (vgl. das Beiblatt zur Geologischen Karte), bedarf – den neuen Aufschlüssen zufolge – einer Korrektur. Es hat sich gezeigt, daß diese tektonische Linie im Bereich des ausklingenden Hersfelder Grabens stark an Bedeutung verliert. Sie stellt zudem eine Kombination dar aus der vom Gellenberg im Nordwesten über Kathus heranziehenden Bruchlinie und der nach den neuen Erkenntnissen sich nach ESE fortsetzenden nördlichen Randverwerfung des Hersfelder Grabens, die offenbar in die NNE–SSE-streichende Verwerfung übergeht, der das Breitzbachstal nördlich der Breitzbachmühle folgt.

Die Randschollen des Hersfelder Grabens sind nämlich, wie die Neuaufschlüsse erkennen ließen, aus stratigraphisch unterschiedlichen Buntsandsteingesteinen aufgebaut: Während an der nördlichen Flanke Gesteine aus dem mittleren bis höheren Teil der Volprieausener Wechselfolge angrenzen, finden sich südwestlich der Breitzbachmühle, also am südlichen Grabenrand, Gesteine aus dem mittleren Teil der Salmünster-Folge und – infolge starker Schleppung – auch solche der unteren Volprieausen-Folge. Damit erscheinen gleichalte Sedimente wie sie die Geologische Karte auch am Ostrand des Breitzbachstals, nördlich vom Hermannshof, ausweist. Größere Differenzen in der absoluten Höhenlage der Buntsandsteinschichten ergeben sich somit nur in den nördlichen Randschollen des keilförmig auslaufenden Hersfelder Grabens. Die

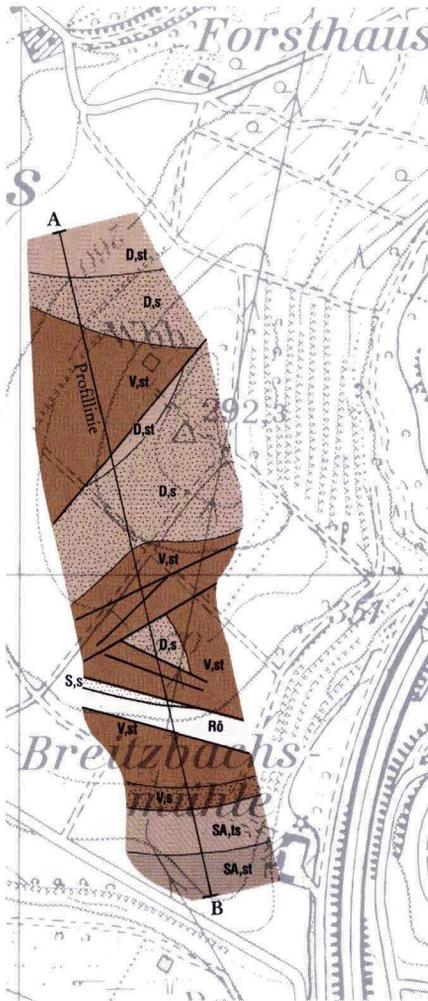


Abb. 2. Detailkartierung im Bereich der MIDAL-Gastrasse im SE von Kathus.

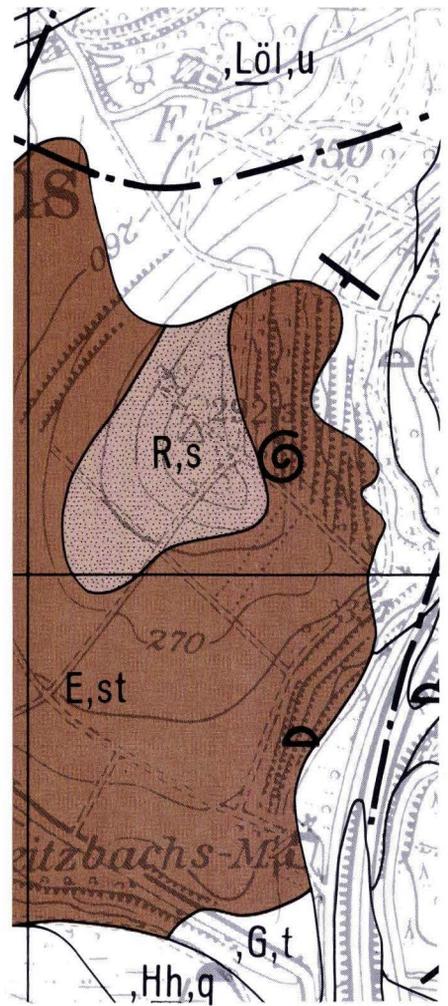


Abb. 3. Ausschnitt aus der GK 25, Bl. 5124 Bad Hersfeld, (1965).

Legende s. Abb. 4.

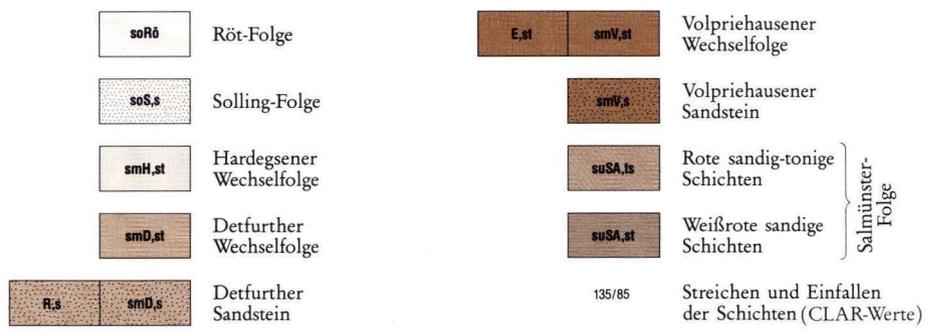
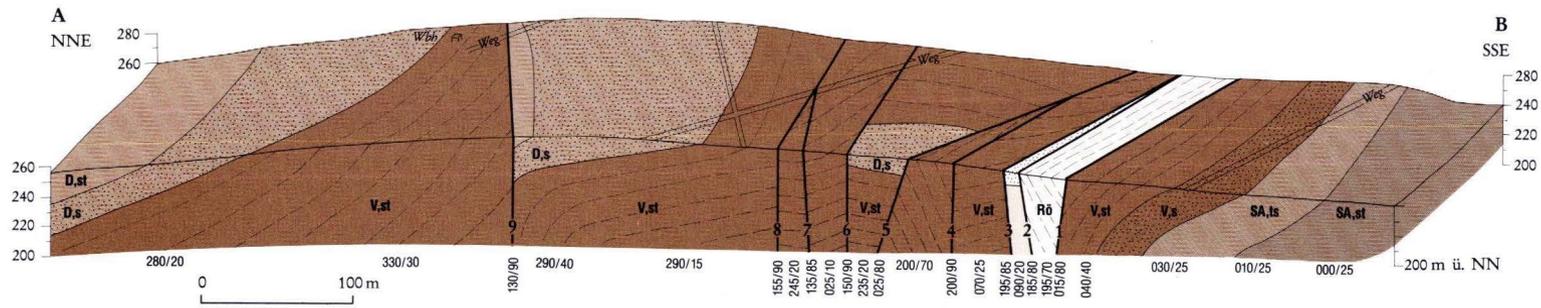


Abb. 4. Blockbild des Hersfelder Grabens und seiner Randschollen im SE von Kathus.

südlichen Randschollen, im Bereich der neu aufgefundenen Grabenfortsetzung lassen offensichtlich nur wenig gestörte, zum Teil auch flexurartig gestaltete Lagerungsverhältnisse mit Brüchen erkennen, die bestenfalls einige Meter Sprunghöhe beinhalten.

Diese neue Situation macht deutlich, daß die NW–SE-verlaufende Verwerfung, der das Solztal unterhalb von Malkomes folgt, mit dem Hersfelder Graben wohl im direkten genetischen Zusammenhang steht.

Die Einbindung des Hersfelder Grabens in den tektonischen Bauplan mit bogenförmigem Einschwenken langdurchhaltender WNW–ENE-gerichteter Bruchlinien in nordnordöstliches und nordöstliches Streichen – ein Phänomen, das die Geologische Karte auch weiter südlich zwischen Kühnbach-Rotensee und Glasbachsrück-Höhenberg zeigt – weist auf die Abhängigkeit der Grabenbildung von Horizontalverschiebungen (mit der Ausbildung von Scherbrüchen im Sinne von RIEDEL 1929) hin (vgl. auch BECKER & LAEMMLEN 1988, 1992). Eine dextrale Blattverschiebung, wie sie sich etwa zwischen Heenes und Bad Hersfeld oder auch im W–E-Versatz des Breitbach-Horstes (LAEMMLEN 1967) andeutet, läßt sich hier allerdings nicht direkt nachweisen.

5. Großenlüderer Graben

Die bei der Aufnahme der Geologischen Karte Blatt Fulda durch BÜCKING (1912a) bei Bronnzell aufgefundenen, tektonisch gegen Gesteine des Mittleren Buntsandsteins abgegrenzten Vorkommen von Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk, die nach ESE zum Schloß Adolphseck (heute Fasanerie) von Rötgesteinen abgelöst werden, ordnet BÜCKING (1911: 15) als „Bronnzeller Graben“ dem „südöstlichen Ende des ausgedehnten Keupergrabens von Großenlüder“ zu. Kernbohrungen für Baugrunduntersuchungen und geologische Detailkartierungen, die in den 70er Jahren zwischen Bronnzell und Eichenzell durchgeführt wurden, haben dies bestätigt. Bestätigt werden konnte auch die Erkenntnis LEMKES (1937), daß sich der Großenlüderer Graben bei Bronnzell mit dem erzgebirgisch streichenden Edeltzeller Quergraben vergittert und dabei aus der weiter im Westen eingehaltenen NW–SE-Richtung in W–E-gerichtetes Streichen einschwenkt. Nach SSE schließen sich an Großenlüderer und Edeltzeller Graben im Bereich von Florenberg und Edeltzell bis zum Schloß Fasanerie zum Teil durch Bruchtektonik verstärkt eingemuldete Rötgesteine an, die im wesentlichen der Unteren Röt-Folge angehören.

Der neue Aufschluß an der Ferngasleitung südöstlich von Eichenzell hat eine tektonisch zwischen Gesteine der Hardeggen-Folge eingesenkte NW–SE-ausgerichtete Scholle von Rötgesteinen (Plattensandstein i. e. S.) aufgedeckt. Pseudotektonische Absenkung in einem Subrosionschlot, in der weiteren Umgebung (s. o.) mehrfach nachgewiesen (vgl. z. B. auch LAEMMLEN, PRINZ & ROTH 1979), kann hier aufgrund der Lagerungsverhältnisse mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Es zeigt sich vielmehr, daß sich der Großenlüderer Graben ausgehend von Bronnzell über den Gersbachhof bis über Eichenzell hinaus fortsetzt.

Dazu passen auch die von der Eichenzeller Höhe bekanntgewordenen Vorkommen pliozäner Tone, die in alten Kiesgruben im Liegenden der dort flächenhaft verbreiteten pleistozänen Terrassensedimente angetroffen worden sind. Sie dürften ebenso wie die im Bereich des Fuldaer Grabens bei Edeltzell, östlich vom Geisküppel, in einer Mächtigkeit von mehr als 5 m vorhandenen weißen, schwach sandigen Tone an eine vorgegebene tektonische Tieflage geknüpft sein.

Zwei Baugruben für die Unterpressung der Straßen Eichenzell–Welkers und der neuen Abfahrtsschleife von der B 40 auf diese Straßenverbindung haben Gesteine der Unteren Röt-Folge und der Hardeggener Wechselfolge erschlossen. Verlässliche Streich- und Meßwerte der Röt-

gesteine waren wegen der starken verwitterungsbedingten Auflösung der Tonsteinschichten nicht zu gewinnen; sie schienen generell NW–SE zu streichen und nach NE einzufallen. Die Rötgesteine waren durch eine ENE–WSW-verlaufende steil nach NNW einfallende Abschiebung (340/80) von flach nach Norden (000/15) geneigten mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen und geringmächtigen Tonsteinen der Hardeggen-Folge abgesetzt. Diese Störung war in der zweiten, 20 m in westsüdwestlicher Richtung gelegenen Baugrube nicht mehr vorhanden. Dort standen ebenfalls flach lagernde Gesteine der Hardeggen-Folge an. Die Störung muß also zwischen den beiden Baugruben in nordwestliche Richtung umschwenken. Die Baugrube mit den Rötgesteinen dürfte demnach den südöstlichsten Ausläufer des Großlüderer Grabens angetroffen haben.

6. Schriftenverzeichnis

- BECKER, R. E. (1989): Geologische Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 5023 Ludwigseck, mit Erläuterungen. – 237 S., 40 Abb., 21 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altmorschen – Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 45–104, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- & – (1992): Die geologische Erkundung des Hainrode-Tunnels – Kritische Betrachtung zur Soll-Geologie, Ist-Geologie und amtlicher Blattkartierung. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 171–193, 7 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BÜCKING, H. (1911): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **184**, Bl. Fulda, 74 S.; Berlin.
- (1912a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – Lfg. **184**, Bl. Fulda; Berlin.
- (1912b): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – Lfg. **184**, Bl. Weyhers; Berlin.
- CARLÉ, W. (1950): Erläuterungen zur Geotektonischen Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle. – 32 S.; Stuttgart (Geol. Abt. württ. statist. L.-Amt).
- (1951): Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle 1:1.000.000; Stuttgart (Geol. Abt. württ. statist. L.-Amt).
- FINKENWIRTH, A., & HOLTZ, S. (1974): Entstehung und Alter des Erdfalles „Seeloch“ bei Bad Hersfeld (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 207–214, 1 Abb.; Wiesbaden.
- FULDA, E. (1923): Salzspiegel und Salzhang. – Z. dtsh. geol. Ges., **75**, Mber., 10–14, 1 Abb.; Berlin.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- KÄDING, K.-CH. (1975): Zechstein. In LAEMMLEN, M.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 5225 Geisa. – 2. Aufl., S. 30–44, 4 Abb.; Wiesbaden.
- KOENEN, A. V. (1886): Geologische Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten, Lfg. **36**, Bl. Hersfeld; Berlin.
- (1888): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten, Lfg. **36**, Bl. Hersfeld, 15 S.; Berlin.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., POESCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHN, A. K., & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- LAEMMLEN, M. (1965): Geologische Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 5124 Bad Hersfeld. – Wiesbaden.
- (1966): Die Gliederung des Röt im Raum Bad Hersfeld/Eiterfeld. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 373–378, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 5124 Bad Hersfeld, 280 S., 16 Abb., 7 Diagr., 10 Tab., 31 Textprof., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 5523 Neuhof. 2. Aufl., 274 S., 30 Abb., 5 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl., 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.

- (1987): Neu aufgefundene tektonische Strukturen im Bereich des osthessischen Fuldaberglandes und deren genetische Deutung (Bl. 5223 Queck und 5323 Schlitz). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 285–303, 4 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1991): Subrosionsschlote – Vulkanschlote – einige Beispiele aus Osthessen. – Geol. Jb., **A 124**: 31–58, 16 Abb.; Hannover.
- (1994): Schutzwürdige geologische Objekte in der Rhön (Exkursion H1 am 8. und Exkursion H2 am 9. April 1994). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **76**: 199–217, 8 Abb.; Stuttgart.
- & KATZENBACH, R. (1986): Baugrund- und Standsicherheitsuntersuchungen für natürliche Hänge im Buntsandsteinbergland, 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.
- PRINZ, H., & ROTH, H. (1979): Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spesart-Rhön-Schwelle. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 207–250, 22 Abb.; Wiesbaden.
- LEMKE, E. (1937): Der tektonische Bau des Gebietes zwischen Vogelsberg und Rhön. – Geotekt. Forsch., **1**: 28–68, 22 Abb., 5 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- MIXIUS, F. K. (1940): Das hessische Grabengebiet im Süden der Sollingscholle. – Geotekt. Forsch., **5**: 60–123, 39 Abb., 4 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, HANS STILLES Begriff in heutiger Sicht. – Z. dtsh. geol. Ges., **128**: 11–23, 10 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RIEDEL, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der „Fiederspalten“. – Centralbl. Mineral. etc., Abt. B, Geologie und Paläontologie für **1929**: 354–368, 12 Abb.; Stuttgart.
- STILLE, H. (1910): Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. – 3. Jber. niedersächs. geol. Ver., 141–170, 3 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- (1925): Die saxonischen Brüche. Göttinger Beitr. z. saxonischen Tektonik. – Abh. preuß. geol. L.-A., NF., **95**: 149–207, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 20. 4. 1994

Die Braunkohle bei Ober-Erlenbach/Wetterau (Bl. 5718 Ilbenstadt)

Von

THOMAS KIRNBAUER & MARTIN HOTTENROTT*

Kurzfassung: In drei kurzen Betriebsperioden (1830–1833, 1882–1883, 1919–1924) wurde bei Ober-Erlenbach/Wetterau Braunkohle unter und über Tage gewonnen. Neue Beobachtungen in Bauaufschlüssen und die Auswertung alten Archivmaterials ermöglichten erstmals eine ausführliche Beschreibung. Die palynologische Untersuchung erwies die Zugehörigkeit zum Ginnheimer Flöz der Prososthenien-Schichten des höheren Untermiozäns.

Abstract: During three short periods (1830–1833, 1882–1883, 1919–1924) lignite has been worked by surface and underground mining. Archived data and recent observations from construction sites allowed for a first time detailed description. The palynological investigation clearly proved that the lignite seam from Ober-Erlenbach belongs to the Ginnheim seam of the Prososthenien-layers of the upper Early Miocene.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	49
2. Geschichte des Bergbaues	50
3. Geologische Beschreibung	54
3.1. Übersicht	54
3.2. Braunkohle	57
3.3. Resümee	64
4. Palynologische Untersuchung der Braunkohle	64
5. Schriftenverzeichnis	70
5.1. Archivalien	70
5.2. Literatur	70

1. Einführung

Ober-Erlenbach, heute Stadtteil von Bad Homburg v. d. Höhe, liegt am SW-Rand der Wetterau. In vorwiegend tonigen, aber auch sandigen Schichten treten unter quartärer Bedeckung gelegentlich Braunkohlenflöze und -linsen auf, die zwischen 1830 und 1924 sporadisch abgebaut wurden. WENZ (1936, 1937), der Bearbeiter der Geologischen Spezialkarte, wies ihnen unterpliozänes Alter zu.

Der geringen wirtschaftlichen Bedeutung des Vorkommens entsprechend finden sich in der alten Literatur nur kurze Erwähnungen der Braunkohle mit Hinweisen zur Geologie, zur stratigraphischen Einstufung oder zum Bergbau. Neuerdings war die Kohle kurzfristig in zwei Baugruben aufgeschlossen. In Verbindung mit der Auswertung von umfangreichem Archivmaterial

* Dr. T. KIRNBAUER, Dr. M. HOTTENROTT, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden.

können wir ihr Auftreten nunmehr genauer beschreiben. Zugleich konnte die Kohle erstmals polenanalytisch untersucht werden.

Da der ehemalige Braunkohlenbergbau im Jahre 1992 aufgrund möglicher Folgeschäden (Senkungerscheinungen) mit Schlagzeilen in die Presse geriet, wurde besonderer Wert darauf gelegt, die Lage der alten Abbaue zu identifizieren. Ausführungen zur Geschichte des Bergbaues ergänzen diese Mitteilungen.

Herrn DETLEF DEDERSHECK (Bad Homburg v. d. H.) sei für die Mitteilung der Braunkohlenfunde in den Baugruben und die freundliche Überlassung von Probenmaterial herzlich gedankt. Herrn FRANZ SCHLUTTENHOFER (Ober-Erlenbach), der als Jugendlicher den dortigen Bergbau kennenlernte, verdanken wir Angaben zur Lokalisierung der alten Grubenbaue und Hinweise zur Geschichte des Bergbaues. Herr Dr. GERALD P.R. MARTIN (Mainz) unterstützte uns durch Überlassung von handschriftlichen Notizen des Bad Homburger Geologen F. ROLLE (1827–1887) aus seinem Privatarchiv. Frau Dr. ANGELIKA BAEUMERTH (Kreisarchiv des Hochtaunuskreises, Oberursel), Herrn ANDREAS MENGEL und Herrn REINHARD MICHEL (Arbeitsstelle für Namen- und Kartenforschung im Kreisarchiv des Hochtaunuskreises, Oberursel) danken wir für die Bereitstellung von Flurnamenlisten. Akteneinsicht gewährten freundlicherweise das Stadtarchiv Bad Homburg (im folgenden abgekürzt als StA HG), das Hessische Staatsarchiv Darmstadt (HStA DA) sowie das Hessische Oberbergamt Wiesbaden (HOBA).

2. Geschichte des Bergbaues

Die Bestände der Obersten Bergbehörde in Darmstadt sind im 2. Weltkrieg vollständig vernichtet worden. Die dort aufbewahrten Unterlagen zum Braunkohlenbergbau bei Ober-Erlenbach, vor allem die aussagekräftigen Quartals- und Jahresberichte, sind ein Raub der Flammen geworden. Die folgende Darstellung stützt sich daher, sofern nicht anders angegeben, auf die noch überlieferten Akten des Großherzogl. Hess. Landratsamtes in Bad Vilbel und der Bürgermeisterei Ober-Erlenbach (für das 19. Jahrhundert) sowie auf Unterlagen des Hess. Kreisamtes Friedberg und des Gemeindearchivs Ober-Erlenbach (für die letzte Betriebsperiode).

Entdeckung der Braunkohle

Bei Prospektionsarbeiten auf Braunkohle entdeckte der Regierungskommissar G. LANGSDORFF im Jahre 1811 im Erlenbach Braunkohle „mit Anzeichen auf ein vorhandenes Lager“. In den Jahren 1814 bis 1819 wurde die Verbreitung der Braunkohle in der Gemarkung durch Bohrungen überprüft. Starke Regenfälle im Jahre 1816 legten oberhalb des Ortes am Ufer des Erlenbaches die Braunkohle unter drei Fuß „Dammerde“ frei. Deshalb schlug LANGSDORFF einen sofortigen Abbau vor, um die Kohle an die Branntweinbrennereien in Okarben zu liefern, die seinerzeit ihren Bedarf vom Dornheimer Bergwerk bezogen (SCHEERER 1912/14: 454). Zu einem Abbau kam es jedoch nicht.

Erste Betriebsperiode (1830–1833)

Erst im Frühjahr 1829 wurde der Fabrikant und ehemalige Bürgermeister von Holzhausen (heute: Burgholzhausen), GEORG OHLY, erneut auf die Braunkohle aufmerksam: Ein Erdbeben am Erlenbachhang hatte sie zur Zeit der Schneeschmelze freigelegt. Schürfarbeiten, Bohrungen und – auf Anweisung der Berginspektion Friedberg – der Aufschluß durch Schächte folgten. Ein Gutachten vermutete die Braunkohle in einer Mächtigkeit von 4–10 Fuß (ca. 1, 2–3, 0 m) auf einer Gesamtfläche von 232.000 qm (SCHEERER 1912/14: 454).

Die vielversprechenden Anzeichen führten am 20.9.1830 zu einer Beleihung. Die Anteile der „OberErlenbacher Braunkohle Gewerkschaft“ hielten zu jeweils einem Drittel OHLY, der Müller-

meister JOHANN(ES) VORBACH aus Holzhausen und der „Ortsbürger“ CONRAD NARTZ aus Petterweil. Wenige Zehnermeter oberhalb der ehemaligen Falkenstein-Mühle (nachmalige Stuckfabrik und Fruchteverwertungs-Anstalt; vgl. Abb. 2) besaß die Gewerkschaft Gelände und eine Hofraithe, deren Lage in der „Parzellen Karte der Gemarkung Obererlenbach“ von 1847/49 und in einem „Situations-Riss für die Braunkohlengrube Erle“ vom 4.11.1878 festgehalten ist.

Eine Kostenaufstellung – von der Zeit der „Entstehung“ der Grube am 17.3.1830 (also vor der Belehnung!) bis zum 1.2.1831 – verzeichnet eine Förderung von 113 t Braunkohle, von denen aber noch 54 t „ungeformte Kohlen“ unverkauft auf Halde lagen. Ausgaben in Höhe von 4241 Gulden standen Einnahmen von lediglich 298 Gulden (für 1181 Ctr. verkaufter Kohle) entgegen.

Offensichtlich ist der Betrieb im Dezember 1830 eingestellt worden; juristische Auseinandersetzungen zwischen den Gewerken folgten. Schon am 23.7.1831 verkauften VORBACH und NARTZ ihre Anteile an der Gewerkschaft zum Preis von 3500 Gulden „frankfurter Währung“ an JACOB LEISLER aus Frankfurt a. M., der sich als „Particulier“ (Privatmann) und später als „GeneralAgent“ bezeichnete. Am 6.10.1831 erwarb LEISLER für 2187 Gulden zudem die Anteile von OHLY.

Bis zum März 1832 waren drei Schächte niedergebracht worden, ein vierter war geplant. Ermutigt durch einen „schwunghaften Betrieb“ erwarb LEISLER nun „verschiedene zum Betrieb des Braunkohlenwerkes nöthige Ländereien“, die er „zur Errichtung der Gebäude über Tag, zum Verklötzen und Trocknen [der Kohle], Anlage der Wege“ und ein „Zimmerplatz Magazin“ benötigte. Über den tatsächlichen Umfang der Förderung liegen keine Zahlen vor, zumal LEISLER an anderer Stelle lediglich von „Vorrichtungs-Arbeiten“ sprach. Angeblich hätte er – im Besitz der Grundstücke – in einem Monat 10.000–12.000 Ctr. Braunkohle aufbereiten und „zur vollständigen Trocknung bringen können“. Aus dem „Inn- und Auslande“ seien „mehrere Leute“ da gewesen, die „Dringend ihre Wünsche, Braunkohlen zu erhalten, aussprachen“.

Für den Zeitraum zwischen April 1832 und September 1833 belegen die Akten einen Abbau, dann scheint der Betrieb zum Erliegen gekommen zu sein. Pläne von LEISLER, den Abbau im Jahre 1843 wieder aufzunehmen, wurden nicht mehr realisiert.

Für das rasche Scheitern des Bergbaus machte ROLLE (1866: 14) die geringe Mächtigkeit der Kohle, deren mangelhafte Qualität und die Verunreinigung durch Schwefelkies verantwortlich. Sicherlich fand die schwefelkiesreiche Erlenbacher Braunkohle eine starke Konkurrenz in der qualitativ besseren Kohle von Bauernheim und Dorheim, zumal TASCHKE (1853: 112) das Erlenbacher Vorkommen zu denjenigen zählte, die sich „mehr zur Darstellung von chemischen Salzen, z. B. Eisenvitriol und Alaun, wie zur Verwendung als Brennmaterial eignen“.

Die Lage der seinerzeitigen Abbaue läßt sich nur ungenau rekonstruieren, so daß in Abb. 2. lediglich ein Schacht und ein Stollen aus dem schon erwähnten „Situations-Riss“ von 1878 übernommen worden sind. Einen „Stollen oder Wasser Abfluß“ am Weg zum Bornberg erwähnen Akten aus dem Jahre 1831 (als Bornberg wurde noch in den 20er Jahren dieses Jahrhunderts die heutige Wetterauer Straße bezeichnet). Neben dem Eintrag „Braunkohlengruben“ findet sich in der 1840 veröffentlichten „Karte von dem Grossherzogthume Hessen“ 1:50.000, Bl. 18 Friedberg, eine pingentartige Signatur zwischen Falkenstein-Mühle und späterer Staatsdomäne. Möglicherweise läßt dies auf einen Tagebau schließen. Die Geologische Karte von SPEYER (1840) gibt die Signatur für ein verlassenes Bergwerk nur ungenau an.

Zweite Betriebsperiode (1882-1883)

Vor Inkrafttreten des Berggesetzes für das Großherzogtum Hessen am 28.1.1876, das die Bergbaufreiheit auch für Braunkohle einführte, regte sich neuerliches Interesse: Nach einer Exkursion, bei der er sich „durch den augenschein überzeugt habe“, daß die Braunkohlen von

Ober-Erlenbach „zu Tag“ austräten, schlug Bergverwalter C. CHELIUS von der Gräfl. Solms-Rödelheim'schen Bergverwaltung im September 1875 der Gräfl. Rentkammer vor, sofortige Schürfe zu veranlassen und gegebenenfalls – nach Inkrafttreten des Gesetzes – um Belehungen nachzusuchen. Die lapidare Antwort seines Geldgebers lautete allerdings: Da in diesen Gemarkungen „kein Gräflisches Gelände liegt, so sollen in denselben keine Schürfarbeiten vorgenommen werden“. (HStA DA, Best. F 24 D, Nr. 12).

So legte im Juli 1878 der Frankfurter CARL PLOCK Mutung ein; im November 1878 wurde das Vorkommen als Grube „Erle“ verliehen und in den Jahren 1882–1883 bebaut (KÖBRICH 1914: 69). 1884 wird die Grube noch in einem Vortrag von Bergrat TECKLENBURG (1884: 162) angeführt. Nähere Nachrichten fehlen. Der Versuch lag wenig westlich der LEISLERSchen Grube, direkt nördlich der Falkenstein-Mühle (Höhenschichtkarte von Hessen 1 : 25.000, Bl. Rodheim, bearbeitet 1902–1904, Darmstadt).

Untersuchungsarbeiten nach 1900

Bohr- und Untersuchungsarbeiten im Feld „Erle“ sowie der näheren Umgebung von Ober-Erlenbach erfolgten in den Jahren 1902–1903 und 1907–1910. Sie führten 1903 zur Verleihung der Nachbarfelder „Anschluß“ und „Erlkönig“ (Mutung jeweils 1902) und 1908 zur Mutung der Felder „Ersatz“ und „Karl“ (Verleihung jeweils 1919). Finanzielle Schwierigkeiten sowie wasserreicher Triebsand verhinderten allerdings eine wirtschaftliche Nutzung (Anonymus 1908: 172; DELKESKAMP 1908/09: 721; KÖBRICH 1928: 12; SCHEERER 1912/14: 454).

Dritte Betriebsperiode (1919–1924)

Die Brennstoffknappheit nach dem Ersten Weltkrieg führte zu einer Wiederaufnahme des Bergbaus. Eine im Dezember 1919 gegründete „Gewerkschaft Erlkönig“ mit Verwaltungssitz in Stuttgart erhielt im Gegenzug für die vergünstigte Abgabe von Braunkohle an die Einwohner, die unentgeltliche Lieferung von 60 Ctr. Kohle pro Jahr an die Schule und das Schwesternhaus sowie die vorzugsweise Einstellung ortsansässiger Arbeitsloser die bergbaulichen Nutzungsrechte von Gemeineland links und rechts des Erlenbaches. (Obwohl sich die Gewerkschaft den Namen des 1903 verliehenen Grubenfeldes „Erlkönig“ zulegte, lagen ihre Hauptaktivitäten innerhalb des Feldes „Erle“.)

Bereits im Herbst 1919 hatte die Gewerkschaft eine umfangreiche Bohrtätigkeit entfaltet (so wurden im Februar 1920 Entschädigungen für insgesamt 19 „Schachtlöcher“ und 2 Bohrlöcher gezahlt). Sie eröffnete noch 1919 einen Tagebau an der Stelle des heutigen Supermarktes in der Seulberger Straße (Aufschluß 3 in Abb. 2). Trotz Einsatzes eines modernen Abraumbaggers und Installation einer kleinen Grubenbahn wurde der Tagebau schon bald wieder eingestellt und lief voll Wasser. Erst in den Jahren 1933–1934 wurde der bis 7 m tiefe Tagebau mit einem Aufwand von „614 Tagwerken“ aufgefüllt und rekultiviert (StA HG; KÖBRICH 1928: 12; mdl. Mitt. F. SCHLUTTENHOFER).

1920 wurde das alte Lager nördlich des Erlenbaches zudem durch einen neuen Stollen erschlossen (WENZ 1921b: 94), der sich nach Angabe von F. SCHLUTTENHOFER an der „Holzhäuser Chaussee“ etwa 150 m nördlich des Staatsgutes befand (etwa bei R 34 77 420 / H 55 65 980). Dort befand sich auch die Verladestelle für den Abtransport der Kohle auf Lastkraftwagen.

Im gleichen Jahr wurde der Wasserhaltungsschacht der Grube „Erlkönig“ niedergebracht. Er förderte bis 1921 mit Handbetrieb und wurde später elektrifiziert. Zudem wurde eine elektrische Siebanlage mit Kohlenbunker errichtet (KÖBRICH 1928: 12). Im Januar 1921 waren zwei Schäch-

te abgeteuft, die Förderung betrug ca. 15 t pro Tag. Bis Dezember 1922 war die Braunkohle durch mindestens drei Schächte erschlossen.

Der Wasserhaltungsschacht stand nahe der ehem. Lehmkaute östlich der Straße nach Burgholzhausen (etwa bei R 34 77 510/H 55 66 030). Eine „Schacht- und Förderungsanlage“ befand sich wenige m westlich dieser Straße in Flur II, Flurstück 30 (etwa bei 34 77 390/H 55 66 020). Ein dritter Schacht, der auch als Pumpschacht bezeichnet wurde, war etwa 100 m westlich davon niedergebracht worden (Aufschluß 8 in Abb. 2). Da die exakte Lage der drei Schächte nicht bekannt ist, wurden sie in Abb. 2 jeweils im Zentrum des betreffenden Flurstückes eingezeichnet.

Geplant war im Januar 1921 weiterhin die Aufnahme der Förderung „am Seulberger Wald direkt vor der Gemarkungsgrenze“, im Bereich der Fundpunkte von Feld „Erlkönig“ und „Anschluß“ im Seulbach-Tälchen ca. 200–300 m WNW Steinmühle. Anzeichen für einen Abbau an dieser Stelle fehlen allerdings. Möglicherweise wurde am Fundpunkt des im Mai 1919 verliehenen Feldes „Karl“, an der Straße nach Kloppenheim gelegen (Aufschluß 10 in Abb. 2), ein Versuchsschacht abgeteuft (s. Kap. 2).

Den erheblichen Umfang der bergbaulichen Arbeiten belegt eine Aufstellung, die im Dezember 1922 Entschädigungsansprüche von Grundstückseigentümern auflistet. 29 Grundstücke waren „innerhalb des Bergbaubetriebes in der Gemarkung Ober-Erlenbach“ durch die Gewerkschaft „in Benutzung und in Pacht“ genommen worden. Diese Grundstücke sind, soweit ihre Lage zu identifizieren war, in Abb. 2 gekennzeichnet.

Gestützt auf ein unseriöses Gutachten – die Gewerkschaft rechnete mit einem Gesamtvorrat von ca. 20 Millionen t Kohle (etwa das Zwanzigfache der Jahresförderung von 1920 der Gruben im Horloffgraben!, cf. KÖBRICH 1928: Tab. II) – arbeitete die Gewerkschaft von Anfang an mit Verlust. Häufige Gesellschafterwechsel sowie Umbenennungen (im Januar 1921 hielt eine „Bergwerks-Gesellschaft ‚Erlkönig‘“ die 100 Kuxe der Gewerkschaft, im Juni 1921 erfolgte eine Umbenennung in „Firma ‚Erlkönig‘, Baubedarf-Gesellschaft m.b.H.“ und im Dezember 1921 schließlich bildete sich die „Hessische Braunkohlen-Aktien-Gesellschaft“) sind die Zeugen für einen typischen Nachkriegsbergbau.

Schon im Mai 1921 beklagte sich die Gewerkschaft über geringen Absatz, die Kohlenbunker und Halden seien voll. Im Juni 1921 kündigte sie der Hälfte der aus 32 Arbeitern bestehenden Belegschaft, die andere Hälfte wurde auf Feierschichten gesetzt.

Ein Wassereintrich am 13. 10. 1922 führte zu einer vorübergehenden Einstellung der Förderung. Die Gewerkschaft verweigerte die Auszahlung der Löhne und versuchte vergeblich, von der Hessischen Oberen Bergbehörde eine Betriebseinstellung zu erwirken. Gestützt auf eine Reichsverordnung von 1920 war eine Stilllegung ohne Genehmigung der Demobilmachungsbehörden (Kreisamt, Staatskommissar für die wirtschaftliche Demobilmachung in Darmstadt) verboten. Da die Hessische Braunkohlen A.G. bereits Teile des Betriebs demontieren ließ, um die „in voller Förderung“ stehende Grube „Richardsberg“ bei Gudensberg nahe Fritzlar zu retten, beschlagnahmte am 10. 11. 1922 das Kreisamt in Friedberg alle zum Betrieb notwendigen Maschinen und Betriebsmittel. Am 17. 11. 1922 schließlich wurde die Förderung eingestellt. Während nur mehr Notstandsarbeiten aufrechterhalten wurden, verhandelten die Eigentümer unter Aufsicht des Hess. Kreisamtes über einen Verkauf.

Für 11 Millionen Mark erwarb am 28. 11. 1922 ein gewisser KOERTH aus Frankfurt a. M. die Grube. Ein Streik war die Antwort auf die Weigerung des neuen Besitzers, die fälligen Löhne auszuzahlen. So forderte die Gewerkschaft am 24. 12. 1922 per Telegramm an den Kreisdirektor Hilfe an: „belegschaft verweigert arbeit sogar notstandsarbeit wegen nichtauszahlung fälliger löhnungen grössere teile der grube dem ersaufen nahe hilfe dringend notwendig grube obererlenbach gewerkschaft erlkönig“. Nun wurden 13 Beamte der Schutzpolizei in Friedberg in Marsch gesetzt. Kurz nach 18 Uhr traf das „Schutzkommando“ in Lastkraftwagen in Ober-Erlenbach ein, mußte aber feststellen, daß sechs Beamte ausreichend seien, da „Bevölkerung und Belegschaft“

„ruhig und vernünftig“ seien. Ein Vorschuß von Regierungsrat HILSDORF aus Darmstadt ermöglichte schließlich die Bezahlung der Notstandsarbeiten, die Polizei wurde wieder zurückgezogen.

Da KOERTH seinen finanziellen Verpflichtungen nicht nachgekommen war, erließ am 5.1.1923 der Demobilisierungskommissar den „Unanfechtbaren Beschluß“, Herrn ANTON HILF, Bauunternehmer und Ziegeleibesitzer aus Frankfurt a. M., das Eigentumsrecht an den 100 Kuxen der Gewerkschaft Erbkönig und an Maschinen, Betriebsanlagen etc. zu übertragen. Als Kaufpreis werden 8 Millionen Mark festgesetzt. Bis zum Januar 1924 scheint ein geregelter Abbau mit 30–35 Mann Belegschaft in Tag- und Nachtschicht betrieben worden zu sein. Infolge „wirtschaftlicher Depression“ ließ HILF „die Nachtschicht ausfallen“ und beschäftigte nur mehr 19 Arbeiter.

Am 9. 5. 1924 versuchten die 19 Mann Belegschaft mit einem „Wilden Streik“, gleich hohe Löhne wie die Frankfurter Bauarbeiter durchzusetzen. HILF war nun an einer Stilllegung der Grube interessiert und argumentierte in Stilllegungsverhandlungen mit dem Hess. Kreisamt mit Absatzschwierigkeiten und den zu hohen Kosten: die Ober-Erlenbacher Kohle sei unter „Berücksichtigung der Heizwirkung“ teurer als die „engl. Kohle frei Bonames“. Am 17.5.1924 meldete HILF die „Einstellung“ des Streiks: Außer drei Streikbrechern hatte er der gesamten Belegschaft gekündigt. Am 16.7.1924 wurde die Förderung eingestellt und Mitte August 1924 erfolgte die endgültige Stilllegung.

Versuche, den Bergbau später wieder aufzunehmen, sind gescheitert. Am 2.6.1938 stellt G. HUNDT von der Hess. Bergmeisterei Darmstadt fest, daß „das Kohlenflöz des Feldes ‚Erbkönig‘ ... z. Zt. nicht bauwürdig“ sei. „Ein Abbau, soweit überhaupt noch Kohle vorhanden ist, käme höchstens in Frage, wenn etwa ähnliche Verhältnisse eintreten sollten wie unmittelbar nach dem Kriege.“ Kurz nach Ende des Zweiten Weltkrieges befaßte sich das Landratsamt Bad Homburg mit dem Plan, den Bergbau wieder aufzunehmen. Ein 1945 von G. P. R. MARTIN erstelltes Gutachten riet von diesem Versuch allerdings ab (MARTIN 1949; 1960: 57; persönl. Mitt.). Seit dem 6.3.1989 sind alle Felder erloschen.

Im März 1992 geriet der Ober-Erlenbacher Braunkohlenbergbau in die Schlagzeilen von Tageszeitungen (Anonymus 1992, PROPSON-HAUCK 1992): Risse in Hauswänden und Fundamenten von Gebäuden im Neubaugebiet Wingert wurden in Verbindung mit Setzungserscheinungen ehemaliger Stollen und Schächte gebracht.

3. Geologische Beschreibung

3.1. Übersicht

In großtektonischer Hinsicht befindet sich das Gebiet von Bl. 5718 Ilbenstadt, an dessen westlicher Grenze Ober-Erlenbach liegt, am nordöstlichen Ende des Oberrheingrabens. Postoligozäne Tektonik verursachte eine Zerlegung in einzelne Schollen, deren genaue Kartierung durch die verbreitete quartäre Bedeckung allerdings verhindert wird. Durch den Blattbereich zieht eine – komplex durch Staffelbrüche aufgebaute – Grabenstruktur mit NNE-Streichen zwischen Abbruch des Rheinischen Schiefergebirges (im äußersten NW des Blattes) und dem Horst der Hohen Straße, der NNE-Verlängerung des Sprendlinger Horstes, im SE (WENZ 1936, 1937; ANDERLE 1970, 1974).

Abb. 1. Geologische Skizze der Umgebung von Ober-Erlenbach. ▶
Geologie nach WENZ (1937) und LEPLA & MICHELS (1927), stratigraphisch umgedeutet.
Übersichtskärtchen: Lage des Kartenausschnittes am Nordrand des Oberrheingrabens.

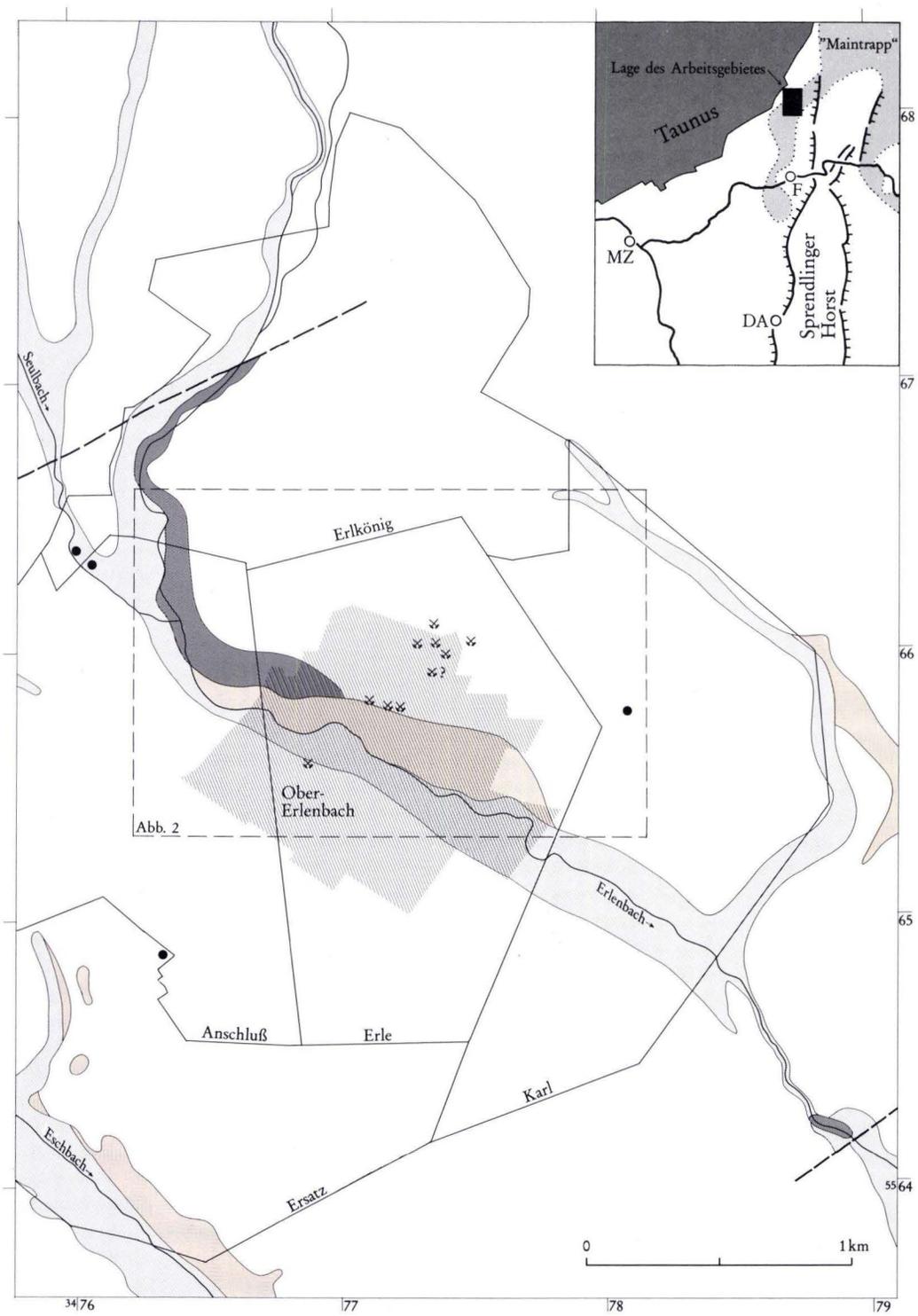


Abb. 2

- | | | | |
|---|---|-------|---|
| — | Grenzen der auf Braunkohle verliehenen Felder | □ | Pleistozän |
| • | Fundpunkte der Felder | ■ | Tieferes Mittelmiozän (Basalt bzw. "Maintrapp") |
| ✕ | Bergbaulokalitäten (Schächte, Tagebau) | ■ | Höheres Untermiozän (Prososthenienschichten) |
| □ | Holozän | - - - | Störung, vermutet |

Als jüngstes tertiäres Schichtglied steht im Erlenbach-Tal NW Ober-Erlenbach ein bis zu 17,5 m mächtiger tholeiitischer Basalt an, der im Bereich des Lohwaldes eine tektonische Begrenzung nach NNW erfährt (Abb. 1). Durch Bohrungen ist der zum sog. „Maintrapp“ zählende Basalt im Blattgebiet nach NE über Petterweil und Wöllstadt bis nach Assenheim nachgewiesen. Bei Ober-Erlenbach befindet sich die Liegendgrenze des Basaltes in einer Höhe von 135 bis 145 m über NN; sie nimmt nach NE kontinuierlich ab bis zu 120 m über NN. Im SW tritt der Basalt erneut bei Bad Homburg v. d. H. zutage und nimmt dort eine Höhenlage von 145–155 m (Basaltbasis) ein. Im genannten Bereich liegt also offensichtlich eine schwach nach NE gekippte Scholle vor.

Der sog. „Maintrapp“ geht auf mehrere, in wohl sehr kurzer Zeit aufeinanderfolgende Deckenergüsse mit Ursprung im südwestlichen Vogelsberg zurück. Im westlichen Verbreitungsgebiet des Plateau-Basaltes lassen sich seine Relikte heute bis in Höhe des Sprendlinger Horstes bei Neu-Isenburg nachweisen (ANDERLE 1974: Abb. 1; BÖKE 1976). Moderne K-Ar-Altersbestimmungen an entsprechenden Tholeiiten von Frankfurt-Bockenheim (Bl. 5817 Frankfurt a. M. West) ergaben Modellalter von 15–16 Mio. Jahren (FUHRMANN & LIPPOLT 1987) und belegen somit – gemäß den Zeitskalen von HARLAND et al. (1990: 66) und COWIE & BASSETT (1989) – eine Erstarrung im tieferen Mittel-Miozän. Ältere Datierungen durch HORN et al. (1972) von Nieder-Mörlen/Wetterau (Bl. 5618 Friedberg), vom Frankfurter Stadtwald (Bl. 5817 Frankfurt a. M. West) und Frankfurt-Niederrad (Bl. 5917 Kelsterbach) lieferten Werte zwischen 13,5 und 16,8 Mio. Jahre.

Im Liegenden des Basaltes stehen im Erlenbach-Tal in raschen faziellen Wechseln Sande und Tone an, welche die früher abgebaute Braunkohle enthalten. WENZ (1921a, b) hatte die Schichtfolge als „Braunkohlentone und Prosostheniensichten“ dem Unterpliozän zugeordnet und später, im Rahmen der Spezialkartierung (WENZ 1936, 1937), als „Unterpliozäne Sande und Tone mit Braunkohlen“ bezeichnet. Neubestimmungen von Säugetierfunden und Invertebraten, vor allem aus dem Frankfurter Raum, die von WENZ als Pliozän oder Obermiozän eingestuft worden waren, ließen MARTIN (1963b) ein helvetisches Alter vermuten.

Im Gegensatz zu dieser Gliederung können in den Miozän-Profilen von Frankfurt a. M. im Liegenden des Basaltes zwei Einheiten unterschieden werden: (hangende) Congerienschichten und (liegende) Prosostheniensichten (KÜMMERLE 1971, 1974; KÜMMERLE & SCHEER 1979; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Die Congerienschichten bilden eine kalkfreie Ton-, Sand- und Schluff-Folge im Liegenden des Basaltes. Sie sind limnisch-fluviatiler Entstehung und beginnen mit hellen, örtlich kiesigen oder schluffigen Sanden. Sie sind durch eine Erosionsdiskordanz von den Prosostheniensichten geschieden. Letztere, brackisch-limnisch abgelagerte Tone, Mergeltone und Schluffe, führen das Ginnheimer Braunkohlenflöz. Im Hangenden der Braunkohle überwiegen meist Tone, örtlich auch Mergel.

Im Liegenden des Basaltes auftretende Sande mit Kies- und Geröllagen in Aufschlüssen auf den Blättern 5619 Staden, 5719 Altstadt und 5817 Frankfurt a. M. West hatten WENZ (1917: 59–61) zur Aufstellung der Congerienschichten bewegt. Bei Frankfurt würden die Sande der Ablagerung der „Braunkohlentone und Prosostheniensichten“ folgen, in der Wetterau allerdings seien „diese präbasaltischen Sande aufs engste verknüpft mit Braunkohlenbildungen mit *Stratitotes kaltenordheimensis*. ... ersetzen also die Prosostheniensichten, die offenbar nicht überall in der typischen Ausbildung zur Ablagerung gekommen sind“. WENZ (1936: 26) betonte, die Congerienschichten haben sich „auch im Bereich des Blattes Rodheim [heute: Ilbenstadt, d. Verf.] nachweisen lassen“, doch hielt er sie weder in Karte noch Erläuterung als Horizont aus. Vermutlich dürfte die auf die Verzahnung der fluviatilen und marinen Bildungen des Mainzer Beckens mit den fluviatil-limnischen Ablagerungen der Wetterau zurückgehende Faziesunbeständigkeit auf Bl. 5718 Ilbenstadt für die mangelnde Unterscheidung verantwortlich sein.

KÜMMERLE (1976) bezeichnete die präbasaltischen Sedimente im Bereich des nördlich anschließenden Bl. 5618 Friedberg (Hessen) als Rosbach-Rockenberger Schichten. In ihnen lassen sich sicher zumindest die Hydrobienschichten im Sinne der Mainzer Gliederung nachweisen. Sie weisen aber vermutlich auch noch oligozäne Anteile auf.

Die in der südlichen Wetterau und im Großraum Frankfurt bekannte untermiozäne und oberoligozäne Folge im Liegenden der Prososthenienschichten (Landschneckenmergel, Hydrobienschichten [Litorinellenkalk], Inflatenschichten [Corbiculaschichten], Cerithienschichten und Cyrenenmergel) wurde bei Ober-Erlenbach lediglich in Bohrungen nachgewiesen.

„Bei Obererlenbach“, eine exakte Ortsangabe fehlt, hatte LUDWIG (1855a: 31) „Bänke des Litorinellenkalkes, welche fast nur aus *Cypris faba* bestehen“, sowie im Liegenden „Lagen, die zahllose Litorinellen und einzelne eingespülte Landschnecken enthalten“, bemerkt. Aus den „Litorinellenschichten“ gab LUDWIG (1855a: 32; 1858: 140, 142, 143) im einzelnen an:

Cypris faba DESMOULIN

Pupa sp.

Pupa bigranata ROSSMÄSLER

WENZ (1936: 21) zählte den „Litorinellenkalk“ LUDWIGS zum Obermiozän („Landschneckenmergel und Algenkalke“). Die nächsten bekannten Vorkommen des Landschneckenmergels sowie der Hydrobienschichten treten am linken Hang des Erlenbach-Tales zwischen Ober- und Nieder-Erlenbach auf (THEOBALD & RÖSSLER 1851: 174; KINKELIN 1892: 153, Fußn. 1; WENZ 1937).

Aus „blauem sandigem Letten“ vom Bachbett des Erlenbaches, ca. 200 m südwestlich der Kirche (LUDWIG 1855b), hatte LUDWIG (1855a: 20, 22) zudem

Cyrena subarata BRONN sp.

Cerithium plicatum LAM. var. *Galeotti* NYST

angegeben und das Vorkommen als Cyrenenmergel eingestuft. Schon KINKELIN (1892: 153) widersprach LUDWIG, da die Braunkohle, „schon der Höhenlage nach“, nicht dem Cyrenenmergel zugeordnet werden könne.

3.2. Braunkohle

Im folgenden werden die aktuellen und historischen Aufschlüsse von Braunkohlen im Ortsgebiet von Ober-Erlenbach, beginnend mit denjenigen südlich des Erlenbaches, beschrieben. Die Aufschlußnummer verweist auf Abb. 2.

Aufschluß 1

Im Dezember 1989 war in der Baugrube Homburger Straße 18 (R 34 77 145 / H 55 65 570) unter einer ca. 2,5 m mächtigen „Lehm- und Geröll-Schicht“ ein bis zu 1 m mächtiger Braunkohlenhorizont aufgeschlossen (mdl. Mitt. D. DEDERSHECK, Bad Homburg v. d. H.). Nach Aussage eines Baggerführers soll die Braunkohle dm-große Holzstücke enthalten haben. Ein seinerzeit aufgenommener Videofilm läßt erkennen, daß die Kohle durch eine deutliche Erosionsdiskordanz von den Hangendschichten (Quartär?) getrennt war. Das Liegende der Braunkohle (Basis: ca. 135–136 m über NN) bildete ein sehr feiner, heller Sand.

Die palynologische Untersuchung einer xylitischen Probe belegt Altersgleichheit mit dem Ginnheimer Flöz der Prososthenien-Schichten (Kap. 4).



145,0–162,5 ● 13
133,0–134,8

135,0–144,0 ● 12
124,2–130,0

125,0–126,2 ● 8

136,5–138,2 ● 5
141,0 ◆ 4

136,1–137,3 ● 6

135/37–137/39

135,0–136,0 ◆ 1

137,0–138,5 ◆ 2

11

Steinmühle

Ober-Ei

Staatsdomäne

Frühere Falkenstein-Mühle

147,9

176,0

13312

165

155

145

165

155

145

145

175

Br

K 166

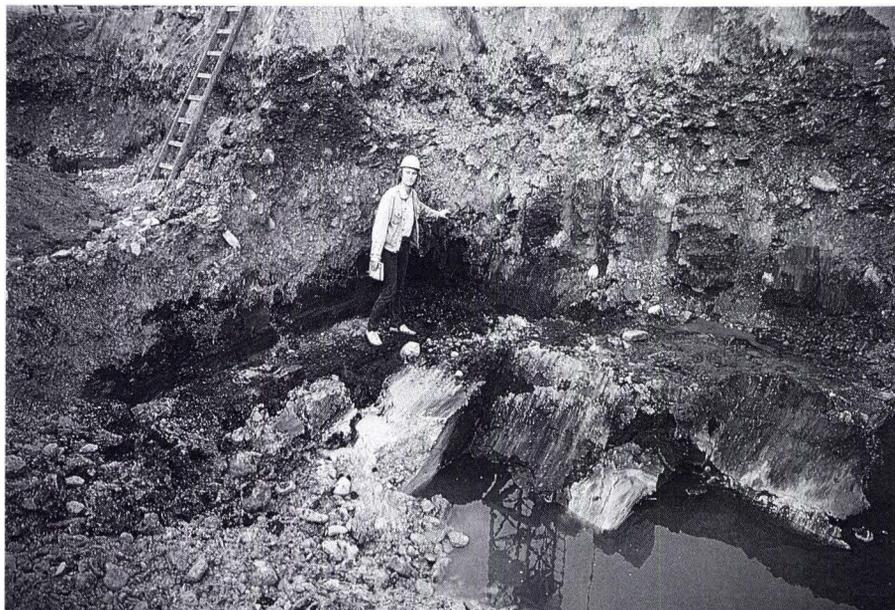


Abb. 3. Baugrube Kleine Brückenstraße 21–27, September 1993.
Braunkohlenflöze unter groben Schottern (Pleistozän?), im Liegenden farbige Letten
(Foto: D. DEDERSHECK).

Aufschluß 2

In der Baugrube Kleine Brückenstraße 21–27 (R 34 77 165 / H 55 65 480) war im September 1993 folgendes Profil aufgeschlossen (Abb. 3):

- 1,5 m Grobe Schotter, Gerölldurchmesser max. 25 cm. Im unteren Teil: dm-breite Linsen von zähem, weißem Ton, ebenfalls geröllführend (Durchmesser – 5 cm). Pleistozän?
- 3,5 m farbige Letten (gelb, grau, weiß) mit Braunkohle

Die bis 1,5 m mächtige Braunkohle trat in mehrere m breiten Flözen und Linsen mit scharfen Hangend- und Liegendgrenzen auf. Die dunkelbraune bis schwarze Schicht wies mulmigen Charakter auf, war sehr feucht und befand sich in einer Höhe von ca. 137,0–138,5 m über NN. In der Kohle eingelagert fanden sich in etwa horizontal liegende, z.T. dm-große Holzreste, die bei der Entnahme sehr schnell zerfaserten. Die Kohle enthielt cm- bis dm-große Fetzen und Schmitzen weißer und grüner Letten.

Die palynologische Untersuchung durch M. HOTTENROTT wies ein äußerst individuenarmes Spektrum nach, das für statistische Auswertungen ungeeignet war. Es wies allerdings keine signifikanten Unterschiede zu demjenigen von Aufschluß 1 auf.

Aufschluß 3

Der um 1919/1920 betriebene Braunkohlentagebau an der Seulberger Straße (Kap. 2) befand sich bei R 34 76 850 / H 55 65 520 bis R 34 76 920 / H 55 65 620. Vermutlich dürfte sich folgen-

◀ Abb. 2. Verbreitung und Mächtigkeit miozäner Braunkohle und überlagerndem Basalt („Maintrapp“) im Ortsbereich von Ober-Erlenbach.

de Notiz im Exkursionsführer von WENZ (1921b: 94) auf den Tagebau beziehen: „Etwas oberhalb Obererlenbach schließen diese hellen und dunklen ‚Braunkohlentone‘ ein etwa 2 m mächtiges Braunkohlenflöz ein, das hier fast zu Tage geht und nur noch von etwa 2 m Ton bedeckt wird.“ Bei der angegebenen maximalen Tiefe des Abbaus von 7 m (HStA DA) dürfte die Liegendgrenze der Braunkohle bei ca. 135–137 m über NN gelegen haben.

Aufschluß 4

Im Bachbett des Erlenbaches zwischen Falkenstein-Mühle und Stein-Mühle war die Braunkohle im Jahre 1811 entdeckt worden (Kap. 2). Sie soll „viele grobe Stücke“ enthalten haben (SCHEERER 1912/14: 454). Im Jahre 1864 beobachtete ROLLE (1863/66: 179–180) „Ausgehendes von Braunkohle u. von grauem Thon“ im Bachbett etwa „60 Ruthen“ (ca. 210 m) W Falkenstein-Mühle. Da, „wo der Bach, kurz unterm Anfang des Mühlengrabens in West an das höhere Gehänge schlägt“ und „am weitesten nach Rechts anschlägt, berührt er eine etwa 4 Fuss hohe Wand“ (ROLLE 1866: 14 erwähnte dieses Vorkommen als das Lager „zwischen der Falkenstein=Mühle und der Stein=Mühle“). Der Fundpunkt lag demnach etwa bei R 34 76 920 / H 55 65 690 in einer Höhe von ca. 141 m über NN.

Im Exkursionsbuch notierte ROLLE folgendes Profil:

- „1 Fuss [ca. 0,3 m] hoch Dammerde oder alluvialer Lehm“
- „2 Fuss [ca. 0,6 m] grober altalluvialer Bachschotter“
- „zu unterst am Bachspiegel noch 1 Fuss hoch [ca. 0,3 m] aufgedeckte Braunkohle“

Wohl an derselben Stelle, „ein paar Hundert Schritt oberhalb von Obererlenbach an der rechten Seite des Bachs dicht am Wasserspiegel“, beobachtete ROLLE (1877: 771) die Braunkohle „als locker bröcklige Masse“. Etwas oberhalb war ein „feinerdiger, zum Theil etwas sandhaltiger grauer Letten“ aufgeschlossen. In der Kohle fand er die „Carpolithen“

Hippophaë dispersa LUDWIG
Carpolithes minutulus STERNBERG (*gregarius* BRONN)

Aufschluß 5

Keine 100 m westnordwestlich der früheren Falkenstein-Mühle wurde bei R 34 77 030 / H 55 65 750 im Jahre 1936 eine Wassererschließungsbohrung niedergebracht (Archiv HLFB, Brg. 5718/8, Bearbeiter: F. NÖRING nach einer Zeichnung von 1936). Sie durchteufte 1,65 m mächtige Braunkohlen, die dem Unterpliozän zugeordnet wurden, in einer Höhe von 136,55–138,20 m über NN:

- 0,40 m Humus
 - 1,00 m gelber Lehm
 - 2,80 m braune und graue Tone
 - 4,45 m Braunkohlen, wasserführend
 - 4,70 m dunkelgrauer Ton
- (weitere durchbohrte Schichten hier nicht angegeben)

Aufschluß 6

Ein im April 1864 abgeteufter Brunnenschacht in oder an der Falkenstein-Mühle in Höhe der Talsohle des Erlenbaches (exakte Lage unbekannt) traf die Braunkohle 1,2 m mächtig an (Basis Braunkohle bei ca. 136 m über NN). ROLLE (1863/66: 73, 80–81, 85; 1864: 6; 1866: 14; 1877: 771–772) teilte folgendes Profil mit:

- 0,85 m alluvialer braungelber Lehm
- 1,70 m grauer sandiger Ton mit kohligen Partien und Flecken, fossilführend
- 2,85 m Braunkohle mit viel „Holztheilchen“ und „Holzmassen“, meist aber „kiesiges Kohlenklein“
- 3,40 m grauer Ton (nicht durchteuft)

Aus dem grauen Letten im Hangenden der Kohle schlemmte ROLLE Pflanzenreste und „ein paar Ostrakoden und mehrere lebhaft gefärbte Käferflügeldecken“ aus. Die Früchte und Samen erwiesen sich nach Bestimmungen des Paläobotanikers F. UNGER (Graz) als „recent“. Die Ostrakoden-Schalen wurden von E. A. REUSS (Wien) als wohl neue Art der Gattung *Cypris* und „wahrscheinlich recent“ bestimmt (ROLLE 1877: 772–773).

Die durch diese Bestimmungen aufgeworfene Frage, ob bei Ober-Erlenbach nun zwei Braunkohlenhorizonte unterschiedlichen Alters anstehen, wollte ROLLE durch neue Aufschlüsse klären lassen: Aus nachgelassenen Papieren geht hervor, daß er – mit Hilfe von W. O. BOETTGER (Frankfurt/M.) – im Herbst 1877 versucht hat, finanzielle Mittel für eine zweite Grabung an dieser Stelle zu sammeln, seinen Bemühungen der Erfolg jedoch versagt blieb (ROLLE 1866/77; cf. MARTIN 1960: 63). Die Höhenlage der Kohle, bezogen auf NN, beweist allerdings die Zugehörigkeit des Braunkohlenhorizontes zu den anderen im Ort aufgeschlossenen Kohlen (s. u.).

Das Zentrum des Bergbaus oberhalb der Falkenstein-Mühle

Über das inzwischen bebaute Gelände oberhalb der ehemaligen Falkenstein-Mühle, in dem der Bergbau im wesentlichen umging, liegen lediglich zerstreute Angaben vor.

Nach LUDWIG (1855a: 20) besteht das Liegende der Braunkohle aus „blauem sandigem Letten“, das Hangende aus „weissem Sande“. ROLLE (1875/77: 8) beobachtete am Abhang über der Falkenstein-Mühle, daß ein alter Schacht „auch weißlichen Sand mit Brauneisenstein Knollen zu Tag gebracht“ hatte und vermutete deshalb „ein hangendes Sandlager“.

Eine 1953 bei R 34 77 180 / H 55 65 79, nur wenige m von einem alten Schacht entfernt, ange-setzte Brunnenbohrung durchteufte folgendes Profil, ohne Braunkohle anzutreffen (Aufschluß 7). Die Endteufe betrug 130,0 m über NN (Archiv HLfB, Brg. 5718/9, Bearbeiter: F. NÖRING):

- 10,5 m vorhandener Schachtbrunnen
- 14,0 m graublauer Ton
- 15,6 m graublauer sandiger Ton
- 17,0 m graublauer Ton
- 19,0 m schwarzer Ton
- 19,5 m blauer Ton
- 21,0 m feiner toniger Sand

Die Kohle soll zahlreichen Bearbeitern zufolge unrein, schwefelkiesreich und von vorzugsweiser erdiger Beschaffenheit gewesen sein (LUDWIG 1852: 15; 1853: 16; 1855a: 19–20; 1858: 97; TASCHE 1853: 112; 1854: 111; ROLLE 1864: 6; 1866: 14). ROLLE (1863/69: 90–91) fand in der Halde „nur zerfallene staubige Kohle mit einzelnen Stücken bituminösen Holz u. unreine thonige Kohle“. Eine 1908 in einer Bohrung angetroffene Kohle von „schöner, erdiger Beschaffenheit“ enthielt wenig Lignit und „glimmte unter Entwicklung stark bituminös riechenden Rauches“, vorzugsweise zu beobachten an einzelnen Stückchen von hellbrauner Farbe. Schon in den 30er Jahren des vorangegangenen Jahrhunderts war der „üble Geruch“ der Kohle bemängelt worden (SCHEERER 1912/14: 454). In „ziemlich grossen durch Bitumen etwas gefärbten Würfeln“ fand sich Salmiak auf der Braunkohle (LAUBENHEIMER 1848: 56). Den Heizwert für lufttrockene Kohle bezifferte die Gewerkschaft „Erlkönig“ im Januar 1921 auf 3100 Kalorien.

ROLLE (1865/1875: 31–32) konnte im Frühjahr 1867 von einer Halde, „die von einer Aufgrabung am Rande der Anhöhe über der Falkenstein=Mühle herrührt“, aus 12–15 Pfund „Braunkohle=Erde u. kohligen Schieferthon“ folgende Pflanzenreste extrahieren:

- 1) etwa 30 Ex. *Carpolithes gregarius*
- 2) etwa 15 Ex. kleinere Apfelfkerne oder ähnliche Carpolithen
- 3) glänzende hellbraune chitinartige Häutchen, die sicher fossil sind
- 4) runzelige zusammengedrückte Beeren, die ich auch fossil glaube
- 5) ein Stück Rinde mit einem Pilz oder einer Galle
- 6) *Sequoia*-Zweig
- 7) Runzelige Wurzeln
- 8) Dornen von Rosen

Die überlieferten Mächtigkeiten schwanken zwischen 1,2 und 2,8 m.

Das schon zitierte Gutachten von EMMERLING aus dem Jahre 1830 berichtet, durch Schächte, namentlich in den höheren Teilen der Gemarkung, sei die Braunkohle 9–10 Fuß (2,25–2,5 m), durchschnittlich 4–10 Fuß (1,0–2,5 m) mächtig aufgeschlossen worden (SCHEERER 1912/14: 454). Nach Mitteilung des ehemaligen Bergmannes HANNES FAUER aus Seulberg vom Februar 1866 soll die Kohle im Bereich zwischen Falkenstein-Mühle und Burgholzhäuser Straße eine Mächtigkeit von 5–6 Fuß [ca. 1,4–1,7 m] (ROLLE 1866/77) bzw. 6–7 Fuß [ca. 1,7–2 m] besessen haben (ROLLE 1863/66: 85; 1866: 14). ROLLE (1877: 771) hingegen hielt diese Angabe für übertrieben und schätzte 3–4 Fuß (0,85–1,15 m).

