

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 113

Mit 76 Abbildungen, 50 Tabellen, 8 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1985

Geol. Jb. Hessen	113	342 S.	76 Abb.	50 Tab.	8 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1985
------------------	-----	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 113

Mit 76 Abbildungen, 50 Tabellen, 8 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1985

Geol. Jb. Hessen	113	342 S.	76 Abb.	50 Tab.	8 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1985
------------------	-----	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, ALBERT KARSCHNY

Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Hinweis für Autoren

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

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

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

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1985

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: Hans Meister KG, Kassel

Inhaltsverzeichnis

ABO-RADY, M. D. K.:	Schwermetalle in Lockerbraunerden in Vogelsberg und Taunus. Mit 10 Abbildungen und 5 Tabellen.	229
BARGON, E.:	Vorwort zu den bodenkundlichen Beiträgen	151
BARGON, E.:	Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1984 (1. 1.–31. 12. 1984)	327
BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., KRUMSIEK, K., & HAMBACH, U., TILLMANN, W., und URBAN-KÜTTEL, B.:	Das Frühwürm im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhessen. Mit 12 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln	187
EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H.:	Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 2 Tafeln.	97
FELIX-HENNINGSSEN, P., & REQUADT, H.:	Mineralogische und geochemische Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Gebiet der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 6 Abbildungen	217
HARRES, H.-P., FRIEDRICH, H., HÖLLWARTH, M., & SEUFFERT, O.:	Schwermetallbelastung städtischer Böden und ihre Beziehung zur Bioindikation. Mit 5 Abbildungen und 5 Tabellen	251
HERZBERG, A.:	Hessisches Geologisches Schrifttum 1983 mit Nachträgen aus den Jahren 1976–1982	305
HÖLTING, B.:	Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. Mit 1 Tafel	145
HORN, M., & KARSCHNY, A.:	ERWIN BUSSE †. Mit 1 Bild	320
HORN, M., & SEMMEL, A.:	Zur Genese vermoorter Hohlformen in Nord-Waldeck. Mit 8 Abbildungen und 3 Tabellen	83
HOTTENROTT, M.:	Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen. Mit 3 Abbildungen	75
MÜCKENHAUSEN, E.:	Warum gibt es bis heute keine einheitliche Klassifikation der Böden der Erde?	153
MÜLLER, M. J., SCHRÖDER, D., & STEPHAN, S.:	Frostdynamik und Bodenbildungen in weichselzeitlichen und älteren Deckschichten über ältestpleistozänen Terrassenschottern der Mosel. Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen.	163
PAUL, J.:	Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle	59
SCHOLZ-BEHLAU, A.:	Ertragsverhalten von Rieslingunterlagen auf den hessischen Weinbergböden. Mit 1 Abbildung und 7 Tabellen.	293

SCHRAFT, A.:	
Stoffaustrag aus einem Einzugsgebiet mit unterschiedlichem lithologischem Aufbau seiner Teilgebiete (Odenwälder Elz). Mit 3 Abbildungen und 3 Tabellen	137
STEINBERG, B.:	
Untersuchungsergebnisse über Bodenpflege und Wasserhaushalt im Weinbau. Mit 6 Abbildungen und 9 Tabellen	271
TOBIEN, H.:	
Zur Osteologie von <i>Masillabune</i> (Mammalia, Artiodactyla, Haplobunodontidae) aus dem Mitteleozän der Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (S-Hessen, Bundesrepublik Deutschland). Mit 15 Abbildungen, 10 Tabellen und 2 Tafeln	5
Bohrprobenlager Villmar-Aumenau	341

Zur Osteologie von *Masillabune* (Mammalia, Artiodactyla, Haplobunodontidae) aus dem Miozän der Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (S-Hessen, Bundesrepublik Deutschland)

Von

HEINZ TOBIEN*

Kurzfassung: Eine detaillierte Beschreibung des Skelettes des seltenen Paarhufers *Masillabune* aus dem Miozän von Messel bei Darmstadt (Hessen) (Bl. 6018 Langen) wird gegeben, seine systematisch-taxonomische Stellung erörtert und auf Skelettproportionen und Palökologie hingewiesen.

Abstract: A detailed description of the skeleton of the rare artiodactyl *Masillabune* from the Middle Eocene of Messel near Darmstadt (Hessen, FRG) is dealt with, the systematic-taxonomic position, the skeletal proportions and some paleoecological data of the animal are discussed.

Résumé: On décrit un squelette de l'artiodactyle *Masillabune*, rare dans le gisement fossilifère de Messel (près de Darmstadt, Hesse, RFA). On discute la position systématique-taxonomique, les proportions squelettiques et quelques dates paléoécologiques de l'animal.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkung	6
2. Der Erhaltungszustand	6
3. Beschreibung des Skelettsystems	8
3.1. Schädel	8
3.2. Unterkiefer	11
3.3. Oberkiefer-Gebiß	13
3.4. Unterkiefer-Gebiß	16
3.5. Die Gebißformel	19
3.6. Wirbelsäule und Rippen	22
3.7. Schultergürtel und Vorderextremitäten	27
3.8. Becken und Hinterextremitäten	33
4. Zur systematischen Stellung	40
5. Skelettproportionen und Körperbau	49
6. Palökologische Hinweise	52
7. Zusammenfassung, Summary, Sommaire	55
8. Schriftenverzeichnis	57

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

1. Vorbemerkung

1980 wurde in einer vorläufigen Mitteilung über den ersten Fund eines Paarhufers in der Fossilfundstätte Messel (= „Grube Messel“) berichtet (TOBIEN 1980). Nachstehend sollen nähere Einzelheiten zu dem Fundstück mitgeteilt werden.

Über die Fundumstände, die biostratinomischen Verhältnisse [u. a. die Rolle der beiden aus der Schwanzwirbelsäule dislozierten Schwanzwirbel, jetzt hinter den Tarsalgelenken der Hinterextremitäten gelegen (Taf. 1)] in Bezug zu den Bodenwasserströmen im Messeler See sei auf TOBIEN (1980: 12–13) verwiesen.

Danksagung

Auch an dieser Stelle möchte ich Herrn cand. geol. THOMAS MARTIN, 6100 Darmstadt, Grüner Weg 37, für die Überlassung des Fundes zur näheren Untersuchung herzlich danken. Ich danke ferner ebenso Herrn Prof. Dr. H. W. MATTHES, Halle, für Übersendung von Photographien und Vergleichsstudien im Geiseltalmuseum, Herrn Dr. J. L. FRANZEN, Frankfurt a. M., für gleiches im Senckenberg-Museum, ihm, Herrn Prof. Dr. K. D. ROSE, Baltimore, und Herrn Dr. J. SUDRE, Montpellier, für wichtige Hinweise und Diskussionen, letzterem auch für die Überlassung von Abgüssen. Gleicher Dank gilt den Herren Dr. H. SCHAEFER, Dr. J. HÜRZELER und Dr. B. ENGESSER, Basel, für die Erlaubnis zur Einsichtnahme in die Sammlungen des Naturhistorischen Museums und Zusendung von Literatur. Ich danke ferner herzlich den Herren Prof. Dr. W. STÜRMER, Erlangen, und Dipl.-Geol. S. A. OPPERMANN, Mainz, für Röntgenaufnahmen, Herrn M. SCHMICKING, Mainz, für Fotoaufnahmen, Herrn R. KOHLER, Mainz, für Zeichnungen, Herrn K. SCHUCHMANN, Mainz, für präparatorische Arbeiten, Frau H. LANG, Mainz, und Frau T. MUSCHERT, Darmstadt, für Schreibarbeiten am Manuskript, Herrn A. KARSCHNY, Wiesbaden, für Mitarbeit bei der Drucklegung des Manuskriptes.

2. Der Erhaltungszustand

Nach Angaben der Finder, Dr. GÜNTHER MARTIN und Sohn THOMAS, Darmstadt, kam das Skelett bei der Bergung im Gestein an der W-Seite der Grube Messel (Abb. 1) zutage. Die geborgene und von den Findern präparierte Platte enthielt den größten Teil des Skelettes, so die linke Schädelhälfte, beide Extremitäten und das Achsenskelett nebst

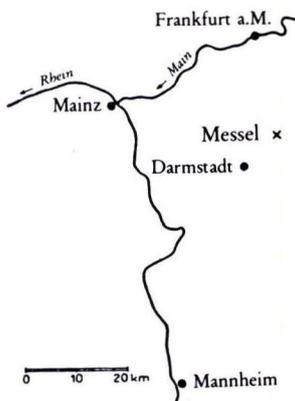
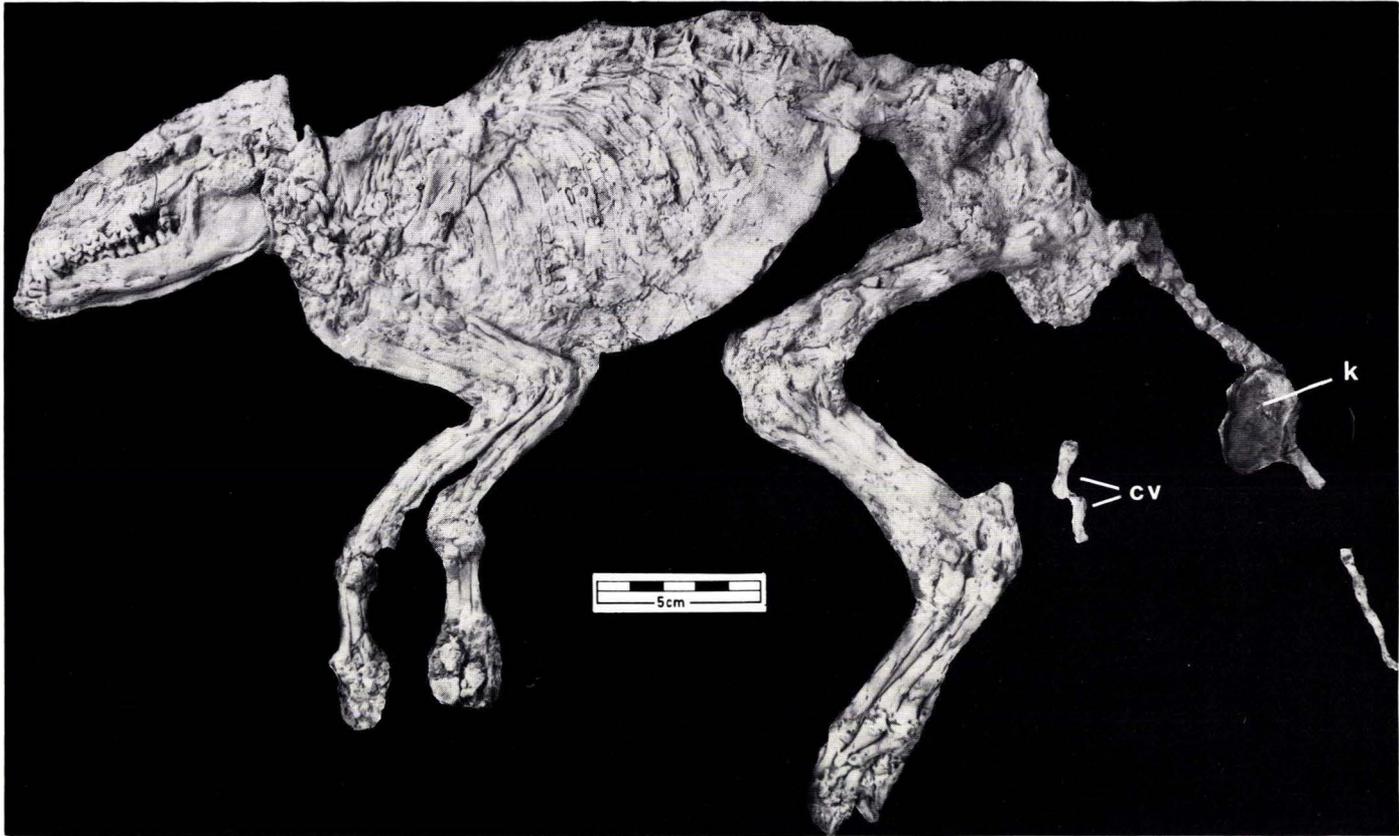


Abb. 1. Lageskizze der Fossilfundstätte Messel NE Darmstadt.



Tafel 1

Masillabune martini TOBIEN 1980, Holotypus, Ansicht der linken Seite.
 cv.: zwei Caudalwirbel, k: Koprolith, distal davon Lücke in der Schwanzwirbelsäule; Messel, unt.
 Lutetium, x 0,44. Wo nicht anders vermerkt, gehören alle Teilabbildungen des Skelettes zum
 Holotypus. Skelett wie alle folgenden Foto-Abbildungen mit NH_4Cl geweißt.

Rippen. Von der Gegenplatte blieben nur der rechte, frei geborgene Ramus horizontalis des Unterkiefers (Abb. 4, 8) sowie 3 kleine, nicht näher bestimmbare Knochenfragmente aufweisende Schieferbruchstücke erhalten. Dagegen fehlen u. a. die rechte Schädelhälfte und der rechte Brustkorb.

Das Taf. 1 abgebildete Skelett kehrt dem Beschauer die linke Körperseite zu. Nach der in Messel vielfach angewandten Bergungstechnik von Wirbeltierfunden (LIPPMANN 1979: 24, Abb. 5) ist dies jene Seite, die sich ursprünglich im Liegenden befand, d. h. nach unten gewandt war.

Das Skelett ist – abgesehen von drei Schwanzwirbeln – nahezu völlig im Verband überliefert. Dislokationserscheinungen durch mehr oder weniger starken Zerfall der skeletalen Elemente vor der endgültigen Einbettung (z. B. das zweite *Messelobunodon*-Skelett: FRANZEN 1983: Taf. 1) sind nicht zu beobachten. Kleinere Verschiebungen, insbesondere von distalen Elementen der Extremitäten, dürften eher durch die Kompaktion des Bodensedimentes und die damit einhergehende Kompression des Skelettes im Verlaufe der Diagenese zustande gekommen sein.

Die Knochen selbst sind, wie in Messel häufig, durch die oben genannten Faktoren stark verdrückt, in sich in viele Stücke zerbrochen und teilweise auch bruchlos deformiert, so daß in den Röntgenaufnahmen von etwa zu erwartenden Markhohlräumen des postcranialen Skelettes nichts oder nicht viel zu erkennen ist (Abb. 13, 15). Ausnahmen bilden die – mit ihrer im Verhältnis zur Größe massiven Kompakta versehenen – Metapodien und z. T. Phalangen, deren Markhohlräume im Röntgenbild dann auch sichtbar sind. Dies dürfte zu einem beachtlichen Teil auch mit dem aus manchen Knochenoberflächen sowie aus dem Usurzustand des Gebisses (S. 13) ersichtlichen jungadulten Lebensalter des Tieres zusammenhängen, bei dem der Ossifikationsgrad und damit die Festigkeit der Kompakta noch nicht so weit fortgeschritten war, wie es bei dem senilen *Messelobunodon-schaeferi*-Skelett (FRANZEN 1981: Taf. 1, 2, 5, 6, 10) der Fall ist. Hinzuweisen ist noch auf Reste eines schwarzen, organischen, dünnen Films, der sich auf zahlreichen Knochen befindet, im ursprünglichen Zustand wohl weiter verbreitet war, und später z. T. abgetragen wurde. Möglicherweise handelt es sich hier um umgewandeltes Periostr.

3. Beschreibung des Skelettsystems

3.1. Schädel

(Taf. 1, Abb. 2, 3)

Der Schädel ist im Bereich der Orbita und des Nasenhohlraumes stark eingedrückt und deformiert. Der Jochbogen ist im mittleren Teil erhalten, darüber und dahinter liegen rinnenförmig zusammengedrückt Reste der Orbita und der Temporalgrube. Das For. infraorbitale liegt 4 mm über der Grenze P^2/P^3 s. und hat vertikal 2,5 mm \varnothing . 7 mm vor seinem Hinterrand auf gleicher Höhe, über der Grenze P^1/P^2 s., liegt ein weiteres kleines (0,5 mm \varnothing), kreisrundes Gefäßloch.

Hinter dem Jochbogen und schräg rückwärts über dem Ansatz des Proc. coronoideus des Unterkiefers liegt eine größere, rundliche Masse, welche die dorsale Partie des Proc. ascendens des Unterkiefers überdeckt. Sie ist außen beschädigt, ihre Substanz (Knochenm., ? Siderit) nicht erkennbar. Die Deutung dieses Komplexes ist schwierig. Es könnte

ein Fremdkörper (Koprolith, Sideritkonkretion) sein, der auf die rechte, d. h. „obere“ Seite des Schädels niedersank (Koprolith) oder sich an der Schädelbasis während der Diagenese bildete (Sideritkonkretion) und, der eine wie der andere, bei der Kompaktion auf die linke, d. h. „untere“ Seite des Ramus ascendens mit seiner hier sehr dünnen Knochenlamelle durchgedrückt wurde. Die umgebenden Wände bestehen aus einer dünnen Knochenlage, die ohne erkennbare Fugen in die benachbarte Ramus-Partie übergeht. Dies spricht gegen einen aufgelagerten Fremdkörper. Es könnte sich aber auch um die durchgedrückte linke Gehörkapsel mit dem kompakten Petrosium handeln. Das Röntgenbild (Abb. 3) zeigt eine kreisrunde Öffnung mit 3 mm Ø: ? Meat, audit. ext., cranial anschließend einige Bogen-Fragmente, die auf die Canales semicirculares hindeuten. Ein definitiver Entscheid muß offenbleiben.

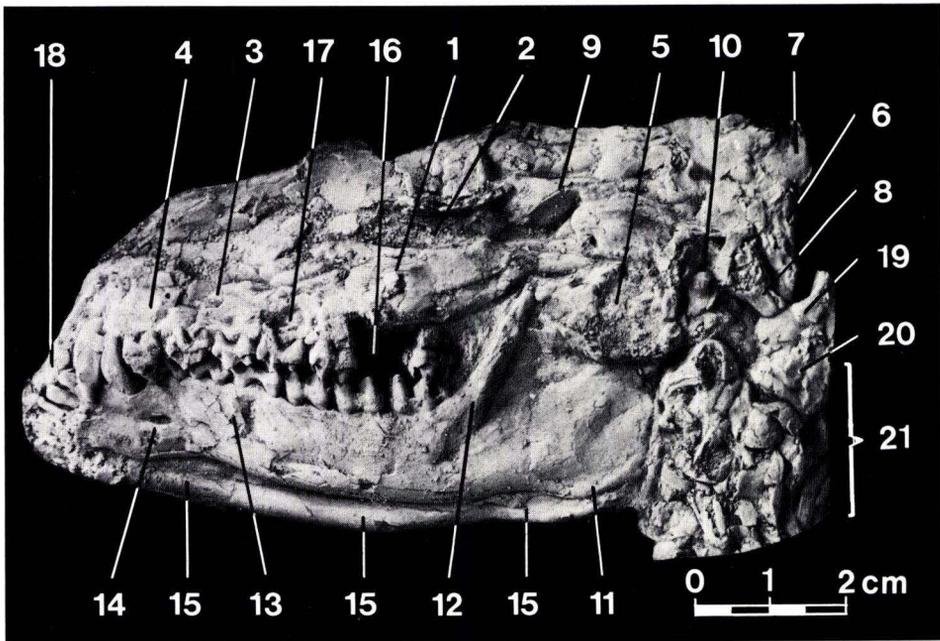


Abb. 2. *Masillabune martini*, Schädel und Unterkiefer, prox. Teil der Halswirbelsäule, linke Seite; Messel, unt. Lutetium; x 1.

- | | |
|------------------------------|--|
| 1: Jochbogenansatz | 12: Proc. coronoideus, Vorderrand |
| 2: Orbita, eingedrückt | 13: For. mentale, mesial |
| 3: For. infraorbitale | 14: For. mentale, distal |
| 4: kl. Gefäßloch | 15: Ram. horizont. d., Ventralrand |
| 5: ? Petrosium | 16: Lücke; nach Aushebung des M ² s.; durch Kunststoffplatte verschlossen |
| 6: Occipitalschuppe | 17: Eindellung dorsal von D ⁴ |
| 7: Opisthocranion | 18: Intermaxillare, fragm. |
| 8: Proc. paroccipitalis | 19: Atlas, fragm. |
| 9: Crista frontalis, fragm. | 20: Epistropheus, fragm. |
| 10: Cond. mandibularis, lat. | 21: Fragmente prox. Halswirbel |
| 11: Proc. angularis | |

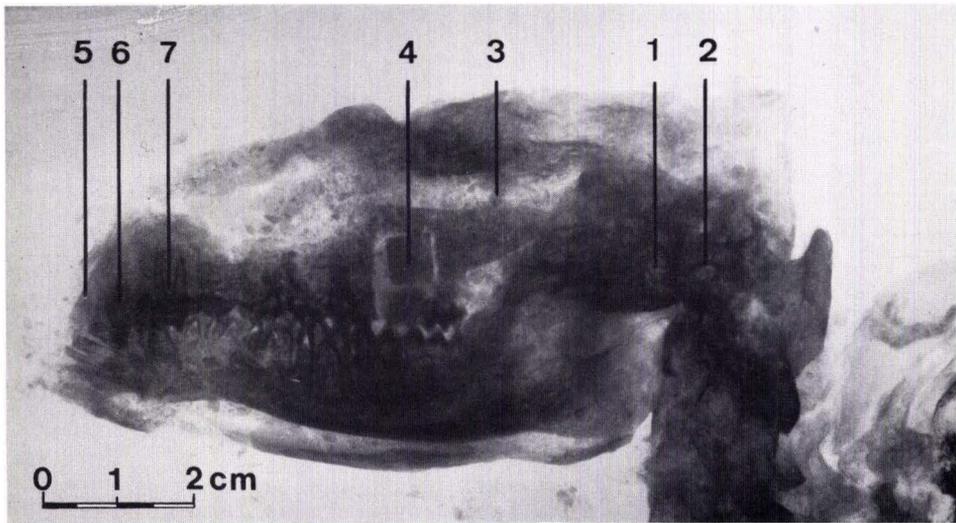


Abb. 3. *Masillabune martini*, Schädel, Unterkiefer, prox. Teil der Halswirbelsäule; Röntgenaufnahme; Messel, unt. Lutetium, x 1.

- | | |
|---|--------------------------|
| 1: ? Fragmente der Can. semicirculares | 5: I^3 s.; stiftförmig |
| 2: ? Meatus audit. extern. | 6: C sup. s. |
| 3: Orbitalregion, verdrückt | 7: P^1 s. |
| 4: Lücke nach Aushebung des M^2 s.; durch Kunststoffplatte verschlossen | |

Dorsal darüber liegt eine Knochenpartie mit intakter Oberfläche. Auf ihr befindet sich eine nur angedeutete, längsgerichtete Knochenleiste: Wohl ein Teil des Schädeldaches mit der Crista frontalis ext.

Caudal von dieser Struktur folgt die Occipitalregion, aus einem zerdrückten, nicht näher deutbaren Knochenkomplex bestehend. Erkennbar ist nur ein oberflächlich liegender, zapfenförmiger Knochen, dessen Basis oro-dorsal, dessen Spitze caudo-ventral orientiert ist. Hier könnte es sich um den Processus paroccipitalis hinter dem Meatus auditorius externus in dislozierter Position handeln.

Gut erkennbar ist das gerade, etwas konkave Profil der Occipital-Schuppe sowie ihr spitzwinkliger Übergang am Opisthocranion in das mehr oder weniger geradlinige und bis in Höhe des P^4 nur leicht absinkende Profil des Schädeldaches. Von da ab, im Bereich der Nasalia, sinkt es stärker ab und ist vorn, im Intermaxillarbereich, steil gestellt.

Das Schädelprofil von *Masillabune* unterscheidet sich damit von dem des Dichobuniden *Messelobunodon schaeferi*, ebenfalls aus Messel, dessen „mesial weit vorgestreckte schlanke Schnauzenregion“ FRANZEN (1981: 305, Taf. 2 Fig. 2) hervorhebt. Ein vergleichbar flaches Schädelprofil weist auch der *Diacodexis*-Schädel aus dem Eozän Pakistans auf (RUSSELL et al. 1983: fig. 1, 2). *Masillabune* ähnlicher sind die Schädel-Rekonstruktionen von *Rhagatherium valdense* aus dem Ludium von Mormont (STEHLIN 1908: Abb. 113) und von *Anthracobunodon weigelti* aus dem Mitteleozän des Geiseltales (HELLER 1934: Abb. 1): Taf. 2.

3.2. Unterkiefer

(Taf. 1, Abb. 2–6, 8)

Vom Unterkiefer ist der linke Ramus horizontalis – bis auf die etwas defekte vorderste Spitzenpartie – voll erhalten, vom Ramus ascendens – wie oben erwähnt – nur der basale Abschnitt sichtbar. Die Proc. coronoideus und articularis sind durch den eingedrückten „Fremdkörper“ zerstört worden. Ein caudoventral gelegener kleiner, rundlicher Knochenvorsprung dürfte jedoch das laterale Ende des Condylus mandibulae sein.

Der Proc. angularis ist vollständig erhalten. Er ist abgerundet, ohne rückwärtigen Fortsatz (im Gegensatz zu *Messelobunodon*: FRANZEN 1983: 409, Taf. 2 Nr. 4, sowie dem Dichobuniden *Diacodexis* aus dem Eozän Pakistans: RUSSELL et al. 1983: fig. 1 mit deutlichem Proc. angularis) und steigt – im Vergleich zur Achse des Ram. horizont. – fast vertikal auf. Der Vorderrand des Proc. coronoideus ist wulstig verdickt und schräg nach oben und rückwärts gerichtet. Die dahinter gelegene Knochenlamelle des Ram. ascendens ist leicht eingedrückt. Der Ramus horizontalis hat nahezu gleichbleibende Höhe, nur vorn ist er etwas verjüngt. Er wirkt dadurch massiger (TOBIEN 1980: Taf. 2 Fig. 1e, 1f) als der schlankere, vorn verjüngte Ramus von *Messelobunodon* (FRANZEN 1981: Taf. 2 Fig. 2, 3; 1983: Taf. 1, 2). Offensichtlich bestehen hier Zusammenhänge zwischen schlankerem Schnauzenteil und entsprechendem Unterkiefer bei *Messelobunodon* einerseits, und massivem Schnauzenteil und entsprechendem Unterkiefer bei *Massillabune* andererseits (s. a. Abb. 2, Taf. 2 Fig. 1 u. 4).

Der sonst geradlinige Unterrand des Ram. horizont. zeigt zwei schwache Einziehungen. Eine liegt im Bereich des Ram. ascendens, die vordere unterhalb des P_3 (Abb. 2). Ähnliches findet sich bei *Messelobunodon* (FRANZEN 1983: Taf. 2).

Ein vorderes kleineres For. mentale liegt unterhalb des P_2 , ein hinteres – etwas größeres und verdrücktes – unterhalb des D_4 (Abb. 2). Ähnliches findet sich bei *Messelobunodon* (FRANZEN 1981: 306).

Vom rechten Ram. horizont. ist gerade noch die Innenseite des Unterrandes – mit gleichem Verlauf wie der linke Ramus – sichtbar (Abb. 2). Die restliche Partie des Ramus wurde – wie oben erwähnt – von den Findern isoliert geborgen und ist bei TOBIEN (1980: Taf. 2 Fig. 1d–f) bereits abgebildet. Der massive, nach vorn nur wenig verjüngte Umriß ist auch hier gut sichtbar, ebenso wie das unterhalb P_2 gelegene vordere For. mentale. Das hintere ist vermutlich durch den Bruch unterhalb des D_4 zerstört worden (Abb. 4b–d).

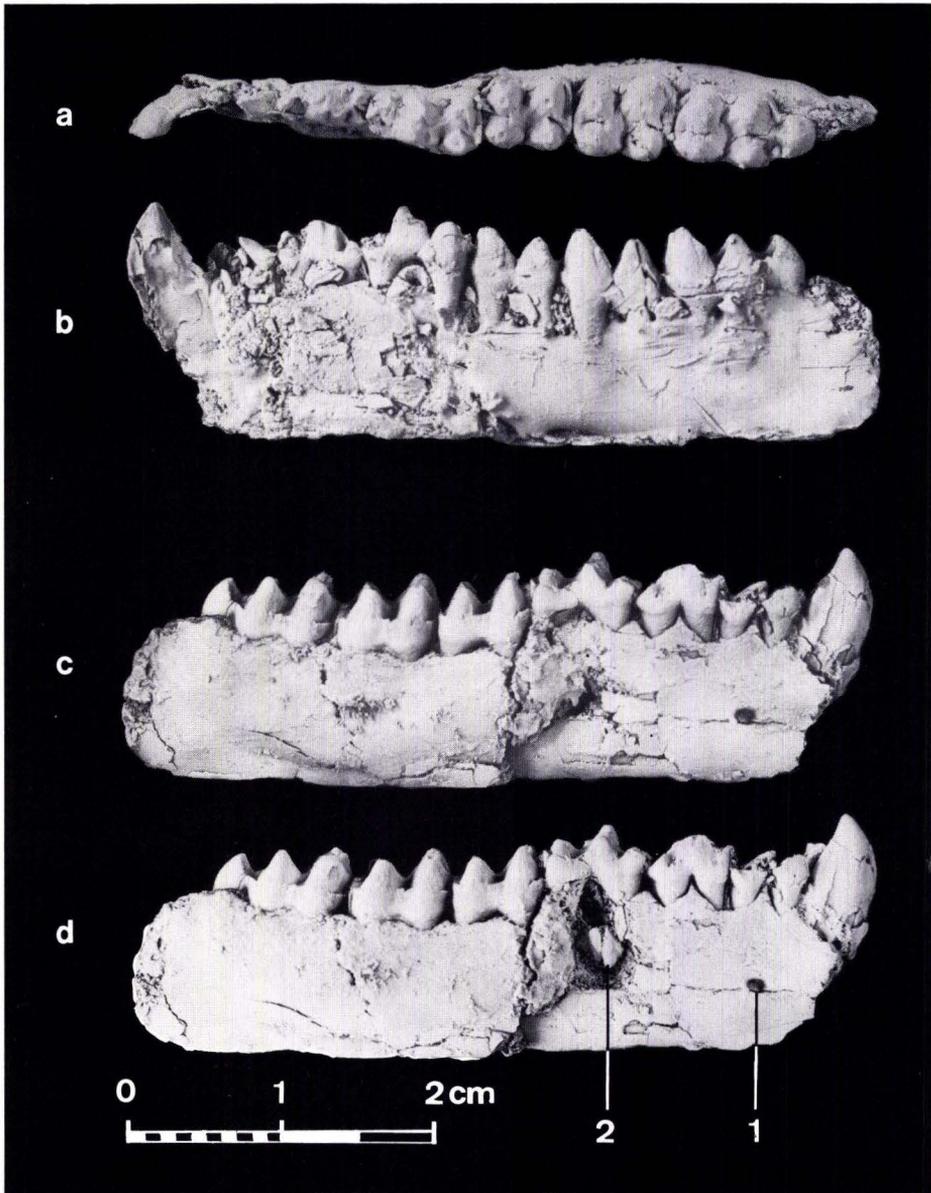


Abb. 4. *Masillabune martini*, Fragment des Ramus horizontalis d. mit P₁ (caniniform) bis M₃; Messel, unt. Lutetium, x 2.

a: von occlusal, b: von lingual, c: von labial, d: von labial, mit freigelegtem Schmelzkappen-Fragment des P₄ zwischen den Wurzeln des D₄.

1: For. mentale, distal

2: P₄-d.-Schmelzkappen-Fragment

3.3. Oberkiefer-Gebiß

(Tab. 1)

Vom Oberkiefer-Gebiß sind nur C, 4 Prämolaren und 3 Molaren der linken Seite – in Labialansicht – erhalten. Vor dem C muß noch ein oberer Incisiv liegen, wie aus dem Röntgenbild ersichtlich ist. Er wurde aber wegen Gefährdung der umliegenden Zähne nicht freipräpariert (Abb. 3,6).

Nur der M^2 s. wurde – um Einblick in die Kauflächenstruktur zu erhalten – durch Herrn Präparator SCHUCHMANN, Mainz (TOBIEN 1980: 17), ausgehoben. Von den übrigen Incisiven und der rechten Zahnreihe ist nichts überliefert, auch die Röntgenaufnahme gibt dazu keine Hinweise (Abb. 3).

Das Oberkiefer- wie auch das Unterkiefer-Gebiß sind nur wenig angekauft, es handelt sich um ein zwar erwachsenes – alle postcaninen Zähne sind in der Kauebene –, aber noch nicht altes Individuum. Nachstehend folgt eine kurze Beschreibung der Gebißelemente.

C sup. s. (Abb. 2, 5, 6) ist groß, mit caniniformer Krone, die labiolingual offensichtlich abgeflacht, mesial abgerundet, distal zugespitzt ist. In der distalen Kronenpartie liegt eine flache, vertikale Rinne. Der Canin ist einwurzelig, seine Spitze abgebrochen.

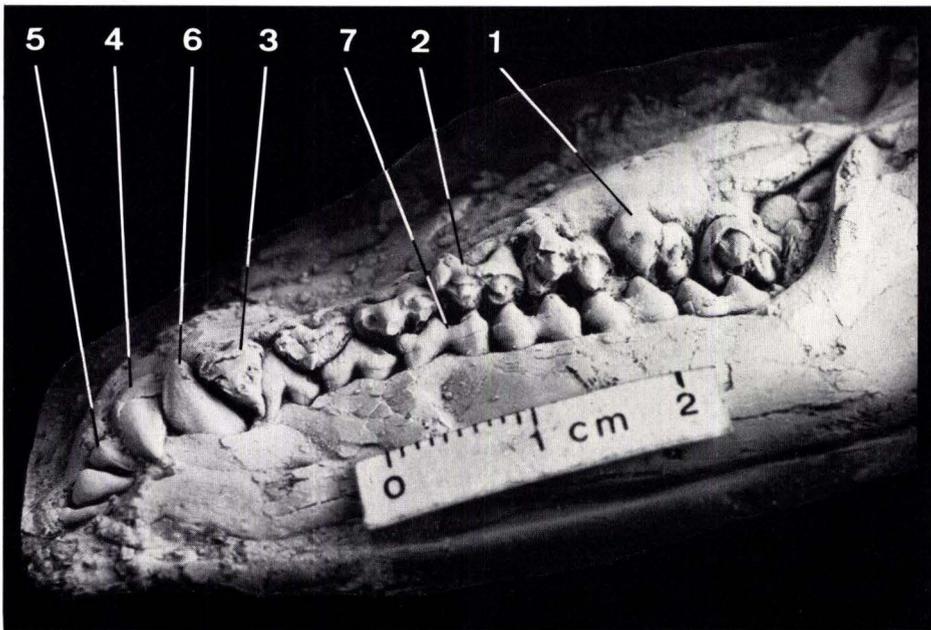


Abb. 5. *Massillabune martini*, Zahnreihen des linken Oberkiefers (C sup. – M^3 , M^2 ausgehoben und in Gips rekonstruiert) und des linken Unterkiefers [2 Incisiven, C inf. (incisiviform), P_1 (caniniform) – M_3 , mit Schrägaufnahme der labialen Kronenränder der Oberkieferzähne]; Messel, unt. Lutetium, x 2.

- 1: M^2 s., rekonstruiert
- 2: D^4 s.
- 3: P^1 s.
- 4: C sup. s.

- 5: C inf. s., incisiviform
- 6: P_1 s., caniniform
- 7: D_4 s.

P¹ s. (Abb. 2, 5, 6): Ein Diastem von ca. 3 mm trennt den Zahn vom Canin. In diese Lücke greift der untere caniniforme Zahn ein. Die einhügelige, spitze Krone ist an der Labialwand defekt. Vorn außen liegt ein sich nach hinten abschwächendes, bis zur Mitte reichendes Cingulum, an das sich – wurzelwärts versetzt – ein kleiner Hinteraußenwulst anschließt. Der Zahn ist – wie auch das Röntgenbild zeigt (Abb. 3) – mit einer etwas schwächeren Vorder- und einer kräftigeren Hinterwurzel, beide lang und deutlich getrennt, versehen.

Tab. 1. Längen (mm) der linken Oberkieferzähne von *Masillabune*, Mitteleozän, Messel (Einzelmaße)

C	: 3,8
P ¹	: 4,7
P ²	: 5,6
P ³	: 5,8
D ¹	: 6,3
M ¹	: 6,0
M ²	: 6,7 (größte Breite: 8,8: vorn)
M ³	: ca. 6,8

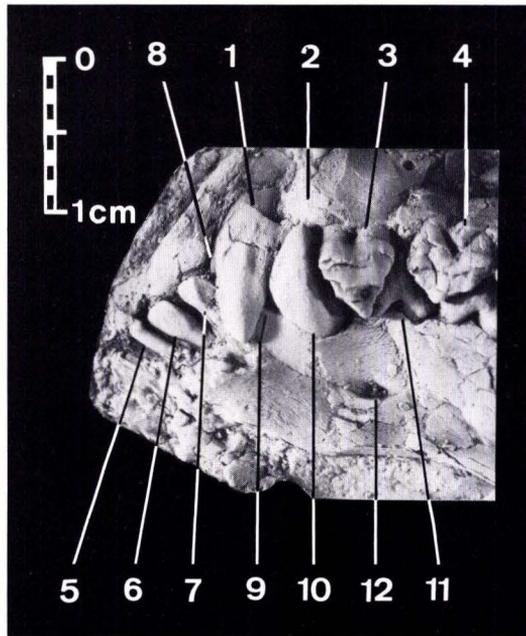


Abb. 6. *Masillabune martini*, Vordergebiß, links; Messel, unt. Lutetium, x 2.

- | | |
|--|--|
| 1: C sup. s. | 7: C inf. s., incisiviform |
| 2: Diastema zwischen C sup. s. und P ¹ s. | 8: P ³ s. |
| 3: P ¹ s. | 9: Diastema zwischen C inf. s. und P ₁ s. |
| 4: P ² s. | 10: P ₁ s., caniniform |
| 5: I ₂ s. | 11: P ₂ s. |
| 6: I ₃ s. | 12: For. mentale |

P² s. (Abb. 2, 5, 6): Die linguale, am Hinterabhang etwas defekte Kronenpartie hat eine deutlich nach vorn verlagerte Spitze. Vorn außen ist ein bereits deutlicher Parastyl vorhanden, die Kronenmitte ist ohne Cingulum, hinten außen liegt ein schwacher Basalwulst. Wie sein Vorgänger ist der Zahn zweiwurzellig.

P³ s. (Abb. 2, 5): Hinter der nach vorn vorgeschobenen Hauptspitze liegt eine kleinere, niedrige Hinterspitze, vorn außen ein Parastyl und hinten außen ein kräftiges Cingulum, dagegen keine Andeutung eines Mesostyls. Labial sind die Ansätze einer Vorder- und Hinterwurzel sichtbar. Über die Beschaffenheit der Lingualseite der Krone sind keine Angaben machbar. Die beiden Haupthügel zeigen an der Spitze leichte Usuren.

Vom Vorderhügel läuft ein Grat auf den Parastyl zu. Er ist auch an den beiden vorangehenden P sichtbar.

D⁴ s. (Abb. 2, 5): Zwei annähernd gleich starke Außenhügel, mit Spitzenusuren, belegen den molariformen Habitus der Labialpartie des D⁴. Vor dem Paracon steht ein kräftiger, weitgehend isolierter Parastyl, der Metacon ist von einem deutlichen Cingulum umgeben, ein Mesostyl fehlt. Die linguale Partie ist hier, wie an P³ und P², durch Unterkieferzähne verdeckt. Zur Deutung dieses Zahnes als D⁴ siehe S. 20.

M¹ s. (Abb. 2, 5): Der Parastyl ist hier weggebrochen, ein schwacher Mesostyl und ein Hinteraußencingulum finden sich an der Labialwand. Die Außenwand des Paracons besitzt einen deutlichen, die des Metacons einen abgeschwächten Mittelwulst. Lingual vom Paracon steht ein mit leichter Usur versehener Paraconulus, dessen Vorderarm auf den Parastyl gerichtet ist.

Der labiale Sockel des Protocons ist gerade noch sichtbar. Das Trigonum-Becken ist tief, in seinem Grunde ist noch etwas vom Vorderarm des Hinterinnenhügels sichtbar. Ähnlich dem Paraconulus trägt auch der Paracon eine leichte Spitzenusur, die den Dentinkern eröffnet hat. Der Metacon ist weniger usiert.

M² s. (Abb. 2, 5, 7, s. auch TOBIEN 1980: Taf. 2 Fig. 1c): Wie erwähnt, ist dieser Zahn aus der Zahnreihe ausgehoben worden, die Lücke wurde hinten durch eine Kunststoffplatte, vorn durch eine Gipsnachbildung geschlossen.



Abb. 7. *Masillabune martini*, M² s.; Messel, unt. Lutetium, x 4.

Der anthracotherioide 5-Hügelplan des nur wenig usierten Zahnes ist deutlich erkennbar. Von der leicht angeschliffenen Spitze des Paracons läuft vorn ein Grat zum – im Vergleich mit D^4 – schwachen Parastyl, hinten ein solcher zum Boden der Krone. Er trifft dort einen vom Metacon herabziehenden Vordergrat. Beide vereinigen sich und bilden einen kurzen Grat zum kleinen, spitzigen Mesostyl. Auch der Metacon besitzt einen etwas angeschliffenen Hintergrat, der zum Hintercingulum absteigt. Die Labialwände beider Außenhügel zeigen Mittelwülste.

Der Paraconulus ist aus der Verbindungslinie Paracon – Protocon nach vorn herausgerückt und entsendet einen gratartigen Vorderarm zum Parastyl. Da die Labialwand eben, sogar leicht konkav ist, entsteht hier eine selenodonte Teilstruktur.

Der Protocon mit Spitzenusur ist kegelförmig ohne Grate. Demgegenüber hat der labiad vorgeschobene Metaconulus einen Vorder- und Hintergrat, die zusammen mit der ebenen Labialwand dem Hügel ein selenodontes Gepräge geben. Der Hintergrat ist besonders lang und verbindet sich mit dem Cingulum an der Hinteraußenecke. Letzteres läuft nach vorn zum Parastyl weiter, ist auf der Vorderwand unterbrochen, setzt an der Vorderinnenecke wieder ein, umzieht die Kronenbasis innen und verdünnt an der eingezogenen Hinterinnenecke. Der Molar ist deutlich breiter als lang (Abb. 7). Dies dürfte auch für die übrigen Molaren gelten.

Die Wurzeln sind weggebrochen, über ihre Größe und Verteilung kann wegen der Bedeckung mit Kunststoff- und Ölschieferresten nichts Verlässliches mitgeteilt werden.

M^3 s. (Abb. 2, 5): In seinem sichtbaren Kronenteil mit Parastyl, Mesostyl, Außencingulum, Paracon, Metacon und Paraconulus stimmt er mit M^2 überein. Wie das Röntgenbild ersehen läßt, sind in Labialansicht zwei kleine Außenwurzeln und eine zwischen ihnen stehende Innenwurzel vorhanden (Abb. 3).

Die drei Molaren sind, offensichtlich durch Fossilisation bedingt, etwas kulissenartig verstellt, mit von außen-vorn nach hinten-innen orientierter Längsachse.

3.4. Unterkiefer-Gebiß

(Tab. 2)

Drei incisiviforme Zähne der linken Kieferhälfte mit dem Beschauer zugekehrten Labialflächen sind sichtbar: (Abb. 2, 5, 6) ein mesialer Zahn (Gesamthöhe: 4,5 mm), pfriemenförmig mit langer, schlanker Wurzel ($3,0 \times 1,2$ mm) und knopfförmiger Schmelzkappe (Spitzenpartie durch Sediment verdeckt), deren labiale Grenze schräg von mesial nach distal wurzelwärts absinkt. Vom distal anschließenden Zahn ist nur die spatulierte Krone (Länge mesio-distal: 2,3 mm, Höhe: 4,4 mm) und der Wurzelhals (mesio-distal: 1,0 mm) sichtbar. Noch stärker spatuliert und mit ähnlich schneidender, unangekauter Kronenkante ist der dahinter folgende incisiviforme Zahn. Die Krone (sichtbare Länge: 2,7 mm, Höhe: 3,6 mm) ist distal von der Vorderkante des C sup. verdeckt. Der Wurzelhals ist aus dem gleichen Grund nur teilweise sichtbar. Der Zahn ist, wie auch das Röntgenbild zeigt (Abb. 3), einwurzelig. Labial und über dem Kronenrand ist eine winzige Partie der Schmelzdecke eines oberen I sichtbar. Eine Andeutung dieses I sup. ist auch auf dem Röntgenbild erkennbar (s. S. 13, Abb. 3,6).

Tab. 2. Längen und max. Breiten (mm) der Unterkieferzähne von *Masillabune*, Mitteleozän, Messel

	Länge		Breite (hinten) dext.
	sin.	dext.	
P ₁ :	5,0	5,2	—
P ₂ :	—	5,2	ca. 2,4
P ₃ :	5,7	5,7	2,6
D ₄ :	—	7,2	4,3
M ₁ :	5,8	5,7	4,5
M ₂ :	6,6	6,6	5,2
M ₃ :	9,1	9,2	4,8

C inf. s. (Abb. 2–6): Auf den letzten Incisiviformen folgt ein Diastema von ca. 3,5 mm Länge, in das der C sup. eingreift. Der untere Caniniforme sieht dem oberen weitgehend ähnlich, ist aber mesiad etwas gekrümmter und im ganzen etwas massiver (Länge mesio-distal an der Kronenbasis: ca. 5,0 mm, Höhe der Krone distal: 7,1 mm). Die Schmelzwurzelgrenze sinkt von vorn nach hinten in wurzelwärtiger Richtung ab. Die Kronen-Vorderkante ist schneidend, die Hinterkante ist nicht sichtbar, die Labialwand deutlich vorgewölbt. Der Zahn hat eine einfache, kräftige Wurzel (Abb. 3). Sie ist mesio-distal gedehnt, defekt und könnte zwei Äste – getrennt oder verschmolzen – gehabt haben.

Der Zahn greift in das oben erwähnte Diastema zwischen C sup. und P¹ ein, d. h. beim Kieferschluß, den der Schädel zeigt, liegt der C sup. vor dem C inf. Normalerweise ist das Umgekehrte der Fall (s. S. 20).

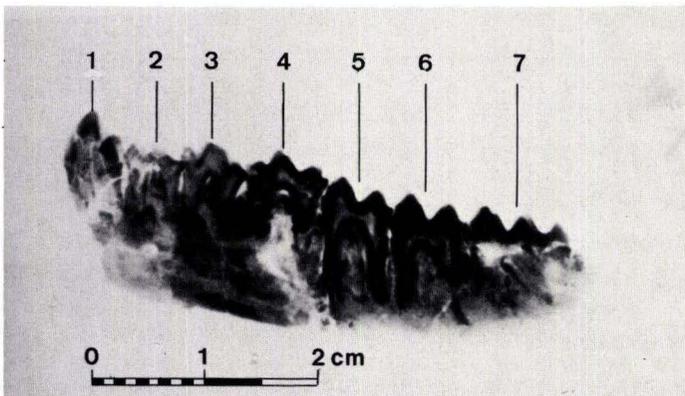


Abb. 8. *Masillabune martini*; Ramus horizont. fragm. d., von lingual, Röntgenaufnahme; Messel, unt. Lutetium, x 1,5.

- | | |
|---|----------------------|
| 1: P ₁ d. caniniform | 5: M ₁ d. |
| 2: P ₂ d. | 6: M ₂ d. |
| 3: P ₃ d. | 7: M ₃ d. |
| 4: D ₄ d. (ohne Andeutung des P ₄ -Schmelzkappenrestes) | |

Das isoliert geborgene Fragment des rechten Ram. horizont. enthält die labiale Partie des unteren unangekauften Caniniformen (die linguale Wand ist größtenteils weggebrochen), an der noch die Krümmung des Zahnes sowie die vordere und die hintere schneidende Kante sichtbar sind (Abb. 4).

P₂ s. u. d. (Abb. 2–6, 8): Der linke P₂ ist durch P² und P³ weitgehend verdeckt, in deren Lücke die Hauptspitze des P₂ sichtbar ist. Die Krone des P₂ d. ist defekt, immerhin ist ein Rest der Hauptspitze sowie eine kleines basales Talonid mit Hinteraußencingulum vorhanden. Der Zahn hat je eine kräftige Vorder- und Hinterwurzel (Abb. 8).

P₃ s. u. d. (Abb. 2–6, 8): Die Labialwand des P₃ s. ist größtenteils durch das Hinterende des P² und die Vorderpartie des P³ verdeckt. In ihrer Lücke ist ein Teil der Hauptspitze des P₃ s. zu erkennen. P₃ d. bietet die Kauflächenansicht mit einer zentralen, leicht angeschliffenen Hauptspitze. Hinter ihr erhebt sich eine kleinere, ebenfalls etwas usierte Nebenspitze; daran schließt sich ein kurzer Grat, der zum Talonid hinabläuft.

Dieses besteht aus zwei divergierenden Schmelzleisten, deren Enden knopfartig verdickt sind. Die Leisten umschließen ein Talonid-Becken, in dessen Grunde eine längsverlaufende Schmelzleiste liegt. Diese wie die genannten Verdickungen tragen Usurspuren. Labiale und linguale Kronenbasis ohne Cingula.

Die Hauptspitze entsendet ferner nach vorn einen Grat, der, linguad gebogen und durch eine Einkerbung markiert, mit einer niedrigeren Vorderspitze verbunden ist. Ihre linguale Wand ist eingedrückt und defekt. Im ganzen weist die Krone bereits eine Dreigliederung, wie sie, weit deutlicher, am D₄ vorhanden ist, auf. Die Krone wird durch eine Vorder- und eine etwas stärkere Hinterwurzel getragen (Abb. 3, 8).

D₄ s. u. d. (Abb. 2–5, 8): Auch hier ist, wie an den vorhergehenden P, die Labialansicht der Krone durch Hinter- und Vorderpartie des P³ bzw. D⁴ verdeckt. D₄ d. zeigt die deutlich dreigeteilte, komplizierte Krone. Der Vorderabschnitt ist defekt, muß aber – nach Ausweis der Pulpa-Höhlen – aus zwei Hügeln bestanden haben. Die Mittelpartie besteht aus einer linguale Spitze, an deren Hinterhang eine kleinere Nebenspitze aufgesetzt ist (durchaus vergleichbar dem Befund an der Hauptspitze des P₃: s. oben). Beide Elemente sind aufgeschliffen. Labial von diesem Komplex liegt ein größerer, einfacher Hügel, dessen Vorderwand eine breite Kaufläche aufweist. Der hintere Abschnitt ist wie die vorderen zweihügelig, beide Hügel mit Spitzensusuren. Der linguale Hügel ist einfach gebaut, mit rundlichem Grundriß, vom labialen Hügel gehen ein Vordergrat und ein Hintergrat, beide linguad gerichtet und aufgeschliffen, aus. Dieses Hinterinnenelement enthält dadurch selenodonten Habitus. Die Rückwand der Krone, die sich deutlich nach vorn verjüngt, wird durch ein bandförmiges Cingulum abgeschlossen, das sich noch etwas auf die labiale Seite fortsetzt. Wie am P₃ fehlt auch hier ein Innencingulum. Die Bewurzelung ist die gleiche wie an den voranstehenden P. Zur Deutung dieses Zahnes als D₄ s. S. 21 (Abb. 3, 8).

M₁ s. u. d. (Abb. 2–5, 8): Die Gipfelpartie der Labialwand des M₁ s. ist durch die gegeneinander stehenden Hälften von D⁴ s. und M¹ s. verdeckt. Die 4 Hügel des M₁ d. – mit Spitzensusuren – sind paarweise angeordnet. Die Vorderhügel sind konisch, am Protoconid und Metaconid sitzen, der Mittelachse der Krone zugewandt und etwas nach hinten versetzt, schwache Leisten auf, die aufeinander zulaufen und die zwischen den beiden Vorderhügeln gelegene Furche nach hinten abdämmen. Am Metaconid die Andeutung einer Doppelspitze.

Vom Hypoconid gehen nach vorn und hinten linguad gerichtete Grate aus, die diesem Kronenelement einen selenodonten Habitus verleihen. Das Entoconid hat konische Gestalt mit einer angedeuteten Vorderkante. Bandförmige Cingula an der Vorder- und Hinterwand; die Basen von Lingual- und Labialwand ohne Cingulum. Eine Vorder- und Hinterwurzel (Abb. 3, 8).

M₂ s. u. d. (Abb. 2–5, 8): Wie ein vor Aushebung des M² angefertigter Schädel-Abguß erweist, ist die Gipfelregion des M₂ s. durch die gegenüberliegenden Hinter- bzw. Vorderenden von M¹ und M² verdeckt. Die Struktur der Krone in Kauflächenansicht ist im Prinzip die gleiche wie am M₁, nur sind einige Merkmale stärker akzentuiert. Dazu gehören die Hinterleisten an Protoconid und Metaconid, der selenodonte Habitus des Hypoconides, ein auf der Vorderwand des Metaconides zur halben Höhe des Protoconides herüberziehender Grat, der dem Vorderarm eines Halbmondes entspricht, sowie eine Talonidknospe am kräftigeren Hintercingulum und ein ähnlich verstärktes Vordercingulum. Nur die beiden Innenhügel tragen leichte Spitzenusuren. M₂ ist größer als M₁ und hat, wie dieser, zwei Wurzeln (Abb. 3, 8).

M₃ s. u. d. (Abb. 2–5, 8): Durch die erhaltungsbedingte Schiefstellung von M² s. und vor allem M³ s. ist in labialer Ansicht vom M₃ s. etwas mehr zu sehen, als bei seinen Vorgängern. Dies betrifft vor allem das große Talonid mit scharfer labialer Kante.

In Kauflächenansicht sind alle Hügel einschließlich Talonid unangekaut (die Spitze des Protoconides ist allerdings durch einen fremden Schmelzsplinter verklebt). Der gegen M₂ verstärkte Vorderarm des Protoconides erhöht den selenodonten Eindruck des Vorderaußenelementes. Deutlich selenodont mit Vorderarm (im Verlauf ähnlich einer *Crista obliqua*) und Hinterarm (der in das Talonid-Becken verläuft) sowie einer ebenen Lingualwand, auf der eine Mittelrippe sitzt, ist das Hypoconid.

Das unangekaute Metaconid hat, wie an M₁ und M₂, die Andeutung einer Doppelspitze und ist konisch mit Vorder- und Hinterkante. Das Entoconid ist rundlicher, hat aber auf der Labialwand eine Leiste, die der Mittelrippe auf der Lingualwand des Hypoconides gegenüberliegt.

Das Talonid ist groß, sein Becken ist auch von einer Lingualkante begrenzt, außerdem erhebt sich aus seinem Grunde eine kräftige Schmelzleiste, die sich mit dem Hinterarm des Hypoconides verbindet. Ein schwaches, nur an den Talausgängen verstärktes Cingulum zieht an der Labialseite zum Vordercingulum.

Eine unter dem Vorderhügel paar befindliche, selbständige Vorderwurzel ist erkennbar. Über die Wurzeldisposition unter den Hinterhügeln und Talonid geben wegen der schlechten Erhaltung auch die Röntgenbilder keine Auskunft.

3.5. Die Gebißformel

Nach den vorstehenden Ausführungen ergibt sich folgende Zusammensetzung der Zahnreihen aufgrund der vorhandenen Elemente:

Oberkiefer-Reihe: Von den Incisiven ist nur ein Incisiv der linken Seite im Röntgenbild sichtbar (S. 13) Er liegt dem C s. dicht an, danach dürfte es sich um einen I³ handeln. Anschließend folgt der caniniforme C sup., darauf folgen P¹, P² und P³. Wie aus

dem Vergleich mit dem D^4 des Unterkiefers resultiert, liegt hinter dem P^3 ein D^4 . Seine beiden Außenhügel sind ähnlich weit wie am D_4 und wie dort unverhältnismäßig weiter abgekaut als die Kronen der vorstehenden sowie der nachfolgenden Zähne. Außerdem reicht der Einblick in die Krone des D^4 so weit, um die nicht ganz parallele Vorder- und Hinterwand zu erkennen, was auf einen trapezförmigen (und nicht dreieckigen) Kronenquerschnitt, und damit auf vermutlich zwei Innenhügel schließen läßt: An D^4 eozäner Paarhufer ein verbreiteter Zustand (STEHLIN 1906: *Mouillacitherium*: Taf. 12 Fig. 30, *Dichobune*: Taf. 12 Fig. 40; STEHLIN 1908, 1910: *Mixtotherium*: Abb. 120, *Dacrytherium*: Abb. 121, Taf. 16 Fig. 24, Taf. 17 Fig. 16, *Cebochoerus* (oder *Choeromorus*): Taf. 14 Fig. 7, 55; *Catodonthrium*: Taf. 17 Fig. 22, 50, *Dichodon*: Taf. 18 Fig. 2, *Leptotheridium*: Taf. 19 Fig. 1, *Rhagatherium*: Taf. 19 Fig. 9, *Haplobunodon*: Taf. 20 Fig. 2, *Mouillacitherium*: Taf. 12 Fig. 30; SUDRE 1978: *Mouillacitherium*: Taf. 3 Fig. 1, 11, *Cebochoerus*: Taf. 7 Fig. 3, *Acotherulum*: Taf. 9 Fig. 3, *Tapirus*: Taf. 11 Fig. 4, *Robiacina*: Taf. 13 Fig. 6).