Aufschluß 8

Ein Schacht bzw. Pumpenschacht der Grube „Erlkönig“ war vor 1922 in Flur II, Flurstück 43/44, abgeteuft worden (etwa bei R 34 77 300 / H 55 66 030) und machte sich in den folgenden Jahrzehnten durch Setzungserscheinungen bemerkbar. Ein 1940 in den Akten zitiertes „Besichtigungsprotokoll“ der Bergbehörde vom 17. 3. 1909 gibt die Mächtigkeit der Kohle, ca. 40 m unter der Geländeoberfläche, mit 1,24 m an. Offensichtlich war hier schon früher eine Bohrung niedergebracht worden (StA HG). Die Basis der Braunkohle dürfte demzufolge in ca. 125 m Höhe über NN gelegen haben und liegt damit etwa 10 m niedriger als in den Aufschlüssen im Erlenbachtal.

Zwei weitere, voneinander unabhängige Quellen scheinen ein Einfallen der Braunkohle in östliche bis nordöstliche Richtungen nahezuzeigen. Nach Angaben von ortsansässigen Brunnenarbeitern notierte ROLLE (1863/66: 85–86) in sein Geländebuch: „Weiter östlich am Ober=Erlenbacher Abhang soll die Kohle bis 10 Fuß an Mächtigkeit [ca. 2,8 m] erreichen, aber dabei nicht ansteigen, sondern sich noch mehr in die Tiefe senken – also in Ost oder Nordost einfallen.“ Ein Informationsblatt der „Bergwerks-Gesellschaft ‚Erlkönig‘“ vom Januar 1921 teilte mit, daß das durchschnittlich 2 m mächtige Kohlenvorkommen, durch eine Reihe von Bohrungen aufgeschlossen, „muldenförmig verläuft“ (StA HG).

Aufschluß 12

Eine 1955/56 abgeteuft Wasserversuchsbohrung bei R 34 76 480 / H 55 65 980 lag schon außerhalb des Grubenfeldes „Erle“ (Archiv HLfB, Nr. 5718/7, Bearbeiter: E. SCHENK). Sie erbohrte unter Basalt die Kohle in einer Höhe von 124,2–130,0 m über NN:

- 1,0 m Lehm
 - 10,0 m Basalt, Basaltersatz
 - 12,8 m hellgraugelblicher Ton
 - 14,1 m rostbrauner, eisenschüssiger verbackener Sand
 - 15,0 m grober Kies mit Quarz- und Quarzit-Geröllen
 - 16,1 m blätterig-brechende Braunkohle
 - 20,8 m desgl., sehr tonig
 - 23,3 m staubsandiger grünlichgrauer Mergel
- (weitere durchbohrte Schichten hier nicht angegeben)

Die insges. ca. 5,8 m mächtige Braunkohlenschicht wurde „nach vorläufigen Untersuchungsergebnissen“ durch E. TRIEBEL (Frankfurt a. M.) den *Corbicula*-Schichten zugeordnet.

Aufschluß 13

In den Jahren 1968/69 wurde, in über 500 m Entfernung zum Bergbauggebiet, eine Brunnenbohrung bei R 34 76 850 / H 55 66 440 angesetzt. Sie erreichte (unter Basalt) die Braunkohle in einer Höhe von 133,0–134,8 m über NN (Archiv HLFB, Brg. 5718/74, Bearbeiter: K. WIEGAND u. E. KÜMMERLE).

- 12,5 m Quartär
 - 30,0 m Basalt
 - 37,5 m grauer, z. T. schluffiger Ton
 - 38,5 m grauer bis brauner Ton mit Feinkiesanteilen (Quarz)
 - 40,2 m Fein- bis Mittelkies (Quarz), teilweise durch Brauneisen verbacken
 - 40,9 m schwarze blättrige Braunkohle
 - 41,5 m schwarze blättrige Braunkohle und grauer Ton
 - 42,0 m grauer Ton u. bräunlicher Feinsand mit Anteilen von Braunkohle
 - 43,2 m hellgrauer bis bräunlicher Feinsand
- (weitere durchbohrte Schichten hier nicht angegeben)

Aus dem Bereich zwischen 40,9 und 41,5 m wurde durch G. VON DER BRELIE (Krefeld) eine reiche Pollenführung bestimmt, die er dem Burdigal zuordnete. Das Pollenspektrum weist große Gemeinsamkeiten mit demjenigen von Aufschluß 1 auf (Kap. 4).

Nachbarfelder

Schürfarbeiten und Bohrungen in den beiden ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts in und bei Ober-Erlenbach wiesen Braunkohle an mehreren Stellen nach. Auf die Funde wurden die Felder „Anschluß“, „Erlkönig“, „Ersatz“ und „Karl“ verliehen (cf. Kap. 2).

Nach DELKESKAMPF (1908/09: 721) wurde dabei in 10–40 m Teufe eine 2–4 m mächtige, vorwiegend mulmige, aber auch feste Braunkohle angetroffen. In 20 m Teufe trat ein „wasserreicher Trieb sand“ auf (SCHEERER 1912/14: 454). Eine Bohrung wies die Kohle in einer Mächtigkeit von 0,68 m (ohne Zwischenmittel) nach, weitere Bohrungen bis zu 24 m Teufe durchteuften zwei mulmige Braunkohlenflöze von 4 bzw. 2 m Mächtigkeit. Im Hangenden der Kohle befand sich eine 0,5 m mächtige Schicht von „Kohlenpech“, vermutlich ein bituminöser Ton. Die Kohle soll brikettierfähig gewesen sein (SCHEERER 1912/14: 454).

Aufschluß 11

Nach Aussagen von Ortsansässigen und ehemaligen Bergleuten erfolgten Arbeiten am Fundpunkt „Karl“ im Jahre 1912 (R 34 78 100 / H 55 65 760). Der 23 m tiefe Versuchsschacht (Endteufe: 130 m über NN) habe die in der Fundpunktbohrung nachgewiesene Braunkohle allerdings

nicht erreicht, sondern „sehr viel Sand gefördert“. Die Arbeiten sollen wegen des starken Wasserandrangs eingestellt worden sein (Bericht von F. NÖRING v. 17.3.1977, HOBA). Einer mdl. Mitt. von F. SCHLUTTENHOFER zufolge soll der Versuchsschacht erst nach dem Ersten Weltkrieg abgeteufelt worden sein. Über die geologischen Befunde der Mutung im Jahre 1908 und der Verleihung im Mai 1919 liegen keine Nachrichten vor.

3.3. Resümee

Die reichlich Schwefelkies und Holz führende Braunkohle tritt bei Ober-Erlenbach in durchschnittlichen Mächtigkeiten von 1–2 m auf. Die Sedimente im Hangenden und Liegenden der Braunkohlen-Flöze sind überwiegend toniger, aber auch sandiger Natur. Ursache für den raschen faziellen Wechsel dürfte die Randlage nahe dem Rheinischen Schiefergebirge sein, die eine wohldokumentierte und vollständige Schichtenabfolge wie im Mainzer Becken und im Frankfurter Raum nicht erwarten läßt.

Die Braunkohlen-Flöze halten nicht durch und keilen rasch aus (z. B. Aufschluß 2). Dies erklärt auch, weshalb zwei Bohrungen bis auf 128 bzw. 116 m über NN niedergebracht worden sind, ohne Braunkohlen zu durchteufen (Aufschluß 9 und 10 in Abb. 2; Bohrarchiv HLF 5718/10 + 5718/11).

Zwei Indizien legen nahe, daß die Braunkohle einigermaßen horizontbeständig auftritt. So liegt die Basis der Flöze in den Aufschlüssen 12 und 13 jeweils ca. 10 m unter der Basaltbasis. Im Gebiet westlich und nördlich des Ortskernes, wo der Basalt erodiert ist, liegt die Basis der Braunkohle in den Aufschlüssen 1 bis 5 bei 135–137 m über NN. Erst nach N bzw. NNE sinkt sie bis auf ca. 125 m über NN (Aufschluß 8) ab (Abb. 2).

Für die unterschiedlichen Höhenlagen dürfte die postoligozäne Tektonik, die sich in Schichtenverbiegungen, Schollenkippen und Bruchtektonik äußert, verantwortlich sein. Ihre Ausmaße sind nur in Ausnahmefällen bekannt. Das nächst südliche Basaltvorkommen, zwischen Ober- und Nieder-Erlenbach gelegen (Abb. 1), besitzt eine Höhe von nur mehr 110 m über NN (Basaltbasis).

Die palynologische Auswertung sowie die Position der Ober-Erlenbacher Braunkohle im Liegenden des Basaltes belegen eine Altersgleichheit mit dem Ginnheimer Flöz der Prososthenien-Schichten (Kap. 4). Während der Basalt ein mittelmiozänes Alter besitzt (Kap. 3.1), dürfte die Braunkohle vermutlich noch in das höhere Untermiozän gehören. Sie ist – zumindest im Frankfurter Raum – durch eine zeitlich nicht quantifizierbare Erosionsdiskordanz von den ebenfalls präbasaltischen Congerenschichten getrennt. Funde von burdigalen Säugern (u. a. *Brachyodus onoides* GERV.) in Schichten vergleichbaren Alters vom Landrücken bei Schlüchtern (Bl. 5623 Schüchtern; STEHLIN 1917) legen ebenfalls ein untermiozänes Alter nahe.

Die palynologischen Untersuchungen durch VON DER BRELIE (1978) und M. HOTTENROTT (diese Arbeit) bestätigen also die Vermutung von MARTIN (1963a: 55), daß die Ober-Erlenbacher Braunkohlen „sogar mittel- oder untermiozänen Alters sind“.

4. Palynologische Untersuchung der Braunkohle

Zur Ermittlung der Altersstellung der Braunkohlen führenden Schicht wurde eine kohlige Probe aus Aufschluß 1 (s.o.) palynologisch untersucht. Die xylitische Kohle lieferte eine verhältnismäßig artenarme Mikroflora (Taf. 1) mit der wohl faziell bedingten Dominanz relativ weniger Formgruppen. Dies ist häufiger bei der Untersuchung von Braunkohlen festzustellen und ver-

mutlich auf den dominierenden Einfluß einer lokalen Sumpf- und Auenvegetation zurückzuführen.

Ausgezählt wurden 1082 Sporomorphen in der Erwartung, auch seltenere Formen erfassen zu können. Nachfolgend werden die Formen und Gruppen mit ihren jeweiligen Anteilen am Spektrum aufgeführt (die Zahlenangaben geben die absolute Anzahl der Formen wieder):

- Verrucatosporites alienus* (R. POT.) TH. & PF. (Polypodiaceae): 1
Verrucatosporites favus (R. POT.) TH. & PF. ssp. *magnus* W. KR. (Polypodiaceae): 1
Laevigatosporites haardti (R. POT. & VEN.) TH. & PF. (Polypodiaceae): 260
Pityosporites sp. (*Pinus*): 61
Pityosporites microalatus (R. POT.) TH. & PF. (Pinaceae): 22
Abiespollenites sp. (*Abies*): 2
Inaperturopollenites concedipites (WODEH.) W. KR. (Taxodiaceae): 13
Triatriopollenites ruvensis TH. & PF. (Myricaceae): 28
Momipites punctatus (R. POT.) NAGY (*Engelhardtia*): 1
Caryapollenites simplex (R. POT.) R. POT. (*Carya*): 123
Polyatriopollenites stellatus (R. POT.) PF. (*Pterocarya*): 5
Polyvestibulopollenites verus (R. POT.) TH. & PF. (*Alnus*): 105
Trivestibulopollenites betuloides PF. (*Betula*): 6
Carpinuspollenites carpinoideus (PF.) NAGY (*Carpinus*): 2
Polyporopollenites undulosus (WOLFF) TH. & PF. (*Ulmus/Zelkova*): 25
Polyporopollenites verrucatus THIELE-PFEIFFER (*Zelkova*): 1
Celtipollenites intrastructurus (W. KR. & VANH.) THIELE-PFEIFFER (*Celtis*): 1
Intratrirporopollenites instructus (R. POT.) TH. & PF. (Tiliaceae): 36
Intratrirporopollenites insculptus MAI (Tiliaceae): 28
Periporopollenites stigmus (R. POT.) TH. & PF. (*Liquidambar*): 7
Aceripollenites striatus (PF.) THIELE-PFEIFFER (*Acer*): 1
Retitricolpites rauscheri ROCHE & SCHULER (Platanaceae): 1
Tricolporopollenites cingulum ssp. *pusillus* (R. POT.) TH. & PF. (Fagaceae): 1
Tricolporopollenites pseudocingulum (R. POT.) TH. & PF. (?): 322
Tricolporopollenites edmundi (R. POT.) TH. & PF. (?Cornaceae): 1
Tricolporopollenites microreticulatus (R. POT.) TH. & PF. (Oleaceae): 1
Tricolporopollenites marcodurensis TH. & PF. (Vitaceae): 8
Ilexpollenites iliacus (R. POT.) THIERG. (*Ilex*): 2
Nyssapollenites kruschi (R. POT.) NAGY (*Nyssa*): 8
Faguspollenites verus RAATZ (*Fagus*): 5
Tetracolporopollenites sp. (?Sapotaceae): 2
Ericipites callidus (R. POT.) W. KR. (Ericaceae): 2

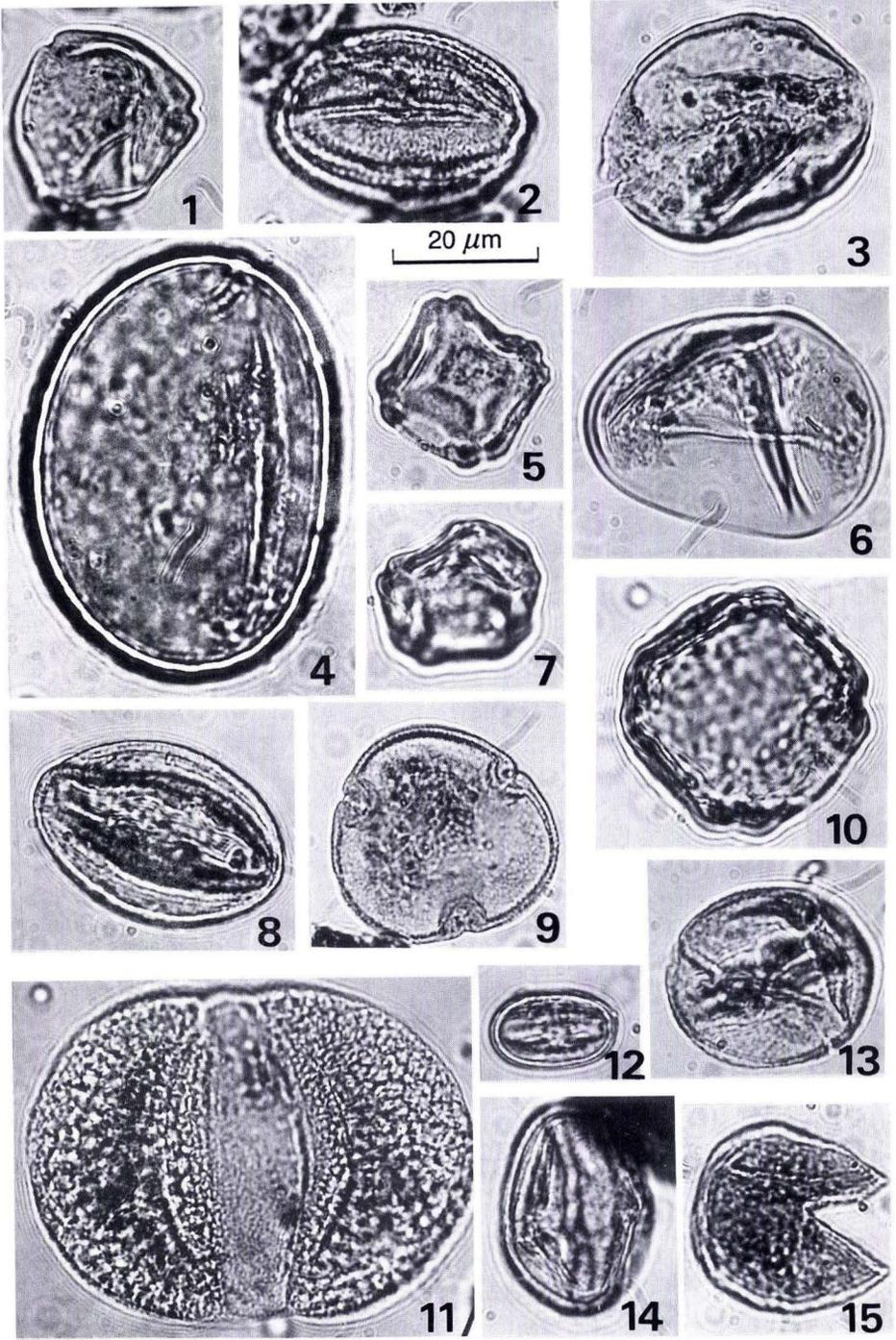
Verhältniswerte der Porenanzahl innerhalb der *Alnus*-Gruppe in Prozent:

Vierpore: 8%; Fünfpore: 71%; Sechspore: 21%

Verhältniswert *Pterocarya/Carya*: 4%

Verhältniswert *Engelhardtia/Myricaceae* (sog. „*coryphaeus/ruvensis*“-Wert): 3,6%

Das vorliegende Spektrum ist aufgrund seiner Zusammensetzung unzweifelhaft dem Zeitabschnitt vom unteren bis zum mittleren Miozän zuzuordnen. Trotz einer erkennbaren faziellen Überprägung und der Abwesenheit seltener und stratigraphisch oder ökologisch wichtiger Elemente reichen die Massenformen für eine relativ präzise Alterseinstufung dieser Einzelprobe aus, da die Mikrofloren der regionalen Schichtglieder des Tertiärs relativ gut bekannt sind (HOTTENROTT 1988, 1993a+b). Wichtig sind hierbei die prozentualen Anteile der jeweiligen Formen sowie die sog. Verhältniswerte.



◀ Tafel 1

- Fig. 1. *Triatriopollenites rurensis* TH. & PF. 1953 (Myricaceae)
- Fig. 2. *Tricolporopollenites marcodurensis* TH. & PF. 1953 (Vitaceae)
- Fig. 3. *Caryapollenites simplex* (R. POT. 1931c) RAATZ 1937 ex R. POT. 1960 (Carya)
- Fig. 4. *Verrucatosporites favus* (R. POT. 1931) TH. & PF. 1953 ssp. *magnus* W. KR. 1967 (Polypodiaceae)
- Fig. 5. *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT. 1931a) TH. & PF. 1953 (*Alnus* vierporat)
- Fig. 6. *Laevigatosporites haardti* (R. POT & VEN. 1934) TH. & PF. 1953 (Polypodiaceae)
- Fig. 7. *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT. 1931a) TH. & PF. 1953 (*Alnus* fünfporat)
- Fig. 8., Fig. 14. *Tricolporopollenites pseudocingulum* (R. POT. 1931a) TH. & PF. 1953 (?)
- Fig. 9. *Intratrisporopollenites instructus* (R. POT. 1931d) TH. & PF. 1953 (Tiliaceae)
- Fig. 10. *Polyporopollenites undulosus* (WOLFF 1934) TH. & PF. 1953 (*Ulmus*, *Zelkova*)
- Fig. 11. *Pityosporites microalatus* (R. POT. 1931) TH. & PF. 1953 (Pinaceae)
- Fig. 12. *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT. 1931b) TH. & PF. 1953 ssp. *pusillus* (R. POT. 1934) TH. & PF. 1953 (Fagaceae)
- Fig. 13. *Faguspollenites verus* RAATZ 1937 (*Fagus*)
- Fig. 15. *Inaperturopollenites concedipites* (WODEH. 1933) W. KR. 1971 (Taxodiaceae)

Aus dem Vergleich folgt, daß eine Gleichstellung des Spektrums der Braunkohle von Ober-Erlenbach mit den Spektren des älteren Oligozäns (Mitteloligozän, älteres Oberoligozän) der lokalen Profile völlig auszuschließen ist, da sich diese durch bestimmte altertümliche Formen und fazielle Besonderheiten auszeichnen.

Das nächstjüngere sog. Kalktertiär (Cerithienschichten, Inflatenschichten, Hydrobienschichten, Landschneckenmergel), welches das jüngere Oberoligozän und das ältere Untermiozän umfaßt (u. a. KÜMMERLE 1974, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, ROTHAUSEN et al. 1988), ist in letzter Zeit eingehend untersucht worden (HOTTENROTT 1993a+b). Eines von zwei sich einander stratigraphisch ergänzenden Bohrprofilen, welche in engen Probenabständen palynologisch bearbeitet wurden, stammt aus der Ortschaft Nieder-Erlenbach, ca. 3 km S Ober-Erlenbach gelegen. Das Kalktertiär läßt sich hier mikrofloristisch deutlich gliedern, wobei Dinoflagellaten-Zysten eine wichtige Rolle spielen (WEILER 1988, HOTTENROTT 1993b), die in Ober-Erlenbach fehlen. Das andere Bohrprofil aus der Ortschaft Liederbach (Bl. 5817 Frankfurt a. M. West), einige Kilometer W Frankfurt a. M. gelegen, erschließt im Hangendabschnitt noch Äquivalente der Prososthenienschichten, welche hier wie andernorts ein Braunkohlenflöz einschließen. Die palynologische Untersuchung dieses Profils zeigt die Unterschiede zwischen den Spektren des Kalktertiärs und denen des jüngeren Braunkohlentertiärs deutlich auf (HOTTENROTT 1993b). Weitere Vergleichsspektren aller lokalen tertiären Schichtglieder stammen aus dem Bereich der Stadt Frankfurt a. M. (u. a. HOTTENROTT 1988, 1993a).

Ein charakteristisches mikrofloristisches Element des gesamten Kalktertiärs ist die *Momipites*-Gruppe (*Engelhardtia*), welche in den einzelnen Schichtgliedern des Kalktertiärs (Cerithien-schichten, Inflatenschichten, Hydrobienschichten, Landschneckenmergel) und deren Äquivalenten regelmäßig häufig vertreten ist. Der aus den *Engelhardtia*- und Myricaceae-Pollen (*Triatriopollenites rurensis*) berechnete Verhältniswert (zur Verhältniszahlmethode vergl. PFLUG 1966 a + b, 1986 und HOTTENROTT 1988) ist stratigraphisch bedeutsam: Aus dem prozentualen Verhältnis beider Gruppen zueinander läßt sich im Zeitabschnitt vom Oberoligozän bis etwa zum höheren Mittelmiozän eine charakteristische Kurve ableiten, die zwei *Engelhardtia*-Maxima erkennen läßt. Das ältere Maximum umfaßt im wesentlichen den Zeitabschnitt des Kalktertiärs. Das jüngere Maximum ist in Spektren aus Schichten zu beobachten, die dem höheren Mittelmiozän zugerechnet werden. Entsprechende Ablagerungen sind aus dem Vogelsberg, dem Westerwald und dem nördlichen Oberrheingraben bekannt (u. a. HOTTENROTT 1988). Der dazwischenliegende Zeitabschnitt wird im Frankfurter Raum von den Prososthenienschichten im Liegenden und den Congerienschichten und den Bockenheimer Schichten im Hangenden gebildet (siehe Kap. 3.1).

Der *Engelhardtia*/Myricaceae-Verhältniswert der Probe Ober-Erlenbach liegt bei ca. 3–4%, beruht aber auf der Auswertung nur weniger Sporomorphen. Im Spektrum von Aufschluß 1 ist die wichtige Gruppe der *Engelhardtia*-Pollen nur in einem Exemplar bei der vorgenommenen Zählung vertreten. Immerhin ist damit indiziert, daß sich die stratigraphische Position der Mikroflora im Abschwungbereich oberhalb des älteren *Engelhardtia*-Maximums befindet. Damit liegt sie zwischen beiden Maxima bzw. „*Coryphaeus*-Gipfeln“ (der Name „*Coryphaeus*“ bezieht sich auf *Triatriopollenites coryphaeus* ssp. *punctatus* (R. POT.) TH. & PF., eine ältere Benennung von *Momipites punctatus*).

Unterstrichen wird dies durch weitere mikrofloristische Kennzeichen. Im Verhältnis zwischen *Carya* und *Pterocarya* tritt *Pterocarya* bereits deutlicher hervor, als dies in Schichten des Kalktertiärs zu erwarten wäre. Innerhalb der Erlen-Gruppe ist die Anzahl der vierporigen Exemplare noch nicht so hoch, wie dies in Spektren des jüngeren *Momipites* (*Engelhardtia*)-Maximums (höheres Mittelmiozän) zumeist festzustellen ist. Dort fehlen auch die Sechsporer oder kommen nur selten vor, in unserer Probe sind sie aber noch deutlich vorhanden. (Worauf die stratigraphische Verwertbarkeit der Porezahl-Verhältnisse innerhalb der *Alnus*-Gruppe beruht, ist nicht bekannt. Wahrscheinlich umfaßt die Formart *Polyvestibulopollenites verus* Pollen unterschiedlicher Bautypen verschiedener *Alnus*-Arten.) Ein weiteres wichtiges stratigraphisches Kennzeichen sind die Tiliaceae-Pollen (*Intratriporopollenites*), die immerhin mit ca. 6% am Spektrum beteiligt sind. Dies ist ein sehr markantes Merkmal der Prososthenienschichten, wie auch der Bockenheimer Schichten und deren Äquivalente. In den Mikrofloren des Kalktertiärs treten zwar auch vereinzelt Tiliaceae-Pollen auf, aber nie häufig. Insbesondere der kleine Pollentyp *Intratriporopollenites insculptus* MAI ist geradezu charakteristisch für die Prososthenienschichten und die Bockenheimer Schichten. Dazu paßt auch die Anwesenheit von *Fagus* und von Arten der Farnsporen-Gattung *Verrucatosporites*.

Somit ergibt sich folgende Alterszuordnung: Die Probe von Aufschluß 1 ist palynologisch weder eindeutig dem Spektrum des Ginnheimer Flözes der Prososthenienschichten noch dem Spektrum des Bockenheimer Flözes der (postbasaltischen) Bockenheimer Schichten zuzuordnen, gehört aber auf jeden Fall in diesen Zeitkomplex. Die Spektren beider Flöze sind sich äußerst ähnlich und bislang nur lokal aufgrund fazieller Merkmale oder seltener Florenelemente zu unterscheiden. Die Lage des Braunkohlenflözes in Ober-Erlenbach im Liegenden des Basaltes

Tab. 1. Bisherige stratigraphische Zuordnungen der Braunkohle von Ober-Erlenbach

Autor/Jahr	Zuordnung
SPEYER (1840)	„Untere Diluvial-Gebilde“
VOLTZ (1852)	„Oberer Braunkohlenletten“ (über Litorinellenkalk)
LUDWIG (1852)	„Cerithienthon“ (über „Cerithiensand“, unter „Süßwasserkalk und Mergel“)
LUDWIG (1853)	„Cerithienletten“
LUDWIG (1855a, b)	„Cyrenenmergel“ = Miocän
LUDWIG (1858)	„Cyrenenmergel. Cerithienschichten“ = Oligocän
ROLLE (1877)	„Litorinellenzone“
KINKELIN (1892)	„Hydrobienschichten“ = Untermiocän
DELKESKAMP (1903)	„Litorinellenton“ = Miozän (Hauptvorkommen)
DELKESKAMP (1903)	Pliozän (Brunnenbohrung an der Falkenstein-Mühle)
SCHEERER (1912/14)	Untermiozän
WENZ (1914)	„Tone und Sande mit Braunkohlen“ = Ober-Pliocän
WENZ (1921a, b)	„Braunkohlentone und Prososthenienschichten“ = Pont, U. Pliocän
WENZ (1936)	„Sande und Tone mit Braunkohlen“ = Unterpliozän
MARTIN (1960)	Pont, Altpliozän
MARTIN (1963a)	? Mittleres oder Untermiozän
MARTIN (1963b)	Helvet = Mittelmiozän
v. d. BRELIE (1978)	Burdigal = Untermiozän
diese Arbeit	Prososthenienschichten = höheres Untermiozän

(Kap. 3) belegt somit eine Zuordnung zum Ginnheimer Flöz der Prososthenienschichten. Frühere stratigraphische Einstufungen zeigt Tab. 1.

Eine von VON DER BRELIE (1978) palynologisch untersuchte kohlige Probe aus einer Brunnenbohrung in Ober-Erlenbach (Aufschluß 13, vergl. Kap. 3.2) erbrachte ein Spektrum, welches größte Gemeinsamkeiten mit unserer Mikroflora von Ober-Erlenbach aufweist. Lediglich die quantitativen Anteile einiger Gruppen sind, wohl aus faziellen Gründen, unterschiedlich.

Äquivalente der Prososthenienschichten sind überregional verbreitet und beinhalten anscheinend überall Braunkohlenflöze. Solche Bildungen lassen sich im nördlichen Oberrheingraben, im Vogelsberg, bei Schlüchtern und in der Rhön nachweisen (HOTTENROTT 1988, 1992). Dazu gehören im weiteren Sinne auch jüngere Abschnitte der jüngeren Braunkohlenserie in Nordhessen (u. a. KREUTZER 1986). Weiter entfernt liegende Bildungen etwa äquivalenten Alters treten im Braunkohlentertiär der Oberpfalz auf (THIELE-PFEIFFER 1980, GREGOR et al. 1989 u. a.). Nach PFLUG (1986) lassen sich Verbindungen zur Niederrheinischen Braunkohle (Hauptflözhorizont), zur tschechischen Braunkohle und zu den Hamburger Braunkohlensanden herstellen.

Vergleiche der Mikroflora von Ober-Erlenbach mit anderen Spektren aus den Prososthenienschichten (Ginnheimer Flöz) zeigen, daß diese Mikroflora insgesamt sehr ähnlich zusammengesetzt sind. Die Anzahl der Sporomorphen einer Formgruppe ist allerdings häufig starken Schwankungen unterworfen, dies betrifft naturgemäß besonders die sog. Fazieselemente. So kann beispielsweise die in ihrer botanischen Bedeutung unklare *T. pseudocingulum*-Gruppe stark wechselnde Anteile am Spektrum erreichen, ähnliches gilt für die Farnsporen der *L. haardti*-Gruppe. In erster Linie spiegeln sich darin örtliche, voneinander abweichende fazielle Verhältnisse in einer Sumpf- und Auenlandschaft (Taxodiaceae, *Nyssa*, *Alnus*, Polypodiaceae u. a.) wider.

Die Zusammensetzung der Ober-Erlenbacher Spektren zeigt primär die Vegetation der näheren Umgebung an, spiegelt aber auch das Paläoklima wider: Die in Mitteleuropa verbreitete Braunkohlenbildung in diesem Zeitabschnitt legt es nahe, feuchte Klimabedingungen anzunehmen. Die palynologischen Untersuchungen im Kalktertiär (HOTTENROTT 1993b) haben ergeben, daß dort der Anteil der wärmeliebenden Florenelemente und der Trockenheitsanzeiger insgesamt erheblich höher ist als in den Spektren der Prosostheniensichten. Dies gilt ganz besonders für die jüngeren Abschnitte des Kalktertiärs (Hydrobienschichten, Landschneckenmergel). Anzunehmen ist daher, daß etwa mit Beginn der Sedimentation der Prosostheniensichten ein Wechsel von vorher warmen und trockenen klimatischen Bedingungen zu feuchten und gemäßigt warmen Verhältnissen stattgefunden hat.

5. Schriftenverzeichnis

5.1. Archivalien

- Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden. Bohrarchiv Bl. 5718.
 Hess. Oberbergamt, Wiesbaden. Berechtsamsakten B382 (Gr. „Anschluß“), B2184 (Gr. „Erle“), B2189 (Gr. „Erlikönig“), B2231 (Gr. „Ersatz“), B4591 (Gr. „Karl“).
 Hess. Staatsarchiv Darmstadt. Abt. G15 (Kreisamt Friedberg), Nr. V1094 ([Braunkohle bei] Ober-Erlenbach 1832–1938); Abt. F 24 D (Grafschaft Solms-Rödelheim), Nr. 12 ([Braunkohle bei] Bockenheim, Praunheim, Ginnheim, Nieder Wöllstadt, Ober Erlenbach, Petterweil, Ober Eschbach); Abt. P4, Nr. 3459 (Parzellen Karten der Gemarkung Obererlenbach Iter Band. Bearbeitet im Jahr 1847–49).
 Stadtarchiv Bad Homburg v. d. Höhe. Gemeindearchiv Ober-Erlenbach, Best. XXIII, Abschn. 7 (Bergwesen), Konv. 5, Fasz. 14, 16 + 17.
 VON DER BRELIE, G. (1978): Pollenanalytische Untersuchung zweier Tonproben aus der Bohrung Brunnen Ober-Erlenbach. – Masch. schriftl. Bericht, 3 S.; Krefeld (Archiv HfB).
 ROLLE, F. (1863/66): Geognostische Beschreibung der Gegend von Homburg. [Noerdliche u. oestliche Gegend.]. – Handschriftl. Exkursionsbuch, 227 S. (Archiv des Senckenberg-Museums Frankfurt/M., Signatur „B 24598“).
 – (1863/69): Geognostische Beschreibung der Gegend von Homburg [Oestliche Gegend.]. – Handschriftl. Exkursionsbuch, 176 S. (Archiv des Senckenberg-Museums Frankfurt/M., Signatur „B 24598“).
 – (1864): Bericht an die landgräfl. Hess. Landes-Regierung (Homburg v. d. H.) über die im Jahr 1863 auf 64 ausgeführte geologische Aufnahme des Amtes Homburg. – Handschriftl. Mskrpt. vom 25.7.1864; Stadtarchiv Bad Homburg v. d. H. (Best. E VI [ROLLE-Nachlaß], 8. Umschlag) [Masch.schriftl. Transkription von I. FÄRBER, Nov. 1985, 15 S., 1 Abb.].
 – (1865/75): Geognostische Beschreibung der Gegend nördlich u. östlich von Homburg. – Handschriftl. Exkursionsbuch, 66 S. (Archiv des Senckenberg-Museums Frankfurt/M., Signatur „B 24598“).
 – (ca. 1866/77): Obererlenbacher Aufgrabung. – Mappe mit Notizzetteln und Korrespondenz (Archiv G. P. R. MARTIN, Mainz).
 – (1875/77): [Ohne Titel, Vorarbeiten zu ROLLE 1877]. – Mskrpt., 26 Bl. (Stadtarchiv Bad Homburg v. d. H., Best. E VI [ROLLE-Nachlaß], 15. Umschlag).

5.2. Literatur

- ANDERLE, H.-J. (1970): Outlines of the Structural Development at the Northern End of the Upper Rhine Graben. – Intern. Upper Mantle Project, Sci. Rep., 27: 97–102, 1 Abb.; Stuttgart.
 – (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. – In: Approaches to Taphrogenesis (eds. J. H. ILLIES, K. FUCHS), Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep. 8: 243–253, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
 Anonymus (1908): Bergbau im Grossherzogtum Hessen 1902 bis 1907. – Z. prakt. Geol., 16: 172–174; Berlin.

- Anonymus [os] (1992): Häuser auf Bergwerk gebaut? – Taunuskurier, **21**, Nr. 56 (6.3.1992): 13, 3 Abb.; Bad Homburg v. d. H.
- BÖKE, E. (1976): Schichtenausbildung und Lagerungsverhältnisse am Ostrande des nördlichen Oberrheingrabens bei Neu-Isenburg (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 225–231, 2 Abb.; Wiesbaden.
- COWIE, J. W., & BASSETT, M. G. (1989): 1989 Global Stratigraphic Chart.-Episodes, **12** (2), Suppl.; Ottawa.
- DELKESKAMP, R. (1908/09): Das Braunkohlenvorkommen am Südrand des Taunus und im unteren Main-tale. – Braunkohle, **7**: 381–384, 541–546, 561–567, 581–587, 685–690, 717–722, 3 Tab., 1 Kt.; Halle a. S.
- FUHRMANN, U., & LIPPOLT, H. J. (1987): K-Ar-Datierungen an Maintrapp-Basalten aus Bohrungen in Frankfurt a. M. nach der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenentgasungstechnik. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 245–257, 6 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GREGOR, H.-J., HOTTENROTT, M., KNOBLOCH, E., & PLANDEROVA, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. – Geologica Bavarica, **94**: 281–369, 10 Abb., 6 Tab., 9 Taf.; München.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G., & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. – 263 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Cambridge – New York – Port Chester – Melbourne – Sydney (Cambridge Univ. Press).
- HORN, P., LIPPOLT, H. J., & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – Eclogae geol. Helv., **65** (1): 131–156; 4 Abb., 2 Tab.; Basel.
- HOTTENROTT, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 113–168, 20 Abb.; Wiesbaden.
- (1992): Die stratigraphische Position des tertiären Braunkohlenflözes vom Bauersberg bei Bischofsheim a. d. Rhön aufgrund palynologischer Untersuchungen. – Giessener Geologische Schriften, **48**: 61–72, 2 Abb., 1 Taf.; Gießen.
- (1993a): Mikrofloristische Gliederung und Charakterisierung der Tertiärschichten von Frankfurt. – In: KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN (1993): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25.000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, S. 54–69, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1993b): Zur Palynologie im „Kalktertiär“ des Mainzer Beckens. – Festschr. Prof. W. Krutzsch – Mus. f. Naturk. Berlin, S. 133–144, 2 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- KINKELIN, F. (1892): Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südrandes des Taunus. – Abh. geol. Specialkt. Preussen u. d. Thüring. Staaten, **IX** (4), 302 S.; 12 Abb., 2 Kt.; Berlin.
- KÖBRICH, C. (1907): Die Entwicklung des privaten Braunkohlenbergbaus im Grossherzogtum Hessen. – Braunkohle, **6**: 437–443, 453–455, 4 Abb.; Halle a. S.
- (1914): Der Bergbau des Großherzogtums Hessen. Kurze Übersicht über geschichtliche Entwicklung und gegenwärtigen Stand des Berg-, Hütten- und Salinenwesens, vornehmlich in der Provinz Oberhessen. – 101 S., 29 Abb., 2 Kt.; Darmstadt (Staatsverlag).
- (1928): Rückblick auf die Entwicklung des Hessischen Bergbaus sowie auf die Betriebsleiterkonferenzen in Hessen. – 48 S., 18 Abb., 3 Tab.; Darmstadt.
- KREUTZER, H. W. (1986): Palynologie, Stratigraphie und Tektonik im Becken von Großalmerode (Blatt 4724 Großalmerode, Niederhessen). – Giessener Geologische Schriften, **41**, 126 S.; Gießen.
- KÜMMERLE, E. (1971): Zur Geologie der nordwestlichen Stadtgebiete von Frankfurt a. M. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 214–231, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1974): Geologische Ergebnisse neuerer Bohrungen in Frankfurt am Main. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 143–158, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25.000, Bl. 5618 Friedberg. – 247 S., 30 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- & SCHEER, H.-D. (1979): Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 145–161, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- & SEIDENSCHWANN, G. (1993): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25.000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost (3. Aufl.). – 308 S., 31 Abb., 36 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LAUBENHEIMER, A. (1848): Beitrag zur topographischen Mineralogie des Grossherzogthums Hessen und dessen nächster Umgebung. – Verh. naturhist. Ver. f. d. Grosshzgt. Hessen u. Umgebung, **2**: 28–60; Darmstadt.
- LEPPLA, A., & MICHELS, F. (1927): Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern 1:25.000, Bl. [5717] Homburg v. d. Höhe – Ober-Eschbach; Berlin.
- LUDWIG, R. (1852): Geognostische Beobachtungen in der Gegend zwischen Giessen, Fulda, Frankfurt a. M.

- und Hammelburg. – II + 52 S., 2 Kt.; Darmstadt (Jonghaus u. Venator).
- (1853): Die geognostischen Verhältnisse um Nauheim, und die Entstehung der Soolquellen. – In: BODE, F. (1853): Nauheim, seine natürlich warmen Soolquellen und deren Wirkung, nebst einer kurzen Nachricht über den Schwalheimer Mineralbrunnen (2. Aufl.), S. 10–52, 1 Profil; Cassel (Th. Fischer).
 - (1855a): Erl. Geol. Specialkt. Grosshzgt. Hessen u. d. angrenz. Landesgebiete 1:50.000, Sect. Friedberg. – 76 S., 1 Tab., 1 Taf.; Darmstadt (Jonghaus).
 - (1855b): Geol. Specialkt. Grosshzgt. Hessen u. d. angrenz. Landesgebiete 1:50.000, Sect. Friedberg; Darmstadt (Jonghaus & Venator).
 - (1858): Geognosie und Geogenie der Wetterau. – In: Naturhistorische Abhandlungen aus dem Gebiete der Wetterau. Eine Festgabe der Wetterauer Gesellschaft für die gesammte Naturkunde zu Hanau bei ihrer 50jährigen Jubelfeier am 11. August 1858, S. V–XII, 1–229; Hanau (Waisenhaus-Buchdruckerei).
- MARTIN, G. P. R. (1949): Braunkohlen bei Bad Homburg. – Der Taunusbote, **90**, Nr. 162 (10.10.1949): 5; Bad Homburg v. d. H.
- (1960): Die Braunkohle in der Gegend um Bad Homburg v. d. H. Notizen zu ihrer Geologie sowie zur Geschichte ihres Abbaus. – Mitt. Ver. Gesch. Landeskd. Bad Homburg v. d. H., **17**: 46–65, 1 Abb.; Bad Homburg v. d. H.
 - (1963a): Kleine Erdgeschichte der Taunuslandschaft. – Mitt. Ver. Gesch. Landeskd. Bad Homburg v. d. H., **28**: 1–110, 4 Tab., 10 Taf.; Bad Homburg v. d. H.
 - (1963b): Ist der Braunkohlenton von Homburg v. d. H. helvetischen Alters? – Ztschrft. rhein. naturforsch. Ges., **3** (1): 12–15; Mainz.
- PFLUG, H. D. (1966 a): Stratigraphische Einordnung weiterer hessischer und außerhessischer Tertiär-Vorkommen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **166** (12): 736–744, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1966b): Zur Stratigraphie des mittleren Tertiärs in Hessen und in benachbarten Gebieten. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 259–268, 2 Abb., 1 Tab; Wiesbaden.
 - (1986): Palynologie im Chatt/Miozän von Nordwest-Deutschland und Umgebung. In: TOBIEN, H. (ed.): Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beitr. reg. Geol. Erde, **18**: 583–595, 5 Abb.; Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- PROPSON-HAUCK, M. (1992): Erbkönig erschüttert Ober-Erlenbacher. Ist ein ehemaliges Braunkohle-Bergwerk schuld an Rissen in ihren Wohnhäusern? – Frankfurter Rdsch., **48**, Nr. 57 (7.3.1992), Lokalrundschau Hochtaunuskreis: I; Frankfurt a. M.
- ROLLE, F. (1866): Übersicht der geognostischen Verhältnisse von Homburg vor der Höhe und der Umgegend. – Beil. z. Amts- u. Intelligenz=Blatt f. d. Landgräfl. Hess. Amt Homburg, 32 S.; Homburg v. d. H.
- (1877): Ueber ein Vorkommen fossiler Pflanzen zu Obererlenbach (Wetterau). – N. Jb. Min. Geol. Palaeont., **1877**: 769–783; Stuttgart.
- ROTHAUSEN, K., MARTINI, E., ROTHE, P., SONNE, V., TOBIEN, H., & WEILER, H. (1988): Das Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän – Untermiozän) – Paläontologische, geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen im „Kalktertiär-Projekt“. – Geol. Jb., **A 110**: 17–52, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SCHEERER, E. (1912/14): Die Braunkohlenvorkommen des Großherzogtums Hessen. – Braunkohle, **11**: 437–443, 453–462, 469–474, 489–497, 505–507 + **13**: 345–350, 357–360, 369–371, 381–383, 393–395, 8 Abb.; Halle a. S.
- SPEYER, A. F. (1840): Geognostische Karte der Gegend zwischen dem Taunus, Vogelsberg, Spessart und Rhöngebirge, besonders der Kurhessischen Provinz Hanau [Maßstab ca. 1:136.000]; Hanau (F. Koenig).
- STEHLIN, H. G. (1917): Miocäne Säugetierreste aus der Gegend von Elm (Prov. Hessen). – Verh. naturforsch. Ges. Basel, **28**: 191–205, 7 Abb.; Basel.
- TASCHE, H. (1853): Einiges über die Braunkohlen der Wetterau und ihre Verwendung zu technischen Zwecken. – Gewerbebl. f. d. Großhzgt. Hessen, **16**: 113–118, 123–128; Darmstadt.
- (1854): Salzhausen. Mit besonderer Rücksicht auf die geognostischen Verhältnisse seiner Umgegend. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd., **4**: 72–127, 1 Kt.; Giessen.
- TECKLENBURG, T. (1884): Die Montan-Industrie im Großherzogthum Hessen. – Gewerbebl. f. d. Großhzgt. Hessen, **47**, No. 21: 161–164; Darmstadt.
- THEOBALD, G., & RÖSSLER, C. (1851) [mit Beitr. von LUDWIG, R. und SANDBERGER, F.]: Uebersicht der wichtigsten geognostischen und oryctognostischen Vorkommnisse der Wetterau und der zunächst angrenzenden Gegenden. – Jahresber. Wetterauischen Ges. f. d. ges. Naturkd., **1850/51**: 75–195; Hanau.
- THIELE-PFEIFFER, H. (1980): Die miozäne Mikroflora aus dem Braunkohlentagebau Oder bei Wackers-

- dorf/Oberpfalz. – *Palaeontographica*, B, **174**, (Lfg. 4–6): 95–224, 17 Taf.; Stuttgart.
- WEILER, W. (1988): Das Mikrophytoplankton im Kalktertiär (Oberoligozän – Untermiozän) des Mainzer Beckens. – *Geol. Jb.*, A **110**: 371–398, 38 Abb.; Hannover.
- WENZ, W. (1914): Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. – *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, **36 (1)**: 71–107, 2 Abb., 7 Taf., 1 Kt.; Frankfurt a. M.
- (1917): Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete. – *Notizbl. Ver. Erdk. Großhzgl. Geol. Landesanst. Darmstadt (V)* **2**: 49–71, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Darmstadt.
- (1921a): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Eine Einführung in die Geologie des Gebietes zwischen Hunsrück, Taunus, Vogelsberg, Spessart und Odenwald. – 351 S., 38 Abb., 41 Taf.; Heidelberg (W. Ehrig).
- (1921b): Geologischer Exkursionsführer durch das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 136 S., 30 Abb., 6 Taf.; Heidelberg (W. Ehrig).
- (1936): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25.000*, Bl. [5718] Rodheim. – 60 S., 1 Abb.; Darmstadt.
- (1937) [mit Beitr. v. DIEHL, O.]: *Geol. Kt. Hessen 1:25.000*, Bl. [5718] Rodheim. – Darmstadt.

Manuskript eingegangen am 13. 1. 1994

Bleiisotope in Galeniten der postvaristischen Quarz- und Mineralgänge des Osttaunus

Von

J. LÉVÊQUE & RAINER JAKOBUS*

Kurzfassung: 12 Galenite aus 11 ehemaligen Gruben im Taunus enthalten typisches Krustenblei, dessen Zusammensetzung außerordentlich wenig variiert und nicht von demjenigen der postvaristischen Gänge des Harzes zu unterscheiden ist. Diese Isotopenzusammensetzung kann am besten durch die Annahme erklärt werden, daß das Blei innerhalb eines begrenzten Zeitintervalles aus einer homogenen Quelle extrahiert oder durch einen großräumigen hydrothermalen Prozeß homogenisiert wurde. Im Harz stammt das Blei mit größter Wahrscheinlichkeit aus den paläozoischen Sedimenten (Devon und Unterkarbon), in denen die Gänge auftreten. Das könnte auch für den Taunus zutreffen.

Abstract: 12 galenas from 11 former mines in the Taunus Mountains contain typical crustal lead. Its composition varies very little and cannot be distinguished from the lead of the postvariscan hydrothermal vein deposits in the Harz Mountains. The easiest interpretation of this isotopic signature is the assumption of a homogenous source or that a regional hydrothermal process homogenized the lead. In either case the period of mineralization was short. In the Harz Mountains it could be shown that the lead of the ores most probably was derived from the Paleozoic country rocks (Devonian and lower Carboniferous) which host the veins. This might also be the case in the Taunus.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	75
2. Die Gänge des Osttaunus	76
3. Das Blei	77
4. Schriftenverzeichnis	80

1. Einleitung

Im Osttaunus treten zwischen der Idsteiner Senke im Westen und der Wetterau im Osten (Quarz-)Gänge mit lokaler Erzmineralisation auf. Auffällig sind Häufungen dieser Gänge um Altweilnau, Kransberg und Weiperfelden, während sie in anderen Bereichen seltener werden oder ganz fehlen.

Eine zusammenfassende Beschreibung aller wichtigen Erzgänge und ehemaligen Gruben des Volksstaates Hessen und des benachbarten preußischen Gebietes lieferte erstmals KÖBRICH (1936). SCHAEFFER (1979) erweiterte diese Zusammenfassung, führte erzmikroskopische Untersuchungen durch und stellte ein erstes Parageneseschema vor. ANDERLE (1984) stellte die Mineralisation in Verbindung mit der varistischen Bruchtektonik. JAKOBUS (1992 und 1993) führte im

* Dr. J. LÉVÊQUE, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Universität Gießen, Senckenbergstraße 3, 35390 Gießen. Dr. R. JAKOBUS, Hardtgrundweg 3, 61462 Königstein.

Rahmen einer Dissertation chemische und mikrothermometrische Untersuchungen an Gang- und Nebengesteinsmaterial durch. Aus der bis 1925 andauernden Bergbauperiode im Taunus sind noch einige Bergwerkstollen zugänglich und erlauben eine Untersuchung der Gänge vor Ort. Die Basis der vorliegenden Untersuchung bildeten neben den vorgenannten Untersuchungen die geologischen Meßtischblätter GK 25 5716 Oberreifenberg, 5616 Grävenwiesbach und 5617 Usingen. Die Galenitproben entstammen von Material aus der Arbeit JAKOBUS (1993).

Ziel der vorliegenden Untersuchung ist es, einen Beitrag zur Beantwortung der Frage zu liefern, ob intraformationale Prozesse, d.h. Stoffumlagerungen aus dem Nebengestein, an der Gangbildung und Buntmetallmineralisation beteiligt waren.

2. Die Gänge des Osttaunus

Die Gänge des Osttaunus streichen bevorzugt NW–SE, E–W und WNW–ESE. Die größten Mächtigkeiten werden auf NW–SE streichenden Gängen erreicht, da diese auf ursprünglich weit klaffenden Zerrspalten abgeschieden wurden. Die E–W-Richtung ist hingegen durch Blattverschiebungen mit Kataklyse des Gangmaterials geprägt.

Die Hauptgangart ist Quarz als Kappenquarz und auf NW–SE streichenden Gängen auch als Pseudomorphosenquarz. Feinkristalliner Quarz verdrängte dabei ursprünglich vorhandenen Baryt bis auf spärliche Reste. Neben Quarz treten als Gangarten Karbonate wie Calcit, Dolomit und Ankerit auf, wobei Calcit E–W-streichende Gänge zu bevorzugen scheint. Manche Gänge fallen durch Anreicherungen fettig glänzenden gelblichen Muskovits an den Salbändern auf.

Sulfidische Erzminerale sind dort angereichert, wo die Gänge tonige bis schluffige Schichtenfolgen mit eingeschalteten Sandsteinbänken der Ems-Stufe des Unterdevon durchschlagen. Jedoch führen auch Gänge in der „Nördlichen Phyllitzone“ des Vordertaunus Spuren sulfidischer Mineralisation.

Die primäre Buntmetallmineralisation besteht überwiegend aus Galenit und Chalkopyrit in wechselnden Anteilen. Untergeordnet kommen Pyrit und Fahlerz sowie sehr selten Sphalerit vor. Typisch ist eine linsige Anreicherung der Erzminerale. Selten halten „Erzwände“ (KÖBRICH 1936) über größere Strecken durch.

In den meisten der Gänge sind durch Bildung ausgeprägter Oxidationszonen die primären Buntmetallsulfide durch „Eiserne Hüte“ aus Goethit, Hämatit, Lithiophorit und Karbonaten, Sulfaten und Phosphaten umgewandelt worden.

JAKOBUS (1992) konnte anhand von K/Ar-Messungen an Salbandmuskoviten durch AHRENDT (Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen) mit etwa 140 Mio. Jahren ein jurassisches bis kretazisches Alter des Beginns der Mineralisation ermitteln. Die Gänge sind mit Bildungstemperaturen um 130° C dem niedrigthermalen Bereich zuzuordnen. Die Abscheidung erfolgte unter hochsalinaren Verhältnissen.

3. Das Blei

Tab. 1 gibt die Lokalitäten der Galenit-Fundpunkte für die Isotopenanalysen wieder. Die Pb-Isotopenverhältnisse von 12 Galeniten sind in Tab. 2 angegeben und in den Abb. 2 und 3 graphisch dargestellt. Die Punkte fallen zwischen die Bleientwicklungskurven von STACEY und KRAMERS (1975) sowie CUMMING und RICHARDS (1975), so daß es sich um typisches Krustenblei handelt.

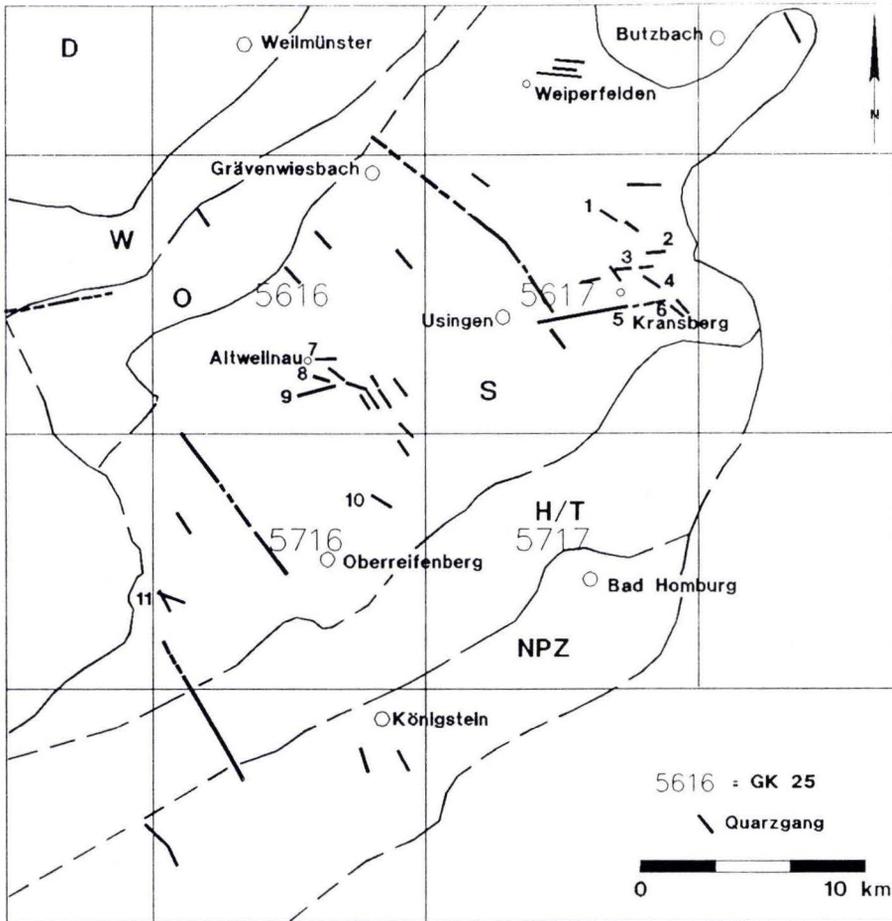


Abb. 1. Die postvaristischen Gänge des östlichen Taunus (Geologie stark vereinfacht).

- | | |
|-------------------------|------------------------|
| 1) Grube „Auguste IV“ | 7) Grube „Bleizeche I“ |
| 2) Grube „Emmy“ | 8) Grube „Königsholz“ |
| 3) Grube „Hubertus“ | 9) Grube „Emilie II“ |
| 4) Grube „Wundershecke“ | 10) Grube „Faulenberg“ |
| 5) Grube „Jeanette“ | 11) Grube „Hannibal“ |
| 6) Grube „Heinrich“ | |

D = Diabas; W = Wissenbacher Schiefer (Eifel-Stufe); O = Oberems; S = Singhofenschichten (Unterems); H/T = Hermeskeilschichten/Taunusquarzit (Gedinne/Siegen); NPZ = Nördliche Phyllitzone; \ = Quarzgang

Tab. 1. Fundpunkte der PbS-Proben für die Bleisotopenuntersuchungen

Nr.	Probe	Blatt-Nr.	Lokalität
1	AuIV89.1	5617	Grube „Auguste IV“ bei Langenhain-Ziegenberg; Pingenthalde
2	Ey89.1	5617	Grube „Emmy“ bei Langenhain-Ziegenberg; Stollenhalde
3	Hu89.1	5617	Grube „Hubertus“ bei Friedrichsthal; Halde
4	Hx89.8	5616	Grube „Emilie II“ bei Altweilnau; Pingenthalde am Hexentisch
5	Je89.1	5617	Grube „Jeanette“ bei Usingen-Kransberg; Halde
6	He89.1	5617	Grube „Heinrich“ bei Usingen-Kransberg; Stollenhalde
7	BzI88.12	5616	Grube „Bleizeche I“ bei Altweilnau (11 m-Sohle; 186 m)
7	BzI88.18	5616	Grube „Bleizeche I“ bei Altweilnau (11 m-Sohle; 52 m)
8	B289.31	5616	Grube „Königsholz“ bei Altweilnau; Bohrung A89B2
9	Wh89.8	5617	Grube „Wundershecke“ bei Friedrichsthal; Halde
10	Ig89.26	5716	Grube „Faulenberg“ bei Schmitten-Dorfweil; Stollenhalde im Weihergrund
11	Hef89.3b	5716	Grube „Hannibal“ bei Heftrich; Halde am Maschinenschacht

Tab. 2. Pb-Isotopenmessungen

Nr.	Probe	206/204	(2s)	207/204	(2s)	208/204	(2s)
1	AuIV89.1	18,497	0,001	15,649	0,001	38,577	0,002
2	Ey89.1	18,485	0,001	15,636	0,001	38,539	0,001
3	Hu89.1	18,474	0,001	15,617	0,001	38,477	0,001
4	Wh89.8	18,485	0,001	15,636	0,001	38,532	0,003
5	Je89.1	18,515	0,001	15,646	0,001	38,593	0,002
6	He89.1	18,486	0,003	15,639	0,002	38,521	0,005
7	BzI88.18	18,462	0,002	15,613	0,002	38,604	0,003
7	BzI88.12	18,464	0,001	15,610	0,001	38,467	0,001
8	B289.31	18,529	0,002	15,658	0,001	38,629	0,003
9	Hx89.8	18,473	0,002	15,623	0,002	38,484	0,004
10	Ig89.26	18,471	0,002	15,622	0,002	38,481	0,003
11	Hef89.3b	18,512	0,001	15,652	0,001	38,599	0,002

(s) = absoluter Fehler der Einzelmessung

Bleimodellalter zu berechnen verbietet sich, weil das Blei vermutlich durch Mischung und Homogenisierung nach Extraktion aus den Ursprungsgesteinen seine jetzige Isotopenzusammensetzung erlangte. Die Isotopenverhältnisse variieren auffällig wenig. Das wird am leichtesten dadurch erklärt, daß das Blei aller Gänge großräumig aus der gleichen homogenen Quelle extrahiert oder durch einen hydrothermalen Prozeß selber homogenisiert und dann abgelagert wurde. Die geringe Variation des Bleis der postvaristischen Gänge des Osttaunus unterscheidet sich deutlich vom Blei der Galenite der Spateisensteingänge des Siegerlandes, bei denen die ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-Verhältnisse ein Kontinuum zwischen den Werten 18,18 und 18,74 bilden (BRAUNS und LÉVÊQUE, 1992, unveröff.), was für kleinräumige Zufuhr des Bleis aus sehr inhomogenen Quellen spricht. Das Blei der untersuchten Gänge des Osttaunus ist nicht von dem ebenfalls sehr homogenen Blei der Harzer Gänge (Typ H, LÉVÊQUE und HAACK, 1992) zu unterscheiden, deren Alter jurassisch-kretazisch ist (HAACK und LAUTERJUNG, 1993; HAGEDORN und LIPPOLT, 1993). Es unterscheidet sich aber deutlich von dem Blei der stratiformen Mineralisationen des Rammelsberges (Typ R; Eifel-Alter) und des Kupferschiefers (Typ Z).

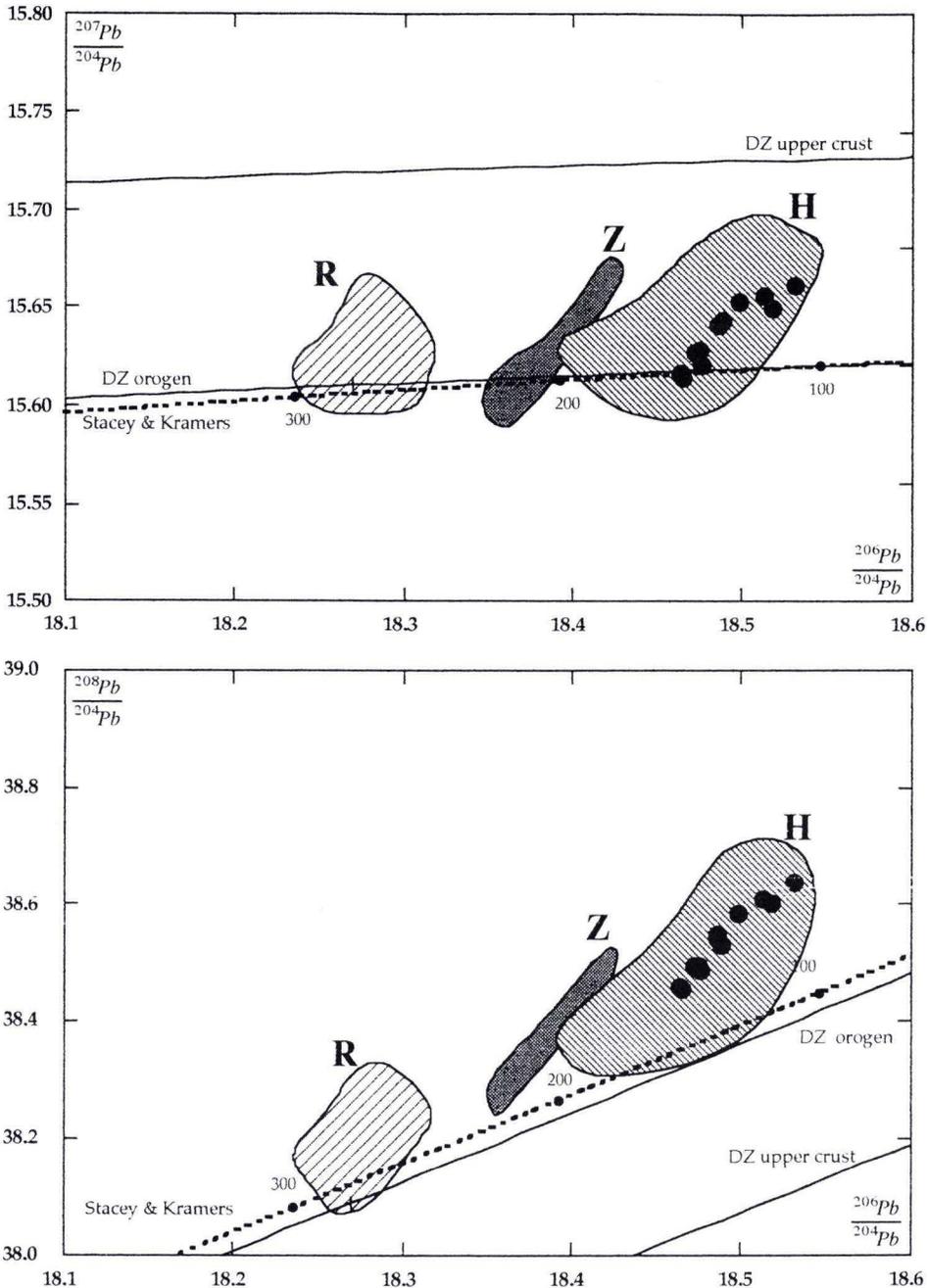


Abb. 2., u. 3. Pb-Isotopenverhältnisse der Taunusgänge (●) im Vergleich mit Gängen des Harzes (Typ H) sowie stratiformen Mineralisationen des Kupferschiefers und kleinen Vererzungen im Zechstein am Rande des Harzes (Typ Z) und des Rammelsberges (Typ R) nach Daten von LÉVÉQUE und HAACK (1992).

Die Nebengesteine der Harzer Gänge sind devonische und unterkarbonische Grauwacken und Siltsteine. Es konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß das Pb (und Sr) der Harzer Gänge durch intraformationale Umlagerung aus diesen Klastika extrahiert wurde (HAACK und LÉVÊQUE, 1992). Entsprechende Untersuchungen für den Taunus stehen noch aus. Es liegt aber nahe, für ihn eine ähnliche Quelle zu vermuten.

4. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.J. (1984): Postvaristische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus – Eine Übersicht. – *Schr. d. GDMB*, **41**: 201–217, 2 Abb.; Weinheim.
- BRAUNS, M., & LÉVÊQUE, J. (1992): Bleiisotope in Galeniten aus dem Siegerland – Wied-Distrikt. – SPP Kolloquium der DFG. „Intraformationale Lagerstättenbildung“; Bonn.
- CUMMING, G., & RICHARDS, J.R. (1975): Ore lead isotope ratios in a continously changing Earth. – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **28**: 155–171, 6 Abb., 4 Tab.
- HAACK, U., & LAUTERJUNG, J. (1993): Rb/Sr dating of hydrothermal overprint in Bad Grund by mixing lines. In: P. Möller (ed): *Formation of hydrothermal vein deposits – A case study of the Pb-Zn, Barite and Fluorite deposits of the Harz Mountains*. – Monograph Series on Mineral Deposits, **30**: 103–114, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LÉVÊQUE, J. (1992): Argumente für eine intraformationale Bildung der Harzer Pb-Zn-Lagerstätten, SPP Kolloquium der DFG, op.cit.
- HAGEDORN, B., & LIPPOLT; H.J. (1993): Isotopic age constraints for epigenetic mineralizations in the Harz Mountains (Germany) from K-Ar, Ar⁴⁰/Ar³⁹ and Rb-Sr data of authigenic K-Feldspar. In: P. Möller (ed): *Formation of hydrothermal vein deposits – A case study of the Pb-Zn, Barite and Fluorite deposits of the Harz Mountains*. – Monograph Series on Mineral Deposits, **30**: 87–102, 3 Abb., 6 Tab; Stuttgart.
- JAKOBUS, R. (1992): Die Erzgänge des östlichen Taunus. – *Geol. Jb. Hessen*; **120**: 145–160, 2 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1993): Untersuchungen zur Genese und Ausbildung der postvaristischen Quarz- und Buntmetallergänge des Osttaunus. – Diss. Univ. Frankfurt, 180 S., 61 Abb., 11 Tab; Frankfurt a. M.
- KÖBRICH, C. (1936): Hessische Erzvorkommen. Teil I: Die Nichteisenerze. – *Handb. hess. Bodenschätze*, **3**: 1–111, 14 Taf.; Darmstadt.
- LÉVÊQUE, J., & HAACK, U. (1993): Pb isotopes of hydrothermal ores in the Harz. In: P. Möller (ed): *Formation of hydrothermal vein deposits – A case study of the Pb-Zn, Barite and Fluorite deposits of the Harz Mountains*. – Monograph Series on Mineral Deposits, **30**: 197–210, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1993): Sr isotopes in Calcites from hydrothermal veins in the Harz and possible sources of solutions. – In: P. Möller (ed): *Formation of hydrothermal vein deposits – A case study of the Pb-Zn, Barite and Fluorite deposits of the Harz Mountains*. – Monograph Series on Mineral Deposits, **30**: 159–168, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHAEFFER, R. (1979): Untersuchungen an Erzgängen im östlichen Taunus. – Unveröff. maschinenschr. Manusk., 5+129 S., 10 Abb., 2 Taf.; Braunschweig.
- STACEY, J. S., & KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207–221, 6 Abb., 9 Tab.
- STEDINGK, K., LÉVÊQUE, J., & HAACK, U. (1990): Zur Frage der Erzhöflichkeit der Basisschichten des Iberger Riffes bei Bad Grund (NW-Oberharz). – *Erzmetall*, **43** (9): 380–383, 4 Abb.; Weinheim.

Manuskript eingegangen am 21. 2. 1994

Petrologie und Geochemie der Gabbrointrusionen des Frankensteins (Odenwald)

Von

BIRGIT KREHER *

Kurzfassung: Die Gabbrointrusion des Frankensteins repräsentiert das basische Anfangsglied einer magmatischen Entwicklung im Bergstraßeer Odenwald.

Petrographisch werden für den Pluton drei verschiedene Gabbrotypen unterschieden. Mit Hilfe der Mineralanalytik an Haupt- und Nebengemengteilen (auch der opaken Phasen) werden Kristallisationsabfolge der einzelnen Komponenten, die Platznahme des Plutons sowie die postmagmatischen Vorgänge diskutiert. Die durchgeführten geochemischen Untersuchungen belegen für den vorherrschend kalkalkalischen Pluton einen deutlichen Differentiationstrend (Mg #: 0.8–0.4) sowie eine subduktionsbezogene Bildung des Plutons.