Das Röntgenbild (Abb. 3) gibt keinen Hinweis auf die Existenz des P^4 dorsal vom D^4 . Dies dürfte seine Ursache in der noch nicht sehr weit fortgeschrittenen Ausbildung des P^4 haben. Wahrscheinlich dürfte nicht mehr als die Anlage der Schmelzkappe vorhanden gewesen sein, analog zu den Befunden am D_4 (s. u.). Dafür spricht auch die Eindellung in der maxillaren Knochenwand, dorsal über der D^4 -Krone. Bei der Kompaktion des Schädels dürfte der Bildungsraum des P^4 mit seinem überwiegend noch nicht verfestigten Gewebeinhalt komprimiert und dabei die Eindrückung der Maxillare-Wandpartie erfolgt sein. Analoge Befunde liefert der linke Ramus horizontalis (s. S. 21). Die vor dem D^4 stehenden Zähne sind nach Kronenstruktur und Wurzelbildung bereits gewechselte Prämolaren.

An den D^4 schließen caudal die drei Molaren M^1 , M^2 und M^3 an.

Danach ergibt sich die nachstehende Abfolge der am Skelett vorhandenen linken Zahnreihe:

$$I^3, C, P^1, P^2, P^3, D^4, M^1, M^2, M^3$$

Im Unterkiefer sind linksseitig und damit am relativ vollständigsten vorhanden:

Drei incisiviforme Zähne, die vor dem caniniformen Zahn stehen. Ihre Deutung hängt ab von der Interpretation des letzteren. Dieser hat eine kräftige, mesiodistal gedehnte, aber am linken wie am rechten C etwas defekte Wurzel. Sie legt die Annahme nahe, daß hier eine faktisch doppelte Wurzel oder eine aus der Verschmelzung einer Vorder- und Hinterwurzel hervorgegangene größere Wurzel vorliegt. In jedem Falle ist die Wurzel des unteren Caniniformen größer und breiter als die des oberen Caninen, wie die Röntgenbilder zeigen (Abb. 3, 8).

Zugunsten dieser Deutung spricht ferner die Occlusionsstellung des oberen C und unteren Caniniformen bei *Masillabune*. Der erstere greift vor dem letzteren in den Unterkiefer ein. Ein Merkmal, welches für den Antagonismus C sup./ P_1 inf.-caniniform typisch ist. Bei Occlusion C sup./C inf.-caniniform ist das Umgekehrte der Fall.

Danach wäre der untere caniniforme Zahn als ein Prämolare, in diesem Falle als P_1 anzusprechen. Bei eozänen wie auch unter jüngeren Paarhufern sind derartige Fälle nicht selten (näheres dazu S. 40).

Für die drei oben genannten incisiviformen Zähne ergibt sich danach folgende Deutung: Der dem caniniformen P_1 mesiad dicht folgenden Zahn wäre dann der eigentliche Canin mit incisiviformer Krone. Mesiad darauf folgen zwei eigentliche Incisiven, der distale mit spatulierter Krone: wohl ein I_3 . Der mesiad davon stehende Incisiv mit pfriemenförmiger

Krone wäre dann als I_2 anzusprechen. Bei Voraussetzung der Existenz der vollen Incisivformel wäre noch der L_4 zu erwarten. Er fehlt, wie auch die Incisivenserie plus C der rechten Zahnreihe, die bei der Bergung verlorengegangen ist. Angesichts des fragmentären Erhaltungszustandes der Schnauzenpartie finden sich keine Beweise, die Existenz von nur zwei Incisiven in jeder Unterkieferhälfte anzunehmen. Bis zu besserer Belehrung durch vollständigere Funde wäre die Incisivenformel mit $3 I$ inf. zu schreiben.

Auf den P_1 folgen die Prämolaren P_2 und P_3 . Sie sind nach Kronenstruktur und Wurzelverhalten eingewechselte Prämolaren, entsprechend den oberen P^1 – P^3 . Auf den P_3 folgt der D_4 . Seine komplizierte, dreigeteilte Krone weist ihn als Milchmolar aus, wenngleich auch die P_4 mancher eozäner Paarhufer eine sehr differenzierte trilobate Struktur aufweisen (STEHLIN 1908, 1910: *Rhagatherium*: Abb. 115d, e, Taf. 13 Fig. 24, Abb. 230, *Mixtotherium*: Abb. 122, Taf. 20 Fig. 13, *Dichodon*: Abb. 192, Taf. 18 Fig. 6, Taf. 20 Fig. 44, 51; SUDRE 1978: *Anthracobunodon*: Taf. 10 Fig. 4, *Pseudamphimeryx*: Taf. 18 Fig. 5). Auf die Ähnlichkeiten zwischen D_4 und P_4 bei diesen eozänen Artiodactylen hat bereits STEHLIN (1910: 1145–46) hingewiesen.

Den noch komplizierteren, im Prinzip sechshügeligen Kronenaufbau des D_4 besitzen zahlreiche eozäne Paarhufer-Gattungen (STEHLIN 1908, 1910: *Choeropotamus*: Abb. 100, *Rhagatherium*: Abb. 115f, Taf. 13 Fig. 34, *Catodontherium*: Taf. 13 Fig. 21, Taf. 15 Fig. 3, 14, 33, Taf. 16 Fig. 32, 41, *Cebochoerus*: Taf. 14 Fig. 21, 30, 31, *Choeromorus*: Taf. 14 Fig. 23, *Dacrytherium*: Taf. 15 Fig. 2, Taf. 16 Fig. 17, Taf. 20 Fig. 21; *Dichodon*: Taf. 18 Fig. 9, *Xiphodon*: Taf. 18 Fig. 24, *Haplomeryx*: Taf. 19 Fig. 19, *Mixtotherium*: Taf. 20 Fig. 12). Der vor dem ersten Molaren stehende Zahn hat mit letzten Milchzähnen der oben aufgelisteten Gattungen in der Tat sehr viel Ähnlichkeit.

Der Nachweis eines D_4 im *Masillabune*-Unterkiefer ließ sich noch auf andere Art erbringen. Nachdem das Röntgenbild auch hier (wie am D^4) keinen sicheren Nachweis für die Existenz eines darunter befindlichen P_4 -Keimes erbrachte, habe ich das isolierte rechtsseitige Ramus-Fragment von der labialen Seite unterhalb des D_4 durch Präparation etwas geöffnet (diese Stelle war – bemerkenswerterweise – schon vorher angebrochen). Dabei erwiesen sich (Abb. 2–5, 8) die Vorder- und Hinterwurzel des D_4 als noch weitgehend intakt und ohne Resorptionserscheinungen (durch den nachdrängenden P_4 -Keim), bis auf die bei der Bergung verlorengegangenen Wurzelspitzen. Zwischen den Wurzeln ist aber eine mit einem vertikalen Bruch versehene, papierdünne, $4 \times 3,2$ mm messende Schmelzscherbe zu erkennen (Abb. 4d). Sie ist labial gewölbt, mit der charakteristischen Oberflächenstruktur des Schmelzes an Zahnkronen versehen, und stellt einen Rest des P_4 -Keimes dar. Von ihm hatte sich gerade erst die Schmelzkappe (noch ohne Dentin-Ablagerung) gebildet, als das Tier auf dem Boden des Messeler Sees begraben wurde. Da von dem rechten Ramus mandibulae die ganze linguale Wand beschädigt wurde bzw. bei der Bergung verloren ging, blieb im Kiefer nur der oben geschilderte Schmelzkappenrest des P_4 d. erhalten.

Dieser Befund, der sich auch auf den gleichartigen Usurzustand erstreckt, sichert die Ansprache des D^4 als solchen im Oberkiefer.

An den D_4 schließen die drei Molaren M_1 , M_2 und M_3 an. Der Zahnbestand im Unterkiefer ergibt sich danach mit:

2 I, C (incisiviform), P_1 (caniniform), P_2 , P_3 , D_4 , M_1 , M_2 , M_3 .

Die vollständige Zahnformel für *Masillabune martini* würde nach den obigen Interpretationen lauten:

$$\frac{?I^1 \cdot ?I^2 \cdot I^3 \cdot C \cdot 4P \cdot 3M}{?I_1 \cdot I_2 \cdot I_3 \cdot C \cdot 4P \cdot 3M}$$

Die im Vorbericht (TOBIEN 1980: 14) gegebene Formel ist dadurch ergänzt und verbessert. Zu der sich damit auch ändernden Diagnose der Gattung s. S. 45.

3.6. Wirbelsäule und Rippen¹

(Tab. 3 und 4)

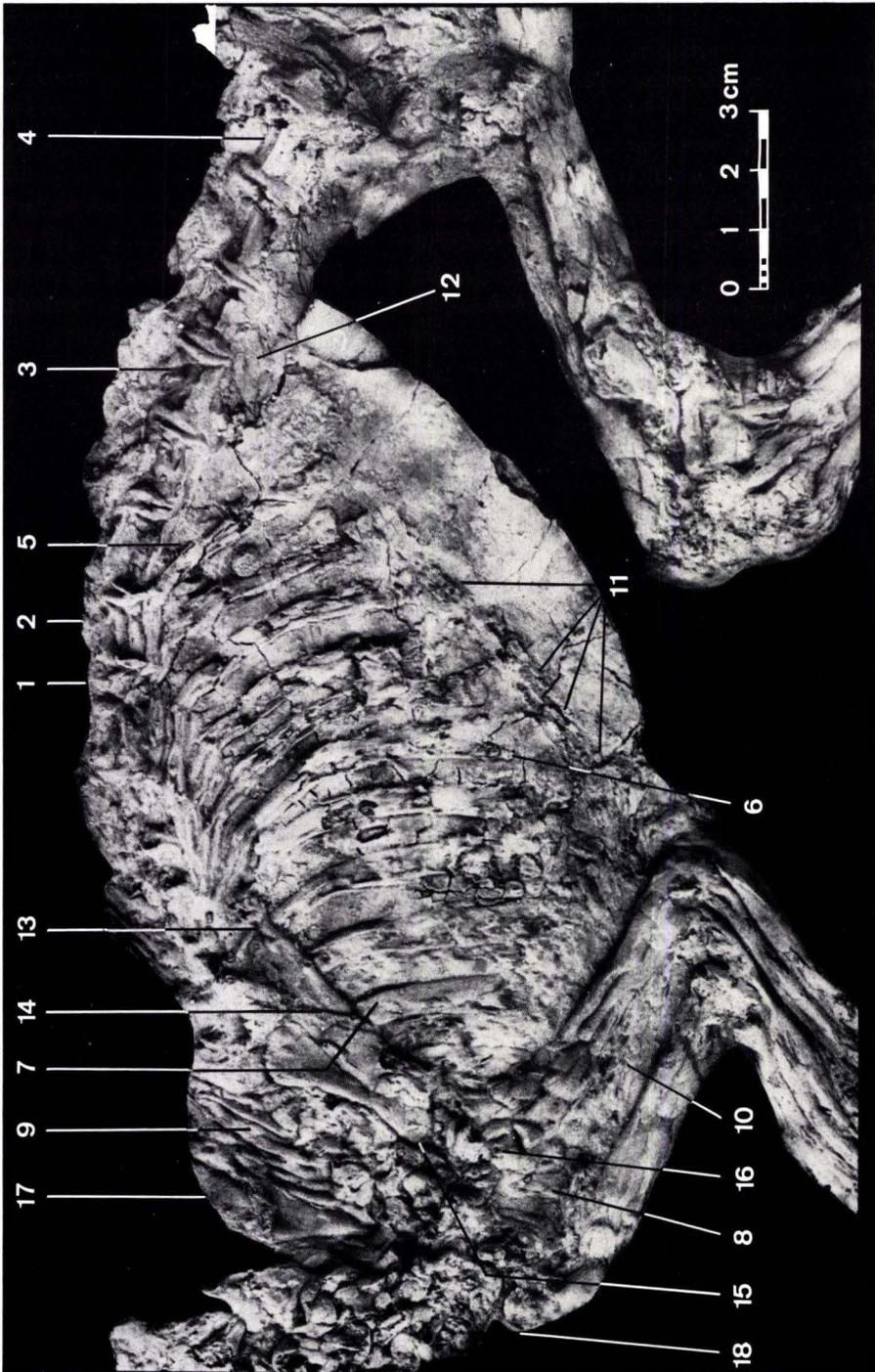
Wie einleitend (Kap. 2) ausgeführt, ist der Erhaltungszustand der Knochen, von Ausnahmen abgesehen, schlecht, bis zu einem Grade, daß leichtgebaute, nur mit dünner Kompakta versehene Knochen oft bis zur Unkenntlichkeit in kleinste Fragmente und Knochenkrümel durch die diagenetischen Prozesse zerdrückt sind.

So sind von der Halswirbelsäule (Abb. 2) nur einige, dislozierte Bruchstücke identifizierbar. Vom Atlas ist die Knochenpartie mit dem dorsalen Teil der linken Fovea articularis cranialis sichtbar. Ventralwärts und dicht angepreßt an die Atlasreste folgt eine Knochenpartie, die ventral mit einem Gelenkflächenrand endet. Sie kann dem Epistropheus zugeschrieben werden. Weiter ventrad und von vorigem durch Knochenfragmente getrennt, sind Teile zweier Wirbelkörper, z. T. mit der crista ventralis, also in ventraler Ansicht und noch im Verband sichtbar. Am ventral gelegenen Wirbel ist der Rand der cranialen, konvexen vorderen Gelenkfläche mit der charakteristischen kreisförmigen Runzelung der Knochenoberfläche sichtbar, dorsal davon liegt der scharfe Rand der opisthocoelen Gelenkfläche am Hinterende des vorangehenden Wirbels. Hier dürften 2 Wirbel aus der mittleren Region der Halswirbelsäule vorliegen.

¹ Bei der Beschreibung ist hier, wie im folgenden, z. T. die Nomenklatur von NICKEL et al. (1977) verwendet worden.

Abb. 9. *Masillabune martini*, Skelett des Rumpfes; Messel, unt. Lutetium, verkleinert.

- | | |
|--|---|
| 1: letzter Thoracalwirbel | 10: Knorpelknochenkomplex des vorderen Sternalteils |
| 2: 1. Lumbalwirbel | 11: Knorpelreste aus der Verbindung der Rippenenden |
| 3: 4. Lumbalwirbel | 12: Proc. transv. d. 5. Lumbalwirbel |
| 4: 7. Lumbalwirbel | 13: dorso-caudales Ende der Scapula s. |
| 5: 11. Rippenfragment s. | 14: Spina scapula s. Hinterrand |
| 6: 6. Rippenfragment s. | 15: Proc. corac. scap. s. |
| 7: 2. Rippenfragment s., caudal der Scapula s. | 16: Caput humeri s. |
| 8: 2 vorderste Rippenfragmente s. | 17: Scapula d. mit antero-dorsalem Rand |
| 9: proximale Rippenfragmente d. | 18: Caput humeri d. |



Die Brustwirbelsäule weist – mit einer Ausnahme – keinen einwandfrei identifizierbaren Wirbel auf. Die gestauchten vordersten Brustwirbel dürften – zusammen mit den letzten Halswirbeln – durch die zwischen den beiden Schulterblättern liegenden Knochenrümpfer repräsentiert sein. Die oberhalb des Dorsalrandes des rechten Schulterblattes zu suchenden Wirbel sind bei der Bergung verlorengegangen (Abb. 9). Über dem Dorsalteil des linken Schulterblattes (Abb. 9) liegt ein verdrückter Knochenkomplex, der aus dislozierten Brustwirbeln bestehen dürfte. Im hinteren Abschnitt, vor dem Beginn der Lendenwirbelsäule, sind einige größere Fragmente sichtbar, die ebenfalls von zerdrückten und deformierten Brustwirbeln herrühren. Einigermaßen vollständig ist nur ein kleiner Wirbelkörper, der vor dem ersten Lendenwirbel liegt und so dem letzten Thoracalwirbel zugeschrieben werden kann (Abb. 9).

Tab. 3. Längen (mm) der
Lendenwirbel (V.I.) von
Masillabune, Mitteleozän,
Messel

1. V.I.:	15,4
2. V.I.:	13,5
3. V.I.:	13,9
4. V.I.:	13,3
5. V.I.:	15,7
6. V.I.:	15,1
7. V.I.:	14,2

Mehr und Deutlicheres ist vom Brustkorb erhalten (Taf. 1 Fig. 1, Abb. 9). Von caudal nach vorn bis an den Hinterrand des linken Schulterblattes gezählt, sind 11 Rippen sichtbar. Sie dürften alle der linken Körperseite angehören. Das Corpus der Rippen nimmt von hinten nach vorn an Breite zu. Auffallend deutlich ist die übliche proximale Verjüngung der Rippen in Richtung auf die Wirbelregion. Die Enden zweier weiterer vorderer Rippen sind ferner zwischen den Proximalenden der beiden Humeri sichtbar. Wahrscheinlich gehören sie auch zur linken Brustkorbwand, so daß insgesamt wahrscheinlich 13 Rippenpaare und damit 13 Thoracalwirbel anzunehmen sind: Für Artiodactylen eine akzeptable Zahl.

Von den Rippen der rechten Seite ist das meiste wohl auf der Gegenplatte vorhanden gewesen, die sich aber nicht bergen ließ. Jedoch dürften 5–6 dünne, verdrückte, proximale Fragmente auf der Hinterinnenseite des rechten Schulterblattes und dahinter zu den vordersten Rippen der rechten Seite zu zählen sein. Ebenso finden sich zwischen der 8. und 9., sowie 9. und 10. Rippe (von hinten gezählt) und von ihnen etwas verdeckt, breite distale Rippenreste, die ebenfalls zur rechten Körperseite gehören dürften.

Als Teil des Sternums (Abb. 9) kann ein schmaler, längsgestreckter, brüchiger Knorpel-Knochenkomplex zwischen den Humerus-Diaphysen angesprochen werden. Bei streifender Beleuchtung sind ferner längs der Rippenenden im Bereich der „Magenfüllung“ undeutliche Erhebungen sichtbar, die auf die Rippen verbindende Knorpelleisten zurückgeführt werden können (Abb. 9).

Deutlicher erkennbar ist die Lumbal-Wirbelsäule. Sieben Wirbelkörper sind vorhanden. Am 3., 5., 6. und 7. sind die Cristae ventrales noch sichtbar, bei den übrigen durch

Kompaktion zerstört. Danach müssen die Lumbalwirbel bei der Fossilisation eine Drehung um ca. 90° erfahren haben, so daß die Körper jetzt dem Beschauer die Ventralseite zukehren. Die eigentlichen Corpora sind sämtlich mehr oder weniger eingedrückt und zerbrochen, die stabileren, scheibenartigen Gelenkenden sind kaum deformiert und treten deutlicher hervor (Abb. 9).

Ansätze der *Processus transversi* – nach obigem von der rechten Seite – sind unterhalb des 3., 4. und 5. Wirbels erkennbar (Abb. 9). Die im einzelnen undeutbare Knochenmasse oberhalb der Lumbalwirbelkörper dürfte sich danach aus den oberen Bögen und den Querfortsätzen der linken Seite, sofern sie nicht in der Gegenplatte enthalten waren, zusammensetzen.

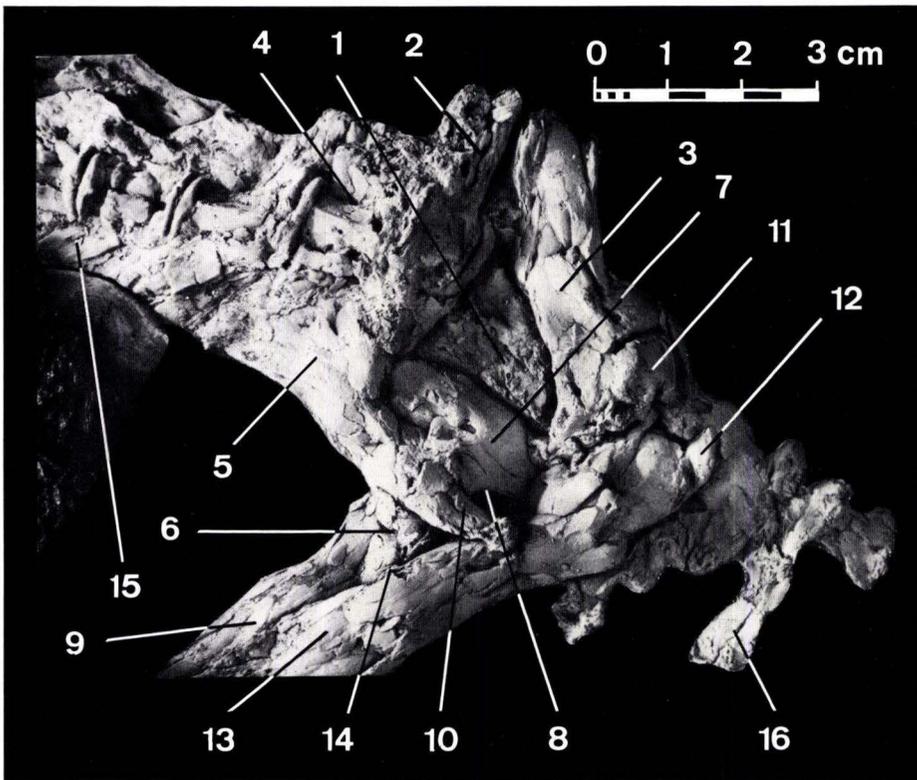


Abb. 10. *Massillabune martini*, Beckengürtel und Umgebung; Messel, unt. Lutetium, x 1.

- | | |
|---|---|
| 1: Teil des Sacrums | 9: Femur d. |
| 2: ?deformierte Dornfortsätze vorderer Sacralwirbel | 10: Pubis d., Vorderende, hinten defekt |
| 3: Ilium s., fragm. und deformiert | 11: Acetabulum s. mit Caput femoris s. |
| 4: 7. Lumbalwirbel | 12: Trochanter major femoris s. |
| 5: Ilium d. mit Facies pelvina | 13: Femur s. |
| 6: Acetabulum d. und Trochanter minor d. | 14: ?Trochanter tertius s. |
| 7: Ischium d., craniale Partie | 15: Proc. transversus vert. lumbalis 5 |
| 8: For. obturatum d., Vorderrand | 16: dislozierter proximaler Schwanzwirbel |

Vom Sacrum (Abb. 10) sind keine Einzelheiten erhalten. Der dreieckige Knochenkomplex zwischen den Iliä und von deren Rändern überdeckt, dürfte ein Teil davon sein. Bei dem vor dem linken Ilium liegenden, zusammengedrückten Knochenkomplex könnte es sich um deformierte Dornfortsätze der vorderen Sacralwirbel handeln. Die für archaische Paarhufer nicht seltene lange Schwanzwirbelsäule enthält bei *Masillabune* 16 zählbare Wirbel. Der caudalste ist dabei wegen seiner nach hinten zugespitzten Form der letzte.

Ähnlich wie bei den Lumbalwirbeln sind auch die Corpora der Schwanzwirbel plattgedrückt, in sich zerbrochen und wohl auch bruchlos deformiert. (Was zu einer gewissen unnatürlichen Verlängerung führte. Dementsprechend sind auch die Maße in Tab. 4 zu bewerten.) Die stabileren Gelenkenden sind dagegen weniger angegriffen und als solche gut erkennbar (Taf. 1).

Die ersten beiden Schwanzwirbel sind kürzer und gedrungener als der dritte und vierte Wirbel. Von da ab setzt die Größenabnahme kontinuierlich bis zum letzten Wirbel ein (Tab. 4). Eine Ausnahme bilden der 8., 9. und 10. Wirbel. Die beiden letzteren sind aus dem Verband gelöst und bis hinter die linke Fußwurzel transportiert worden. Hier unterlagen sie offenbar einer beträchtlichen Dehnung. Dasselbe gilt für den noch im Verband befindlichen 8. Wirbel, dessen caudales Ende aber nach Abtransport der beiden folgenden Wirbel freilag, und der Wirbel selbst erfuhr dann eine ähnliche postmortale Dehnung.

Auch ein vermutlich schon frühzeitig aus dem Verband gelöster, jetzt ventral vom Vorderende des 2. Schwanzwirbels gelegener, vorderer Schwanzwirbelkörper hat eine ähnliche Dehnung erfahren (Abb. 10). Die dabei entstandene Lücke ist aber hier durch Dislokation der Nachbarn weitgehend geschlossen worden.

Tab. 4. Längen (mm) der Schwanzwirbel (V.c.) von *Masillabune*, Mitteleozän, Messel

1. V.c.: ca. 12,3 (gestaucht)
2. V.c.: ca. 14,1 (hintere Gelenkfläche fehlt)
3. V.c.: 17,4
4. V.c.: 15,6
5. V.c.: ca. 14,2 (durch Koprolithen deformiert)
6. V.c.: ca. 13,0 (durch Koprolithen deformiert)
7. V.c.: 11,4
8. V.c.: 13,5
9. V.c.: 17,0 (oberer der beiden, aus dem Verband gelösten Schwanzwirbel hinter dem Calcaneus sin.)
10. V.c.: 17,5 (unterer der beiden, aus dem Verband gelösten Schwanzwirbel hinter dem Calcaneus sin.)
11. V.c.: 9,1
12. V.c.: 8,1
13. V.c.: 6,5
14. V.c.: 5,3
15. V.c.: 4,4
16. V.c.: 2,6

Länge des aus dem Verband gelösten proximalen Schwanzwirbels (s. oben): 19,1

Werden die Wirbellängen in einem Diagramm aufgetragen (Abb. 11), fallen die drei genannten Wirbel durch ihre Maße aus der Kurve heraus. Interpoliert man den Kurvenverlauf zwischen dem 7. und dem 11. Wirbel, so läßt sich die Länge der drei dazwischen liegenden Wirbel mit ca. 10,8 mm (8.), 10,0 mm (9.) und 9,5 mm (10.) abschätzen. Hierbei

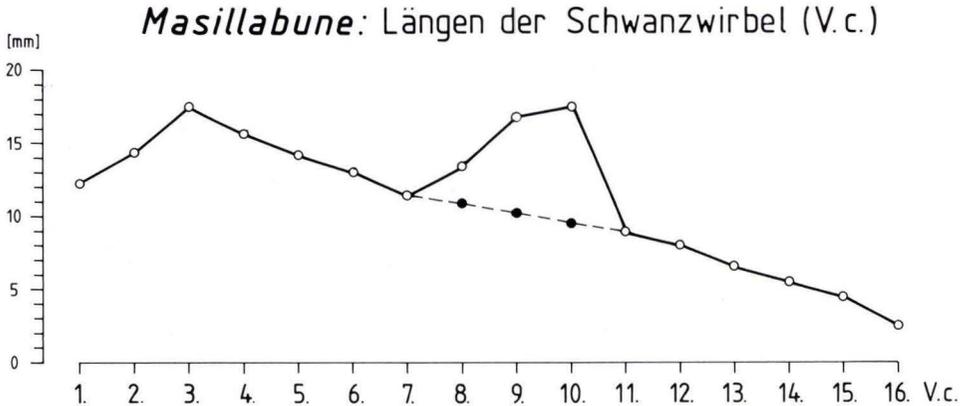


Abb. 11. *Masillabune martini*, Diagramm der Schwanzwirbellängen (v.c. = Vertebrae caudales) mit Interpolation der wahrscheinlich ursprünglichen Längen des 8., 9. und 10. Schwanzwirbels; Messel, unt. Lutetium.

handelt es sich um den postmortalen Wert, der sich ergeben hätte, wenn der 9. und 10. Wirbel nicht aus dem Verband gelöst worden wären. (Die Ausführungen bei TOBIEN 1980: 13 beziehen sich auf die Rekonstruktion der Verhältnisse in der diagenetisch noch unversehrten, normalen Schwanzwirbelsäule.)

Die Streckung beträgt für den 8. Wirbel: 25%, für den 9.: 70%, für den 10.: 84%. Der geringe Wert für den 8. Wirbel wird unter der Tatsache verständlich, daß er mit dem oralen Ende noch im Verband befindlich ist, eine Streckung in dieser Richtung eingeschränkt war.

Die Addition der interpolierten Werte für die 3 Wirbel ergibt $10,8 + 10,0 + 9,5 = 30,3$ mm. Dieser Wert deckt etwa die Distanz zwischen dem Caudalende des 7. und dem Oralende des 11. Schwanzwirbels.

Wie weit der 11. Wirbel, dessen orales Ende ja ebenfalls frei lag, betroffen wurde, ist nicht mehr nachprüfbar. Am oralen Ende zieht ein Bruch in der Kunststoffplatte vorbei, der offensichtlich die Gelenkpartie entfernt hat. Immerhin fügt sich die derzeitige Wirbellänge in den normalen Kurvenverlauf ein (Abb. 11). Am 2., 3., 4., 6. und 7. Caudalwirbel sind mehr oder weniger vollständige, längsverlaufende Cristae sichtbar, die offenbar die Ventralseite markieren. An den oralen Enden des 2., 3. und 4. Wirbels sind kurze seitliche Fortsätze sichtbar, die als Proc. articulares craniales, wie auch als rudimentäre Querfortsätze gedeutet werden können. Sie werden an den caudalwärtigen Wirbeln immer undeutlicher.

3.7. Schultergürtel und Vorderextremitäten

(Tab. 5)

Beide Scapulae (Taf. 1, Abb. 9) sind erhalten. Die linke, mit ihrem Vorderrande ca. 25 mm hinter dem Vorderrand der rechten Scapula gelegen, zeigt die laterale Seite. Sie ist verdrückt, besonders die distale, caudal defekte Partie mit dem Acromion, das nur in Trümmern überliefert ist. Die restliche Spina scapulae ist caudad umgelegt und auf die fossa infra spinam durch postmortale Kompaktion aufgepreßt, ähnlich – aber noch verstärkter –

wie an der rechten Scapula von *Messelobunodon* (FRANZEN 1981: Taf. 5, Nr. 7). Der Hinterrand der Spina ist durch eine dorso-ventral verlaufende Linie markiert. Ein Proc. coracoides ist angedeutet. Der Kontakt mit dem linken proximalen Humerusgelenk (Abb. 9) ist vorhanden.

Von der rechten, in Medialansicht vorliegenden Scapula sind das Gelenk und die hinteren Zweidrittel durch proximale Rippenenden der rechten Seite und Knochentrümmer verdeckt. Die restliche Vorderpartie weist einen schräg von vorn – unten nach hinten – oben verlaufenden, durch bruchlose Deformation verursachten knöchernen Wulst auf. Der dorsal davon befindliche Teil des Schulterblattes zeigt den auch sonst in Resten überall zu beobachtenden dünnen, schwarzen Film aus organischer Substanz (s. S. 8). Hier ist auch der deutlich abgerundete antero-dorsale Rand des Schulterblattes überliefert.

Die beiden Humeri (Abb. 12, 13) sind durch einen Zwischenraum von 8–10 mm getrennt. Er ist von Resten des Sternums gefüllt. Der linke, im Verband erhaltene, aber total zerdrückte Humerus (ca. 15 Fragmente sind zählbar) läßt keine weiteren Einzelheiten auf seiner lateralen Schauseite ersehen. Dies gilt vor allem für den total zertrümmerten Humerus-Kopf. Die laterale Wand des distalen Humerusgelenkes ist, bis auf den äußeren, halbkreisförmigen Rand der Trochlea, defekt. Ein For. supratrochleare scheint vorhanden zu sein. Darüber liegt eine deutliche Fossa radialis (Abb. 12, 13).

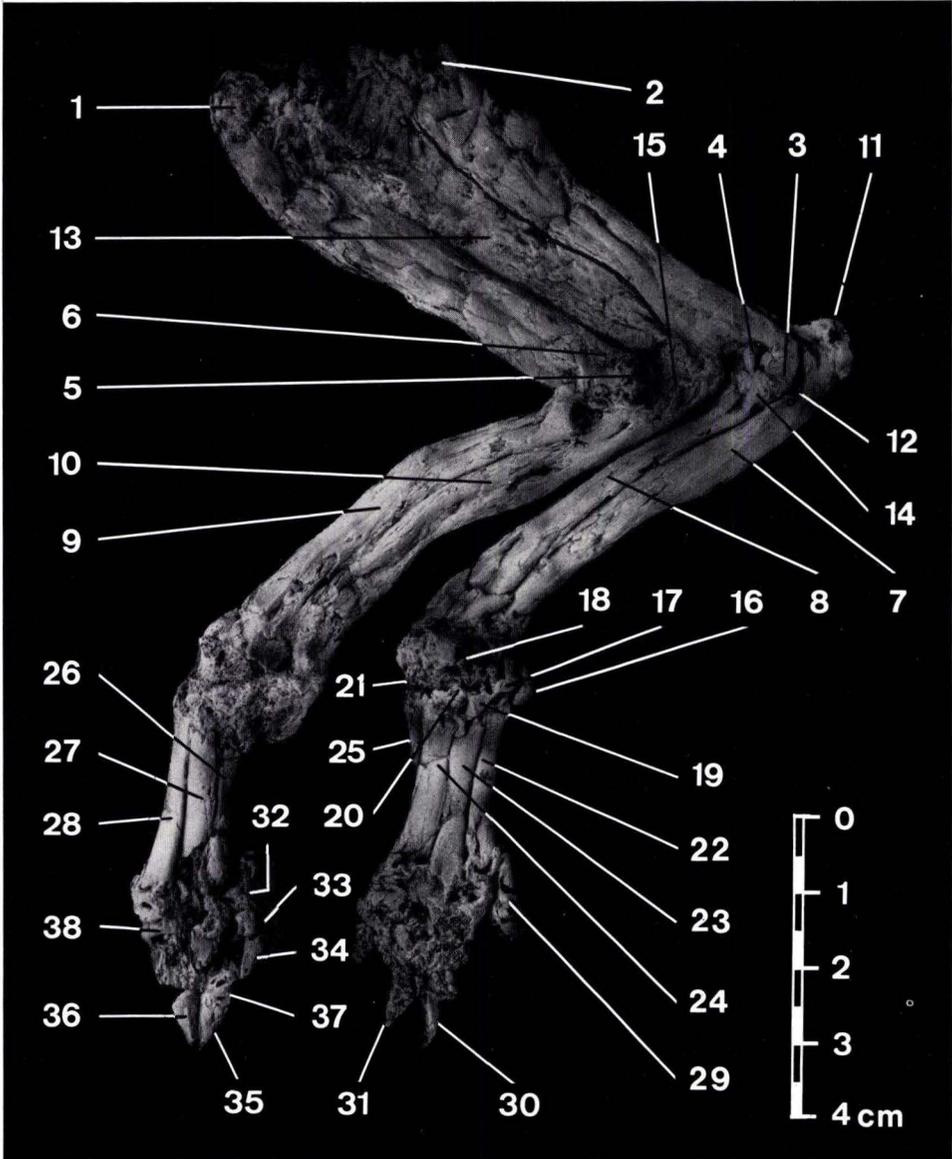
Der rechte Humerus – ähnlich zersplittert und noch etwas breiter gedrückt als der linke – zeigt die mediale Seite. Das Caput humeri, da frei ventral vor hinteren Halswirbeln gelegen, ist im Umriß erhalten, der Gelenkkopf selbst defekt. Der Epicondylus medialis ist gut entwickelt. Ein Teil der Fossa radialis ist erkennbar, nicht dagegen das For. supratrochleare (Abb. 12, 13).

Die starke Zerdrückung der Diaphysen beider Humeri, an der rechten stärker als an der linken, läßt keine sicheren Angaben über ihre Schlankheit oder Robustizität zu.

Radii und Ulnae beider Seiten liegen dicht aneinander (auch im Röntgenbild, Abb. 12, 13). Ein Spatium interosseum ist nicht erkennbar. Dies und der Erhaltungszustand erlauben

Abb. 12. *Masillabune martini*, Vorderextremitäten; Messel, unt. Lutetium, x 1.

- | | |
|--|------------------------------------|
| 1: Caput humeri d. | 20: Magnum s. |
| 2: Caput humeri s. | 21: Trapezoid s. |
| 3: lateraler Rand der Trochlea s. | 22: Mc. V s. |
| 4: Fossa radialis s. | 23: Mc. IV s. |
| 5: Epicondylus medialis d. | 24: Mc. III s. |
| 6: Fossa radialis d. | 25: Mc. II s. |
| 7: Ulna s. | 26: Mc. II d. |
| 8: Radius s. | 27: Mc. III d. |
| 9: Radius d. | 28: Mc. IV d. |
| 10: Ulna d. | 29: Phal. 1 Dig. V s. |
| 11: Olecranon ulnae s. | 30: Phal. 3 Dig. IV s. |
| 12: Fossa olecrani s. | 31: Phal. 3 Dig. III s. |
| 13: Fragmente des Sternums | 32: Phal. 1 Dig. II d. |
| 14: Capitulum radii s. | 33: Phal. 2 Dig. II d. |
| 15: Olecranon ulnae d. mit Fossa olecrani d. | 34: Phal. 3 Dig. II d. |
| 16: Cuneiforme s. | 35: Phal. 3 Dig. III d. |
| 17: Lunare s. | 36: Phal. 3 Dig. IV d. |
| 18: Sphoid s. | 37: Phal. 2 Dig. III d. |
| 19: Unciforme s. | 38: Phal. 1 Dig. IV d., prox. Ende |



keine Feststellung darüber, ob Radius und Ulna distal verschmolzen waren oder nicht. Beide Knochen sind jedoch etwa gleich stark, dabei scheint die Ulna proximal etwas kräftiger, distal etwas schwächer zu sein. Beim Radius dürfte eher das Umgekehrte zutreffen.

Rechtes und linkes Olecranon sind kurz (letzteres proximal defekt), das rechte nicht länger als die Höhe der Fossa olecrani. Beide Fossae stehen noch im ursprünglichen Verband mit der Humerus-Trochlea, so daß das linke Zeugopodium die laterale, das rechte die mediale Seite zeigt. Am rechten Radius ist das Capitulum etwas aus dem Verband mit der Humerus-Trochlea gelöst, am linken dicht an sie angelagert (Abb. 12, 13).

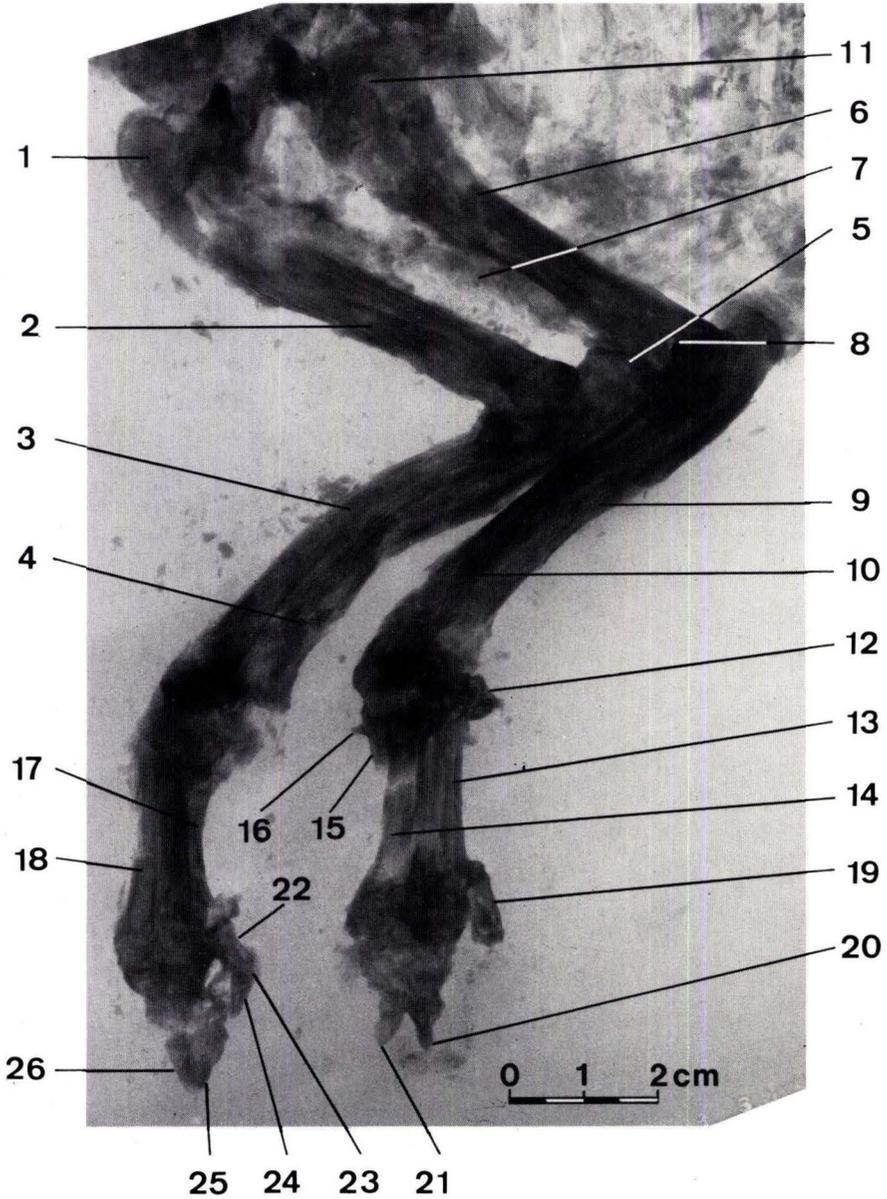
Der rechte Carpus ist nachträglich beschädigt worden, so daß Einzelheiten nicht mehr erkennbar sind. Der linke Carpus (Abb. 12, 13) ist vollständiger, die einzelnen Elemente wurden aber durch Korrosionsprozesse während der Diagenese angegriffen, dabei z. T. mit tiefen Löchern und Furchen versehen, z. T. weitgehend zerstört. Beide Carpusreihen zeigen die dorsale Ansicht, wobei die obere etwas aus der Verbindung mit Radius/Ulna sowie mit der distalen Reihe laterad herausgeschoben wurde. Die distale Reihe hat die Kontakte mit den Metacarpalia beibehalten.

Tab. 5. Maße von Knochen und Vorderextremitäten (mm) von *Masillabune*, Mitteleozän, Messel

Scapula, größte Länge (dorso-ventral):	d.: —	s.: ca. 44
Scapula, größte Breite:	d.: —	s.: ca. 27
Humerus, größte Länge:	d.: ca. 69,5	s.: ca. 67
Humerus, kleinster Durchmesser der Diaphyse:	d.: —	s.: ca. 7
Radius, größte Länge:	d.: ca. 59	s.: ca. 60
Ulna, größte Länge:	d.: ca. 70	s.: ca. 64
Mc. II, größte Länge:	d.: ca. 18	s.: —
Diaphysenbreite:	d.: ca. 2,5	s.: —
Mc. III, größte Länge:	d.: —	s.: ca. 24,5
Diaphysenbreite:	d.: 4,0	s.: 3,5
Mc. IV, größte Länge:	d.: ca. 28	s.: ca. 26,0
Diaphysenbreite:	d.: 3,4	s.: 3,2
Mc. V, größte Länge:	d.: —	s.: ca. 22,2
Diaphysenbreite:	d.: —	s.: 2,8
Phal. 1 Mc. V, Länge:		s.: 7,4
Phal. 3 Mc. III, Länge:		s.: ca. 7,8
Phal. 3 Mc. IV, Länge:		s.: ca. 7,5
Phal. 1 Mc. II, Länge:	d.: 6,5	
Phal. 2 Mc. II, Länge:	d.: ca. 3,5	
Phal. 3 Mc. II, Länge:	d.: 5,5	
Phal. 2 Mc. III, Länge:	d.: ca. 4,8	
Phal. 3 Mc. III, Länge:	d.: 7,7	
Phal. 3 Mc. IV, Länge:	d.: 7,6	

Abb. 13. *Masillabune martini*, Vorderextremitäten, Röntgenaufnahme; Messel, unt. Lutetium, x 1.

- | | |
|-----------------------|--|
| 1: Caput humeri d. | 7: Sternum, wenig ossifizierte Fragmente |
| 2: Humerus d. | 8: ? For. supratrochleare s. |
| 3: Radius d. | 9: Ulna s. |
| 4: Ulna d. | 10: Radius s. |
| 5: Olecranon ulnae d. | 11: Caput humeri s. |
| 6: Humerus s. | 12: Cuneiforme s. |



- 13: Mc. V s.
- 14: Mc. III s.
- 15: Mc. II s., prox. Fragment
- 16: Problematikum
- 17: Mc. II d.
- 18: Mc. IV d.
- 19: Phal. 1 Dig. V s.

- 20: Phal. 3 Dig. IV s.
- 21: Phal. 3 Dig. III s.
- 22: Phal. 1 Dig. II d.
- 23: Phal. 2 Dig. II d.
- 24: Phal. 3 Dig. II d.
- 25: Phal. 3 Dig. III d.
- 26: Phal. 3 Dig. IV d.

In der proximalen Reihe sind 3 Carpalia erkennbar. Von lateral nach medial dürfte es sich um Cuneiforme, Lunare und Scaphoid handeln. Ob ein Pisiforme vorhanden ist oder fehlt, kann aufgrund des Erhaltungszustandes nicht entschieden werden. (Bei einer noch in situ befindlichen proximalen Carpus-Reihe müßte das hier als Cuneiforme interpretierte Element als Pisiforme angesprochen werden, wozu es aber weder nach Form und (zu großer) Dimension paßt. Das Cuneiforme ist noch verhältnismäßig gut erhalten, die beiden anderen Carpalia sind stark korrodiert.

Die distale Reihe des linken Carpus, die mit dem Metacarpus normalen Kontakt hat, weist drei Carpalia auf. Von lateral: Das in der Mitte defekte Unciforme, mit dem Mc. IV und V, das proximal beschädigte Magnum, mit dem Mc. III, und das nur mit der distalen Gelenkpartie überlieferte Trapezoid, mit dem Mc. II artikulierend. Am Medialrande der Dorsalfläche des Unciforme liegt eine schräg von proximo-medial nach disto-lateral verlaufende auffallende Leiste.

Die Metacarpalia (Abb. 12, 13) beider Vorderextremitäten sind unvollständig. Das meiste ist noch am linken Metacarpus vorhanden. Er hat – in dorsaler Ansicht – normalen Kontakt mit der distalen Carpus-Reihe und enthält von distal nach cranial: Mc. V und Mc. IV, in Kontakt mit dem Unciforme, wobei Mc. IV offenbar eine geringe Berührung mit dem Magnum hat und im unteren Drittel quer gebrochen ist. Mc. III, in Kontakt mit dem Magnum und mit einer deutlichen Rugosität unterhalb der proximalen Gelenkfläche (offensichtlich ähnlich der „Metacarpalbeule“ am Mc. III von *Messelobunodon schaeferi*, FRANZEN 1981: Taf. 10, Nr. 9), ist im oberen Drittel quer gebrochen und am Distale zerquetscht. Vom Mc. II ist nur ein proximales Stück, das mit dem Rest des Trapezoides Verbindung hat, vorhanden. Der distale Teil dürfte sich auf der nicht erhaltenen Gegenplatte befunden haben. Von einem kompletten Mc. I ist nichts zu beobachten. Mc. III und IV sind deutlich kräftiger als Mc. V und der Rest von Mc. II.

Ein Problematicum ist an der cranialen Seite des Mc.-II-Proximalendes sichtbar (Abb. 12, 13). Dort befindet sich – dicht an den Mc.-II-Kopf angelagert – ein 2,3 mm langer, an der Basis 1,6 mm breiter, konischer, mit der in sich 2fach quergegliederten Spitze cranial weisender Knochen. Ob es sich bei diesem Stummel um ein letztes Rudiment eines Mc. I – für einen mitteleozänen Artiodactylen ein überaus unerwarteter Zustand – handelt, muß angesichts des dafür unzureichenden Erhaltungszustandes zunächst dahingestellt bleiben. An keinem der drei vollständigeren Metacarpalia Mc. III–V sind die distalen Gelenkenden überliefert.

Am rechten Metacarpus sind drei Mcc. vorhanden. Sie sind im Hinblick auf die distalen Enden von Ulna und Radius etwas cranial versetzt; auch ihnen fehlen wegen entsprechender Defekte die proximalen und distalen Gelenkflächen. Nur das distale Ende des am weitesten cranial gelegenen Mc. weist einen queren, walzenförmigen Gelenkkopf auf. Er zeigt keinen – auch bei einem eozänen Artiodactylen zu erwartenden – Kiel für die Artikulation mit der Phalanx 1, d. h. dieser und damit die beiden benachbarten Mcc. liegen in Dorsalansicht vor (Abb. 12, 13).

Nachdem Humerus, Radius und Ulna die mediale Ansicht zeigen und für das Autopodium das gleiche (bzw. die volare Seite) zu erwarten wäre, ist jedoch hier das Gegenteil der Fall. D. h., das rechte Autopodium muß vor der definitiven Einbettung eine Drehung in der Längsachse um 180° erfahren haben. Daraus ergibt sich für die Identifizierung der rechten Metacarpalia die Abfolge – von caudal nach cranial – Mc. II, Mc. III, Mc. IV.

Knochensplitter des Mc. V sind längs der cranialen Seite des Mc. IV noch sichtbar, der Knochen selbst dürfte bei der Präparation oder mit der Gegenplatte verlorengegangen sein. Von einem Mc. I – caudal vom Mc. II zu erwarten – ist keine Spur zu erkennen. Diese Deutung der Mcc. der rechten Hand wird gestützt durch die Präsenz der charakteristischen Rugosität am Proximalende des mittleren Metacarpale, d. h. des Mc. III, wie sie in gleicher Weise auch am linken Mc. III vorhanden ist.

Mc. IV ist quer gebrochen, er und Mc. III haben, wie auch die linken Korrelate, ebene Dorsalflächen. Dies gilt auch für den Mc. II links, während der Mc. V rechts – im Gegensatz zu seinen Nachbarn – eine gewölbte Dorsalfläche aufweist.

Erwartungsgemäß ist Mc. II deutlich schwächer als Mc. III und IV.

Die Phalangen der Vorderextremitäten (Abb. 12, 13) sind größtenteils bis zur Unkenntlichkeit durch Erhaltungs- und Überlieferungszustände zerstört. Dies gilt vor allem für die ersten und zweiten Phalangen.

An der linken Hand ist Phal. 1 Dig. V schlecht erhalten sichtbar, die distalen Phalangen fehlen. Phal. 3 Dig. IV ist mit der Spitzenpartie, Phal. 3 Dig. III in Umrissen erhalten. Etwas besser sieht es an der rechten Hand aus: Am Dig. II sind erkennbar: Phal. 1 (fragmentarisch), Phal. 2 (mit distaler seitlicher Bandgrube), Phal. 3 (in Seitenansicht). An Dig. III und IV liegen die Endphalangen vor, am Dig. III in Seitenansicht, dazu Phal. 2 mit Bandgrube; am Dig. IV nur Phal. 3 in Dorsalansicht, dazu das proximale Ende von Phal. 1.

3.8. Becken und Hinterextremitäten

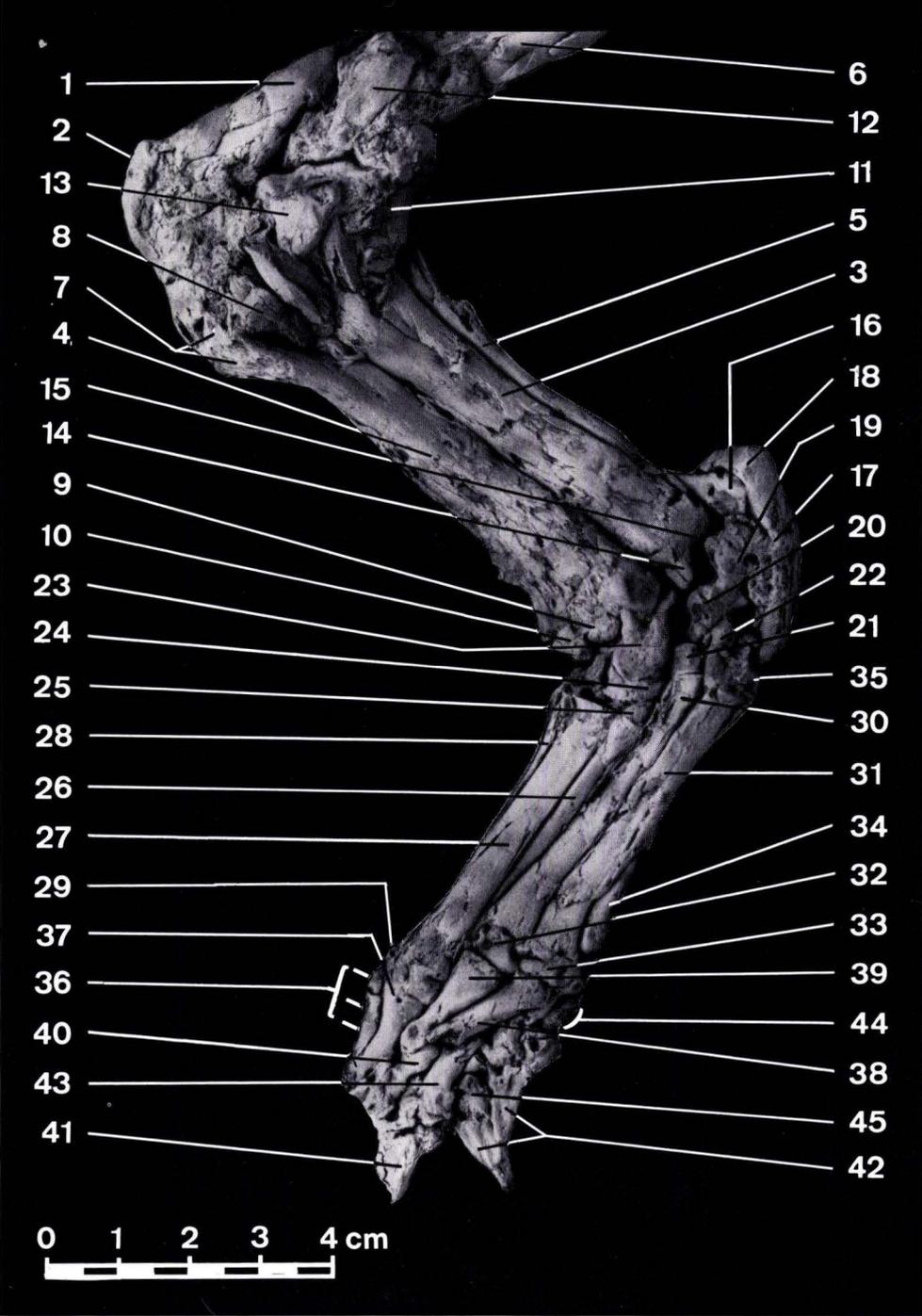
(Tab. 6)

Die Beckenhälften (Abb. 10) sind auseinander gedrückt; die beiden Iliä divergieren dorso-cranial. Das relativ besser erhaltene rechte Becken zeigt die mediale Seite. Über das Vorderende des Iliums hat sich ein Teil der hinteren Lendenwirbelsäule geschoben; sichtbar ist der hintere Teil der Facies pelvina mit Andeutungen der Facies auricularis. Das Acetabulum ist durch den rechten Femur-Kopf geschlossen, dorso-caudal davon liegt ein vorderes Stück vom Ischium, ventral schließt der Vorderrand des For. obturatum an sowie das Vorderende des Pubis. Sein abgebrochenes freie Ende überlagert die proximale Partie des linken Femurs.

Von der linken Beckenhälfte ist die total zusammengequetschte Ilium-Schaukel dorsal vom Acetabulum erkennbar. Hinter dieser liegen Reste des Ischiums und ventral davon Knochenfragmente, die vermutlich dem Pubis oder auch dem Sacrum-Ende zugehören könnten.

Beide Femora (Abb. 10, 14, 15) sind vorhanden, aber in ähnlicher Weise wie die Humeri unter Erhaltung des Verbandes zertrümmert, so daß dadurch eine unnatürliche Verlängerung erfolgt sein dürfte. Die Diaphyse des rechten Femurs ist zur Hälfte vom linken Femur bedeckt. Wie oben erwähnt, befindet sich das rechte Caput femoris noch in seinem Acetabulum, der große Trochanter ist durch das Pubis verdeckt. Etwas distal vom Caput femoris liegt in brüchigem Zustand eine Rugosität, die dem Trochanter minor entsprechen dürfte. Die mediale Partie des Distalendes des rechten Femurs ist defekt, erhalten ist der laterale, im Profil sichtbarer Condylus.

Das linke Femur ist gegenüber dem rechten um ca. 30 mm (gemessen an den proximalen Gelenkköpfen) dorso-caudad versetzt. Auch hier ist der Verband Acetabulum – Caput



femoris erhalten. Die hier sichtbare laterale Seite des Knochens zeigt den Trochanter major. Die Existenz eines Trochanter tertius, wie bei *Diacodexis* (ROSE 1982: 621, Abb. 2c) und *Messelobunodon* (FRANZEN 1983: 417), kann wegen der Fragmentation der Diaphyse nicht sicher belegt werden. Eine leichte Anschwellung – viel mehr ist der Troch. tertius auch nicht bei *Messelobunodon* (FRANZEN 1983: Taf. 6 Fig. 9) – an der Stelle, wo er zu suchen ist, deutet ihn vielleicht auch bei *Masillabune* an. Das distale Femurende ist mit dem im Verband liegenden Tibiakopf zu einer, Einzelheiten nicht mehr aufweisenden Bruchmasse zusammengestaucht. Darüber liegt – in dorsaler Ansicht, mit der Spitze distad weisend – die etwas dorsad dislozierte linke Patella.

Ähnlich wie die Femora sind auch die Tibiae (Abb. 14, 15) dicht aneinander gelagert, wobei die dorsaler gelegene linke Tibia die ventrad anschließende rechte im proximalen Teil ein wenig überdeckt.