Abstract: the Frankenstein gabbro intrusion represents the first basic pluton of a magmatic suite in the Bergstraßeer Odenwald.

Within the gabbro complex, three main petrographic types of gabbroic rocks have been distinguished. By microprobe analyses of main and accessory constituents – including opaque phases – the sequence of crystallization, the emplacement of the pluton and postmagmatic events are discussed. Geochemical investigations indicate differentiation of the dominant calcalkaline pluton (the Mg-Number varies between 0.4 and 0.8) and interpret the gabbro complex of the Frankenstein as the result of plutonic activity in a continental arc (= mid-German Crystalline Rise) in connection with the subduction of the Gießen-Ocean.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	82
2. Geologie	83
2.1. Der kristalline Odenwald	83
2.2. Die Gabbrointrusion des Frankensteins	84
3. Petrographie	86
3.1. Gefüge	86
3.2. Massig-homogene Gabbros	86
3.2.1. Massig-homogene Olivin-Gabbros (OG)	86
3.2.2. Massig-homogene Olivin-freie Gabbros (MHG)	87
3.3. Gefleckte Gabbros (GG)	89
3.4. Gabbro mit Layering (GL)	90
4. Mineralchemie	92
4.1. Plagioklas	92
4.2. Olivin	93
4.3. Pyroxene	93
4.3.1. Orthopyroxene	93
4.3.2. Klinopyroxene	94

* Dr. B. KREHER, Bayerische Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Mineralogisches Institut, Am Hubland, 97074 Würzburg und Friedrich Schiller Universität Jena, Institut für Geowissenschaften, Lehrstuhl für Mineralogie, Burgweg 11, 07749 Jena.

4.4. Amphibole	95
4.5. Biotit	96
4.6. Spinell	98
4.7. Opake Phasen	98
4.7.1. Magnetit	98
4.7.2. Ilmenit	99
4.7.3. Pyrit	99
4.7.4. Kupferkies	99
5. Geochemie	99
5.1. Allgemeine geochemische Charakteristika der Haupt- und Spurenelemente aller Gabbrotypen des Frankensteinsplutons	99
5.2. Massig-homogene und gefleckte Gabbros	100
5.2.1. Der Mg# als Differentiationsindex	100
5.2.2. Geochemische Charakterisierung der Magmen	101
5.2.3. Geotektonisches Bildungsmilieu	101
5.2.4. Chondrit-normierte Seltenerdverteilungsmuster	102
5.2.5. MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster	104
5.3. Der Gabbro mit Layering	107
5.3.1. Mg# als Differentiationsindex	107
5.3.2. Geochemische Charakterisierung des Gabbros mit Layering	107
5.3.3. Chondrit-normierte Seltenerdverteilungsmuster	107
5.3.4. MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster	107
6. Petrogenese	108
6.1. Kristallisationsbedingungen	109
6.1.1. Bisheriger Kenntnisstand	109
6.1.2. Eigene Ergebnisse	111
6.2. Differentiationsprozesse	115
6.3. Das Layering im Frankensteingabbro-Komplex: Mögliche Genese	115
7. Schriftenverzeichnis	116

1. Einleitung:

Das Gebiet der mitteleuropäischen Varisziden wurde von KOSSMAT (1927) in vier geologische Einheiten unterteilt. Dabei handelt es sich – von NW nach SE gesehen – um das nördliche Molassebecken, das Rhenoherynykum, das Saxothuringikum und um das Moldanubikum. In den letzten Jahren wurden vielfältige Untersuchungen durchgeführt um die Entwicklung des Varistikums in West- und Mitteleuropa zu klären (z. B. ZIEGLER 1986; MATTE 1986, 1991). Besonderes Interesse besteht dabei am Aufbau der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (BRINKMANN 1948), die in jüngerer Zeit als Suturzzone im Übergangsbereich zwischen dem Saxothuringikum und dem Rhenoherynykum diskutiert wird (s. u.). Zusammen mit dem Spessart, dem Ruhlaer Gebiet (Thüringer Wald) und dem Kyffhäuser gehört der Odenwald zu den wichtigsten Kristallin-Aufbrüchen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle. Weitere Informationen über den Aufbau der Mitteldeutschen Kristallinschwelle sind durch Befunde aus der Bohrung Saar I gegeben (HERING et al. 1976).

Für die Diskussion um die Mitteldeutsche Kristallinschwelle ist das reflexionsseismische Tiefenprofil DEKORP 2-Süd (DEKORP Research Group 1985; BEHR & HEINRICHS 1987) von großer Bedeutung. Die im DEKORP-Profil auftretenden, nach SE einfallenden Reflektoren, die im Bereich des Spessarts kuppelartig aufgewölbt sind, werden als Überschiebungsbahnen gedeutet, auf denen das saxothuringische Kristallin einschließlich der Einheiten der Mitteldeutschen Kristallinschwelle über die stark verschuppten, niedriger metamorphen Komplexe der Nördli-

chen Phyllitzone und die anchimetamorphen Einheiten des Rhenoherynikums überschoben wurden (WEBER & BEHR 1983; BEHR et al. 1984; BEHR & HEINRICHS 1987; FRANKE 1989a, 1989b; 1990). Dieser Deckenbau wird als Ausdruck eines kontinentalen Kollisionsprozesses gesehen, der durch die Subduktion des Gießener Ozeans eingeleitet wurde (FRANKE & ONCKEN 1990).

2. Geologie

2.1. Der kristalline Odenwald

Der kristalline Odenwald, der im Westen durch den Rheintalgraben begrenzt wird, läßt sich in zwei große Einheiten einteilen: Im Westen der Bergsträßer Odenwald und im Osten der Böllsteiner Odenwald; diese beiden Einheiten werden durch die dazwischen liegende Otzbergzone, die eine spröde-duktiler, extensionale Störungszone darstellt (SCHÄLICHE 1975; KROHE 1991), getrennt. Auf strukturgeologischen Untersuchungen basierend, haben KROHE (1991, 1992) und WILLNER et al. (1991) den Bergsträßer Odenwald in drei Einheiten (Nördlicher/Mittlerer/Südlicher Odenwald) unterteilt; als 4. Einheit wird der Böllsteiner Odenwald definiert. Der Bergsträßer Odenwald ist – im Gegensatz zu anderen Aufbrüchen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle – durch die Vorherrschaft von spätorogenen Plutoniten gegenüber den regionalmetamorphen Schieferzügen charakterisiert. Kennzeichnend ist weiterhin eine große chemische und modale Vielfalt dieser Intrusivgesteine, die von Olivin führenden Gabbros, Hornblende-Gabbros und Dioriten im Norden, bis hin zu Graniten im Süden, reicht. Bei den granitoiden Gesteinen dominieren solche vom I-Typ, sie werden z. T. von S-Typ-Granitoiden – in direkter Nachbarschaft – begleitet (LIEW & HOFMANN 1988; HENES-KLAIBER et al. 1989).

Der Böllsteiner Odenwald bildet eine NNE streichende und flach nach NNE abtauchende Antiklinalstruktur (ALTENBERGER 1993), die von CHATTERJEE (1960) als kuppelförmige Aufwölbung beschrieben wurde. Der zentrale Teil des Böllsteiner Odenwaldes wird durch Orthogneise aufgebaut; dabei handelt es sich um Granodiorit- und Granitgneise mit eingeschalteten Metagabbros und Amphiboliten. Umrandet wird dieser Orthogneiskern von einer Schieferhülle, bestehend aus älteren Metasediment-Serien mit Einschaltungen von Amphiboliten.

Für die amphibolitfaziale Regionalmetamorphose im Bergsträßer Odenwald konnten über weite Bereiche Metamorphose-Bedingungen von 600–610°C und 2.5 kbar (OKRUSCH 1990; OKRUSCH et al. 1975) abgeschätzt werden. Jedoch gibt es für einzelne Lokalitäten Abweichungen. So wurden von POLLER (1991) für den amphibolitischen Schieferrahmen des Frankensteingabbros Temperaturen von 550–600°C und Drücke um 2 kbar ermittelt, WILLNER et al. (1991) geben für dieselben Gesteine Drücke von 1–2 kbar an. Für den mittleren Odenwald (Hauptschieferzug) wurden von OKRUSCH (1990) als Bedingungen der Migmatitbildung 670–680°C bei 2.5–3 kbar angegeben; für die Kallstädter Migmatite wurden auch Temperaturen unter 700°C bestimmt. Ebenfalls für den Hauptschieferzug kann anhand der Granatzonierung in den Kinzigiten von Gadernheim und Laudenu eine Mitteldruckmetamorphose von 4–6 kbar bei 700–750°C (Granat-Kerne) und von 600°C bei 2.5 kbar (Granat-Rand) belegt werden. Daraus läßt sich ein P-T-Pfad im Uhrzeigersinn ableiten (OKRUSCH 1990). WILLNER et al. (1991) fanden in den Kinzigiten reliktsche Einschlüsse im Granat, die auf Metamorphose-Bedingungen von 580°C und 9 kbar während des prograden P-T-Pfades hinweisen.

Inwieweit der spätorogene Magmatismus im kristallinen Odenwald durch den postulierten Subduktionsprozeß gesteuert wurde, blieb bei älteren petrographischen (MAGGETTI 1971, 1974,

1975; MAGGETTI & NICKEL 1973, 1976; NICKEL & MAGGETTI 1974; NICKEL & ZURBRIGGEN 1975) und geochemischen (OKRUSCH & RICHTER 1969; WEBER-DIEFENBACH 1974) Bearbeitungen der unterschiedlichen Plutonite außer Betracht. Erst in jüngster Zeit wurde ein Bezug zwischen dem Subduktionsprozeß und dem auftretenden Magmatismus hergestellt (LORENZ & NICHOLLS 1984; LIEW & HOFMANN 1988; HENES-KLAIBER et al. 1989; WILLNER ET AL. 1991).

2.2. Die Gabbrointrusion des Frankensteins

Der Gabbro-Komplex am Frankenstein umfaßt ein 30 km² großes Gebiet im nordwestlichen Teil des Bergsträßer Odenwaldes. Der Pluton folgt in seiner Ausbreitung dem charakteristischen SW–NE Streichen aller kristallinen Einheiten des Bergsträßer Odenwaldes.

Entlang dem Höhenrücken des Frankenstein ist der Gabbropluton in Form von Klippen – vom Schloßberg im Norden bis zur Karlshöhe im Süden – aufgeschlossen. Weiterhin liegen im Gebiet des Gabbro-Komplexes – bei Nieder-Beerbach und bei Waschenbach – zwei große, noch im Abbau befindliche Steinbrüche (vgl. Abb. 1). Ansonsten ist das Auftreten des Gabbros auf Lese-Steine auf Feldern und in Wäldern beschränkt. Die Flußtäler von Beerbach und Waschenbach sind durch quartäre Ablagerungen bedeckt und bieten keine Beprobungsmöglichkeiten. Auf drei Seiten wird der Gabbro-Pluton von einem prävariscischen, amphibolitischen Schieferahmen umgeben (KLEMM 1938; SCHUBERT 1968); im Westen schneidet die Randstörung des Rheintalgrabens den Pluton ab (s. Abb. 1).

Das Intrusionsalter des Frankenstein wurde mittels radiometrischer Datierung von KIRSCH et al. (1988) über die Kombination von verschiedenen Methoden auf etwa 360 Ma festgelegt. Dabei wurden, ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter an Hornblenden, Plagioklasen, Biotiten und Pyroxenen sowie ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Einzelkorn-Daten an Zirkonen bestimmt. Während die Pyroxen- und Biotit-Alter gestört scheinen, geben die ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter an den gemessenen Hornblenden (362±9 Ma) Altersdaten mit sehr guter Übereinstimmung (bei 1-sigma STD). Der ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Anfangswert von 0.70380±0.00012, der von diesen Autoren aus einem Pyroxen eines Eukrits des Frankensteins bestimmt wurde, zeigt die Signatur einer unkontaminierten Mantelschmelze. Hornblenden, Plagioklase und Zirkone wurden innerhalb einer Zeitspanne unter ihre Schließtemperatur abgekühlt, die kleiner als die Fehlergrenze ist (10 Ma). Auf einer Schließungstemperatur von 200°C für Plagioklas basierend und einem angenommenen Temperaturgradienten von 50°C/km, schließen KIRSCH et al. (1988) auf eine maximale Intrusionstiefe von 4 km. Die Konkordanz der K-Ar-Daten der Plagioklase mit denen der Hornblenden zeigt weiterhin, daß die Plagioklase keine spätere Aufheizung über 200°C erfahren haben.

Damit repräsentieren die Daten das Eindringen des Gabbros in ein relativ seichtes Krustenniveau und nicht wie im südlich anschließenden Gebiet des Bergsträßer Odenwaldes Abkühlalter nach großräumiger, langsamer Abkühlung infolge von Hebungsvorgängen. Mit etwa 360 Ma wird für den Frankenstein-Komplex ein höheres Intrusionsalter als für die südlich angrenzenden Plutonite des Bergsträßer Odenwaldes angenommen. KREUZER et al. (1988), daß das Frankensteinmassiv ab dem Karbon seine eigene tektonische Entwicklung hatte.

Eine erste systematische petrographische Bearbeitung des Gabbro-Komplexes vom Frankenstein erfolgte ab 1885 durch CHELIUS (1885, 1886, 1891, 1901, 1906) und ab 1906 durch KLEMM (1906, 1907, 1914, 1918, 1938). Beide haben das Gebiet des Frankensteins kartiert (s. o.) und sind in ihrer petrographischen Bearbeitung besonders auf Rahmengesteins-Schollen und das breite Spektrum von Ganggesteinen innerhalb des Gabbro-Komplexes eingegangen.

Eine weitere, eingehende petrographische Bearbeitung des Gabbros fand durch TROCHIM

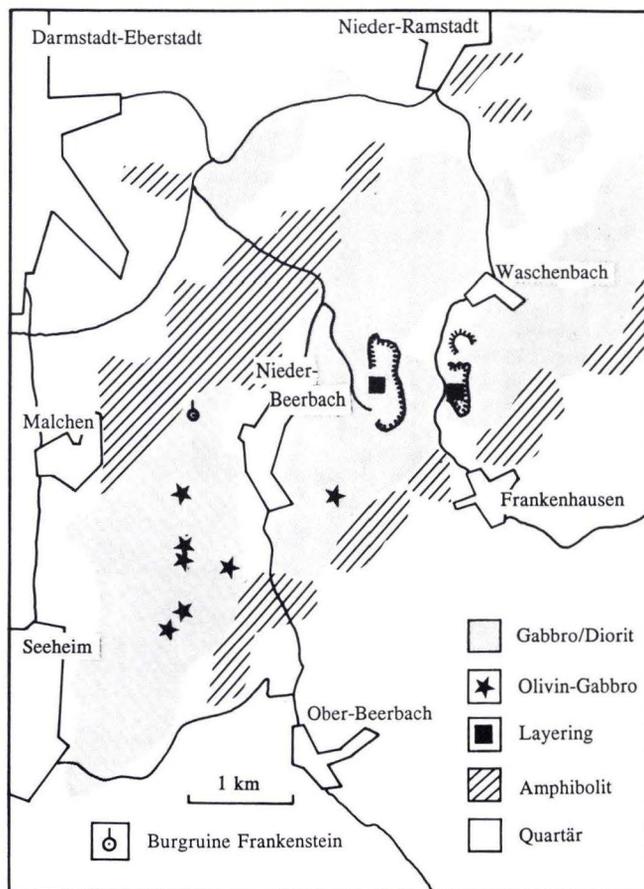


Abb. 1. Verbreitungsgebiet des Gabbros vom Frankenstein und die Darstellung der Fundpunkte von Olivin-Gabbros und dem Gabbro mit Layering. Eingezeichnet wurden ferner die z. Zt. im Abbau befindliche Steinbrüche Nieder-Beerbach und Waschenbach.

(1955, 1956, 1960) statt. TROCHIM beschrieb die große stoffliche Variationsbreite des Frankensteinkomplexes, die von Olivineukriten bis hin zu Quarzdioriten reicht und lokal ultrabasische Anteile enthält. Die Vielfalt der auftretenden Gesteinstypen ist nach TROCHIM (1960) nicht als Folge einer Magmendifferentiation anzusehen, sondern auf die Assimilation von Nebengestein zurückzuführen. Im Areal des Gabbro-Plutons treten weiterhin Lesesteine von Korundführenden Hornfelsen (KLEMM 1907, 1914) auf. Nicht im direkten Kontakt zum Gabbro, sondern bereits in den Rahmengesteinen, wurden von KUPFAHL et al. (1972) und ALTENBERGER et al. (1992) ebenfalls Korundführende Hornfelse in einem Aufschluß E Seeheim beschrieben. Daneben treten Einschaltungen von Beerbachiten auf. Bei diesen handelt es sich um Schollen ehemaliger Amphibolite, die durch den thermischen Einfluß der Gabbro-Schmelze zu Pyroxen-Hornfelsen umgewandelt wurden (MATTHIES & SCHUBERT 1971).

Die jüngste Bearbeitung der Ganggesteine, beschränkt auf den Steinbruch Nieder-Beerbach, erfolgte durch LEYK (1989), der im Rahmen seiner Diplomkartierung tektonische Untersuchungen an den Ganggesteinen durchführte. LEYK entdeckte während der Kartierung im Steinbruch Nieder-Beerbach erstmalig Gabbropartien, die einen magmatischen Lagenbau zeigen. Dieser wird im folgenden als Layering beschrieben.

3. Petrographie

Innerhalb des Frankenstein-Komplexes lassen sich drei Gabbro-Haupttypen unterscheiden. Zum einen der massig-homogene Gabbro, der in einigen Proben Olivin enthält; daneben tritt ein gefleckter Gabbrotyp auf. Der dritte Typ ist ein Gabbro mit Layering; dieser Gabbro wurde nur in den Steinbrüchen Nieder-Beerbach und Waschenbach beobachtet. Die massig-homogenen und gefleckten Gabbros treten über den gesamten Frankenstein-Komplex inhomogen verteilt auf. Im Gegensatz zum Befund von TROCHIM (1960) ist petrographisch kein Zonarbau des Gabbro-Komplexes zu ermitteln.

Im nachfolgenden Text werden die einzelnen Gabbrotypen beschrieben. Details sind bei KREHER (1992) nachzulesen.

3.1. Gefüge

In allen drei Gabbrotypen lassen die primären, magmatisch gebildeten Minerale (insbesondere Plagioklas) eine magmatische Fließregelung (n. PATERSON et al. 1989) erkennen. Allerdings ist dieses magmatische Gefüge tektonisch überprägt worden; das führt über Subkornbildung bis zur Rekristallisation bei den Plagioklasen; bei den Pyroxenen wird ebenfalls Subkornbildung beobachtet. Diese tritt bevorzugt in den Olivin-Gabbros auf. In den wenigen Proben des gefleckten Gabbrotyps, die Quarz führen, zeigt dieser immer undulöse Auslöschung und zum überwiegenden Teil Rekristallisation.

3.2. Massig-homogene Gabbros

3.2.1. Massig-homogene Olivin-Gabbros (OG)

Olivin-Gabbros wurden am Frankensteingabbro an sieben Lokalitäten gefunden (vgl. Abb. 1). Sie zeichnen sich makroskopisch durch ihre graublaue bis graue Farbe aus, sind stets mittelkörnig ausgebildet und treten im Gegensatz zu den anderen Gabbro-Typen in sehr homogener Ausbildung auf. Übergeordneter Hauptgemengteil ist Plagioklas, der mit 45–64 Vol.% am Modalbestand beteiligt ist, daneben tritt Klinopyroxen mit 13–45 Vol.% auf. Die Olivin-Gehalte schwanken zwischen 3 und 22 Vol.%. Orthopyroxen ist nur vereinzelt zu beobachten.

Die Plagioklase, mit An-Gehalten zwischen 63 und 87 Mol.%, bauen ein loses Gerüst auf, in welches Olivin und Pyroxene eingelagert sind. In den hypidiomorphen bis xenomorphen Olivinen schwanken die Fo-Gehalte zwischen 73 und 79 Mol.%. Innerhalb eines Fundpunktes sind die Fo-Gehalte sehr konstant und variieren maximal um 1.5 Mol.%. Die nur vereinzelt auftretenden Orthopyroxene bilden Säume um Olivin und Klinopyroxen oder treten in Form kleiner rundlicher Einzelkörner (max. 0.8 mm Größe) auf. Bei den Klinopyroxenen, überwiegend in isometrischen, maximal 1.5 mm großen Körnern auftretend, handelt es sich um diopsidischen Augit. Vereinzelt sind Zwillinge nach (100) ausgebildet.

Als Umwandlungsprodukt aus Pyroxen tritt in einigen Proben (mit max. 4 Vol.%) blaßgrüner bis gelblich-grüner stengeliger Amphibol (Hbl 1) auf. Dabei handelt es sich um aktinolith-

sche Hornblende bis Aktinolith. In allen Schlifften ist ferner in Gehalten bis maximal 6 Vol.% ein blaßgrünlich-gelblicher bis blaßolivbrauner Amphibol (Hbl 2) vorhanden, der als relativ späte Kristallisationsphase im Olivin-Gabbro auftritt und stets Säume um Olivin (vgl. Abb. 2) und/oder Klinopyroxen bildet.

In einer Probe (163/91/I) wurde Biotit beobachtet, der in dünnen, hypidiomorphen Blättchen mit einem schwachen Pleochroismus von sehr blaß orange nach schwach olivbraun ausgebildet ist. Akzessorisch auftretender Apatit weist einen kurzen gedrunenen Habitus (Körner <0.5 mm) auf.

Der Anteil der Opakphasen am Modalbestand beträgt maximal 2 Vol.%. Vorherrschend treten Magnetit und Ilmenit auf und zwar als eigenständige, xenomorphe Individuen oder in Form lamellarer Ilmenit-„Entmischungen“ (zu den Bildungsbedingungen, s. Kapitel 4.7.1.). In einer Probe wurden kleine, rundliche oder lamellare Entmischungskörper von grünem Spinell im Magnetit beobachtet.

3.2.2. Massig-homogene Olivin-freie Gabbros (MHG)

Diese mittel- bis grobkörnigen, makroskopisch graublauen bis graugrünen Gabbros bestehen überwiegend aus Plagioklas (44–71 Vol.%) und Klinopyroxen (1–24 Vol.%). Der Anteil an Amphibol (2–30 Vol.%) und an opaken Phasen (1–12 Vol.%) ist höher als in den Olivin-Gabbros.

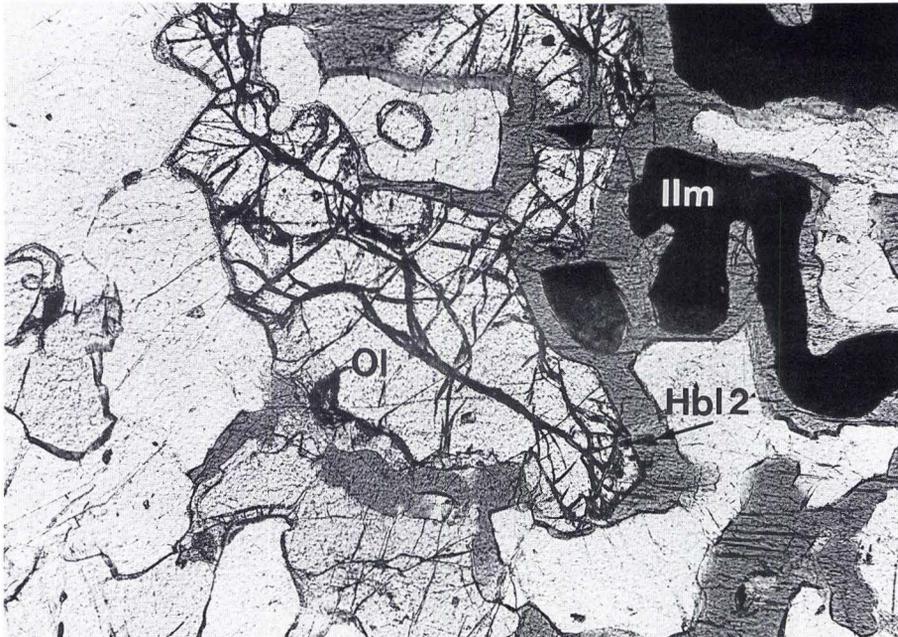


Abb. 2. Olivin-Gabbro (Probe 4/89/I; aufgel. Steinbruch Riedlinger). Amphibol (Hbl 2) umsäumt Olivin (Ol) und den spätmagmatisch gebildeten Ilmenit (Ilm).

1 Nicol; lange Bildseite: 3,5 mm.

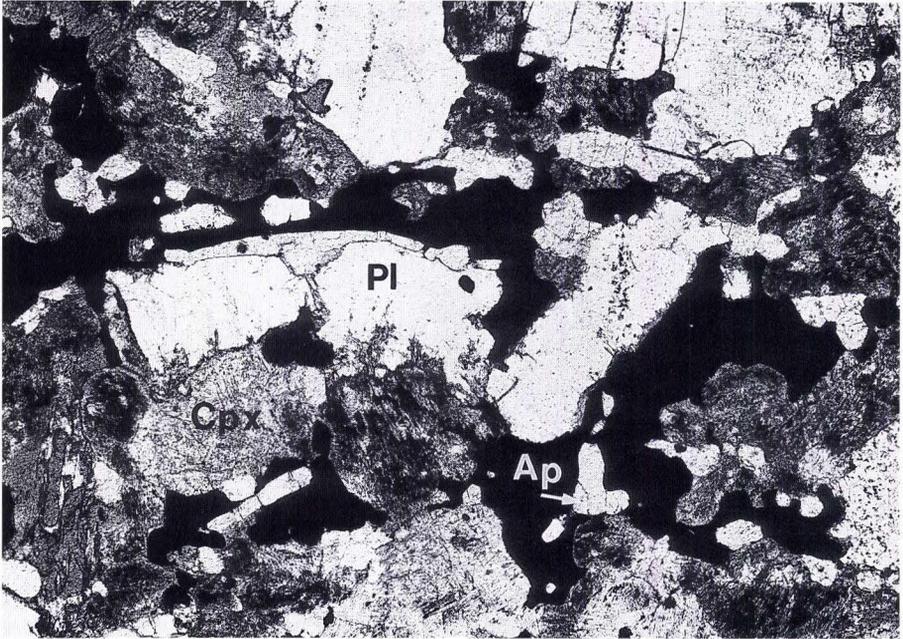


Abb. 3. Massig-homogener, Olivin-freier Gabbro mit einem Opakanteil >8 Vol.% (Probe 98/90/II; Stbr. Nieder-Beerbach). Magnetit/Ilmenit Verwachsungen füllen die Zwickel zwischen agglomerierten Klinopyroxenen (Cpx) bzw. Plagioklasen (Pl). Begleitet werden die Opakphasen von gedrungenen, kurzsäuligen Apatiten (Ap).

1 Nicol; lange Bildkante: 6 mm.

Die bis 8 mm großen, überwiegend leistenförmigen bis länglich gestreckten z.T. sehr frischen Plagioklase bilden ein Gerüst, das in einigen Schlifften eine schwache magmatische Fließregelung zeigt. Beinahe durchgehend tritt in den Zwickeln noch eine zweite, max. 0.5 mm große, ebenfalls leistenförmig ausgebildete Plagioklas-Generation auf. Die An-Gehalte der 2. Plagioklas-Generation schwanken zwischen 50–75 Mol.%; die An-Gehalte der 2. Plagioklas-Generation variieren zwischen 59–65 Mol.%.

Orthopyroxene treten nur vereinzelt als rundliche, hypidiomorphe Körper auf. Die frischen Orthopyroxene werden zumeist von dünnen, parallel angeordneten Augit-Lamellen durchsetzt. In das Gerüst der 1. Plagioklas-Generation sind die rundlichen und wesentlich kleineren Klinopyroxene eingelagert, in einigen Proben auch nesterartig aggregiert. Es handelt sich um diopsidischen Augit mit z.T. Zwillingen nach (100) und „diallagartigen“ Lamellen//(100). Die durchschnittliche Korngröße liegt bei 0,5 mm.

Amphibole treten in drei verschiedenen Generationen auf: eine blaßgrüne, aktinolithische Hornblende (Hbl 1) mit 7 bis 20 Vol.%, eine blaßbraune, pargasitische-hastingsitische Hornblende (Hbl 2) mit 1 bis 7 Vol.% und eine tiefbraune, poikilitische Hornblende (Hbl 3) ist bis max. 13 Vol.% vertreten. Die aktinolithische Hornblende (Hbl 1) tritt entweder in Form kompakter, xenomorpher Einzelkörner oder in faserigen bis wirrstrahligen Aggregaten als Produkt

der Uralitisierung in homoachsialer Verwachsung mit dem Klinopyroxen auf. Die pargasitische/hastingsitische Hornblende (Hbl 2), mit einem Pleochroismus von graugelb nach dunkelgelb, tritt in zwei verschiedenen Ausbildungen auf: Zum einen als homoachsiale Verwachsung mit Klinopyroxen; wobei die Hornblende den Klinopyroxen siebartig durchsetzt. Zum anderen als Saum um Klinopyroxen; bei diesen Säumen zeigt sich häufig deutlich die typische Spaltbarkeit der Hornblenden. Die poikilitische Hornblende (Hbl 3) mit einem kräftigen Pleochroismus von mäßig rot braun nach dunkel rot braun umschließt während ihres spätmagmatischen Wachstums Pyroxene und Plagioklas und verdrängt diese. Dabei erreicht die Hbl 3 eine Größe von mehreren cm.

In einem Teil der Proben wurde Biotit beobachtet; er zeigt einen deutlichen Pleochroismus von blaß orange nach oliv braun. Zumeist tritt er in Form kleiner Schüppchen, zu Nestern aggregiert, in der Nähe der Opakphasen auf. Apatit bildet vornehmlich dünne, bis 4 mm lange Nadeln; in Proben mit einem Opak-Anteil >8 Vol.% erreicht er bis 3 Vol. % (Abb. 3).

Die opaken Phasen sind mit maximal 12 Vol. % vertreten. Den Hauptanteil nehmen dabei Magnetit und Ilmenit ein. Diese treten teilweise als eigenständige Körner auf, wobei Magnetit häufiger als Ilmenit vertreten ist, oder Ilmenit ist in Magnetit „entmischt“; vereinzelt sind auch stark verzahnte Verwachsungen von Magnetit und Ilmenit zu beobachten. Im Magnetit treten untergeordnet lamellare Entmischungen von Ulvöspinell auf. Die Ilmenitkörner enthalten häufig Entmischungskörperchen von Hämatit in Form von Lamellen oder parallel angeordneten Reihen von Tröpfchen. Magnetit tritt auch als myrmekitartige Erzausscheidung bei der Umwandlung von Pyroxen in Amphibol (sog. Uralitisierung) auf; untergeordnet sind darin „Entmischungen“ von Ilmenit zu beobachten. Desweiteren wurden an Opakphasen Pyrit, Kupferkies, sowie untergeordnet Pyrrhotin beobachtet.

3.3. Gefleckte Gabbros (GG)

Diese Gabbro-Gruppe erhielt ihren Namen aufgrund der makroskopischen Gesteinsansprache im Gelände. Aus rein sprachlichen Gründen wird dieser Gabbrotyp im folgenden, trotz eines An-Gehaltes von überwiegend < 50 Mol.%, als Gabbro und nicht als Diorit bezeichnet. Die überwiegend mittelkörnigen Gabbros zeichnen sich durch eine fleckige Verteilung der hellen (vorherrschend Plagioklas) gegenüber den dunklen Gemengteilen (Pyroxen, Amphibole) aus. Sie unterscheiden sich im Modalbestand gegenüber den massig-homogenen Gabbros durch einen tendenziell niedrigeren Gehalt an Plagioklas (41–61 Vol.%) und Klinopyroxen (0–22 Vol.%) sowie einen entsprechend höheren Gehalt an Amphibolen (13–48 Vol.%).

Die zumeist polysynthetisch verzwilligten Plagioklase sind länglich oder rundlich ausgebildet. Im allgemeinen beträgt die Korngröße 6 mm. Zonarbau wird in den gefleckten Gabbros häufiger beobachtet als in den massig-homogenen Gabbros. Der An-Gehalt der Plagioklase schwankt zwischen 27 und 57 Mol.%.

Neben Plagioklas tritt Klinopyroxen in rundlichen hypidiomorphen Körnern oder kurzen gedungen Säulen von maximal 2–3 mm Korngröße auf. Die Klinopyroxene weisen zumeist das bereits oben beschriebene Phänomen der Uralitisierung auf. Ferner werden die Klinopyroxene z.T. siebartig von einem blaßbraunen, plättchenförmigen Amphibol (Hbl 2) durchsetzt. Oft durchziehen feine, „diallagartige“ Lamellen ($//100$) die Klinopyroxene; dabei handelt es sich zumeist um Klinopyroxene mit etwa geringeren Ca-Gehalten als die Wirtskristalle.

Die bereits bei den massig-homogenen Gabbros beschriebenen Amphibol-Generationen sind auch in dem gefleckten Gabbrotyp in gleichem Erscheinungsbild zu beobachten. Ergänzend soll

hier noch erwähnt werden, daß die Hbl 2 als Einzelkorn auftretend häufig einen Zonarbau mit Ti-reichen Kernen und Ti-ärmeren Rändern aufweist; die Randbereiche bestehen – bei gleicher optischer Orientierung – aus Hbl 1.

In zwei Proben wurde in Randbereichen der Hbl 2 ein farbloser Amphibol beobachtet (vgl. Abb. 6), der nach optischen Untersuchungen, unter Bestätigung der Mineralchemie, als Cummingtonit (Hbl 4) anzusprechen ist (s. Kapitel 4.5.).

In fast allen Schliffen dieses Gabbro-Typs wurde Biotit als Nebengemengteil (max. 3 Vol.%) beobachtet, und zwar in zwei verschiedenen Ausbildungen: Entweder im direkten Kontaktbereich als Ummantelung der Opakphasen in feinschuppiger bis filziger Ausbildung oder in bis zu 1.5 mm großen Tafeln mit zerlappten und/oder buchtigen Kornrändern auftretend. Apatit ist in allen Schliffen als Übergemengteil mit maximal 3 Vol.% vertreten. Im Gegensatz zu seinem Auftreten in den massig-homogenen Gabbros ist der Apatit in den gefleckten Gabbros häufig perl-schnurartig aneinandergereiht oder tritt fleckig verteilt in direkter Nähe der opaken Phasen auf. Xenomorpher Titanit ist in allen untersuchten Proben in geringer Menge vorhanden, wobei er überwiegend mit den Opakphasen verwachsen ist. In zwei Schliffen wurde in Spuren idiomorpher Zirkon beobachtet.

Der Anteil der opaken Phasen variiert zwischen < 1 und 10 Vol.%. Die opaken Phasen in den gefleckten Gabbros treten – anders als in den massig-homogenen Gabbros – größtenteils als Zwickelfüllungen zwischen den agglomerierten Plagioklasen auf. Es handelt sich überwiegend um Magnetit und Ilmenit, die meist miteinander verwachsen sind, wobei Magnetit dominiert. Vereinzelt tritt Ilmenit auch in Form selbständiger Körner auf. Hämatit zeigt sich als Entmischung im Ilmenit; er bildet meist Lamellen, vereinzelt auch feinste Tröpfchen. Ebenfalls untergeordnet tritt Pyrit in Form idiomorpher Körner oder in Form kleiner Tropfen auf. Xenomorpher Pyrrhotin und Pentlandit, der häufig Säume um Pyrit bildet, wurden in einigen Schliffen in Spuren beobachtet. Feinst verteilter Kupferkies ist in einem Großteil der Proben in Spuren vertreten.

3.4. Gabbro mit Layering (GL)

Dieser Gabbrotyp, der erstmalig im Steinbruch Nieder-Beerbach entdeckt wurde (LEYK 1989), ist durch eine Wechsellagerung von hellen (= plagioklasreichen; Plagioklas: 52–78 Vol.%, Pyroxen: 4–24 Vol.%) und dunklen (= pyroxenreichen) Lagen gekennzeichnet (siehe Abb. 4); die einzelnen Lagen erreichen dabei eine Mächtigkeit bis zu ca. 5 cm („thin layer“ nach IRVINE, 1982). Die Grenzen zwischen den hellen und dunklen Lagen des Layerings sind relativ scharf, die Übergangsbereiche generell < 10 mm ausgebildet. Bei den Plagioklasen, die z. T. eine schwache Einregelung im Sinne einer magmatischen Fließregelung zeigen, ist dabei keine Veränderung in ihrer Orientierung zu beobachten.

Im Steinbruch Waschenbach wird an einigen schwer zugänglichen Stellen in den Abbruchwänden ebenfalls ein Layering vermutet.

Helle Lagen

Plagioklas (50–62 Mol.% An-Gehalt) als Orthokumulat ist sowohl hypidiomorph-leistenförmig als auch -körnig ausgebildet mit einer Korngröße von max. 5 mm.

Als Interkumulusmaterial treten die wesentlich kleineren (< 1 mm Korndurchmesser), isometrischen, z.T. hypidiomorphen Klinopyroxen Körner auf. Teilweise werden diese Körner von dünnen, parallelen Lamellen, vermutlich ebenfalls Klinopyroxene, aber anderer Zusammensetzung



Abb. 4. Ausschnittsvergrößerung aus einer Bruchwand mit typischem rhythmischen Layering. Helle Lagen: Vorherrschen von Plagioklas als Orthokumulat gegenüber Klinopyroxen als Interkumulus-Material. Dunkle Lagen: Klinopyroxen als Interkumulus-Material ist stark angereichert.
Bildausschnitt: ca. 0.40 m × 0.55 m.

zung, durchsetzt. Vollständig frische Klinopyroxene treten nur äußerst untergeordnet auf; sie werden zumeist in Hbl 1 umgewandelt, die als Uralitisierungsprodukt mit bis zu 25 Vol.% am Modalbestand beteiligt ist. Vereinzelt sind Quersprossungen von Hbl 1 zu beobachten. Ferner werden die Klinopyroxene z.T. von Hbl 2 siebartig durchsetzt.

Biotit tritt in Spuren, zumeist vergesellschaftet mit opaken Phasen, die er in Form feiner Blättchen ummantelt, auf. Ferner tritt in Spuren hypidiomorpher bis nadeliger Apatit (max. 2 mm lang) unregelmäßig verteilt auf.

Die opaken Phasen – vorherrschend Magnetit, Ilmenit untergeordnet Pyrit und Kupferkies – sind mit maximal 3 Vol.% vertreten. Die opaken Phasen entsprechen in ihrem Auftreten denen der massig – homogenen Gabbros.

Dunkle Lagen

In den dunklen Lagen ist Plagioklas (An-Gehalt: 50–65 Mol.%) ebenfalls als Orthokumulat ausgebildet; allerdings ist er nur mit 34–49 Vol.% vertreten. Die hypidiomorphen, leistenförmigen oder rundlichen Körner erreichen maximal 5 mm Länge. Zonarbau tritt gelegentlich auf und ist schwach ausgebildet (z. B. Kern 65 Mol.% An: Rand 60 Mol.% An).

Die hypidiomorphen, rundlichen Klinopyroxene (31–44 Vol.%) bilden die Interkumulus-Phase, wobei die einzelnen Körner (< 1 mm Korndurchmesser) teilweise miteinander aggregiert

sind. Vereinzelt können in diesen diopsidischen Augiten „diallagartige“ Lamellen beobachtet werden.

Wie in den anderen beschriebenen Gabbrotypen lassen sich in den dunklen Lagen des Gabbros mit Layering drei Generationen von Amphibolen unterscheiden: Zum einen die Hbl 1 als Uralitisierungsprodukt in homoachsialer Verwachsung mit dem Klinopyroxen. Dabei ist die Hornblende faserig bis wirrstrahlig ausgebildet und zeigt einen schwachen Pleochroismus von blaß grün nach gelbgrün. Diese Hornblende ist mit 4–14 Vol.% vertreten. Demgegenüber erreicht die zweite Hornblendevarietät (Hbl 2) nur 1–4 Vol.%. Sie ist ebenfalls koaxial mit dem Klinopyroxen verwachsen, aber plättchenförmig ausgebildet und durchsetzt die Klinopyroxene bzw. Hbl 1 als Produkt der Uralitisierung siebartig.

Vereinzelt tritt als Nebengemengteil Biotit auf. In feinschuppiger bis feinblättriger Ausbildung mit einem deutlichen Pleochroismus von sehr blaß orange nach olivbraun ummantelt er zumeist die opaken Phasen und tritt dann häufig zusammen mit Apatit auf.

Die opaken Phasen sind innerhalb der dunklen Lagen – im Verhältnis zu den hellen Lagen – leicht angereichert, mit maximal 6 Vol.%. Magnetit und Ilmenit sind wiederum die Hauptvertreter und werden von Pyrit, Kupferkies sowie von Pyrrhotin begleitet.

4. Mineralchemie¹

Bei den in Kapitel 3, Petrographie, angeführten drei Hauptgruppen des Gabbros vom Frankenstein wurden an den gesteinsbildenden Mineralen, sowie an den opaken Phasen Mikrosondenanalysen durchgeführt. Ergebnisse zu den mineralchemischen Untersuchungen an sekundären Mineralen sind hier nicht aufgeführt, können aber bei KREHER (1992) nachgelesen werden.

4.1. Plagioklas

An den Plagioklasen der einzelnen Gabbro-Typen wurden Mikrosondenanalysen durchgeführt. In allen Gabbro-Typen liegen die Cn-Gehalte unter 0.20 Mol.%; die Or-Gehalte schwanken über alle Typen zwischen 0.14 und 1.60 Mol.%. Innerhalb des gesamten Gabbro-Plutons variieren die An-Gehalte zwischen 28 und 87 Mol.%. Entsprechend der petrographischen Typeneinteilung läßt sich diese große Variationsbreite in kleinere Bereiche gruppieren. In den Olivin-haltigen Gabbros des massiv-homogenen Typs streuen die An-Gehalte in einem Bereich von 67 bis 87 Mol.% An (entspr. vorherrschend Labradorit), wobei in einzelnen Proben die Variationsbreite jedoch geringer ist. Zonarbau ist zum Teil zu beobachten. Die Kern-/Rand-Zusammensetzungen variieren dabei durchschnittlich nur um 2 bis 3 Mol.%. Überwiegend ist normaler Zonarbau zu beobachten, nur vereinzelt tritt inverser Zonarbau auf.

Bei den Plagioklasen der massiv-homogenen, Olivin-freien Gabbros handelt es sich um Labradorit bis Bytownit (50–75 Mol.% an). Bei den z.T. zonierten Plagioklasen überwiegt inverser Zonarbau, wobei die An-Gehalte kontinuierlich vom Kern zum Rand abnehmen. In einem Fall wurde oszillierender Zonarbau gemessen.

Die Plagioklase in den gefleckten Gabbros liegen mit ihrem An-Gehalt insgesamt niedriger als die massiv-homogenen Gabbros. Es handelt sich bei den Plagioklasen (27–57 Mol.% An) um Mischkristalle von Oligoklas bis Labradorit-Zusammensetzung. Bei den teilweise zonierten Plagioklasen überwiegt der normale Zonarbau. Trotz der Überlagerung der einzelnen Streu-Bereiche im An-Gehalt ist deutlich eine Tendenz zu abnehmenden An-Gehalten vom Olivin-Gabbro zum gefleckten Gabbro hin zu erkennen. Dieser Trend zeigt auch die Altersfolge der einzelnen Gabbro-Typen in der Kristallisation von An-reichen zu An-ärmeren Magmen an.

Um in dem Gabbro mit Layering mögliche Schwankungen in der Plagioklas- bzw. Pyroxen-Zusammensetzung während des Wechsels von hellen mit dunklen Lagen feststellen zu können, wurde bei einer Probe über einen Bereich von ca. 20 cm ein Profil gelegt und kontinuierlich der Plagioklas- und Pyroxen-Chemismus gemessen. Dabei wird deutlich sichtbar, daß die Plagioklas-Gehalte innerhalb eines engen Bereiches von nur 57–62 Mol.% An schwanken; diese geringe Schwankung ist unabhängig von der Position des Plagioklases in einer dunklen bzw. hellen Lage. Im Vergleich zu der beobachteten Variation der An-Gehalte bleibt die Pyroxen-Zusammensetzung praktisch konstant (s. auch Kap. 4.3.2.). Dieser beobachtete chemische Aufbau und die Variationsbreite im An-Gehalt sind auch in allen anderen untersuchten Proben des Layerings zu beobachten.

4.2. Olivin

Von allen sieben Lokalitäten des Olivin-Gabbros wurden Mikrosondenanalysen an Olivin durchgeführt. Bei den untersuchten Olivinen handelt es sich durchweg um Chrysolith; die Fo-Gehalte schwanken über alle Gabbro-Proben zwischen 73 und 79 Mol.%. Für die einzelnen Proben treten nur geringe Streuungen im Fo-Gehalt auf. Die Olivine sind in sich sehr homogen aufgebaut; sie zeigen keinen Zonarbau.

In Abb. 5. wurden die Streubereiche der Fo-Gehalte über die An-Gehalte der koexistierenden Plagioklase aufgetragen. Mit dieser Darstellung nach BEARD (1986) besteht die Möglichkeit, Kumulatgabbros aus verschiedenen geotektonischen Positionen miteinander zu vergleichen. Die untersuchten Proben des Frankensteins zeigen bei den bereits erwähnten geringen Schwankungen im Fo-Gehalt innerhalb einzelner Proben ebenfalls geringe Streubreiten im An-Gehalt (max. 8 Mol.% An-Differenz); aber über alle Proben zeigt sich eine relativ große Varianz von 30 Mol.% An. Damit liegen die Proben z.T. innerhalb des Arc Typ II-Feldes, in dem nach BEARD (1986) Olivin-freie Gabbros bzw. Gabbro-Norite neben Olivin-haltigen Ultramafititen vorherrschen, ansonsten plotten sie in das Feld der Tholeiitischen „Layered Intrusions“. BEARD (1986) hat jedoch auch festgestellt, daß die typischen Kennzeichen der Arc-Kumulate: Bei hohen Fo-Gehalten (60–90 Mol.%) ebenfalls hohe An-Gehalte (i.a. 80 An Mol.%) nicht auf alle Arc-Typen zutreffen. Als ein Beispiel wurde die Anorthit-Forsterit-Variationsbreite des kalkalkalischen Gabbro-Plutons von St. Vincent (Antillen; aus BEARD 1986, nach ARCULUS & WILLS 1980) in Abb. 5 mit eingetragen.

Die MnO-Gehalte in den untersuchten Olivinen des Gabbros schwanken zwischen 0.18 und 0.57 Gew.%. Damit liegen die Gehalte z.T. deutlich über dem durchschnittlichen MnO-Gehalt von 0.24 Gew.% in basischen Plutoniten (DEER et al. 1982).

4.3. Pyroxene

4.3.1. Orthopyroxene

Bei den analysierten Orthopyroxenen handelt es sich nach der Nomenklatur von POLDERVART & HESS (1951) um Bronzite, nach der IMA-Nomenklatur (MORIMOTO 1988) um Enstatite.

Die Al_2O_3 -Gehalte der Orthopyroxene schwanken zwischen 1.41 und 1.93 Gew.%. Sie liegen damit relativ niedrig und zeigen, daß die Kristallisation der Orthopyroxene bei niedrigen Drucken, d.h. in relativ seichtem Intrusionsniveau stattgefunden hat (DEER et al. 1978; GILL 1981; BARNES 1983).

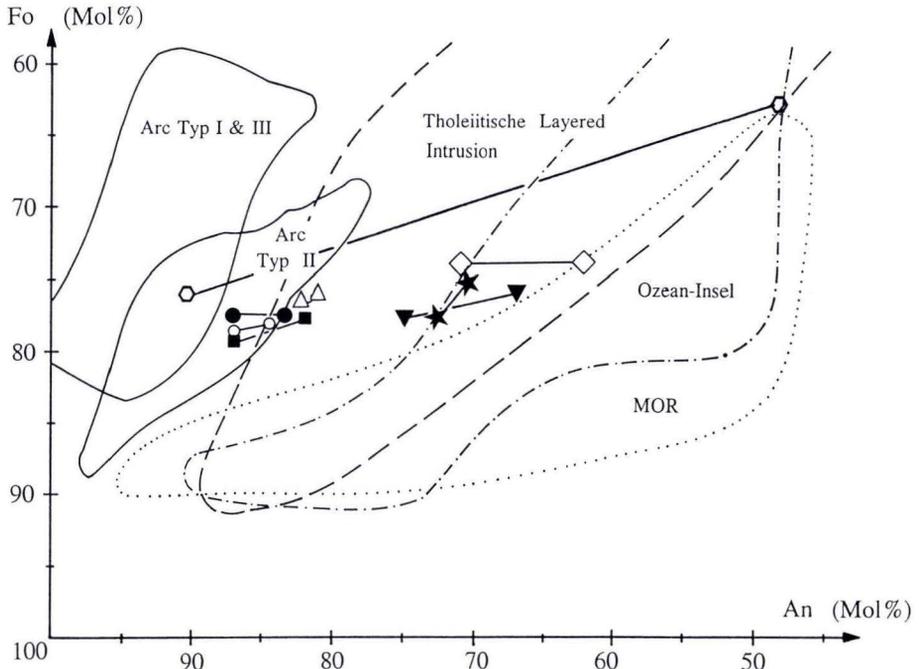


Abb. 5. Die Variation der An-Gehalte innerhalb einzelner Proben wurde gegen die Variation der Fo-Gehalte aufgetragen (aus BEARD 1986) und verglichen mit der Mineralchemie der Plagioklase und Pyroxene aus Kumulat-Gesteinen von Inselbogen-Bereichen (Arc Typ I & III; II), aus Mittelozeanischen Rücken, aus Ozean-Inseln und aus Tholeiitischen „Layered Intrusions“.

◇ = 4/89/I, ● = 78/90/IV, ○ = 109/90/I, ■ = 156/91/I, △ = 158/91/I, ▼ = 163/91/I, ★ = 178/91/I, ◇ = St. Vincent (Antillen).

4.3.2. Klinopyroxene

Die Klinopyroxen-Zusammensetzungen wurden auf die Endglieder $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ zurückgerechnet; nach der Nomenklatur von POLDERVAART & HESS (1951) handelt es sich um Salite, Endiopside, Diopside bzw. Augite. Es fällt auf, daß die chemische Zusammensetzung der Klinopyroxene unabhängig vom Gabbrotyp relativ konstant bleibt. Es wurde kein Zonarbau beobachtet. Die Klinopyroxene aus allen Typen plotten um die Durchschnitts-Zusammensetzung von $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = 45$ Mol.%, $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = 45$ Mol.% und $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = 10$ Mol.%. Generell variieren die $\text{Ca}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ -Verhältnisse stärker als die Mg/Fe -Verhältnisse. Die Streubreiten in den Klinopyroxenzusammensetzungen bedingen dabei nur untergeordnet Änderungen im Mg/Fe -Verhältnis.

Die Al_2O_3 -Gehalte der Klinopyroxene des Frankensteins-Gabbros liegen bei 2 Gew.%. Sie entsprechen damit u. a. Pyroxenen tholeiitischer Magmen, die im Krusten-Niveau auskristallisierten (ATKINS 1969). Diese niedrigen Al_2O_3 -Gehalte bei den Klinopyroxenen weisen ebenfalls, wie schon bei den Orthopyroxenen (s. Kap. 4.3.1.) beschrieben, auf niedrige Drücke während der Bildung hin.

Die von YAGI & ONUMA (1967) beobachtete Variation im TiO_2 -Gehalt bei Klinopyroxenen in Abhängigkeit von der magmatischen Differentiation – zunehmende TiO_2 -Gehalte bei zunehmender Differentiation – ist bei den Proben des Gabbro vom Frankenstein nur teilweise angedeu-

tet; zwar liegen die TiO_2 -Gehalte der Klinopyroxene in den Olivin-Gabbros ($\text{Mg}\#_{\text{Ges}}$: 0.72-0.79) relativ niedriger als die der massig-homogenen, Olivin-freien Gabbros mit einem $\text{Mg}\#_{\text{Ges}}$ von 0.43-0.44, doch sind die Überlappungsbereiche sehr groß. Dieses ist dadurch bedingt, daß TiO_2 zu wesentlich größeren Anteilen in den poikilitischen Amphibolen (bis 4.8 Gew.% TiO_2 , s. Kap. 4.4.) und/oder in den spätmagmatisch gebildeten Ilmeniten eingebaut ist als in den Klinopyroxenen.

Wie bereits erwähnt, bleibt die Zusammensetzung der Klinopyroxene innerhalb des Layerings im Verhältnis zu der Variation des An-Gehaltes der Plagioklase praktisch konstant. Ähnliches wurde bereits bei großen Layered Intrusions beobachtet, wie z.B. beim Bushveld-Komplex (ATKINS 1969) und der Skaergaard-Intrusion (BROWN 1957, NWE 1975). Auf die möglichen Bildungsbedingungen der Wechsellagerung der Plagioklas- mit Pyroxen-reichen Lagen im Franckensteingabbro-Komplex wird im Kapitel 6.3. detailliert eingegangen.

4.4. Amphibole

Nach mikroskopischen Untersuchungen lassen sich vier Gruppen von Amphibolen unterscheiden; Mikrosondenanalysen bestätigen diese Unterteilung in farblose bis blaßgrüne, zumeist faserig ausgebildete Amphibole (Hbl 1), in blaßbraune Amphibole (Hbl 2); ferner in poikilitische, tiefbraune Amphibole (Hbl 3) und in farblose Amphibole (Hbl 4), die sowohl in Form eigenständiger Körner auftreten als auch Säume um die Hbl 2 ausbilden.

Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) handelt es sich bei den farblosen/blaßgrünen Amphibolen um Aktinolith bis aktinolithische Hornblenden. Diese Amphibole, die zumeist koaxial mit Klinopyroxenen verwachsen sind, treten als Umwandlungsprodukt der Pyroxene unter Wasserzufuhr auf (sog. Uralitisierung). Ihr Anteil des Si pro Formeleinheit schwankt über alle Gabbro-Typen zwischen 6.65 und 7.80; während von den Amphibolen aus dem Gabbro mit Layering dieses ganze Spektrum abgedeckt wird, tendiert in den massig-homogenen, Olivin-freien Gabbros das Si pro Formeleinheit zu höheren Werten (7.1-7.8) und in den gefleckten Gabbros zu eher niedrigeren Werten (6.7-7.35). Das $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis schwankt bei allen farblosen-blaßgrünen Amphibolen zwischen 0.6 und 0.9.

Die blaßbraunen Amphibole (Hbl 2), die als Säume um Pyroxene erscheinen oder die Klinopyroxene siebartig durchsetzen, sind Fe-haltige hastingsitische Hornblenden bzw. Hastingsite; in wenigen Fällen – bei geringerem $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}^{\text{VI}}$ -Verhältnis – handelt es sich um Pargasite. Abgesehen davon weisen die blaßbraunen Amphibole einen relativ homogenen chemischen Aufbau auf, unabhängig vom Gabbro-Typ, in welchem sie auftreten. Das Si pro Formeleinheit schwankt zwischen 6.2 und 6.4; das $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis variiert wie bei der Hbl 1 zwischen 0.6 und 0.9.

Bei den poikilitisch ausgebildeten Amphibolen (Hbl 3), die bis mehrere cm Größe erreichen können, handelt es sich, je nach Fe^{3+} zu Al^{VI} -Verhältnis, um Fe-Pargasite bzw. um Mg-reiche Hastingsite oder bei entsprechend höherem Ti-Gehalt um Kaersutite. Die poikilitischen Amphibole weisen bei Gehalten an Si pro Formeleinheit von 6.1-6.2 ein etwas geringeres $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis auf, als die blaßbraunen Amphibole (Hbl 2).

Poikilitische Amphibole vergleichbarer chemischer Zusammensetzung werden von OTTEN (1983, 1984) im Artfjället Gabbro (Schwed. Kaledoniden) beschrieben. OTTEN führt die Bildung der poikilitischen Hornblende auf das Eindringen von Wasser während einer Deformationsphase zu Beginn der Abkühlung des Plutons zurück. Diese Subsolidus-Bildung poikilitischer Amphibole wird auch von MATHISON & HAMLIN (1987) für den McIntosh Layered Troktolith-Olivin-Gabbro von Kimberley (Australien) erwähnt. Die Autoren beschreiben für den Chemismus der poikilitischen Amphibole, die mit maximal 2 Vol.% am Modalbestand beteiligt sind, einen

abnehmenden Wert für Mg# und eine Zunahme von Ti mit steigender Fraktionierung des Plutons. Eine solche einfache Abhängigkeit vom Chemismus der Amphibole zum Fraktionierungsgrad des Plutons ist für den Frankenstein-Gabbro nicht festzustellen. Denn Ti wird nicht nur in den poikilitischen Amphibolen eingebaut (bis 4.8 Gew.% TiO₂) sondern auch in dem spätmagmatischen Ilmenit, der zusammen mit Magnetit bis zu 12 Vol.% am Modalbestand einnehmen kann. Nur in den Proben, in denen poikilitische Amphibole gegenüber dem spätmagmatisch gebildeten Ilmenit deutlich anteilmäßig überwiegen, ist ein abnehmender Mg# und zunehmender Ti-Gehalt in den Amphibolen bei steigendem Fraktionierungsgrad der Gesamtgesteinsproben zu erkennen.

In den gefleckten Gabbros sind häufiger zonierte Hornblenden zu beobachten, in denen die Kerne braun und die Ränder grün bis blaßgrün gefärbt sind. Wie die Mikrosondenanalysen zeigen, geht die Farbänderung unter anderem direkt auf den Ti-Anteil zurück, der vom Kern (TiO₂ = 3.5 Gew.%) zum Rand (TiO₂ = 0.7 Gew.%) stark abnimmt. Durch eine solche Hornblende wurde ein Meß-Profil gelegt und die Ergebnisse in ein LEAKE-Diagramm geplottet (Abb. 6.). Bei den grünen Rändern handelt es sich um Magnesio-Hornblenden; der Si-Gehalt pro Formeleinheit wird zum Kern hin immer geringer – bei relativ gleichbleibendem Mg/Mg+Fe²⁺-Verhältnis –, so daß es sich bei den Kernen um Tschermakitische Hornblenden handelt.

Am äußersten Rand der zonierten Amphibole treten häufig farblose Partien auf. Die Mikrosondenanalysen zeigen, daß hier Fe-Mg-Mn-Amphibole vorliegen. Untersuchungen mit einem hochauflösenden Röntgen-Pulverdiffraktometer zeigten eindeutig, daß es sich um Cummingtonit handelt. Wie bereits erwähnt wurde, treten farblose Amphibole (Hbl 4) auch als eigenständige Körner auf; insgesamt ist das Vorkommen von Cummingtonit bzw. Magnesio-Cummingtonit (n. LEAKE 1978) nur auf den gefleckten Gabbrotyp beschränkt. Der Anteil von Si pro Formeleinheit schwankt hier zwischen 7.65 und 7.95, das Mg/(Mg+Fe²⁺)-Verhältnis liegt innerhalb eines engen Bereiches zwischen 0,65 und 0,75.

Das Auftreten von Cummingtonit in Magmatiten ist bisher nur an wenigen Beispielen detailliert untersucht worden. SEITSAARI (1952) beschrieb die Ausbildung von Cummingtonit in einem Gabbro-Diorit-Komplex von Teisko/Schweden. Wie auch im Frankenstein-Gabbro ist Cummingtonit in diesem Vorkommen teilweise mit Hornblende zonar gewachsen, wobei Cummingtonit sowohl als Kern als auch als Saumbildung auftritt. KLEIN (1968) hat Literaturdaten magmatischer Cummingtonite von verschiedenen Vorkommen miteinander verglichen und an Beispielen unterschiedlicher Vorkommen Mikrosondenmessungen durchgeführt. Auch KLEIN beschreibt Bildungen von Cummingtonit als Einzelkorn und/oder als zonare Verwachsung mit Aktinolith bzw. Hornblende.

4.5. Biotit

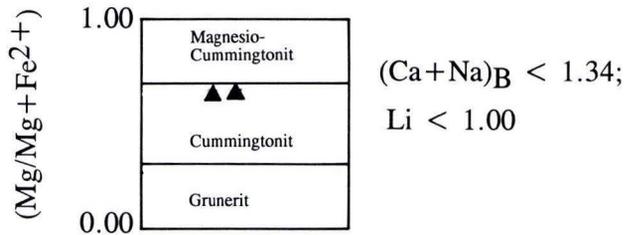
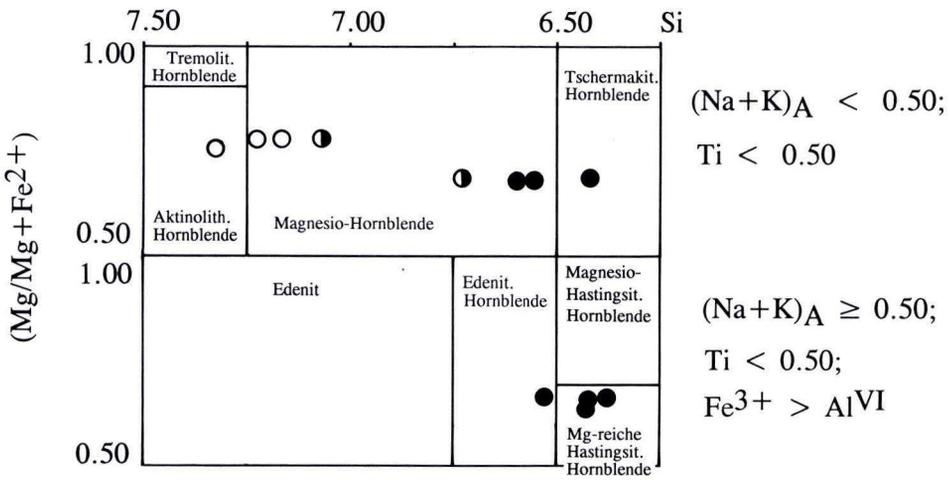
In den untersuchten Proben des Frankenstein-gabbro-Komplexes ist in allen Gabbro-Typen als Nebengemengteil Biotit beobachtet worden. Die Untersuchungen mit der Mikrosonde zeigten, daß dabei zwei Typen von Biotit zu unterscheiden sind. In den Olivin-Gabbros treten Mg-reichere Biotite auf, in den Proben des gefleckten Gabbro-Typs (höher differenziert) wurden Fe-reichere Biotite beobachtet.

Abb. 6. Darstellung eines Meßprofils (A-B) durch einen zonierten Amphibol (Probe 44/89/I). Die chemische Zusammensetzung der Amphibole variiert von aktinolithischer Hornblende am Rand bis zu Tschermakitischen Hornblenden im Kern. Bei der farblosen Partie am Punkt C handelt es sich um Cummingtonit.

○ = Rand mit Hbl 1; ● = Übergangsbereich zwischen Hbl 1 und Hbl 2; ● = Kernbereich mit Hbl 2; ▲ = farblose Partie bei C mit Hbl 4. ▶



$$(Ca+Na)_B \geq 1.34; Na_B < 0.67$$



MAHMOOD (1983) untersuchte am Zaër-Pluton/Marokko unterschiedliche Biotitvariationen; dabei stellte er fest, daß mit zunehmender Differentiation des Pluton, Rb, MnO und Al_2O_3 im Biotit deutlich zunehmen, während MgO, CaO, Cr, Ni deutlich abnehmen. Für den Frankensteingabbro sind nur zum Teil dieselben Aussagen zu treffen: So ist eine MnO-Zunahme von 0-0.06 Gew.% im Olivin-Gabbro auf 0.10-0.17 Gew.% in einem gefleckten Gabbro (= höher differenziert) zu beobachten, während in einem anderen gefleckten Gabbro die MnO-Gehalte mit 0-0.14 Gew.% z.T. ähnlich niedrig wie in dem Olivin-Gabbro liegen. Die Al_2O_3 -Werte steigen nicht wie im Zaër-Pluton mit zunehmender Differentiation an, sondern nehmen leicht vom Olivin-Gabbro (15.7-16.6 Gew.%) zu den gefleckten Gabbros (14.4-15.6 Gew.%) hin ab. Die MgO-Gehalte in den Biotiten des Frankensteingabbro-Komplexes nehmen bei zunehmender Differentiation ebenso wie im Zaër-Pluton deutlich ab (OG: 20.9-21.7 Gew.%; GG: 13.2-16.7 Gew.%). Die CaO-Gehalte innerhalb der Biotite im Frankensteingabbro steigen, anders als im Zaër-Pluton, mit zunehmender Differentiation an oder bleiben relativ konstant (OG: 0.01-0.06 Gew.%; GG: 0.055 Gew.%). Die Cr_2O_3 -Gehalte der Biotite tendieren im Frankensteingabbro wie auch im Zaër-Pluton mit fortschreitender Differentiation zu niedrigeren Werten (OG: 0.05-0.28 Gew.%; GG: 0.01-0.17 Gew.%).

4.6. Spinell

In einem Olivin-Gabbro wurden im Magnetit lamellare und rundliche Einschlüsse von grünem Spinell beobachtet.

Dieses Phänomen ist in Gabbros häufiger zu beobachten und wird als „imposed exsolution“ (HAGGERTY 1981) bezeichnet. Die Bildung der Entmischungslamellen ist abhängig vom Oxidationsgrad des Magmas und wird durch eine Sättigung des „Wirts“ (=Magnetit) besonders an Al_2O_3 , aber auch an MgO ausgelöst. TURNOK & EUGSTER (1962) haben detaillierte Untersuchungen zum Auftreten von Herzynit-Entmischungslamellen im Magnetit durchgeführt und festgestellt, daß Magnetite, die reich an Usp_{ss} sind, bei 1000 °C bis max. 20 Mol.% Herzynit als Entmischungslamellen enthalten können.

Im Multikomponenten-Spinell-Prisma plotten die untersuchten Spinelleneinschlüsse nahe der Mischkristallreihe zwischen Spinell (i. e. S.) und Hercynit. Die Cr_2O_3 -Gehalte schwanken zwischen 2.0 und 2.5 Gew.%, die Fe_2O_3 -Gehalte zwischen 2 und 5 Gew.%.

4.7. Opake Phasen

4.7.1. Magnetit

Aus allen Gabbrotypen wurden Magnetite auf ihre mineralchemische Zusammensetzung hin untersucht. Die Magnetite treten sowohl als Einzelindividuen auf als auch in Verwachsungen mit Ilmenit; lamellare Entmischungen von Ilmenit in Magnetit sind, unabhängig vom Gabbrotyp, zu beobachten. Ulvöspinell-Entmischungslamellen wurden nicht beobachtet. Es ist anzunehmen, daß Ulvöspinell während der Abkühlung des Frankensteingabbros durch Oxidation in Ilmenit umgewandelt wurde.

Über alle Gabbrotypen schwanken die Gehalte an TiO_2 in den Magnetiten zwischen 0 und 6.4 Gew.% (entsprechend 0-18.8 MNol.% Usp). In den Olivin-Gabbros variieren die Gehalte an TiO_2 zwischen 1 und 3 Gew.% (2.7-7.8 Mol% Usp), in den massig-homogenen, Olivin-freien Gabbros und den gefleckten Gabbros variieren die TiO_2 -Gehalte über den gesamten Bereich von 0-6.7 Gew.%, der Hauptanteil liegt jedoch bei 1 Gew.%. In den Proben des Gabbros mit Layering lie-

gen die TiO_2 -Gehalte unter 1 Gew.%. Bei den Chrom-Gehalten der Magnetite sind deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Gabbro-Typen zu erkennen. In den Olivin-Gabbros variieren die Cr_2O_3 -Gehalte zwischen 2.7 und 3.4 Gew.%, in den gefleckten Gabbros tritt ein Streubereich von 0–2.8 Gew.% auf; in den massig-homogenen, Olivin-freien Gabbros und den Proben aus dem Layering liegen die Cr_2O_3 -Gehalte unter 1 Gew.%.

Die von LIPMAN (1971) beobachtete positive Korrelation zwischen dem Al_2O_3 -Gehalt in Magnetiten und der Bildungstemperatur bzw. Kristallisationsabfolge läßt sich in den untersuchten Magnetiten vom Frankensteingabbro ebenfalls nachvollziehen. In den Olivin-Gabbros liegen die Al_2O_3 -Gehalte mit 0.6–0.8 Gew.% deutlich über den Al_2O_3 -Gehalten (0–0.15 Gew.%) der massig-homogenen, Olivin-freien und der gefleckten Gabbros.

4.7.2. Ilmenit

Die Beziehungen zwischen dem Mn-Anteil an Ilmenit und dessen Bildungstemperatur sind vielfach untersucht worden (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964; CZAMANSKE & MIHALIK 1972; NEUMANN 1974). Dabei wurde eine negative Korrelation des Mn-Gehaltes im Ilmenit mit der Bildungstemperatur festgestellt. Ein ansteigender Mn-Gehalt mit abfallender Bildungstemperatur ist auch beim Frankensteingabbro deutlich zu beobachten. Die Olivin-Gabbros haben mit durchschnittlich 1.5 Gew.% MnO die niedrigsten Gehalte und die gefleckten Gabbros führen mit durchschnittlich 4.1 Gew.% MnO die höchsten Gehalte.