Die mit der medialen Seite freiliegende rechte Tibia zeigt proximal die Tuberositas tibiae und die distal anschließende Crista tibiae. Die Rauigkeiten auf der Tuberositas dürften sekundärer Natur sein. Eingepreßt in die caudale Höhlung des Tibia-Kopfes liegt – in seitlicher Ansicht –, proximal defekt, mit der Spitze distad weisend, die rechte Patella. Die untere Hälfte der Tibia ist kleinstückig zersplittert und dadurch breitgepreßt. Besser erhalten ist das distale Gelenkende. Sichtbar ist der nahezu kreisrunde, ebene Malleolus medialis und der daran anschließende laterale Gelenkabschnitt. Lateral stößt daran der Malleolus fibulae, der durch einen teilweise erkennbaren Gelenkspalt von der Tibia getrennt oder nur lose mit ihr verwachsen war. Von der Fibula selbst ist außer einem kurzen, an den Malleolus anschließenden Knochenstück nichts mehr überliefert. Möglicherweise gehören einige an die Tibia-Diaphyse eng angepreßte dünne Knochensplitter dazu.

Abb. 14. *Masillabune martini*, Hinterextremitäten; Messel, unt. Lutetium, x 1.

- | | |
|---|---|
| 1: Femur d. | 24: Naviculare d. |
| 2: Condylus lateralis femoris d. | 25: Ectocuneiforme d. |
| 3: Tibia s. | 26: Mt. III d. |
| 4: Tibia d. | 27: Mt. IV d. |
| 5: Fibula s. | 28: Mt. V d., proximales Ende |
| 6: Femur s. | 29: Mt. V d., distales Gelenkende |
| 7: Tuberositas und Crista tibiae d. | 30: Mt. III s. |
| 8: Patella d. | 31: Mt. IV s. |
| 9: Malleolus medialis tibiae d. | 32: Distale Gelenkrolle des Mt. III s., an Epiphysenfuge etwas disloziert |
| 10: Malleolus fibulae d. | 33: Distale Gelenkrolle des Mt. IV s., an Epiphysenfuge etwas disloziert |
| 11: Condylus lateralis tibiae s. | 34: Mt. V s. mit distalem Gelenkende |
| 12: Patella s. | 35: Mt. V s., Proximalende |
| 13: Tuberositas tibiae s. mit Caput tibiae s. und Teil der Gelenkfläche | 36: Phal. 1–3, Dig. V d. |
| 14: Malleolus medialis tibiae s. | 37: Phal. 1 Dig. IV d. |
| 15: distale Gelenkfläche der Tibia s. | 38: Phal. 1 Dig. IV s. |
| 16: Malleolus fibulae s. | 39: Phal. 1 Dig. III s. |
| 17: Calcaneus s. | 40: Phal. 2 Dig. III s. |
| 18: Proc. coracoides calcanei s. | 41: Phal. 3 Dig. IV s. |
| 19: Astragalus s. mit Collum | 42: Phal. 3 Dig. III + IV d. |
| 20: Naviculare s. | 43: Phal. 1 Dig. III d. |
| 21: Ectocuneiforme s. | 44: Phal. 1 u. 2 Dig. V s. |
| 22: Cuboid s. | 45: Phal. 2 Dig. III (IV) d. |
| 23: Astragalus d. | |

Die linke Tibia liegt mit medio-dorsaler und – distal etwas gedreht – in dorsaler Ansicht vor. Ein Fragment des Condylus lateralis hält Kontakt mit einem erhaltengebliebenen Rest des Condylus lateralis des Femurs. Von der Tuberositas tibiae ist ein disloziertes Fragment mit einer jetzt querliegenden Bandrinne erhalten. Dahinter liegt ein Teil der Gelenkfläche des Tibia-Kopfes frei. Distal der Tuberositas ist die beschädigte Crista tibiae erkennbar. Zwischen Patella dext. und Tuberositas tibiae dext. liegt ein größerer Knochensplitter, dessen Zuordnung zu einem der beiden Tibia-Köpfe mir nicht möglich ist. Der distale Abschnitt ist weniger zertrümmert als der rechte, das Gelenkende zeigt – in dorsaler Ansicht – den Malleolus medialis und die in dorsaler Richtung daran anschließende laterale Gelenkpartie.

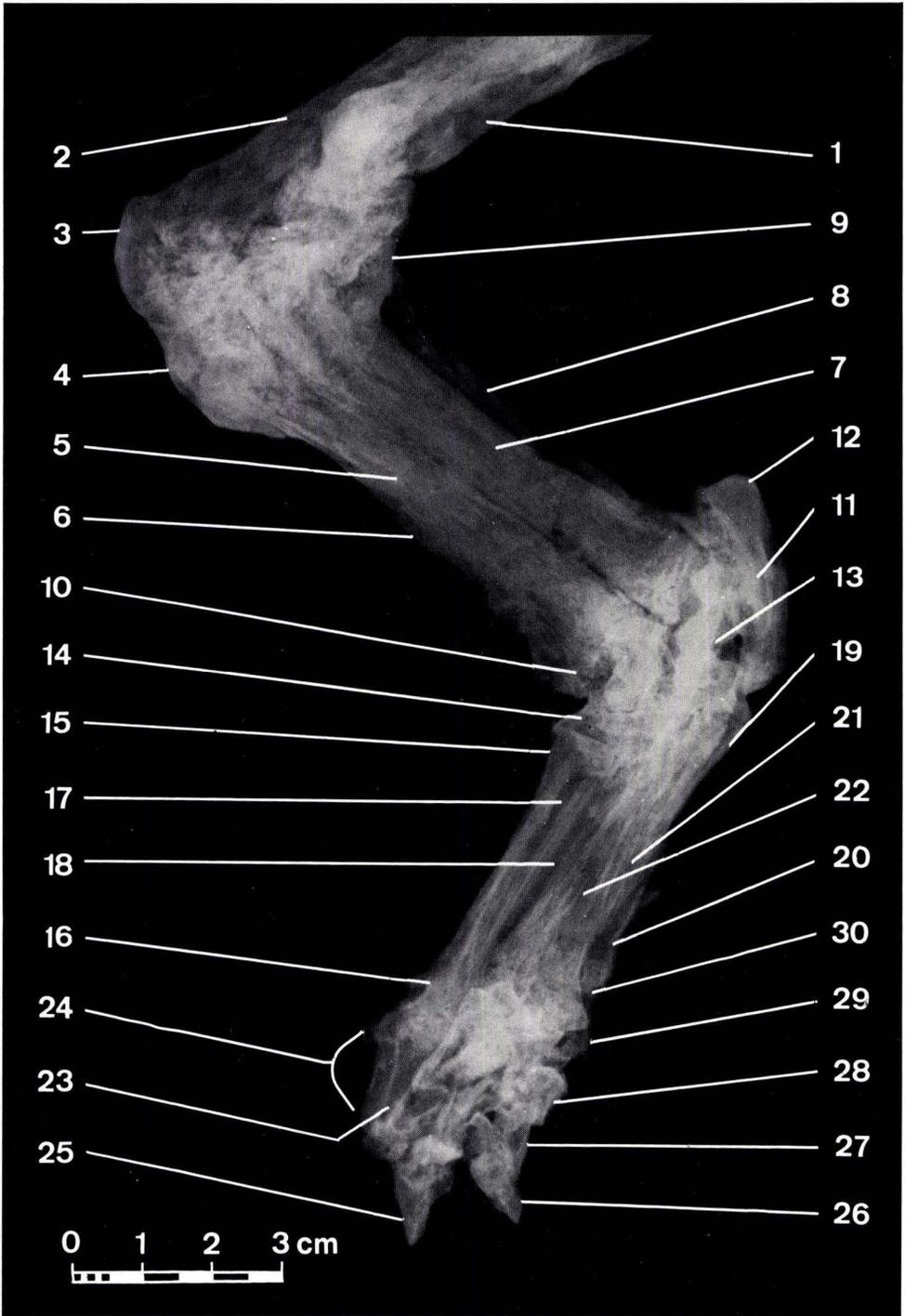
Die linke Fibula (Abb. 14, 15) ist zerdrückt und leicht verbogen fast in ganzer Länge erhalten. Das Capitulum fibulae ist abgedrückt und liegt vermutlich unter dem Condylus lateralis tibiae. Der Malleolus fibulae ist ebenfalls disloziert, von der Tibia-Diaphyse abgetrennt und an die mediale Wand des benachbarten Tuberculum calcanei angepreßt worden. Dieser Befund beweist weiterhin die fehlende oder höchstens nur lose distale Verbindung von Tibia und Fibula.

Teile der eng zusammengeschobenen Tarsen beider Extremitäten sind identifizierbar (Abb. 14, 15). Der linke Calcaneus – in lateraler Ansicht – ist in ganzer Länge überliefert, der Proc. coracoides ist allerdings beschädigt. Cranial davor liegt der Astragalus, sein Corpus mit der Trochlea ist ebenfalls beschädigt. Besser erhalten ist das carnivorenartig lange Collum mit dem distalen Caput astragali und seiner Artikulationsfläche mit dem Naviculare (= Os tarsi centrale). Da kein voller Kontakt mit dem Calcaneus besteht, ist die plantare Gelenkfläche des Astragalus mit dem Sustentaculum calcanei gut sichtbar.

Das Naviculare liegt gegenüber dem distal anschließenden Ectocuneiforme nicht im Verband, dagegen hat letzteres vollen Kontakt mit dem Mt. III. Meso- und Entocuneiforme sind wegen der dorsolateralen Position von Tarsus und Metatarsus sin. nicht sichtbar. Das lateral an das Ectocuneiforme angeschlossene große Cuboid wurde etwas zwischen die Distalenden von Astragalus und Calcaneus geschoben, so daß diese, wie oben erwähnt, hier auseinanderklaffen. Cuboid und Naviculare sind nicht miteinander verwachsen.

Abb. 15. *Masillabune martini*, Hinterextremitäten, Röntgenaufnahme; Messel, unt. Lutetium, x 1.

- | | |
|----------------------------------|--|
| 1: Femur s. | 16: Mt. V d., Distalende |
| 2: Femur d. | 17: Mt. IV d. |
| 3: Condylus lateralis femoris d. | 18: Mt. III d. |
| 4: Tuberositas tibiae d. | 19: Mt. V s., Proximalende mit ?Epiphyse |
| 5: Tibia d. | 20: Mt. V s., Distalende |
| 6: Fibula d., Fragment | 21: Mt. IV s. |
| 7: Tibia s. | 22: Mt. III s. |
| 8: Fibula s. | 23: Phal. 1 Dig. IV d. |
| 9: Condylus lateralis tibiae s. | 24: Phal. 1–3 Dig. V d. |
| 10: Malleolus fibulae d. | 25: Phal. 3 Dig. IV s. |
| 11: Calcaneus s. | 26: Phal. 3 Dig. III (IV) d. |
| 12: Proc. coracoides calcanei s. | 27: Phal. 3 Dig. IV (III) d. |
| 13: Astragalus s. | 28: Phal. 2 Dig. III (IV) d. |
| 14: Cuboid d. | 29: Phal. 2 Dig. V s. |
| 15: Mt. V d. | 30: Phal. 1 Dig. V s., stark deformiert |



Der rechte Astragalus liegt in medialer Ansicht vor, er befindet sich noch im Verband mit der Tibia. Gut sichtbar ist das Caput astragali mit seiner distalen Trochlea. Dicht angeschlossen daran ist das Naviculare; distal folgt das Ectocuneiforme, das seinerseits – wie an der linken Extremität – Kontakt mit dem Mt. III d. hat. Vom lateral anschließenden Cuboid sind nur noch einige Fragmente erhalten. Das medial folgende Meso- und Entocuneiforme sind vom linken Metatarsus verdeckt und wohl auch nur auf der Gegenplatte vorhanden gewesen. Im Röntgenbild ist von ihnen ebenfalls nichts sichtbar.

Vom rechten, in Dorsalansicht vorliegenden Metatarsus (Abb. 14, 15) sind Mt. III größtenteils und Mt. IV in voller Länge, Mt. V nur mit proximaler Partie vorhanden. Die distale Hälfte des letzteren muß bei der Fossilisation etwas auf die plantare Fläche des Mt. IV geschoben worden sein und ist somit nicht sichtbar. Nur vom distalen Gelenkende ist ein Rest erhalten.

Tab. 6. Maße von Knochen der Hinterextremitäten (mm) von *Masillabune*, Mitteleozän, Messel

Femur, größte Länge:	d.: 91	s.: ca. 93
Femur, Diaphysenbreite:	d.: –	s.: ca. 13
Patella, größte Länge:	d.: ca. 17	s.: 19,2
Patella, größte Breite:	d.: –	s.: 9
Tibia, größte Länge:	d.: ca. 79	s.: ca. 78
Tibia, Diaphysenbreite:	d.: –	s.: ca. 9
Fibula, größte Länge:	d.: –	s.: ca. 78
Fibula, Diaphysenbreite:	d.: –	s.: ca. 3
Calcaneus, größte Länge:	d.: –	s.: 31,5
Astragalus, größte Länge:	d.: ca. 17	s.: –
Mt. III, größte Länge:	d.: –	s.: 48,8
Mt. IV, größte Länge:	d.: 48,2	s.: 48,0
Mt. V, größte Länge:	d.: –	s.: 43,2
Phal. 1 Mt. III, Länge:		s.: 18
Phal. 2 Mt. III, Länge:		s.: 9,5
Phal. 3 Mt. III, Länge:		s.: 12
Phal. 1 Mt. IV, Länge:		s.: 18,5
Phal. 3 Mt. IV, Länge:		s.: 11,8
Phal. 1 Mt. V, Länge:		s.: ca. 6
Phal. 2 Mt. V, Länge:		s.: ca. 4
Phal. 2 Mt. III (IV), Länge:		s.: ca. 8
Phal. 1 Mt. IV, Länge:	d.: 18	
Phal. 1 Mt. V, Länge:	d.: –	
Phal. 2 Mt. V, Länge:	d.: 3,5	
Phal. 3 Mt. V, Länge:	d.: 6,0	

Mt. IV ist relativ gut überliefert und kaum verdrückt. Nur das distale Gelenkende ist gequetscht und der Gelenkkopf mit der dorsalen Rolle etwas abgeschert. Die obere Gelenkfläche ist – soweit die dorsale Partie freiliegt – ganz eben. Vom Mt. III ist – wie erwähnt – das distale Ende bis auf die laterale Kante nicht sichtbar, da vom linken Mt. III zugedeckt. Auch Mt. III ist – zumindest in dem vorliegenden Abschnitt – gut erhalten und dicht unterhalb der ebenen Vorderkante des proximalen Gelenkes mit einer Rugosität („Metatarsalbeule“) – ähnlich wie am Mc. III – versehen.

Von den Elementen des linken Metatarsus (Abb. 14, 15) sind überliefert Mt. III, IV und V, ebenfalls in dorsaler Ansicht und daher spiegelbildlich zum rechten Metatarsus liegend. Die linken Metatarsalia sind stärker zerdrückt als jene des rechten Hinterfußes. So ist das Proximalende des Mt. III nebst dem Ectocuneiforme unnatürlich mediad abgeknickt, die distad liegende Partie zersplittert, so daß die hier befindliche, am Mt. III d. gut erkennbare Rugosität nur schlecht auszumachen ist. Ähnlich wie am Mt. IV d. ist auch hier das distale Gelenk abgedrückt und disloziert. Gleiches gilt auch für das Distalgelenk des Mt. IV s. Möglicherweise spielt auch hier das relativ jugendliche Alter des Skelettes eine Rolle, an dem manche Epiphysen noch nicht 100%ig koossifiziert waren.

Die proximale Gelenkfläche des Mt. IV ist infolge Dislokation des Cuboides etwas entblößt und ist in diesem Teil eben, mit gerader Vorderkante. Mt. V ist eng an Mt. IV gepreßt, in sich postmortal verbogen und erwartungsgemäß kürzer und schlanker als die mittleren Metapodien. Proximales und distales Gelenkende sind erhalten, letzteres asymmetrisch und an der Epiphysenfuge etwas versetzt. Trotz der Deformationen und der gedrängten Lagerung der Mittelmetapodien beider Seiten dürfte der Mt. IV im Diaphysen-Abschnitt etwas stärker als der Mt. III sein. Dies würde auf eine nicht vollentwickelte Paraxonie hinweisen. Einen ähnlichen Befund liefert *Diacodexis* aus dem Unter-Eozän von Wyoming (ROSE 1982: Abb. 2 G), wobei in beiden Fällen die Tendenz zur Mesaxonie nicht wie sonst durch einen verstärkten Mt. III, sondern durch einen kräftigeren Mt. IV angezeigt wird.

Die Phalangen (Abb. 14, 15) bilden ein dichtes Haufwerk, sind aber besser erhalten, als jene der Vorderextremitäten. Deutbar sind am rechten Hinterfuß: Die drei Phalangen des Mt. V, wobei an Phal. 1 der proximale Teil weggebrochen ist. Alle drei Phalangen sind eng an die Phal. 1 des Mt. IV angelagert. Phal. 2 ist, wie üblich, kürzer als Phal. 1 und 3, letztere hat, als Endphalange, den dreieckigen Umriß, ob mehr krallen- oder mehr klauenartig, kann nicht entschieden werden. Phal. 1 Mt. IV – und mit ihm im Gelenkkontakt – zeigt die dorsale Seite und ist vollständig, wobei das distale Gelenk medial durch eine deformierte, unbestimmbare Knochenmasse verdeckt ist. Weitere Phalangen des rechten Hinterfußes sind an dieser Stelle nicht erkennbar.

Links sind die Phalangen 1 Mt. III und IV mit der Lateralseite gut sichtbar und vollständig, ausgenommen jene des Mt. IV, deren distales Gelenkende beschädigt ist. Beide haben noch Kontakt mit den Gelenken der zugehörigen Metatarsen. An Phal. 1 Mt. III folgt im Kontakt und in Seitenansicht die kurze Phal. 2. Ihrem distalen Gelenk liegt eine kleine, deformierte Knochenpartie an, die wohl den Rest einer Endphalange darstellen dürfte. Caudad liegt ein größerer, dreieckiger Rest, der zur Endphalange des Mt. IV s. gehören dürfte. Die zwei relativ gut erhaltenen Endphalangen an der rechten unteren Ecke des Haufwerkes könnten dann – schon der Größe nach – nur dem Mt. III und Mt. IV des rechten Hinterfußes zugeordnet werden. Ihr dreieckiger Querschnitt erinnert eher an eine primitive Hufform, als an eine Kralle.

Zum rechten Hinterfuß ist ferner eine große Phal. 1 von Mt. III oder IV mit fehlendem Proximalende zu stellen. Sie liegt caudal neben der Phal. 2 Mt. III s. Noch etwas angelagert und oberhalb der rechts liegenden Endphalange ist noch eine Phal. 2 des rechten Mt. III oder IV erkennbar. Oberhalb von ihr liegen verdrückt die Phal. 1 und 2 des Mt. V s. Die sonst noch sichtbaren Knochenteile sind so zerstückelt oder bruchlos deformiert, daß eine einwandfreie Identifikation nicht möglich ist.

4. Zur systematischen Stellung

Im Vorbericht (TOBIEN 1980: 14) ist bereits auf die verwandtschaftlichen Beziehungen von *Masillabune* kurz eingegangen worden. Dabei scheidet eine Anzahl eozäner Artiodactylen-Familien für eine nähere Betrachtung aus.

Da, wie sich gezeigt hat (s. S. 21) und entgegen früherer Annahme (TOBIEN 1980: 24), bei *Masillabune* nicht weitgehend molarisierte P4 sup. und inf. vorliegen, sondern die entsprechenden Milchvorgänger, kann die P4-Struktur bei Vergleichen nicht berücksichtigt werden.

Die Dichobuniden (*Dichobune* CUVIER 1822, *Buxobune* SUDRE 1978, *Hyperdichobune* STEHLIN 1910, *Mouillacitherium* FILHOL 1882, *Messelobunodon* FRANZEN 1980, *Diacodexis* COPE 1882: siehe SUDRE 1978, FRANZEN 1981, THEWISSEN et al. 1983) haben – soweit nachgewiesen – caniniforme C inf. Die oberen Molaren sind mit Protoconulus und Metaconulus, die unteren M mit einem Hypoconulid ausgestattet.

Die Cebochoeriden [*Cebochoerus* GERVAIS 1856 (inclusive *Choeromorus* GERVAIS 1848/52), *Acotherulum* GERVAIS 1850: siehe SUDRE 1978: 76] haben – jedenfalls bei *Cebochoerus* – incisiviforme C inf., meist caniniforme P₁ (STEHLIN 1908: 92, Abb. 99 C), obere Molaren ohne Mesostyle und oft hohen Ramus horizontalis.

Die Choeropotamiden (*Choeropotamus* CUVIER 1822 und einige asiatische Genera) besitzen, zumindest im europäischen Genus, einen P₁ mit caniniformem Habitus, einen unteren incisiviformen Canin, obere Molaren mit Mesostylen, die den vorgenannten Gruppen überwiegend fehlen, und einen niedrigen Ramus horizontalis mit sehr entwickeltem Proc. angularis (STEHLIN 1908: 692, SUDRE 1978: 86).

Die Dacrytherien (*Dacrytherium* FILHOL 1876, *Tapirus* GERVAIS 1850, *Leptotheridium* STEHLIN 1910) haben eine antemolare Zahnreihe (P-C-I) ohne stärkere Differenzierung, d. h., vor allem ohne entwickelten Canin; die Prämolaren sind dabei oft verlängert und schneidend. Obere Molaren sind schon hochgradig bunosenodont, im Oberkiefer mit W-förmig geknickten Außenwänden.

Die Anoplotherien (*Anoplotherium* CUVIER 1804, *Diplobune* RÜTIMEYER 1862, *Ephelcomenus* HÜRZELER 1938, *Robiacina* SUDRE 1969) besitzen bereits quasi-selenodonte Molaren im Oberkiefer mit W-förmig geknickten Außenwänden. Auch hier finden sich nicht-caniniforme Canine.

Die Caenotherien (mit den eozänen *Oxacron*), die Xiphodonten (*Xiphodon* CUVIER 1822, *Paraxiphodon* SUDRE 1977, *Dichodon* OWEN 1848, *Haplomeryx* ZITTEL 1886) und die Amphimeryciden (*Amphimeryx* POMEL 1848, *Pseudamphimeryx* STEHLIN 1910) scheiden schon wegen der weit vorgeschrittenen Selenodontie ihrer Molaren für eine nähere Betrachtung ebenfalls aus.

Folgt man – wie vorstehend – der Systematik von SUDRE (1978: 5), verbleibt noch die Familie der Haplobunodontidae PILGRIM 1941. Die Anthracotheriidae GILL 1872 (mit *Anthracotherium* CUVIER 1822, *Microbunodon* DEPERET 1908, *Bothriodon* AYMARD 1846) sind asiatischen Ursprunges (*Giraffokeryx*) und Einwanderer nach Europa an der Eozän/Oligozän-Grenze (zur Zeit der „Grande Coupure“ STEHLIN's). Sie besitzen caniniforme C inf., incisiviforme I₃ und prämolariiforme P₁: für eine nähere Betrachtung scheiden sie daher aus.

Zu den *Haplobunodontiden* rechnet SUDRE (1978: 95) die Gattungen *Haplobunodon* DEPERET 1908, *Rhagatherium* PICTET 1855/57, *Amphirhagatherium* DEPERET 1908, *Lophiobunodon* DEPERET 1908 und *Anthracobunodon* HELLER 1934.

Die Gattung *Haplobunodon* DEPERET 1908 basiert auf einem verdrückten Schädelfragment mit $P^1 - M^3$ s., $P^2 - M^3$ d. sowie einem wahrscheinlich dazu gehörenden Unterkieferfragment mit $P_2 - M_3$ d. aus dem Obereozän (Headonium) von Hordwell. Die beiden Fundstücke wurden von LYDEKKER (1885a: 69, Abb. 5, 6, 1885b: 244, Abb. 35, 36) unter *Anthracotherium gresslyi* beschrieben. DEPERET (1908) errichtete dafür das neue Genus *Haplobunodon*, STEHLIN (1908: 754) klärte die Speziessystematik und kreierte den Namen *Haplobunodon lydekkeri* (STEHLIN 1908). HOOKER & INSOLE (1980: 44) geben für die Typus-Art „Lower Headon“ als Vorkommen an.

Am Typusstück von *H. lydekkeri* ist ein weites Diastema (ca. 20 mm) zwischen dem zweiwurzeligen P^1 und P^2 vorhanden; die oberen Molaren sind deutlich selenodonte, die Mittelwülste an den Außenhügeln deutlich, ein Paraconulus ist auf LYDEKKER's Abbildungen nicht zu erkennen. Der P_3 hat einen Innenhöcker. Die Mesostyle sind schwach, am M^1 fehlen sie ganz. Diese Merkmale sind bei *Masillabune* konträr ausgebildet. Auch die bei STEHLIN (1908: 755–775, Taf. 13, 14) beschriebenen Maxillarmolaren verschiedener *Haplobunodon*-Arten aus dem – im Vergleich zu den Unteren Headon-Schichten älteren – Miozän von Egerkingen zeigen kräftige Mittelwülste und fehlende oder schwache Mesostyle. Auch ein D^4 von *H. solodurensis* (STEHLIN 1908: 760, Taf. 13 Fig. 47) besitzt diese Merkmale.

Eine Einweisung von *Masillabune* in diese Gattung kommt aus obigen Gründen daher nicht in Betracht.

Bei *Lophiobunodon* stehen zwar – im Gegensatz zu *Haplobunodon lydekkeri* – die oberen Prämolaren in geschlossener Reihe (STEHLIN 1908: 788, RICHARD 1942: Abb. 1), aber die oberen Molaren sind deutlicher quergedehnt und am Hinterinnenhügel selenodonte als bei *Masillabune*. Vor allem aber fehlt die aus Protocon und Paraconulus bestehende jochartige Verbindung, auf die der Name *Lophiobunodon* Bezug nimmt (RICHARD 1942: 142, Abb. 1, SUDRE 1972: 138). Dieses Genus fällt damit ebenfalls außer Betracht.

Rhagatherium hat einen sehr kräftigen nahezu caniniformen, zweiwurzeligen P^1 (SUDRE 1978: 93). Vom P^2 trennt ihn ein Diastema von 8,5 mm. Vor dem P^1 liegt ebenfalls ein Diastema von 7 mm, auf welches der kleinere C sup. folgt. Dies zeigt die Rekonstruktion des Schädels von *Rh. valdense* (STEHLIN 1908: 777, Abb. 113). Von ähnlichen Diastemen ist auch der P_2 des Unterkiefers umgeben (STEHLIN 1908: Taf. 13 Fig. 24). Diese Befunde und die stärker selenodonten oberen und unteren Molaren sowie die Mittelrippen auf den Außenwänden von Paracon und Metacon sind bei *Masillabune* nicht anzutreffen. Ferner ist der für *Rhagatherium* charakteristische kleine Hügel im Hinterarm des hinteren Außenhügels von M_1 und M_2 nicht vorhanden. Ebenso fehlt bei *Masillabune* die Anlagerung dieses Hinterarmes an die Hinterwand des hinteren Innenhügels (STEHLIN 1908, 1910: 779, 782, 785, Taf. 13 Fig. 34, Taf. 19 Fig. 20). Dieser verbindet sich bei *Masillabune* direkt mit dem Hintercingulum. STEHLIN (1908: 782) bemerkt für den D_4 von *Rhagatherium valdense*, der neben M_3 funktioniert, er sei merkwürdig wenig abgenutzt. Obwohl die Unterkieferzähne von *Masillabune* in der Usur etwas weiter fortgeschritten sind als das *Rhagatherium*-Gebiß, auf welches STEHLIN (1908: Taf. 13 Fig. 34) Bezug nimmt, trifft seine Feststellung auch für das Messeler Fundstück zu.

Nach Vorstehendem ist eine direkte Zuweisung des Messeler Artiodactylen-Skelettes zur Gattung *Rhagatherium* nicht möglich.

Die Gattung *Amphirhagatherium* wurde von DEPERET (1908: 160) auf die einzige Spezies *frohnstettense* aus dem Obereozän von Frohnstetten begründet. Aus der von STEHLIN (1908: 791–795, Abb. 115, 116) gegebenen, ausführlichen Schilderung der Frohnstettener Materialien ergaben sich in den Grundzügen der oberen und unteren Molaren eine Reihe von Übereinstimmungen (Mesostyle an den M sup., Verbindung des Hinterarmes des hinteren Außenhügels mit dem Hintercingulum, keine Spur eines Zwischenhügels auf dem Hinterarm; dies auch im Gegensatz zu *Rhagatherium*), jedoch ist die Bunosenodontie bei *Amphirhagatherium* weiter fortgeschritten, wobei sich an den oberen Molaren noch zusätzliche Komplikationen finden (STEHLIN 1908: 792).

Übereinstimmend mit *Masillabune* ist auch der dichte Anschluß von P₂ und P₃ im Unterkiefer, im Gegensatz zu *Rhagatherium valdense*. STEHLIN (1908: 794) sieht darin einen Hinweis auf einen kürzeren und gedrungeneren Gesichtsschädel. Er kann auch für *Masillabune* vorausgesetzt werden.

Auch eine Zuweisung des Messel-Fundes zu *Amphirhagatherium* scheint nach obigem nicht gegeben, wenngleich hier manche Übereinstimmungen und Zusammenhänge zwischen der mitteleozänen Form aus Messel und der späteozänen Form aus Frohnstetten nachweisbar sind.