4.7.3. Pyrit

Pyrit tritt in allen Gabbrotypen als akzessorischer Gemengteil auf. Die Mikrosondenanalysen belegen eine nahezu stöchiometrische Zusammensetzung des Pyrits; die Gehalte an Ni, Cu und Zn liegen bei <0.2 Gew.%.

4.7.4. Kupferkies

Aus mehreren Proben des massig-homogenen, Olivin-freien Gabbros und des gefleckten Gabbros sind Chalkopyrite mit der Mikrosonde untersucht worden. Dabei ist ebenso wie bei den untersuchten Pyriten eine annähernd stöchiometrische Zusammensetzung beobachtet worden, die Gehalte an Ni und Zn sind vernachlässigbar klein.

5. Geochemie²

Der Gabbro-Pluton vom Frankenstein wurde systematisch beprobt, um z.B. geochemische Zonierungen nachvollziehen zu können. Neben den Haupt- und Spurenelementen wurde auch eine repräsentative Anzahl von Proben auf die Seltenerdelemente hin untersucht. Im nachfolgenden Abschnitt werden nur die Ergebnisse der bearbeiteten gabbroiden Gesteine vorgestellt. Entsprechende Ergebnisse von untersuchten Gang- und Rahmengesteinen sowie Einschlüssen sind bei KREHER (1992) nachzulesen.

5.1. Allgemeine geochemische Charakteristika der Haupt- und Spurenelemente aller Gabbrotypen des Frankensteinplutons

Ein Vergleich der Hauptelemente zeigt, daß über 75 % aller gabbroiden Proben jeweils ähnliche Gehalte an SiO_2 , Al_2O_3 bzw. CaO aufweisen. Al_2O_3 Gehalte von 16 bis 21 Gew.% weisen den Gabbrokomplex des Frankenstein als plutonisches Pendant zum High-Alumina-Basalt-Chemismus (KUNO 1960) aus. Dieser hohe Al_2O_3 -Gehalt ist ein direkter Indikator für Plagioklas-Akku-

mulation (PERFIT et al. 1980; SINIGOI et al. 1991). Alle anderen Hauptelemente zeigen keine Häufigkeitskonzentrationen. Im Vergleich zu anderen Gabbro-Plutonen wie z. B. Skaergaard, Bushveld, Smartville und auch dem Harzburger Gabbro fallen beim Frankenstein-Pluton die relativ niedrigen Fe-Gehalte und ihre geringe Variationsbreite auf. Die FeO^* -Gehalte schwanken zwischen 3.8 und 15.5 Gew.%, wobei der Schwerpunkt bei 9.7 Gew.% liegt. Im Vergleich hierzu schwanken die FeO^* -Gehalte im Harzburger Gabbro zwischen 3.4 und 22 Gew.%, wobei allerdings die Gehalte zu Werten <11 Gew.% tendieren (VINX 1982). Bei den Spurenelementen fallen die relativ konstanten Sc-Werte auf, die über alle Gabbro-Typen innerhalb des engen Bereiches zwischen 20 und 45 ppm variieren (s. a. Kap. 5.2.5.: MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster).

Nach einem Überblick über die allgemeinen geochemischen Charakteristika aller Gabbrotypen des Frankenstein-Komplexes werden im nachfolgenden die Abhängigkeit einzelner Haupt- und Spurenelemente vom Mg\# [= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$] sowie der Einfluß der Fraktionierung einzelner Minerale auf die Differentiation des Gabbroplutons untersucht.

5.2. Massig-homogene und gefleckte Gabbros

5.2.1. Der Mg\# als Differentiationsindex

Der Mg\# [= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$] wird häufig als Differentiationsindex benutzt (OTTEN 1983; DUPUY & DOSTAL 1984; STOSCH 1991). Für die gabbroiden Proben des Frankenstein schwankt er zwischen 0.4 und 0.8. Damit wird ganz deutlich ein Differentiationstrend für den Pluton belegt. Bei Proben mit einem Differentiationsindex <0.7 spricht man im allgemeinen von einer Kumulatbildung (STOSCH 1991). Neben dem Peridotit ($\text{Mg\#}=0.8$) liegen bei den untersuchten Gabbros vor allem die Olivin-haltigen zwischen $\text{Mg\#}=0.7$ und $\text{Mg\#}=0.8$. Bei dem Verhalten verschiedener Elemente bzw. Elementoxide gegenüber dem Mg\# sind zwei verschiedene Trends zu beobachten: Die Al_2O_3 -, CaO-, Cr- und Ni-Werte nehmen mit zunehmender Differentiation (= abnehmender Mg\#) kontinuierlich in unterschiedlichem Grad ab. Dagegen steigen TiO_2 , V, Zr, und Sc mit zunehmender Differentiation an. Die einzelnen Elemente bzw. Elementoxide wurden mit den Modalbeständen der untersuchten Proben verglichen, unter Beachtung der Mineralchemie der auftretenden Minerale. Auf diese Weise konnte der Einfluß der Fraktionierung einzelner Minerale auf die Differentiation des Gabbroplutons verdeutlicht werden. Von besonderem Interesse war dabei der Einfluß der Amphibole und der spätmagmatisch gebildeten Oxidphasen auf die Differentiation des Magmas.

Hohe Al_2O_3 und CaO-Werte bei hohem Mg\# zeigen die frühe Kristallisation von Plagioklas an. Die positive Korrelation von Mg\# gegen CaO (MHG: $r=0.87$; GG: $r=0.67$) wird sowohl durch Plagioklas als auch durch Pyroxen hervorgerufen. Die frühe Kristallisation von Olivin ist für hohe Ni-Werte bei hohem Mg\# (0.7g#.8) verantwortlich. Die abnehmenden Ni-Gehalte mit abnehmenden Mg\# werden durch die Kristallisation der Pyroxene hervorgerufen. Die klare positive Korrelation vom Mg\# mit Cr (MHG: $r=0.85$, GG: $r=0.79$) wird durch die Kristallisation von Pyroxen bestimmt. Für alle Proben zeigt sich deutlich eine negative Korrelation von Mg\# gegen Zr, wobei die Proben des gefleckten Typs eher zu einem steileren Gradienten (d. h. zu stärkerer Differentiation) tendieren als die Proben des massig-homogenen, Olivin-freien Typs. Das Kovariationsdiagramm von Mg\# gegen Sc zeigt zwei unterschiedliche Mineralfraktionierungstrends. Während Pyroxen relativ früh ausgeschieden wird und für abnehmende Sc-Werte mit abnehmendem Mg\# sorgt, führt die bereits in Kapitel 3, Petrographie, beschriebene spätmagmatische Bil-

dung von Ilmenit zu einer Anreicherung des Sc mit abnehmendem Mg#. Ferner tritt Ilmenit als bedeutendster V-Träger im Gabbro des Frankenstein auf. Er bestimmt die klare negative Korrelation von Mg# mit V. Für die negative Korrelation von Mg# mit TiO_2 sind zwei Minerale verantwortlich. Zum einen wiederum Ilmenit; als wichtiger Ti-Träger treten ferner die Amphibole auf. Die spätmagmatisch gebildeten poikilitischen Pargasite bis Kaersutite (mit TiO_2 -Gehalten bis 3.5 Gew.%) bestätigen die gezeigte negative Korrelation von Mg# mit TiO_2 (MHG: $r = -0.92$, GG: $r = -0.92$).

Die beschriebene kolineare Abhängigkeit der einzelnen Haupt- und Spurenelemente sowie wichtiger Normminerale (KREHER 1992) gegen den über einen großen Bereich variierenden Mg# zeigt für den Gabbropluton des Frankenstein die Differenzierung eines Magmas an. Das im Gelände häufig beobachtete schlierige Auftreten des Gabbros läßt Magmenmischung, zumindest ansatzweise, vermuten. Diese läßt sich jedoch weder über die geochemische Zusammensetzung des Gabbros noch über die Element/Element-Korrelationen der untersuchten Proben direkt nachweisen oder ausschließen.

5.2.2. Geochemische Charakterisierung der Magmen

Bei der Diskrimination zwischen alkalischem und subalkalischem Chemismus nach IRVINE & BARAGAR (1971), zeigen die gabbroiden Proben des Frankensteins, von wenigen Ausnahmen abgesehen, einen subalkalischen Chemismus.

Im $(Na_2O+K_2O)-FeO^*-MgO$ -Dreieck zur Unterscheidung zwischen tholeiitischem und kalkalkalischem Chemismus nach IRVINE & BARAGAR (1971; s. Abb. 7), liegt der überwiegende Teil der Proben im Kalkalkali-Feld. Einige wenige Proben, bevorzugt die Olivin-Gabbros, zeigen eher einen tholeiitischen Charakter; sie tendieren naturgemäß stark zur Mg-Ecke. Die gabbroiden Proben mit einem Opakanteil von >8 Vol.% (vorherrschend Magnetit, Ilmenit) zeigen einen Trend zur Fe-Ecke im tholeiitischen Feld. In Abb. 7 wurden zum Vergleich jeweils ein typischer kalkalkalischer und tholeiitischer Differentiationstrend sowie der Skaergaard-Trend eingezeichnet (n. BEST 1982; HALL 1989).

Im Ce_{cn}/Yb_{cn} gegen Yb_{cn} -Diagramm nach SAUNDERS et al. (1979) plotten die gabbroiden Proben in einen relativ begrenzten Bereich bei erhöhten Ce_{cn} -Werten und streuenden Yb_{cn} -Werten. Diese deuten auf einen erhöhten Grad an Fraktionierung aus der Schmelze hin und lassen keine Beziehung zum MORB-Chemismus, d.h. zu einer primitiven, undifferenzierten Schmelzzusammensetzung herstellen.

5.2.3. Geotektonisches Bildungsmilieu

Viele Autoren versuchten bisher, anhand geochemischer Kriterien von Haupt-, Spure- und Seltenerdelementen die geotektonische Position von basischen Magmatiten zu beschreiben (vgl. z.B. PEARCE & CANN 1973; PEARCE & GALE 1977; SUN 1980; THIRWALL 1982, 1983; PEARCE 1982, 1983). Diese geochemischen Trends können sowohl auf An- und Abreicherungsprozesse während der Schmelzbildung im oberen Mantel, auf Krustenkontamination der Magmen während des Aufstieges und auf Fraktionierungsprozesse bei der Magmenerstarrung und spätmagmatischen Überprägung durch fluide Phasen zurückzuführen sein. Das Auftreten kalkalkalischer Magmen wird heute ausschließlich auf Förderungen innerhalb destruktiver Plattengrenzen, d.h. auf subduktionsbezogenen Magmatismus beschränkt (s. z.B. WILSON 1990). Anhand einiger ausgewählter Diskriminationsdiagramme wird im folgenden das geotektonische Bildungsmilieu des Gabbros vom Frankenstein diskutiert.

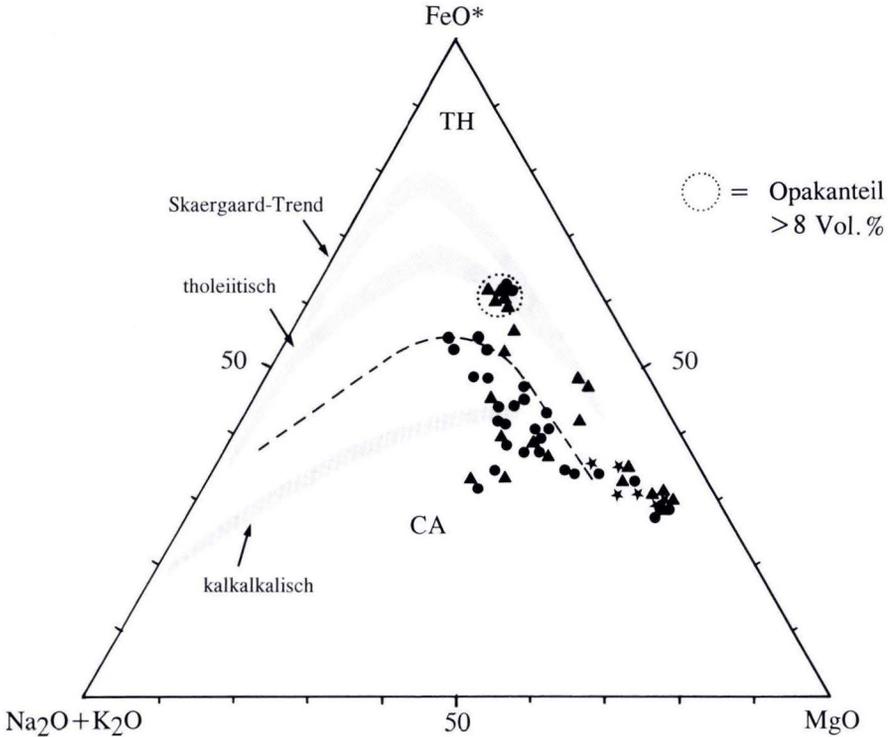


Abb. 7. Das $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-FeO}^*\text{-MgO}$ – Dreiecke zur Unterscheidung zwischen tholeiitischem und kalkalkalischem Chemismus nach IRVINE & BARRAGAR (1971). Am Ausgangspunkt des Kalkalkali-Trends, in etwa an dem Punkt, an dem die basaltischen Stammagmen liegen, plotten erwartungsgemäß die Ol-Gabbros; die Proben mit hohen Gehalten an Magnetit und Ilmenit (> 8 Vol.%) tendieren zu einem tholeiitischen Trend. Zum Vergleich wurden jeweils ein typischer kalkalkalischer und ein tholeiitischer Differentiationstrend, sowie der Skaergaard-Trend eingezeichnet (n. BEST 1982, HALL 1989).

★ = Olivin-Gabbro; ▲ = massig-homogener, Olivin-freier Gabbro; ● = gefleckter Gabbro.

In einem kritischen Vergleich geochemischer Charakteristika von basaltischen Magmen aus Inselbögen, Mittelozeanischen Rücken, Ozean-Inseln und Kontinenten ist MIYASHIRO (1975) detailliert auf die chemischen Unterschiede bei Hauptelementen zwischen tholeiitischen und Kalkalkali-Serien eingegangen. Der größte Teil der untersuchten Gabbros vom Frankenstein plottet in das Kalkalkali-Feld, ohne jedoch dem Kalkalkali-Differentiationstrend genau zu folgen. Auch in dieser Darstellung tendieren die Proben mit einem Opakanteil von >8 Vol.% zum tholeiitischen Trend und bestätigen damit die Aussage des AFM-Plots.

5.2.4. Chondrit-normierte Seltenerdverteilungsmuster

Die Seltenerdverteilungsmuster (Normierung nach EVENSEN et al. 1978) für die analysierten gabbroiden Proben des massig-homogenen und gefleckten Typs werden im nachfolgenden dar-

gestellt. Analog zur vorgenommenen petrographischen Unterteilung (s. Kapitel 3) differieren auch die Seltenerdverteilungsmuster bezüglich der Anreicherung an SEE. Die massig-homogenen Olivin-Gabbros zeigen die niedrigsten Gesamtgehalte an SEE mit 20–25 ppm; die massig-homogenen Olivin-freien Gabbros variieren zwischen 30 und 60 ppm; der gefleckte Gabbrotyp zeigt mit 80–140 ppm die höchsten Gehalte an SEE. Die Übergänge zwischen den einzelnen Gruppen sind dabei allerdings fließend.

Die SEE-Verteilungsmuster der fünf analysierten Olivin-Gabbros (vgl. Abb.8) zeigen eine schwache Anreicherung der LSEE (La-Sm-Verhältnis: 0.94–2.94); die La-Lu-Verhältnisse variieren zwischen 3.49 und 5.19. Die teilweise ausgeprägte positive Eu-Anomalie mit Eu/Eu^* -Verhältnissen zwischen 1.06 und 2.07 ist ein Indikator für Plagioklas-Akkumulation (HANSON 1980; PERFIT et al. 1980).

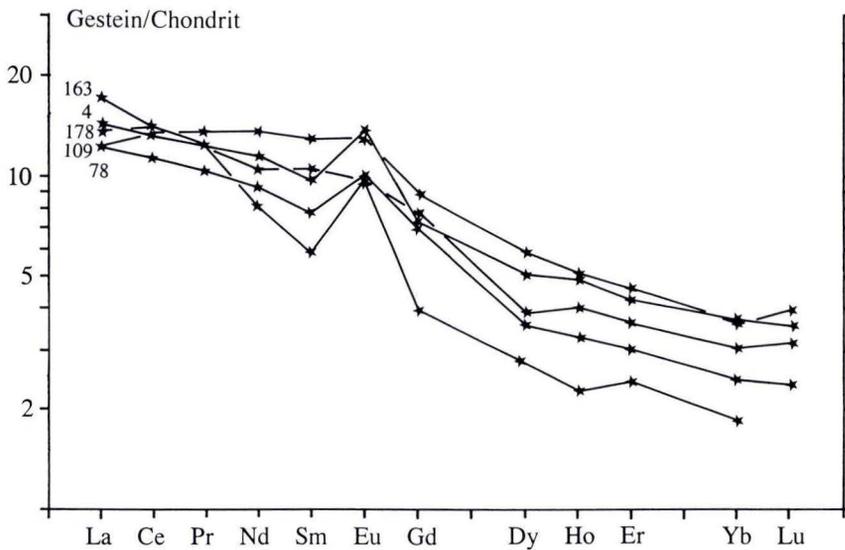


Abb. 8. Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von fünf Olivin-Gabbros. Die teilweise ausgeprägte positive Eu-Anomalie (Eu/Eu^* : 1.06-2.07) indiziert eine Plagioklas-Akkumulation. Normierung nach EVENSEN et al. (1978).

In Abb. 9 wird der Streubereich Chondrit-normierter SEE-Muster von fünf Proben des gefleckten Typs dargestellt. Es handelt sich um typische Proben des gefleckten Gabbros (s. Kapitel 3.2.), die sich durch deutliches Vorherrschen von Amphibol gegenüber Pyroxen am Modalbestand, sowie geringe Opakgehalte auszeichnen. Die SEE-Verteilungsmuster dieser Proben nehmen einen engen Streubereich ein und zeigen eine deutliche Anreicherung in den Summen der SEE gegenüber den massig-homogenen Gabbros. Die La-Lu-Verhältnisse schwanken zwischen 2.89 und 4.64; die dargestellten Verteilungsmuster weisen keine charakteristische Anomalie auf.

Die restlichen Proben des gefleckten Gabbrotyps liegen ebenfalls bei erhöhten Gehalten an SEE. Probe 175 zeigt eine deutliche Anreicherung an SEE gegenüber dem Chondrit-Standard;

insbesondere die LSEE sind angereichert (La-Sm-Verhältnis: 2.12). Dieser Befund ist durch den Apatit-Gehalt von 3 Vol.% in der Probe 175 begründet. Die La-Lu-Verhältnisse der hier dargestellten Proben des gefleckten Gabbrotyps schwanken zwischen 4.15 und 7.43. Der Kurvenverlauf im einzelnen unterscheidet sich bei dem gefleckten Typ (i. a.) gegenüber dem massig-homogenen durch eine häufiger auftretende negative Eu-Anomalie (Proben 73, 112, 175) hervorgerufen durch erhöhte Amphibol-Gehalte gegenüber Plagioklas (Abb. 10). Dagegen sind ausgeprägte positive Europium-Anomalien im gefleckten Typ nur vereinzelt zu beobachten (Probe 186).

Die oben beschriebene Steigerung im SEE-Gehalt von den massig-homogenen Olivin-Gabbros über die massig-homogenen, Olivin-freien Gabbros zu den gefleckten Gabbros ist nach HENDERSON (1984) ein deutliches Merkmal für eine ausgeprägte Differentiation. Damit wird die Aussage von Kapitel 5.2.1., worin der Mg# als Differentiationsindex für den Frankensteingabbro angewendet wurde und seine große Variationsbreite von 0.4 bis 0.8 auf eine deutliche Differentiation hinweist, bestätigt. Nach KAY (1980) gilt eine bemerkenswerte Fraktionierung der SEE als sicheres Bestimmungsmerkmal der Inselbogenbasalte und ist für verschiedenste Typen von Inselbögen nachgewiesen worden (PERFIT et al., 1980).

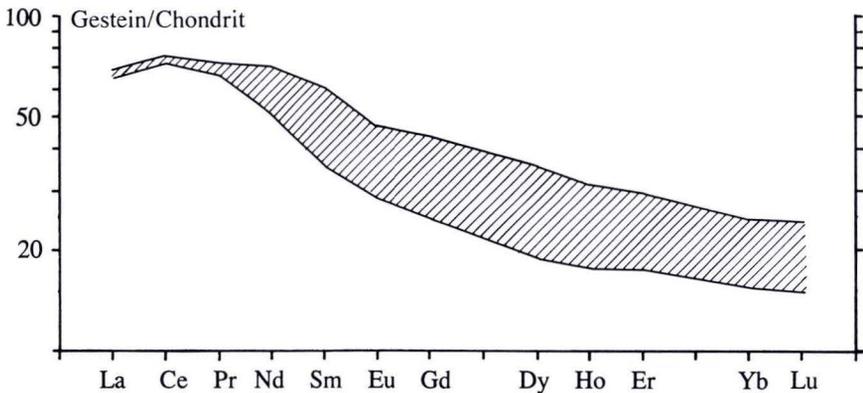


Abb. 9. Streubereich Chondrit-normierter SEE-Verteilungsmuster von fünf Proben des gefleckten Typs. Die Verteilungsmuster zeichnen sich durch einen relativ flachen Verlauf bei relativ großer Anreicherung an SEE aus; sie weisen keine bemerkenswerte Anomalie auf.
Normierung nach EVENSEN et al. (1978).

5.2.5. MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster

Die Spurenelemente der analysierten Proben wurden gegen die mittlere MORB-Zusammensetzung nach PEARCE (1982) normiert. Spurenelementverteilungsmuster sind relativ unabhängig von Fraktionierungsvorgängen sowie unterschiedlichen Graden partieller Aufschmelzung von Magmen und eignen sich nach PEARCE (1983) deshalb gut, um die Herkunft von Magmen zu diskutieren.

Unabhängig von einzelnen Kurvenverläufen zeichnen sich alle Muster durch bestimmte Charakteristika aus. Bei den Elementen mit geringem Ionenpotential (Sr, K, Rb, Ba) tritt eine Anreicherung gegenüber der durchschnittlichen MORB-Zusammensetzung auf. Hierbei sind Sr und

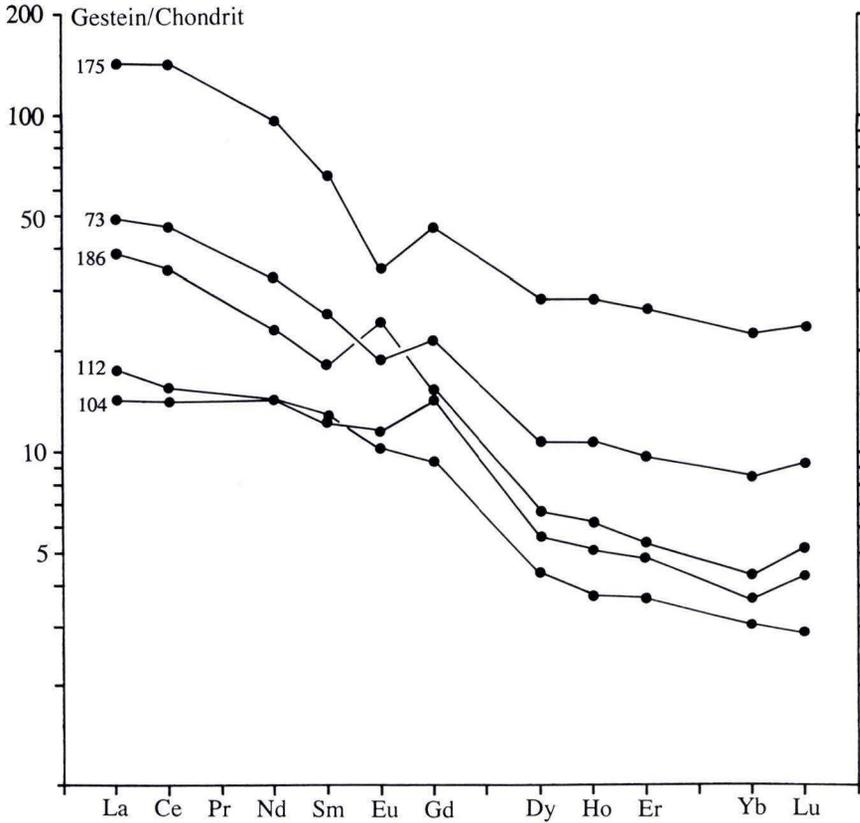


Abb. 10. Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von fünf Gabbros des gefleckten Typs. Die Verteilungsmuster zeigen in den Proben 73, 112 und 175 eine negative Eu-Anomalie, die durch erhöhte Amphibol-Gehalte gegenüber Plagioklas hervorgerufen werden. 3 Vol.% Apatit in der Probe 175 bedingen die starke Anreicherung an SEE, insbesondere der LSEE (La-Sm-Verhältnis: 2.12).
 Normierung nach EVENSEN et al (1978).

Ba stärker als K und Rb betroffen, welches sowohl für Sr als auch für Ba auf die bereits erwähnte Plagioklas-Akkumulation zurückzuführen ist. Die Anreicherung von Ba in Subduktionszonen innerhalb des Mantel-Keils ist mehrfach beobachtet worden (PEARCE 1983; HOLE et al. 1984) und wird als chemisches Charakteristikum für subduktionsbezogene (kalkalkalische) Magmen verwendet.

In den Streubereichen MORB-normierter Spurenelemente der sieben Olivin-Gabbros zeigt sich eine Verarmung an immobilen Elementen; diese wird als ein typisches Merkmal für Olivin-Gabbros bzw. auch für Kumulat-Gabbros (BEARD & BARKER, 1989; s.a. Abb. 11) angesehen. Maxima von Ce gegenüber Nb und P und von Sm gegenüber Ti und Zr, die bei den anderen Gabbrotypen (s. u.) wesentlich klarer ausgeprägt sind, deuten sich auch bei den Olivin-Gabbros an.

Dieses oben beschriebene „Zickzack-Muster“ ist ebenfalls bei den gefleckten Gabbros zu beobachten. Auch bei den hier dargestellten Proben werden ganz charakteristische Maxima von

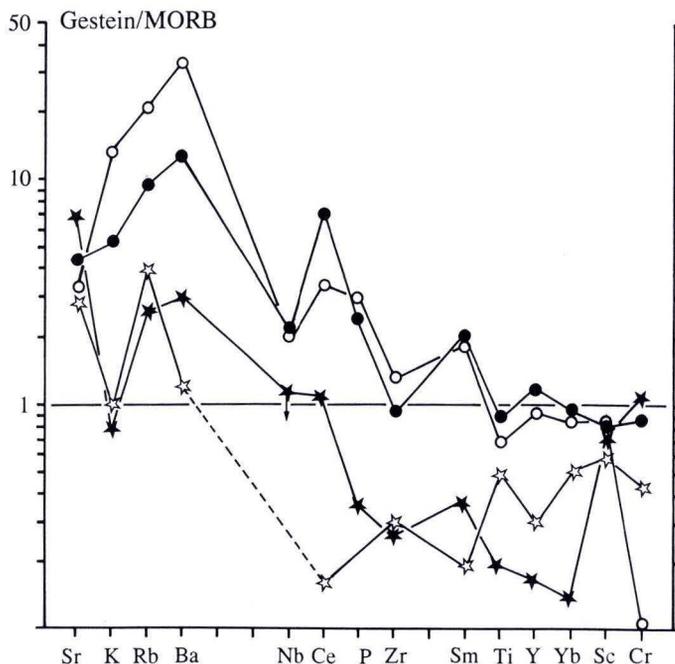


Abb. 11. MORB-normierte Spurenelementmuster von Proben des Frankensteingabbros im Vergleich zu Proben des Wrangellia-Komplexes/Alaska (n. Daten von BEARD & BARKER 1989).

Die Durchschnittswerte der MORB-normierten Spurenelemente von sieben Olivin-Gabbros (= ★) und 5 gefleckten Gabbros (= ●) wurden gegen einen Kumulat-Gabbro (= ☆) und einen (Nicht-Kumulat-) Gabbro (= ○) aus dem Wrangellia-Komplex aufgetragen, um die gemeinsamen Charakteristika, wie „Zickzack-Muster“ und Maxima von Ce gegen Nb und von Sm gegen Ti des gefleckten Typs bzw. (Nicht-Kumulat-) Gabbros und die Abreicherung der immobilen Elemente beim Olivin-Gabbro/bzw. Kumulat-Gabbro aufzuzeigen.

Ce gegen Nb und Sm gegen Ti deutlich. Dieses typische Kriterium für subduktionsbezogene Kalkalkalimagma (HAWKESWORTH & POWELL, 1980; PEARCE, 1983; THOMPSON et al., 1984) ist stets erkennbar, aber verschieden deutlich ausgeprägt.

Nach WILSON (1990) werden Ce und Sm eher in einer Teilschmelze als in einer wässrigen Phase transportiert und damit bevorzugt in subduktionsbezogenen kalkalkalischen Plutoniten angereichert. Neben dieser Anreicherung tritt nach Beobachtungen derselben Autorin in den MORB-normierten Spurenmustern häufig ein flacher Kurvenverlauf bei Nb, Zr, Ti, Y und Yb auf, der die „Vor-Subduktionscharakteristika“ des Mantel-Keils reflektiert.

Die beschriebenen Spurenelementmuster indizieren in ihrem Verlauf als „Zick-Zack-Muster“, daß diese basischen Inselbogenmagmen nicht von einer MORB-Quelle oder einer Quelle für Ozean-Insel-Tholeiite über eine Verknüpfung und Entwicklung normaler Mantelphasen, d.h. Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Granat, Spinell und Plagioklas entstehen. Die „Zick-Zack-Muster“ deuten auf den Zusatz einer Komponente zu den Lherzoliten des Mantel-Keils, die reich an Sr, Ba, K und LSEE ist und der subduzierten Lithosphärenplatte entstammen könnte.

5.3. Der Gabbro mit Layering

5.3.1. Mg# als Differentiationsindex

Bei den analysierten Proben des Layerings schwankt der Mg# zwischen 0.5 und 0.65 und deutet damit auf die Kristallisation dieses Gabbrotyps aus einem bereits teilweise differenzierten Magma hin. Diese Annahme wird durch die Abwesenheit von Olivin unterstützt.

Entsprechend der Wechsellagerung von pyroxen- und plagioklasreichen Lagen werden in den Kovariationsdiagrammen Unterschiede deutlich, die eine gravitative Kristallisationsdifferentiation widerspiegeln. Die Proben der dunklen (=pyroxenreichen) Lagen liegen bei höherem Mg# als die der hellen (=plagioklasreichen) Lagen. Während CaO, Ni und Cr bei den Proben aus dem Layering gegen Mg# den gleichen Trend wie die massig-homogenen Gabbros einnehmen, zeigen Al_2O_3 , Zr, Sc, TiO_2 und V gegen Mg# einen entgegengesetzten Trend als die massig-homogenen Gabbros. Dieser Befund ist im Zusammenhang mit der Bildung des Layerings (s. Kapitel 6.) zu diskutieren.

5.3.2. Geochemische Charakterisierung des Gabbros mit Layering

Für die untersuchten Proben des Layerings wurden die gleichen Diskriminationsdiagramme verwendet wie für die Proben des massig-homogenen Typs und des gefleckten Typs vom Frankensteingabbro. Dabei liegen die gabbroiden Proben des Layerings sowohl bei der Diskriminierung nach IRVINE & BARAGAR (Abb. 12) als auch im „JENSEN-PLOT“ ausschließlich im Kalkalkali-Feld.

5.3.3. Chondrit-normierte Seltenerdverteilungsmuster

Alle untersuchten Proben aus dem Layering zeigen den gleichen Verlauf der Chondrit-normierten SEE-Muster. Dabei schwanken die Summen der SEE-Gehalte zwischen 23 und 37 ppm und liegen so vergleichbar niedrig wie die der Olivin-Gabbros. Die La-Lu-Verhältnisse schwanken zwischen 2.9 und 9.5. Zum direkten Vergleich wurden in Abb. 13 die Streubereiche der SEE-Verteilungsmuster von fünf Olivin-Gabbros und drei Lagen einer Probe des Gabbros mit Layering gegenübergestellt. Die beiden Streubereiche zeichnen sich durch markante positive Eu-Anomalien aus, ein Indiz für Plagioklas-Akkumulation (HANSON 1980; PERFIT et al. 1980; s. a. Kapitel 5.2.4.). Auch die anderen Proben des Gabbros mit Layering (nicht dargestellt) liegen bei ähnlichen Anreicherungen an SEE und weisen ebenfalls eine deutliche positive Eu-Anomalie auf.

Bei einer Aufschlüsselung des Streubereiches zeigt sich, daß das La-Lu-Verhältnis (■ : 3.75, □ : 5.41; □ : 8.00) sowie die Höhe der positiven Europium-Anomalie (■ : 1.58; ■ : 2.09; □ : 5.82) mit zunehmendem Plagioklas-Gehalt zunehmen. Dieses geht mit einer positiven Korrelation zwischen der Höhe der Europium-Anomalie (Eu^*/Eu) und dem Al_2O_3 -Gehalt (als Maß für den Plagioklas-Gehalt) einher.

5.3.4. MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster

Die MORB-normierten Spurenelementverteilungsmuster des Gabbros mit Layering (Abb. 14) ähneln in ihrem Verlauf denen der Olivin-Gabbros. Sie zeichnen sich durch eine Anreicherung (unterschiedlichen Grades) an mobilen Elementen aus; die immobilen Elemente sind mit Ausnahme von Nb und Ce verarmt. Sc zeigt analoge Werte zu den restlichen gabbroiden Proben und auch die deutlichen Maxima von Ce gegen Nb und von Sm gegen Ti, als Charakteristika für sub-

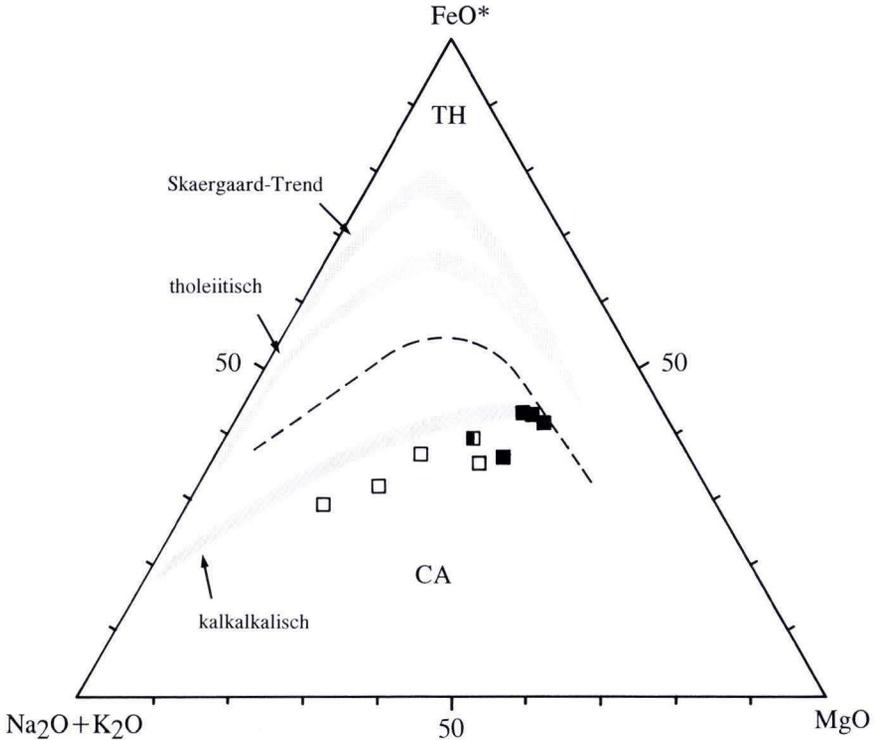


Abb. 12. Das $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-FeO}^*\text{-MgO}$ -Dreieck zur Unterscheidung zwischen tholeiitischem und kalkalkalischem Chemismus nach IRVINE & BARAGAR (1971). Die Proben des Layerings plotten ausschließlich in das Kalkalkali-Feld. Zusätzlich wurden in dieses Diagramm je ein typischer Kalkalkali- und Tholeiit-Differentiationstrend sowie der Skaergaardtrend eingezeichnet (n. BEST 1982, HALL 1989).

□ = helle Lagen des Gabbro mit Layering; ■ = dunkle Lagen des Gabbro mit Layering; s. a. Kap. 5.3.3.

duktionsbezogene Kalkalkalimagma, treten in den untersuchten Proben des Gabbros mit Layering auf. Bei einer Aufschlüsselung dieses Streubereiches wird deutlich, daß die hellen Lagen stärker an den mobilen Elementen Sr, K, Rb und Ba angereichert sind, während die immobilen Elemente Ce, P, Zr, Sm, Ti, Y, Yb, Sc und Cr bevorzugt in den dunklen Lagen (d.h. in den Pyroxenen und/oder den Erzphasen) angereichert werden.

6. Petrogenese

Um die petrogenetische Entwicklung des Frankensteingabbros näher beschreiben zu können, wird im nachfolgenden auf die Faktoren, die die Petrogenese bestimmen, wie Kristallisationsbedingungen und Differentiationsprozesse, im einzelnen noch einmal eingegangen. Ferner wird versucht, die Bildung des Layerings im Frankensteingabbro durch die Anwendung verschiedener Modelle zu erklären.

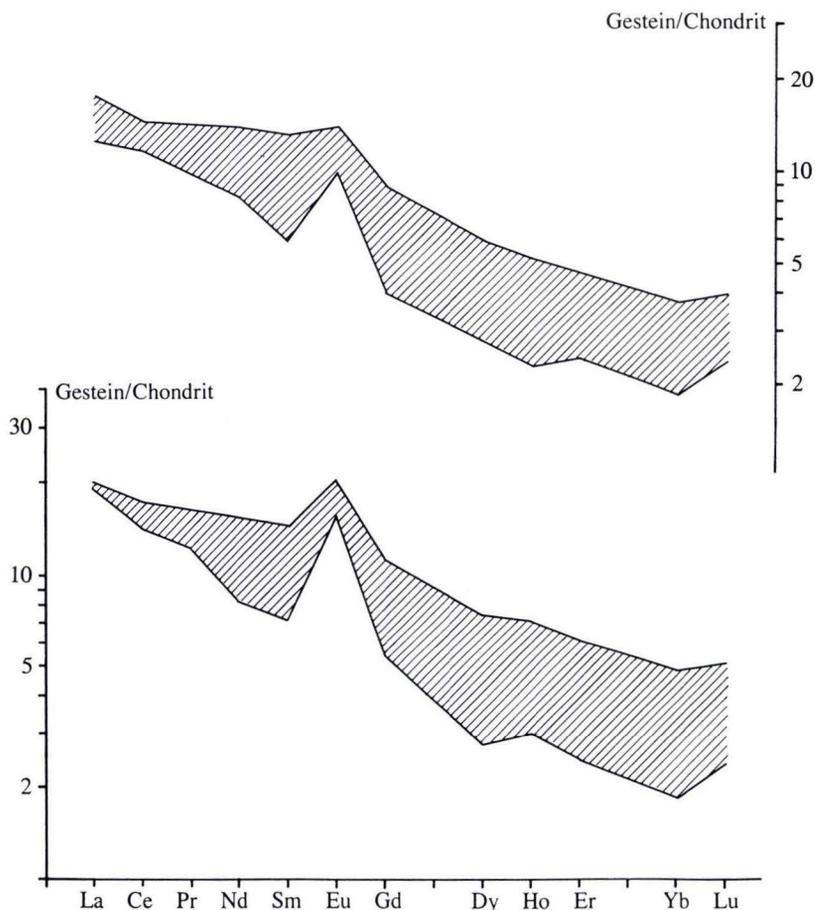


Abb. 13. Streubereiche der SEE-Verteilungsmuster von fünf Olivinggabbros (OG), oben und zum Vergleich drei Lagen der Probe „9“ des Gabbros mit Layering (GL), unten. Die dargestellten Elementmuster zeigen einen ähnlichen Grad an Anreicherung der SEE und eine ausgeprägte positive Eu-Anomalie. Normierung nach EVENSEN et al. (1978).

6.1. Kristallisationsbedingungen

6.1.1. Bisheriger Kenntnisstand

In den älteren Arbeiten (KLEMM 1938) waren dabei immer wieder das unterschiedliche Auftreten des Gabbros (Inhomogenitäten sowie schlierige Partien) und die Einschaltungen von Ultramafit – bis zu Granit-Gängen sowie das Auftreten von Korundfelsen und Beerbachiten Stoff der Diskussionen.

Grundlage der Untersuchungen von TROCHIM (1960) bildet die Bestimmung des An-Gehaltes anhand der Glas-Index-Methode nach FOSTER (1955). Die durch die FOSTER'sche Methode

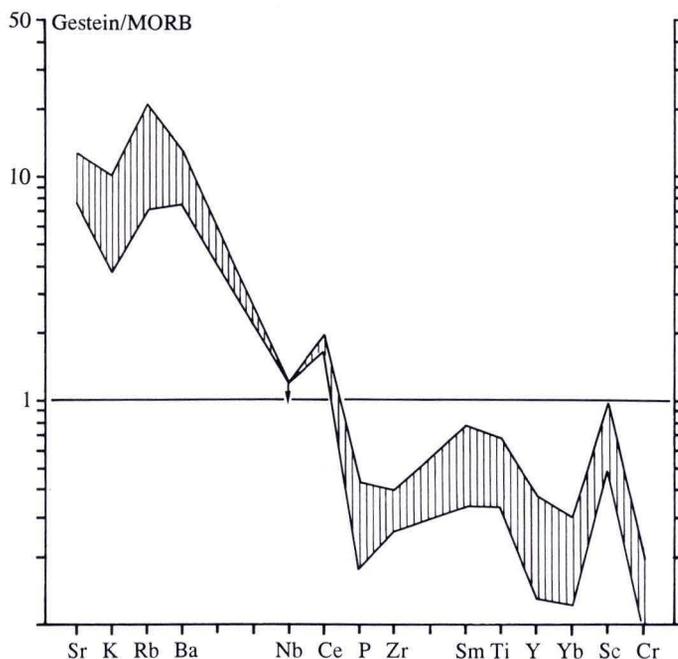


Abb. 14. Streubereich MORB-normierter Spurenelementverteilungsmuster für drei Lagen einer Probe mit Layering. Ähnlich wie bei den Olivin-Gabbros weisen die Verteilungsmuster eine Abreicherung an den immobilen Elementen auf und zeigen dabei die für subduktionsbezogene Kalkalkalimagnen charakteristischen Maxima von Ce gegen Nb und Sm gegen Ti. ↓ = Nb an der Nachweisgrenze.
Normierung nach PEARCE (1982).

gewonnenen Mittelwerte des An-Gehaltes der einzelnen Proben übertrug TROCHIM (1960) in das geographische Kartenbild. Diese Daten zeigen eine Zonierung des Frankensteinsplutons, mit einem An-reichen Kernbereich (93–76 Mol.% An) und einem An-ärmeren Rand (46–60 Mol.% An). Mit dieser Verteilung der An-Gehalte und aus der innerhalb des Frankensteinkomplexes weit verbreiteten Plagioklas-Blastese kann nach TROCHIM (1960) keine „Tiefen- oder in-situ-Differentiation“ in Einklang gebracht werden. Vielmehr sieht er die heute angeschnittenen Gabbros und Diorite „graduell als Produkte von Kontaminationsprozessen, Magmatisierungsvorgängen unter Stoffzufuhr bis zu reinen ± in situ verlaufenen Umkristallisationsprozessen von Fremdgestein“ an.

(MAGGETTI 1971, 1974, 1975; MAGGETTI & NICKEL 1973; MAGGETTI et al. 1978; NICKEL & MAGGETTI 1974) haben die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes eingehend petrographisch bearbeitet. Unter anderem sind sie auch kurz auf den Frankenstein-Komplex eingegangen. Dabei nahmen sie folgende Kristallisationsabfolge für den Gabbro an: Plagioklas + Olivin → Pyroxen → Amphibole.

Entsprechend dem Al-reichen Chemismus des Frankensteingabbros hat MAGGETTI (1975) in dem High-Alumina-Basalt/H₂O-System nach den experimentellen Untersuchungen von YODER

& TILLEY (1962) die Kristallisationsabfolge nachgezeichnet. Aus diesem Diagramm folgerte MAGGETTI (1975), daß der Frankensteingabbro unter Druckbedingungen von 1 kbar, also in flacher Tiefe kristallisiert sein mußte.

Bereits MATTHES & SCHUBERT (1971) waren in ihrer Interpretation der Genese der Beerbachite innerhalb des Frankenstein-Komplexes zu dem Ergebnis von 3–4 km Decklast, entsprechend 1 kbar, gekommen und haben diesen Wert auch als Intrusionsniveau für den Frankensteingabbro angenommen.

WILLNER et al. (1991) haben von einer Lokalität innerhalb des Frankensteingabbros, unter der Annahme von 1.5 kbar P_{total} , für die Pyroxene eine Bildungstemperatur von etwa 900 °C bestimmt (nach WELLS 1977; LINDSLEY 1983); für Hastingsit-Magnetit-Ilmenit-Symplektite wurde anhand des Magnetit-Ilmenit-Thermometers nach LINDSLEY (1983) von diesen Autoren eine Bildungstemperatur von 690 °C bei einer Sauerstoff-Fugazität nahe dem Fayalit-Magnetit-Quarz-Puffer bestimmt.

6.1.2. Eigene Ergebnisse

Die in dieser Arbeit vorliegende petrographische Untersuchung der einzelnen Gabbro-Varietäten des Frankenstein-Komplexes konzentriert sich auf anstehendes Material. Die bei MAGGETTI (1975) aufgestellte Kristallisationsabfolge konnte bestätigt werden und wurde um die Opakphasen erweitert. Plagioklas tritt als Erstkristallinat auf, danach folgen in der Ausscheidungsfolge – soweit vorhanden – Olivin, ferner Ortho- und Klinopyroxen; die Amphibole und die Opakphasen treten als spätmagmatische Bildungen auf. Diese Kristallisationsabfolge gilt für die massig-homogenen und gefleckten Gabbros. Für den Gabbro mit Layering, in dem kein Olivin auftritt, ist keine klare Aussage über die Kristallisationsabfolge von Plagioklas und Pyroxen zu treffen. Es sind sowohl Pyroxen-Einschlüsse in Plagioklas als auch Plagioklas-Einschlüsse in Pyroxenen zu beobachten, wobei der Anteil an beiden Einschlußarten etwa gleich groß ist.

Alle Gabbrotypen weisen einige typische Merkmale magmatischer Fließregelung nach den Kriterien von PATERSON et al. (1989) auf, wie z.B. Plagioklas-Kristalle, die eingeregelt sind und z.T. oszillierenden Zonarbau zeigen oder Amphibole (Hbl 2), die teilweise idiomorphe Kornformen aufweisen. Allerdings werden diese magmatischen Fließgefüge – unabhängig vom Gabbrotyp – tektonisch überprägt; dieses führt zum Zerbrechen von Plagioklasleisten sowie zur Rekristallisation von Quarz, Plagioklas und auch Klinopyroxen.

Cpx - Opx - Thermometrie

Zur Temperatur-Abschätzung der Kristallisation innerhalb des Plutons wurden für koexistierende Ortho-/Klinopyroxen-Paare aus zwei Olivin-Gabbros die Basiskomponenten Enstatit (En), Ferrosilit (Fs) und Wollastonit (Wo) nach dem Berechnungsschema von LINDSLEY & ANDERSEN (1983) bestimmt und in das Pyroxen-Solvusdiagramm nach LINDSLEY (1983) projiziert, um die Solidustemperaturen abzuleiten.

LINDSLEY (1983) betont, daß die Anwendung dieses Zwei-Pyroxen-Thermometers auf Plutonite nicht ohne Probleme möglich ist. Als maßgebliche Fehlerquellen führt er sowohl die Anwesenheit von nichtquadrilateralen Komponenten in den Pyroxenen, die bei einem Gehalt von < 2 Mol.% zu Abweichungen von ± 50 °C und mit jedem weiteren Mol.% um ± 5 °C steigen, als auch das Auftreten von Entmischungslamellen in den Pyroxenen an. Durch lange Abkühlzeiten und hohe Diffusionsraten können sich granulare Entmischungen bilden, die zu einer Verschiebung der Klinopyroxen-Komponente zu Wo-reicherer Zusammensetzung führen können. Innerhalb

des Frankensteinplutons treten Entmischungslamellen in den Pyroxenen als häufigster Störfaktor bei der Pyroxen-Thermometrie auf, während granulare Entmischungen in den untersuchten Proben des Gabbros vom Frankenstein nicht beobachtet wurden. Der Anteil nichtquadrilateraler Komponenten beträgt bis maximal 10 Mol.% in den Orthopyroxenen und bis maximal 12 Mol.% in den Klinopyroxenen. Für das Pyroxen-Thermometer wurden nur Analysen bis maximal 8 Mol.% Fremdkomponenten verwendet.

Unter Beachtung dieser möglichen Fehlerquellen wurden entsprechende Pyroxen-Paare für die Thermometrie ausgewählt. Aus diesen Paaren wurden Kristallisationstemperaturen von $1100^{\circ}\text{C} - 900^{\circ}\text{C} \pm 80^{\circ}\text{C}$ bestimmt, die dem Bereich der Hauptkristallisation bei der Erstarrung des Frankensteinplutons entsprechen.

Magnetit-Ilmenit-Thermometrie und -Sauerstoffbarometrie

Anders als bei der Pyroxen-Thermometrie läßt sich aus den Bildungstemperaturen der oxidischen Erzphasen eine Aussage über die Temperaturen treffen, die zu einer späten Phase der Kristallisation, im Subsolidus-Bereich, vorherrschten. Die spätmagmatisch gebildeten Opakphasen (Magnetit/Ilmenit) treten als Zwickelfüllung zwischen Plagioklasen und/oder Pyroxenen auf. An koexistierenden Magnetit-Ilmenit-Paaren wurden Temperatur und Sauerstoff-Fugazität nach dem Thermometer von LINDSLEY (1989; nach den Parametern von ANDERSEN & LINDSLEY 1988) bestimmt. Dabei wurden aus allen Gabbro-Typen entsprechende Mineralpaare zur Temperaturabschätzung ausgewählt und die Berechnungen jeweils für 1 und 2 kbar durchgeführt. Aus der Druckänderung resultiert keine Temperaturänderung aber eine leichte Änderung in der Sauerstoff-Fugazität.

Für Magnetit-Ilmenit-Paare aus einem massig-homogenen Olivin-Gabbro wurde eine Bildungstemperatur von $503-445^{\circ}\text{C}$ bei einer Sauerstoff-Fugazität nahe dem Fayalit-Magnetit-Quarz-Puffer (FMQ) bestimmt; für entsprechende Paare aus dem massig-homogenen, Olivin-freien Gabbro wurden Bildungstemperaturen zwischen 767 und 343°C bei einer entsprechenden Sauerstoff-Fugazität von 10^{-13} bis 10^{-33} bestimmt. Innerhalb des gefleckten Gabbrotyps liegen die berechneten Temperaturen etwa niedriger, zwischen 556 und 343°C bei einer Sauerstoff-Fugazität von 10^{-33} bis 10^{-20} (nahe dem FMQ-Puffer).

Bei dem überwiegenden Anteil magmatischer Gesteine liegt die Sauerstoff-Fugazität nahe dem FMQ-Puffer (MORSE 1980; HAGGERTY 1981). Es gibt jedoch mafische Gesteine, die bis zu 4 log-Einheiten unter dem FMQ-Puffer liegen (ULFF-MOLLER 1985). Quarzreiche Gesteine tendieren eher zu höheren Sauerstoff-Fugazitäten (HAGGERTY 1981). Insgesamt gilt, daß Magmatite einen konstanteren Verlauf in der Sauerstoff-Fugazität zeigen als Metamorphite, welches in deren größerer Vielfalt am Modalbestand begründet sein kann. Ein Beispiel für sehr niedrige Sauerstoff-Fugazitäten liefert der Skaergaard-Komplex; SATO & VALENZA (1980) bestimmten an diesem Komplex für einen Temperaturbereich zwischen 800 und 1200°C Sauerstoff-Fugazitäten, die zwischen dem Wüstit-Magnetit-Puffer (WM) und dem Eisen (elem.)-Wüstit-Puffer (IW) liegen (ca. 5 log-Einheiten unter dem FMQ-Puffer). Aus diesen niedrigen Werten in der Sauerstoff-Fugazität resultieren die extrem hohen Ulvöspinell-Gehalte in den Spinellphasen von bis zu 80 Mol.% innerhalb des Skaergaard-Plutons.

Während die Sauerstoff-Fugazität stark von der Temperatur abhängig ist, bleibt die Variation in der Sauerstoff-Fugazität zwischen verschiedenen Puffern bei einer bestimmten Temperatur relativ gering. Wird die Sauerstoff-Fugazität auf einen bestimmten Puffer normalisiert, so können auf diese Weise Schwankungen in der Sauerstoff-Fugazität deutlicher herausgestellt werden. In

Abb. 15 wurde die Sauerstoff-Fugazität auf den FMQ-Puffer normalisiert. Für die untersuchten Proben des Frankensteingabbros zeigen sich z.T. deutliche, meist positive Abweichungen vom FMQ-Puffer, die bis zu HM-Puffer hinaufreichen.

Allgemeine Trends kalkalkalischer Magmen im Verlauf der Sauerstoff-Fugazität werden bei FROST & LINDSLEY (1991) dargestellt. Anhand vieler Beispiele von Gesteinssuiten aus kalkalkalischen Inselbögen, wie z.B. Crater Lake (DRUITT & BACON 1989), Katmai (HILDRETH 1983), Seguan (SINGER et al. 1992) zeigt sich eine bemerkenswert konsistente Veränderung in der Sauerstoff-Fugazität. Sie alle kristallisieren bei Sauerstoff-Fugazitäten um ca. 1 log-Einheit über dem FMQ-Puffer. Diese konstante Variation wird nach FROST & LINDSLEY (1991) unter anderem darauf zurückgeführt, daß eine Änderung im chemischen Potential von Mg/Fe innerhalb kalkalkalischer Plutone entweder auf eine Änderung in der Si-Aktivität oder der Aktivität des Ti zurückzuführen ist. Hinzu kommt noch, daß in großen kalkalkalischen Plutonen (s. obige Beispiele) die ausgeprägte Fe-Anreicherung, wie sie für tholeiitische Plutone charakteristisch ist,

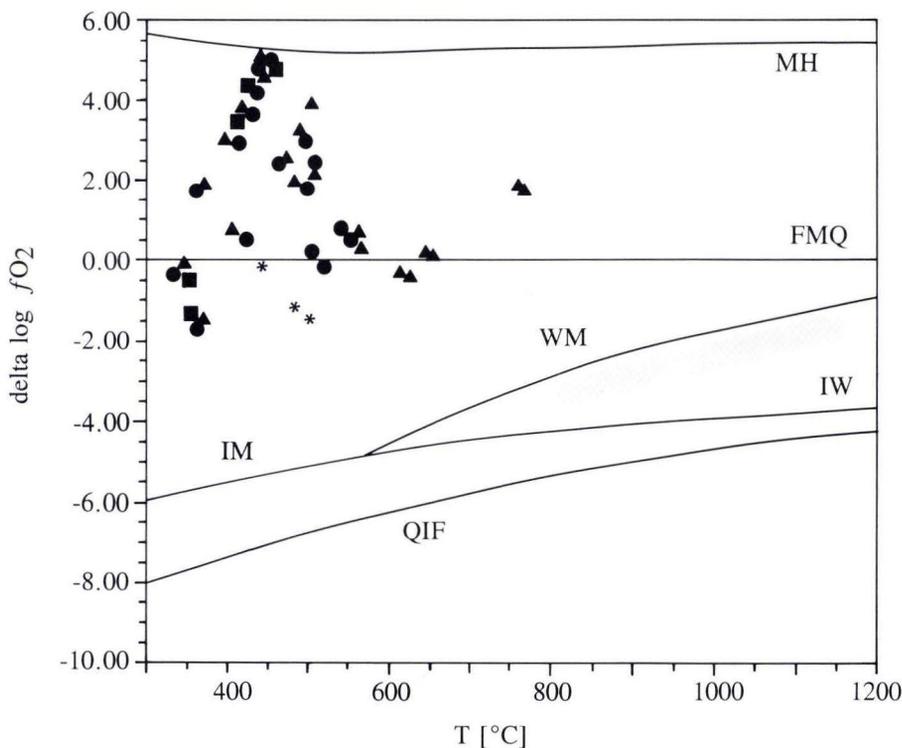


Abb. 15. Darstellung von $\Delta \log fO_2$ ($= \log_{10} fO_2$ [Probe] - $\log_{10} fO_2$ [FMQ]) über T (°C) n. FROST (1991). Eingetragen sind die nach LINDSLEY (1990) berechneten Temperaturen und die Abweichung der Sauerstoff-Fugazität vom FMQ-Puffer.

Zum Vergleich ist schematisch der Streubereich der Temperatur/ fO_2 - Fugazität von Proben aus dem Skargaard-Pluton nach Sato & Valenza (1980) eingetragen.

★ = Olivin-Gabbro; ▲ = massig-homogener, Olivin-freier Gabbro; ● = gefleckter Gabbro; ■ = dunkle Lagen des Gabbro mit Layering.

fehlt. Eine Änderung der Sauerstoff-Fugazität innerhalb eines Plutons ist häufig auf eine Veränderung im Modalbestand zurückzuführen. Mit zunehmender Differentiation führt z. B. die Anwesenheit von OH-haltigen Mineralen, wie Amphibol und Biotit (EWART et al. 1975) und das Fehlen von Orthopyroxen (WHITNEY & STORMER 1985; GHIORSO & SACK 1991) zu einer Erhöhung der Sauerstoff-Fugazität.

Mit eben einer solchen Veränderung im Modalbestand ist auch die beobachtete Veränderung in der Sauerstoff-Fugazität im Frankensteingabbro-Komplex zu erklären. Bei insgesamt relativ niedrigen Temperaturen wandert die Sauerstoff-Fugazität aufgrund z.T. beachtlicher Amphibol-Gehalte bei fehlendem Orthopyroxen vom FMQ- zum HM-Puffer. Während im Olivin-Gabbro nur geringe Gehalte von Amphibol bei Anwesenheit von Orthopyroxenen zu einer Abnahme der Sauerstoff-Fugazität führen (bis zu 1.5 log-Einheiten unterhalb des FMQ-Puffers, vgl. Abb. 15).

Nachdem über die Früh- und Spätphasen der Kristallisation des Gabbroplutons vom Frankenstein Temperaturabschätzungen vorgenommen worden sind, bietet sich noch eine weitere, im vorliegenden Fall ebenfalls spätmagmatische Mineralphase (aufgrund der petrographischen Untersuchungen) zur Temperaturschätzung an, und zwar die Amphibole.

Amphibol-Thermometrie

Experimentelle Untersuchungen von HOLLOWAY & BURNHAM (1972), ALLEN & BOETTCHER (1978) sowie NICHOLLS & HARRIS (1980) belegen die positive Korrelation von Ti in Amphibol mit der Kristallisationstemperatur. Auf dieser Grundlage hat HELZ (1973, 1976) ein Thermometer konzipiert, das auf dem Ti-Gehalt im Amphibol in Gegenwart von Ilmenit basiert.

Für den Gabbro vom Frankenstein kann diese Annahme jedoch nicht immer vorgegeben werden; hinzu kommt, daß die Abweichungen in der Sauerstoff-Fugazität vom FMQ- bis zum MH-Puffer ebenfalls nicht der Vorgabe von HELZ (1973) entsprechen, die eine Sauerstoff-Fugazität nahe dem FMQ-Puffer für ihr Amphibol-Thermometer voraussetzt. Zuletzt sollte noch angeführt werden, daß HELZ (1973) dieses Thermometer für $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar experimentell kalibrierte. Diese Drücke sind für den Gabbro vom Frankenstein als zu hoch anzunehmen. Dennoch wurde anhand einiger Amphibol-Analysen (Hbl 2 / Hbl 3) dieses Thermometer angewendet; der Anteil des Ti bei der Kationenverteilung (berechnet für 23 Sauerstoffe auf wasserfreier Basis) schwankt in den Amphibolen (Hbl 2 / Hbl 3) des Gabbros vom Frankenstein zwischen 0.529 und 0.240, welches Bildungstemperaturen zwischen 1022 und 834 °C entsprechen würde. Ähnlich hohe Temperaturen (hohe Ti-Gehalte) wurden z. B. auch für die braune Hornblende im Artfjället-Gabbro (OTTEN 1984) bestimmt, wobei hier Ilmenit früher kristallisiert ist.

Die braune Hornblende, die im Gabbro-Pluton des Frankenstein bis 4.8 Gew.% TiO_2 enthält, fällt durch ihr poikilitisches Wachstum von bis zu mehreren cm Größe auf. In diese poikilitischen Ausbildung tritt die braune Hornblende inhomogen über den gesamten Pluton verteilt auf; sie ist nicht, wie in der Vergangenheit (z. B. TROCHIM 1960) vermutet wurde, an Störungszonen oder die Nähe von Einschaltungen, wie Beerbachiten, gebunden. Über solche Störungszonen wäre die Zufuhr von Wasser, das für die Bildung der braunen Hornblende benötigt wird, gewährleistet. Doch auch ohne „Zufuhrkanäle“ kann die Bildung der braunen Hornblende erklärt werden. Die Erstkristallisation von Amphibolen aus einer Schmelze ist stark von der Wasser-Aktivität abhängig (EGGLER & BURNHAM 1973). Während des Abkühlungs-/Kristallisationsprozesses innerhalb eines Plutons tritt Wasser auf Intergranularen auf. Da intergranulare Flüssigkeiten relativ immobil sind (WALTER & ORVILLE 1982) und damit lokal variieren, verändert sich äquivalent auch die Wasser-Aktivität. Entsprechend dem für die Amphibol-Kristallisation geforderte Temperatur zu

Wasser-Aktivitätsverhältnis ist auch eine regional chemisch unterschiedliche, inhomogen verteilte Bildung der braunen Hornblende zu erwarten.

6.2. Differentiationsprozesse

In den Kapiteln 4 und 5 (Mineralchemie & Geochemie) ist eingehend auf die Variationsbreite des Mg# (=Mg/Mg+Fe) sowohl in den unterschiedlichen Mineralen als auch in den Gesamtgesteinsproben eingegangen worden. Für die Gesamtgesteinsproben des Frankensteingabbros variiert der Mg# zwischen 0.4 und 0.8 (vgl. Kapitel 5.2.1.) und belegt damit eindeutig eine Differentiation für den Pluton. Die Proben mit dem höchsten Mg# (= 0.80) entstammen der Frankensteinhöhe bzw. dem Breiteloherberg. Auch die Proben mit Mg#_{Ges} zwischen 0.70 und 0.79 konzentrieren sich zum einen auf diesen zentralen Bereich des Plutons zum anderen auf einen Bereich südwestlich von Ober-Ramstadt, während die Gabbros mit niedrigerem Mg# (von 0.40 bis 0.69) inhomogen über den gesamten Pluton auftreten. Für den gesamten Streubereich des Mg#_{Ges} (von 0.4 bis 0.8) ist keine Systematik (z. B. zonare Verteilung) zu erkennen.

Diese inhomogene Verteilung des Mg#_{Ges} spricht eindeutig gegen die Platznahme eines einzigen aufgestiegenen Magmas und gegen eine störungsfreie Abkühlung in einem geschlossenen System, so wie sie z. B. für den West Farrington Pluton, N. Carolina (RAGLAND & BUTLER 1972) und den Punta Falcone Komplex, Sardinien (TOMMASINI & POLI 1992) beschrieben wurde.

Ein direkter Zusammenhang zwischen dieser inhomogenen Verteilung des Mg# und dem breiten Spektrum an Ganggesteinen, die den Pluton durchsetzen, ist sicherlich auszuschließen. Wahrscheinlicher ist eine gestaffelte Folge von Magmenschüben, die aber einer Magmenkammer entstammen; Magmenmischungen lassen sich nicht konkret nachweisen, aber auch nicht ausschließen (gute Korrelation diverser Haupt- und Spurenelemente gegen den Mg#); nach dem schlierigen Auftreten der Gabbrovarietäten – über den gesamten Pluton verteilt – wäre Magmenmischung durchaus zu vermuten.

Eine Möglichkeit, die inhomogene Verteilung des Mg# über den gesamten Frankenstein-Komplex, sowie das schlierige Auftreten des Gabbros überhaupt, zu erklären, wäre folgende: Das gabbroide Magma des Frankensteinkomplexes ist in mehreren kurz aufeinander folgenden Schüben aufgestiegen. Während der Abkühlung einer jeden Phase entstehen durch den nachfolgenden Magmenschub lokale Temperaturschwankungen; es kommt zu thermischer Konvektion, die bis zu einer teilweisen Wiederaufschmelzung im m-Bereich führt und kleinräumige Magmenmischungen hervorruft. Daraus resultieren unterschiedliche, kleinmaßstäbliche Differentiationsprozesse, die aber auf die großräumige, den gesamten Pluton erfassende Differentiation nur untergeordneten Einfluß haben.

6.3. Das Layering im Frankensteingabbro-Komplex: Mögliche Genese

Bei dem im Frankensteingabbro-Komplex untersuchten Layering handelt es sich nach IRVINE (1982) um ein modales, rhythmisches Layering. Ein Ausschnitt dieses Layerings im Steinbruch Nieder-Beerbach ist in Abb. 4 dargestellt. Es ist deutlich sichtbar, daß in diesem Teilbereich des Layerings die dunklen Minerale (= Pyroxene, Opakphasen) die Basis einer neuen Lage bilden, der Anteil der hellen Komponente (= Plagioklas) langsam zum oberen Teil der jeweiligen Lage zunimmt um dann entlang eines relativ scharfen Grenzbereiches abrupt zu enden. Danach schließt sich wieder eine dunkle Lage an.

Hauptanteil an der Bildung dieses Layerings könnten „Diffusions-Keimbildungseffekte in situ“ nach IRVINE (1987) entsprechend dem sogenannten „doppelten Diffusionsprozeß“ nach

MCBIRNEY (1984) haben. Daneben ist eine Bildung durch Kristall-Settling in Verbindung mit konvektivem Transport für kleinere Bereiche sicher nicht auszuschließen, in denen die modalen Lagen schlierig ineinander übergehen.

Wegen der geringen räumlichen Ausdehnung des im Steinbruch Nieder-Beerbach untersuchten Layerings läßt sich nur schwer eine Aussage über die Bildung des Layerings tätigen. Vergleiche zu anderen „Layered Intrusions“ – die klassischen wie Skaergaard und Bushveld (WAGER & BROWN, 1968) hier einmal ausgenommen – zeigen die Vielfältigkeit in der Ausbildung eines Layerings auf. Der „chilled margin“, der im Layering vom Frankenstein nicht zu beobachten ist, fehlt auch in anderen, detailliert beschriebenen Layered Intrusions z. B. Somerset Dam (MATHISON 1987), Windimurra (MATHISON & BOOTH 1990) und Bjerkreim-Sokndal (NIELSEN & WILSON 1991).

Der Gesamtgesteinschemismus (Mg#: 0,5–0,65) und der Modalbestand (Fehlen von Olivin, nur vereinzelt Auftreten von Orthopyroxen) lassen darauf schließen, daß dieses Layering aus einem bereits leicht differenzierten Magma gebildet wurde. Bezieht man die räumliche Lage des in den Steinbrüchen Nieder-Beerbach und Waschenbach aufgeschlossenen Layerings innerhalb des Gabbro-Komplexes (vgl. Abb. 1) mit ein in die Diskussion über die Bildung, so tritt das Layering etwa in der Mitte zwischen dem angenommenen zentralen Bereich des Gabbro-Komplexes (Frankenstein-Höhe/Breiteloheberg) und dem Randbereich (Kontakt zum Amphibolit) auf. Da es innerhalb des Frankenstein-Plutons keine Hinweise auf regional verschiedene Magmenquellen gibt, ist anzunehmen, daß der oben erwähnte „Zentralbereich“ als Aufstiegsbahn für die gabbroiden Magmen anzusehen ist. Zwischen dem Zentrum und dem schon abgekühlten, teilweise kristallisierten Randbereich sind Konvektionszellen, in denen das bereits leicht differenzierte Magma bewegt wurde, anzunehmen. Innerhalb dieser Konvektionszellen könnten innerhalb des Frankensteinplutons die Partien mit Layering gebildet worden sein. Vergleichbare Bildungsvorgänge werden von PARSONS & BECKER (1987) für Teilbereiche der Klocken-Intrusion beschrieben.

¹ Die Ergebnisse der Mineralanalytik (Mikrosondenanalysen und Kationenverteilung) können bei der Autorin angefordert werden.

² Tabellen zur Gesamtgesteinsanalytik werden auf Anfrage zugesandt.