Die letzte, von SUDRE (1978: 90) in die Familie Haplobunodontidae gestellte Gattung ist *Anthracobunodon* HELLER 1934, aus dem Mitteleozän des Geiseltales erstmalig als *A. weigelti* beschrieben. Nach HELLERS Angaben (1934: 248–252, Taf. 20–21) und eigenen Beobachtungen 1975 am Skelett-Exemplar I im Geiseltalmuseum Halle stimmen die oberen Molaren gut überein (Vorder- und Hintergrate jeweils an den beiden Außenhügeln, Paraconulus und hinterer Innenhügel mit selenodontem Habitus, Hinterinnenecke der Kronen eingezogen, schwache Mesostyle), nur die Parastyle sind bei *Masillabune* kräftiger. Der P³ ist bei beiden Formen dreispitzig, am Messel-Exemplar ist die Vorderspitze (Parastyl) aber kräftiger. P¹ und P² stimmen in Kronenbau, Vorder- und Hinterwurzel überein. Jedoch fehlt das bei *A. weigelti* zwischen P¹ und P² vorhandene Diastema von 5 mm Länge (HELLER 1934: 250, Abb. 1) bei *Masillabune* (Taf. 2 Fig. 1, 3).

Die unteren Molaren zeigen ebenfalls viele Ähnlichkeiten (Verbindung der Hinterarme der Protoconide mit den Hinterwänden der Metaconide, Doppelspitzen an den Gipfeln der Metaconide, die Hinterarme der Hypoconide in Verbindung mit dem Hintercingulum – wie

Tafel 2

Schädelumrisse einiger eozäner Artiodactylen, von lateral, verkleinert. ►

Fig. 1. *Masillabune martini* TOBIEN 1980, Messel, unt. Lutetium.

Fig. 2. *Rhagatherium valdense* PICTET 1855–57, Mormont-Enteroches (Schweiz), ob. Ludium (nach STEHLIN 1908: Abb. 113).

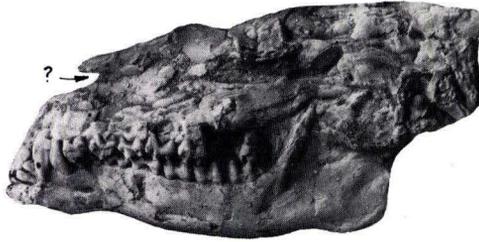
Fig. 3. *Anthracobunodon weigelti* HELLER 1934, mittl. Lutetium, Geiseltal bei Halle (DDR) (nach HELLER 1934: Abb. 1).

Fig. 4. *Messelobunodon schaeferi* FRANZEN 1981, Messel, unt. Lutetium (nach FRANZEN 1981: Abb. 6–11).

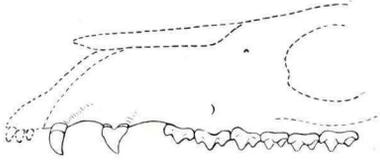
Fig. 5. *Dichobune leporina* (CUVIER 1822), Phosphorite des Quercy (nach STEHLIN 1906: Abb. 71).

Bemerkung zu Taf. 2 Fig. 3: s. hierzu die ergänzenden Beobachtungen von SUDRE 1978: 92.

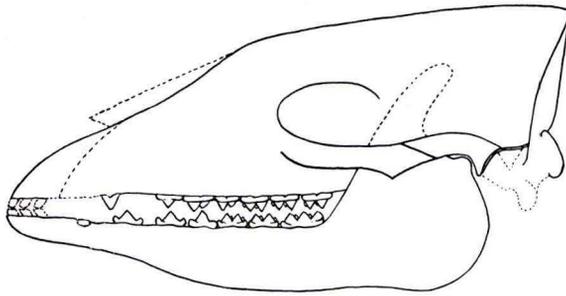
1



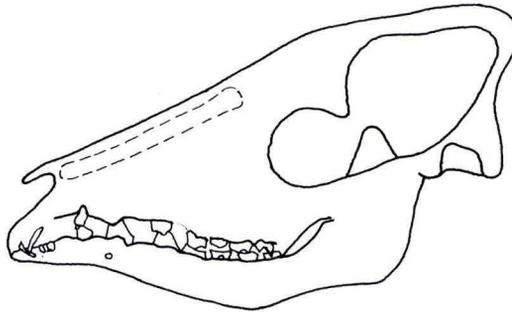
2



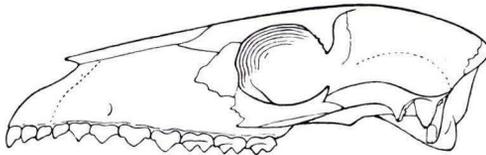
3



4



5



bei *Amphirhagatherium* –). Auch die P_3 , soweit vollständig erhalten, stimmen in ihrer Dreigipfligkeit und zweifachen Wurzel überein, nur hat der *Masillabune*- P_3 an der Hinterwand eine durch zwei Schmelzleisten markierte, kompliziertere Struktur (s. S. 18) (der *Masillabune*- P_2 ist für einen näheren Vergleich zu sehr defekt). HELLER'S Exemplaren I und II fehlte die Vorderbezahnung (1934: 249). SUDRE (1978: 92) konnte Material in Halle studieren, das offensichtlich nach HELLER'S Untersuchungen gefunden wurde. An dem Exemplar NME 4223, Halle stellte er für den Unterkiefer 3 I, 1 C, 4 P und 3 M fest. Der Canin ist incisiviform, auf ihn folgt ein Diastema, dann der P_1 mit einer massiven Spitze und einfacher Wurzel. Darauf folgt wieder ein kurzes Diastema („mais la machoire est détériorée“), dann der zweiwurzelige P_2 , anschließend die Serie $P_3 - M_3$.

Die bedeutendsten Unterschiede von *Masillabune* gegenüber *Anthracobunodon* liegen danach in der Existenz größerer Diastemata vor und hinter dem P_1 im Ober- wie im Unterkiefer. In diesen Punkten sind die Zahnreihen von *Masillabune* wesentlich geschlossener, und das Schädelprofil ist gedrungener (Taf. 2 Fig. 1, Abb. 2). Auch ist der untere P_1 nicht in dem Maße, wenn überhaupt, so extrem caniniform wie bei *Masillabune*. Ferner ist der Winkel zwischen Vorder- und Außenwand an den oberen Molaren bei *Masillabune* spitz (Abb. 5, 7), d. h. die Außenwände sind schiefgestellt, bei *A. weigelti* dagegen fast ein rechter (HELLER 1934: Taf. 20 Fig. 3, 4). SUDRE (1978: 96) beschreibt für die Molaren von *A. weigelti* aus dem Geiseltal ferner einen vom Protocon ausgehenden, auf das Quertal gerichteten Schmelzgrat, der sich mit einem gleichartigen, nach vorn-außen gerichteten, vom Hinterinnenhügel (Metaconulus) ausgehenden Grat verbindet. Davon ist am M^2 von *Masillabune* nichts zu sehen. Ebenso fehlt bei der Messel-Form der bei *Anthracobunodon* vom Paraconulus ausgehende Hintergrat, der sich mit dem lingualen Abhang des Paracons verbindet (SUDRE 1978: 96). Die Besonderheiten von *Masillabune* gegenüber *A. weigelti* hebt auch SUDRE (1978: 91) hervor, so die stärkere Molarisation des P^3 „et la présence de canines inférieures et supérieures véritablement caniniformes.“

Unterschiede bestehen von *Masillabune* (frühes Lutetium) weiterhin gegenüber dem um etliche Mio. Jahre jüngeren *Anthracobunodon louisi* von Grisolles (spätes Bartonium). *A. louisi* hat sehr kräftige Mesostyle an den oberen Molaren; diese sind schwach bei *Masillabune*. Die oberen und unteren Molaren sind bei der französischen Spezies stärker selenodont, aber auch bei *Masillabune* überragen die Innenhügel die Außenhügel an den Molaren, wie bei *A. louisi*, *Haplobunodon* und *Anthracotherium* (SUDRE 1978: 97). Der im Talonidbecken des M_3 von *Masillabune* befindliche Längsgrat (auch bei *Amphirhagatherium* vorhanden: STEHLIN 1908: Abb. 116) fehlt bei *A. louisi*. Die D_4 sind einander ähnlich, nur ist jener von *A. louisi* deutlich selenodonte, entsprechend den Molaren, was wohl im Zusammenhang mit dem jüngeren biostratigraphischen Alter steht. Dagegen läßt der D_4 von *Masillabune* keine Doppelwurzel unter jedem der drei Loben erkennen, wie SUDRE (1978: 96) für den D_4 von *A. louisi* angibt. Vielmehr ist bei dem Messel-Fund nur je eine einfache Vorder- und Hinterwurzel vorhanden.

Leider fehlen von *A. louisi* Elemente des Vordergebisses. Falls die Deutung eines isoliert gefundenen unteren incisiviformen Vorderzahnes als C inf. richtig ist (SUDRE 1978: 93, Taf. 10 Abb. 3), könnte, wie im Falle *Anthracobunodon weigelti*, ein prämolariformer P_1 gefolgt sein, es könnte sich aber auch ein caniniformer P_1 angeschlossen haben, wie im Falle *Masillabune*.

Wie dem auch sei, innerhalb der Familie Haplobunodontidae dürfte *Masillabune* ein selbständiges Genus repräsentieren. Danach ergibt sich folgende taxonomische Stellung und Diagnose von *Masillabune* (in einigen Punkten von TOBIEN 1980: 13–14 abweichend; Systematik nach SUDRE 1978: 9):

Ordnung Artiodactyla OWEN 1849
 Unterordnung Ancondonta MATTHEW 1929
 Überfamilie Anthracotherioidea GILL 1872
 Familie Haplobunodontidae PILGRIM 1941

***Masillabune* TOBIEN 1980**

Typus-Art: *Masillabune martini* TOBIEN 1980.

Derivatio nominis: Masilla: Alter Name für Messel im Lorscher Kodex, 800 nach Christus; βουνόν, gr.: Hügel, in Anspielung auf den hügelartigen Habitus der Elemente der Molarkronen.

Diagnose: Ein Angehöriger der Haplobunodontidae mit folgenden Merkmalen: Gebißformel:

$$\frac{?I^1 \cdot ?I^2 \cdot I^3 \cdot C \cdot 4P \cdot 3M}{?I_1 \cdot I_2 \cdot I_3 \cdot C \cdot 4P \cdot 3M}$$

Kurzes Diastema zwischen C sup. und P¹. P¹–M³-Reihe geschlossen.

C inf. incisiviform, P₁ caniniform, kurzes Diastema zwischen C inf. und P₁. Bei Kieferschluß C sup. vor P₁. P₂–M₃-Reihe geschlossen.

Gedrungene Vorderpartie des Gesichtsschädels. Angulus mandibulae abgerundet, ohne Fortsatz. Molaren bunodont, mit Tendenzen zur Bunosenodontie. Untere Molaren mit Doppelspitze am Metaconid, obere Molaren mit schwachem Meso- und Parastyl. D⁴ mit starkem Parastyl. D₄ mit 3 Hügelpaaren.

***Masillabune martini* TOBIEN 1980**

Derivatio nominis: Nach Herrn cand. geol. THOMAS MARTIN, Darmstadt, der den Fund für eine nähere Untersuchung zur Verfügung stellte.

Holotypus: Das in TOBIEN 1980 und in dieser Abhandlung abgebildete und beschriebene Skelett und seiner Teile. Der Fund befindet sich im Besitz von Herrn THOMAS MARTIN, Grüner Weg 37, 6100 Darmstadt. Abgüsse des Skelettes der abgebildeten Objekte befinden sich im Institut f. Geowissenschaften, Abteilung Paläontologie der Joh.-Gutenberg-Universität, 6500 Mainz.

Paratypus: Keiner.

Locus typicus: W-Seite des verlassenen Tagebaues „Grube Messel“, 6 km NE Darmstadt (Bl. 6018 Langen).

Stratum typicum: Messel-Schichten, unteres Mitteleozän (Lutetium).

Diagnose: Siehe Gattungsdiagnose. Maße s. Tab. 1–7.

Differentialdiagnose: Siehe die Ausführungen in Kap. 4.

Tab. 7. Übersichtsmaße von *Masillabune*, Mitteleozän, Messel (in mm)

Schädelspitze – Schwanzwirbelsäulen-Ende: 436
 Schädelspitze – Occipitalkamm: 101
 Länge C sup. – M³ s.: 48
 Länge P¹–M³ s.: 42
 Länge P¹–D⁴ s.: 24
 Länge M¹–M³ s.: 18 (durch Kulissenstellung der Kronen verkleinerter Wert)
 Länge M² s.: 6,7
 Breite M² s.: 8,8
 Länge Unterkiefer-Symphyse – Proc. angularis s.: ca. 80
 Höhe Ramus horizontalis labial unter M₂ s.: 12
 Länge P₁ s. – M₃ s.: 44
 Länge P₁ d.–M₃ d.: 44,5
 Länge P₂–M₃ s.: 38,5
 Länge P₂–M₃ d.: 39,2
 Länge P₂–D₄ s.: 18
 Länge P₂–D₄ d.: 18
 Länge M₁–M₃ s.: 21
 Länge M₁–M₃ d.: 21,5

Nachdem P⁴ und P₄ bei *Masillabune* nicht beobachtbar sind, liefert ein Vergleich der dort vorhandenen, entsprechenden Milchmolaren mit denen anderer eozäner Artiodactylen, soweit von dort beschrieben, zusätzliche Hinweise zu Unterschieden und Ähnlichkeiten. Dabei ergibt sich für den D⁴ folgendes:

Bei *Masillabune* hat der nur mit der labialen Partie sichtbare D⁴ einen sehr kräftigen, isoliert stehenden Parastyl; Paracon und Metacon sind bunodont, ein Mesostyl fehlt (s. S. 15). Kein durchlaufendes, labiales Cingulum.

Dichobune (SUDRE 1978: Photo-Taf. 1 Fig. 1) hat durchlaufendes äußeres Cingulum und keinen Parastyl.

Mouillacitherium (STEHLIN 1906: Taf. 12 Fig. 30, SUDRE 1978: Taf. 3 Fig. 1, 11) zeigt ähnliches wie *Dichobune*.

Cebochoerus (STEHLIN 1908: Taf. 14 Fig. 7, 55, SUDRE 1978: Taf. 7 Fig. 3, Photo-Taf. 2 Fig. 4) hat schwachen bis fehlenden Parastyl.

Acotherulum (SUDRE 1978: Taf. 9 Fig. 3): wie *Cebochoerus*.

Mixtotherium (STEHLIN 1908: 120) hat einen schwachen Parastyl, selenodonte Außenhügel mit deutlicher Mittelrippe auf der Paracon-Wand und angedeuteter Mittelrippe auf der Metacon-Wand.

Bei *Dacrytherium* (STEHLIN 1908: Abb. 121, 1910: Taf. 16 Fig. 24, Taf. 17 Fig. 16) sind Parastyle und Mittelrippen schwach bis fehlend, die Außenwand ist deutlich W-förmig.

Tapirulus (SUDRE 1978: Taf. 11 Fig. 4) hat einen durchlaufenden, schwach W-förmig geknickten Ectoloph und einen kräftigen Parastyl.

Leptotheridium (STEHLIN 1910: Taf. 19 Fig. 1) hat W-förmige Außenwand, schwachen Mesostyl und fehlenden Parastyl.

Bei *Catodontherium* (STEHLIN 1910: Taf. 17 Fig. 22, 50) ist der Ectoloph W-förmig geknickt. Die Außenwände von Para- und Metacon mit Mittelrippen. Deutlicher Meso- und Parastyl.

Amphirhagatherium (= *A. kowalewskyi*) (STEHLIN 1908: Abb. 115 h, 1910: Taf. 19 Fig. 9) zeigt in der Labialpartie ähnliche Verhältnisse wie *Catodontherium*.

Haplobunodon (STEHLIN 1908: 760, Taf. 13 Fig. 47) hat – wie der abgebildete M¹ – schwachen Parastyl, durchlaufendes labiales Cingulum und Mittelrippen.

Auch aufgrund der vorstehend skizzierten Befunde an den Labialpartien der D⁴ stimmt keines der genannten Genera mit *Masillabune* überein.

Für den D₄ ergeben sich folgende Befunde:

Der D_4 von *Masillabune* hat eine dreigeteilte Krone, vorn und in der Mitte je ein Spitzenpaar, ebenso im Hinterabschnitt, wobei dort der labiale Hügel einen selenodonten Habitus hat und der Hinterarm an das Hintercingulum angeschlossen ist (weitere Einzelheiten S. 18). Soweit vorhanden, liefern die D_4 anderer Eozän-Artiodactylen folgende Daten:

Cebochoerus (und *Choeromorus*) (STEHLIN 1908: Taf. 14 Fig. 21, 23, 30, 31; SUDRE 1978: Taf. 6 Fig. 2, Taf. 7 Fig. 5, 7, Taf. 8 Fig. 1, Photo-Taf. 3 Fig. 5, 7) zeigen keine wesentlichen Unterschiede gegen *Masillabune*. Es fehlt die Hinterzacke am mittleren Innenhügel. *Choeropotamus* (STEHLIN 1908: 100) zeigt neben dem selenodonten Hinteraußenhügel auch selenodonte Tendenzen am mittleren Außenhügel sowie Nebenzacken an den Innenhügeln.

Bei *Mixtotherium* (STEHLIN 1910: Taf. 20 Fig. 12) verbindet sich der Hinterarm des hinteren Außenhügels mit dem Hinterabhang des hinteren Innenhügels.

Dacrytherium (STEHLIN 1910: Taf. 15 Fig. 2, Taf. 16 Fig. 17, Taf. 20 Fig. 21) hat bereits drei selenodonte Außenhügel.

Tapirus (SUDRE 1978: Taf. 12 Fig. 2, Photo-Taf. 6 Fig. 9) hat vor allem im Hinterlobus typisch tapiroiden Charakter; er ist auch am Mittelhügelpaar angedeutet.

Bei *Catodontherium* (STEHLIN 1908: Taf. 13 Fig. 21; 1910: Taf. 15 Fig. 3, 14, 33) sind alle drei Außenhügel selenodont.

Für *Dichodon* und *Xiphodon* (STEHLIN 1910: Taf. 18 Fig. 9, 42) gilt das gleiche.

Bei *Rhagatherium* (STEHLIN 1908: Taf. 13 Fig. 34) verbindet sich der Hinterarm des Hinteraußenhügels mit dem Hinterinnenhügel. Außerdem sitzt auf ersterem eine kleine Spitze: Beides gleich wie an den Molaren dieser Gattung. Hinteraußenhügel selenodont, mittlerer Außenhügel teilweise selenodont.

Bei *Amphirhagatherium* (= *A. kowalewskyi*) (STEHLIN 1908: Abb. 115 f) sind die Außenhügel selenodont und der Hinterarm des hinteren Außenelementes verbindet sich – ähnlich wie bei *Masillabune* – mit dem Hintercingulum.

Haplobunodon (STEHLIN 1910: Taf. 20 Fig. 2) hat wie die vorhergehenden Beispiele selenodonte Außenhügel, außerdem reicht der Hinterarm des hinteren Außenhügels bis an die Basis des hinteren Innenhügels.

Anthracobunodon (SUDRE 1978: Taf. 10 Fig. 2, Photo-Taf. 4 Fig. 3) besitzt drei selenodonte Außenhügel. Der Hinterarm des hinteren Außenhügels ist auf das Hintercingulum gerichtet.

Wie die oberen, erweisen auch die unteren D_4 die Selbständigkeit des Genus *Masillabune*.

Wie an den Molaren, so zeigt auch dieser Überblick über die hintersten unteren Milchmolaren Übergänge von fast rein bunodonten zu bunosenodonten Strukturen, wobei die Selenodontie an den Außenhügeln offensichtlich am hinteren Außenhügel einsetzt und auf den mittleren und schließlich vorderen Außenhügel übergreift.

An den oberen Molaren setzt die Selenodontie zuerst am Hinterinnenelement ein und dehnt sich dann in unterschiedlichem Ausmaß auf den Protocon und auf die beiden Außenhügel aus.

Ein besonderes Charakteristikum von *Masillabune* sind der kleine, incisiviforme C inf., der daran anschließende caniniforme P_1 sowie die daraus resultierende ungewöhnliche Occlusion, wonach C sup. vor dem unteren Caniniformen eingreift (S. 20). Gleiches oder ähnliches findet sich auch bei anderen Haplobunodontiden.

Für *Haplobunodon lydekkeri* hält es STEHLIN (1908: 753) für nicht ganz ausgeschlossen, daß der P_1 caninartig entwickelt war. HELLER (1934: 253) stimmt dem zu. Für *Rhagatherium valdense* vermutet STEHLIN (1908: 780) ebenfalls einen caniniformen P_4 , auch „weil der fragliche Zahn hinter und nicht vor dem oberen Canin in die Maxillarreihe einzugreifen scheint.“

Die von Frohnstetten bekannten, von STEHLIN (1908: 791, Abb. 115) zuletzt behandelten Materialien von *Amphirhagatherium frohnstettense*, der bisher einzigen Spezies des Genus, enthalten

keine Daten über P_1 , C inf. und I inf. In der von SUDRE (1978: 94) emendierten Diagnose der Gattung ist allerdings angegeben: „C inférieure monoradiculée et prémolariforme (?)“, was wohl auf bisher inedite Funde begründet ist. Zutreffendenfalls würde auch hier ein nicht „normaler“ Canin vorliegen.

Die Belege zu den beiden Arten von *Lophiobunodon* (RICHARD 1942, SUDRE 1972: 137) erstrecken sich nur auf Molaren und hintere Prämolaren, ohne Vordergebisselemente.

Von *Anthracobunodon weigelti* aus dem Geiseltal liegen neuere Beobachtungen von SUDRE (1978: 92) vor. Sie ergänzen HELLERS Angaben (1934: 251). Danach ist der C inf. incisiviform, der P_1 einwurzelig mit einer einspitzigen, plumpen, aber nicht caniniformen Krone (s. S. 44).

Nach obigem finden sich, von den unbekanntem Verhältnissen bei *Lophiobunodon* abgesehen, bei den Angehörigen der Haplobunodontiden durchweg von der Norm abweichende Befunde mit incisiviformen C inf. und mehr oder weniger caniniformen P_1 .

Unabhängig davon finden sich ferner Unterschiede in der Anordnung der Vorderzähne: *Masillabune* hat ein nur durch kurze Diastemen unterbrochenes Vordergebiss. Auch die geschlossene Prämolarrreihe (P^2 - P^4) bei *Lophiobunodon* weist auf ähnliches hin. Bei *Amphirhagatherium frohnstettense* liegt ebenfalls eine diastemlose untere Prämolarrreihe vor. STEHLIN (1908: 794) folgerte daraus einen kürzeren, gedrungeneren Gesichtsschädel.

Demgegenüber finden sich bei *Haplobunodon*, *Rhagatherium* und *Anthracobunodon* mehr oder weniger größere Diastemen im Ober- wie im Unterkiefer (s. S. 41-42, Taf. 2). Sie lassen damit auf einen gestreckteren Gesichtsschädel schließen (Taf. 2).

Incisiviforme Caninen und caniniforme P_1 im Unterkiefer sind nicht auf *Masillabune* und Haplobunodontiden beschränkt. Sie finden sich auch bei anderen eozänen Artiodactylen. So bei *Cebochoerus*, dort allerdings nach den letzten Untersuchungen von SUDRE nur bei den progressiven Arten (1978: 49). Für *Choeropotamus* gibt STEHLIN (1908: 692) ebenfalls einen caniniformen P_1 an.

Bei den Dichobuniden, einschließlich *Diacodexis* (SUDRE 1978: 18, 25, 41, FRANZEN 1983: 412, RUSSELL et al. 1983: Abb. 1), sind prämolarriforme P_1 und kleine caniniforme oder incisiviforme C inf. vorhanden.

Auch die Dacrytherien haben weder differenzierte C inf. noch P_1 , mit Ausnahme von *Leptotheridium* STEHLIN 1910, mit seltsamen, 3lobigen C inf. (SUDRE 1978: 101, 113).

Die Anoplotherien, die Xiphodonten und die Amphimeryciden bieten in Hinsicht auf C. inf. und P_1 ebensowenig Spezialisierungen, die mit denen bei Haplobunodontiden und Cebochoeren vergleichbar wären (siehe hierzu SUDRE 1978: 115 ff., 128 ff., 141 ff.).

Nicht-caniniforme C inf. und caniniforme P_1 finden sich aber auch bei dem obereozänen *Archaeomeryx* aus der Mongolei (COLBERT 1941: Abb. 1a) und anderen jüngeren Artiodactylen Eurasiens und Nordamerikas (siehe die Diskussion hierzu bei WEBB & TAYLOR 1980: 137).

Für die schwierige Deutung der Evolution nicht-caniniformer C inf. und caniniformer P_1 ist daraufhinzuweisen, daß derartige Formationen sowohl in Vordergebissen mit relativ geschlossenen, wie auch in solchen mit offenen, d. h. mit Diastemen versehenen C- und P-Folgen auftreten, wie aus obigen Ausführungen ersichtlich.

So finden sich auch innerhalb der Familie Haplobunodontidae Gattungen mit bzw. ohne Diastemata zwischen C, P_1 und P_2 . Es liegt nahe, als nächste Verwandte von *Masillabune* jene Gattungen heranzuziehen, die eine ähnlich geschlossene Zahnreihe aufweisen. Damit kommt *Amphirhagatherium* in Betracht. Auf die Ähnlichkeit zwischen beiden Formen und die Altersunterschiede ist S. 42 hingewiesen worden. Für die Herstellung echter verwandtschaftlicher Beziehungen bedarf es jedoch weiterer Funde aus dem späten Miozän und älteren Obereozän. Auch *Lophiobunodon* mit seiner geschlossenen P-Reihe müßte in

diesem Zusammenhang genannt werden. Jedoch ist hier ebenfalls noch ein beträchtlicher Altersunterschied vorhanden, außerdem fehlen die Belege für das eigentliche Vordergebiß.

Direkte Vorfahren von *Masillabune* im Untereozän Europas sind nicht bekannt. SUDRE et al. (1983: 359, Abb. 20) sehen in *Protodichobune* LEMOINE 1878 einen möglichen Vorfahren für *Anthracobunodon weigelti* aus dem Mitteleozän des Geiseltales. In dem Evolutionsschema der Artiodactylen des älteren Eozäns in Europa (SUDRE et al. 1983: Abb. 20) werden ferner die Cebochoeriden und Haplobunodontiden von dieser Gattung abgeleitet.

Die Verwandtschaft von *Anthracobunodon* mit *Protodichobune* ist von der Molar- und P⁴-Struktur, wie von der Vordergebißstruktur durchaus gegeben. Dagegen ist bei *Masillabune* der P₁ typisch caniniform entwickelt, bei *Protodichobune* ist er kurz, mit einer einfachen Wurzel versehen (SUDRE et al. 1983: 314). Eine Herkunft des Messel-Artiodactylen von *Protodichobune* – wenn überhaupt – ist daher nur über Zwischenformen beweisbar, die bisher jedoch noch nicht vorliegen.

Nach den bisherigen Informationen über asiatische Eozän-Artiodactylen (COOMBS & COOMBS 1977a: 301, 1977b: 589, SAHNI et al. 1981: 691, THEWISSEN et al. 1983: 174) findet sich unter ihnen nichts, was zu *Masillabune* oder anderen Haplobunodontiden in Beziehung gesetzt werden kann.

5. Skelettproportionen und Körperbau

(Tab. 8–10)

Die Deformationen, Fragmentierungen und Verdrückungen zahlreicher Knochen, vor allem des Extremitäten-Skelettes, wie sie im vorstehenden Text erwähnt wurden und auf den Abbildungen ersichtlich sind, lassen zahlenmäßige absolute und relative Auswertungen von Skelettmaßen nur in eingeschränkter, oft nur angenäherter Weise zu. Trotzdem sollen hierzu einige Werte mitgeteilt werden.

Zum Größenvergleich von *Masillabune* mit anderen Haplobunodontiden und sonstigen, mehr oder weniger gleichaltrigen Artiodactylen, darunter auch *Messelobunodon*, sein nächster Verwandter in der Messeler Biocoenose, kann aufgrund von Molarenreihenlängen, die – mangels Schädel- und Extremitätenmaterial – noch relativ umfassende Vergleiche gestatten, nachstehendes mitgeteilt werden (Tab. 9 und 10, die keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben):

Die Haplobunodontiden sind größenmäßig ziemlich geschlossen (19,5–26,5/21,5–26), mit Ausnahme von *Lophiobunodon*, der kleinsten Gattung der Familie; sie hält sich in den Dimensionen der Dichobuniden. *Masillabune* selbst liegt mit der Geiseltaform am unteren Ende der Größenreihe.

Gegenüber den Dichobuniden, der im Gebiß kleinsten der hier in Betracht gezogenen Gruppen (9,5–21/12,2–24: nur *Metriotherium* fällt mit 37,2/43,2 heraus), sind die Haplobunodontiden in ihrem derzeitigen Artenbestand deutlich größer.