Danksagung: Für die fachliche Betreuung während der Durchführung dieser Arbeit danke ich den Herren Prof. Dr. M. OKRUSCH und Prof. Dr. W. SCHUBERT (Würzburg) ganz herzlich. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanzierte einen Großteil des durchgeführten Projektes. Auch ihr sei hiermit gedankt.

7. Schriftenverzeichnis

- ALLEN, J. C., & BOETTCHER, A. L. (1978): Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as function of P-T-H₂O-O₂. – *Amer. Mineral.*, **60**: 1069–1085; Washington D. C.
- ALTENBERGER, U. (1993): The Böllstein Odenwald – evidence for pre- and Early Variscan plate convergence in the Central European Variszides. – *Geol. Rdsch.*, **82**: 475–488; Stuttgart.
- OBERHÄNSLI, R., & REJA, R. (1992): Zur Genese korundführender Gesteine des kristallinen Odenwaldes im Raume Seeheim (Mitteldeutsche Kristallinschwelle / Varistikum). – Kurzfassungen, 8. Rundgespräch: Geodynamik des europäischen Variszikums, 3; Cheb/Westböhmen.
- ANDERSEN, D. J., & LINDSLEY, D. H. (1988): Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. – *Amer. Mineral.*, **73**: 714–726; Washington D. C.

- ARCULUS, R. J., & WILLS, K. J. A. (1980): The petrology of plutonic blocks and inclusions from lesser Antilles island arc. – *J. Petrol.*, **21**: 743–799; Oxford.
- ATKINS, F. B. (1969): Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. – *J. Petrol.*, **10**: 222–249; Oxford.
- BARNES, C. G. (1983): Petrology and Upward Zonation of the Wooley Creek Batholith, Klamath Mountains, California. – *J. Petrol.*, **24**: 495–537; Oxford.
- BEARD, J. S. (1986): Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. – *Geol.*, **14**: 848–851; Boulder/Colorado.
- & BARKER, F. (1989): Petrology and tectonic significance of gabbros, tonalites, shoshonites and anorthosites in a late paleozoic arc-root complex in the Wrangellia Terrane, Southern Alaska. – *J. Geol.*, **97**: 667–683; Chicago.
- BEHR, H. J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P., & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. – *Tectonophysics*, **109**: 15–40; Amsterdam.
- & HEINRICH, T. (1987): Geological interpretation of DECORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the late Variscan structural evolution of central Europe. – *Tectonophysics*, **142**: 173–202; Amsterdam.
- BEST, M. G. (1982): Igneous and metamorphic petrology. – 630 S.; San Francisco (W. H. Freeman Co.).
- BRINKMANN, R. (1948): Die mitteldeutsche Schwelle. – *Geol. Rdsch.*, **36**: 56–66; Stuttgart.
- BROWN, G. M. (1957): Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. – *Mineral. Mag.*, **31**: 511–543; London.
- BUDDINGTON, A. F., & LINDSLEY, D. H. (1964): Iron-Titanium Oxide minerals and Synthetic Equivalents. – *J. Petrol.*, **5**: 310–357; Oxford.
- CHATTERJEE, N. D. (1960): Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **111**: 137–180; Stuttgart.
- CHELIUS, C. (1885): Die Diallagesteine des Frankensteins und seiner Umgebung. – *Notizbl. Ver. f. Erdkunde*, IV, **5**: 24–29; Darmstadt.
- (1886): Erläuterungen zu Blatt Roßdorf der geol. Spezialkarte des Großherzogtums Hessen; Darmstadt.
- (1891) Erläuterungen zu Blatt Darmstadt der geol. Spezialkarte des Großherzogtums Hessen. – 80 S.; Darmstadt.
- (1901): Erläuterungen zu Blatt Neunkirchen der geol. Spezialkarte des Großherzogtums Hessen; Darmstadt.
- (1906): Petrographische Untersuchungen im Odenwald. – *Centralbl. Min. Geol. Pal.*, **22**: 689–697; Stuttgart.
- CZAMANSKE, G. K., & MIHALIK, P. (1972): Oxidation during magmatic differentiation. Finnmarka Complex, Oslo area, Norway: Part I, The opaque oxides. – *J. Petrol.*, **13**: 493–509; Oxford.
- DECORP Research Group (1985): First results and preliminary interpretation of deep reflection seismic recordings along profile DECORP 2-South. – *J. Geophys.*, **57**: 137–163; Stuttgart.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., & ZUSSMAN, J. (1978): Rock-forming Minerals, **2A**, Single-Chain Silicates. – 668 S.; London (Longman CoLtd).
- (1982): Rock-forming Minerals, **1A**, Orthosilicates. – 919 S. London – New York.
- DRUITT, T. H., & BACON, C. R. (1989): Petrology of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**: 245–259; Berlin-Heidelberg.
- DUPUY, C., & DOSTAL, J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**: 61–69; Amsterdam.
- EGGLER, D. H., & BURNHAM, C. W. (1973): Crystallization and fractionation trends in the system andesite-H₂O-CO₂-O₂ at pressures to 10 kbar. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**: 2517–2532; Boulder/Colorado.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J., & O'NIONS, R. K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1199–1212; Oxford-New York.
- EWART, A., HILDRETH, W., & CARMICHAEL, I. S. E. (1975): Quaternary acid magmas in New Zealand. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**: 1–27; Berlin-Heidelberg.
- FOSTER, W. R. (1955): Simple method for the determination of the plagioklase feldspars. – *Amer. Mineral.*, **40**: 179–185; Washington D. C.
- FRANKE, W. (1989a): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **230**: 67–90; Boulder/Colorado.
- (1989b): Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. – *Tectonophysics*, **169**: 221–228; Amsterdam.

- (1990): Rhenohercynian Basin and Mid-German Crystalline Rise – an introduction. – In: FRANKE, W. (Hrsg.): *Mid-German Crystalline Rise / Rheinisches Schiefergebirge. Field-Guide to pre-conference excursion. IGCP 233, Terranes in the Circum Atlantic Paleozoic Orogens. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe-Geology and Geophysics.* 169 S.; Göttingen-Gießen.
- & ONCKEN, O. (1990): Geodynamic Evolution of the North-Central Variscides – a Comic Strip. – In: FREEMAN, R., GIESE, P., & MUELLER, St. (Hrsg.): *the European Geotraverse, Integrative Studies*, 187–194; European Science Foundation.
- FROST, B. R., & LINDSLEY, D. H. (1991): Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. – In: LINDSLEY, D. H. [Hrsg.]: *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance. – Reviews in Mineralogy*, **25**: 433–468; Michigan.
- GILL, J. B. (1981): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics.* – 390 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- CHIORSO, M. S., & SACK, R. O. (1991): Fe-Ti oxide geothermometry: Thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**: 485–510; Berlin-New York.
- HAGGERTY, ST. E. (1981): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. – In: RUMBLE, D. III [Hrsg.]: *Oxide Minerals – Reviews in Mineralogy*, **3**: 101–300; Michigan.
- HALL, A. (1989): *Igneous petrology.* – Longman, Scientific & Technical, 573 S.; Burnt Mill, Harlow.
- HANSON, G. N. (1980): Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**: 371–406; Palo Alto.
- HAWKESWORTH, C. J., & POWELL, M. (1980): Magma genesis in the Lesser Antilles island arc. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **51**: 297–308; Amsterdam.
- HELZ, R. T. (1978): Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O} = 5$ kbar as a function of oxygen fugacity, I, Mafic phases. – *J. Petrol.*, **14**: 249–302; Oxford.
- (1976): Phase relations of basalt in their melting range at $P = 5$ kbar, II. Melt compositions. – *J. Petrol.*, **17**: 139–193; Oxford.
- HENDERSON, P. (1984): *Developments in Geochemistry 2, Rare Earth Element Geochemistry*, 2nd ed. – Elsevier Science Publishers B. V., 510 S.; Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.
- HENES-KLAIBER, U., HOLL, A., & ALTHERR, R. (1989): The Odenwald: more evidence for the Hercynian arc magmatism. – *Terra Abstracts*, **1**: 281; Oxford.
- HERING, O., ZIMMERLE, W., GHAZANFARI, A., WEBER, G., KREBS, C., TAN, C. L., NICKEL, E., & REIBLE, P. (1976): Die Tiefbohrung Saar I. Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. – *Geol. Jb.*, **A 27**: 91–305; Hannover.
- HILDRETH, W. (1983): The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**: 1–56; Amsterdam.
- HOLE, M. J., SAUNDERS, A. D., MARRINER, G. F., & TARNEY, J. (1984): Subduction of pelagic sediments: implications for the origin Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. – *J. Geol. Soc. Lond.*, **141**: 453–472; London.
- HOLLOWAY, J. R., & BURNHAM, C. W. (1972): Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. – *J. Petrol.*, **13**: 1–29; Oxford.
- IRVINE, T. N. (1980): Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractionation, and accumulation growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. – In: HARGRAVES, R. B. [Hrsg.]: *Physics of magmatic processes*, Princeton University Press, 325–383; Princeton.
- (1982): Terminology for layered intrusions. – *J. Petrol.*, **23**: 127–162; Oxford.
- (1987): Processes involved in the formation and development of layered igneous rocks. – In: PARSONS, I. (Hrsg.): *Origins of Igneous Layering. – Mathematical and Physical Sciences, NATO ASI Series, C 196*: 649–656; Dordrecht-Boston-Lancaster-Tokyo (D. Reidel Publ. Comp.).
- & BARAGAR, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 532–548; Ottawa.
- KAY, R. W. (1980): Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. – *J. Geol.*, **88**: 497–522; Chicago.
- KIRSCH, H., KOBER, B., & LIPPOLT, H. J. (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankensteingabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and single zircon Pb/Pb measurements. – *Geol. Rdsch.*, **77**: 693–711; Stuttgart.
- KLEIN, C. (1968): Coexisting amphiboles. – *J. Petrol.*, **9**: 281–330; Oxford.

- KLEMM, G. (1906): Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite. – Notizbl. Ver. f. Erdkunde, IV, **27**: 4–26; Darmstadt.
- (1907): Über das Schmirgelvorkommen vom Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros“. – Notizbl. Ver. Erdk. und großh. geol. L.-A. (IV), **30**: 14–20; Darmstadt.
- (1914): Bemerkungen über die im Gabbro des Frankensteins gangartig aufsetzenden Gesteine und über seine Aufschlüsse von Korundfels. – Notizbl. Ver. Erdk. und großh. geol. L.-A. (IV), **35**: 5–9; Darmstadt.
- (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt Neunkirchen. – 2. Aufl., 81 S.; Darmstadt.
- (1938): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt Roßdorf. – 114 S.; Darmstadt.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. geol. L.-Amt, **1**, 39 S.; Freiberg.
- KREHER, B. (1992): Petrologie und Geochemie der Gabbrointrusion des Frankensteins (Odenwald). – unveröff. Diss., Univ. Würzburg, 229 S.; Würzburg.
- KREUZER, H., & HARRE, W. (1975): K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. – Aufschluß, Sonderbd., **27**: 71–77; Heidelberg.
- KROHE, A. (1991): Emplacement of synkinematic plutons in the Variscan Odenwald (Germany) controlled by transensional tectonics. – Geol. Rdsch., **80**: 391–409; Stuttgart.
- (1992): Structural evolution of intermediate-crustal rocks in a strike-slip and extensional setting (Variscan Odenwald, SW Germany): differential upward transport of metamorphic complexes and changing deformation mechanisms. – Tectonophysics, **205**: 357–386; Amsterdam.
- KUNO, H. (1960): High-alumina basalt. – J. Petrol., **1**: 121–145; Oxford.
- KUPFAHL, H. G., MEISL, ST., & KÜMMERLE, E. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 276 S.; Wiesbaden.
- LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. – Amer. Mineral., **98**: 1023–1052; Washington D. C.
- LEYK, H. J. (1989): Petrographie, Tektonik und Mineralisation im Bereich des Gabbrosteinbruchs Niederbeerbach der Odenwälder Hartstein Industrie/NW-Odenwald. – Unveröff. Geologische Dipl.-Kartierung, Univ. Heidelberg, 73 S.; Heidelberg.
- LIEW, T. C., & HOFMAN, A. W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. – Contrib. Mineral. Petrol., **98**: 129–138; Berlin-Heidelberg.
- LINDSLEY, D. H. (1963): Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. – Carnegie Inst. Washington Year Book, **62**: 60–66; Washington D. C.
- (1983): Pyroxene thermometry. – Amer. Mineral., **68**: 477–493; Washington D. C.
- & ANDERSEN, D. J. (1983): A Two-pyroxene thermometer. – Proceedings of the Thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, II, J. Geophys. Res., **88**: A 887–A 906;
- LIPMAN, P. W. (1971): Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from southern Nevada. – J. Geol., **79**: 438–456; Chicago.
- LORENZ, V., & NICHOLLS, I. A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. – Tectonophysics, **107**: 25–56; Amsterdam.
- MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges (Mittlerer Bergstraßeer Odenwald), Teil I & II. – N. Jb. Miner. Abh., **115**: 192–251; Stuttgart.
- (1974): Zur Dioritbildung im kristallinen Odenwald. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **54**: 39–57; Zürich.
- (1975): Die Tiefengesteine des Bergstraßeer Odenwaldes. – Aufschluß, Sonderbd., **27**: 87–107; Heidelberg.
- & NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. – N. Jb. Miner. Abh., **119**: 232–265; Stuttgart.
- (1976): Konvergenzen zwischen Metamorphiten und Magmatiten (Beispiele aus dem Problembereich basischer und intermediärer Gesteine). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 147–160; Wiesbaden.
- VAN DIVER, B. B., GALETTI, G., & SOMMERAUER, J. (1978): PT-conditions of orbicular gabbro from Reichenbach, West Germany. – N. Jb. Miner. Abh., **134**: 52–75; Stuttgart.
- MAHMOOD, A. (1983): Chemistry of biotites from a zoned granitic pluton in Morocco. – Mineral. Mag., **47**: 365–369; London.
- MATHISON, C. I. (1987): Cyclic units in the Somerset Dam layered gabbro intrusion, southeastern Queensland, Australia. – Lithos, **20**: 187–205; Amsterdam.
- & HAMLIN, P. R. (1987): The McIntosh layered Troctolite-Olivine Gabbro Intrusion, East Kimberley,

- Western Australia. – *J. Petrol.*, **28**: 211–234; Oxford.
- & BOOTH, R. A. (1990): Macrorhythmically layered gabbro-norites in the Windimurra gabbroid complex, Western Australia. – *Lithos*, **24**: 171–180; Amsterdam.
- MATTE, PH. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **126**: 329–374; Amsterdam.
- (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. – *Tectonophysics*, **196**: 309–337; Amsterdam.
- MATTHES, S., & SCHUBERT, W. (1971): Der Original-Beerbachit im Odenwald, ein Amphibolit-Hornfels in Pyroxen-Hornfelsfazies. – *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **33**: 62–86; Berlin-Heidelberg.
- MC BIRNEY, A. R. (1984): *Igneous Petrology*. – Freeman, 509 S.; San Francisco.
- MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *Mineral. Mag.*, **52**: 535–550; London.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics, and origin of ophiolites. – *J. Geol.*, **83**: 249–281; Chicago.
- NEUMANN, E.-R. (1974): The distribution of Mn^{2+} and Fe^{2+} between ilmenites and magnetites in igneous rocks. – *Am J. Sci.* **274**: 1074–1088; New Haven, Connecticut.
- NICHOLLS, I. A., HARRIS, K. L. (1980): Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**: 287–308; Oxford-New York.
- NICKEL, E., & MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogenen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. – *Geol. Rdsch.*, **63**: 618–654; Stuttgart.
- & ZURBRIGGEN, B. (1975): Die Entwicklung der Neunkircher Flasergranitoide. – *Aufschluß, Sonderbd.*, **27**: 159–174; Heidelberg.
- NIELSEN, F. M., & WILSON, J. R. (1991): Crystallization processes in the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, south Norway: evidence from the boundary between two macrocyclic units. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**: 403–414; Berlin-Heidelberg.
- NWE, Y. Y. (1975): Two different pyroxene crystallization trends in the trough bands of the Skaergaard intrusion, east Greenland. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **49**: 285–300; Berlin-Heidelberg.
- OKRUSCH, M. (1990): Metamorphism in the Odenwald and Spessart Crystalline Mountains (Mid-German Crystalline Rise). – In: FRANKE, W. [Hrsg.]: *Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge. Field-Guide to pre-conference excursion. IGCP 233, Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe. Geology and Geophysics*, 169 S.; Göttingen-Gießen.
- & RICHTER, P. (1969): Zur Geochemie der Diorit-Gruppe. Vergleichende Untersuchungen an Gesteinen des Bayerischen Waldes, des Spessarts und des Odenwaldes (Süd-Deutschland). – *Contrib. Mineral. Petro.*, **21**: 75–110; Berlin-Heidelberg.
- VON RAUMER, J. MATTHES, S., & SCHUBERT, W. (1975): Mineralfazies und Stellung der Metamorphite im kristallinen Odenwald. *Aufschluß, Sonderbd.*, **27**: 109–134; Heidelberg.
- SCHUBERT, W., & NASIR, S. (1990): Pre- to Early Variscan magmatism in the Mid-German Crystalline Rise. – In: FRANKE, W. [Hrsg.]: *Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge. Field-Guide to pre-conference excursion. IGCP 233, Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe. Geology and Geophysics*, 169 S.; Göttingen-Gießen.
- OTTEN, M. T. (1983): The magmatic and subsolidus evolution of the Artfjället gabbro, Central Swedish Caledonides. – PhD Thesis, Univ. Utrecht, the Netherlands, 185 S.; Alblasterdam.
- (1984): The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**: 189–199; Berlin-Heidelberg.
- PARSONS, I., & BECKER, S. M. (1987): Layering, compaction and post-magmatic processes in the Klokken Intrusion. – In: PARSONS, I. [Hrsg.]: *Origins of Igneous Layering. – Mathematical and Physical Sciences, NATO ASI Series, C 196*: 649–656; Dordrecht-Boston-Lancaster-Tokyo (D. Reidel Publ. Comp.).
- PATERSON, S. R., VERNON, R. H., & TOBISCH, O. T. (1989): A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. – *J. Struct. Geol.*, **11**: 349–363; London.
- PEARCE, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R. S. [Hrsg.]: *Andesites*. – 525–548; New York.
- (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – In: HAWKSWORTH, C. J., & NORRIS, M. J. (Hrsg.): *Continental basalts and mantle xenoliths*: 230–249, Cheshire.

- & CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290–300; Amsterdam.
- & GALE, G. H. (1977): Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. – In: JONES, M. J. [Hrsg.]: *Volcanic processes in ore genesis*. Geol. Soc. Spec. Publ., **7**: 14–24; London.
- PERFIT, M. R., BRUECKNER, H., LAWRENCE, J. R., & KAY, R. W. (1980): Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: A model for fractionation in the Aleutian Calcalkaline Suite. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**: 69–87; Berlin-Heidelberg.
- POLDERVAART, A., & HESS, H. H. (1951): Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magmas. – *J. Geol.*, **59**: 472–489; Chicago.
- POLLER, U. (1991): *Geochemie der Odenwälder Amphibolite und Ableitung ihrer geotektonischen Position.* – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Würzburg, 130 S.; Würzburg.
- RAGLAND, P. C., & BUTTLER, J. R. (1972): Crystallization of the West Farrington Pluton, North Carolina, U.S.A. – *J. Petrol.*, **13**: 381–404; Oxford.
- SATO, M., & VALENZA, M. (1980): Oxygen fugacities of the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. – *Amer. J. Sci.*, **A 280**: 134–158; New Haven, Connecticut.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J., STERN, R. C., & DALZIEL, I. W. D. (1979): Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **I, 90**: 237–258; Boulder/Colorado.
- SEITSAARI, J. (1952): On association of Cummingtonite and Hornblende. – *Ann. Acad. Sci. Fennicae, A, III*, **30**: 1–20; Helsinki.
- SCHÄLICHE, W. (1975): Die Otzberg-Zone. – *Aufschluß, Sonderbd.*, **27**: 47–59; Heidelberg.
- SCHUBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergstraßeer Odenwald. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **108**: 69–110; Stuttgart.
- SINGER, B. S., MYERS, J. D., & FROST, C. D. (1992): Mid-pleistocene lavas from the Segua volcanic center, central Aleutian arc: Closed-system fractional crystallization of a basalt to rhyodacite eruptive suite. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**: 87–112; Berlin-New York.
- SINIGOI, S., ANTONINI, P., DEMARCHI, G., LONGINELLI, A., MAZZUCHELLI, M., NEGRINI, L., & RIVALENTI, G. (1991): Interactions of mantle and crustal magmas in the southern part of the Ivrea Zone (Italy). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**: 385–395; Berlin-Heidelberg.
- STOSCH, H. G. (1991): Geochemistry of the mafic intrusion in the synforms of the Kandy area. – In: KRÖNER, A. (Hrsg.): *The crystalline crust of Sri Lanka, Part I, Summary of Research of the German-Sri Lankan Consortium.* – Geol. Surv. Dept. Sri Lanka, Prof. Paper, **5**: 125–134.
- SUN, S.-S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 297**: 409–445; London.
- THIRWALL, M. F. (1982): Systematic variation in chemistry and Nd-Sr isotopes across a Caledonian calc-alkaline volcanic arc: implications for source materials. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**: 27–50; Amsterdam.
- (1983): Isotope Geochemistry and origin of calc-alkaline lavas from a Caledonian Continental Margin Volcanic Arc. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**: 589–631; Amsterdam.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L., & PARRY, S. J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 310**: 549–590; London.
- TOMMASINI, S., & POLI, G. (1992): Petrology of the late-Carboniferous Punta Falcone gabbroic complex, northern Sardinia, Italy. – *Contrib. Mineral. petrol.*, **110**: 16–32; Berlin-New York.
- TROCHIM, H. D. (1955): *Der Gabbro vom Frankenstein.* – *Aufschluß, Sonderbd.*, **2**: 41–47; Roßdorf b. Darmstadt.
- (1956): *Das Gabbro-Massiv vom Frankenstein und sein Kontaktrahmen.* – Unveröff. Dipl.-Arb., TH Darmstadt, 83 S.; Darmstadt.
- (1960): *Zur Petrogenese des Gabbroplutons vom Frankenstein (Odenwald).* – Unpubl. Diss., Univ. Freiburg, 145 S.; Freiburg.
- TURNOCK, A. C., & EUGSTER, H. P. (1962): Fe-Al oxides: Phase relationships below 1000 °C. – *J. Petrol.*, **3**: 533–565; Oxford.
- ULF-MOLLER, F. (1985): Solidification history of the Kidlit Lens: Immiscible metal and sulfide liquids from a basaltic dyke on Disko, Central West Greenland. – *J. Petrol.*, **26**: 64–91; Oxford.
- VINX, R. (1982): *Das Harzburger Gabbromassiv, eine orogenetisch geprägte Layered Intrusion.* – *N. Jb.*

- Miner. Abh., **144**: 1–28; Stuttgart.
- WAGER, L. R., & BROWN, G. M. (1968): Layered Igneous Rocks. – 588 S.; Edinburgh-London (Oliver & Boyd.).
- WALTHER, J. V., & ORVILLE, P. M. (1982): Volatile production and transport in regional metamorphism. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**: 252–257; Berlin-New York.
- WEBER, K., & BEHR, H. J. (1983): Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. – In: MARTIN, H., & EDER, F. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts*, 427–469; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer)
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen am Biotitdioriten, Hornblenddioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **120**: 119–146; Stuttgart.
- WELLS, P. R. A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129–139, Berlin-New York.
- WHITNEY, J. A., & STORMER, J. C. (1985): Mineralogy, petrology and magmatic conditions from the Fish Canyon tuff, Central San Juan volcanic field, Colorado. – *J. Petrol.*; **26**: 726–762; Oxford.
- WILLNER, Ä. P., MASSONNE, H.-J., & KROHE, A. (1991): Tectono-thermal evolution of a part of a Variscan magmatic arc: the Odenwald in the Mid-German Crystalline Rise. – *Geol. Rdsch.*, **80**: 369–389; Stuttgart.
- WILSON, M. (1990): *Igneous petrogenesis*. – Harper Collins Academic, 466 S.; London.
- YAGI, K., & ONUMA, K. (1967): The join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ and its bearing on the titanaugites. – *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV*, **13**: 463–483.
- YODER, S. R., & TILLEY, C. E. (1962): Origin of basaltic magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems. – *J. Petrol.*, **3**: 342–532; Oxford.
- ZIEGLER, P. A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of western and central Europe. – *Tectonophysics*, **126**: 303–328; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 4. 1. 1994

Ar⁴⁰/Ar³⁹-Untersuchungen an serizitisierten Plagioklasen des Frankenstein-Gabbros (NW-Odenwald) in Hinblick auf ihren Alterations-Zeitpunkt

Von

HANS J. LIPPOLT & HERBERT KIRSCH*

Kurzfassung: Die Plagioklase der basischen Grundgebirgsgesteine des Frankenstein-Massivs sind unterschiedlich stark serizitisiert. Auf Klüften dieser Gesteine treten authigen Adulare jurassischen Alters auf. Ausgehend von der Hypothese, daß die beiden K-mobilisierenden Prozesse miteinander verknüpft sein könnten, wurden Ar⁴⁰/Ar³⁹-Altersbestimmungen an Plagioklasen und an aus ihnen angereicherten Serizit-Präparaten vorgenommen. Beide Datensätze zeigen Variationen, die auf unterschiedliche Plag-Ser-Mengenverhältnisse und Anfangs-Kaliumgehalte der Plagioklase sowie unvollständig abgetrennte andere Gesteinskomponenten zurückgehen. Immer haben die Serizit-Anreicherungen die jüngeren Alterswerte. Vorausgesetzt, daß episodische Serizitisierung und nicht hydrothermale Rejuvenation ursächlich sind, kann mittels eines Zwei-Komponenten-Mischungsmodells ein einheitlicher Serizitierungs-Zeitpunkt vor 138 ± 10 Ma (Später Jura) abgeleitet werden, der zeitgleich wie die beobachtete Adular-Bildung ist.

Abstract: Plagioclases in gabbroic-dioritic rocks of the NW Odenwald (Frankenstein massif) are sericitised to varying degrees. On joints of these rocks hydrothermally formed adularia crystals with Jurassic K-Ar ages occur. The hypothesis that the two metasomatic processes which brought about adularia and sericite formation could belong to the same geologic period stimulated K-Ar measurements by the Ar⁴⁰/Ar³⁹ technique on plagioclase preparations and sericite enrichments. The results of both dating series vary with plag-ser ratios, sample purities and original plagioclase K contents. The K-Ar dates of the sericite enrichments in all cases appear younger than the dates of the sericitised plagioclases. Assuming a common time of sericitisation and precluding hydrothermal heating as cause of the age distributions we derive by applying a two-mineral mixing model a mean value of 138 ± 10 Ma, which points to the Late-Jurassic and appears simultaneous with adularia crystallization.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	124
1.1. Fragestellung	125
1.2. Arbeitsansatz	126
1.3. Geologische Situation	128
2. Untersuchungen	131
2.1. Analytische Grundlagen	132
2.2. Die untersuchten Proben	132
3. Ergebnisse der Untersuchungen	132
3.1. Proben-Charakterisierung	132
3.2. Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹ -Analysen-Ergebnisse	134
4. Interpretation und Schlußfolgerungen	139
5. Schriftenverzeichnis	140

* Univ.-Prof.Dr.H.J.LIPPOLT, Dipl.- Geol. Dr. H.KIRSCH, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Laboratorium für Geochronologie, I.N.F. 234, 69120 Heidelberg.

1. Einleitung

Die Erforschung der Mineralisationen im Grundgebirge Südwestdeutschlands hat in den letzten Jahren zunehmend Hinweise erbracht, daß hydrothermale Bildungsphasen während des Mesozoikums eine wesentliche Rolle spielten (z.B. LIPPOLT 1984; BROCKAMP & ZUTHER 1985; v.GEHLEN 1987). Die mit den Gangbildungen bzw. -umbildungen einhergehenden Stofftransporte stellen zusammen mit dem noch weitgehend ungelösten Problem des Herkunftsortes des Materials die Frage, in wieweit die Gesteine des jeweiligen Grundgebirges in die Prozesse einbezogen waren. Um darauf Antworten zu finden, muß man nach postmagmatischen Veränderungen in den Gesteinen suchen und diese datieren. Ein sehr geeignetes Testgebiet, um dieses Problem anzugehen, ist wegen der Art seiner Gesteine und wegen des Auftretens authigener mesozoischer Kluftminerale das Frankenstein-Gabbro-Massiv im Nordwesten des Odenwaldes (z.B. NICKEL, 1979). Ein dort bearbeitbares Alterationsphänomen ist die Serizitisierung der Plagiokläse. Bei diesem weitverbreiteten und wohlbekanntem Prozeß bilden sich in den normalerweise Kalium-armen Plagiokläsen Kalium-reiche Hellglimmer-Schüppchen (z.B. SMITH, 1974; Abb. 1a). Die Verdrängung ist meistens unvollständig und an bestimmte Bereiche des Plagiokläs-Korns (Kern-

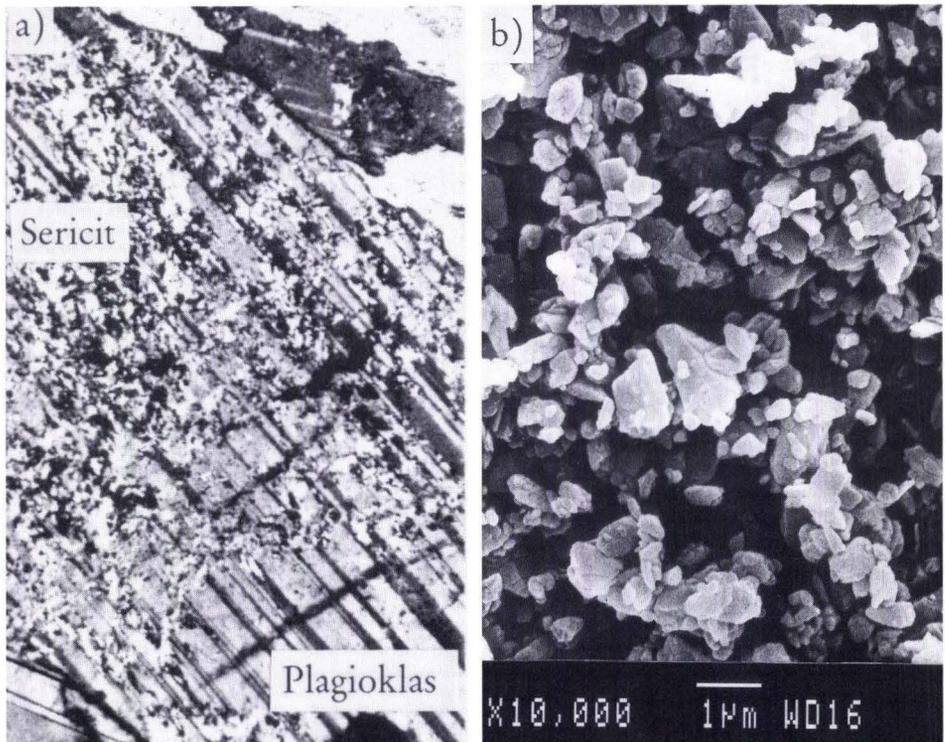


Abb. 1a, b. Serizit in und aus Plagiokläs aus Frankenstein Gabbro-Gesteinen: 1a (links) Dünnschliff-Bild (Breite 0,64 mm) eines serizitiserten Plagiokläses der Probe 17-2. 1b (rechts) Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines Serizitpräparates aus Probe 31-4a.

oder Randbereiche, Spaltrisse) gebunden. Serizitisierung kann bei erhöhten Temperaturen (bis etwa 500°C) und als Verwitterungsvorgang ablaufen (z.B. KAMINENI & DUGALL, 1982; MELHAC & TARDI, 1970). Letzteres zwingt der Probenauswahl für mikroskopische und chemische Untersuchungen größte Sorgfalt hinsichtlich der Vermeidung von Verwitterungserscheinungen auf.

Die hier vorgestellte Untersuchung ist mit Vorsatz auf ein kleines Gebiet beschränkt, wo am ehesten mit einheitlichen Ergebnissen gerechnet werden kann, weil regional unterschiedliche Einflüsse auf die Serizitisierung minimiert werden. Ein weiterer Versuch in dieser Richtung wurde im Schwarzwald über ein größeres Gebiet durchgeführt (LIPPOLT & KIRSCH, im Druck). Plagioklas-Datierungen an Odenwälder und Schwarzwälder Gesteinen, die bereits früher darauf hindeuteten, daß hier ein wichtiges Beobachtungsfeld für jüngere gesteinsverändernde Vorgänge vorliegt, sind von HELLMANN et al. 1982, LIPPOLT et al. 1990 sowie von LIPPOLT & SIEBEL 1991 vorgestellt worden.

1.1. Fragestellung

Das gestellte Problem ist, ob man mit Hilfe isotopengeochronologischer Methoden Aussagen zur Bildungszeit des Serizits machen kann. Die K-Ar-Methode scheint dafür prädestiniert zu sein. Eine damit verknüpfte weitere Frage ist die Herkunft des Kaliums des Serizits. Zwar herrscht die Ansicht vor, daß Kalium von außen zugeführt werden muß und Natrium und Calci-

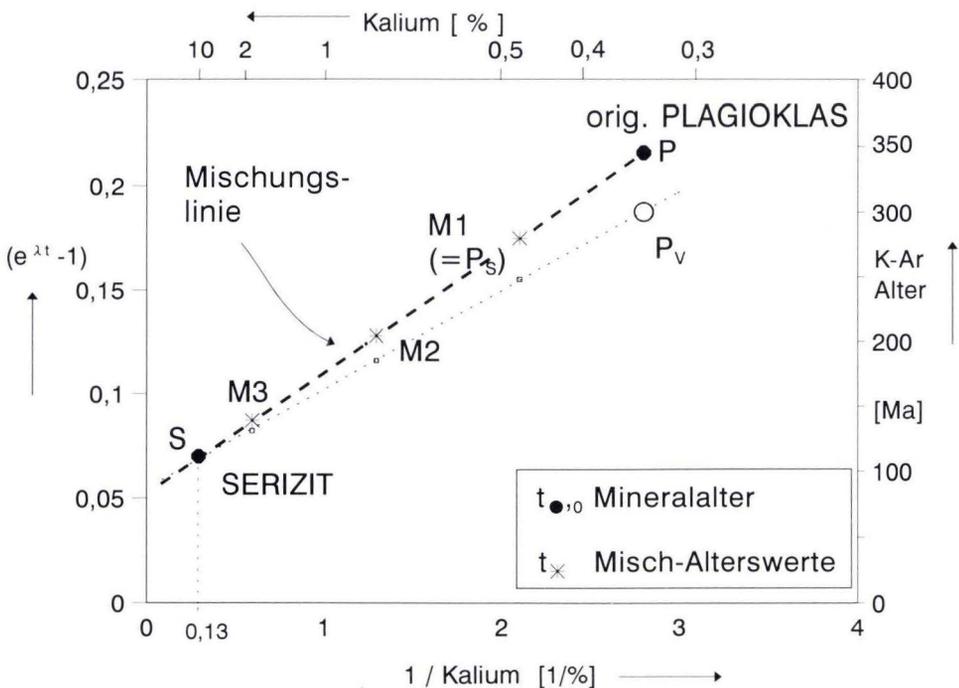


Abb. 2. Ein- oder mehrphasige Serizitisierung (?) in Plagioklas. In beiden Fällen ergeben sich aus K-Ar-Daten mehrerer Proben genetische Hinweise.

um dafür abnehmen (z.B. TOGASHI 1978), aber auch autometasomatische Entstehung ist diskutiert worden (z.B. ANDREATTA, 1954). Im folgenden gehen wir davon aus, daß im allgemeinen Kalium zugeführt wird.

Bezüglich des zeitlichen Ablaufs wird man bei magmatischen Plagioklasen ohne Verwitterungsspuren zunächst an einen spätmagmatischen Vorgang denken, während man bei deutlichen Verwitterungskennzeichen einen geologisch jungen Hintergrund vermuten wird. In beiden Fällen müßten K-Ar-Daten von Plagioklasen entscheidende Hinweise geben. Im Zusammenhang mit tektonischen Ereignissen in der postmagmatischen Phase sind jedoch episodische gesteinsalternde und mineralisierende Prozesse denkbar, die ein- oder mehrmalig, vielleicht sogar quasi-kontinuierlich zur Serizitisierung beitragen. Abb. 2 illustriert schematisch die Alternativen einmaliger und vielfacher Kalium-Zufuhr. Auch diesbezüglich könnten in K-Ar-Daten von serizitierten Plagioklasen Entscheidungshinweise zu finden sein, wenn die Annahme zuträfe, daß die Existenz unterschiedlich stark serizitisierter Bereiche Mehrphasigkeit andeutet. Plagioklas wird geochronologisch relativ selten eingesetzt. Das liegt einestils daran, daß es sehr große Mühe macht, reine Plagioklaspräparate herzustellen, andererseits Überschuß-Argon-Phänomene und das Auftreten gestörter Ar^{40}/Ar^{39} -Spektren berichtet worden sind (z.B. LIVINGSTON et al., 1967; HARRISON & MCDUGALL, 1981), was zu Zurückhaltung Anlaß gab. Es besteht Zuversicht, daß vulkanische Hochtemperatur-Plagioklase im allgemeinen verläßliche Chronometer sind (HESS et al. 1987), wenngleich auch sie gelegentlich Exzeß-Argon zeigen (z.B. HESS, 1985). Serizitfreier Plagioklas vom Frankenstein im Odenwald ergab mit Hornblende-Alter konkordante K-Ar-Werte (KIRSCH et al. 1989). KIRSCH (1989) hat aus Ergebnissen von Ar-Vakuum-Entgasungen Abkühltemperaturen für Plagioklas um 180° – 200° C abgeschätzt. Das gelegentliche Auftreten von Exzess-Argon kann als Hinweis darauf betrachtet werden, daß die Plagioklas-Struktur Ar^{40} gut speichern kann. Leider gibt es wegen der komplexen Mikrostruktur (Zwillings- und Zonarbau, Entmischungen) der Plagioklase noch keine schlüssigen kinetischen Ergebnisse zu dieser Frage. Wir gehen im folgenden davon aus, daß kristallographisch und metasomatisch ungestörte Plagioklas-Substanz eine ausreichende Ar-Speicherfähigkeit besitzt, um die Durchführung dieser Studie zu rechtfertigen.

Serizit hat wie die beiden anderen Kali-Schichtgitter-Mineralen Illit und Seladonit Glimmerstruktur. Soweit man ihn als Muskovit ansehen darf, sollte er als Chronometer gut geeignet sein. Allerdings tritt er nur in sehr kleinen Korngrößen auf, weswegen er auch bei guten Speichereigenschaften des Gitters möglicherweise bei erhöhten Temperaturen Ar verlieren könnte. Seine nutzbringende geologische Verwendung hat Tradition (z.B. RÖSLER & PILOT 1967; MOORBATH et al. 1967).

1.2. Arbeitsansatz

Um die gestellte Frage beantworten zu können, müssen K-Ar-Daten von reinen Präparaten aus serizitisiertem Plagioklas gewonnen werden. Damit kann die Erfahrungsbasis aus den Arbeiten HELLMANN et al. (1982) und LIPPOLT & SIEBEL (1991) erweitert werden, wo gezeigt wurde, daß die im Vergleich zu den Biotit- und Hornblende-Daten kleineren Alterswerte der Plagioklase plausibel gedeutet werden können. Als zweites sind ausgewählte Präparate weiterzubearbeiten, um Serizit-Anreicherungen für weitere K-Ar-Messungen zu gewinnen. An sich wären reine Serizitpräparate erwünscht. Ihre Herstellung ist jedoch wegen der kleinen Korngrößen (vergl. Abb. 1b) extrem schwierig. Ebenso schwierig ist es, reine Präparate von unserizitisiertem Plagioklas aus den jeweiligen Ausgangspräparaten zu gewinnen. Die Untersuchungen können mit vertret-

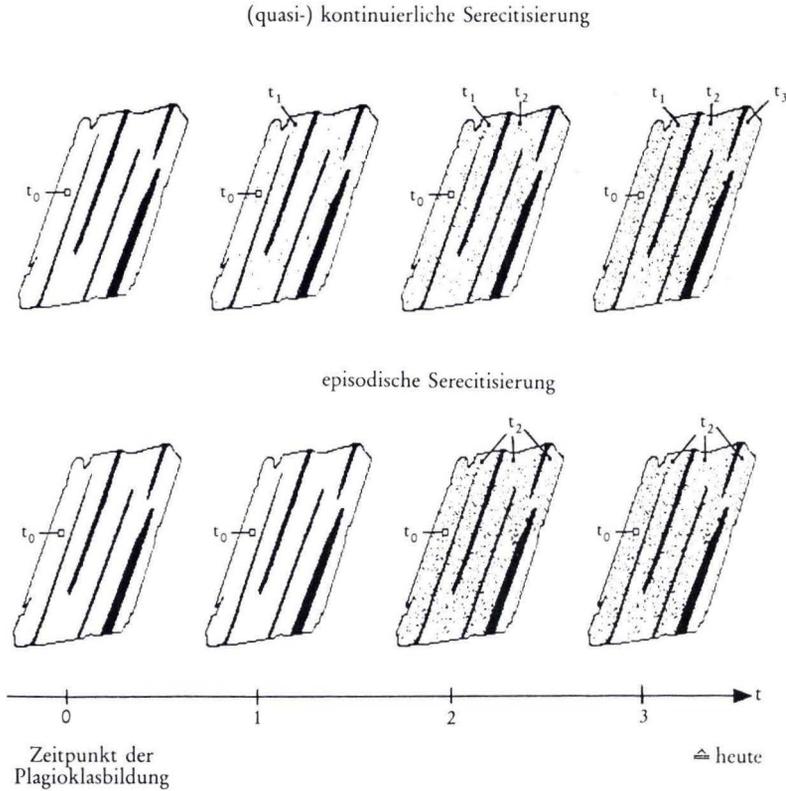


Abb. 3. Das (t-1/K)- Diagramm zur Ermittlung von Serzit Alterswerten und Plagioklas-Kaliumwerten aus Daten von Mischpräparaten (Ar-Alter-Mischungsbild).

barem Aufwand nur an Mischpräparaten vorgenommen werden. Abb. 3 zeigt die Zusammenhänge, aus denen sich unter gewissen Voraussetzungen der Serzitisierungszeitpunkt ergibt. Sie ist ein „Alter(t) gegen 1/Kalium-Gehalt“-Diagramm. Diagramme dieser Art beschreiben Zwei-Komponenten-Mischungen (z.B. FAURE, 1986, S. 141–155; LIPPOLT & STIEBEL, 1991). Angenommen wird, daß in einem Plagioklas (P), der magmatisch zur Zeit t_p entstanden ist, durch eine Zumischung zum Zeitpunkt t_s (– eine Variante wäre Entmischung –) die Kalium-Phase Serzit (S) erzeugt wird. Meßbar sind die natürliche Mischung P_s , die präparierte Mischung M2 sowie unter günstigen Aufbereitungsbedingungen die verbesserte Anreicherung M3. Aus den an den Mischpräparaten ermittelten Daten können durch Extrapolation zwei Werte ermittelt werden: a) der Zeitpunkt Serzitisierung t_s , falls als K-Gehalt des Serzits mit Berechtigung ein Wert um 7,5 % angenommen werden darf und b) der K-Gehalt des originalen Plagioklasses K_p , falls beim Serzitisierungsvorgang sich nicht auch der Gehalt an radiogenem Ar⁴⁰ verändert. Die Gleichung der Mischungslinie ist :

$$t_M = \frac{K_P * K_S}{K_P - K_S} * \left[\frac{1}{K_M} (t_S - t_P) + \frac{t_P}{K_S} - \frac{t_S}{K_P} \right]$$

Sie gilt für spät- bis mittel-phanerozoische Altersbereiche mit hinreichender Genauigkeit (LIPPOLT & SIEBEL, 1991); für ältere Zeiten muß eine exaktere Form unter Verwendung der Exponentialfunktion verwendet werden.

Von Plagioklasen unterschiedlichen K-Gehaltes aus Gesteinsvarianten des jeweiligen Vorkommens wird nach diesem Ansatz erwartet, daß ihre Mischungslinien sich im Seritisisierungspunkt schneiden. Mit mehreren Plagioklasen sollte sich ein Geraden-Fächer definieren lassen. Falls sich kein Fächer ergibt, könnte das als Hinweis gedeutet werden, daß mehrfache Seritisisierung erfolgt ist. Im Falle von Argon-Verlusten würde der extrapolierte K-Gehalt zu klein berechnet werden (Abb. 3. untere Mischungslinie: P_v-S). Die Bestimmung des Seritisisierungszeitpunktes bliebe jedoch im wesentlichen unbeeinträchtigt. Zweifache Seritisisierung drückt die Mischungslinie zu tieferen Werten hin (zwischen den beiden Zeitpunkten im Verhältnis der Anteile, vergl. LIPPOLT & SIEBEL, 1990). Bei vielfacher Seritisisierung ergibt sich als Altersergebnis eine Art Mittelwert der jeweiligen Zeitpunkte. Eine prinzipielle Erschwernis dieser Bestimmungsart sind Beimischungen anderer, nur unvollständig abtrennbarer K-Mineralen, weil mit ihnen Vielkomponenten-Systeme vorliegen. Zunächst ist es deshalb ratsam, nur Gesteine zu untersuchen, bei denen andere Feldspäte und Glimmer fehlen oder verschwindend selten sind (Gabbros, Diorite, Amphibolite). Das war ein Grund für die Wahl des Frankenstein-Massivs als Arbeitsgebiet. Mit zusätzlichen Messungen (K-Ar; Präparate-Zusammensetzung) kann man aber auch bei anderen Gesteinen das gesteckte Ziel erreichen (LIPPOLT & SIEBEL, 1991). Mischungslinien der geschilderten Art von bzw. für Proben aus dem Frankenstein-Massiv sind in den Abb. 7 und 8 enthalten und werden später diskutiert werden.

1.3. Geologische Situation

Als Zielgebiet dieser Studie wurde das Gabbro-Massiv des Frankensteins zwischen Seeheim und Oberramstadt im Nordwesten des Odenwaldes ausgewählt (Abb. 4). Dieses variscisch gebildete Massiv besteht aus einem im wesentlichen zusammenhängenden Zug basischer Intrusiva in einer Längserstreckung von 10 und Quererstreckung von 3–5 km (vergl. NICKEL, 1979). Die Gesteine sind im wesentlichen gabbroid, untergeordnet dioritisch; dazwischen treten Ultrabasite auf (TROCHIM, 1955, 1960). Umgeben wird das Frankenstein-Massiv von hochmetamorphen Schiefen, die abgesehen vom Westteil, wo der Rheingraben die Begrenzung bildet, den Komplex mantelartig umrahmen. Die Trennung von Gabbro und Schiefer als Gesteinseinheiten ist unscharf; im Innern des Gabbro-Komplexes gibt es Metamorphit-Schollen und der Mantel wird stellenweise (vor allem im N) durch magmatische Durchbrüche schollenartig aufgegliedert. Im S schließt sich, durch eine tektonische Störungszone getrennt, der Leukogranit des Malschen-Reinheimer Zuges an den Frankenstein-Komplex an. Als magmatische Ganggesteine treten Pegmatite, Aplite, Ganggranite und Spessartite (Oditite) auf; sie folgen unterschiedlichen Richtungen. Das Gebiet ist durch einige große aktive und kleinere stillgelegte Steinbrüche relativ gut abgeschlossen. In ihnen, aber auch an anderen Stellen beobachtet man eine Vielzahl von nachmagmatischen Veränderungen der anstehenden Gesteine. Sie bezeugen, daß die Entwicklung dieser Gabbro- und Diorit-Gesteine nach der Intrusion weiterging, unter Einbeziehung der Rheingraben-nahen Teile bis in die Tertiärzeit. Das makroskopische Erscheinungsbild des Gabbros

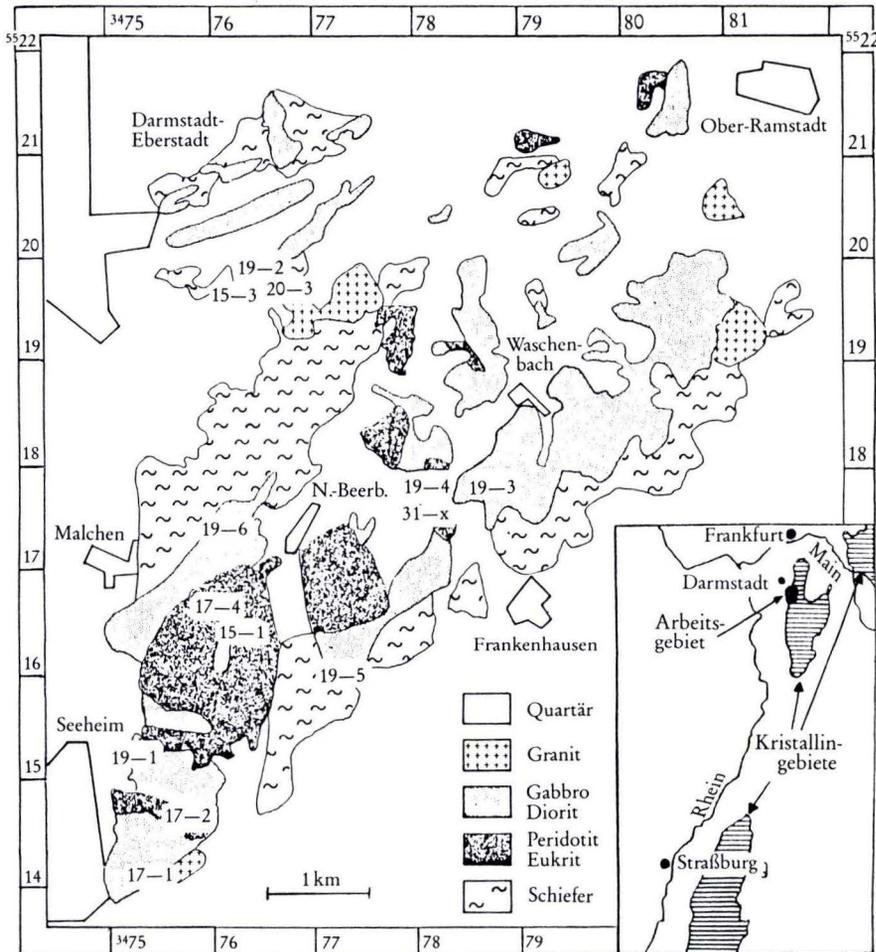


Abb. 4. Lage des Arbeitsgebietes und der Probenfundpunkte im Franckenstein-Massiv des NE-Odenwaldes (Karte nach TROCHIM 1960).

schwankt auf kurzer Distanz. Die Korngrößen wechseln zwischen mittel- bis grobkörnig, die Farben zwischen dunklem Graublau und Graugrün, worin sich unterschiedliche Arten und Grade der Umwandlung ausdrücken. Stellenweise werden Zonen intensiver Kataklyse beobachtet. Der Mineralbestand des Gabbros umfaßt im wesentlichen Plagioklas, Klinopyroxen, braune und grüne Hornblende und Akzessorien. Nur selten treten Quarz und Orthopyroxen auf. Als Folge diverser Umwandlungsvorgänge können zahlreiche Sekundärminerale beobachtet werden. Hauptsächlich sind dies Serizit, Epidot-Klinozoisit, Prehnit, Chlorit und Aktinolith. Zwischen der Intensität der Mineralumwandlungen und dem Auftreten von Ganggesteinen, tektonischen Strukturen und Mineralisationen sind keine Bezüge erkennbar. ERDMANNSDÖRFER (1945) und

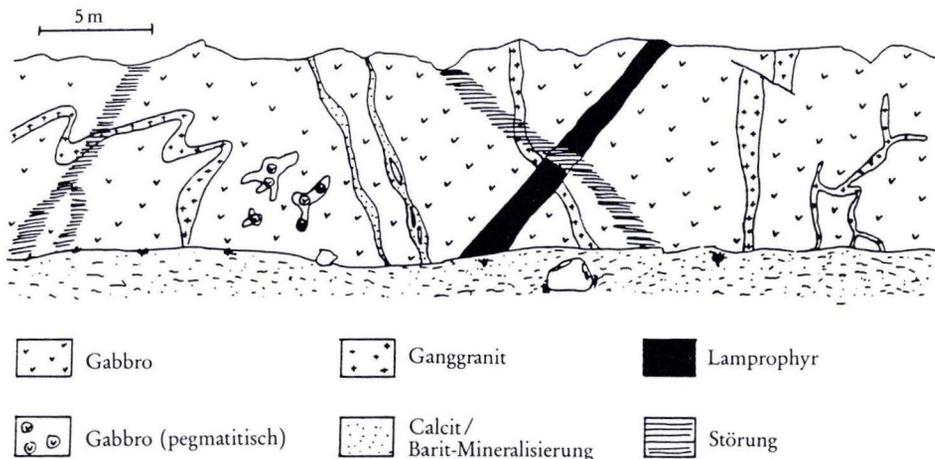


Abb. 5. Postintrusive Erscheinungen in den Gabbro-Diorit-Gesteinen des Frankenstein-Massivs, am Beispiel einer Steinbruchwand am Emmertsberg, S Waschenbach (gez.v. B. LOHSE, 1988).

MEISL (1970) sehen diese Bildungen als Produkte eines hydrothermalen Zwischenstadiums bei der Kristallisation der Gesteine an. Die Ursache muß wohl großräumig gesucht werden. An vielen Stellen treten auf Rissen gelb-grüne Epidotisierungsercheinungen und Aktinolithbeläge auf. Stellenweise findet man hohe Erzgehalte (Pyrit, Kupferkies, Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Bornit).

Zu verschiedenen Zeiten wurden Störungs- und Kluftsysteine angelegt. Sie drücken sich zum Teil morphologisch aus (Talrichtungen SW-NE und N-S). In den Steinbrüchen unterscheiden sich nicht nur die unterschiedlich erhaltenen Gesteinspartien, sondern man kann die Steinbruchwände nach Gang- und Störungs-, Kluftsysteinen (z.T. mineralisiert, auch Harnische) gliedern. (Abb. 5). Die Störungen streichen dominant zwischen 90° und 110° bei einem Einfallen von 70° bis 80° in Richtung SSW.

Isotopische Altersbestimmungen wurden im Bereich des Frankenstein-Massivs von KREUZER & HARRE (1975; K-Ar an Hornblende-Biotit-Paaren), von MERTZ (1987; Ar^{40}/Ar^{39} an Adular) und von KIRSCH et al. (1988; Ar^{40}/Ar^{39} an Hornblende und Plagioklas; Evaporations- $^{206}Pb/^{207}Pb$ -Daten von Zirkonkristallen) durchgeführt. Danach beginnt die Geschichte des Frankenstein-Gabbros mit Intrusion und schneller Hebung an der Wende Devon/Karbon. Zu dieser Zeit intrudierten auch schon einige der Ganggesteine (Abb. 4); andere folgten später, vermutlich zur Zeit der Intrusion des Malschen(-Melibokus)-Granits im SW des Gabbros. Die Schließtemperatur des Biotits wurde vor etwa 330 Ma erreicht. Das nächstfolgende isotopische Alter liefert dann die spätjurassische Bildung des Kluft-Adulars mit 140 Ma. Bezüglich des Zeitpunktes der Serizitierung, welche mit Kalium-Bewegung, d.h. Vorhandensein von Quellen und Wegsamkeit von Lösungen verbunden sein muß, kann man nach geologischen Gesichtspunkten zunächst vermuten, daß im Prinzip fünf Zeitspannen in Frage kommen könnten: a) unmittelbar nach der Intrusion (ca. 360 Ma), b) während der Ganggestein-Intrusionen (360 bis 330 Ma), c) zur Zeit des permischen Odenwald-Vulkanismus (ca. 290 Ma), d) während der Mineralisationsphasen (190 (?) bis 140 Ma) und e) als der Rheingraben gebildet wurde (vor 50 bis 30 Ma). Rein gedanklich bie-

ten sich als mögliche Ergebnisse von Altersuntersuchungen an unterschiedlichen Gesteinen mehrere Alternativen an: a) Übereinstimmende Ergebnisse als Hinweise auf eine einzelne Bildungszeit; b) Variationen der Daten. Im letzteren Falle wäre nach Zusammenhängen mit geologischen Strukturen zu suchen. Auf jeden Fall sind in einem einzelnen Gestein Serizite aus mehreren dieser hypothetischen Bildungsphasen theoretisch denkbar (Abb. 2).

2. Untersuchungen

Nach mehrmaligen Geländebegehungen wurden mikroskopische Untersuchungen an Gesteins- und Mineralkörner-Dünnschliffen zur Auswahl und Charakterisierung geeigneten Materials durchgeführt. Danach wurden aus den ausgewählten Gesteinen Plagioklas-Präparate nach der Dichte abgetrennt [Kornfraktionen (μm): 200/315 und 315-500, je nach Gestein]. Von acht Gesteinen wurden ausreichende Plagioklas-Mengen gewonnen, um daran Serizit-Anreicherungen vornehmen zu können. Elektronenmikroskopische Untersuchungen wurden unternommen, um eine Vorstellung über die Korngrößen der Serizit-Präparate zu entwickeln und um nach weiteren Alterationsphasen zu suchen, die möglicherweise die Untersuchungen stören. Von einigen Proben wurden zur chemischen Charakterisierung der Plagioklaskörner und der Seriziteinwachungen Mikrosonden-Untersuchungen und TEM-Messungen an unabgedeckten polierten Körner-Dünnschliffen vorgenommen (Tab.1). Sie wurden durch röntgendiffraktometrische Messungen zur Ermittlung der Mineralanteile in einigen Serizit-Präparaten ergänzt (Tab. 2). Die aufbereiteten Proben wurden mit Neutronen bestrahlt, um sowohl K- und Ca-Gehalte als auch K-Ar-Alter zu messen (Tab. 3). Dabei fiel die Entscheidung für diese Technik, weil sie im allgemeinen bei inhomogenen Proben, bei kleinen Proben-Mengen und bei Vorhandensein von Fremdphasen zuverlässiger als die konventionelle Meßtechnik ist. Alle Proben sind stufenweise Ar-entgast und für sie Ar⁴⁰/Ar³⁹-Spektren erstellt worden. Einige Entgasungen hatten nur drei Schritte. Von einem Teil der Proben wurden auch flammenphotometrische K-Analysen angefertigt.

Tab. 1. Mikrosonden-Analysen an ausgewählten Plagioklas- und Serizit-Körner der Proben des Frankenstein-Untersuchungsmaterials

Minerale Proben Oxide	Plagioklase			B-Mus *	Serizite			
	19-3 (Gew.-%)	17-1	19-4		19-3	31-4	17-1	19-4
SiO ₂	52,57	53,45	52,04	49,75	56,57	49,60	51,22	53,68
Al ₂ O ₃	29,30	28,41	29,90	33,84	29,01	34,68	36,62	30,82
FeO	0,36	0,36	0,47	2,92	0,99	0,55	0,30	1,97
MgO	0,49	0,79	0,14	1,47	1,43	1,20	0,62	1,93
CaO	13,15	11,76	13,02	0,12	0,83	2,29	0,35	0,32
Na ₂ O	3,88	4,49	4,20	1,40	3,64	1,67	0,73	1,04
K ₂ O	0,16	0,16	0,17	10,36	7,28	9,91	9,88	10,10
Total	99,91	99,88	99,94	99,86	99,75	99,90	99,72	99,86
Mol-%								
Ab	34,5	42,8	36,5					
An	64,6	56,3	62,5					
Or	0,9	0,9	1,0					

* Muskovit aus einem Zweiglimmer-Granit (Bärhalde; Schwarzwald)

2.1. Analytische Grundlagen

Für EM-Untersuchungen stand uns ein Gerät des Typs Jeol JXA840, für TEM des Typs JEOL JEM 200 CX zur Verfügung. Die Element-Gehalte (Tab.1) wurden mit dem Zusatz Tracor vorgenommen. Diffraktometrie-Messungen erfolgten mit einem Siemens D500 mit rechnergesteuerter Datenauswertung. Die Neutronen-Bestrahlungen wurden in Geesthacht (FGR-2) und in Jülich (FRJ2) mit etwa $5 \cdot 10^{17}$ n/cm² durchgeführt. Die Bestrahlungsampullen waren dabei mit Cd umhüllt. Die Proben-Mengen (ca. jeweils zig. mg) wurden so bemessen, daß für die Messungen 0,1 bis 1 nl radiogenen Ar⁴⁰ pro Meßschritt erwartet werden konnten. Als Bestrahlungsmonitore wurden die Interlaboratorium-Standard-Hornblende MMHb/1 und unser Labor-Standard-Muskovit Bärhalde verwendet. Alle Serizit-Präparate wurden unter Hochvakuum-Bedingungen bestrahlt und der Ar-Isotopen-Gehalt der Ampullen nach dem Bestrahlungsvorgang festgestellt. Die Argon-Isotopie wurde mit einem statisch arbeitenden MAT-GD150-Massenspektrometer bestimmt. Das Ar⁴⁰/Ar³⁶-Verhältnis dieses Gerätes war im genutzten Zeitraum $296,7 \pm 1,5$. Alle angegebenen Fehlerschranken der K-Ar-Daten sind $\pm 2\sigma$ -Werte, wobei der Altersfehler der Bestrahlungs-Monitore nicht einbezogen wurde. Die Kalium- und Calcium-Konzentrationen wurden aus den n-induzierten Ar³⁹- und Ar³⁷-Mengen unter Bezug auf die Gehalte in den Monitoren berechnet. Aufgrund der Streuungen der entsprechenden Größen bei den Standard-Messungen kann die Standardabweichung dieser n-Analysen-Werte im günstigen Falle (bei gleichen Proben und gleicher Meßart) auf 5 % abgeschätzt werden. Aus Vergleichen mit flammenphotometrischen K-Werten dieser Proben schätzen wir jedoch für den allgemeinen Fall einen Fehler von bis zu 15% ab.

2.2. Die untersuchten Proben

Bei der Probenentnahme wurde der Inhomogenität des Gabbrokomplexes Rechnung getragen. Es wurden Gesteine des basischen Kerns (15-1; Abb.4) bis hin zu den saueren Randpartien des Plutons (z.B. 20-3) beprobt. Eine enge lokale Beziehung haben die Proben der 31-X- Suite, die aus dem Steinbruch bei Nieder-Beerbach stammen. Es wurde danach getrachtet, vom makroskopischen Aussehen her unterschiedliche gabbroide Gesteine zu beproben, um eine möglichst große Varianz der Plagioklasart und der Serizitisierungsgrade zu gewährleisten. Bei einigen Meßpräparaten (31-1; 31-2; 31-7) wurde qualitativ untersucht, inwieweit die Dichte der Plagioklase (um 2,70) durch den Serizit (Dichte ca. 2,8) verändert ist. Bei diesen Präparaten wurde der normalerweise verwendete Dichtebereich (ca.2,66 bis 2,76) unterteilt und zwei Präparate unterschiedlicher Dichte gewonnen (Bezeichnungs-Zusatz:-l,-s). Anhand von Körner-Dünnschliffen wurde geprüft, inwieweit die Plagioklas-Präparate die notwendige Reinheit aufwiesen und wie groß der Serizitisierungsgrad (Tab.3) ist. Die Serizit-Proben wurden nach Aufmahlen der serizitisierten Plagioklase durch Schlämmen und gestuftes Zentrifugieren gewonnen. Die Ausbeuten lagen jeweils im Einige-Promill-Bereich. Die Auswahl war so getroffen, daß gering- bis stark-serizitisierte Proben erfaßt wurden (17-1; 31-7; 31-2; 19-3). In den meisten Fällen konnte der Serizit-Anteil auf das Zwei- bis Dreifache der ursprünglichen Konzentration erhöht werden (Tab. 3). Die erzielte Anreicherung ist stark von dem bereits vorliegenden Verhältnis von Plagioklas zu Serizit abhängig. Um die Reproduzierbarkeit zu testen, wurden für Probe 19-4 in zwei unabhängigen Aufbereitungsgängen zwei Serizitanreicherungs-Präparate hergestellt (19-4-Se; 19-4a-Se). Bei der Probe 31-4 mußte wegen eines Defekts die Serizit-Anreicherung an einer zweiten Aufbereitung des Gesteins vorgenommen werden, was möglicherweise zu einem systematischen Fehler führte (vergl. Diskussion zu Abb. 8).

3. Ergebnisse der Untersuchungen

Die Ergebnisse sind in den Tab. 1–3 aufgeführt und die Altersbestimmungen anhand der (t-1/K)-Diagramme Abb. 7 und 8 erläutert. Abb. 6 zeigt, aus welcher Art Basisdaten die Altersergebnisse abgeleitet sind. Die gezeigten Ar⁴⁰/Ar³⁹ Spektren sind typisch für die ganze Proben-Suite. Auf Tabellen mit den Einzel-Meßwerten wird verzichtet, weil sie für die Beantwortung der geologischen Frage nicht benötigt werden. Diese Werte finden sich detailliert in Kirsch (1989).

3.1. Proben-Charakterisierung

Bezüglich der Seritisierung der Plagioklas-Körner (Verteilung, Ausmaß) konnten keine probenspezifischen Regelmäßigkeiten beobachtet werden. Manchmal ist mehr der Kern, manchmal

mehr der Rand betroffen. Vorherrschend ist unregelmäßige Verteilung über die Flächen. Bei gering serizitisierten Plagioklasen gibt es bevorzugte Nachbarschaft zu Spaltflächen. Für den Laborgebrauch wurde eine Skala 1–6 des Serizitisierungsgrades erstellt (1: gering und meistens nur an Spaltrissen; 6: vollständig und gleichmäßig in der Fläche). Diese Einschätzung ist schwierig, weil in den Präparaten nicht nur unterschiedlich stark serizitisierte Körner auftreten, sondern auch die Körner selbst unterschiedlich stark serizitisiert sind.

Tab. 2. Diffraktometrische Abschätzung der Mineralzusammensetzung (in %) zweier Serizitanreicherungen aus Plagioklasen des Frankensteins (31-4; 31-2) im Vergleich mit Ergebnissen aus dem Schwarzwald

Proben Minerale	31-4	31-2	OP112	ZS118
Plagioklas	74	61	60	36
Sericit	12	31	26	36
Chlorit	12	7	13	18
Hornblende	0	0	0	9

Die Analysen zeigten, daß eine gewisse Proportionalität zwischen den Serizitisierungsgraden nach der mikroskopischen Beobachtung und den ermittelten K-Werten besteht (Tab.3). An den Körner-Dünnschliffen der Plagioklas-Präparate zeigte sich, daß bei den meisten Proben nur unbedeutende und nichtverfälschende Mengen von Fremdkomponenten vorhanden waren. Wichtigstes Mineral dieser Art ist Hornblende als Verwachsung oder Einschluß. Die Beimengungen (<5%) werden als vernachlässigbar angesehen, weil diese Hornblenden wie die Plagioklas-Substanz kleine K-Gehalte und ähnliche K-Ar-Alter haben (KIRSCH et al. 1988). Weiter wurden Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Prehnit, Calzit, Apatit beobachtet, nennenswert allerdings nur in den Proben 31-4 und 31-7-s (Calzit, Prehnit), bzw. 19-2 (Quarz, K-Feldspat). Bei den TEM-Untersuchungen zeigte sich zusätzlich, daß in den Plagioklasen Epidot und Chlorit im < 1 µm-Bereich mit Anteilen unter 5 % vorkommen (z.B. Probe 19-4).

Die Mikrosonden-Analysen (Tab.1: 19-3, 17-1 und 19-4) wie auch die Diffraktogramme der Serizitpräparate 31-2, 31-4 bestätigen, daß es sich bei den Plagioklasen um Labradorite handelt. Die K-Werte der eigentlichen Plagioklas-Substanz liegen bei 0,13 %, was mit den Extrapolationen der Abb. 8 innerhalb deren Fehlergrenzen gut harmonisiert. Die Serizit-Werte der Tab.1 müssen unter dem Vorbehalt gesehen werden, daß bei ihrer Erstellung möglicherweise auch etwas Plagioklas des Wirtskorns erfaßt worden ist. Trotzdem kann man von ihnen ableiten, daß es sich um Kali-Glimmer, wahrscheinlich um muskovitische Serizite handelt. Nach den TEM-Aufnahmen zu schließen, sind es überwiegend 1M-Polytype, es scheinen jedoch in ein- und demselben Kristall auch 2M-Polytyp-Anteile vorzukommen. Der Mittelwert aller unserer K-Gehaltsmeßwerte an solchen Seriziten ist 7,6 %. Bei den Alters-Extrapolationen der Abb.8 verwenden wir deshalb für das postulierte reine Serizit-Präparat den hypothetischen K-Gehalt $7,5 \pm 0,5$ % .