Die Cebochoeriden (mit 12,7–26,25/15,5–31,6) sind in der Mehrzahl ebenfalls größer als die Dichobuniden, dies gilt auch für die Dacrytheriiden (14,3–33,9/22–34). Durch ihre Dimensionen ragen jedoch die Choeropotamiden (30–52/28–62) heraus.

Tab. 8. Extremitäten-Proportionen im Vergleich mit anderen Säugergattungen (deren Werte bei FRANZEN 1981: 324; 1983: 424)

Gattungen	Indices								
	Humerus	Radius	Femur	Tibia	$\frac{\text{Humerus} + \text{Radius}}{\text{Femur} + \text{Tibia}} \times 100$	$\frac{\text{Humerus}}{\text{Radius}} \times 100$	$\frac{\text{Femur}}{\text{Tibia}} \times 100$	$\frac{\text{Humerus}}{\text{Femur}} \times 100$	$\frac{\text{Radius}}{\text{Tibia}} \times 100$
<i>Masillabune</i>	100	88	135	114	75	113	117	74	76
<i>Anthracobunodon</i>	100	83	112	121	79	121	92	90	68
<i>Messelobunodon</i> (ME 510)	100	81	117	128	74	123	92	85	64
<i>Messelobunodon</i> (ME 1001)	100	87,5	112-113	133	76-77	114	84-85	89	66
<i>Cainotherium</i>	100	75	122	127	70	133	96	88	59
<i>Dasyprocta</i>	100	88	122	130	75	114	94	82	68
<i>Tragulus</i>	100	77	124	131	69	130	95	81	59
<i>Capra</i>	100	96	115	134	79	104	86	87	72
<i>Lepus</i>	100	106	121	136	80	94	89	83	78
<i>Oryctolagus</i>	100	91	129	143	70	110	90	78	64
<i>Canis</i>	100	100	110	127	84	100	87	91	79
<i>Capreolus</i>	100	110	120	150	78	91	80	83	73
<i>Sus</i>	100	74	106	98	85	135	108	94	76

Es sind somit kleine bis höchstens mittelgroße Taxa, die sich unter den eoänen Artiodactylen finden. Die großen Arten und die von ihnen besetzt gehaltenen Nischen sind bekanntermaßen durch Perissodactylen repräsentiert. Nur die großen, terminalen Anoplotherien dürften hier eine Ausnahme machen.

Die aus Messel überlieferten Skelette der beiden Artiodactylen-Gattungen *Messelobunodon* und *Masillabune* erlauben auch einen Vergleich der eigentlichen Skelettproportionen. FRANZEN (1981: 324, 1983: 424) hat in instruktiven Tabellen *Messelobunodon* und den Geiseltal-*Anthracobunodon* zu *Cainotherium* und anderen rezenten, in der Statur etwa übereinstimmenden Säugern in Beziehung gesetzt. Auffallend sind beim Vergleich der relativen Längen von *Masillabune* mit *Messelobunodon* und *Anthracobunodon* die hohen Werte für Radius und Femur sowie der niedrige Wert für die Tibia gegenüber dem Humerus = 100. Dies würde für *Masillabune* gegenüber den genannten Gattungen einen längeren Radius-Ulna-Abschnitt, ein verlängertes Femur und eine verkürzte Tibia bedeuten. Der gegenüber der Tibia vergleichsweise lange Radius kommt auch im entsprechenden Relativwert zum Ausdruck. Andererseits ist das Femur gegenüber dem Humerus außerordentlich lang, verglichen mit den Werten bei *Messelobunodon*, *Anthracobunodon* und den weiteren Werten der Tab. 8. Gleiches gilt auch für die Daten bei ROSE (1982: Tab. S. 622). Nur das Femur von *Hyemoschus* (138) erreicht etwa gleiche Werte wie jenes von *Masillabune*. Allerdings sind hier beide Femora überaus stark verdrückt, komprimiert und damit besonders unnatürlich verlängert. Dies drückt sich auch in dem Index Femur/Tibia

(116) aus. Dem steht gegenüber, daß in den Tabellen der relativen Längen von Femur und Tibia bei FRANZEN und ROSE die letztere das erstere an Länge erheblich übertrifft. Nur bei *Hyemoschus* (ROSE 1982: Tab. S. 622) sind beide praktisch gleich lang.

Die relativen Werte für Radius, Femur und Tibia bei *Anthracobunodon* und *Messelobunodon* deuten auf relativ kurze Vorder- und relativ lange Hinterextremitäten (FRANZEN 1981: Abb. 6–11). Für *Masillabune* scheint – bei aller Vorsicht im Hinblick auf den Deformationszustand des Skelettes – dies nicht in diesem Ausmaß der Fall zu sein. Folgender Sachverhalt liefert hierzu jedoch weitere Aufschlüsse:

Die Rumpflänge – entlang der Wirbelsäule ohne Schädel und Schwanz gemessen – beträgt beim *Messelobunodon*-Skelett SM ME 510: 320 mm, bei *Masillabune*: 330 mm (eigene Messungen).

Die Extremitätenlängen bei beiden Gattungen nach Addition der Werte für Humerus bzw. Femur bis Phal. 3 eines der mittleren Metapodien belaufen sich auf folgende Summen:

<i>Masillabune</i>		<i>Messelobunodon</i>
Humerus	68	81
Radius	60	66
Mc. IV	27	Mc. III 34
Phal. 1 Mc. III/IV	ca. 11	14,5
Phal. 2 Mc. III	4,8	6,5
Phal. 3 Mc. IV	7,6	11
	<hr/> 177,4 mm	<hr/> 213,0 mm
 <i>Masillabune</i>		 <i>Messelobunodon</i>
Femur	92	95
Tibia	78,5	102
Calcaneus	31,5	34
Mt. III	48,8	54,5
Phal. 1 Mt. III	18	20
Phal. 2 Mt. III	9,5	11,5
Phal. 3 Mt. III	12	14,5
	<hr/> 292,3 mm	<hr/> 331,5 mm

Danach sind die Extremitäten – bei etwa gleicher Rumpflänge – bei der Messel-Form, zumindest bei der Spezies *M. schaeferi*, deutlich länger, während der Unterschied gegen das 2. Skelett (*Messelobunodon* sp.: FRANZEN 1983: Tab. 5, 6) geringer ist. Das relative Verhältnis Vorder- zu Hinterextremität beträgt bei *Masillabune* 61%, bei *Messelobunodon schaeferi* 64,2%. Eliminiert man – wegen des kritischen Femur-Längen-Wertes bei *Masillabune* – diesen, ermittelt also die Summen bei beiden Taxa ab Radius bzw. Tibia (= 109,4 und 132,0 gegen 200,3 und 236,5), so ergeben sich 54% für *Masillabune* und 55,8% für *Messelobunodon*.

Trotz der entgegengesetzten Femur- und Tibia-Werte an den beiden Skeletten ist die Relation zwischen der kürzeren Vorder- und der längeren Hinterextremität kaum verschieden. Ich möchte auf diesen Sachverhalt hier nur hinweisen. Wegen des deformierten, ungenauen oder übertriebene Werte vortäuschenden Erhaltungszustandes bei *Masillabune* soll von einer weiteren Diskussion bis zur Auffindung besserer Materialien in Messel abgesehen werden.

Möglicherweise liefern auch die relativen Werte von Mt. III (oder IV) zu Humerus = 100 gewisse Aufklärung: Bei *Messelobunodon* ist der Wert 67 (ROSE 1982: Tab. 2, s. auch Maße S. 51), bei *Masillabune* deutlich größer: 72. D. h., der Mittelfuß dieser Gattung ist relativ länger als bei *Messelobunodon* und bringt so für *Masillabune* eine Zunahme der Gesamtgröße der Hinterextremität.

Der Unterschied in den maximalen Extremitäten-Längen zwischen *Masillabune* und *M. schaeferi* (Skelett SMF ME 501) bleibt jedoch auffallend. Er ist auch insofern bemerkenswert, als die Zahnreihenlängen, zumindest im Molarbereich, konträre Werte aufweisen: *Masillabune*: 19,5/21,5, *M. schaeferi*: 14,6/16,4 (Tab. 9, 10).

Beim zweiten *Messelobunodon*-Skelett (SMF ME 1001) sind die Maße der vorhandenen Extremitäten-Knochen den entsprechenden von *Masillabune* ähnlicher, aber auch hier bleiben die Molarenlängen (14,4/15,8 FRANZEN 1983: 413) unter denen von *Masillabune*. Dieser Hinweis soll zunächst genügen.

Bemerkenswert sind auch die Unterschiede in der Schwanzwirbelsäule. Bei der oben erwähnten, annähernd gleichen Rumpflänge beider Skelette (S. 51) besitzt *Messelobunodon schaeferi* 24 Schwanzwirbel mit 324 mm Länge (addierte Wirbelzahlen; 8. u. 9. Wirbel mit je 18,5 geschätzt: FRANZEN 1981: 310), d. h., Schwanzlänge ist etwa gleich Rumpflänge. *Masillabune* hat dagegen nur 17 (= 16+1) Schwanzwirbel bei durchschnittlich kleineren Einzelwerten (Tab. 4) und bei einer direkt gemessenen Länge der Schwanzwirbelsäule mit 180 mm. Bei einer Rumpflänge von 330 mm wären dies 55%.

Lange Schwanzwirbelsäulen gelten bei Säugern gemeinhin als ursprüngliches Merkmal, verkürzte dagegen als abgeleitet, terminal und spezialisiert. In diesem Punkte, wie auch in anderen (Gebiß), kann *Masillabune* gegenüber *Messelobunodon* als spezialisierter gelten.

6. Palökologische Hinweise

Masillabune ist, im Gegensatz zu den equiden Perissodactylen, ein seltenes Element in der Messeler Taphocoenose. Dies gilt auch für den anderen Messeler Paarhufer. Wieweit sie auch in der Biocoenose der Umwelt des Messeler Sees durch zahlenmäßig kleine Populationen vertreten waren, muß dahingestellt bleiben; manches spräche dafür.

FRANZEN (1981: 320) nimmt für die Nahrungsaufnahme aufgrund der langgestreckten Schnauze eine Suiden-artige, in der „lockeren Laubschicht des oberen Waldbodens nach Nahrung stöbernde“ Lebensweise an. Dieses Argument wird durch die Untersuchungen von RICHTER (1981: 369) gestützt, wonach der Mageninhalt Pilze, verrottetes Laub und Sandkörner aufweist.

Die bisherigen Untersuchungen von Herrn Dr. SCHAARSCHMIDT (in TOBIEN 1980: 20) an 4 Proben aus dem Mageninhalt von *Masillabune* ergaben Epidermen-Reste von Lauraceen, die aber gegenüber anderen, noch nicht näher identifizierten pflanzlichen Geweben selten sind. Sandkörner wurden bisher nicht angetroffen.

Der letztere Befund deutet – sofern er sich als definitiv ergibt – gegen eine Nahrungssuche, die durch Bodenwühlen erfolgte. Dagegen spricht auch die verkürzte und gedrungene Schnauzenpartie bei *Masillabune*. Das Tier suchte seine, wohl ausschließlich pflanzliche Nahrung in einem vermutlich über dem Waldboden gelegenen Vegetationsstockwerk.

Wieweit die kräftigen Eckzahnpaare bei der Nahrungssuche und -aufnahme halfen und ob sie weiterhin der Verteidigung dienten, kann hier nur angedeutet werden.

Tab. 9. Größenvergleiche eozäner Paarhufer mittels Längen M^1-M^3

Taxa	Längen M^1-M^3	Bemerkungen
Haplobunodontidae		
<i>Masillabune martini</i> TOBIEN 1980	19,5	s. Tab. 1
<i>Anthracobunodon weigelti</i> HELLER 1934	18,7	SUDRE 1978: Tab. 8
<i>Anthracobunodon louisii</i> SUDRE 1978	24,3; 21,3	SUDRE 1978: Tab. 8
<i>Haplobunodon lydekkeri</i> STEHLIN 1980	26,5	STEHLIN 1908: 752
<i>Haplobunodon muelleri</i> (RÜTIMEYER 1862)	20	STEHLIN 1908: 767
<i>Haplobunodon solodurensis</i> STEHLIN 1908	22	STEHLIN 1908: Taf. 13 Fig. 3
<i>Rhagatherium valdense</i> PICTET 1855-57	20	STEHLIN 1908: 776
* <i>Lophobunodon minervoisensis</i> DEPERET 1908	14,7	RICHARD 1942: 142
Dichobunidae		
<i>Messelobunodon schaeferi</i> FRANZEN 1980	14,6	FRANZEN 1981: 307
<i>Messelobunodon</i> sp.	14,4	FRANZEN 1983: 413
<i>Messelobunodon ceciliensis</i> FRANZEN & KRUMBIEGEL 1980	16,5	FRANZEN & KRUMBIEGEL 1980: 1557
<i>Dichobune leporina</i> CUVIER 1822	19; 21	STEHLIN 1906: Abb. 67 SUDRE 1978: 26
<i>Dichobune</i> cf. <i>robertiana</i> GERVAIS 1859	16; 14,5	STEHLIN 1906: 611, 612
<i>Hyperdichobune langi</i> (RÜTIMEYER 1891)	9,5	STEHLIN 1906: 623
<i>Mouillacitherium elegans</i> FILHOL 1882	9,7; 10,6	SUDRE 1978: Tab. 2
<i>Mouillacitherium cartieri</i> RÜTIMEYER 1891	ca. 13,2	STEHLIN 1906: Taf. 12 Fig. 22
<i>Metriotherium mirabile</i> FILHOL 1882	37,2	STEHLIN 1906: Fig. 89
<i>Diadocdexis varleti</i> SUDRE et al. 1983	10,6	SUDRE et al. 1983: 295
<i>Diadocdexis pakistanensis</i> THEWISSEN et al. 1983	10,6	THEWISSEN et al. 1983: 179
Cebochoeridae		
<i>Cebochoerus (Gervachoerus) jaegeri</i> SUDRE 1978	15,3	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) dawsoni</i> SUDRE 1978	12,7	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) cf. suillus</i> (GERVAIS 1852)	15,7	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) campichii</i> PICTET 1855-57	16,9	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) fontensis</i> SUDRE 1978	19,9	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) minor</i> GERVAIS 1859	22,4	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>C. (Cebochoerus) ruetimeyeri</i> STEHLIN 1908	19,55	SUDRE 1978: Tab. 6
<i>Cebochoerus (C.) lacustris</i> GERVAIS 1856	26,25	SUDRE 1978: Tab. 6
<i>Acotherulum (A.) quercyi</i> STEHLIN 1908	22,2	SUDRE 1978: Tab. 7
<i>Acotherulum (A.) cf. quercyi</i> STEHLIN 1908	16,6	SUDRE 1978: Tab. 7
<i>Acotherulum (Leptacotherulum) cadurcense</i> FILHOL 1876-77	17,25	SUDRE 1978: Tab. 7
Choeropotamidae		
<i>Choeropotamus parisiensis</i> CUVIER 1821	52	SUDRE 1978: 87
<i>Choeropotamus affinis</i> GERVAIS 1959	42-46	SUDRE 1978: 87
<i>Choeropotamus depereti</i> STEHLIN 1908	33-36	SUDRE 1978: 87
<i>Choeropotamus sudrei</i> CASANOVAS 1975	31	SUDRE 1978: 88
<i>Choeropotamus lautricensis</i> NOULET 1870	30	SUDRE 1978: 88
Dacrytheriidae		
<i>Tapirulus perrierensis</i> SUDRE 1978	14,3	SUDRE 1978: Tab. 9
<i>Tapirulus hyracinus</i> GERVAIS 1850	18,4	SUDRE 1978: Tab. 9
<i>Dacrytherium ovinum</i> OWEN 1857	33,9	SUDRE 1978: Tab. 11
<i>Dacrytherium priscum</i> STEHLIN 1910	29,5	STEHLIN 1910: Abb. 155
<i>Dacrytherium saturninii</i> STEHLIN 1910	26,1	STEHLIN 1910: Abb. 167
<i>Leptotheridium lugeoni</i> STEHLIN 1910	18	SUDRE 1978: 113
<i>Leptotheridium traguloides</i> STEHLIN 1910	16,8	STEHLIN 1910: Taf. 19, Fig. 3

Tab. 10. Größenvergleiche eozäner Paarhufer mittels Längen M_1 - M_3

Taxa	Längen M_1 - M_3	Bemerkungen
Haplobunodontidae		
<i>Masillabune martini</i> TOBIEN 1980	21,5	s. Tab. 2
<i>Anthracobunodon weigelti</i> HELLER 1934	21,8	HELLER 1934: 252, 257, 258
<i>Anthracobunodon louisii</i> SUDRE 1978	26,2	SUDRE 1978: Tab. 8
<i>Haplobunodon lydekkeri</i> STEHLIN 1908	30	STEHLIN 1908: 752
<i>Haplobunodon muelleri</i> STEHLIN 1908	23	STEHLIN 1908: 769
<i>Rhagatherium valdense</i> PICTET 1855-57	23,5; 22	STEHLIN 1908: 779, 781
<i>Amphirhagatherium frohnstettense</i> (KOWALEWSKY 1873)	24,8	STEHLIN 1908: Abb. 115d
Dichobunidae		
<i>Messelobunodon schaeferi</i> FRANZEN 1980	16,4	FRANZEN 1981: 307
<i>Messelobunodon</i> sp.	15,8	FRANZEN 1983: 413
<i>Dichobune leporina</i> CUVIER 1822	24; 23; 21	STEHLIN 1906: Abb. 68 SUDRE 1978: 26
<i>Dichobune</i> cf. <i>robertiana</i> GERVAIS 1859	17,2	STEHLIN 1906: 616
<i>Buxobune daubreei</i> SUDRE 1978	19,4; 17,3	SUDRE 1978: Tab. 1
<i>Metriotherium mirabile</i> FILHOL 1882	43,2	STEHLIN 1906: Abb. 91
<i>Diacodexis varleti</i> SUDRE et al. 1983	12,3	SUDRE et al. 1983: 295
<i>Diacodexis pakistanensis</i> THEWISSEN et al. 1983	12,2	THEWISSEN et al. 1983: 188
<i>Protodichobune oweni</i> LEMOINE 1878	17,4	SUDRE et al. 1983: 316
Cebochoeridae		
<i>Cebochoerus (Gervachoerus) dawsoni</i> SUDRE 1978	15,5	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.)</i> cf. <i>suillus</i> (GERVAIS 1852)	18,1	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) campichii</i> PICTET 1855-57	18,0	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) fontensis</i> SUDRE 1978	22,35	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (G.) minor</i> GERVAIS 1859	26,3	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (Cebchoerus) helveticus</i> PICTET & HUMBERT 1869	29,9	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Cebochoerus (C.) lacustris</i> GERVAIS 1859	31,6	SUDRE 1978: Tab. 5
<i>Acotherulum (A.) saturninum</i> GERVAIS 1850	19,8	SUDRE 1978: Tab. 7
<i>Moiachoerus simpsoni</i> GOLPE 1972	19,9	SUDRE 1978: Tab. 7
Choeropotamidae		
<i>Choeropotamus parisiensis</i> CUVIER 1821	62	SUDRE 1978: 87
<i>Choeropotamus affinis</i> GERVAIS 1859	54	SUDRE 1978: 87
<i>Choeropotamus depereti</i> STEHLIN 1908	38-45	SUDRE 1978: 87
<i>Choeropotamus sudrei</i> CASANOVAS 1975	33,5	SUDRE 1978: 88
<i>Choeropotamus lautricensis</i> NOULET 1870	28-33	SUDRE 1978: 88
Dacrytheriidae		
<i>Tapirulus hyracinus</i> GERVAIS 1850	18,7	SUDRE 1978: Tab. 9
<i>Dacrytherium ovinum</i> OWEN 1857	34	SUDRE 1978: Tab. 11
<i>Leptotheridium lugeoni</i> STEHLIN 1910	22	SUDRE 1978: 113

Was den zweiten ökologischen und funktionsmorphologischen Komplex – die Lokomotion – betrifft, so ist auf die gegenüber den Hinterextremitäten stark verkürzten Vorderextremitäten hinzuweisen. Darin sind sich beide Paarhufer von Messel ähnlich und haben ihr Analogon beim lebenden *Tragulus*. Der Erhaltungszustand des *Masillabune*-Skelettes erlaubt keine zuverlässige Aussage darüber, ob die sicher schlanken Extremitäten (verglichen etwa mit *Sus*) gleich schlank wie bei *Messelobunodon* oder abweichend davon waren. Einen Hinweis auf die etwas weniger weit vorgeschrittene Anpassung an eine cursoriale Extremität ist die bei *Masillabune* noch vollständig vorhandene, von der Tibia getrennte Fibula (S. 36), die bei *Messelobunodon* weitgehend reduziert ist (FRANZEN 1981: 313). Auch die Ungleichheit der Diaphysen von Mt. III und Mt. IV im Sinne einer Art Mesaxonie bzw. noch unvollkommeneren Paraxonie (S. 39) dürfte in diese Richtung weisen.

FRANZEN (1981: 321) sieht in *Messelobunodon* einen schnellen Läufer und gewandten Buschschlüpfer mit der Fähigkeit zu weiten Sprüngen. Demgegenüber dürfte *Masillabune* wohl weniger wendig und langsamer gewesen sein. Auch die verschiedenartige Proportionierung von Stylopodium und Zeugopodium in der Hinterextremität gegenüber *Messelobunodon* (S. 51) spricht hierfür. Vielleicht suchte *Masillabune* sein Heil weniger in rascher Flucht, als in sicheren Verstecken. Konkurrenten um dieselbe ökologische Nische in den Wäldern der Nachbarschaft des Messeler Sees dürften die beiden Tiere wohl kaum gewesen sein.

7. Zusammenfassung

Der miozäne Artiodactyle *Masillabune* TOBIEN 1980 aus Messel (NE Darmstadt) gehört in die U.-Ordnung Artiodactyla MATTHEW 1929. Sie enthält die Familie der Haplobunodontidae PILGRIM 1941, zu ihr gehört *Masillabune*. In den Dimensionen, dem lebenden *Tragulus* BRISSON 1762 vergleichbar, hat *Masillabune* einen gedrungenen Gesichtsschädel, einen Unterkiefer ohne Proc. angularis und ein vollständiges, in nahezu geschlossener Reihe stehendes Gebiß. Im Unterkiefer ist der P₁ caniniform, der Canin incisiviform. Die Molaren sind bunodont, mit Tendenzen zur Bunosenodontie.

Die Vorderextremitäten sind beträchtlich kürzer als die Hinterextremitäten, die vorderen und hinteren Metapodien III und IV sind getrennt, ebenso Cuboid und Naviculare. Radius und Ulna, Tibia und Fibula sind distal nicht verwachsen, die Fibula ist vollständig. Zum Fehlen oder Vorhandensein eines 1. Fingerstrahles an der Hand gibt es keinen Hinweis. Für ein altertümliches Huftier ist die Schwanzwirbelsäule auffallend kurz.

Masillabune hat derzeit keine direkten Vorfahren im Untereozän Europas und keinerlei Verwandte in Ostasien, Indien und Nordamerika. Innerhalb der Haplobunodontidae kommt die obereozäne Gattung *Amphirhagatherium* DEPERET 1908 in der Frage der Nachfahren *Masillabune* noch am nächsten.

Masillabune ist in der Taphocoenose des Messeler Süßwassersees ein seltenes Element. Seine Häufigkeit in der dortigen Biocoenose kann auch als gering bewertet werden. Als Pflanzenfresser war er vermutlich an Nahrung angepaßt, die nicht dem Waldboden durch Wühlen entnommen wurde. Die kräftigen Eckzähne konnten bei der Nahrungsaufnahme und/oder bei der Verteidigung geholfen haben. Die Extremitätenstruktur deutet nicht auf schnelles Laufen und großes Sprungvermögen hin.

Summary

The Middle Eocene artiodactyl *Masillabune* TOBIEN 1980 from Messel (NE of Darmstadt, F.R.G.) belongs to the suborder Ancodonta MATTHEW 1929, with the family Haplobunodontidae PILGRIM 1941 as a member. Proportionally and in size similar to the living *Tragulus* BRISSON 1762, *Masillabune* has a shortened anterior part of the skull, a mandible without proc. angularis, and a complete, rather closed dentition. The lower P₁ is caniniform, the canine incisiviform. The molars are bunodont with tendency to bunoselenodonty.

The anterior extremities are definitely shorter than the posterior ones, the anterior and posterior metapodials III and IV are separated as cuboid and naviculare are unfused. The lateral metapodials II and V are shortened. Nothing can be said about presence or absence of a first digit at the manus. Radius and ulna, tibia and fibula are unfused, the fibula is complete. Unusual for an early ungulate the tail is rather short.

Presently there are no direct predecessors of *Masillabune* in the early Eocene, no relatives in Eastern Asia, in the Pakistano-Indian subcontinent and in North America. Among the haplobunodontids the Upper Eocene genus *Amphirhagatherium* DEPERET 1908 comes nearest as a descendant.

In the taphocenosis of the Messel freshwater lake *Masillabune* is a rare element. Its abundance in the biocenosis may likewise be judged as low. As a herbivore the animal probably was adapted to food, not picked up or rooted from the bottom. The strong canines were probably able to support the digestion and/or as helps in defense against enemies. The structure of the appendicular skeleton does not point to abilities of fast running and powerful jumping.

Résumé

L'artiodactyle *Masillabune* TOBIEN 1980 appartient dans le sous-ordre Ancodonta MATTHEW 1929. Celui-ci contient i.a. la famille Haplobunodontidae PILGRIM 1941, avec le genre *Masillabune*.

Dans les dimensions et proportions l'animal est comparable au vivant *Tragulus* BRISSON 1762. Il a une partie antérieure du crâne raccourcie, une mandibule sans proc. angularis et une dentition complète en série presque continue. La P₁ est caniniforme, la canine incisiviforme.

Les extrémités antérieures sont distinctivement plus courtes que les postérieures, les metapodiaux antérieurs et postérieurs III et IV sont séparés, ainsi que le cuboïde et le naviculaire. Radius et cubitus, tibia et fibula sont non-fusionnés à l'extrémité distale. La fibula est complète. Il n'y a pas des indications pour la présence ou l'absence d'un premier doigt à la main. Pour un ongulé archaïque la queue est assez court.

A présent il n'y a pas des prédecesseurs directs dans l'Eocène inférieur européen, ni des parents en Asie orientale, dans le continent pakistano-indien et en Amérique du Nord. Dans le cadre des haplobunodontidés le genre *Amphirhagatherium* de l'Eocène supérieur est le plus proche dans les relations de parenté.

Dans la taphocénose du lac d'eau douce de Messel *Masillabune* est un élément rare. Probablement sa fréquence dans la biocénose en ce lieu était aussi très restreinte. Comme

herbivore l'animal était adapté à une nourriture, pas fouillée ou fougée dans les sols de forêt. Les fortes canines ont pu supporté la fabrication des aliments et/ou la défense contre des ennemis. La structure du squelette appendiculaire n'indique pas des capacités à une locomotion rapide et/ou une aptitude puissante pour sauter.