Aus den Linien-Höhen in den Diffraktogrammen der Serizit-Anreicherungs-Präparate (Tab. 2) kann man abschätzen, daß in ihnen der Plagioklas immer noch mengenmäßig über den Serizit überwiegt, obwohl das in den REM-Aufnahmen (Abb.1b) nicht deutlich wird. Auch die Diffraktometrie legt nahe, daß es sich bei den Seriziten um 1M-Polytype handelt; 2M-Anteile scheinen

vorhanden zu sein, konnten jedoch wegen Linien-Überlappungen nicht gesichert werden. Aufgrund der Relation der Kalium-Werte ist der Beitrag des Serizits zum Ar^{40}/K -Verhältnis der Anreicherungspräparate beträchtlich. Bemerkenswert ist, daß die Serizit-Anteile (%) der Präparate in Tab.2 im selben Verhältnis stehen wie die entsprechenden K-Werte der Tab.3. Warum sich der Chlorit-Anteil so deutlich erhöht hat, ist den Verfassern nicht klar. Die Chlorit-Anteile im 10%-Bereich sollten jedoch keine wesentliche Störquelle sein, weil Chlorit im allgemeinen kein Kalium führt. In Probe 31-2 wurde auch Albit (Dichte ca. 2,62) nachgewiesen. REM-Aufnahmen (Abb.1b) von Serizit-Anreicherungen (z.B. von 31-2 und 31-4) zeigen, daß der Korngrößenbereich der Präparate einheitlich zwischen 0,1 und 1 μm liegt. Das rührt wahrscheinlich daher, daß diese Präparate nach einem einheitlichen Schema aufbereitet worden sind.

3.2. $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ -Analysen-Ergebnisse

Ar-Daten-Spektren: Abb. 6 zeigt, welche Art von $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ -Spektren an diesen Proben gemessen wurden. Für die serizitisierten Plagioklase wurden zwei unterschiedliche Typen registriert. Bei einigen Proben (31-1-s; -2-1;-2-s;-7-1; -7-s) sind, wie hier für Probe 31-7-s gezeigt, im Altersspektrum Bereiche mit vergleichsweise einheitlichen $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ -Verhältnissen bzw. Alterswerten ausgebildet. Die Proben 31-1-1; -3-1; -4-1 zeigen dagegen Sattel-Struktur analog dem oberen Teilbild der Abb. 6. Die Serizit-Präparat-Spektren sind alle sehr ähnlich und bilden einen Rücken aus, wie im unteren Teilbild von Abb. 6 dargestellt. Alle Serizit-Präparate haben während der Bestrahlung viel Ar^{39} , aber wenig Ar^{40} (rad.) in die Ampullen abgegeben (10 bis 27%, gehäuft 18%), was mit den kleinen Korngrößen zusammenhängt (HESS & LIPPOLT, 1986). Deswegen fangen alle Serizit-Spektren mit sehr niederen Alterswerten an (Schritt „r“; Mittel ca. 30 Ma), steigen bei Entgasungstemperaturen um 500/600° zu einem Maximum an und fallen dann wieder zu sehr kleinen Werten ab. Alle drei Spektralformen sind wenig geeignet für die üblichen Erörterungen über die Verteilung von K und Ar in den Proben (z.B. DALRYMPLE & LANPHERE, 1974; HARRISON & McDOUGALL, 1981). Das hat methodische und meßtechnische Gründe. Bei der Aufnahme der Plagioklas-Spektren mit den Plateaubereichen war aus technischen Gründen nicht gewährleistet, daß die Proben auf einheitlicher Temperatur waren. Die Autoren befürchten deshalb, daß die flachen Plateaubereiche, die im Widerspruch zu der anderen Spektralform stehen, auf eine Glättung infolge eines weit gespannten Temperatur-Intervalls zurückgehen. Die Berechnung von Gesamt-Argon-Alterswerten ist davon unberührt. Die Sattel-Spektren könnten bei monomineralischen Substanzen ein Hinweis auf Excess-Argon sein. Da es sich aber in allen Fällen um Mehrphasen-Proben handelt, ist es wahrscheinlich, daß die Sattelstruktur von dem Vorhandensein zweier Komponenten mit unterschiedlichem Ar-Entgasungsverhalten herrührt. Man kann das modellmäßig zeigen (KIRSCH, 1989). LIPPOLT et al. (1986) haben solche Spektren an Präparaten mit zwei unterschiedlichen Kalifeldspat-Komponenten gemessen. Die Form der Serizit-Spektren rührt von der Ar^{39} -Umverteilung infolge der kleinen Korngrößen her. Geologisch sinnvoll sind auch hier nur die Gesamt-Argon-Alterswerte.

Kalium-Gehalte: Die Kalium-Werte der Plagioklas-Präparate liegen zwischen 0,2 und ca. 1,7 %; diejenigen der Serizit-Präparate zwischen 0,9 und 3,1 % (Tab.3). Die Kalium-Werte der Plagioklase sind möglicherweise in unterschiedlichem Maße zu klein, weil angesichts der großen Ar^{39} -Verluste aus den Serizit-Präparaten während der n-Bestrahlung auch bei den serizitisierten Plagioklasen mit Verlusten zu rechnen ist, wenngleich die Effekte wegen der größeren Korngrößen der Kristalle kleiner sein sollten (einige %?). Diese Gefahr war den Autoren bei der Planung dieser Messungen noch nicht bewußt gewesen. Aus dem gleichen Grunde können die K-Ar-

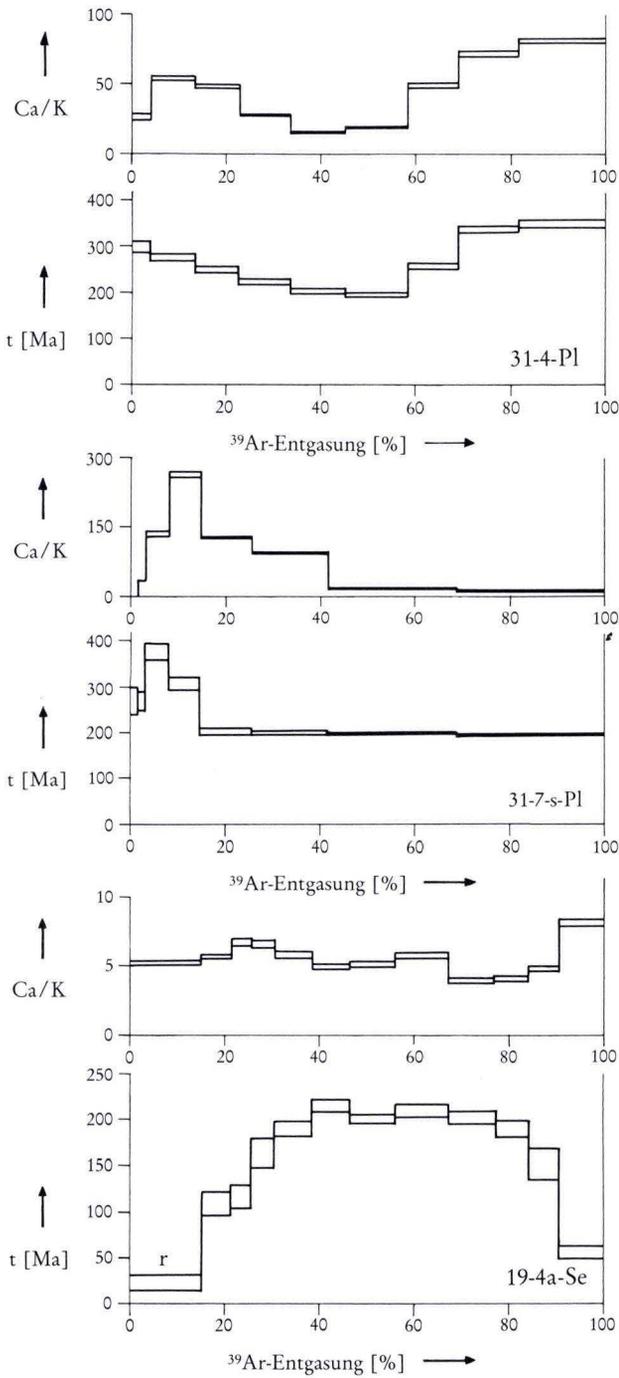


Abb. 6. Beispiele typischer Ar⁴⁰/Ar³⁹-Stufentgasungs-Spektren von Proben aus serizitisiertem Plagioklas (zwei) und angereichertem Serizit. Die jeweilig unteren Bilder geben die oberen die Anteile entgasener Ca-Phasen bei den einzelnen Analysen-Stufen. Die Serizit-Präparate wurden auf Ar-Isotopen-Verluste bei der n-Bestrahlung kontrolliert (Schritt r).

Tab. 3. Ergebnisse der n-Aktivierungsanalysen (#) auf K und Ca und der Ar⁴⁰/Ar³⁹-Untersuchungen an sieben alterierten Plagioklasen und acht Serizit-Anreicherungen des Frankenstein-Gabbros (geordnet nach steigenden K-Gehalten der Plagioklas-Präparate)

Probe	Ss	Plagioklas			Serizit-Präparate		
		K (%)	Ca (%)	K-Ar-Datum (Ma) ±2σ	K (%)	Ca (%)	K-Ar-Datum (Ma) ±2σ
17-1	2	0,20	7,5	315±24	1,1	9,9	173± 8
19-1	1	0,23	7,3	256±36	—	—	—
31-1-1	3	0,25	2,7	401± 8 *	1,2	6,6	217±10
—1-s	3	1,2	4,1	199± 6	—	—	—
31-4	2	0,28	14	278± 8 §	0,89	7,0	157± 6
31-7-1	3	0,32	19	287± 4 §	1,3	6,5	163± 6
—7-s	3	0,92	5,9	213± 8	—	—	—
19-2	2/3	0,36	7,7	321±12 **	—	—	—
19-4	2/3	0,37	8,5	245±14	1,3	7,4	160± 6
—4a					1,3	7,1	148± 8
20-3	2/3	0,37	7,3	250±16	—	—	—
19-5	3	0,40	6,5	241±10	—	—	—
31-3	2/3	0,41	11	263± 6	—	—	—
15-3	3	0,45	5,6	215±12	—	—	—
17-2	3	0,87	6,0	205± 8	—	—	—
31-2-1	4	0,86	5,9	220± 4	—	—	—
—2-s	5	1,7	5,7	205± 4	3,1	6,7	173± 6
19-3	3/4	0,96	6,6	178± 8	2,8	3,0	140± 4

* Excess-Argon bzw. Ar³⁹-Verlust wahrscheinlich; ** Präparat mit K-Feldspat-Beimengung; § Hoher Prehnit bzw. Calcit-Anteil im Körnerschliff; # ±-Abweichung ca. 15%; Ss Serizitisierungs-Stufe (vgl. Text).

Daten der Plagioklas-Präparate leicht zu hoch sein. Das scheinbare Exzess-Ar in Probe 31-1-1 könnte diese Ursache haben. Trotz der genannten Unsicherheit bezüglich der Plagioklas-Kalium-Werte kann festgestellt werden, daß die gemessenen Kalium-Werte mit dem optisch geschätzten Serizitisierungsgrad harmonisieren und daß man deswegen den K-Gehalt als Gradmesser der Serizitisierung verwenden kann. Rechnerisch müßte der Plagioklas 31-2-s mit 1,7 % K ca. 20 % Serizit enthalten; das aus ihm angereicherte Serizit-Präparat hat 3,1 %, was ca. 36 % Serizit entspricht und gut mit der Röntgen-Diffraktogramm-Abschätzung harmonisiert (Tab. 2). Auch für Probe 31-4 stimmen diese beiden Schätzwerte gut zusammen.

Kalzium-Gehalte: Die Ca-Werte der Plagioklas-Präparate liegen im Bereich 5,5 bis 8,5 %, wobei einer der Werte kleiner ausfällt und drei wesentlich höher ausfallen. Die höheren Werte sind auf nichtabgetrennten Calcit bzw. Prehnit (Dichten um 2,72; 2,8–3,0) zurückzuführen, während der niedere Wert in Übereinstimmung mit der Gesteinspetrographie auf einen Abreicheren Plagioklas hindeutet.

Lage im Mischungs-Diagramm: Im (t-1/K)-Diagramm der Abb. 7 liegen die Plagioklas-Werte rechts, die Serizit-Werte links, aber ihre Bereiche überlappen. Zur Orientierung sind zwei hypothetische Mischungslinien (A, B) eingetragen. Sie beschreiben den möglichen Variationsbereich von t_s und K_p in dem Modell des Arbeitsansatzes. Die Mischungslinien A und B stehen

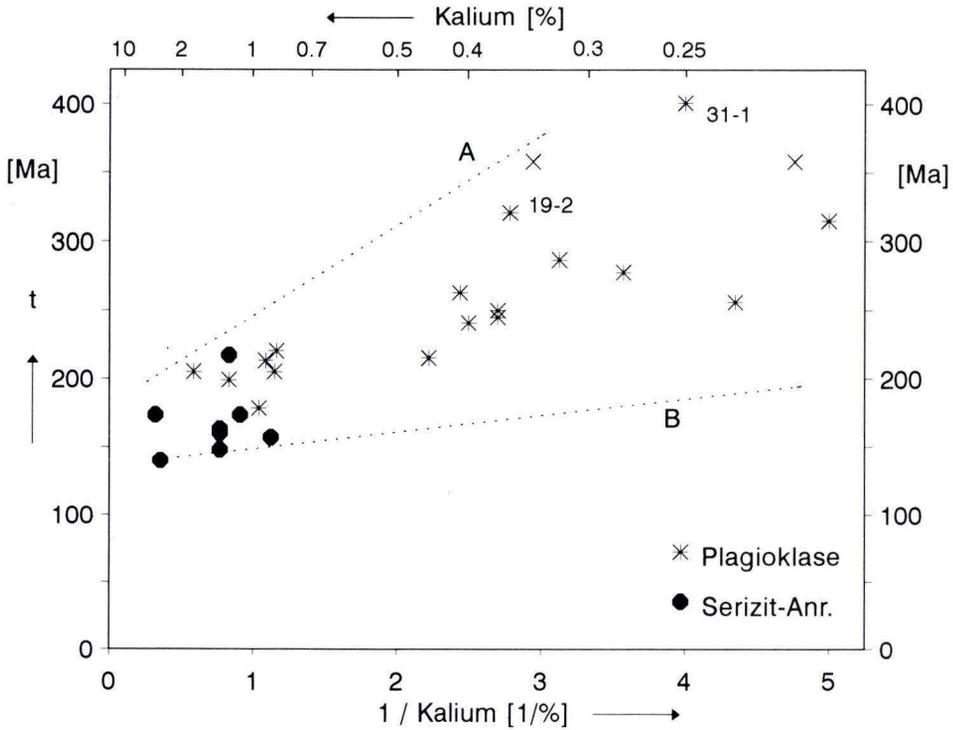


Abb. 7. Übersicht über die Ergebnisse der K-Ar-Altersbestimmungen mittels Ar⁴⁰/Ar³⁹-Technik an siebzehn Präparaten unterschiedlichen Serizitisierungsgrades und an acht Anreicherungen von Serizit aus der Plagioklas-Substanz. Die Linien A und B sind begrenzende hypothetische Mischungslinien "Plagioklas-Serizit" (vergl. Text). Zusätzlich sind zwei Daten aus KIRSCH et al. 1988 aufgenommen (x).

für Mischungen aus Plagioklas des Alters 360 Ma und K-Werten von 0,05% bzw. 0,3 % und ca. 160 ± 20 Ma altem Serizit mit 8% Kalium. Die aus den Datenpaaren der Abb.8 extrapolierbaren K-Gehalte der ursprünglichen, nicht-serizitisierten Plagioklasen sind in %: 0,16 (17-1); 0,30 (31-1); 0,19 (31-4); 0,22 (31-7); 0,18 (19-4); 0,53 (31-2) und 0,23 (19-3). Die unterschiedliche Lage der Plagioklas-Punkte in Abb. 7 hat mutmaßlich drei Ursachen: Unterschiede im Serizitisierungsgrad, im ursprünglichen K-Gehalt der Plagioklasen und in der Menge von nicht abgetrennten anderen Mineralen der jeweiligen Gesteine. Vergleicht man die Lage von zusammengehörenden Proben beider Probenotypen in Abb.7, dann wird in allen Fällen ersichtlich, daß der Alterswert der Serizit-Präparate kleiner als der der Plagioklas-Präparate ist. Bei den Kalium-Werten gilt, daß die Werte für die Anreicherungen immer höher als die der Plagioklasen sind. Die Anreicherungsprozedur hat also ihren Zweck erfüllt. Die drei nach der Dichte aufgeteilten Plagioklas-Paare 31-1, 31-2 und 31-7 zeigen, daß diese Anreicherungsarbeit im Prinzip auch vermieden werden könnte, weil die Dichtentrennung allein schon zu zwei in den Kalium-Gehalten deutlich unterschiedlichen

Präparaten führt (Tab. 3; Abb. 8). Das spezifisch schwerere Präparat liegt jeweils weiter links im Diagramm und weist mehr Serizit auf. Auch mit diesen drei Plagioklas-Paaren kann man Serizitbildungsalter extrapolieren. Es ergeben sich Werte von 154 ± 14 Ma (31-1); 193 ± 8 Ma (31-2) und 179 ± 14 Ma (31-7). Sie sind nur für Probe 31-1 mit dem Ergebnis des plag-ser-Paares innerhalb der Fehlergrenzen verträglich; für die beiden anderen Proben sind sie jeweils signifikant höher. Dieses Problem muß noch im Detail experimentell untersucht werden. Die Autoren vermuten, daß die Meßwerte an den dichteren (und serizitreicheren) Plagioklaspräparaten weniger zuverlässig sind, weil bei ihnen keine Reaktor-Entgasungs-Korrektur vorgenommen werden konnte, welche möglicherweise wegen der Feinkörnigkeit der Plagioklas-Serizit-Verwachsungen notwendig gewesen wäre.

Zwei Plagioklaspräparate-Punkte in Abb. 7 sind besonders markiert. Die Probe 31-1 ergab einen zu hohen Alterswert, was auf Ar^{39} -Verlust bei der n-Bestrahlung oder auf das Vorhandensein von Exzeß- Ar^{40} zurückgeführt werden muß. Probe 19-2 enthält nach dem Körner-Dünnschliffbefund etwas Kalifeldspat und ist deshalb kein Zweikomponenten-Präparat. Die beiden Probenpunkte, welche aus KIRSCH et al.(1989) übernommen wurden (Proben 17-4; 19-6), sind insofern bedeutsam, daß sie zwar alterskonkordant mit den Hornblendenwerten von KIRSCH et al.(1989) sind, aber einen geringen bzw. gering/mittleren Serizitanteil aufweisen ($S_s=1$ bzw.=2; flammenphotometrische K-Gehalte: 0,22 und 0,39 %). Beides zusammen beweist, daß in den Plagioklasen des Frankenstein-Gabbro Serizit mit \pm Intrusionsalter vorkommt. Alle anderen Werte könnten deswegen durch Mischungen zweier Serizitanteile geprägt sein.

Serizitalter-Extrapolation: Im (t-l/K)-Diagramm der Abb.8 sind die jeweiligen Probenpaare aus serizitisierendem Plagioklas und angereicherterem Serizit durch Geraden (Mischungslinien) verbunden. Die ausgezogenen Linien ergeben die extrapolierten Alterswerte 146 ± 12 Ma bzw. 150 ± 13 Ma (17-1; 31-2) und 128 ± 7 Ma, 130 ± 11 Ma sowie 132 ± 11 Ma (19-3; 31-7-1; 19-4).

Die zweifache Serizit-Anreicherung aus Plagioklas 19-4 ergab übereinstimmende Kalium-Werte, aber differierende Alterswerte mit gerade noch überlappenden Fehlerbereichen. Die Extrapolationswerte sind 116 ± 13 Ma und 132 ± 11 Ma. Daraus folgt, daß bei der augenblicklichen Arbeitstechnik die beobachtete Variation auf die Kombination von Aufbereitungs- und Meßfehler zurückgeht. Die punktierten Linien gehören zu zwei Probenpaaren, gegen welche Vorbehalte bestehen (31-1; 31-4), weil das eine Paar möglicherweise Exzeß- Ar^{40} führt und das andere streng genommen aufgrund von Aufbereitungsproblemen kein Paar wie die anderen darstellt; ihre Extrapolationswerte sind 176 ± 15 und 108 ± 16 Ma. Als Mittelwert aller Proben ergibt sich 138 ± 8 Ma; es ist ein spätjurassisches Altersdatum.

Diskussion: Die Meßergebnisse legen nahe, daß es für die untersuchten Proben eine einheitliche Zeitspanne für die Serizitisierung der Plagioklase gibt. Die Daten sprechen für einen dominierenden gemeinsamen Serizitisierungszeitpunkt. Die beobachtete Variation ist aber noch zu groß, um völlig ausschließen zu können, daß die Serizite Mischungen aus zwei oder gar mehreren Bildungsschüben sind. Um dies sicher zu stellen, sollten sowohl die Aufbereitung (Dichtentrennung, Reinheit, Anreicherungsgrade) als auch die analytische Genauigkeit erhöht werden. Es sollte Übereinstimmung der Ergebnisse von Mischungslinien von Plagioklasfraktionen (je mehr, desto besser) und von Probenpaaren entsprechend dieser Arbeit erzielt werden. Die verbesserte analytische Genauigkeit ist möglicherweise mit der konventionellen K-Ar-Meßtechnik leichter und mit geringerem Aufwand zu erreichen, wenngleich sie größeren Aufwand hinsichtlich der Probenmengen erfordert. Kombiniertes Einsatz beider Techniken könnte vorteilhaft sein.

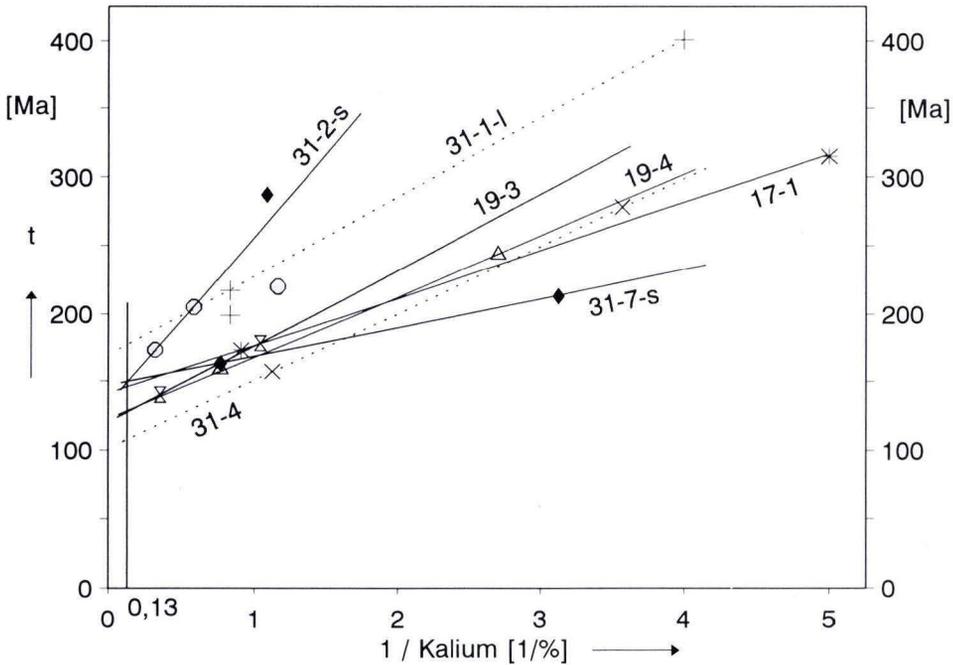


Abb. 8. $(t-1/K)$ -Diagramm zur Darstellung der Ergebnisse von sieben Paaren aus serizitisiertem Plagioklas und angereichertem Serizit. Von drei Gesteinen sind jeweils zwei unterschiedlich dichte Plagioklas-Fractionen gemessen worden. Das mittlere Alterations-Modell-Alter liegt zwischen 150 und 130 Ma. Die abweichenden Werte (176 Ma; 108 Ma) beruhen auf problematischen Proben-Paaren.

4. Interpretation und Schlußfolgerungen

Nach dem analytischen Befund gibt es mindestens zwei Phasen der Serizitbildung, eine frühe Phase im Gefolge der Intrusion und eine spätere mesozoische Phase (Später Jura). Letztere kann derzeit geologisch noch nicht sehr eng gefaßt werden, weil aus analytischen Gründen die Einheitlichkeit des Serizitierungszeitpunktes noch nicht ausreichend belegt werden kann. Natürlich muß man fragen, ob die extrapolierten Serizit-K-Ar-Daten nicht möglicherweise infolge von Temperaturerhöhungen in der jurassischen Odenwälder Erdkruste rejuvenierte Alterswerte sein könnten. WAGNER & STORZER (1975) leiteten aus Spaltspurenuntersuchungen an Apatiten aus Odenwälder Gesteinen ab, daß zur Jura-Zeit mindestens 130° C im heutigen Aufschlußniveau geherrscht haben müssen. Das war die Zeit der maximalen Sedimentüberdeckung. Hydrothermale Tätigkeit zu dieser Zeit (MERTZ & LIPPOLT, 1987) spricht ebenfalls für erhöhte Temperaturen. Es erscheint jedoch unwahrscheinlich, daß die für Plagioklas und (muskovitischen) Serizit kritischen Temperaturen überschritten worden sind, weil an völlig frischen und leicht serizitisierten Plagioklasen dieses Gebiets Intrusionsalterwerte bestimmt werden konnten. KIRSCH (1989) leitete aus Diffusionsexperimenten für Plagioklas Schließtemperaturen zwischen 220° und 180° und für Serizit zwischen 350 und 200° C ab. Die Temperaturen sind wahrscheinlich –

von lokalen Sonderfällen abgesehen – unterhalb von 200° geblieben. Dies vorausgesetzt sind die Serizit-Alterswerte als Bildungsalter anzusehen. Sie kennzeichnen eine Zeit von Kalium-Mobilisation, -Transport und Fixierung in den Frankenstein-Gesteinen. Die Altersähnlichkeit mit der bzw. einer der hydrothermalen Phasen, welche auch zur Bildung von Kalium-Mineralien geführt hat, ist vermutlich nicht zufällig.

Für drei von den fünf als möglich erachteten Bildungszeiten des Serizits (vergl. 1.3, unten) konnten bisher keine analytischen Hinweise gefunden werden. Insbesondere ist hervorzuheben, daß keine sehr jungen Werte gefunden werden konnten, die man mit Rheingrabenbildung oder Verwitterung in Verbindung bringen könnte. Denkbar wäre zwar, daß die bestimmten Serizit-Alterswerte Mischwerte aus variscischen und (jung-) tertiären Anteilen sind. In diesem Falle hätten die Autoren jedoch viel größere Schwankungen erwartet und halten diese Interpretationsvariante deshalb für unwahrscheinlich. Isotopische Hinweise auf jungtertiäre Stoffumsetzungen im südwestdeutschen Grundgebirge sind bisher nur in der Mangan-Mineralisation gefunden worden (SEGEV et al. 1991).

Ergebnis der vorliegenden Studie ist also, daß hydrothermale Erscheinungen im Odenwälder Grundgebirge (vergl. z.B. auch MEISL, 1970) nicht selbstverständlich als spätvariscische oder tertiäre geologische Manifestationen angesehen werden dürfen. Die isotopischen Alter sprechen für jurassische Vorgänge. Der Chemismus dieser Gesteine ist wegen der damit nachgewiesenen Stoffumsetzungen nur annähernd als magmatisch anzusehen.

Methodisch ist von Bedeutung, daß zur Gewinnung der notwendigen Information nicht unbedingt die Abtrennung des feinkörnigen Serizits nötig ist; hoch auflösende Plagioklas-Schwere-trennung führt auch zu brauchbaren Resultaten. Eine Verfeinerung und Präzisierung des bisherigen Ergebnisses erscheint deshalb mit extrem sorgfältig präparierten serizitisierten Plagioklasen möglich. Sie sollten aus solchen Partien der Frankenstein-Gesteine kommen, welche aufgrund der tektonischen Vorzugsrichtungen möglicherweise als altersverschieden bezüglich ihrer mesozoischen hydrothermalen Alteration anzusehen sind.

Anerkennungen: Dank gebührt Herrn Dr. R. WIRTH/Universität Saarbrücken, der unsere EM-Untersuchungen ermöglichte und unterstützte, sowie den Neutronen-Bestrahlungsabteilungen der KFA Jülich und GKSS Geesthacht. Herrn Dipl.-Geol. S. HAUTMANN danken wir für Diskussionen über die Probenbeschaffenheit. Herrn Ch. R. LIPPOLT gebührt Anerkennung für Zeichenhilfe und Herrn SCHACHERL/Geol.-Paläont. Inst. für photographische Arbeiten. In dankenswerter Weise wurden wir durch Sachbeihilfen der DFG/Bonn-Bad Godesberg im Schwerpunktprogramm „Kinetik mineralbildender Prozesse“ gefördert.

5. Schriftenverzeichnis

- ANDREATTA, C. (1954): Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* **4**: 350–359.
- BROCKAMP, O., & ZUTHER, M. (1985): K/Ar-Datierungen zur Alterseinstufung lagerstättenbildender Prozesse. – *Naturwiss.*, **72**: 141–143; Springer, (Heidelberg).
- DALRYMPLE, G.B., & LANPHERE, M.A. (1974): Ar⁴⁰/Ar³⁹ spectra of some undisturbed terrestrial samples. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 715–738.
- ERDMANNSDÖRFFER, O.H. (1945): Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. – *Chemie d. Erde*, **15**: 283–295; Jena.
- FAURE, G. (1986): *Principles of Isotope Geology*. – 589 S.; New York (Wiley & Sons).
- GEHLEN, K.VON (1987): Formation of Pb-Zn-F-Ba mineralisations in SW Germany: a status report. – *Fort-schr. Miner.* **65**: 87–113; Stuttgart.
- HARRISON, T.M., & MCDUGALL, I. (1981): Excess ⁴⁰Ar in metamorphic rocks from Brocken Hill, New

- South Wales. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **55**: 123–149; Amsterdam.
- HELLMANN, K., LIPPOLT, H.J., & TODT, W. (1982): Interpretation der K-Ar-Alter eines Odenwälder Granodioritporphyrit-Ganges und seiner Nebengesteine. – *Aufschluß* **33**: 155–164. Heidelberg.
- HESS, J.C. (1985): Petrogenese und tektonische Stellung jungphanerozoischer Magmatite des großen Kaukasus. – *Inaug.-Diss., Univ. Heidelberg*, 176 S.; Heidelberg
- LIPPOLT, H.J. (1986): Kinetics of Ar isotopes during neutron irradiation: Ar³⁹ loss from minerals as source of error in Ar⁴⁰/Ar³⁹ dating. – *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **59**: 223–236, Amsterdam (Elsevier).
- LIPPOLT, H.J., & BORSUK, A.M. (1987). Constraints on the Jurassic time-scale by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of North-Caucasian volcanic rocks. – *J. Geol.*, **95**: 563–571; Chicago.
- KAMINENI, D.C., & DUGALL, J.J.B. (1982): A study of rock alteration in the Eye-Dashwa Lakes Pluton, Atikokan, Northwestern Ontario, Canada. – *Chem. Geol.* **36**: 32–57; Amsterdam.
- KIRSCH, H. (1989): Ar⁴⁰/Ar³⁹-chronologische und mineralogische Untersuchungen zur Sericitisierung von Plagioklasen. *Inaug.-Diss.*, 232 S., Univ. Heidelberg
- LIPPOLT, H.J., (1989): Ar⁴⁰/Ar³⁹-chronologische Untersuchungen zur Sericitisierung von Plagioklasen am Beispiel des Frankenstein-Gabbros/Odenwald. *Eur. J. Mineral.* **1**, Bh. 1: 94, Stuttgart.
- KOBER, B., & LIPPOLT H.J., (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW Germany) evidenced by Ar⁴⁰/Ar³⁹ and single-zircon Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ measurements. – *Geol. Rdsch.*, **77** (3): 693–711; Stuttgart, (Enke).
- KREUZER, H., & HARRE, W. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. – *Der Aufschluß, Sonderband 27* (Odenwald): 71–77; Heidelberg.
- LIVINGSTON, D.E., DAMON, P.E., MAUGER, R.L., BENNETT, R., & LAUGHLIN, A.W. (1967) : Argon 40 in co-genetic feldspar mica mineral assemblages. – *Jour. Geophys. Res.* **72**: 1361–1375.
- LIPPOLT, H.J. (1984): Experimentelle Datierungen von postvariscischen Mineralisationen/Möglichkeiten und Grenzen Schriftenreihe GDMB **41**: 305–359, Verlag Chemie, Weinheim
- FUHRMANN, U., & HRADETZKY, H. (1986): Ar⁴⁰/Ar³⁹ age determinations on sanidines of the Eifel volcanic field (F.R. Germany): Constraints on age and duration of a middle Pleistocene cold period. – *Chem. Geol.* **59**: 187–204, Amsterdam.
- KIRSCH, H., & PLEIN, E. (1990): Karbonische und permische Vulkanite aus dem Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens: Art, Altersbestimmung und Konsequenz. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **72**: 227–242; Stuttgart.
- SIEBEL, W. (1991): Evidence for multi-stage alteration of Schwarzwald lamprophyres. *Eur. J. Mineral.* **3**: 587–601; Stuttgart, (Schweizerbarth).
- KIRSCH, H. (submitted): Isotopic investigations of post-Hercynian episodic plagioclase sericitization in the Schwarzwald gneiss massif. – *Chemie der Erde (Geochemistry)*.
- MEILHAC, A., & TARDY, Y. (1970): Genèse et évolution des séricites, vermiculites et montmorillonites aus cours de l'altération des plagioclase en pays tempéré. – *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **23**, (3–4): 145–161; Straßburg.
- MEISL, St. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese – Metamorphose. – *Abh. hess. L. Amt Bodenforsch.* **57**, 93 S.; Wiesbaden.
- MERTZ, D.F. (1987): Isotopengeochemische und mineralogische Untersuchungen an postvariscischen hydrothermalen Silikaten. – *Inaug.-Diss.*, 237 S., unveröffentl., Universität Heidelberg; Heidelberg.
- LIPPOLT, H.J. (1987): Nachweis von mittel-bis spätjurassischer hydrothormaler Aktivität im Odenwald Kristallin durch Ar⁴⁰/Ar³⁹ und Rb/Sr-Messungen. – *Tagungsheft S. 58, 47. Jtg. der Dt. geophys. Ges.; Clausthal Zellerfeld.*
- MOORBATH, S., HURLEY, P.M., & FAIRBAIRN, H.W. (1967): Evidence of the origin and age of some mineralized Laramide intrusives in the South-western United States. – *Econ. Geol.* **62**: 228–236.
- NICKEL, E. unter Mitarbeit von FETTEL, M. (1979): Odenwald, 202 S., *Slg. Geol. Führer Nr. 65*; Stuttgart, (Bornträger).
- RÖSLER, H.J., & PILOT, J (1967): Zur Altersbestimmung hydrothormaler Lagerstätten mit Hilfe der K-Ar-Methode. – *Fortschr. Min.* **45**: 37–51, Stuttgart.
- SEGEV, A., HALICZ, L., LANG, B., & STEINITZ, G., (1991): K-Ar dating of manganese minerals from the Eisenbach region, Black Forest, southwest Germany. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **71**: 10–114.
- SMITH, J.V. (1974): Feldspar minerals. Vol.2 Chemical and Textural properties, 690 S.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- TOGASHI, S. (1978): Petrology of miocene calc-alkaline rocks of north-eastern Honshu, Japan. – *Sci. Rep.*

- Tohoku Univ., **3** (14): 1–51.
- TROCHIM, H.D. (1955): Der Gabbro vom Frankenstein. Der Aufschluß, 2. Sonderheft: 41–47, Roßdorf bei Darmstadt.
- (1960): Zur Petrogenese des Gabbro-Plutons vom Frankenstein (Odenwald). – Inaug.-Diss., 150 S., Techn. Univ. Darmstadt; Darmstadt.
- WAGNER, G. A., & STORZER, D. (1975): Spaltspuren und ihre Bedeutung für die thermische Geschichte des Odenwaldes. Der Aufschluß, Sonderband **27** (Odenwald): 79–85; Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 3. 9. 1993

Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

ANNE-ELISABETH SOMMERMANN & HANS-JÜRGEN ANDERLE & WOLFGANG TODT*

Kurzfassung: Der Quarzkeratophyr der Krausaue bei Rüdesheim, dessen Altersstellung bisher ungeklärt war, wurde mit der U/Pb-Methode an Zirkonen datiert. Das Alter von $434 \pm 34/-22$ Ma entspricht dem der vulkanischen Edukte der Metavulkanite des Südtanuns. Damit gehört das Vorkommen ins Liegende des Unterdevons der Rochusberg-Schuppe, die sich dadurch als Teil der Vordertaunus-Einheit erweist.

Abstract: The age of the quartz-keratophyre from the Krausaue near Rüdesheim was controversial until it was now dated with zircons by the U/Pb method. The resulting age of $434 \pm 34/-22$ Ma corresponds to the age of the volcanic protoliths of the metavolcanics from the Southern Taunus Mountains. Thus the quartz-keratophyre belongs to the foot wall of the Lower Devonian in the Rochusberg-Schuppe, which is therefore a part of the Vordertaunus Unit.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	143
2. Geologischer Rahmen	143
3. Der Quarzkeratophyr der Krausaue	144
3.1. Petrographie und Chemismus	147
3.2. Altersbestimmung	150
3.3. Geologische Altersstellung	154
4. Regionalgeologische Folgerungen	154
5. Schriftenverzeichnis	156

1. Einleitung

Zwischen Rüdesheim und Bingen ragen bei Stromkilometer 528 mehrere Felsklippen aus dem Rhein, die aus Quarzkeratophyr bestehen (Abb. 1). Zum Alter dieses Vulkanits gab es bisher unterschiedliche Auffassungen; Vordevon, Unterdevon und Mitteldevon wurden in Betracht gezogen. Eine radiometrische Altersbestimmung, über deren Ergebnis hier berichtet wird, soll diese Frage beantworten.

2. Geologischer Rahmen

Die Unsicherheit in der Einstufung der Krausaue hat verschiedene Ursachen. Zum einen sind die angrenzenden Gesteine und ihr Kontakt zum Quarzkeratophyr wegen der Wasserbedeckung – der Rhein ist hier 530 m breit – nicht aufgeschlossen. Auch der benachbarte Quarzkeratophyr vom Bahnhof Rüdesheim, der mit großer Sicherheit Teil des gleichen Vulkanitvorkommens ist,

* Dr. A.-E. SOMMERMANN, Dr. W. TODT, Max-Planck Institut für Chemie, Saarstr. 23, 55122 Mainz. H.-J. ANDERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden.

und sein Kontakt zum Nebengestein sind heute unter Uferbefestigung, Gleiskörper und hinter einer Stützmauer verborgen. Zum anderen treten in der unmittelbaren Umgebung Gesteine des tieferen Unterdevons und des Mitteldevons an die Oberfläche. Aber auch diese sind in der Kulturlandschaft des Rheingaus durch ausgedehnte Siedlungen, Straßen, Wirtschaftswege, Eisenbahnbauten und – besonders seit der Umlegung in den Weinbergen – durch hohe Mauern und künstliche Aufschüttungen weitgehend der Beobachtung entzogen. Außerdem liegt die Krausaue im Bereich einer Überschiebung, welche Niederwald- von Rochusberg-Schuppe trennt.

Die WSW–ENE bis SW–NE streichenden Gesteinsfolgen queren den hier nahezu E–W fließenden Rhein in spitzem Winkel. Nördlich des Rheins lagert im Hangenden der ABmannshäuser Überschiebung das tiefere Unterdevon mit Bunten Schiefen, Hermeskeil-Schichten, Taunusquarzit und „Hunsrückschiefer“. Im Norden SE-fallend richtet sich die Schichtenfolge über die aufrechte Frankental-Mulde und sich südlich anschließende SE-vergente Falten zur Saigerstellung auf (KIENOW 1934:Taf. 3, JUNG 1955: Taf. 12, ONCKEN 1988: Abb. 9). Die dunklen Ton-schiefer am Hang nördlich der Krausaue sind auf der GK 25 Bl. Bingen-Rüdesheim (WAGNER & MICHELS 1930a) teils zum Oberen Taunusquarzit, teils zum Hunsrückschiefer, die Quarzite zum Oberen Taunusquarzit gestellt worden. Im Hangenden folgt westlich der Nahe noch der mitteldevonische Dolomit von Bingerbrück, welcher das NE-Ende des „Massenkalks“ von Stromberg und Waldalgesheim darstellt. Eine Fortsetzung nach NE ist bisher nicht bewiesen. Aber nach GEIB (1914: 12) soll „der Kalk durch Bohrungen der Binger Aktienbrauerei getroffen worden“ sein und MICHELS (1930: 31) erwähnt, daß er „auch bei Stromregulierungsarbeiten im Rheinbett gefunden worden sein“ soll. Südlich des Rheins folgt im Hangenden der Bingen-Rüdesheimer Überschiebung (LEPPLA 1900: LXXXIII) wieder tieferes Unterdevon; von N nach S am Rochusberg Bunte Schiefer (meist unter Quartärbedeckung) und Taunusquarzit (die Hermeskeil-Schichten sind hier nicht nachgewiesen), westlich der Nahe bei Münster-Sarmsheim auch noch „Hunsrückschiefer“. Die Schichtenfolge ist hier steil nach SE überkippt (Abb. 2).

3. Der Quarzkeratophyr der Krausaue

Die Krausaue liegt im Rhein N Bahnhof Bingen etwa 160 m vom nördlichen Ufer entfernt bei R 34 21 426 / H 55 38 062. Bei mittlerem Wasserstand ragen nur fünf unregelmäßige Felsklippen bis zu einigen Dezimetern aus dem Wasser. Ihre größten Durchmesser liegen bei Niedrigwasser zwischen 4 und 29 m (Luftbilder 4/7945 vom 4.12.62 und 7/159 vom 20.10.85 der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Südwest). Ihre größte Höhe über NN beträgt 78,63 m (Wasser- und Schifffahrtsdirektion Südwest: Sohlenaufnahme des Rheins 1:2000, Blatt 528, 1958/59). Der Gleichwertige Wasserstand (GIW) an der Krausaue ist nach dem 1974 abgeschlossenen Ausbau des Rheins durch die Erweiterung des Binger Lochs um 0,4 m gesunken (BLASCHKE, persönl. Mitt. 1994). Heute bildet die Krausaue den Kern einer 850 m langen und bis 150 m breiten künstlichen Aufschüttung auf der Stromsohle, die bei Niedrigwasser großflächig auftaucht (Pichl 1968: Abb.1, Bauausführende Firmen 1977, KÜMMERLE 1982:104 f.).

Von LEPPLA (1904:37) wird das Gestein „als ein echter Quarzporphyr bezeichnet“, der ihn an permische Quarzporphyre erinnerte. Nach SCHLOSSMACHER (1919:421) zeigen „Dünnschliffe einen nur wenig metamorphen Quarzkeratophyr“.

Ein petrographisch und geochemisch (s.u.) ähnliches Gestein, das die Autoren mit zu dem Vulkanitvorkommen der Krausaue rechnen, kommt am nördlichen Rheinufer unterhalb Bahnhof Rüdesheim in rund 500 m streichender Entfernung von der Krausaue vor. Bei DUMONT (1848:514 u. 550f.), der es unmittelbar am Rheinufer fand, wird es zuerst beschrieben. LOSSEN (1884:534,



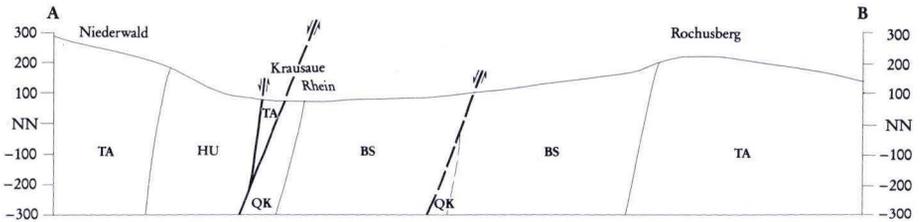
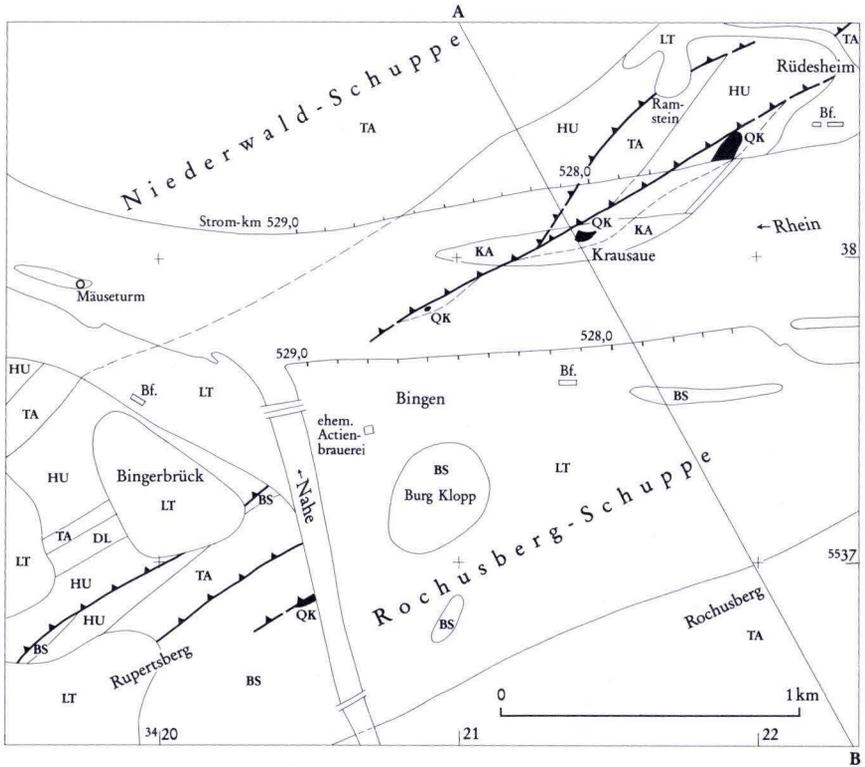
Abb. 1. Die Krausaue aus SSW aufgenommen am 11. 9. 1959 von K. PICHL. Im Hintergrund der Ramstein W Rüdesheim.

Fußnote 1) ließ „das kaum sericitische Porphyrgestein unterhalb des Bahnhofes Rüdesheim“ chemisch analysieren (Tab. 2). LEPPLA (1904:37), der es selbst nicht auffinden konnte – inzwischen war die Eisenbahntrasse gebaut worden –, teilt mit, daß „K. KOCH glaubte (,) am Bahnhof Rüdesheim ein porphyrtartiges Gestein gesehen zu haben“. MICHELS (1930:33) beschrieb es aus dem Anstehenden an der Nordseite des Eisenbahnanschnittes. Er zeichnete es rund 300 m westlich des Bahnhofgebäudes in die Karte ein (WAGNER & MICHELS 1930a), nicht 500 m wie in den Erläuterungen angegeben.

Michels (1930:33) machte die Beobachtung, „dass das Gestein nach seinen beiden Rändern hin stärkere Metamorphose zeigt, eine immer stärkere Schieferung aufweist, dass seine Farbe durch Auftreten von Serizit grün wird, kurz dass es dort ganz den Habitus der Serizitgneise des Vordertaunus (im Original gesperrt) annimmt“. Dieses Vorkommen befindet sich heute hinter einer Stützmauer. An der Böschung westlich dieser Stützmauer fanden wir 390 und 398 m W der Mitte des Bahnhofgebäudes Rüdesheim Lesesteine der geschieferten und dichten Varietät des Quarzkeratophyrs. Sie unterscheiden sich durch ihre gelblich-graue Färbung deutlich von den dort verbreiteten Fremdgesteinen. Die geschieferte Varietät, die makroskopisch den Serizitgneisen sehr ähnlich ist, erwies sich im Dünnschliff allerdings als vulkanoklastisches Gestein.

Ein drittes Vorkommen von Quarzkeratophyr wurde 1990 bei Arbeiten mit dem Taucherschacht „Kaiman“ bei Rhein-Kilometer 528,6 rund 140 m vom südlichen Ufer (R 3420895, H 5537824) entdeckt. S. MEISL hat die Gesteinsansprache bestätigt (GÖLZ, persönl. Mitt. 1994).

Auf ein viertes Vorkommen – am westlichen Nahehang unterhalb des Rupertsberges – deuten Hinweise von DUMONT (1848:515) und LOSSEN (1867:575 u. Taf. 11).



Quartär	KA Künstl. Aufschüttung	Unterdevon	Unter-Ems	HU "Hunsrück-schiefer"
	LT Lehm, Terrassen		Siegen	TA Taunusquarzit
	DL Dolomit		Gedinne	BS Bunte Schiefer
Mitteldevon			Ordoviz/Silur	QK Quarzkeratophyr

Abb. 2. Geologische Übersicht der Umgebung der Krausaue nach WAGNER & MICHELS (1930a) und Mitteilungen von H. BLASCHKE, E. GÖLZ, E. KÜMMERLE sowie G. WRONOWSKI. Der Verlauf der Binger-Rüdesheimer Überschiebung ergibt sich allein aus der Lage der drei Quarzkeratophyr-Vorkommen. 38 Bohrungen auf der Rheinsohle und am Binger Ufer (Stadthalle und Atlantis-Hotel) erbrachten überwiegend graue, z. T. verwitterte Schiefer, örtlich mit Quarzadern. Nach den Beschreibungen läßt sich nicht zwischen Bunten Schiefern im SE und „Hunsrück-schiefer“ im NW unterscheiden.

3.1. Petrographie und Chemismus

Die von uns untersuchte Probe 7294 aus der Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden wurde 1972 von S. MEISL entnommen.

Makroskopisch handelt es sich bei dem Quarzkeratophyr der Krausaue um ein hellgraues Gestein mit dichter Grundmasse und bis zu 5,5 mm großen Einsprenglingen von Quarzen und Feldspäten (s. Tab.1). Es ist von zahlreichen feinen Klüften durchzogen, die infolge der Verwitterung mit Eisenhydroxiden belegt sind. LEPLA (1904: 36 f.) gibt bereits eine ausführliche Beschreibung. Der jetzige Mineralbestand und Chemismus ist gegenüber dem Ausgangsgestein

Tab. 1. Der Quarzkeratophyr nach Handstücken

	Krausaue (Handst. 7294)	W Bhf. Rüdesheim (Handst. 7295)
Grundmasse	dicht, feinkörnig, z. T. schlierig	dicht, feinkörnig
Farbe	hellbraun unregelm. Trenn- flächen hellgelb glänzend	hellbraun unregelm. Trenn- flächen mit roten u. gelben Bestegen
Struktur	unregelm. s im mm-Abstand, Einzel- flächen bis cm-lang	unregelm. s, etwas intensiver als 7294, in 2 Ebenen senkrecht dazu fiederige Risse mit Limonit, kataklastisch
Einsprenglinge	Quarz bis 4 mm, meist rundlich, selten idiomorph manchmal in der Schmelze zerbrochen Feldspat bis 5 mm, meist tafelig, idiomorph, z. T. rundlich	Quarz bis 5,5 mm, rundlich, meist tekton. zerbrochen, zahlreicher als in 7294 Feldspat bis 7 mm, meist tafelig, z. T. rundlich oder unregelmäßig eckig, z. T. kaolinisiert
Trümchen	Quarz bis 2,5 mm, fiedrig abgesetzt z. T. mit Kristallen stumpfwinklig zum Salband	Quarz bis 4 mm, fiedrig abgesetzt, z. T. geschlängelt, z. T. milchige Schlieren
Vererzung	Pyrit, Funken in der s-Ebene, fein- körnige Bestege auf feinen Rissen, Linsen in s bis 70 × 3 mm	Pyrit, wenig kleine Einschlüsse

Tab. 2. Haupt- und Spurenelemente des Quarzkeratophyrs der Krausaue verglichen mit den Hauptelementen des Vorkommens W Bahnhof Rüdesheim

[Gew.-%]	1. Krausaue	2. W Bhf. Rüdesheim
SiO ₂	66,89	66,42
TiO ₂	0,36	0,05
Al ₂ O ₃	16,33	16,76
Fe ₂ O ₃	–	1,22
FeO	–	0,62
Gesamteisen als Fe ₂ O ₃	0,67	[1,91]
MnO	0,04	–
MgO	0,08	0,37
CaO	0,11	0,32
Na ₂ O	0,98	1,26
K ₂ O	12,61	12,55
P ₂ O ₅	0,05	Spur
Cl	0,00	–
SO ₃	0,22	0,71
H ₂ O	–	1,05
CO ₂	–	0,03
Glv.	0,49	–
Summe	98,83	101,36
[ppm]		
As	31.	
Ba	1255.	
Cr	12.	
Cu	9.	
Ga	17.	
Nb	10.	
Ni	5.	
Pb	13.	
Rb	383.	
Sr	42.	
Th	18.	
U	4.	
V	31.	
Y	21.	
Zn	10.	
Zr	162.	
	Analytiker: Dr. F. ROSENBERG, HlFB (RFA)	Analytiker: Hampe (LOSSEN 1884: 534, Fußnote 1)

verändert, was insbesondere durch den hohen K₂O-Gehalt angezeigt wird (Haupt- und Spurenelementchemismus siehe Tab.2). Bei den als Einsprenglinge auftretenden, meist tafeligen Feldspäten handelte es sich ursprünglich um Alkalifeldspäte und Plagioklase. Ihre Zusammensetzung

ist, wie das mikroskopische Bild zeigt, durch Kalimetasomatose und untergeordnet Albitisierung nachhaltig verändert. Heute liegen Alkalifeldspäte vor, die z.T. Entmischungs- bzw. Verdrängungsstrukturen (verschiedene Perthite, seltener Schachbrettalbite) zeigen. Häufig enthalten die Feldspäte kleine, sekundäre Quarzkörner, die ihnen ein mosaikähnliches Aussehen verleihen. Manchmal sind die Alkalifeldspäte nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt. Rundliche und undulös auslöschende Porphyrquarze mit Buchten sind teilweise zerbrochen. Die schwach geschieferte Grundmasse führt Nester mit rekristallisiertem Quarz und ist von feinen Serizit-schnüren durchzogen. Weiterhin treten als Einsprenglinge einige wenige chloritisierte Mafite auf. Akzessorien sind neben opaken Mineralen Apatit, Leukoxen-Mineralen, Zirkon und Epidot.

Die Gehalte der als weitgehend immobil geltenden Spurenelemente (Ti, Y, Nb, Zr) entsprechen denen rhyodazitisch-dazitischer Gesteine. Der Quarzkeratophyr zeigt hierin Übereinstim-

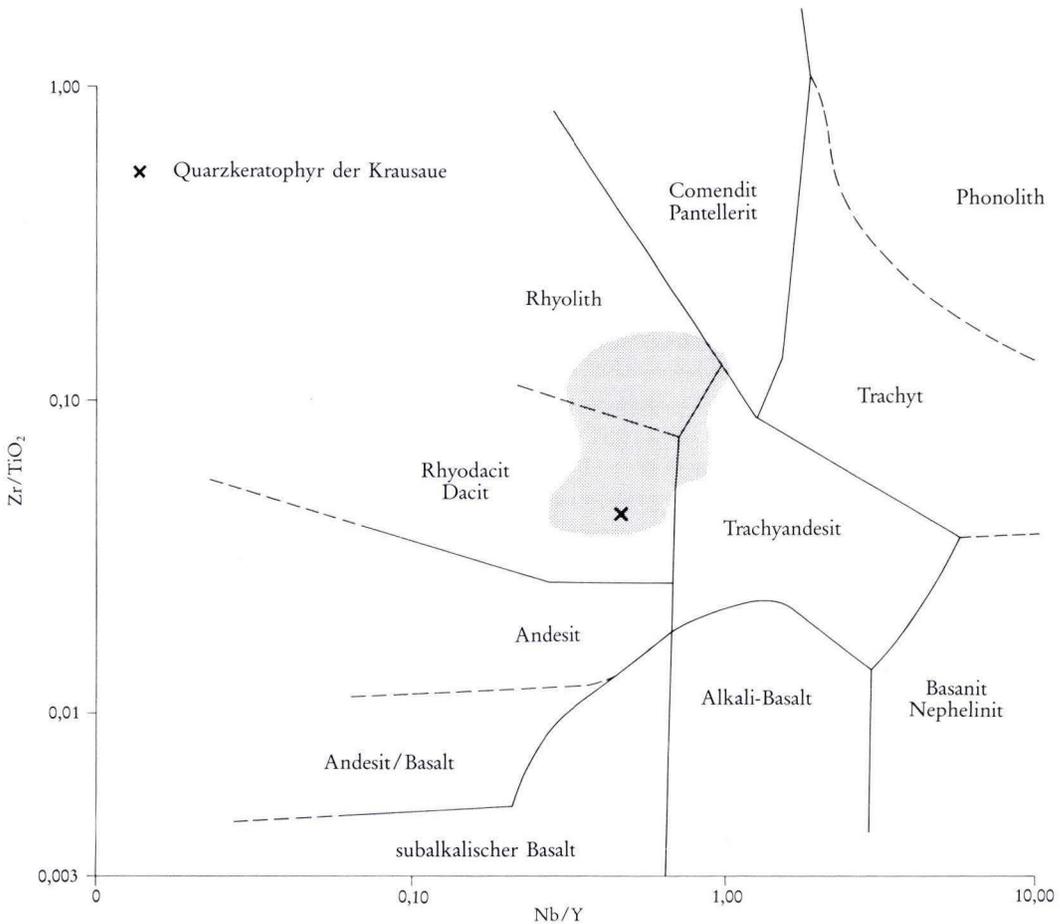


Abb. 3. Der Quarz-Keratophyr der Krausaue im Vergleich mit den Serizitgneisen und Felsokeratophyren des Südaunus nach MEISL (1990), dargestellt im Diagramm $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ nach WINCHESTER & FLOYD (1977).

mung mit den Serizitgneisen und Felsokeratophyren des Südaunus (MEISL 1990), die im Diagramm $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Abb. 3) nach WINCHESTER & FLOYD (1977) zum Vergleich eingetragen sind.

Der Quarzkeratophyr wurde hydrothermal überprägt. Zu dieser Paragenese gehört in erster Linie der reichlich enthaltene Pyrit sowie der im Schwermineralkonzentrat ebenfalls nachweisbare Schwespat. Mit dem hydrothermalen Ereignis in Zusammenhang steht vermutlich die Kaolinisierung der regional benachbarten Quarzkeratophyrvorkommen von Geisenheim.

3.2. Altersbestimmung

Für eine zuverlässige Bestimmung des Alters des Ausgangsgesteins eignen sich die von den oben erwähnten Veränderungen des primären Mineralbestandes nicht betroffenen Zirkone. Die Zirkon-Population des Quarzkeratophyrs ist heterogen, sie umfaßt idiomorphe bis ganz gerundete Körner, der Habitus reicht von stenglig bis gedrungen. Es gibt klare, farblose bis leicht rosafarbene und völlig getrübe altrosafarbene Zirkone. Teilweise besteht Zonarbau, Einschlüsse sind in einigen Körnern reichlich vorhanden.

Für die Altersbestimmung wurden 8 Zirkon-Fractionen verwendet, die sich nach magnetischem Verhalten, Größe und Farbe unterschieden (Tab. 3). Jede Fraktion umfaßte nur wenige Körner, manche nur ein Korn. Die Uran- und Blei-Isotopie wurde direkt nach dem Auflösen der Zirkone und Zugabe eines Mischspikes mit ^{205}Pb und ^{233}U , ohne chemisches Abtrennungsv erfahren, bestimmt. Uran und Blei wurde vom selben Heizfaden gemessen.

Zur Durchführung der Altersberechnung müssen die gemessenen Blei-Isotopenverhältnisse (Tab. 4) verschiedenen Korrekturen unterzogen werden: Zunächst wird das schon von Anfang an in den Zirkonen enthaltene Blei abgezogen. Die Isotopie dieses gewöhnlichen Bleis ließ sich an einem erst mit einem $HCl-HNO_3$ -Gemisch und dann mit HF gelaugten Feldspatkonzentrat aus dem Quarzkeratophyr bestimmen. Mit den hierbei ermittelten Isotopenverhältnissen $^{206}Pb/^{204}Pb = 24,314$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,926$ und $^{208}Pb/^{204}Pb = 46,023$ (Tab. 4) erfolgte die Korrektur des gewöhnlichen Bleis. Eine insitu-Korrektur für das radiogene Blei, das in den Feldspäten seit ihrer Bildung bis heute entstanden sein könnte, wurde nicht durchgeführt, da die heutigen Uran-Gehal-

Tab. 3. Beschreibung der Zirkonfraktionen

1:	magnetische Fraktion, Länge ca. 80 μm , fast isometrisch, sehr trüb, grau-braun, idiomorph, Einzelzirkon
2:	magnetische Fraktion, Länge ca. 220 μm , Breite ca. 70 μm , trüb, rosa-ocker, idiomorph, Einzelzirkon
3:	magnetische Fraktion, Länge 150–160 μm , Breite 60–80 μm , klar, farblos bis leicht rosa, subidiomorph, langer und gedrungener Habitus, z. T. zerbrochen, Einwaage 0,0411 mg
4:	nicht magnetische Fraktion, Länge ca. 180 μm , Breite ca. 60 μm , klar, farblos bis leicht rosa, subidiomorph bis gerundet, Einwaage 0,0131 mg
5:	magnetische Fraktion, Länge ca. 120 μm , Breite ca. 40 μm , klar, farblos bis leicht rosa, abgerundet, 9 Stück
6:	nicht magnetische Fraktion, Länge ca. 70–100 μm , Breite ca. 30–50 μm , klar bis leicht getrübt, farblos bis rosa, idiomorph, ca. 50 Stück
7:	magnetische Fraktion, Länge ca. 150 μm , Breite ca. 70 μm , klar, farblos, z. T. Bruchstücke, 8 Stück
8:	nicht magnetische Fraktion, Länge ca. 70–90 μm , Breite ca. 30–50 μm , klar, farblos, idiomorph bis leicht gerundet, ca. 20 Stück

Tab. 4. Daten zur Altersbestimmung des Quarzkeratophyrs der Krausaue

Zirkon- fraktion	gemessene Isotopen- verhältnisse ¹⁾			$U_{\text{tot}}/Pb_{\text{rad}}$	errechnete Isotopen- verhältnisse ²⁾			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - Alter in Ma
	^{208}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb		^{206}Pb	^{207}Pb	^{207}Pb	
	^{206}Pb	^{206}Pb	^{204}Pb		^{238}U	^{235}U	^{206}Pb	
1	.3430	.1667	131.05	25.45	.0376	.2901	.0560	451.0
2	.3591	.1374	177.71	15.86	.0541	.4142	.0556	435.4
3	.3480	.1016	317.47	13.67	.0576	.4440	.0559	447.2
4	.3265	.0884	442.87	14.07	.0553	.4247	.0557	439.1
5	.4510	.1249	205.25	11.72	.0638	.4927	.0561	454.4
6	.5073	.1705	126.71	17.75	.0459	.3519	.0555	434.0
7	.3026	.0869	453.88	12.91	.0611	.4645	.0552	419.5
8	.3646	.1038	299.81	13.37	.0582	.4469	.0557	440.4
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb					
	^{204}Pb	^{204}Pb	^{204}Pb					
Feldspat	24.314	15.926	46.023					
Residuum	36.801	16.630	48.723					

¹⁾ Daten korrigiert für Fraktionierung mit Fehler

²⁾ korrigiert für Blank, gewöhnliches Blei und Spikebeitrag

te der Feldspäte erstens sehr niedrig sind und zweitens gegenüber den primären, für den radiogenen Blei-Zuwachs verantwortlichen, verändert sein können. Für die common-Pb Korrektur an den Zirkonen bleibt das ohne Einfluß auf die Diskordia, da die Feldspäte mit den Zirkonen auf einer gemeinsamen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Isochrone liegen (Abb.5, s.u.). Eine Berechnung mit den common-Pb Werten für die jeweiligen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - Alter der Datenpunkte nach STACEY & KRAMERS (1975) führt zu keiner wesentlichen Änderung der Diskordia. Beim Auflösen der Zirkone und der Herstellung des Meßpräparates sind 12 bis 20 pg rezentes Blei (Blindwert) hinzugekommen, um das ebenfalls korrigiert wurde. Die Isotopenfraktionierung im Massenspektrometer wurde für Blei am Standard SRM 982 mit Werten zwischen 0,14 und $0,26 \pm 0,05$ % pro Masseneinheit bestimmt und korrigiert. Die Massenfraktionierung des Urans wurde mit dem Faktor $\sqrt{(265/270)}$ korrigiert, da Uran als UO_2 an einem Sekundärelektronen-Vervielfacher gemessen wurde.

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 sowie der Fehler der Spike-Zusammensetzung mit je 0,1 % ein. Hinzu kommen die Fehler des Blindwertes und die der Fraktionierungskorrektur (s.o.).

Als Ergebnis lieferte die U/Pb-Datierung des Quarzkeratophyrs der Krausaue eine Diskordia, der die Datenpunkte der 8 Zirkonfraktionen zugrundeliegen und deren Schnittpunkte mit der Konkordia im Diagramm $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ nach WETHERILL (1956) zwei Alterswerte liefern

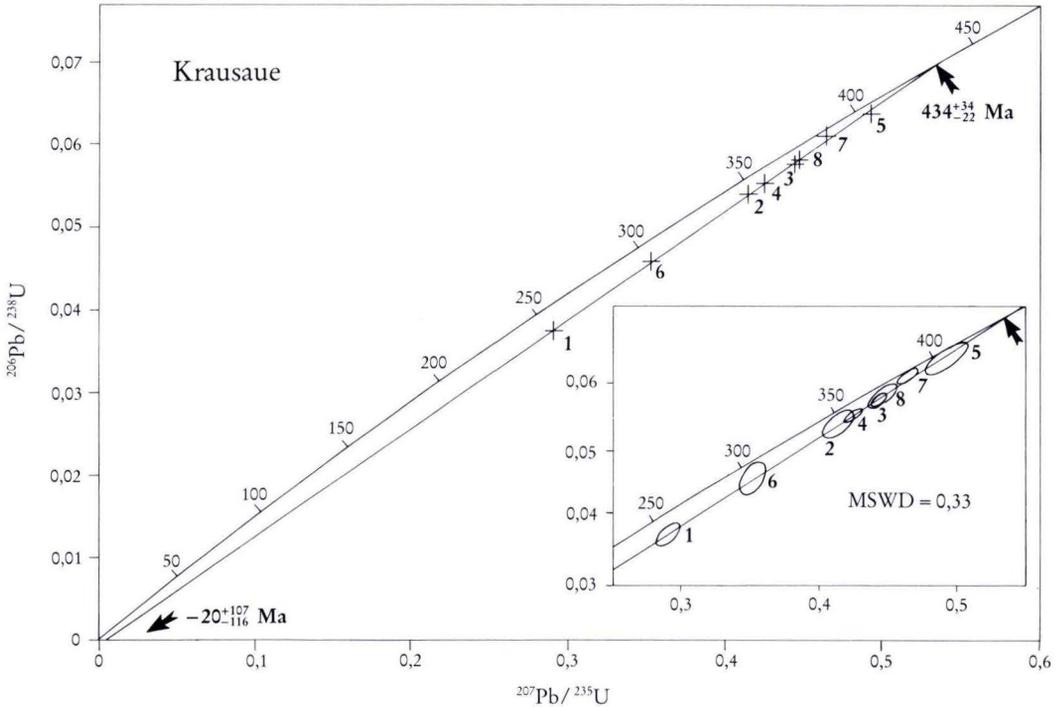


Abb. 4. Konkordia-Diagramm mit den Datenpunkten der Zirkon-Fractionen 1–8 (Tab. 3 und 4) des Quarz-Keratophyrs der Krausae.

(Abb. 4). Das untere Schnittalter von $-20+107/-116$ Ma zeigt einen innerhalb der Fehlergrenzen rezenten bis spätmesozoischen Bleiverlust der Zirkone an. Ursache ist wahrscheinlich die seit dem Tertiär wirksame Verwitterung zusammen mit der vermutlich tertiären oder mesozoischen hydrothermalen Überprägung des Gesteins. Das obere Schnittalter der Diskordia von $434+34/-22$ Ma wird als Extrusionsalter des rhyodazitischen-dazitischen Ausgangsproduktes des Quarzkeratophyrs interpretiert.

Die Zusammensetzung des gewöhnlichen Bleis wurde nicht nur an gelaugtem Feldspat, sondern auch an dem nach dessen Auflösen verbleibenden Residuum, bestehend aus einem Quarz-Feldspat-Gemisch, bestimmt (Tab. 4). Aus den Datenpunkten des gelaugten Feldspates und des Residuums läßt sich im Diagramm $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Abb. 5, eingeblendetes Diagramm) eine Isochrone konstruieren, aus deren Steigung sich das Bildungs- bzw. letzte Schließungs-Alter der beteiligten Minerale berechnen läßt. Im vorliegenden Fall liegt das Isochronenalter bei 467 ± 64 Ma. Auch eine gemeinsame Isochrone mit den Datenpunkten von Feldspat, Residuum und Zirkonen läßt sich rechnen, wenn der Blei-Verlust rezent angenommen wird (Abb. 5, Hauptdiagramm). Sie liefert ein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 427 ± 18 Ma (2σ Fehler).

Diskussion der Alterswerte:

Voraussetzung für die Deutung des oberen Schnittalters der Diskordia als Extrusionsalter des Ausgangsgesteins ist, daß die Diskordanz der Meßpunkte durch einen einmaligen Bleiverlust ein-

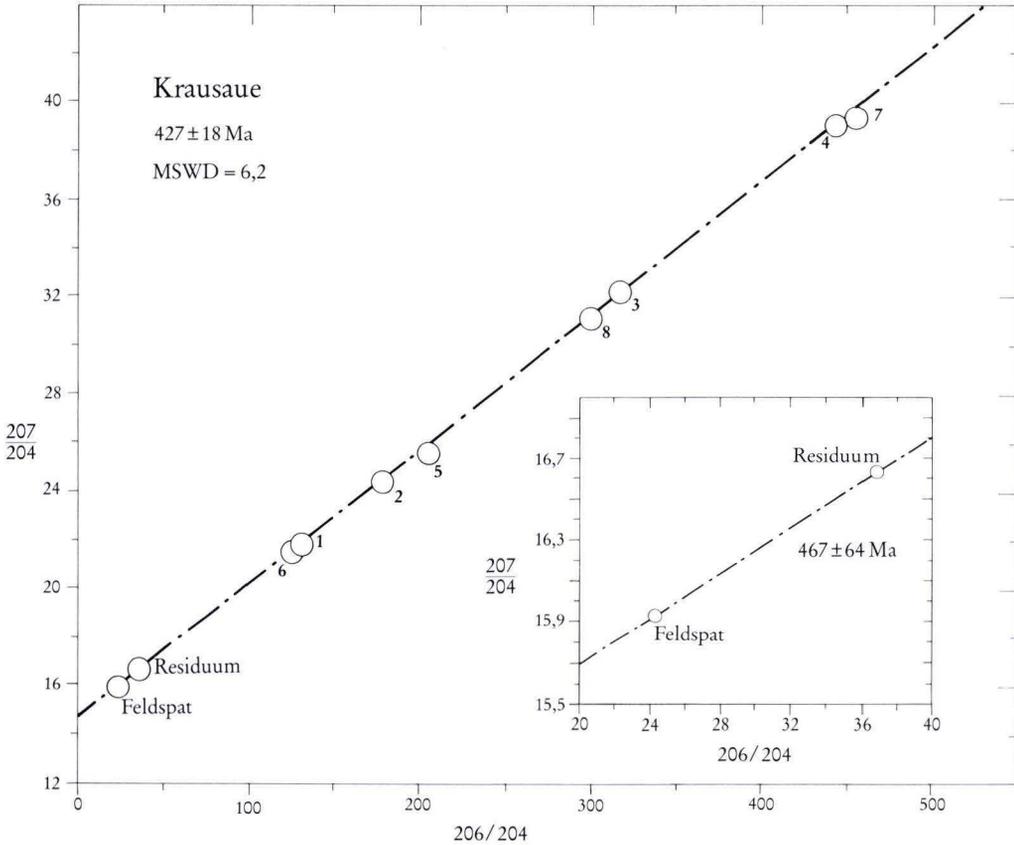


Abb. 5. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ –Isochrone mit den Datenpunkten der Zirkon-Fractionen 1–8 (Tab. 3 und 4), des Feldspats und des Residuums (Tab. 4). Die analytischen Fehler sind kleiner als die dargestellten Punkte.

getreten ist, und daß die Zirkone keine ererbte ältere Komponente enthalten. Ein wichtiger Hinweis darauf, daß diese Voraussetzungen erfüllt sind, ist die Übereinstimmung (innerhalb der Fehlergrenzen) des Zirkonalters von $434 +34/-22$ Ma mit den Isochronenalter von 427 ± 18 Ma bzw. 467 ± 64 Ma. Für die Feldspäte ist daraus zu folgern, daß die Alkalimetasomatose nicht zu einer meßbaren Verjüngung des Pb-Systems geführt hat. Es besteht dennoch die Möglichkeit, daß die Veränderung der Feldspat-Zusammensetzung wesentlich jünger ist als die Kristallisation der Schmelze, wobei dann das Blei in den an der Umwandlung beteiligten Lösungen aus dem Gestein selbst, unter Beibehaltung der ursprünglichen Isotopie, mobilisiert sein müßte. Wahrscheinlicher aber ist, daß die Alkalimetasomatose bald nach der Erstarrung der Schmelze stattfand, d.h. daß das Isochronenalter dem Alter dieser Metasomatose entspricht.

Für das Alter der Zirkone muß ein großer Toleranzbereich angegeben werden, da der Anteil des radiogenen Bleis am Gesamtblei in den Zirkonen relativ gering ist. Ursache hierfür sind die niedrigen Uran-Gehalte der Zirkone (ca. 200–400 ppm in den klaren Fractionen), die dazu führ-

ten, daß nur verhältnismäßig wenig radiogenes Blei seit ihrer Entstehung gebildet wurde. Demgegenüber steht ein relativ hoher Anteil an nicht radiogenem Blei, das vermutlich aus den Einschlüssen in den Zirkonen stammt. Zusätzlich könnte eine hydrothermale Blei-Kontamination der Zirkone eingetreten sein.

3.3. Geologische Altersstellung

Das Zirkon-Alter des Quarzkeratophyrs der Krausau von 412–468 Ma entspricht ziemlich genau der Altersspanne der bisher datierten drei Metavulkanite des Südaunus von 411–464 Ma (SOMMERMANN et al. 1992). Auch geochemisch besteht nach den Spurenelementen Zr, Ti, Nb und Y Übereinstimmung mit den Serizitgneisen und Felsokeratophyren (Abb. 3), also den sauren Metavulkaniten, was die von SCHLOSSMACHER (1919: 380) vorgenommene Zuordnung bestätigt. Nach GALE (1985: 87), MCKERROW et al. (1985: 77), MCKERROW (persönl. Mitt. 1993), ODIN et al. (1982: 959) und ODIN (1985: 97) liegt die Basis des Unterdevons zwischen 395 und 415 Ma. Die ermittelte Altersspanne reicht aus dem Ordovizium bis an die Basis des Unterdevons. Damit ist sichergestellt, daß der Quarzkeratophyr der Krausau nicht mitteldevonisch sein kann, was wegen seiner räumlichen Nähe zum Dolomit von Bingerbrück und mit Blick auf die (Quarz-) Keratophyre der Lahnmulde bisher nicht auszuschließen war. Wenn auch niemand die Krausau namentlich erwähnt hat, so gingen die Überlegungen von LEPSIUS (1908: 9, 1910: 439), GERTH (1910: 89 u. Abb. 1) und später KREBS (1969: 3, 1970: 470) doch in diese Richtung. Die von MICHELS (1930: 33) gestellte Frage, „ob dieses ‚Vordevon‘ wirklich vordevonisch ist oder ob die hierhergehörigen mehr oder weniger metamorphen Eruptivgesteine noch in die Zeit des tiefsten Unterdevon zu rechnen sind“, muß nach der ermittelten Altersspanne streng genommen weiter offen bleiben. Wir sind allerdings der Auffassung, daß die Eruptionsalter der Edukte der datierten Metavulkanite ordovizisch/silurisch sind. Der Vulkanismus gehört zu dem von SCHMIDT (1976) als „kaledonisches Ereignis“ apostrophierten tektonisch-magmatischen Megazyklus in Mittel- und Südwesteuropa, der im Jungproterozoikum begann und mit der varistischen Orogenese seinen Abschluß fand.

4. Regionalgeologische Folgerungen

Der Quarzkeratophyr der Krausau ist das älteste datierte Gestein im westlichen Rheingaugebirge an der Südwestecke des Taunus. Er ist älter als die dortigen tiefsten Ablagerungen des Unterdevons, die Bunten Schiefer der Gedinne-Stufe. Er bildet deshalb das Liegende der südlich benachbarten Bunten Schiefer am Nordhang des Rochusberges und ist folglich Teil der Rochusberg-Schuppe. Deren Basisüberschiebung – hier Bingen-Rüdesheimer Überschiebung genannt – muß am Nordrand des Quarzkeratophyrs der Krausau und südlich des Dolomits von Bingerbrück verlaufen. Sie fällt steil nach NW ein. Abb. 2 zeigt erstmals den Verlauf der von LEPPLA (1900: LXXXIII) hier schon angenommenen Verwerfung.

In streichender Verlängerung nach NE tauchen aus dem nur schlecht aufgeschlossenen und z.T. flächenhaft von Tertiär- und Quartärablagerungen bedeckten Unterdevon am Südhang des Rheingaugebirges mehrere Vorkommen saurer Metavulkanite auf. Es handelt sich um die Keratophyre vom Rotenberg und der Kirchgrube bei Geisenheim und den Serizitgneis nördlich Hallgarten sowie von der Alteburg nördlich Kiedrich (beide auf Blatt 5914 Eltville). Der Serizitgneis der Alteburg bei Kiedrich ist bereits Teil der Metamorphen Zone bzw. Vordertaunus-Einheit (ANDERLE et al. 1990), denn er wird im NW von Bunten Schiefen der Gedinne-Stufe des Unterdevons, im S von Eppsteiner Schiefen begleitet (vgl. STENGER 1961: Abb. 1 u. 2, ANDERLE 1987:

Taf. 1). Es ist deshalb naheliegend anzunehmen, daß die Grenzstörung zwischen Vordertaunus- und Taunuskamm-Einheit, eine heute vermutlich steil NW-fallende, ehemals aber NW-vergente Überschiebung, sich im SW in der Bingen-Rüdesheimer Überschiebung fortsetzt. Daß die Metavulkanite von Geisenheim und Hallgarten nicht auf der streichenden Verbindungslinie von Krausaue und Alteburg liegen, kann mit der jungen Schollentektonik am Südrand des Taunus erklärt werden.

Wenn diese Annahme zutrifft, der Südrand des Rheingaugebirges W Kiedrich einschließlich Rochusberg noch zur Vordertaunus-Einheit gehört, dann findet in dem Bereich zwischen Kiedrich und Hallgarten ein lateraler Fazieswechsel statt. Denn die Sedimentfolgen E Kiedrich und W Hallgarten unterscheiden sich faziell deutlich voneinander. Vergleichbar sind nur die dunklen Tonschiefer in beiden Bereichen. Sie sind faziell sehr ähnlich und auch teilweise gleichalt. Die Lorsbacher Schiefer im NE gehören (z.T.) in die Unterems- bis Oberems-Stufe des Unterdevons nach den Sporenfunden von REITZ (1989) zwischen Eppstein und Lorsbach (Blatt 5816 Königstein). Die „Hunsrückschiefer“ im SW haben nach ihrer Lage im Hangenden des Taunusquarzits westlich der Nahe bei Münster ein ähnliches Alter. Der am Rochusberg, am Rotenberg bei Geisenheim und am Schloß Johannisberg typisch ausgebildete Taunusquarzit fehlt NE Hallgarten in der Vordertaunus-Einheit, er ist allenfalls durch geringmächtige Quarzite am Lorsbacher Kopf E Lorsbach (Bl. 5816 Königstein), die dem Taunusquarzit lithologisch verblüffend ähneln, repräsentiert. Möglicherweise wird er im größten Teil des Vordertaunus durch dunkle phyllitische Schiefer vertreten, so daß die Lorsbacher Schiefer noch einen Siegen-Anteil enthielten. Die Eppsteiner Schiefer würden dann ins Gedinne gehören, und in der Tat gibt es gewisse Ähnlichkeiten mit den Bunten Schiefen, nämlich schlecht entmischte, grauackonähnliche Sedimente S Eppstein und violett- bis weinrote phyllitische Tonschiefer NE Eppstein, die hier direkt an den Serizitgneis des Fischbacher Kopfes grenzen (vgl. auch REITZ 1989: 24). Im NE der Vordertaunus-Einheit am Wingertsberg E Bad Homburg waren in Baugruben südlich der Metavulkanite sogar reine weinrote Tonschiefer aufgeschlossen, wie sie sonst nur in den Bunten Schiefen der Taunuskamm-Einheit vorkommen (GOSSELET 1890: 325 und eigene Beobachtung 1969). Hier deuten sich also Verhältnisse ähnlich denen am Rochusberg an: im SW und NE der Vordertaunus-Einheit kommt tiefes Unterdevon in der gleichen Fazies wie in der Taunuskamm-Einheit vor.

Diese Schlußfolgerungen zeigen, daß Taunuskamm- und Vordertaunus-Einheit keine einander völlig fremden tektonisch-stratigraphischen Einheiten sind, sondern im Gegenteil zwischen ihnen bereichsweise relativ enge stratigraphisch-fazielle Beziehungen bestehen. Dies gilt für die Gebiete E Bad Homburg und W Hallgarten und setzt sich nach W in den Soonwald fort. Denn die Bingen-Rüdesheimer Störung entspricht in Stromberg der Überschiebung des Fustenburg-„Antiklinoriums“ auf die Stromberger „Mulde“ (s. MEYER 1970), die keine grundsätzlich verschiedenen Abfolgen enthalten (vgl. ONCKEN 1988: Abb.8). Es besteht deshalb auch kein Grund, die von BEHR & HEINRICH (1987) als Hunsrück-Taunus-Störung bezeichnete Überschiebung zwischen Taunuskamm- und Vordertaunus-Einheit als Grenze zwischen Rhenoherynium und Saxothuringikum aufzufassen oder in der Vordertaunus-Einheit ein Terrane (Definition s. CONEY 1989) zu sehen.

Unser Ergebnis stützt vielmehr die Auffassung von FRANKE (1989: 72), daß die Phyllitzone (bei uns: Vordertaunus-Einheit) eine südliche Fortsetzung des rhenoherynischen Beckens darstellt, die Grenze zum Saxothuringikum also südlich des heute aufgeschlossenen Teils der Phyllitzone des Taunus liegen muß. Die Profildarstellungen von MEYER & STETS (1975: Taf. 1) und ONCKEN (1988: Abb. 9) sind insofern zu ergänzen, als an ihrem Südende, an der Basis der Rochusberg-Schuppe, die ältesten Gesteine – ordovizisch-silurische Metavulkanite – zutage treten.

Danksagung: Für vielfältige Unterstützung danken wir Prof. Dr. STEFAN MEISL (Wiesbaden), Dr. EBERHARD KÜMMERLE (Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden), Dr. KLAUS MEZGER (Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz), STUART MCKERROW (Universität Oxford), HEINZ BLASCHKE (Wasser- und Schifffahrtsdirektion Südwest, Mainz), Dr. EMIL GÖLZ (Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz) und GERHARD WRONOWSKI (Grundbaulaboratorium Trier). Die Altersbestimmung erfolgte mit finanziellen Mitteln der DFG.

5. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.-J. (1987): Entwicklung und Stand der Unterdevon-Stratigraphie im südlichen Taunus. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 81–98, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MASSONE, H.-J., MEISL, S., ONCKEN, O., & WEBER, K. (1990): Southern Taunus Mountains. – In: *Field Guide Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge*. Int. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen–Giessen, Aug.–Sept. 1990, S. 124–148, 17 Abb.; Göttingen–Giessen.
- Bauausführende Firmen unter Mitarbeit der Wasser- und Schifffahrtsdirektionen Südwest und West (1977): Ausbau des Rheins zwischen Neuburgweier/Lauterburg und der deutsch/niederländischen Grenze. 28 S., 62 Abb., 6 Tab.; o.O.
- BEHR, H. J., & HEINRICHS, 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. – *Tectonophysics*, **142**: 173–202, 12 Abb.; Amsterdam.
- CONEY, P. J. (1989): Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. – *J. struct. Geol.*, **11**: 107–125, 8 Abb.; Oxford.
- DUMONT, A. (1848): Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. – 613 S.; Bruxelles.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. – *Spec. Paper geol. Soc. Am.*, **230**: 67–90, 7 Abb.; Boulder, Colo.
- GALE, N. H. (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, 2 Abb., 3 Tab.; London.
- GEIB, K. (1914): Beiträge zur Geologie von Stromberg und Umgebung. – In: *Führer in die Natur der Umgegend Strombergs*. *Jb. rhein. Provinzial-Lehrerverein Naturkde.*, **2**: 3–48; Kreuznach.
- GERTH, H. (1910): Gebirgsbau und Fazies im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Rdsch.*, **1**: 82–96, 2 Abb.; Leipzig.
- GOSSELET, J. (1890): Deux excursions dans le Hundsrück et le Taunus. – *Ann. Soc. géol. du Nord*, 1889–1890, **17**: 300–342; Lille.
- JUNG, H. (1955): Zur Tektonik des Devons im Rheingaugebirge im Rheindurchbruch bei Bingen-Rüdesheim. – *Geol. Rdsch.*, **44**: 223–265, 25 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- KIENOW, S. (1934): Die Innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. – *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1933*, **54**: 58–95, 15 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. – *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie*, **22**: 2–6 u. 62–67, 9 Abb.; Hamburg.
- (1970): Nachweis von Oberdevon in der Schwespat-Grube Eisen (Saargebiet) und die Folgerungen für die Paläogeographie und Lagerstättenkunde des linksrheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1970**: 465–480, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- KÜMMERLE, E. (1982): Beobachtungen zur Tektonik im Rheingau. – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 101–115, 1 Abb.; Wiesbaden.
- LEPPLA, A. (1900): Ueber meine Aufnahmen im westlichen Rheingau (Bl. Rüdesheim und Pressberg). – *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad. f. 1899*, **20**: LXXXVI–LXXXIV; Berlin.
- (1903): *Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst.*, Lfg. 111, Bl. Pressberg; Berlin.
- (1904): *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst.*, Lfg. 111, Bl. Preßberg-Rüdesheim, 67 S.; Berlin.
- LEPSIUS, R. (1908): Notizen zur Geologie von Deutschland. – *Notizbl. Ver. Erdkde. großherzogl. geol. Landesanst.*, (**IV**) **29**: 4–34; Darmstadt.
- (1910): *Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten*. 2: Das nördliche und östliche Deutschland. – VI+548 S., 89 Profile, 1 Taf.; Leipzig (Wilhelm Engelmann).
- LOSSEN, C. (1867): Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östli-

- chen Hälfte des Kreises Kreuznach, nebst einleitenden Bemerkungen über das „Taunus-Gebirge“ als geostisches Ganzes. – Z. dt. geol. Ges., 19: 509–700, 2 Taf.; Berlin.
- LOSSEN, K. A. (1885): Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. II. – Jb. kgl. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. **1884**: 525–545, 1 Taf.; Berlin.
- McKERRON, W. S., LAMBERT, R. ST. 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**: 73–80, 2 Abb., 1 Tab.; London.
- MEISL, S. (1990): Metavolcanic rocks in the „Northern Phyllite Zone“ at the southern margin of the Rhenohercynian Belt. – In: Field Guide Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge. Int. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen, Aug.–Sept. 1990: 25–42, 14 Abb.; Göttingen – Giessen.
- MEYER, D. E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Bonn, 307 S., 70 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- MEYER, W., & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. – Z. dt. geol. Ges., **126**: 15–29, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- MICHELS, F. (1930): A. Devon, 17–35. – In: WAGNER, W., & MICHELS, F. (1930b).
- ODIN, G. S. (1985): Remarks on the numerical scale of Ordovician to Devonian times. – In: SNELLING, N. J. (ed.), The Chronology of the Geological Record. Geol. Soc. London, Mem. **10**: 93–98, 1 Abb.; London.
- ODIN, G. S., CURRY, D., GALE, N. H., & KENNEDY, W. J. (1982): The Phanerozoic time scale in 1981. – In: ODIN, G. S. (ed.), Numerical Dating in Stratigraphy, Bd. 2, 957–960, 2 Abb.; Chichester (John Wiley).
- ONCKEN, O. (1988): Geometrie und Kinematik der Taunuskammüberschiebung – Beitrag zur Diskussion des Deckenproblems im südlichen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **77**: 551–575, 14 Abb.; Stuttgart.
- PICHL, K. (1968): Der Rheinausbau am Binger Loch. – Umschau, **68**: 501–502, 1 Abb.; Frankfurt a.M.
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 23–35, 4 Taf.; Wiesbaden.
- SCHLOSSMACHER, K. (1919): Die Sericitgneise des rechtsrheinischen Taunus. – Jb. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1917, **38(1)**: 374–433, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, K. (1976): Das „kaledonische Ereignis“ in Mittel- und Südwesteuropa. – Nova Acta Leopoldina, N.F., **45 (224)**: 381–401, 4 Abb.; Halle/Saale.
- SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S., & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südaunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 67–76, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- 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**, 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- WAGNER, W., & MICHELS, F. (1930): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. [6013] Bingen-Rüdesheim; Darmstadt. [1930a]
- (1930): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. [6013] Bingen-Rüdesheim, 167 S., 3 Taf.; Darmstadt. [1930b]
- WEISS, B. (1993): Geologische Kartierung, Strukturgeologie und Bilanzierung eines Profiles der Soonwald-einheit bei Bingerbrück. – Diplomarbeit Univ. Würzburg, 116 S., 49 Abb., 2 Tab., 5 Beil.; Würzburg.
- WETHERILL (1956): Discordant uranium-lead ages, I. – Trans. am. geophys. Union, **37**: 320–326, 2 Abb.; Washington, D.C.
- WINCHESTER, J. A., & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol., **20**: 325–343, 10 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- YORK, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. – Earth Planet. Sci. Letters, **5**: 320–324, 2 Abb.; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 4. 1. 1994

Anmerkung: Während der Korrektur erhielten wir die Diplomarbeit WEISS (1993). Sie bestätigt im Prinzip den von MICHELS (1930) festgestellten Schuppenbau bei Bingerbrück, der sich demnach E der Nahe im Untergrund von Bingen fortsetzen muß (von uns schematisch im Profil in Abb. 2 angedeutet). Die Annahme von Oberdevon bei Bingerbrück durch die Autorin bedarf jedoch einer Überprüfung, die wir bereits angeregt haben.

Wir danken BARBARA WEISS (Würzburg) für die zeitweilige Überlassung ihrer Diplomarbeit.

Das Verteilungsmuster von Schwermetallen in der Rheinaue des Hessischen Rieds

Von

ULRICH DEHNER*

Abstract: Different soils from a section of the holocene floodplain of the river Rhine in the „Hessisches Ried“ (Upper Rhinegraben) are investigated to the contents of heavy metals (As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn). The aim is to find out the influence of the river Rhine on heavy metal composition in aluvial soils. Further the influence of the dyke-system on heavy metal concentrations in the crosssection of the floodplain is shown.

Kurzfassung: In Böden der holozänen Rheinaue des hessischen Rieds werden die Schwermetallgehalte von As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb und Zn gemessen. Ziel der Untersuchung ist die Ermittlung der Schwermetallverteilung in den Bodenprofilen und im Auenquerschnitt. Weiterhin soll der Einfluß des Deichsystems auf die Schwermetallverteilung in der Aue geklärt werden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	159	159
2. Methodik	160	160
3. Das Untersuchungsgebiet	160	160
4. Die Verteilung der Schwermetalle in typischen Bodenprofilen	164	164
5. Die Verteilung der Schwermetalle im Auenquerschnitt	166	166
6. Zusammenfassung	170	170
7. Schriftenverzeichnis	171	171

1. Einleitung

Sowohl industrielle als auch kommunale Einleitungen haben zu einer Verschmutzung von Rheinwasser und Rheinsedimenten mit Schwermetallen geführt. Dies läßt erwarten, daß auch die Auengebiete durch einen Eintrag von Schadstoffen beeinflußt sind.

Untersuchungen am Niederrhein belegen, daß hier bereits weite Teile der Rheinaue durch einen Eintrag von Schwermetallen belastet sind (SALAMONS, DE GROOT 1979, CLAUSSEN 1983, KÖNIG & KRÄMER 1985, JAPENGA et al. 1990). Über Schwermetallkonzentrationen in den Böden der Auengebiete am nördlichen Oberrhein ist bis jetzt wenig bekannt. Hier liegen nur punktuelle Bodenuntersuchungen vor (MÜLLER & YAHYA 1992, THIEMEYER 1989), die keine allgemeine Aussage über die Belastungssituation der Rheinaue zulassen.

* Dipl.-Geogr. U. DEHNER, Georg August Str. 8, 65195 Wiesbaden.

2. Methodik

Es wurden insgesamt 18 Profile bis in eine Tiefe von 190 cm beprobt. Die Profilsprache erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Arbeitsgruppe Bodenkunde 1982). Die Bodenproben wurden horizontweise entnommen, wobei mächtigere Horizonte in 20-Zentimeter-Abschnitte unterteilt wurden.

Ermittelt wurden die Schwermetallgehalte von Arsen (As), Blei (Pb), Cadmium (Cd), Chrom (Cr), Kupfer (Cu), Nickel (Ni) und Zink (Zn). Die Messung der Schwermetalle erfolgte nach Feinmahlung der Bodenprobe und Königswasseraufschluß mit AAS.

Die Bestimmung von Cadmium wurde mit Deuterium-Kompensation vorgenommen. Arsen wurde nach einem Verfahren des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung mit AAS-Hydridtechnik gemessen.

Nach SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1989) werden mit dem hier angewendeten Verfahren (Mahlung des Probenmaterials und Königswasseraufschluß) mehr als 90 % der Schwermetallgesamtgehalte erfaßt. Die als unlöslicher Rest verbleibenden Minerale, im wesentlichen Quarz und verwitterungsstabile Schwerminerale, enthalten i.d.R. nur noch geringe Schwermetallgehalte lithogenen Ursprungs (BLUME 1990).

Neben den Schwermetallgehalten wurden als bodenkundliche Kenndaten der pH-Wert (KCl), der Gehalt an organischer Substanz, der Carbonatgehalt (nach Scheibler) sowie die Korngrößenverteilung (Köhn'sche Pipettmethode) bestimmt.

3. Das Untersuchungsgebiet

Als Untersuchungsgebiet (vgl. Abb. 1) wurde ein Ausschnitt der holozänen Rheinaue südlich von Gernsheim gewählt, da hier auf engstem Raum ein Großteil der in der nördlichen Oberreinebene vorkommenden Bodenformen repräsentiert ist. Das ca. 7,5 km² große Areal liegt südlich von Gernsheim zwischen dem Rheinufer und der Niederterrasse.

Nach SCHARPFF (1977) kann die holozäne Rheinaue in verschieden alte Mäandersysteme gegliedert werden. Durch die Erstellung der Bodenkarte der nördlichen Oberreinebene (WEIDNER 1990) war es möglich die von SCHARPFF erstellte Gliederung der Rheinaue bei Worms teilweise auf das Untersuchungsgebiet zu übertragen.

Demnach sind im Untersuchungsgebiet fünf verschieden alte Rheinmäandersysteme vertreten, die entsprechend ihrer morphologischen Gestaltung nochmals in Untereinheiten gegliedert werden können (vgl. Abb. 2). Ihre Entstehung reicht vom frühen Holozän bis in die heutige Zeit. Die zeitliche Einordnung der Rheinmäandersysteme ist zur Zeit noch unsicher und nicht in allen Fällen eindeutig geklärt. Sicher datiert ist das jüngste Mäandersystem, da es auf Grund des Buhnenbaus gegen Ende des 19. Jahrhunderts entstanden ist (SPIESS 1951). Bei der zeitlichen Einordnung der anderen Rheinmäandersysteme ergeben sich Hinweise nach SCHARPFF (1977), THIEMEYER (1989a) sowie ZAKOSEK (1962).

Den fünf verschieden alten Mäandersystemen können bestimmte Bodenformen zugeordnet werden (WEIDNER 1990, THIEMEYER 1989a). Vertreten sind Braune Auenböden mit Übergängen bis zum Auengley sowie Auenpelosole und Auentschernoseme.

Grundsätzlich zeigt sich bei allen Bodenprofilen eine Zweigliederung, indem ein Auenlehm einen Auensand überlagert. Örtlich ist die Auenlehmdecke in unterschiedliche Lagen gegliedert. Das Korngrößenspektrum reicht von schluffigen Lehmen in den jüngsten Auenbereichen über schluffig-tonige Lehme, schluffige Tone und stark sandige Lehme in den frühholozänen Mäandersystemen. Die Mächtigkeit der Auenlehmdecke beträgt in Abhängigkeit von der Reliefposition wenige Dezimeter bis zu mehr als zwei Metern. Die größten Mächtigkeiten treten in ehemaligen Flußrinnensystemen auf.

In der Tabelle 1 wird eine Übersicht über die im Untersuchungsgebiet verbreiteten Bodentypen, ihre Entstehungszeit sowie über die wichtigsten bodenkundlichen Merkmale gegeben.

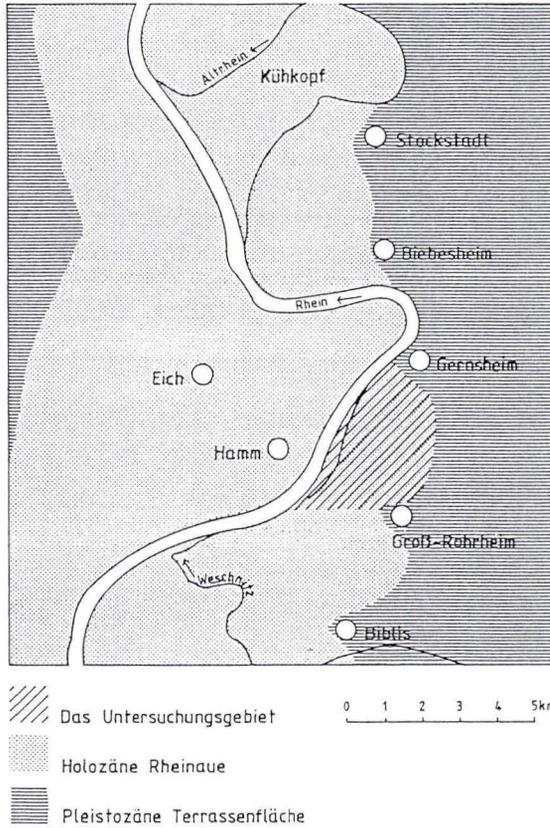
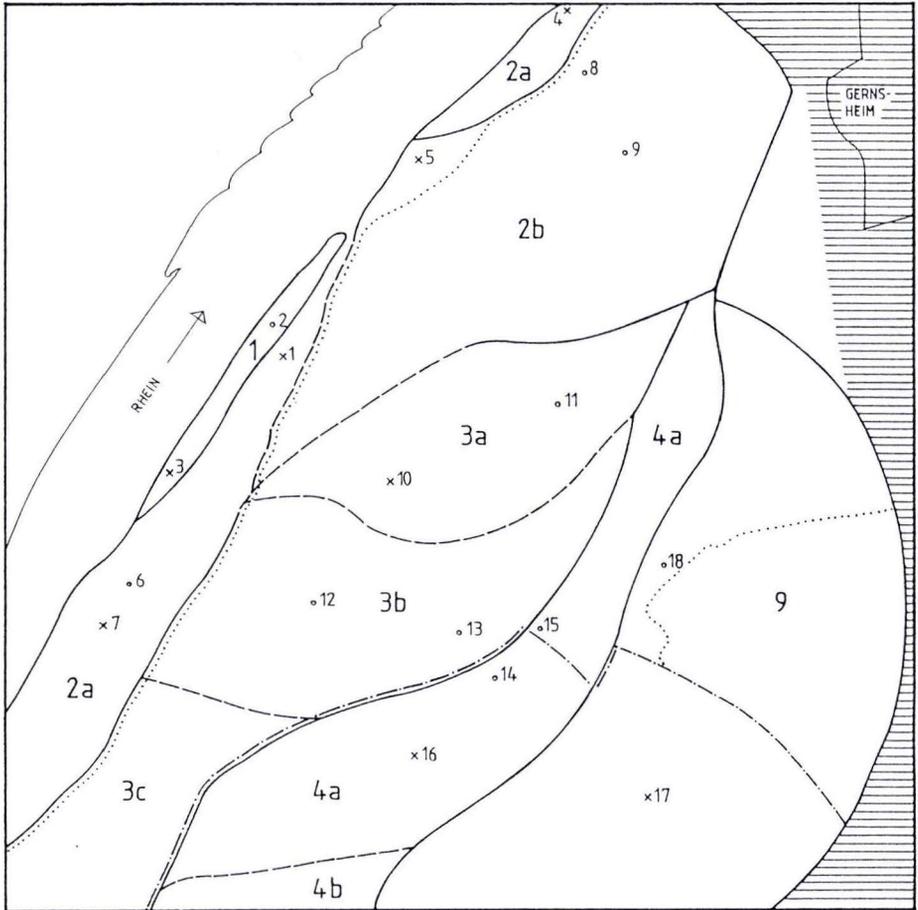


Abb. 1. Das Untersuchungsgebiet.

Neben den bodenkundlichen Einheiten können in der Rheinaue verschiedene Überflutungsbereiche unterschieden werden.

Dies ist ein für die Verteilung von Schwermetallen wichtiger Aspekt, da in den unterschiedlich häufig überfluteten Bereichen mit einem differierenden fluviatilen Schwermetalleintrag zu rechnen ist.

Im Untersuchungsgebiet sind zwei Dammsysteme unterschiedlichen Alters vorhanden (vgl. Abb. 2). Der Bau des Winterdamms geht auf das 17. Jahrhundert zurück. Seine Kronenhöhe liegt bei 91 m ü.NN. (Der Nullpunkt Pegel Gernsheim liegt bei 82,386 m). Die Errichtung des Sommerdamms in Rheinnähe erfolgte erst ab dem 18. bis ins 19. Jahrhundert. Er sollte die landwirtschaftlich genutzten Wiesen sowie die damals vorhandenen Lehmgruben vor sommerlichen Hochwassern schützen. Seine Dammkrone liegt zwischen 89,5 und 90,5 m ü.NN.



- 1-9 Mändersysteme
 1-18 Beprobungspunkte
 x Aufgrabung
 o Bohrung
 — Mändersystem-Grenzen
 - - - unsichere Grenzen
 Sommerdeich
 - - - Winterdeich
 ||| Pleistozäne Terrassenfläche

1km

Abb. 2. Lage der Beprobungspunkte, Gliederung der Rheinaue.

Tab. 1. Übersicht über die Mändersysteme des Rheins, deren zeitliche Einordnung sowie verbreitete Bodentypen und deren Eigenschaften

Ms. Nr.	verbreitete Bodentypen	Beginn der Entstehung in Jahren vor heute	Datierungshinweis	vorherrschende Bodenart	Carbonatgehalt des Auenlehms im Untersuchungsgebiet	Gehalt org.C des Auenlehms im Untersuchungsgebiet	pH-Wert (KCl) des Auenlehms im Untersuchungsgebiet
1	Braune Auenböden mit Übergängen bis zum Auengley	90-100	Buhnenbau gegen Ende des 19. Jh. (SPIESS 1951)	Lu-Ltu	16-29 %	1,1-4,5 %	7,1-7,6
2	Braune Auenböden mit Übergängen bis zum Auengley	1500	römische Hafenanlage im Steiner Wald (THIEMEYER 1989a)	Lu-Ltu	17-22%	1,1-3,6 %	7,4-7,6
3	Braune Auenböden mit Übergängen bis zum Auengley, örtlich Auenpelosole -(Braune Auenböden)	2500	Pollenanalyse in verlandetem Altlauf (SCHARPFF 1977)	Lu-Ltu	18-20 %	0,6-3,3 %	7,3
4	Auenpelosole mit Übergängen bis zum Auengley	ca. 3800	neolithischer Grabfund (SCHARPFF 1977)	Tu, Lt, Ltu	0,4-4,0 %	3,0-4,4 %	7,0-7,2
5	Graue Auentschernoseme, Auenparabraunerden	8000-9000	klimatische Deutung der Bodenbildung (ZAKOSEK 1962)	Ls4	0,1-1,2 %	0,5-1,7 %	7,0-7,3

4. Die Verteilung der Schwermetalle in typischen Bodenprofilen

Im folgenden werden die Tiefenverteilungen von Schwermetallen in typischen Bodenprofilen vorgestellt. Die Betrachtung erfolgt von den jüngeren zu den älteren Auenbereichen.

Abb. 3 zeigt die Verteilung von Schwermetallen im jüngsten Mäandersystem des Rheins. Deutlich zeichnet sich ein Anstieg der Schwermetallgehalte im Profilbereich zwischen 30 und 80 cm ab. Verbunden ist dies mit einer Zunahme des Tongehaltes innerhalb des M-Horizontes von 24,2 auf 35,2 %.

Am auffälligsten sind die Konzentrationsanstiege bei den Schwermetallen Blei, Chrom, Zink und Cadmium ausgeprägt. Nickel, Kupfer und Arsen sind dagegen gleichmäßiger verteilt.

Da die Bereiche zwischen den Bühnen jährlich mindestens einmal überflutet werden, kann davon ausgegangen werden, daß innerhalb des Bodenprofils eine nahezu lückenlose Abfolge der Sedimente seit dem Bühnenbau vorhanden ist. Die Verteilung der Schwermetalle spiegelt somit eine Abfolge unterschiedlich hoch belasteter Rheinsedimente vom Ende des 19. Jahrhunderts bis in die heutige Zeit wider. Eine exakte zeitliche Einordnung der einzelnen Sedimentations- und somit Belastungsphasen ist mangels genauerer Datierung nicht möglich. Es können jedoch Parallelen zu den Untersuchungen von MÜLLER (1988) gezogen werden, der durch den Vergleich von Schwermetallgehalten in Sedimentproben aus den 70er und 80er Jahren eine deutliche Verminderung der Sedimentbelastung feststellen konnte. Innerhalb des vorgestellten Profils zeigt sich eine ähnliche Tendenz, da die oberen, jüngeren Profilbereiche geringere Schwermetallgehalte aufweisen als tiefer gelegene Profilabschnitte.

Ein Großteil der Fläche vom Mäandersystem 2 befindet sich im Untersuchungsgebiet vor dem Sommerdamm. Abb. 4 zeigt die Schwermetallverteilung in einer weitverbreiteten Bodenform.

Deutlich wird eine Anreicherung der Schwermetalle im Oberboden, wobei die Verteilungskurven von Blei, Kupfer, Nickel, Chrom und Zink nahezu parallel verlaufen.

Arsen ist im Gegensatz zu den anderen Schwermetallen relativ gleichmäßig im Profil verteilt.

Die erhöhte Konzentration der Schwermetalle im Oberboden steht in Verbindung mit einem Anstieg des Tongehaltes im rAp-Horizont (35,7 % gegenüber 30,5 %). Offenbar kommt dies dadurch zustande, daß bei Hochwasser die feinkörnigen Sedimentanteile durch den dichten Pflanzenbewuchs ausgekämmt und somit zur Ablagerung gebracht werden.

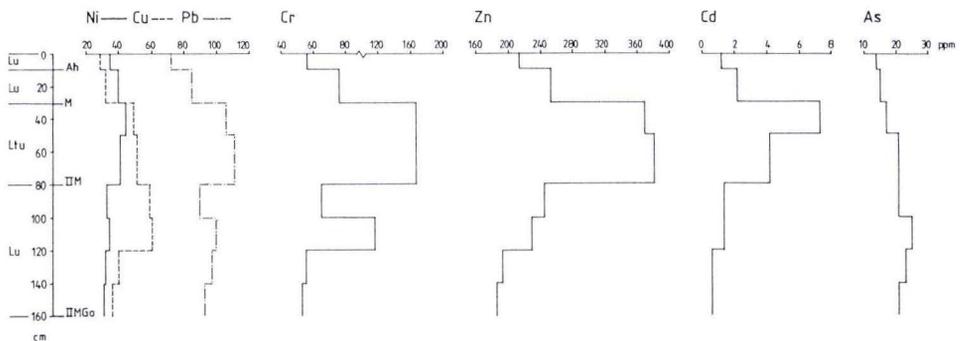


Abb. 3. Tiefenverteilung der Schwermetalle in einem Braunen Auenboden aus schluffigem bis schluffig-tonigem Auenlehm (Beprobungspunkt 3, R: 346058, H: 551256).

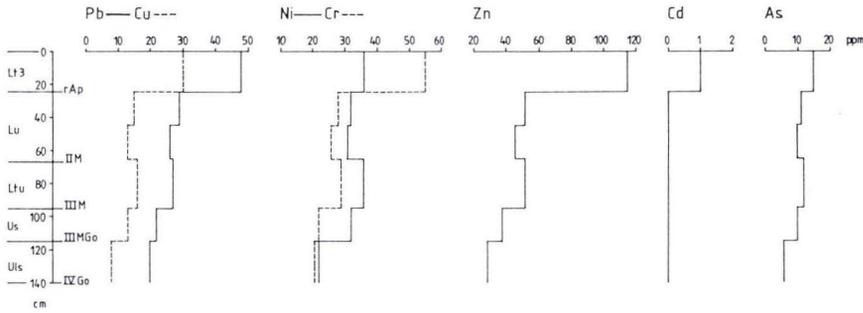


Abb. 4. Tiefenverteilung der Schwermetalle eines Braunen Auenbodens aus schluffigem bis schluffig-tonigem Auenlehm über Auensand (Beprobungspunkt 5, R: 346124, H: 551201).

Ein weniger differenziertes Bild zeigt die Tiefenverteilung der Schwermetalle in Abb. 5, einem Auenpelosol-(Brauner) Auenboden aus verschiedenen Auenlehmen über Auensand, welcher hinter dem Sommerdeich und somit außerhalb der regelmäßig überfluteten Auenzone liegt. Nur die Schwermetalle Blei, Kupfer und Cadmium sind geringfügig im Oberboden angereichert, wohingegen Nickel und Chrom in unteren Profiltteilen höher konzentriert sind.

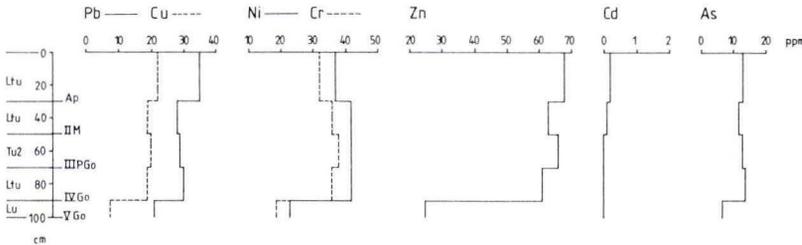


Abb. 5. Tiefenverteilung der Schwermetalle in einem Auenpelosol – (Brauner) Auenboden aus verschiedenen Hochflutlehmen über Auensand (Beprobungspunkt 10, R: 346138, H: 551093).

In dem hinter dem Winterdamm gelegenen Auenpelosol-Auengley (vgl. Abb. 6) wird eine deutliche Schichtung erkennbar. Auffällig heben sich die Schwermetallgehalte des stark tonigen Auenlehms (63 % Tongehalt) von den sandigen Profiltteilen ab. Arsen tritt relativ zu den anderen Profilen in hohen Konzentrationen auf.

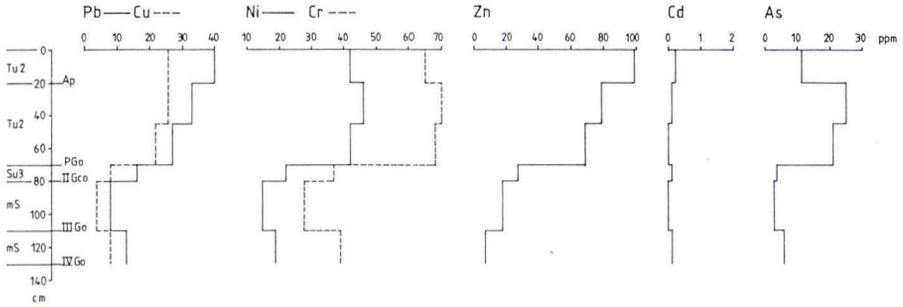


Abb. 6. Auenpelosol-Auengley aus schluffigem Ton über Rheinweiß über Auensand (Beprobungspunkt 16, R: 346152, H: 550988).

Der Graue Auentschernosem (vgl. Abb. 7) liegt ebenfalls hinter dem Winterdamm, also außerhalb des rezenten Überflutungsbereiches des Rheins. Hier nehmen abgesehen von Nickel und Chrom die Schwermetallgehalte mit zunehmender Tiefe ab.

5. Die Verteilung der Schwermetalle im Auenquerschnitt

Einen Überblick über die Verteilung der Schwermetalle im Auenquerschnitt gibt Abb. 8, in der die Ergebnisse von 18 Beprobungspunkten aufgenommen wurden (Lage der Beprobungspunkte im Untersuchungsgebiet vgl. Abb. 2).

Abb. 8 ist in zwei Abschnitte unterteilt. Der untere Abschnitt enthält Angaben über die topographische Lage der Beprobungspunkte (Entfernung zum Rhein, Höhenlage über NN), ihre Einordnung in die Mäandersysteme des Rheins sowie die Höhe der Rheinwasserstände. Der Sommerdamm ist ebenfalls entsprechend seiner Höhenlage eingezeichnet.

Der Winterdamm wurde nicht in die Darstellung aufgenommen. Da er im Untersuchungsgebiet nicht parallel zum Rhein verläuft, befinden sich die Punkte 15 und 18 vor und die Punkte 16 und 17 hinter dem Winterdamm.

Bei der Aneinanderreihung der Beprobungspunkte ist zu beachten, daß diese nicht in einer Linie liegen (vgl. Abb. 2), d.h. es handelt sich um eine künstlich erstellte Morphologie.

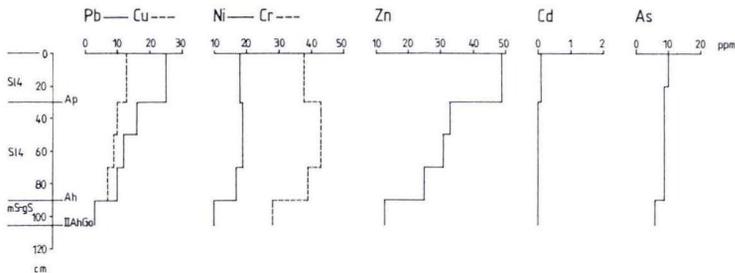


Abb. 7. Tiefenverteilung von Schwermetallen in einem Grauen Auentschernosem aus stark sandigem Auenlehm über Auensand (R: 346228, H: 550988).

Die Berechnung der Rheinwasserstände erfolgte nach Auswertung der Wasserstandsdaten der Jahre 1981–1990 des Pegels Gernsheim.

Der zweite Teil von Abb. 8 enthält Angaben über die Schwermetallgehalte der einzelnen Beprobungspunkte, wobei die Konzentrationen des Oberbodens (Ah- und Ap-Horizonte) und des Unterbodens (M-, Go-, PGo-, und Ah-Horizonte) angegeben sind. Zur Berechnung der Unterbodengehalte wurde der Mittelwert aus den beiden Proben innerhalb von 40 cm unterhalb des Oberbodens herangezogen. Dadurch war ein Vergleich von gering mächtigen und tiefgründigen Profilen möglich.

Durch die Darstellung der Rheinwasserstände soll zunächst die Rolle des Rheins als Verursacher von Schwermetalleinträgen in die Aue erläutert werden.

Normalerweise würden bei mittlerem Hochwasserstand (MHW) weite Teile der Rheinaue überflutet. Doch durch den Sommerdamm werden große Auengebiete vor regelmäßigen Überschwemmungen geschützt. So wird bei mittlerem Hochwasserstand nur noch ein ca. 200 bis 300 m breiter Streifen zwischen Sommerdamm und Rheinufer überflutet. Die Gebiete hinter dem Sommerdamm werden nur noch bei größeren Hochwasserereignissen (ab ca. 7 m Pegel Gernsheim) überschwemmt. Dies war im Untersuchungsgebiet innerhalb der Jahre 1980 bis 1990 zweimal der Fall. Daraus geht hervor, daß seit dem 19. Jahrhundert ein Eintrag von möglicherweise belasteten Rheinsedimenten nur in eng begrenzten Auenbereichen stattfindet. Da die Gebiete hinter dem Sommerdamm vom Rhein nur selten überschwemmt werden, hat der Rhein hier wahrscheinlich nur eine geringe Bedeutung für den Eintrag von Schwermetallen. Hinter dem Sommerdamm ist somit in erster Linie mit einem Eintrag von Schwermetallen über die Atmosphäre und die Landwirtschaft zu rechnen.

Als Konsequenz aus den Überflutungshäufigkeiten ergibt sich der Verlauf der Kurven für die Schwermetallgehalte im Untersuchungsgebiet. Tendenziell treten bei allen Schwermetallen die Maximumgehalte vor dem Sommerdamm auf. Ferner sind zwischen den einzelnen Beprobungspunkten z.T. deutliche Unterschiede vorhanden. Hier macht sich die unterschiedliche Überflutungssituation durch den Rhein bemerkbar, so daß hauptsächlich tiefer gelegene Geländeteile wie z.B. der Rheinaltarm höher belastet sind, da sich hier unter lakustrischen Bedingungen die feinkörnigen, höher belasteten Sedimentanteile absetzen können.

Hinter dem Sommerdamm sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Beprobungspunkten geringer. Die Kurven der Ober- und Unterbodengehalte haben i.d.R. einen ausgeglicheneren Verlauf. Der Winterdamm scheint auf die Schwermetallgehalte in den Böden keinen oder nur einen sehr geringen Einfluß zu haben. Zwischen vergleichbaren Punkten (14, 15 und 16 sowie 17 und 18) bestehen keine signifikanten Unterschiede.

Nicht alle Schwermetalle zeigen das gleiche Verteilungsmuster. Arsen und Nickel sind im Auenquerschnitt relativ gleichmäßig verteilt, wohingegen die anderen Schwermetalle deutliche Maxima in den Böden vor dem Sommerdamm aufweisen.

Die einzelnen Schwermetalle:

Die Oberbodengehalte von **Cadmium** (Cd) vor dem Sommerdamm schwanken zwischen 1,0 und 2,5 ppm. Der Mittelwert beträgt 1.6 ppm. Die Maxima der Unterböden dagegen liegen zwischen 7 und 10 ppm. Hier kommt die bereits in Kap. 4 beschriebene Belastungssituation der jüngsten Bereiche der Rheinaue zum Ausdruck.

Hinter dem Sommerdamm sinken die Gehalte im Oberboden auf Werte zwischen 0,1 und 0,3 ppm. Die durchschnittlichen Cadmiumkonzentrationen in den Unterböden bleiben unter der Nachweisgrenze.

Arsen (As) ist im Auenquerschnitt relativ gleichmäßig verteilt. Dies drückt sich auch in dem Vergleich der Mittelwerte für die Oberbodengehalte aus. Sie erreichen vor dem Sommerdamm 14.8 ppm, dahinter 14.0 ppm. Die höchsten Werte wurden im Unterboden von Profil 16 gemessen, welches hinter dem Winterdamm lokalisiert ist. Somit spielt der Rhein für den Eintrag von Arsen in die Aue vermutlich keine bedeutende Rolle.

Nickel (Ni), das ein ähnliches Verteilungsmuster wie Arsen zeigt, tritt in den Oberböden vor dem Sommerdamm in Konzentrationen zwischen 35 und 48 ppm auf. Der mittlere Gehalt liegt bei 39,5 ppm. In den Oberböden hinter dem Sommerdamm sind die Gehalte mit durchschnittlich 35,4 ppm etwas niedriger.

Kupfer (Cu), mit einem ausgeprägten Maximum im Profil 2, hat in den Oberböden vor dem Sommerdamm eine durchschnittliche Konzentration von 32.4 ppm. Hinter dem Sommerdamm sind nur geringe Unterschiede zwischen den Gehalten im Oberboden und im Unterboden vorhanden. Der Mittelwert für die Oberbodengehalte beläuft sich auf 20.3 ppm.

Die Konzentrationen von **Blei (Pb)** sind vor dem Sommerdamm deutlichen Schwankungen unterworfen. Die Oberbodengehalte bewegen sich zwischen 48 ppm (Profil 5) und 93 ppm (Profil 7). Im Mittel betragen sie 72.6 ppm. Hinter dem Sommerdamm haben sowohl Unterboden- als auch Oberbodengehalte einen nahezu parallelen Verlauf. Die Gehalte des Oberbodens liegen geringfügig über denen des Unterbodens, im Mittel bei 34 ppm.

Bei **Chrom (Cr)** tritt die Rolle des Rheins als Belastungsquelle noch deutlicher in Erscheinung als bei Blei. Die Maxima im Unterboden von Profil 2 erreichen Werte von mehr als 200 ppm. Der durchschnittliche Gehalt der Oberböden beträgt vor dem Sommerdamm 76 ppm, hinter dem Sommerdamm 45.8 ppm. Anders als bei den bis jetzt betrachteten Schwermetallen treten auch hinter dem Sommerdamm deutliche Schwankungen auf. So zeigen die Profile 14 bis 16 von Mäandersystem 4 eine deutliche Zunahme der Chromgehalte und das sowohl im Unter- als auch im Oberboden.

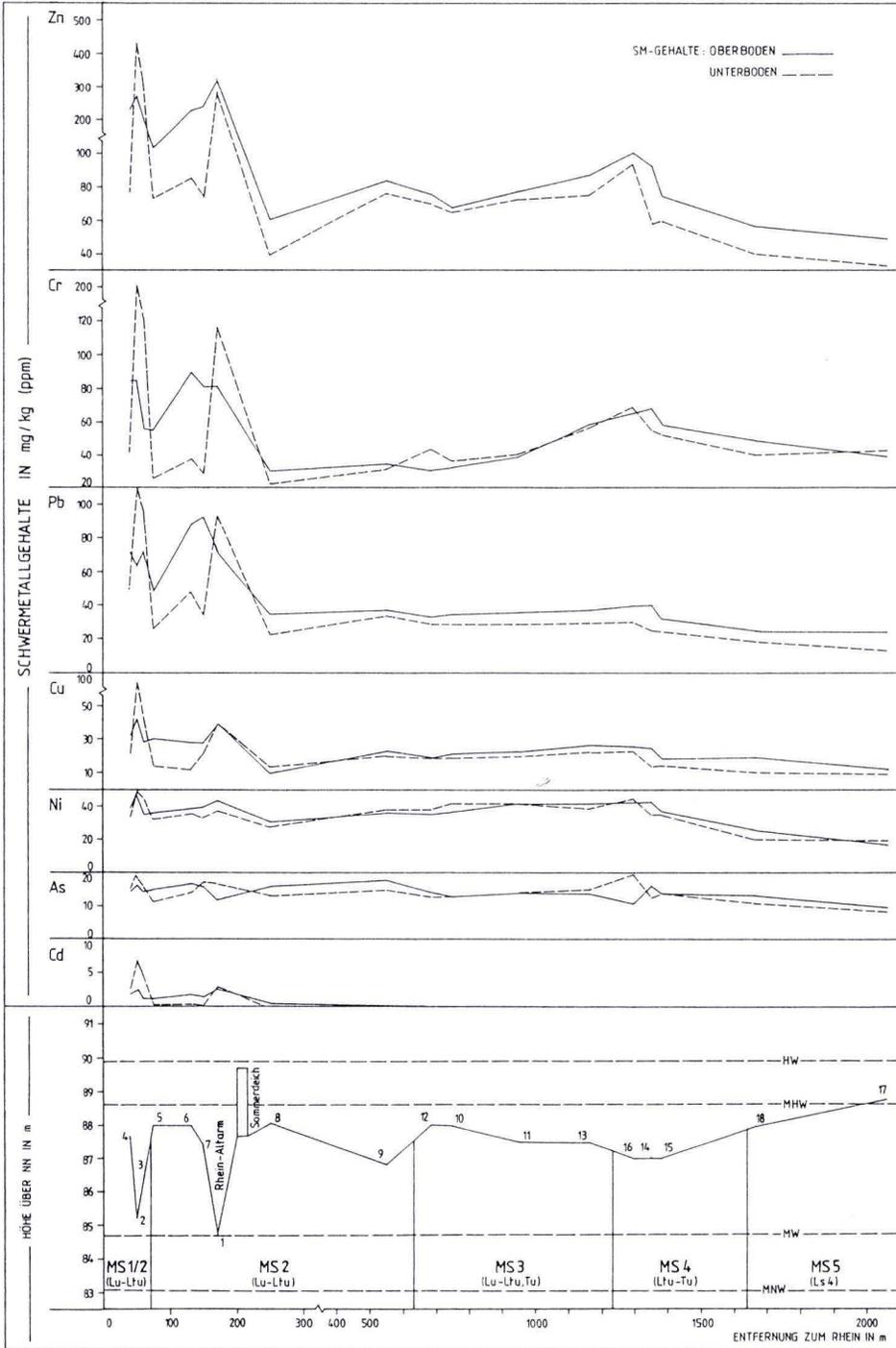
Zink (Zn) ist das in der Rheinaue am höchsten konzentrierte Schwermetall. Der Einfluß des Rheins tritt hier sehr deutlich in Erscheinung. Vor dem Sommerdamm liegt die durchschnittliche Konzentration im Oberboden bei 232.4 ppm, dahinter bei 75.3 ppm, d.h. Zink ist vor dem Sommerdamm dreimal höher konzentriert. Die Zinkgehalte des Ober- und Unterbodens zeigen wie die Chromgehalte auch hinter dem Sommerdamm größere Schwankungen. Auch hier werden die höchsten Werte in Mäandersystem 4 erreicht.

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, daß die verschiedenen Schwermetalle in unterschiedlichem Maße durch den Rhein eingetragen werden. Durch den Vergleich von Schwermetallkonzentrationen vor und hinter dem Sommerdamm können v.a. Blei, Cadmium, Chrom und Zink als durch den Rhein abgelagerte Schwermetalle angesprochen werden.

Abb. 8. Schwermetallgehalte in der Rheinaue zwischen Rheinkilometer 457.5 und 461.5 in Abhängigkeit zur Höhenlage, Entfernung zum Rhein zur Überflutungssituation. ►

MS	=	Mäandersystem
HW	=	höchster Wasserstand innerhalb der Jahre 1981–1990
MHW	=	Mittlerer Hochwasserstand der Jahre 1981–1990
MW	=	Mittlerer Wasserstand der Jahre 1981–1990
MNW	=	Mittlerer Niedrigwasserstand der Jahre 1981–1990

(Die Punkte 1–18 liegen nicht auf einer Linie, die Punkte 14, 16 und 18 liegen hinter dem Winterdamm).



Kupfer hat zwar auch vor dem Sommerdamm ein Maximum, die Unterschiede zu den Konzentrationen hinter dem Sommerdamm sind jedoch weniger deutlich. Die Arsen- und Nickelgehalte sind im Gegensatz zu den anderen Schwermetallen in geringem Maße durch den Rhein verursacht.

Die Ursachen für den unterschiedlichen Einfluß des Rheins auf den Schwermetalleintrag in die Aue können durch die verschiedenen Schwermetalltransportmengen und die Transportart erklärt werden (vgl. MALLE 1985, 1988, 1990, Deutsche Kommission zur Reinhaltung des Rheins 1989).

Nach MALLE (1990) werden die Schwermetalle Blei und Chrom vorwiegend an Feststoffe gebunden, d.h. mit dem Schwebstoff, transportiert. Dies hat zur Konsequenz, daß bei Hochwasser insbesondere diese Metalle in der Aue sedimentiert werden können.

Arsen und insbesondere Nickel liegen dagegen hauptsächlich in Lösung vor und werden somit kaum in der Aue abgelagert.

Zink, welches zwar auch hauptsächlich in Lösung vorkommt, ist jedoch in so großen Mengen im Rhein vorhanden, daß es zu einer hohen Belastung der Auengebiete beiträgt.

Cadmium ist hinsichtlich seiner Transportmenge mit den anderen Schwermetallen nicht vergleichbar (vgl. Deutsche Kommission zur Reinhaltung des Rheins 1989), da es in wesentlich geringeren Mengen im Rheinwasser vorhanden ist. Da es aber trotzdem in besonders hohen Konzentration ausschließlich vor dem Sommerdamm auftritt, kann es als das Indikatorelement für den fluviatilen Schwermetalleintrag angesehen werden.

6. Zusammenfassung

Die vorliegende Untersuchung zeigt, daß die Verteilung der Schwermetalle in der Rheinaue weniger durch das unterschiedliche Verteilungsmuster der Bodenformen als durch die unterschiedliche Überflutungssituation beeinflusst wird. Demnach kann als die Grenze für einen fluviatilen Schwermetalleintrag der Sommerdamm angesehen werden.

Da das Dammsystem in ähnlicher Ausprägung im gesamten hessischen Ried vorhanden ist, kann diese Aussage als charakteristisch für die gesamte nördliche Oberrheinebene angesehen werden. Für die oberrheinische Tiefebene wird dieser Befund tendenziell durch MÜLLER & YAHYA (1992) bestätigt. An einem Nebenfluß des Rheins in den Niederlanden konnten JAPENGA et al. (1990) einen ähnlichen Einfluß des Dammsystems auf die Schwermetallverteilung im Auenquerschnitt feststellen.

Hinter dem Sommerdamm ist v.a. mit einem Eintrag von Schwermetallen durch die Landwirtschaft bzw. durch atmosphärische Deposition zu rechnen. Da zwischen Beprobungspunkten vor und hinter dem Winterdamm nur geringe Konzentrationsunterschiede auftreten, scheint dieser auf die Verteilung von Schwermetallen nur einen unwesentlichen Einfluß zu haben.

Vor dem Sommerdamm können hochbelastete Bereiche in Rheinaltarmen, ehemaligen Flußrinnen sowie v.a. zwischen den Bühnen erwartet werden. Hinter dem Sommerdamm sind die Schwankungen der Schwermetallgehalte geringer.

Nicht alle Schwermetalle werden im gleichen Maße durch den Rhein eingetragen. Dies wird durch den Vergleich von Schwermetallgehalten vor und hinter dem Sommerdamm deutlich. Vor allem Cadmium, Zink und Chrom können als durch die Rheinverschmutzung verursachte Schwermetalle angegeben werden. Nickel und Arsen dagegen werden nur in geringem Maße durch den Rhein in die Aue eingetragen.

7. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsgruppe Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 331 S., 19 Abb., 98 Tab. 1 Beil.; Hannover (Schweizerbarth).
- BLUME, H.P. (Hrsg.) (1990): Handbuch des Bodenschutzes. – 686 S., div. Abb., div. Tab.; Landsberg/Lech (Ecomed).
- CLAUSSEN, T. (1983): Überschwemmungsgebiet des Niederrheins schwermetallverunreinigt. – Wasser und Boden, **35**: 536–538, Hamburg–Berlin.
- Deutsche Kommission zur Reinhaltung des Rheins (1991): Rheinbericht 1990; Düsseldorf (P & W Druck und Verlag GmbH).
- JAPENGA, J., ZSCHUPPE, K.H., DE GROOT, A.J., & SALAMONS, W. (1990): Heavy metals and their micropollutants in floodplains of the river Waal, a distributary of the river Rhine, 1958–1981. – Netherlands Journal of Agricultural Science, **38**: 381–397, 10 Abb., 6 Tab.
- KÖNIG, W. & KRÄMER, F. (1985): Schwermetallbelastung von Böden und Kulturpflanzen in Nordrhein-Westfalen. – Schriftenreihe der LÖLF, **10**, 160 S., 34 Abb., 63 Tab.; Recklinghausen.
- MALLE, K.H. (1985): Metallgehalt und Schwebstoffgehalt im Rhein II. – Zeitschr. f. Wasser- und Abwasserforsch., **18**: 207–209, 1 Abb., 4 Tab.; Weinheim.
- (1988): Die Bedeutung der Hintergrundbelastung bei der Bilanzierung der Metallfrachten im Rhein. – Zeitschr. f. Wasser- und Abwasserforsch., **21**: 20, 2 Tab.; Weinheim.
- (1990): Metallgehalt und Schwebstoffgehalt im Rhein III. Zeitschr. f. Wasser- und Abwasserforsch., **23**: 204–208, 2 Abb., 8 Tab.; Weinheim.
- MÜLLER, G. (1988): Die Schwermetallbelastung größerer Flüsse in der Bundesrepublik Deutschland und des Bodensees: Ausmaß und zeitliche Entwicklung. – In: Gefährdung und Schutz von Gewässern, Tagung über Umweltforschung an der Universität Hohenheim, S. 19–34, 2 Abb., 11 Tab.; Stuttgart.
- & YAHYA, A. (1992): Schadstoffbelastung in Böden von Hochwasserüberflutungsflächen des Rheins, Literaturstudie und Zusammenstellung vorhandener Untersuchungen im Auftrag des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz. – 144 S., 45 Abb., 21 Tab.; Mainz.
- SALAMONS, W., DE GROOT, A.J. (1978): Pollution history of Trace Metals in Sediment, as effected by the Rhine river. – Environmental Biogeochemistry, **1**: 149–162, 5 Abb., 3 Tab.
- SCHARPF, H.J. (1977): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 6316 Worms. – 282. S., 42 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1989): Lehrbuch der Bodenkunde. – 491 S., 220 Abb., 102 Tab., 1 Taf.; Stuttgart (Enke).
- SPIESS, K. (1951): Ausbau des Rheines vom Bodensee bis zum Main. – In: Wasser- und Schifffahrtsdirektion Duisburg (Hrsg.): Der Rhein; Duisburg (Rhein-Verlagsgesellschaft mbH).
- THIEMEYER, H. (1989): Schwermetallgehalte von typischen Böden einer Toposequenz im Hessischen Ried. – Geoökodynamik, **10**; 47–63, 8 Abb., 1 Tab., 11 Prof.; Bensheim.
- (1989a): Aufbau und Eigenschaften typischer Böden im Hessischen Ried. – Geol. Jahrbuch Hessen **117**: 217–236, 4 Abb., 7 Tab., 6 Prof.; Wiesbaden.
- WEIDNER, E. (1990): Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1: 50 000; Wiesbaden (Hess. Landesamt f. Bodenforschung).
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenöden im nördlichen Oberrheintal. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, 46 S. 1 Abb., 19 Tab.; Wiesbaden.

Podsole im Buntsandstein-Odenwald

Von

KARL-HEINZ EMMERICH*

Kurzfassung: Im Buntsandstein-Odenwald findet man kleinräumige Vergesellschaftungen von Podsolen und Braunerden. Podsole treten auf Standorten auf, auf denen die jüngst dryaszeitliche Hauptlage von einer jüngeren Sedimentdecke überlagert wird. Diese sog. Oberlage ist auf menschliche Eingriffe (Hackwaldwirtschaft) zurückzuführen. Sie ist somit frühestens im ausgehenden Mittelalter entstanden. Daraus folgt, daß sich auch die Podsole, mit zum Teil mächtigen Ortsteinhorizonten, erst in relativ kurzer Zeit (< 700 Jahre) im Postmittelalter gebildet haben.

Abstract: In the „Buntsandstein Odenwald (Triassic Bunter Sandstone)“ which is part of the German scarplands a typical soil pattern mainly composed by Podzols and Braunerden can be found. The Podzols are regularly developed on sites where the upper debris layer from Younger Dryas (Hauptlage) is covered by a Holocene sediment layer (Oberlage). This material originates from medieval agriculture, so that the Podzols must have developed in a relatively short period of about 700 years.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	173
2. Räumliche Verteilung der Böden	173
3. Ausgangsmaterial der Bodenbildung	175
4. Eigenschaften und Alter der Böden	177
5. Schriftenverzeichnis	178
Anhang	179

1. Einleitung

Bei der bodenkundlichen Aufnahme des Buntsandstein-Odenwalds im Rahmen der hessischen Übersichtskarte 1 : 200000 wurden im Odenwald häufig kleinräumige Vergesellschaftungen von Braunerden mit stark ausgeprägten Podsolen gefunden, die teilweise mächtige Ortsteinhorizonte besitzen.

Zur Klärung der Steuerungsursachen dieses Bodenmosaiks von Braunerden und Podsolen, wurden u.a. drei typische Catenen intensiver untersucht.

2. Räumliche Verteilung der Böden

Im allgemeinen werden hohe Niederschläge bei niedrigen Jahresmitteltemperaturen und gut durchlässiges, saures Gestein für die Entstehung von Podsolen verantwortlich gemacht. Diese Bedingungen sind im Buntsandstein-Odenwald auf Grund der Gesteinsverhältnisse und einem

* Dr. K.-H. EMMERICH, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden.



Podsole, Braunerde-Podsole, Podsol-Braunerden
Oberlage über Hauptlage (> 100 cm) über Basislage

Braunerden, podsolierte Braunerden, Podsol-Braunerden
Hauptlage (30–60 cm) über Basislage

Braunerden-Parabraunerden
Hauptlage über Mittellage über Basislage

Pseudogley
Hauptlage über Mittellage über Basislage

Kolluvium

Auengley

sommerkühlen ozeanisch-feuchtem Klima mit 900 bis 1100 mm Jahresniederschlag und einer Jahresmitteltemperatur von 7 bis 8°C gegeben (KALB & VENT-SCHMIDT 1981). Trotzdem treten echte Podsole flächenmäßig nur untergeordnet auf. Es dominieren Braunerden, die mehr oder weniger stark podsoliert sind.

In den meisten Fällen können Unterschiede im anstehenden Buntsandstein nicht für die Abfolge von Braunerde zu Podsol verantwortlich gemacht werden. Auch mikroklimatische Einflüsse sind scheinbar nicht ursächlich für die verschiedenartigen Bodenbildungen, da Podsole und Braunerden bei gleicher Exposition, Höhe und Hangneigung nebeneinander vorkommen.

Podsol-Braunerde-Catena findet man fast ausschließlich auf süd- bis westexponierten Hängen, hier sind sie auf die Oberhänge und Kuppenbereiche beschränkt. Auf mehr oder weniger stark ausgeprägten Rücken ziehen die Podsole bis in die Mittelhänge hinunter. Auf den übrigen Hangbereichen dominieren Braunerden. Die Untergrenze der Verbreitung der Podsole liegt bei ca. 400 m ü.NN (vgl. Abb. 1).

3. Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Auffällig ist, daß die Solummächtigkeit der Podsole meist bei einem Meter und mehr liegt, während die Braunerden die für diese Mittelgebirgslagen typische Solummächtigkeit von 50 bis 70 cm aufweisen.

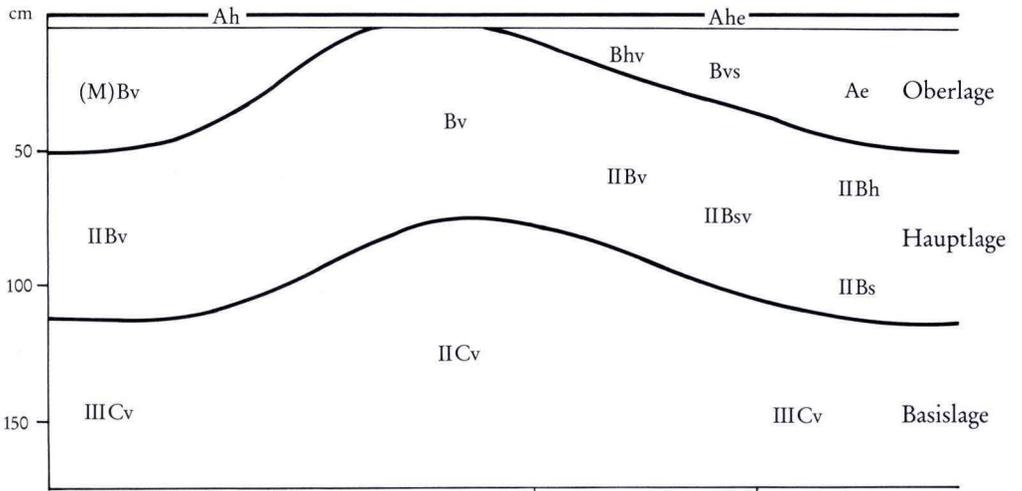
Deutliche Unterschiede zeigen sich in der Zusammensetzung der Korngrößen. Die Braunerden weisen immer einen höheren Schluff- und Tongehalt auf als die Podsole. Nach FRIED (1984) treten im Odenwald Podsole dort auf, wo das Sand-/Schluffverhältnis 6:1 überschreitet. Dies bestätigt sich in allen untersuchten Profilen.

Bei Catena 1, Profil 2 und Catena 3, Profil 2 zeigt sich auch, daß dabei nicht die Zusammensetzung des anstehenden Buntsandsteins entscheidend ist, sondern die Beimengung äolischer Sedimente in den Deckschichten, da trotz Sand-/Schluffverhältnissen von deutlich über 10 im Cv-Horizont keine Podsole entwickelt sind. Die Beimischung von äolischem Material wird durch einen meist deutlichen Anstieg des Grobschluffgehaltes im Vergleich zur Basislage belegt.

In einigen Profilen ist die Beimengung der allerödzeitlichen Laacher-See-Bimsaschen durch eine Zunahme der Amphibolit- und Pyroxen-Gehalte in der Hauptlage schwermineralogisch belegbar (vgl. Catena 1, Profil 1 u. 3, Catena 2, Profil 2 u. 3, Catena 3, Profil 2).

Vielfach ist die Hauptlage (Deckschutt i.S.v. SEMMEL 1964) geschichtet (z.B. Catena 2, Profil 1 und Catena 3, Profil 1), wie Unterschiede im Steingehalt und Korngrößenspektrum belegen, die nicht durch Pedogenese erklärt werden können. Eine Einpassung in das Gliederungsprinzip von FRIED (1984:54ff.) ist aber oft nicht möglich, da die Bodenarten nicht in der geforderten Regelmäßigkeit variieren. Mittellagen treten in keiner der untersuchten Catenen auf.

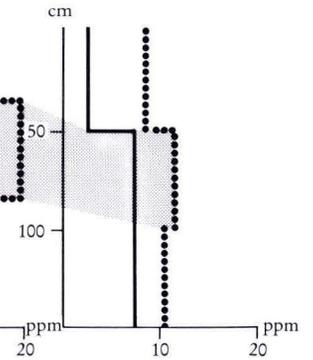
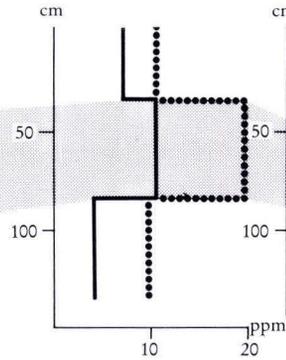
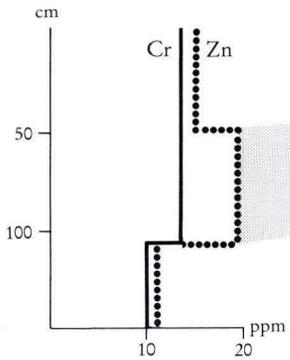
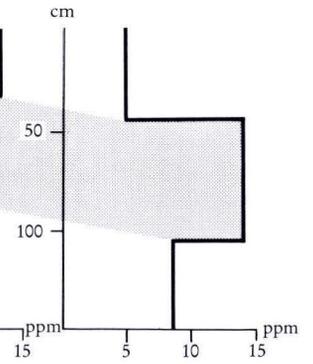
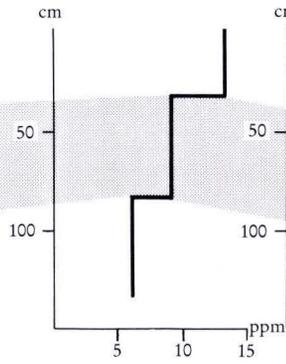
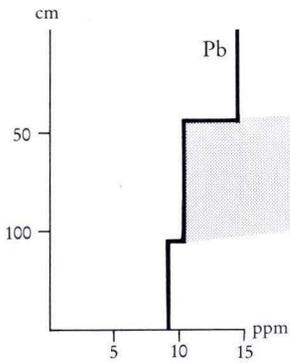
Weit verbreitet wurde über der Hauptlage eine weitere Sedimentlage angetroffen, die sich durch eine eher unregelmäßige Lagerung der Steine und deutliche Unterschiede im Skelettgehalt und der Kornverteilung von der Hauptlage unterscheidet. Diese Sedimentlage, die jünger sein muß als die jüngstdryaszeitliche Hauptlage, wird im folgenden als Oberlage bezeichnet. Mächtige Ae-Horizonte sind nur in dieser Oberlage entwickelt. Echte Podsole sind offenbar auf Standorte beschränkt, wo die Oberlage auftritt bzw. besonders mächtig (> 40 cm) ist. Umgekehrt gilt



Bodentyp: Braunerde

Podsol-Braunerde

Podsol



jedoch nicht, daß dort, wo die Oberlage vorkommt, Podsole entwickelt sein müssen. Hier müssen auch die o.g. Bedingungen bezüglich des Kornspektrums erfüllt sein (Sand/Schluff > 6:1).

In dieser Oberlage ist ein erhöhter Gehalt an organischem Kohlenstoff (Corg. > 1%) feststellbar, wobei nicht immer ausgeschlossen werden kann, ob dies nicht zumindest zum Teil durch pedogenetische Prozesse bedingt ist. Für Catena 1, Profil 2 läßt sich dies aber mit Sicherheit ausschließen, da sich die Oberlage hier bis zu einer rezenten Ackerfläche verfolgen läßt, wo sie in ein Kolluvium übergeht. Die Oberlage ist also mit größter Wahrscheinlichkeit durch anthropogene Nutzung ausgelöste quasinatürliche Prozesse entstanden. Sie entspricht dem anthropogenen Schutt i. S. v. FRIED (1984: 54ff.). In der Umgebung von Catena 2 wurden auch zahlreiche Steinlesehäufen und Köhlerplätze gefunden, die eindeutig eine frühere Nutzung dieses Gebietes belegen.

Über das Alter der Oberlage lassen sich aufgrund der lückenhaften Dokumentation der Waldgeschichte des Odenwaldes nur Mutmaßungen anstellen. Wahrscheinlich ist seine Entstehung mit der im Odenwald weit verbreiteten Hackwaldwirtschaft in Verbindung zu bringen, die hier seit dem 14. Jahrhundert betrieben wurde und vor allem in Notzeiten bis ins 18. Jahrhundert immer wieder ausgedehnt wurde (vgl. z.B. HAUSRATH 1903, TICHY 1958).

4. Eigenschaften und Alter der Böden

Bei den meisten bodenchemischen Parametern zeigen sich keine klaren Unterschiede zwischen Braunerden und Podsolen (s. Anh.). WITTMANN (1965) folgerte daraus, daß die Podsolierung zum Stillstand gekommen ist und es sich um eine reliktsche Bodenbildung handelt. Er stellte die Bildung der Podsole im Spessart unter Anlehnung an BRUNNACKER (1959) in die ausgehende ältere Dryas.

Allerdings zeigen die Podsolprofile ein deutliches Maximum an oxalatlöslichem Fe und Pb in den Anreicherungshorizonten. Pb wird zusammen mit Humus und Sesquioxiden verlagert und in den IIBh- und IIBs-Horizonten angereichert (s. o. u. vgl. auch MOLDENHAUER 1992:38). Da der Eintrag von Pb erst in jüngster Zeit erfolgte, muß auch die Verlagerung rezenten bzw. subrezentem Alters sein.

Im Bv-Horizont in der Oberlage bei Braunerden und Podsol-Braunerden ist der Pb-Gehalt im Vergleich zum IIBv-Horizont in der liegenden Hauptlage, deutlich erhöht. Die Pb-Gehalte liegen hier immer über 10 mg/kg.

Die geogenen Pb-Grundgehalte der Oberlage sind demnach höher als die der Hauptlage. Durch die Podsolierung wurde dieses Verhältnis umgedreht. Die im Vergleich zur Basislage erhöhten Pb-Gehalte in den jüngeren Lagen, lassen sich durch die Lößbeimischung erklären. Die Pb-Gehalte der Löss im Odenwald liegen zwischen 12 und 17 ppm (freundliche mündliche Mitteilung SABEL & ROSENBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung).

◀ Abb. 2. Idealtypische Bodenabfolge im Buntsandstein-Odenwald in Abhängigkeit von der Sedimentabfolge und vom Sand-Schluffverhältnis. Am Beispiel von Blei, Chrom und Zink ist die geogene und pedogene Schwermetallverteilung dargestellt (bei den dargestellten Gehalten handelt es sich um Mittelwerte mehrerer Horizonte).

Im Gegensatz zu Pb zeigen die Cr- und Zn-Gehalte einen ausgeprägten Unterschied erst beim Übergang von der Haupt- zur Basislage. Dieser Zusammenhang ist aber nicht immer gegeben. Auch hier bilden die Podsole eine Ausnahme. Das liegt daran, daß Zn-Gehalte mit dem Tongehalt positiv korrelieren (MOLDENHAUER 1992) und die Podsole an sehr tonarme, sandige Substrate gebunden sind.

Diese Ausführungen zeigen, daß die Podsolbildung im Odenwald wesentlich jünger als die jüngere Dryas sein muß, da sie an die holozäne Oberlage gebunden ist und erst nach deren Ablagerung erfolgen kann. Aufgrund der Besiedlungsgeschichte ist ein Alter von höchstens 600 bis 700 Jahren wahrscheinlich.

5. Schriftenverzeichnis

- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, **34**: 74–150; München.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. – *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **4**, 201 S.; Frankfurt a.M.
- HAUSRATH, H. (1903): Die Hackwaldwirtschaft im badischen Odenwald. – *Forstwiss. Centralbl.*, 603–619; Berlin.
- KALB, M., & VENT-SCHMIDT, V. (1981): Das Klima von Hessen, Standortkarte im Rahmen der agrarstrukturellen Vorplanung. – Hessisches Landesamt für Ernährung, Landwirtschaft und Landentwicklung, Abt. Landentwicklung; Wiesbaden.
- MOLDENHAUER, K.-M. (1992): Abschlußbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zum Forschungsvorhaben der Geologischen Landesämter „Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung geogener Grundgehalte sowie anthropogener Zusatzbelastung“ (Teil 2), Arbeitsblock IV/2 „Regionalisierung Bergland“ gefördert vom Bundesumweltamt (10701001/02). – 51 S.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – *Notizbl. Hessisches Landesamt für Bodenforschung*, **92**: 275–285; Wiesbaden.
- (1975): Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald. – *Aufschluß, Sonderbd.* **27**: 321–329; Heidelberg.
- SZABADOS, E. (1976): Böden des südlichen Odenwalds unter besonderer Berücksichtigung der Genese lößhaltiger Mehrschichtböden. – *Diss. Univ. Hohenheim*, 195 S.; Hohenheim.
- TICHY, F. (1958): Die Land- und Waldwirtschaftsformationen des Kleinen Odenwaldes. – *Heidelberger Geogr. Arb.*, **3**; Heidelberg.
- WITTMANN, O. (1965): Über Podsole aus Buntsandstein im zentralen Spessart. – *Geologica Bavarica*, **55**: 389–403; München.

Manuskript eingegangen am 19. 4. 1994

Anhang

Catena 1, Profil 1, TK25 Bl. 6419 Beerfelden, R 34 88 50, H 54 95 00

Eisenhumuspodsol aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, SE-exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm1 Unterer Geröllkieshorizont (Eck's Conglomerat)

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAK	Al ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As
	2 L													24	10	7	4	129	0.3	1.1
	3 Of													122	20	12	9	99	0.7	2.3
	2 Oh													158	18	18	14	87	0.6	7.9
-3/8	Ah	2.3	4.54	0.09	50.4	15.1	1.13	17	137	0.12	83.3	1.20	0.17	8	2	2	2	21	<0.1	5.2
-20	Ahe	2.9	0.92			2.4	0.22	13	149	0.09	73.6	1.20	0.20	3	1	1	2	6	<0.1	2.3
-50	Ae	3.0	0.71			1.7	0.30	15	153	0.10	87.6	1.67	0.20	4	2	1	1	9	<0.1	2.4
	IIBh	3.7	3.81	0.09	42.3	28.5	2.17	252	441	0.57	69.1	3.56	0.53	13	2	4	7	11	<0.1	7.9
-77	IIBs	3.8	1.27	0.03	42.3	10.1	1.08	35	586	0.06	81.1	3.76	0.53	12	2	4	8	13	<0.1	4.3
	IIBsh	4.1	1.41	0.04	35.2	14.6	0.60	32	309	0.10	76.3	3.20	0.40	11	1	3	6	11	<0.1	3.0
-100+	IIICv	3.7	0.66			3.6	0.97	159	318	0.50	80.8	5.04	0.56	8	1	3	7	10	<0.1	3.8

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Ah	x1	Su2	3.67	53.25	24.91	81.83	12.71	1.27	3.81	17.79	0.38	4.6
Ahe	x2	Su2	4.49	57.43	27.40	89.32	8.84	0.80	0.80	10.44	0.24	8.6
Ae	x2	S	3.88	56.16	29.73	89.77	7.69	1.54	0.77	10.00	0.23	9.0
IIBh	x1	Su2	3.58	47.81	24.00	75.39	5.28	8.45	0.00	13.73	10.88	5.5
IIBs	x1	St2	5.50	52.06	23.73	81.29	2.76	4.61	3.69	11.06	7.65	7.3
IIBsh	x1	Su2	2.12	55.03	29.18	86.33	0.96	6.69	2.87	10.52	3.16	8.2
IIICv	x3	St2	7.23	53.49	14.20	74.92	0.95	5.72	3.81	10.49	14.59	7.1

LST-Minerale

Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
Ae	39	45	4					6	4	71	29
IIBs	47	19	1	4	12	3	7		11	78	22
IIICv	51	32	3	3				7	11	81	19

Catena 1, Profil 2, TK 25 Bl. 6419 Beerfelden, R 34 88 41, H 54 95 00

Podsol-Braunerde aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, S-exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm1 Unterer Geröllkieshorizont (Eck's Conglomerat)

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAK	Al ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As	
	1 L													28	10	4	3	53	0.5	0.7	
	0.5 Of													148	18	17	14	73	0.3	4.5	
-1/4	Ahe	2.4	4.64	0.12	38.7	13.2	1.27	46	215	0.21	85.9	1.98	0.35	22	2	3	6	12	<0.1	7.3	
-10	B(s)h	3.0	2.09	0.06	34.8	9.7	1.77	217	446	0.49	80.4	2.24	0.61	13	1	2	7	8	<0.1	7.3	
-60	IIBsv	4.2	1.53			8.6	0.33	311	586	0.53	86.0	3.61	0.86	10	2	4	10	20	<0.1	4.2	
	Steinlage																				
-80+	IIICv	4.5	0.82			1.6	0.04	38	169	0.22	91.3	2.46	0.28	7	2	3	4	9	<0.1	3.5	

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Ahe	x3	Su2	2.52	42.14	29.29	73.95	4.05	16.20	2.70	22.94	3.11	3.2
B(s)h	x2	Su2	2.21	41.88	29.03	73.13	2.21	14.38	5.53	22.12	4.76	3.3
IIBsv	x2	Su3	2.66	32.20	29.92	64.78	5.29	16.92	7.40	29.61	5.61	2.2
Steinlage												
IIICv	x3	S	8.34	62.42	19.10	89.86	2.95	3.94	0.98	7.88	2.27	11.4

LST-Mineraie

Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
Bh	78	11	3				5	2	80	20	80
IIBsv	46	46						8	74	26	74
IIICv	72	24					1	3	81	19	81

Catena 1, Profil 3, TK 25 Bl. 6419 Beerfelden, R 34 88 32, H 54 95 00

Braunerde aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, SW-exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm1 Unterer Geröllkieshorizont (Eck's Conglomerat)

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAK	Al ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As	
2	L														43	14	5	3	47	0.2	0.9
5	Of														108	17	12	13	53	0.2	8.4
-12	Ah	2.6	5.14	0.18	28.6	21.6	3.45	274	612	0.45	82.9	2.89	0.85		87	3	5	14	17	<0.1	12.0
-40	(M)Bv	3.7	2.42	0.06	40.3	9.7	1.42	248	586	0.42	82.4	3.27	0.84		14	2	5	13	16	<0.1	4.8
-90	IIBv	3.9	0.8				4.2	0.67	208	518	0.40	85.3	3.58	0.89	10	4	8	13	20	<0.1	4.8
Steinlage																					
-100+	IIICv	3.7					2.7	0.67	103	382	0.27	66.8	2.83	0.54	9	4	5	9	9	<0.1	6.3

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Ah	x2	Sl3	1.70	30.36	22.29	54.36	15.10	16.19	3.24	34.53	11.11	1.6
(M)Bv	x2	Sl3	3.40	32.84	21.90	58.13	15.98	10.65	5.33	31.96	9.91	1.8
IIBv	x3	Sl3	2.22	34.79	22.84	59.85	14.67	10.13	6.60	31.45	8.70	1.9
Steinlage												
IIICv	x3	Sl2	6.00	29.90	40.82	76.62	5.47	9.84	1.09	16.40	6.89	4.7

LST-Mineraie

Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
Bv	39	24	2	3	8	7	2	14	70	30	70
IIBv	45	25	3	4	3	9	3	8	70	30	70

Catena 2, Profil 1, TK 25 Bl. 6420 Mudau-Schlossau, R 35 02 82, H 54 95 15

Eisenhumuspodsol aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, SW-exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm3 + sm4 vorwiegend grobkörniger Sandstein

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAK	Al ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As	
5	L	3.2													20	20	4	2	61	0.3	1.1
5	Of	2.8													58	22	6	4	54	0.5	1.7
1	Oh	2.0													123	16	10	9	78	0.9	5.7
-5	Ah	2.3	17.22	0.52	33.1	72.7	2.70	67	194	0.35	58.1	1.29	0.33		67	5	5	4	31	0.2	9.7
-20	Ahe	2.4	4.20	0.12	35.0	13.0	0.64	16	129	0.12	73.7	1.40	0.25		10	9	1	2	8	<0.1	10.6
-40	Ae	2.8	0.73			2.8	0.37	9	121	0.07	77.6	1.85	0.26		4	2	2	1	4	<0.1	3.7
-55	IIBvs	4.0	1.86	0.08	23.2	20.6	0.97	478	808	0.59	63.5	4.32	1.34		11	2	4	8	12	<0.1	7.8
-90	IIBvh	4.2	0.84			8.6	0.34	141	296	0.48	64.4	2.60	0.47		7	3	7	4	11	<0.1	5.1
-140+	IIICv	3.9				1.1	0.15	44	254	0.17	65.7	1.65	0.39		4	4	4	3	9	<0.1	6.2

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Ah	x2											
Ahe	x2	Su2	7.87	39.17	37.56	84.60	8.20	4.68	2.34	15.22	0.18	5.6
Ae	x2	S	8.61	48.73	33.84	91.18	5.31	2.12	1.06	8.50	0.32	10.7
IIBvs	x4	SI3	9.18	37.23	33.24	79.64	3.75	3.75	3.75	11.24	9.12	7.1
IIBvh	x3	S	17.69	49.70	23.79	91.18	4.20	1.40	1.40	7.00	1.82	13.0
IIICv	x0	S	21.26	61.33	11.65	94.23	2.68	1.34	1.34	5.36	0.40	17.6

LST-Mineralie

Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
Ahe	54	41	2					2	1	77	23
Ae	58	36	2							76	24
IIBvs	25	68	2					2	2	74	26
IIBvh	40	53	2					3	2	54	46
IIICv	32	58	1					4	2	62	36

Catena 2, Profil 2, TK 25 Bl. 6420 Mudau-Schlossau, R 35 03 86, H 54 95 22

Podsol-Braunerde aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, SW-exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm3 + sm4 vorwiegend grobkörniger Sandstein

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAK	Al ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As	
3	L	3.3													23	18	5	2	64	0.2	1.1
5	Of	2.9													75	17	9	5	74	0.5	2.2
1	Oh	2.2													102	11	10	8	89	0.5	11.9
-5	Ahe	3.0	6.78	0.06	56.5	11.1	1.13	77	266	0.29	47.6	1.14	0.30		15	2	2	4	6	<0.1	11.6
-40	Bvs	4.0	1.98	0.06	33.0	13.1	0.71	281	531	0.53	35.5	3.05	0.75		13	7	6	8	23	<0.1	4.6
-60	IIBv	3.9	0.43			3.1	0.41	113	339	0.33	32.9	2.74	0.63		8	5	7	6	16	<0.1	4.6
-90+	IIICv	4.0				1.6	0.11	28	202	0.14	33.6	2.20	0.41		5	1	3	3	7	<0.1	4.8

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Ahe	X1	Su2	6.04	36.66	37.59	80.29	8.52	6.30	1.48	16.30	3.41	4.9
Bvs	x1	SI3	5.10	32.73	39.90	77.73	9.35	3.11	1.56	14.02	8.25	5.5
IIBv	x3	Su2	8.08	31.76	42.09	81.93	3.51	3.51	5.26	12.28	5.79	6.7
IIICv	x1	Su2	2.86	31.24	51.09	85.19	6.55	2.62	5.37	14.54	0.27	5.0

LST-Mineraie											
Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
Bvs	30	50	2			2	4	4	8	70	30
IIBv	39	32	2		2	8	11	4	2	71	29
IIICv	62	35	2						1	69	31

Catena 2, Profil 3, TK 25 Bl. 6420 Mudau-Schlossau, R 35 02 68, H 54 95 50

podsolierte Braunerde aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, SW-exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm3 +sm4 vorwiegend grobkörniger Sandstein

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAK	Al ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As	
1	L	4.4													41	13	5	2	54	0.2	1.4
	0.5 Of	3.1													134	20	11	11	40	0.3	6.5
-3	Ahe	2.8	10.800	33	32.8	27.2	0.53	72	335	0.21	59.1	1.58	0.73		31	4	3	6	12	<0.1	10.1
-10	Bhv	2.7	1.880	0.06	31.3	10.0	1.27	210	521	0.40	67.7	1.84	0.91		16	8	4	10	16	<0.1	7.8
-60	IIBv	4.0	0.78				4.62	0.45	111	449	0.25	61.1	2.22	0.89	10	4	5	9	18	<0.1	4.8
-100+IIICv	3.8						4.61	0.90	167	767	0.22	63.9	2.98	1.54	10	13	13	14	30	<0.1	7.2

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Ahe	x3	SI2	9.94	39.42	25.94	75.31	7.42	9.53	1.06	18.01	6.67	4.2
Bhv	x3	SI2	6.80	37.42	28.34	72.56	11.64	6.11	2.61	20.36	7.08	3.5
IIBv	x3	SI3	5.26	36.91	29.15	71.32	9.50	8.36	2.10	19.96	8.72	3.6
IIICv	x4	SI3	13.72	39.40	21.42	74.54	10.79	3.97	1.43	16.19	9.26	4.6

LST-Mineraie											
Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
Bv	48	31	4		1	1	9	2	4	61	39
IIICv	36	50	2				1	8	3	70	30

Catena 3, Profil 1, TK 25 Bl. 6319 Erbach, R 34 90 54, H 55 02 58

Eisenhumuspodsol aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, W-exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm1 Unterer Geröllkieshorizont (Eck's Conglomerat)

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAK	Al ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As	
2	L	3.3													26	22	4	3	47	0.2	0.7
	2 Of/Oh	2.1													156	26	16	14	60	0.4	8.2
-6	Ah	2.2	8.45	0.22	38.4	46.2	1.35	26	15	0.17	51.8	1.08	0.24		24	1	2	4	12	<0.1	5.4
-20	Ahe	3.0	1.00	0.02	50.0	2.9	0.15	7	136	0.05	63.6	1.00	0.55		6	2	2	3	5	<0.1	1.9
-56	Ae	3.0	0.47				1.2	0.15	11	153	0.07	62.6	1.28	0.56	8	7	2	3	8	<0.1	2.3
-58	IIBh	3.0	3.21	0.09	35.7	24.1	2.54	467	657	0.71	56.0	2.20	1.40		25	4	3	7	9	<0.1	8.2
-80	IIBvs	3.9	2.02	0.07	28.9	18.3	1.01	304	513	0.59	54.7	2.98	1.31		16	9	5	8	14	<0.1	4.4
-110	IIBsv	4.2					2.6	0.19	84	369	0.23	61.5	2.70	1.15	8	5	4	6	11	<0.1	4.6
-150+IIICv	4.0						1.6	0.22	19	271	0.07	54.1	3.60	0.51	9	7	3	5	9	<0.1	4.8

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Ah	x3	Su2	1.38	40.63	41.28	83.29	3.27	6.56	2.18	12.01	4.70	6.9
Ahe	x3	S	2.51	56.34	27.08	85.93	1.14	6.86	1.15	9.15	4.92	9.4
Ae	x3	Su2	2.73	60.87	23.24	86.84	2.33	6.99	1.16	10.48	2.68	8.3
IIBh	x0	St2	3.79	55.17	20.00	78.96	2.07	1.04	3.11	6.22	14.82	12.7
IIBvs	x4	St2	8.33	51.48	20.26	80.07	1.15	1.15	4.61	6.91	13.02	11.6
IIBsv	x4	Su2	1.38	40.63	41.28	83.29	3.27	6.56	2.18	12.01	4.70	6.9
IIICv	x3	S										

LST-Minerale

Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
Ahe	59	29	5					7		83	17
Ae	42	54	2						2	85	15
IIBvs	49	39	2		2			3	5	83	17
IIBsv	50	37	7					6		91	9
IIICv	28	62	3					3	4	86	14

Catena 3, Profil 2, TK 25 Bl. 6319 Erbach, R 34 90 54, H 55 02 58

Podsol-Braunerde aus Oberlage über Hauptlage über Basislage

420 m ü.NN, NW -exponiert, Hangneigung: 9–18% (mittel geneigt)

Nutzung: Kiefernwald, Geologischer Untergrund: sm1 Unterer Geröllkieshorizont (Eck's Conglomerat)

cm	Hor.	pH	C	N	C/N	KAKAl ³⁺	Fe ₀	Fe _D	AK	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb	Cu	Ni	Cr	Zn	Cd	As	
2	L	3.5												48	23	7	4	60	0.6	1.7
3	OfOh											2.3		119	13	12	7	81	1.0	8.5
-8	Aeh	2.4	6.37	0.17	37.5	19.8	1.20	51	204	0.25	63.7	1.57	0.51	19	1	3	4	10	0.1	5.6
-10	Ahe	2.9	5.82	0.16	36.4	24.7	2.33	86	263	0.33	65.7	1.79	0.61	21	1	4	4	16	<0.1	6.0
-13	Bh	2.9	2.77	0.06	46.2	11.9	2.03	234	432	0.54	65.9	2.04	0.83	14	1	3	5	8	<0.1	5.3
-35	B(v)s	3.9	1.39	0.04	34.7	6.1	0.60	134	331	0.40	59.9	2.21	1.03	13	1	3	5	12	<0.1	2.8
-90	IIBv	3.6			3.1	0.63	60	271	0.22	60.4	2.47	1.00		9	2	5	6	14	<0.1	2.9
-120+	IIICv	4.0			1.6	0.15	12	216	0.06	62.4	1.81	0.83		6	7	2	4	7	<0.1	2.8

Hor.	S	BA	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	f	ΣU	ΣT	S/U
Aeh	x3	SI3	1.59	52.46	25.96	80.00	10.40	3.47	1.16	15.03	4.97	5.3
Ahe	x3	SI2	1.92	49.73	25.98	77.63	8.56	4.89	2.45	15.89	6.48	4.9
Bh	x3	SI3	0.94	43.03	25.42	69.39	10.45	9.40	2.09	21.94	8.67	3.2
B(v)s	x3	SI2	0.89	39.41	34.77	75.07	7.49	5.35	2.14	14.98	9.95	5.0
IIBv	x4	Su2	1.67	51.76	24.51	77.94	3.43	9.15	4.57	17.15	4.91	4.5
IIICv	x3	S	2.63	56.25	31.34	90.22	1.55	1.55	1.55	4.66	5.12	19.4

LST-Minerale

Hor	Tu	Zi	Ru	Sta	gAm	bAm	Pyr	Ti	s.	opak	transp.
B(v)s	42	29	5		2	4	2	10	6	75	25
IIBv	47	15	3		2	6	21	6		75	25
IIICv	53	36	2				6	3		85	15

Erläuterung der verwendeten Abkürzungen:

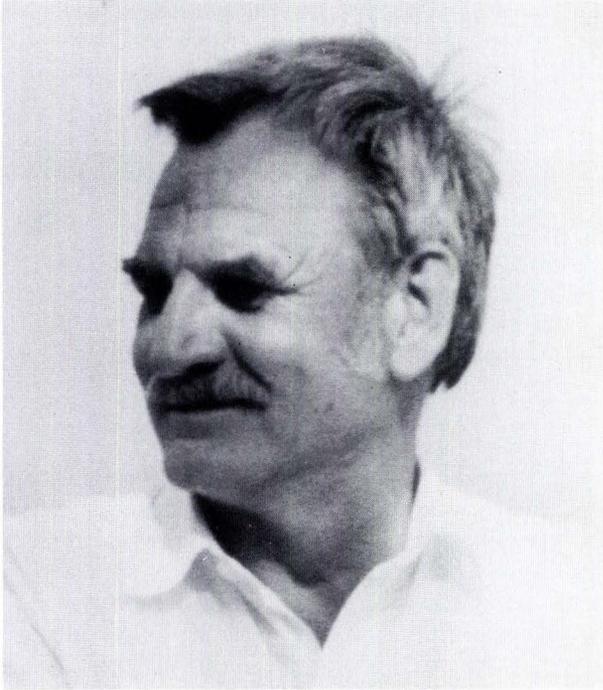
cm = Tiefe der Horizontgrenzen, Hor. = Horizontbezeichnung, pH = $\text{pH}(\text{CaCl}_2)$, C = organ. C %, N = N-Gesamt %, C/N = C/N-Verhältnis, KAK = Kationenaustauschkapazität, $\text{Al}^{3+} = \text{Al}^{3+}$ eff. c*mmol/100g, Fe_O = oxalatlösliches Fe mg/100g, Fe_D = dithionitlösliches Fe mg/100g, AK = Aktivitätsgrad Fe_O/Fe_D , SiO_2 = Gesamt SiO_2 %, Al_2O_3 = Gesamt Al_2O_3 %, Fe_2O_3 = Gesamt Fe_2O_3 %, (Pb, Cu, Ni, Cr, Zn, Cd, As alle Gehalte in ppm)

S = Steingehalt, BA = Bodenart, gS = Grobsand, mS = Mittelsand, fS = Feinsand, ΣS = Sand gesamt, gU = Grobschluff, mU = Mittelschluff, fU = Feinschluff, ΣU = Schluff gesamt, ΣT = Ton gesamt, S/U = Schluff-/Sand-Verhältnis

LST-Mineraie = Laacher-See-Tuff-Mineraie (braune Hornblende, Pyroxen, Titanit)

Tu = Turmalin, Zi = Zirkon, Ru = Rutil, Sta = Staurolith, gAm = grüner Amphibol, bAm = brauner Amphibol, Pyr = Pyroxen, Ti = Titanit, s. = sonstige, opak = opake Mineraie, transp. = transparente Mineraie, alle Schwermineralangaben in %

PETER MEIBURG †



Am 7. August 1993 starb Prof. Dr. Dr. h.c. PETER MEIBURG nach kurzer, schwerer Krankheit in Mülheim/Ruhr. Er wurde in seinem Heimatort Börgitz bei Stendal in der Altmark im engsten Familienkreis beigesetzt. Hier schloß sich der Kreis eines viel zu kurzen Lebens, das vorwiegend der Geologie gewidmet war und in der Hessischen Senke einen Schwerpunkt gefunden, ihn aber auch noch weiter aus der Heimat hinausgeführt hatte.

PETER MEIBURG wurde am 16. August 1938 in Stendal (Sachsen-Anhalt) geboren. Er ging dort zur Schule und legte im Juni 1957 die Reifeprüfung ab. Nach der Übersiedlung in die Bundesrepublik im September desselben Jahres absolvierte er im März 1958 in Münster die damals geforderte Zusatzprüfung zum Abitur und begann im Sommer 1958 das Studium der Geologie und Paläontologie an der Westfälischen Wilhelms-Universität, wobei er dem Nebenfach Geophysik besondere Aufmerksamkeit widmete.

Während des Studiums arbeitete er, nicht zuletzt aus finanziellen Gründen, zunächst in Ziegeleien, Bergbauunternehmen und anderen Industriebetrieben, in der zweiten Studienhälfte dann

als Mitarbeiter beim Wasserwirtschaftsamt Münster. Das Diplom bestand er im Juli 1966 mit Auszeichnung und erhielt für seine Leistungen einen Preis des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe.

Danach war er bis zum Juli 1969 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Münster und begann, betreut von FRANZ LOTZE, eine Doktorarbeit über die Warburger Störungszone, und seine ersten wissenschaftlichen Arbeiten entstanden dort. Zusätzlich engagierte er sich als Leiter der Fachschaft des Fachbereiches Geowissenschaften. Seiner Entschlossenheit und Willenskraft ist auch das Erscheinen der Zeitschrift „Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie“ zu verdanken, die er mitbegründete und die inzwischen auf mehr als 75 Bände angewachsen ist. Als einer der letzten, wenn nicht gar als letzter Schüler von FRANZ LOTZE wurde er im Juli 1970 summa cum laude promoviert. Für alle mündlichen Prüfungsfächer erhielt er dasselbe Prädikat.

Bereits seit August 1969 hatte er als Erdölgeologe und Seismologe bei der Royal Dutch Shell in Den Haag gearbeitet. Im Department „Exploration und Produktion“ sowie im Forschungszentrum Rijswijk wurde er in Seismik, Gravimetrie, Mikropaläontologie und Faziesanalyse von Karbonatgesteinen trainiert und mit der Erstellung von Berichten zu Sedimentbeckenanalysen beauftragt. Die Tätigkeit war erfolgreich, doch der Wunsch nach eigenverantwortlicher Forschung an der Hochschule war größer. So verließ er im Oktober 1970 auf eigenen Wunsch die Shell, allerdings nicht ohne eine Shell-Mitarbeiterin mitzunehmen: LOUISE VAN RIEL, die er in Den Haag kennengelernt hatte. Die beiden heirateten 1970, und in ihr hatte PETER MEIBURG eine ungemein engagierte, unterstützende und aufopferungsvolle Mitarbeiterin und Lebensgefährtin.

Bis zum Juli 1973 arbeitete er als Wissenschaftlicher Assistent von WILHELM SIMON am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Heidelberg. Hier habe ich ihn 1971 kennengelernt, und er hatte mich bald beeindruckt mit seinem persönlichen Einsatz und seinem Wissen und fasziniert mit seiner Begeisterung für die Geologie. Diese war beispielsweise bei einer Exkursion in die Hessische Senke im abendlichen achtzehnten Aufschluß im allerletzten Tageslicht mit anschließendem Museumsbesuch und Lichtbildvortrag immer noch ungebrochen. Oder er führte uns überraschte Kartierkurs-Studenten vom Bahnhof in einer langen Fußwanderung in Straßenschuhen über tiefverschlammte Wege, entlang querliegender Baumstämme über hochwasserführende Bäche ungerührt durch das Gelände ins Quartier. Dabei wurde die regionale und lokale Geologie ausgiebig, fundiert und sehr genau beobachtend erläutert, und die Teilnehmer wurden aufgefordert, „eine Kohle zuzulegen“. Ich freute mich, daß ich mit einer Arbeit in der Fritzlar-Naumburger-Grabenzone sein zweiter Diplomand werden konnte.

Der eigenverantwortlichen Durchführung von Lehrveranstaltungen in Heidelberg widmete er sich mit sichtlicher Freude, ebenso seinen wissenschaftlichen Projekten. Seine Forschungsaktivitäten in dieser Zeit konzentrierten sich auf die Hessische Senke. Insbesondere ging es um tektonische Untersuchungen sowie – in enger Zusammenarbeit mit dem Münsteraner Paläontologen MATTHIAS KAEVER – um die Beantwortung stratigraphischer und paläogeographischer Fragen zum Tertiär. Die bereits während der Dissertation erarbeiteten Geländebefunde wurden ausgebaut, ergänzt und mündeten in eine Erstaufnahme der sehr komplexen Geologischen Karte 1:25.000, Blatt 4521 Liebenau, die 1983 mit Erläuterungen vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung herausgegeben wurde. Als gewählter Vertreter des Fachbereiches Geowissenschaften arbeitete er aktiv in der akademischen Selbstverwaltung mit und hatte als Studienberater stets Interesse für die Anliegen der Studierenden.

1973 hat PETER MEIBURG die Möglichkeit zum Wechsel an das Geologisch-Paläontologische Institut der Technischen Hochschule Darmstadt genutzt. Es folgte seine wissenschaftlich wohl produktivste und ihn fachlich am meisten befriedigende Zeit als Dozent bzw. Professor auf Zeit bis zum Dezember 1980. Das Arbeitsklima zwischen ihm, DIETRICH SCHUMANN sowie WERNER BUGGISCH und GÖTZ EBHARDT habe gestimmt, hat er berichtet. Seinen auch sich selbst gegenüber rücksichtslosen Arbeitsstil führte er in Darmstadt fort, wo man ihn selbst am späten Abend fast immer im Institut erreichte, sofern ihn nicht ausgedehnte Geländearbeiten in das Rheinische Schiefergebirge, die Hessische Senke oder nach Spanien führten. Die Tertiär-Untersuchungen sowie tektonische Aufnahmen und Kartierungen in Nordhessen und Ostwestfalen führte er weiter. Im Sauerland begann er ein umfangreiches Karst-Untersuchungsprogramm, teilweise mit aufwendigen Höhlenerkundungen, das im Jahre 1979 mit der Herausgabe eines Sonderbandes zum Warsteiner Raum dokumentiert wurde. Mit DIETRICH SCHUMANN und WERNER BUGGISCH erarbeitete er vielbeachtete Publikationen zur Paläogeographie und Mikrofazies des nordwest-spanischen Unterdevons und widmete sich tektonischen Untersuchungen am Westrand der Pyrenäen. Gleichzeitig betreute er in Hessen und in Spanien zahlreiche Diplomanden und war ein engagierter Hochschullehrer. Unter schlechten Resultaten von Prüfungen schien er zu leiden. Dies fand Ausdruck in einer 1981 unter dem hispanisierten Pseudonym PEDRO CASTILLO DE MAYO zusammengetragenen Sammlung von Prüfungsstilblüten.

In einer Zeit, in der erst sehr wenige Geologen sich darum bemühten, galt sein Einsatz schon der Sicherung und dem Schutz geologischer Naturdenkmale, wie er am praktischen Beispiel in Hessen demonstrierte. Überhaupt hat er immer die Verantwortung des Geowissenschaftlers in der Gesellschaft betont. Er selbst setzte dies für sich um, indem er 1966 Mitglied der SPD, 1978 der Gewerkschaft Erziehung und Wissenschaft wurde und 1989 dem Hochschullehrerverband beitrug. Er war Mitglied in zahlreichen wissenschaftlichen Gesellschaften und Mitglied des Beirates im Verein der Freunde der Mineralogie und Geologie von 1972 bis 1979 sowie der Deutschen Geologischen Gesellschaft von 1980–1982, in Darmstadt außerdem 1978/79 Mitglied des Senats der Technischen Hochschule.

Die Zeiten in Darmstadt wurden im Sommer 1979 und Wintersemester 1979/80 unterbrochen durch die Vertretung einer Professur für Ingenieur-Geologie (P. NEUMANN- MAHLKAU) an der Universität (Gesamthochschule) Essen. Von Oktober 1980 bis September 1981 schloß sich die Vertretung des Lehrstuhls für Geologie an der Universität Karlsruhe (J.H. ILLIES) an. Im Januar 1981 erfolgte mit seiner grundlegenden und neue Wege aufzeigenden Arbeit zur saxonischen Tektonik am Ostrand des Rheinischen Massivs die Habilitation für Geologie und Paläontologie an der Technischen Hochschule Darmstadt und die Ernennung zum Privat-Dozenten. In der 1982 publizierten Schrift legte er sehr detailliert und gut belegt ein einheitliches Modell zur Schollenkinematik der kompliziert zerbrochenen und deformierten hessischen und ostwestfälischen Gräben vor. Während der Arbeiten dazu hatte er sich auch ausgiebig mit den Vorstellungen von HANS STILLE befassen müssen, den er damals als einen seiner „geistigen Großväter“ betrachtete. Es ist ihm anfänglich nicht leichtgefallen, sich von diesem „wissenschaftlichen Übervater“ zu lösen.

Die Darmstädter Zeit war nach einer insgesamt gewaltigen Leistung (die ohne die sehr aktive Unterstützung seiner Frau LOUISE kaum möglich gewesen wäre) nun abgeschlossen, und es stellte sich wieder die Frage nach der beruflichen Zukunft.

Anfang der 80er Jahre war es für habilitierte Geowissenschaftler bei den wenigen vakanten Stellen nicht leicht eine Professur in Deutschland zu erlangen. So nahm PETER MEIBURG die sich ihm bietende Möglichkeit zum Aufbau einer neuen geowissenschaftlichen Lehr- und For-

schungsstätte in Mexiko an. Sicher betrachtete er den Auftrag der Deutschen Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) im Rahmen eines deutsch-mexikanischen Vertrages an der Universidad Autónoma de Nuevo León in Linares auch als Herausforderung, die zudem seinem Gefühl für soziale Verantwortung entsprach. Er hat diese Aufgabe mit großem Einsatz und Kompetenz zügig erfüllt: Von Oktober bis Dezember 1981 waren Sprach- und Vorbereitungskurse, Planungen des Projektes mit der GTZ in Deutschland und in Monterrey/Mexiko vorausgegangen. Als Leiter einer Gruppe deutscher Mitarbeiter und als Professor für Geologie (Profesor universitario e investigador) war er im Februar 1982 bereits Mitbegründer eines Geologischen Institutes, im Februar 1984 wurde die Facultad de Ciencias de la Tierra gegründet. Vielfältige Schwierigkeiten waren dabei zu überwinden, die er pragmatisch löste, wiederum von seiner Familie verständnisvoll unterstützt.

Große Anerkennung bei seinen mexikanischen Partnern fand er wegen seiner Beiträge zur Entwicklung neuer Modelle zu Studiengängen und Prüfungsordnungen und zur Durchführung eines umfangreichen Postgraduierten-Programms sowie seiner Mitwirkung beim Aufbau einer Präparatorenschule. Als Koordinator dieses deutsch-mexikanischen Gemeinschaftsprojektes gestaltete er Hochschulpartnerschaftsverträge mit, so zu den Universitäten Darmstadt (1983), Hamburg (1983), Clausthal (1985), Karlsruhe (1985) und Moskau (1989); die Lomonosov-Universität in Moskau sah ihn im Juni 1990 als Gastdozenten. In die Lehre hat er sich selbst kräftig eingebunden. Seine Lehrverpflichtungen in Deutschland hat er nie vernachlässigt und weiterhin Diplomanden und Doktoranden betreut. Die Universität Darmstadt ernannte ihn im März 1989 zum apl. Professor.

Wissenschaftlich widmete er sich in Mexiko der Sierra Madre Oriental. Er koordinierte Forschungsvorhaben dazu und beschäftigte sich selbst mit Fragen der Tektonik, wobei ihn, ähnlich wie im Falle der Hessischen Senke, die Abscherkinematik eines postsalinaren Stockwerkes auf einem salinaren Unterlager besonders interessierte.

Im März 1983 leitete er in Darmstadt zusammen mit DIETRICH SCHUMANN ein Iberia-Symposium der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 1984 wurde er Herausgeber der Fachzeitschrift „Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León“. Von 1987 bis 1991 war er für Mexiko Koordinator des IGCP-Projektes 242 „El Cretácico de América Latina“, leitete im April 1987 das „V. Foro Nacional de Geología“ und im November 1987 das Internationale Symposium „El Cretácico de México y América Central“ in Linares/Mexiko.

In Anerkennung seiner Verdienste wurde er im März 1988 in das Nationalkomitee für Geowissenschaften in Mexiko berufen. Die Staatliche Universität Monterrey ehrte ihn im September 1989 mit der Ehrendoktorwürde (als achten und als ersten Ausländer überhaupt in der langjährigen Geschichte der Universität). Schließlich wurde er Ehrenbürger der Stadt Linares. Das hohe Ansehen, das er bei Kollegen und Mitarbeitern in Mexiko und in Deutschland aufgrund seiner wissenschaftlichen Leistungen und seiner menschlichen Qualitäten genoß, hatte sich bereits anlässlich seines 50. Geburtstages in einer Festschrift dokumentiert (Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra U.A.N.L. 3: 266 S., Linares 1987), verfaßt von „colegas, amigos y discípulos del Eminent Geólogo“.

Mit dem September 1991 endete der Aufenthalt der Familie MEIBURG in Mexiko. Die Geowissenschaftliche Fakultät Linares war die größte Einrichtung im Hochschulbereich außerhalb der Grenzen der Bundesrepublik, an der deutsche Geowissenschaftler beteiligt waren. Der Freiburger Politologe DIETER OBERNDÖRFER, der im Auftrag der GTZ das Projekt zu begutachten hatte, erzählte mir voll des Lobes von seinem Besuch, sichtlich beeindruckt von der Qualität der Arbeit und der Person PETER MEIBURGS.

Mit der Universitätsprofessur für Geologie an der Universität (GHS) Essen ab dem Winter 1991 hatte PETER MEIBURG in Deutschland wieder eine feste Heimat gefunden. Engagiert stürzte er sich in die neue Aufgabe und in den Umbau eines eigenen Hauses; selbst einziehen konnte er dort nicht mehr. Er starb innerhalb weniger Monate an einem Hirntumor. Es war typisch für ihn, daß er auch in seinen letzten Lebenswochen rasch auf Geologie zu sprechen kam. Wieder bewegte ihn besonders der Schutz von Geotopen, die für Forschung und Ausbildung von hervorragender Bedeutung sind und als Bildungsstätten auch dem Laien die Entwicklung der Erdgeschichte vermitteln können.

In einem von DIETHARD E. MEYER organisierten Kolloquium am 4. 2. 1994 in Essen gedachten in Anwesenheit seiner Frau LOUISE und seiner Kinder KERSTIN und HAGEN MEIBURG zahlreiche Kollegen und Freunde PETER MEIBURGS. PETER NEUMANN-MAHLKAU (Krefeld), DIETHARD E. MEYER (Essen) und MATTHIAS KAEVER (Münster) würdigten seine Person. DIETER MICHALZIK (Hannover), KURT SCHELIG (Aachen), DIETRICH SCHUMANN (Darmstadt) und Verf. ehrten ihn mit Vorträgen.

Die Universität Essen gedenkt seiner mit einer Tafel an einem Ruhsandsteinblock im Innenhof der Universität. In Linares, wo PETER MEIBURG auch außerhalb der Universität durch seine Öffentlichkeitsarbeit zu den bekannten Persönlichkeiten gehörte, wurde am 5. 1. 1994 das kommunale „Museo Geológico PETER MEIBURG“ eingeweiht. Dankbar werden ihn seine Schüler, Kollegen und Freunde in Erinnerung behalten.

ANDREAS HOPPE

Schriften von PETER MEIBURG

- BACKHAUS, E., KAEVER, M., LEPPER, J., LOHMANN, H. H., MEIBURG, P., RAMBOW, D., REGENHARDT, H. & RITZKOWSKI, S. (1980): Geologische Karte des Reinhardswaldes 1:50 000. – Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- BARBARIN, J. M., GURSKY, H.-J., & MEIBURG, P., eds. (1987): El Cretácico de México y América Central. – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **2** (I–IV): 1–277, 60 Abb., 3 Tab.; Linares/México.
- BARBARIN-CASTILLO, J. M., HUBBERTEN, H. W., LOSEN, H., MEIBURG, P., & RODRIGUEZ, C. (1988): Hidroquímica del Baño San Ignacio, Linares, N. L./México. – Agua Subterránea del Norte de México., II. Sympos., 2–16, 5 Abb., 1 Tab., Saltillo; Coah./México.
- HUBBERTEN, H. W., MEIBURG, P., & RODRIGUEZ DE BARBARIN, C. O. (1988): Hidrogeoquímica de las aguas termales del Baño San Ignacio, Linares, Nuevo León, México. – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **3**: 89–99, 5 Abb., 1 Tab.; Linares/México.
- BUGGISH, W., MEIBURG, P., & SCHUMANN, D. (1982): Facies, paleogeography and intra-Devonian stratigraphic gaps of the Asturo-Leonese Basin (Cantabrian Mts./Spain). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **163** (2): 212–230, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- CHAPA-GUERRERO, J. R., SCHELIG, K., & MEIBURG, P. (1992): Riesgos geológicos en zonas urbanizadas en el noreste de la Sierra Madre Oriental en el área metropolitana de Monterrey, N. L., México. – Soc. Geol. Mexicana, XI. Conv. Geol., 60–61; Veracruz/México.
- EBHARDT, G., MEIBURG, P., & TIETZ, G. (1979): Kristallbildung in Höhlenseen (Liet-Höhle/Warstein). – Aufschluß, Sonderband Warstein, **29**: 179–192, 12 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- & MEIBURG, P. (1979): Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, Sonderband Warstein, **29**: 93–111, 12 Abb.; Heidelberg.
- FARIAS, G., & MEIBURG, P. (1985): La Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León. – 8 S., 2 Abb., 1 Tab.; Monterrey.

- FRANZEN, J. L., & MEIBURG, P. (1992): Excavación, preparación e investigación paleontológica de hallazgos de mamíferos del Pleistoceno en el Edo. de Nuevo León, México. – Soc. Geol. Mexicana, XI. Conv. Geol., 75–77; Veracruz/México.
- GÖTTE, M., KOENNECKE, T., & MEIBURG, P. (1984): Tektonik, Halotektonik und Mineralisation der Huizchal- und Minas Viejas-Formation (Trias/Jura) zwischen Galeana und San Roberto (NE-Mexiko). – 9. Geowiss. Lateinamerika-Koll., Tagungsheft, 71–72; Marburg.
- GRAMANN, F., MEIBURG, P., KAEVER, M., & RITZKOWSKI, S. (1980): Tertiär. – Erl. geol. Kt. d. Reinhardswaldes 1:50 000, 18–20, 1 Abb.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HELENES, J., MEIBURG, P., & GURSKY, H.-J. (1986): The Faculty of Earth Sciences of the Universidad Autónoma de Nuevo León in Linares, Mexico; a new concept of academic instruction and investigation in Latin America. – 11th. Caribbean Geol. Conf., 39–40; Barbados.
- & MEIBURG, P. (1986): Facultad de Ciencias de la Tierra. – 16 S., 4 Abb., 2 Tab.; Linares.
- HUBBERTEN, H. W., MEIBURG, P., & RIVALCABA, D. (1984): Der Intrusiv-Komplex Sierra de San Carlos (Tamaulipas-Plattform, Mexiko). – 9. Geowiss. Lateinamerika-Koll., Tagungsheft, S. 89; Marburg.
- KAEVER, M., MEIBURG, P., & SCHUMANN, D. (1984): Biostratigraphie und Fazies einer kretazisch-alttertiären Schichtenfolge von Colima/SW-Mexiko. – 9. Geowiss. Lateinamerika-Koll., Tagungsheft, 226–227; Marburg.
- & MEIBURG, P. (1970): Die Tertiär-Relikte am Nordrand der Niederhessischen Senke. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 151–166, 5 Abb.; Wiesbaden.
- (1975): *Arenoparrella hagni*, eine neue Foraminifere aus dem jüngsten Oligozän des Reinhardswaldes (Nordhessen). – Paläont. Z., **49**: 14–24, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- (1975): Facies changes and sedimentation gaps in the Tertiary of the Reinhardswald (Hessen Depression). – The Northwest European Tertiary Basin, Rep. **1**: 69–72, 1 Abb.; Mainz.
- (1976): Stratigraphy of the Tertiary and its depositional sedimentary environments of the Diemel–Weser area (Hessen-Graben, W.-Germany). – Bull. Soc. Géol. France, 7. série, **16** (5): 1277–1282, 2 Abb., Paris.
- LEON-GOMEZ, H. DE, SCHELTELIG, K., & MEIBURG, P. (1992): Problemas de ingeniería geológica y geohidrológica durante la operación de la Presa Cerro Prieto/Linares N. L., Mexico. – Soc. Geol. Mexicana, XI. Conv. Geol., S. 64; Veracruz/México.
- MEIBURG, P. (1969): Die Warburger Störungszone. Ein Beitrag zur Geologie des Warme–Diemel-Gebietes (Nordhessen/Ost-Westfalen). – Diss. Münster, 395 S., 71 Abb., 5 Taf., 15 Tab.; Münster.
- (1972): Die Warburger Störungszone. Zusammenfassung. – Ref. Diss. Math.-Nat. Fakultät Westf. Wilhelms-Univ. Münster, **53**: 47–52; Münster.
- (1976): Zur Tektogenese des Egge-Systems. – Nachr. dt. geol. Ges., **15**: 1–4, 1 Abb.; Hannover.
- (1977): Öffentlichkeitsarbeit und Mitgliederwerbung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. – Nachr. dt. geol. Ges., **16**: 48–49; Hannover.
- (1978): Dimension und Ursachen des Massentransportes in der Tektogenese der Hessischen Senke. – Geol. Verein., 68. Jahrestag., Tagungsheft, 2 S.; Münster.
- (1978): Taphrogenese, Sedimentationsraten und subsequeute Tektonik in der Hessischen Senke. – 2nd. Meeting European Geol. Soc. (MEGS II), 7–47; Amsterdam.
- (1979): Geologische Naturdenkmale in Hessen. – In: Der Hessische Minister für Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtschaft und Forsten, Herausg.: Naturschutz und Landschaftspflege in Hessen 1977/78, 49–62, 12 Abb., 1 Taf., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1979): Terrassen-Niveaus und Vertikalbewegungen im Diemel-Gebiet. – 3. Koll. DFG-Schwerpunktprogramm „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“, Neustadt a.d. Weinstraße, 10./11. Nov. 1978: 20–25, 5 Abb., 2 Tab.; Bonn (DFG).
- (1979): Kreide-Transgression und Paläokarst im Gebiet der Warsteiner Karbonat-Plattform (Westfalen). – Aspekte der Kreide Europas. IUGS series **A-6**: 363–384, 9 Abb., 1 Taf.; Stuttgart
- (1979): Die geowissenschaftlichen Sammlungen im Städtischen Museum Warstein. – Aufschluß, Sonderband Warstein, **29**: 247–252, 5 Abb.; Heidelberg.
- (1980): Zur Paläogeographie des Jung-Tertiärs am Ostrand des Rheinischen Massivs zwischen Kellerwald und Niedersächsischem Tektogen. – 4. Koll. DFG-Schwerpunktprogramm „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“, Neustadt a. d. Weinstraße, Nov. 1979, 123–130, 2 Abb.; Bonn (DFG).
- (1980): Muschelkalk, Keuper. – Erl. geol. Kt. d. Reinhardswaldes 1:50 000, 11–18, 2 Abb.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

- (1980): Stabile und mobile Entwicklungsstufen in der Taphrogenese der Hessischen Senke. – Berliner geowiss. Abh., **A-19** (Intern. Alfred-Wegener-Symp.): 143–147, 2 Abb.; Berlin.
- (1981): Rohstoffgewinnung: Rekultivierung und die Sicherung geologischer Naturdenkmale. – DGG-Symp. „Gewinnung oberflächennaher Rohstoffe/Umweltschutz“, 9–12, 1 Abb.; Erlangen.
- (1981): Alte Bruchmuster und junge Vertikalbewegungen am Ostrand des Rheinischen Schildes nördlich der Kellerwald-Schwelle. – 5. Koll. DFG-Schwerpunktprogramm „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“, Neustadt a. d. Weinstraße, Nov. 1980, 147–155, 2 Abb.; Bonn (DFG).
- (1981) [unter dem Pseudonym Pedro Castillo de Mayo]: Das Loch in der Mitte. Ausgewählte Zitate zur Geointuition I. – Nachr. dt. geol. Ges., **24**: 85–96; Hannover
- (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotekt. Forsch., **62**: 1–267, 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1983): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau (Erläuterungen zusammengestellt von M. HORN auf der Grundlage der Dissertation P. MEIBURG 1969, mit Beiträgen von H. BERNHARD, R. BLUM, D. RAMBOW & H. REICHMANN). – 175 S., 27 Abb., 2 Taf., 13 Tab.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1984): Tektonik und Tektogenese der nördlichen Sierra Madre Oriental (Mexiko). – 9. Geowiss. Lateinamerika-Koll., Tagungsheft, 109–110; Marburg.
- (1987): Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **2**: 197–199; Linares/México.
- (1987): El Simposio Internacional „El Cretácico de México y América Central“, del 24 al 26 de Noviembre de 1987, Linares/México. – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **2**: 5–8; Linares/México.
- (1989): Murales de la naturaleza. – 16 S., 12 Abb.; Linares/México.
- (1990): Contribuciones al Cretácico de México y América Central. Prologo. – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **4**: 3–4; Linares/México.
- (1992): Desarrollo estructural durante el Mesozoico y Cenozoico del pre- y post-salinar de la Sierra Madre Oriental septentrional. – Soc. Geol. Mexicana, 117–118; Veracruz/México.
- (1992): Paleogeography, subsidence rates, and tectogenesis of the Cretaceous in northeastern Mexico. – 4th. Intern. Cretaceous Symp., 1–3; Hamburg.
- (1992): Mexico. – In H. KULKE, Herausg.: Regionale Erdöl- und Erdgasgeologie der Erde, 44 S., 21 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1993): Geotopschutz und geowissenschaftlicher Naturschutz in Hessen. – Naturschutzzentrum Wasserschloß Mitwitz, Materialien **1/93**: 121–137, 2 Abb., 1 Tab.; Mitwitz/Obfr.
- MEIBURG, P., ed. (1979): Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes (mit 1 Karte 1:50 000). – Aufschluß, Sonderband Warstein, **29**, 298 S., 129 Abb., 4 Taf., 10 Tab.; Heidelberg.
- (1990): Contribuciones al Cretácico de México y América Central I. – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **4**, 229 S., 57 Abb., 9 Taf., 6 Tab.; Linares/México.
- (1991): Contribuciones al Cretácico de México y América Central II. – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **5**, 255 S., 72 Abb., 8 Taf., 6 Tab.; Linares/México.
- MEIBURG, P., AGUILERA-REYES, V., & MUÑOZ-HERNANDEZ, B. (1982): Halotectonics and subsidence in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico. – 8. Geowiss. Lateinamerika-Kolloquium, S. 65; Göttingen.
- CHAPA-GUERRERO, J. R., GROTHEHUSMANN, I., KUSTUSCH, T., LENTZY, P., LEON-GOMEZ, H. DE, & MANSILLA-TERAN, M. A. (1987): El basamento precretácico de Aramberri – estructura clave para comprender el décollement de la cubierta jurásica/cretácica de la Sierra Madre Oriental, México? – Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares, **2**: 15–22, 2 Abb.; Linares/México.
- HÜGEL, P., MARZELA, C., & ROTERS, F. A. (1977): Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, **28**: 547–607, 36 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- MICHALZIK, D., & SCHMITT, R. (1984): Fazies-kontrollierte Halokinise am Beispiel des Diapirs Salinas de Rosio (Nordspanien). – Z. dt. geol. Ges., **135**: 67–130, 22 Abb., 5 Taf., 1 Tab.; Hannover.
- OEKENTORP, C., & SIEGFRIED, P. (1969): Katalog der Typen und Belegstücke zur Paläozoologie etc., I. Teil: Invertebrata. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **11**, 260 S.; Münster.
- RAMBOW, D., & RITZKOWSKI, (1980): Lagerungsverhältnisse. – Erl. geol. Kt. d. Reinhardswaldes 1:50 000, 23–26, 3 Abb.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

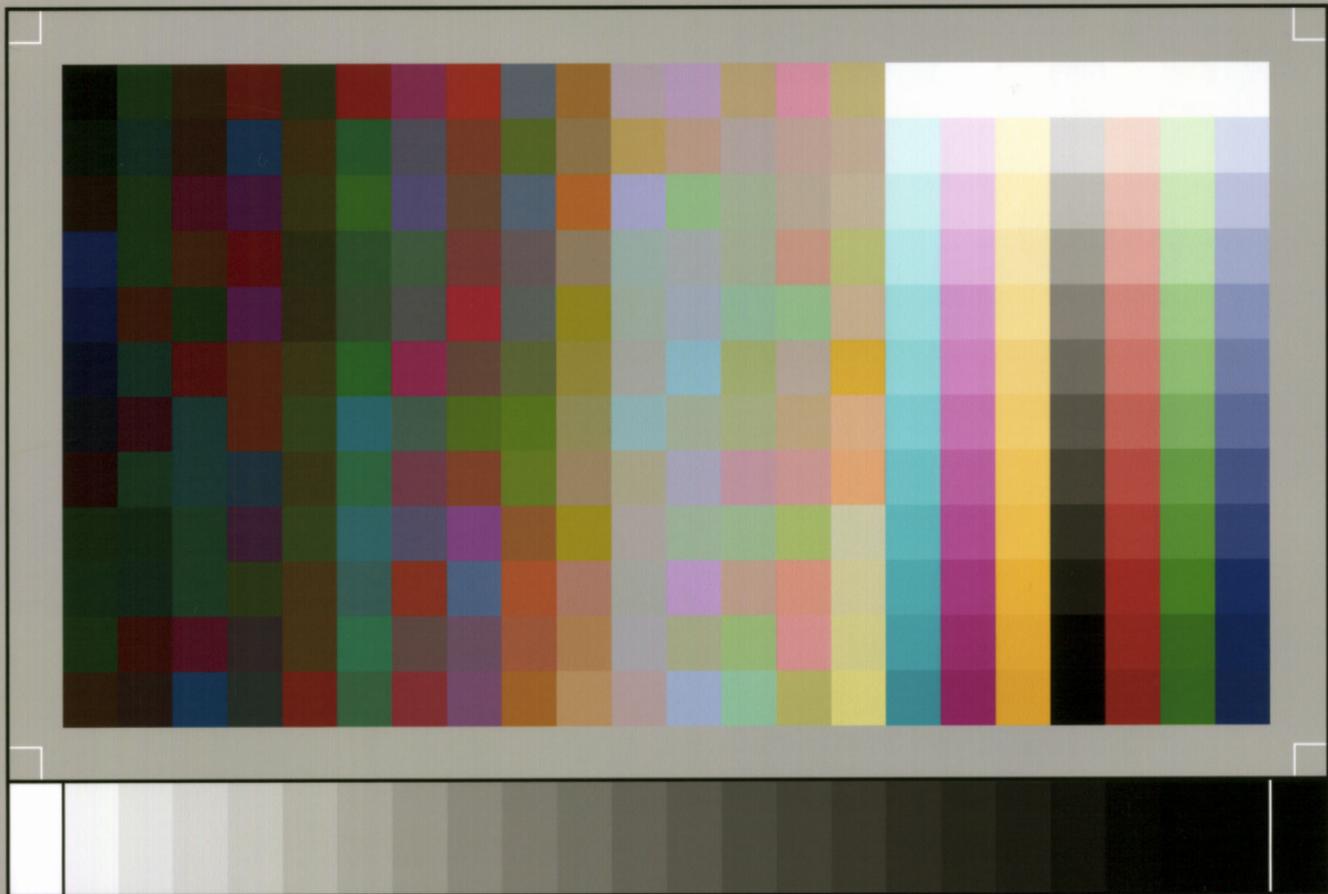
- SCHUMANN, D., & BUGGISCH, W. (1979): Die Entwicklung eines karbonatischen Sedimentationsraumes im Devon des Kantabrischen Gebirges (Nord-Spanien). – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **21**: 20–24, 2 Abb.; Hannover.
- & FARIAS, G. (1984): La nueva Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León en Linares. Un proyecto de cooperación germano-mexicana. – 9. Geowiss. Lateinamerika-Koll., Tagungsheft, 111–112; Marburg.
- & KAEVER, M. (1975): Quarz-Montmorillonit-Ooide als Leitmarken im Ober-Oligozän des Reinhardswaldes/Nordhessen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975** (4): 212–227, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1977): Subrosion und Sedimentation im jüngeren Tertiär des nördlichen Reinhardswaldes (Weserbergland). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **153** (3): 283–303, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1977): Tertiär-Relikte und Paläogeographie zwischen Ober-Weser und Egge-Gebirge. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **17**: 44–46, 1 Abb.; Hannover.
- (1986): Das Tertiär zwischen Egge und Weser. – In: Nordwestdeutschland im Tertiär, *Beitr. Reg. Geol. Erde*, **18**: 39–86, 14 Abb., 3 Tab.; Berlin–Stuttgart.
- & SCHUMANN, D. (1984): Das Iberia-Symposium der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Darmstadt (28. und 29. März 1983). – *Z. dt. geol. Ges.*, **135**: 1–6, 1 Abb.; Hannover.
- & SIEGFRIED, P. (1970): Katalog der Typen und Belegstücke zur Paläozoologie etc., II. Teil: Vertebrata. – *Münstersche Forsch. Geol. Paläont.*, **15**, 84 S., 3 Abb.; Münster.
- & SPAETH, C. (1984): Die neue Geowissenschaftliche Fakultät an der Universidad Autonoma de Nuevo León in Linares/Mexiko – ein deutsch-mexikanisches Kooperationsprojekt. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **31**: 86–107, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- & SPEETZEN, E. (1970): Ein Problematikum aus dem Turon von Lengerich (Westfalen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1970** (1): 10–17, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- & STOFFELS, D. (1979): Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – *Aufschluß, Sonderband (Warstein)*, **29**: 134–178, 24 Abb., 1 Taf.; Heidelberg.
- MURAWSKI, H., ALBERS, H. J., BENDER, P., BERNERS, H.-P., DUERR, S., HUCKRIEDE, R., KAUFFMANN, G., KOWALCZYK, G., MEIBURG, P., MUELLER, R., MULLER, A., RITZKOWSKI, S., SCHWAB, K., SEMMEL, A., STAPE, K., WALTER, R., WINTER, K.-P. & ZANKL, H. (1983): Regional tectonic setting and geological structure of the Rhenish Massif. – In K. FUCHS et al., eds.: *Plateau Uplift (Abschlußband des DFG-Schwerpunktprogramms „Vertikalbewegungen am Beispiel des Rheinischen Schildes“)*, 9–38, 15 Abb., Berlin–Heidelberg.
- SCHETELIG, K., & MEIBURG, P. (1983): Geologische Naturdenkmale – Schutzwürdigkeit und Möglichkeiten zu ihrer Erhaltung. – In: *Geowissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege*, 103–111, 1 Abb.; Laufen/Salzach.

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
Band 120, 1992: 249 S., 58 Abb., 8 Tab., 8 Taf., 1 Bild	82,— DM
Band 121, 1993: 263 S., 65 Abb., 19 Tab., 4 Taf., 2 Bilder	86,— DM



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0