8. Schriftenverzeichnis

- COLBERT, E. H. (1941): The Osteology and Relationship of *Archaeomeryx*, an ancestral Ruminant. – Amer. Mus. Novit., **1135**: 1–24, 6 Abb.; New York.
- COOMBS, M. C., & COOMBS, W. P. (1977a): Dentition of *Gobiohyus* and a reevaluation of the Helohyidae (Artiodactyla). – J. Mammal., **58**: 291–308, 4 Abb., 3 Tab.; Lawrence, Kansas.
- COOMBS, W. P., & COOMBS, M. C. (1977b): The Origin of anthracotheres. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 10: 584–599, 5 Abb.; Stuttgart.
- DEPERET, C. (1908): L'histoire géologique et la phylogénie des Anthracothéridés. – C. r. Ac. Sci. Paris, **146**: 158–162; Paris.
- FRANZEN, J. L. (1981): Das erste Skelett eines Dichobuniden (Mammalia, Artiodactyla), geborgen aus mittelozänen Ölschiefern der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Deutschland, S-Hessen). – Senckenbergiana lethaea, **61** (3/6): 299–353, 11 Abb., 11 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1983): Ein zweites Skelett von *Messelobunodon* (Mammalia, Artiodactyla, Dichobunidae) aus der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Deutschland, S-Hessen). – Senckenbergiana lethaea, **64** (5/6): 403–445, 3 Abb., 10 Taf.; Frankfurt a. M.
- & KRUMBIEGEL, G. (1980): *Messelobunodon ceciliensis* n. sp. (Mammalia, Artiodactyla) – ein neuer Dichobunide aus der mittelozänen Fauna des Geiseltals bei Halle (DDR). – Z. geol. Wiss. Berlin, **8**: 1533–1560, 5 Abb.; Berlin.
- HELLER, F. (1934): *Anthracobunodon weigelti* n. gen. et n. sp., ein Artiodactyle aus dem Mittelozän des Geiseltales bei Halle a. S. – Palaeont. Z., **16** (3/4): 247–263, 1 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- HOOKER, J. J., & INSOLE, A. N. (1980): The distribution of Mammals in the English Palaeogene. – Tertiary Res., **3** (1): 31–45; Rotterdam.
- KRUMBIEGEL, G. (1959): Die tertiäre Pflanzen- und Tierwelt der Braunkohle des Geiseltales. – Neue Brehm-Bücherei, **237**: 156 S., 93 Abb., 29 Fig.; Wittenberg Lutherstadt.
- LIPPMANN, H. G. (1979): Bergung und Präparation von Fossilien der Messeler Schichten: 21–26, 1 Abb. – In: HEIL, R., KOENIGSWALD, W. v., & LIPPMANN, H. G.: Fossilien der Messeler Schichten: 1–88, 52 Abb.; Darmstadt.
- LYDEKKER, R. (1885a): Note on three genera of fossil Artiodactyla, with description of a new species. – Geol. Mag. (3) **2**: 63–73, 6 Abb.; London.
- (1885b): Catalogue of the fossil Mammalia in the British Museum. Part 2. – XXI + 324 S., 39 Abb.; London.
- NICKEL, R., SCHUMMER, A., & SEIFERLE, E. (1977): Lehrbuch der Anatomie der Haustiere, **1**: Bewegungsapparat, 4. Aufl.: X + 539 S., 517 Abb.; Berlin, Hamburg.
- RICHARD, M. (1942): Description et figuration de *Lophiobunodon minervoisensis*. – Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, n.s., **52**: 141–144, 2 Abb.; Toulouse.
- RICHTER, G. (1981): Untersuchungen zur Ernährung von *Messelobunodon schaeferi* (Mammalia, Artiodactyla). – Senckenbergiana lethaea, **61**: 355–370, 12 Abb.; Frankfurt a. M.
- ROSE, K. D. (1982): Skeleton of *Diacodexis*, Oldest known Artiodactyl. – Science, **216**: 621–623, 2 Abb.; Washington D.C.
- RUSSELL, D. E., THEWISSEN, J. G. M., & SIGOGNEAU-RUSSELL, D. (1983): A new dichobunid artiodactyl (Mammalia) from the Eocene of North-West Pakistan. Part II: Cranial osteology. – Proc. k. nederl. Akad. Wet., B, **86** (3): 285–300, 6 Abb.; Amsterdam.
- SAHNI, A., BHATIA, S. B., HARTENBERGER, J. L., JAEGER, J. J., KUMAR, K., SUDRE, J., & VIANEY-LIAUD, M. (1981): Vertebrates from the Subathu-Formation and comments on the biogeography of Indian subcontinent during the early Paleogene. – Bull. Soc. géol. France, (7) **23** (6): 689–695, 1 Abb.; Paris.

- STEHLIN, H. G. (1906): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens, 4. Teil. – Abh. schweiz. paläont. Ges., **33**: 597–690, 34 Abb., Taf. 12; Zürich.
- (1908): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens, 5. Teil. – Abh. schweiz. paläont. Ges., **35**: 691–837, 36 Abb., Taf. 13, 14; Zürich.
- (1910): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens, 6. Teil. – Abh. schweiz. paläont. Ges., **36**: 839–1164, 110 Abb., Taf. 15–20; Zürich.
- (1929): Artiodactylen mit fünffingriger Vorderextremität aus dem europäischen Oligocaen. – Verh. naturforsch. Ges. Basel, **40**: 599–625, 13 Abb.; Basel.
- & HÜRZELER, J. (1941): Ein weiterer Paarhufer mit fünffingriger Vorderextremität aus dem europäischen Oligocaen. – Eclogae geol. Helv., **34** (2): 272–277, 5 Abb.; Basel.
- SUDRE, J. (1972): Révision des Artiodactyles de l'Éocène moyen de Lissieu (Rhône). – Palaeovertebrata, **5** (4): 112–156, 17 Abb.; Montpellier.
- (1978): Les Artiodactyles de l'Éocène moyen et supérieur d'Europe occidentale. – Ec. prat. hautes Études (3e sect.), mém. **7**: 229 S., 19 Tab., 22 Taf., 11 Fototaf.; Montpellier.
- RUSSELL, D. E., LOUIS, P., & SAVAGE, D. E. (1983): Les Artiodactyles de l'Éocène inférieur d'Europe. (Première partie). – Bull. Mus. natn. Hist. nat., Paris, 4^e sér., **5**, section C, no. 3: 281–333, 14 Abb., 3 Tab.; Paris.
- – – (1983): Les Artiodactyles de l'Éocène inférieur d'Europe. (Deuxième partie). – Bull. Mus. natn. Hist. nat., Paris, 4^e sér., **5**, section C, no. 4: 339–365, 6 Abb.; Paris.
- THEWISSEN, J. G. M., RUSSELL, D. E., GINGERICH, P. D., & HUSSAIN, S. T. (1983): A new dichobunid artiodactyl (Mammalia) from the Eocene of North-West Pakistan. Dentition and Classification. – Proc. k. nederl. Akad. Wet., B, **86** (2): 153–180, 10 Abb., 3 Taf.; Amsterdam.
- TOBIEN, H. (1980): Ein anthracotherioider Paarhufer (Artiodactyla, Mammalia) aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 11–22, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- VIRET, J. (1961): Artiodactyla. – Traité de Paléontologie: Mammifères, **6** (1): 887–1084, 166 Abb.; Paris.
- WEBB, D. S., & TAYLOR, B. E.: The Phylogeny of hornless Ruminants and a Description of the Cranium of *Archaeomeryx*. – Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **167** (3): 121–157, 11 Abb.; New York.

Manuskript eingegangen am 27. 11. 1984

Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins

Von

JOSEF PAUL*

Kurzfassung: Eine neue stratigraphische Gliederung des unteren Zechsteins von Wetterau, Spessart, Odenwald und Pfälzer Wald wird vorgestellt. Die Zechstein-Sedimente der Wetterau bestehen aus einer insgesamt 80 m mächtigen unteren karbonatischen, unteren pelitischen und oberen karbonatischen Folge. Aufgrund ihrer Fossilführung und ihrer Fazies sind diese Schichten in den Ca1 einzustufen. Eine obere pelitische Folge besteht aus 10 m mächtigen roten Tonsteinen und vertritt den Rest des Zechsteins. Plattendolomit (Ca3) kam, wie auch im Spessart und Odenwald, nicht zur Ablagerung. Im Spessart und Odenwald bildeten sich im Ca1 bis zu 40 m mächtige Dolomite. Obwohl es sich um Schwellenregionen handelt, kommen nur spärliche und artenarme Faunen vor. Im südlichen Pfälzer Wald sind als randlichste Ausläufer der Zechstein-Transgression bis zu 3 m mächtige graue, fossilführende, mergelige Dolomite zu finden. Die Perm/Trias-Grenze liegt in allen Gebieten innerhalb einer Serie von vorwiegend roten Tonsteinen. Ihre genaue Lage ist nicht bekannt. Innerhalb des oberen Abschnitts des Ca1 tritt sowohl in der Wetterau als auch in Spessart und Odenwald ein Paläokarst-Horizont auf, der den Höhepunkt einer Regression anzeigt, die im gesamten Zechstein-Becken nachweisbar ist. Dieser Karsthorizont kann als ein sehr genauer stratigraphischer Leithorizont verwendet werden und trennt einen unteren Teil des Zechsteinkalkes (Ca1a) von einem oberen (Ca1b) ab.

Abstract: The southwest German Zechstein sediments were deposited at the margins of a great bight of the Zechstein Basin. Kupferschiefer (T1) in the typical black shale facies is present in the northern part of the area only. At the Wetterau the Werra Carbonate (Ca1) has an unusually great thickness, up to 80 m, and consists of two carbonate sequences separated by a pelitic sequence. Rich faunas consisting of brachiopods, bryozoans and pelecypods are restricted to the Wetterau. The subsequent cycles of the Zechstein (z2 – z6) are represented by 10 m thick red claystones. In the Spessart and Odenwald Mountains the Zechstein sea transgressed over an irregular (uneven) surface with outcrops of gneisses and granites. During the Werra cycle up to 40 m of dolomites had been deposited. But due to restricted environmental conditions there are no reefs on the palaeotopographic highs. The only other faunas are rare pelecypods and gastropods. In the Palatinate the marine Zechstein is represented by 3 m of fossiliferous dolomitic marls.

The Zechstein/Buntsandstein boundary in all areas is within a sequence of red claystones, but its exact position is not known. The Zechstein Sea had its greatest extent during the Ca1-cycle.

A palaeo-karst horizon is observed within the upper part of the Werra Carbonate Cycle in the Wetterau as well as in the Spessart and Odenwald Mountains. This palaeo-karst is the result of a regression which occurred all over the Central European Zechstein Basin. This horizon is effectively time-equivalent throughout the basin and may be used as a marker.

* Dr. J. PAUL, Institut für Geologie und Paläontologie der Georg-August-Universität, Goldschmidtstr. 3, 3400 Göttingen.

Inhaltsverzeichnis

1. Geologischer Rahmen	60
2. Litho-, Ereignis- und Biostratigraphie des Zechsteins	62
3. Regionale Ergebnisse	63
3.1. Wetterau	63
3.2. Spessart	66
3.3. Odenwald	67
3.4. Pfälzer Wald	69
4. Diskussion der Ergebnisse	70
5. Schriftenverzeichnis	71

1. Geologischer Rahmen

Zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge im Norden und Westen und der Böhmischo-Vindelizischen Masse im Osten und Süden erstreckte sich eine große, offene Bucht des mitteleuropäischen Zechstein-Meeres in den südwestdeutschen Raum hinein (Abb. 1).

Die Transgression des Zechsteins folgt weitgehend den seit dem Rotliegenden vorgezeichneten Strukturen, die von der Saar-Nahe-Senke und den varistischen Hochgebieten der Spessart-Odenwald-Schwelle bestimmt waren. Die Ablagerungen des Zechsteins greifen aber über das Rotliegende hinaus auf die weitgehend abgetragenen Gebirgsrümpfe über, so daß der Spessart bis auf wenige Inseln vom Meer bedeckt war, während der zentrale Teil des Odenwalds wohl freiblieb. Die Küstenlinie zum Süden, zum Vindelizischen Land hin, wird nur durch wenige Bohrungen markiert (EMMERT 1982, KÄDING 1978a, TRUSHEIM 1964). Durch die Erkenntnisse von neuen Bohrungen kann die Lage der Küste jederzeit verschoben werden.

Die Schichtenfolge des südwestdeutschen Zechsteins besteht hauptsächlich aus Tonsteinen und Karbonaten. Hingegen fehlen Salze vollständig und Sulfate weitgehend. Charakteristisch sind besonders die mächtigen Ton- und Schluffstein-Horizonte, die in den zentraleren Beckenteilen nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Während die Wetterau am Rande des salinaren Werra-Fulda-Beckens lag, wurde der Raum zwischen diesen Gebieten und der Küste von einer flachen Lagune eingenommen.

Die natürlichen Aufschlüsse folgen dem alten Rand der varistischen Massive, so daß nur die Rand- und Schwellenfazies des Zechsteins zugänglich ist, während der tiefere Teil der südwestdeutschen Lagune nur aus Bohrungen bekannt ist. Zahlreiche Bohrungen wurden in letzter Zeit in die Verlängerung der nach Nordwesten abtauchenden Spessart-Schwelle bei der Exploration des Kupferschiefers niedergebracht.

Die stratigraphische Untergliederung des südwestdeutschen Zechsteins ist infolge der peripheren Lage und der abweichenden Faziesausbildung schwierig. Besonders die Korrelation mit anderen Gebieten des Zechstein-Beckens schwankte im Laufe der Erforschungsgeschichte beträchtlich.

Ein interessantes Problem, auf das hier nur am Rande eingegangen wird, sind die terrestrischen Äquivalente des Zechsteins, die bislang häufig nicht erkannt, sondern je nach Bearbeiter entweder dem Rotliegenden oder dem Buntsandstein zugeschlagen wurden (CARLÉ 1982, GUDDEN 1981, KÄDING 1978a, LEIBER & MÜNZING 1979). So glaubt

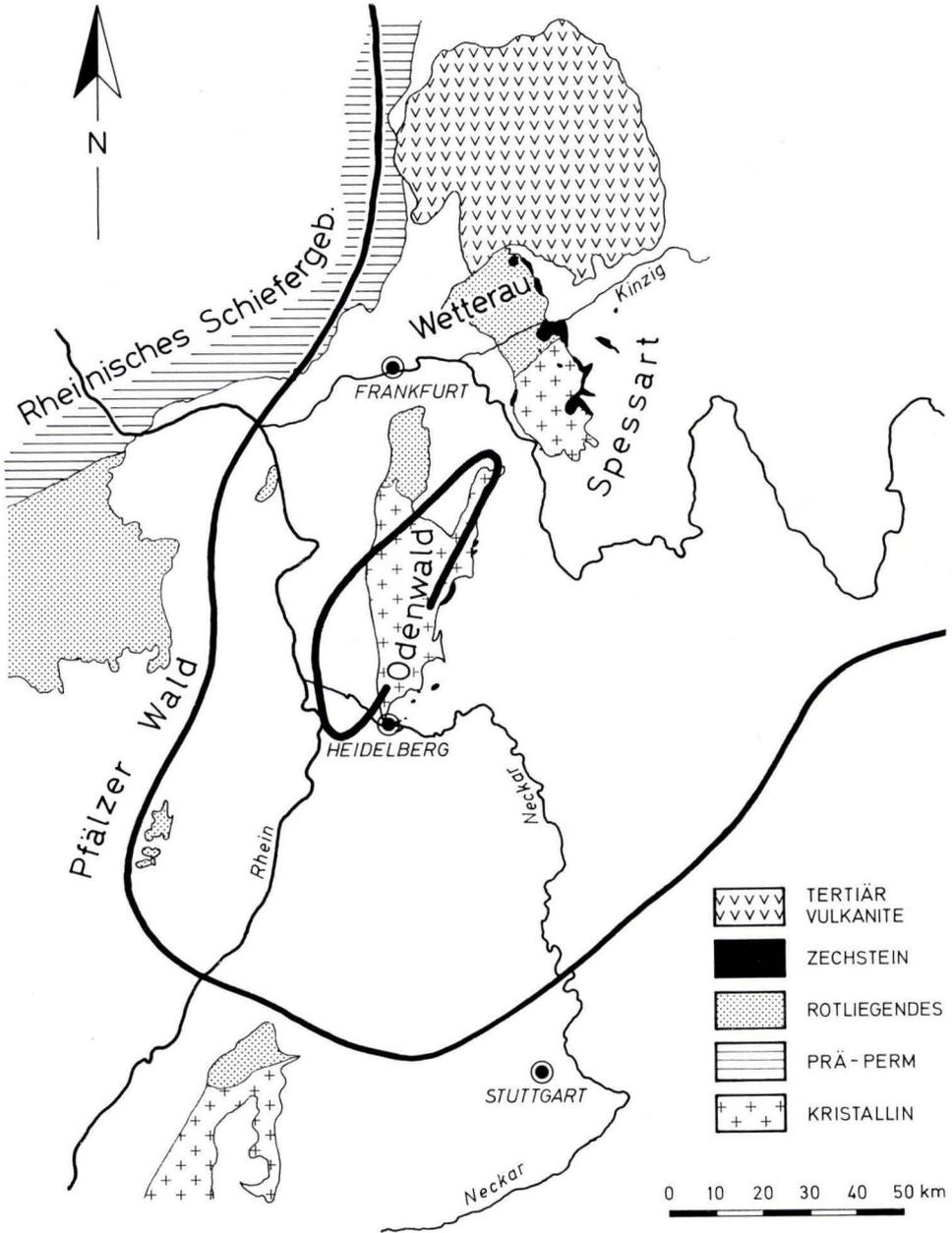


Abb. 1. Geologische Skizze Südwestdeutschlands. Dicke Linie: maximale Ausdehnung des Zechstein-Meeres.

Geological sketch-map of southwest Germany. Thick line: maximum extent of marine Zechstein transgression.

KÄDING (1978a), die von ihm im Werra-Fulda-Becken aufgestellte Zechstein-Gliederung (KÄDING 1978b) durch Konnektierung der Gamma-ray- und Sonic-Logs von Tiefbohrungen bis nach Württemberg verfolgen zu können und die klastischen Äquivalente der einzelnen Zechstein-Zyklen festzustellen. Sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen, die helfen könnten das Problem zu lösen, fehlen leider vollständig.

2. Litho-, Ereignis- und Biostratigraphie des Zechsteins

Charakteristisch für die Schichtenfolge des Zechsteins ist der häufige Wechsel von Tonsteinen, Karbonaten und Salzen. Da Fossilien selten und meist nur auf wenige Horizonte beschränkt sind, bot sich eine lithostratigraphische Untergliederung der Zechstein-Schichten an. Sie wurden wohl in Anlehnung an die Trias in den unteren, mittleren und oberen Zechstein unterteilt.

Erst Kenntnisse über zyklische Veränderungen der Salinität des Zechstein-Meeress, die von RICHTER-BERNBURG (1955) konsequent auf die Stratigraphie angewendet wurden, ermöglichten neue Fortschritte. Die Klassifizierung nach Zyklen (z1 – z6) und ihre Unterteilung in Ton-(T-), Karbonat-(Ca-), Sulfat-(A-) und Salz-(Na-)Serien werden heute nach Verfeinerung und Ausbau (KÄDING 1978b) im gesamten Zechstein-Becken von England (SMITH 1980) bis nach Polen (WAGNER et al. 1981) mit großem Erfolg verwendet. Trotzdem bestehen auch heute noch bei der Zuordnung von Randfolgen, in denen keine Salze abgelagert wurden und wo mannigfache Faziesänderungen und Mächtigkeitsschwankungen auftreten können, große Schwierigkeiten. Schwankungen des Meeresspiegels, die im gesamten Zechstein-Becken verfolgbar sind, gewinnen in letzter Zeit als stratigraphische Marker-Horizonte (PAUL 1985a, PAUL & PÖHLIG 1984, PERYT 1985, SMITH 1980) an Bedeutung. Sie lassen sich im Gegensatz zu der Salinitäts-Gliederung, auch in Randbereichen des Zechstein-Beckens erkennen, wo sie zur Überflutung beziehungsweise Austrocknung großer Areale führten.

Der stratigraphische Wert von Leitfossilien im Zechstein wurde früher stark in Frage gestellt. So kam zum Beispiel MEYER (1913) für die Wetterau zu der Auffassung, daß im gesamten Zechstein keinerlei echte Leitformen aufträten. RIEDEL (in FULDA 1935) bezweifelte die Brauchbarkeit von Mollusken, die vor allem in den Schichten oberhalb des Zechstein-Kalkes die Hauptmasse der Fauna stellen.

In den letzten Jahren wird der Wert der Fossilien als stratigraphische Leitformen vor allem im Ausland wieder stärker betont. Dies gilt sowohl für die Makrofauna (PATTISON et al. 1974, KLAPCINSKI & KARWOWSKI 1981) als auch für Mikrofossilien, wie Foraminiferen, Ostrakoden (WOSZCZINSKA 1981) und Pollen und Sporen (DYBOVA-JACHOWICZ 1981, VISSCHER 1974). Eine allgemein akzeptierte mikropaläontologische Zonierung ist bislang allerdings noch nicht aufgestellt worden, da insbesondere aus dem zentralen deutschen Zechstein kaum systematische Untersuchungen vorliegen.

Im Laufe des Zechsteins trat eine fortlaufende Verarmung an Arten ein. Der Werra-Zyklus enthält die reichhaltigste Fauna. So sind Korallen, Bryozoen, Brachiopoden und Crinoiden fast ausschließlich auf den Kupferschiefer und den Zechstein-Kalk beschränkt. Die neue Transgression und Rekolonisation des Staßfurt-Karbonates (Ca₂) brachte ein bedeutend geringeres Artenspektrum. Gastropoden und Lamellibranchiaten bildeten jetzt

die Hauptmasse der Fauna. Im Plattendolomit, dem Leine-Karbonat (Ca3), blieben nur noch wenige Arten übrig.

Neben der vertikalen tritt auch eine laterale biofazielle Zonierung auf, die die stratigraphische Korrelation sehr erschwert. So kommen Brachiopoden, wie auch in anderen Formationen, nur in ökologisch anspruchsvolleren Milieus vor, während Rand-Environments, wie die seichte, schlammige südwestdeutsche Lagune oder übersalzene Schwellengebiete, nur von Mollusken besiedelt werden konnten.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß sowohl in England wie in Polen als auch im gut untersuchten Thüringer Becken (KERKMANN 1969, JORDAN 1969) prinzipiell die gleiche Abfolge und Verteilung der Fossilien vorhanden ist. Vor allem, wenn man kleinere Korrekturen, wie die Umstufung der Südharz-Riffe vom Ca2 in den Ca1 (PAUL 1980), berücksichtigt, erhält man eine fast idente Zonierung im gesamten Becken des Zechstein-Meeres.

3. Regionale Ergebnisse

3.1. Wetterau

Die Unterlage des Zechsteins der Wetterau bilden klastische Rotliegend-Gesteine der Saar-Nahe-Senke (Tab. 1). Das Rotliegende keilt nur wenige Kilometer südlich der Kinzig gegen den kristallinen Vorpessart aus. Die Kinzig bildete auch im Zechstein die Faziesgrenze zwischen der Spessart-Schwelle und der Wetterau, die am Rande des salinaren Fulda-Werra-Beckens liegt.

Die fazielle Fortsetzung der Zechstein-Schichten unter den Vogelsberg ist mangels Bohrungen nicht bekannt. Aus der seismisch ermittelten rezenten Tieflage der Zechstein-Basis unter dem Vogelsberg auf ein Zechstein-Becken zu schließen (KULICK in EHRENBERG & HICKETHIER 1982), ist problematisch, da die Tieflage wohl eher eine Folge der Auflast des späteren Vogelsberg-Vulkans ist.

Die Erzführung des Kupferschiefers sowie vor allem die reiche Fossilführung der Karbonate und Mergel führten bereits im 18. und vor allem im 19. und frühen 20. Jahrhundert zu zahlreichen Untersuchungen der Zechstein-Schichten. CANCRIN (1787), GEINITZ (1850), REUSS (1854) und RÖSSLER (1854) seien hier genannt. Zusammenfassende Darstellungen und Gliederungen des Zechsteins geben BÜCKING (1892), MEYER (1913a, 1913b, 1914) und VON REINACH (1899). In jüngerer Zeit beschäftigten sich LIETZ (1967) und PRÜFERT (1969) mit faziellen und stratigraphischen Problemen des Zechsteins.

Im Bereich der Rotliegend-Sedimente gibt es – im Gegensatz zum Spessart – nur geringe präzechsteinzeitliche Reliefunterschiede, so daß die liegenden Zechstein-Schichten in der Wetterau keine großen Differenzierungen aufweisen.

Einzelne Dolomit-Bänke und -Gerölle in den obersten Metern des Rotliegenden unter dem Zechstein wurden von LIETZ (1967) als Zeugen mariner Präzechstein-Ingressionen gedeutet. Vermutlich entstanden diese Sedimente aber erst während der Zechstein-Transgression infolge des Rückstaus bei der Höherlegung der Vorflut, so daß sich im Hinterland kleine lagunäre Environments ausbilden konnten.

Das marine Zechstein-Konglomerat ist, wenn es von klastischem Rotliegend unterlagert wird, schwierig zu erkennen und von diesem abzugrenzen. Im Regelfall besteht das

Tab. 1. Gliederung des Zechsteins in Südwestdeutschland. Stratigraphische Einstufung: 1= nach PRÜFERT (1969), KOWALCZYK & PRÜFERT (1974, 1978); 2 = vorläufige Einstufung und Parallelisierung in dieser Arbeit; Fe, Mn = Eisen-Mangan-Vererzungen, stratigraphische Position schematisiert; Sägelinie = Emersionshorizont

Subdivision of the Zechstein in southwest Germany. Stratigraphy and correlation: 1 = after PRÜFERT (1869), KOWALCZYK & PRÜFERT (1974, 1978); 2 = this paper; Fe, Mn = iron and manganese ores; serrated line: horizon of emersion

1 su	2	Wetterau	Spessart	Odenwald	Pfalz
T3—z4	A1—z6	Tonstein	Tonstein	Tonstein	?
Ca3	Ca1	Dolomit, onkolithisch bis 2 m	Caliche Dolomit, oolithisch Mergel bis 2 m	Dolomit, oolithisch 0,1 m	Mergel, dolomitisch 3 m
		Dolomit, onkolithisch bis 10 m	Fe, Mn	Dolomit bis 28 m	
Na1—T3	a	Tonstein bis 25 m	Dolomit bis 40 m	Fe, Mn	?
A1		Mergel bis 40 m			
Ca1		Kalkstein bis 10 m			
T1	T1	Kupferschiefer			?
Basement		Rotliegendes	Kristallin	Kristallin	Rotliegendes

sogenannte Zechstein-Konglomerat aus aufgearbeiteten und resedimentierten Geröllen des Rotliegendes. Ein Ferntransport läßt sich kaum nachweisen.

Sedimente des Kupferschiefers (T1) wurden, den Zeugnissen des alten Bergbaus folgend, flächendeckend in der gesamten Wetterau abgelagert. Sie sind in der geologischen Literatur der Wetterau und des Spessarts als Kupferletten (WEIDMANN 1929, FULDA 1935) bezeichnet worden und sollten jünger als der Kupferschiefer in Thüringen und nördlichem Hessen sein.

Die Werra-Karbonat-Serie der Wetterau hat eine große Mächtigkeit von bis zu 80 Metern und besteht aus mehreren übereinander folgenden Karbonat- und Mergel/Tonstein-Serien. Diese große Mächtigkeit und die ungewöhnliche Abfolge waren der Anlaß für zahlreiche Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Einstufung, die sich von Autor zu Autor änderte.

Die Werra-Serie hat einen knapp 10 m mächtigen karbonatischen Fuß, der im Norden der Wetterau als bituminöse Kalk/Mergel-Wechselfolge ausgebildet ist. Er wird in der Lokal-

Stratigraphie (PRÜFERT 1969) als untere karbonatische Folge bezeichnet. Nach oben nimmt der Karbonat-Gehalt mehr oder minder kontinuierlich ab. Der Kalk geht in fossilreiche Mergelbänke über, die mit Tonsteinen wechsellagern. Sowohl die Fauna als auch die Bioturbation ist auf die Mergelbänke beschränkt, die dazwischen liegenden laminierten Tonsteine sind steril. Über die Ursache dieses rhythmischen Wechsels ist noch nichts bekannt. Diese Fazies ist auch in den Bohrungen von der nordwestlichen Abdachung der Spessart-Schwelle zu beobachten, deren Sedimente denen der Wetterau sehr ähnlich sind.

Zum Hangenden hin nimmt die Zahl und Mächtigkeit der Mergelbänke ab, so daß schließlich reiner Tonstein übrigbleibt, der als untere pelitische Folge bezeichnet wird. Während die Mergel/Tonstein-Folge im unteren Bereich ausschließlich grau ist, sind in den karbonatärmsten mittleren und oberen Bereichen zahlreiche rotbraune Lagen eingeschichtet. Die Mächtigkeit der Mergel und Tonsteine beträgt bis zu 60 m.

Über den Tonsteinen folgt ein bis zu 12 m mächtiger Karbonat-Horizont, der nun aber häufig dolomitisch ausgebildet ist und hauptsächlich aus Ooiden oder Onkoiden besteht. Daneben kommen noch Rauhdecken vor, deren kavernöses Aussehen auf ein salinares Milieu zurückschließen läßt; denn in Bohrungen sind diese bis zu einigen Zentimetern große Löcher noch häufig mit Anhydrit gefüllt.

Sowohl der karbonatische Fuß als auch die Mergel und die obere Karbonat-Folge enthalten reichhaltige Fossil-Vergesellschaftungen. Besonders in den Mergeln sind die Fossilien vorzüglich erhalten und leicht zu gewinnen, so daß eine große Zahl von ihnen in die Sammlungen und Museen geriet. Alle Gruppen der Zechstein-Faunen sind hier vorhanden, das heißt, die Wetterau lag in einem ökologisch günstigen Bereich des Zechstein-Flachmeeres.

Die stratigraphische Einstufung dieser Schichten schwankte im Laufe der Erforschung sehr stark. PRÜFERT (1969) und KOWALCZYK & PRÜFERT (1974, 1978) setzten die untere karbonatische Folge dem Zechsteinkalk (Ca1) gleich. Die Mergel und Tonsteine (untere pelitische Folge) sollten dem A1 bis T3 entsprechen und die obere karbonatische Folge dem Plattendolomit (Ca3). Bereits TRUSHEIM (1964) hatte, an den Erdöl-Bohrungen in der Rhön und in Franken arbeitend, Bedenken gegen diese Zuordnung vorgebracht.

Die obere karbonatische Folge enthält in vielen Aufschlüssen noch eine reiche Fauna an Brachiopoden, wie *Pterospirifer alatus*, *Dielasma elongata*, Bryozoen, wie *Fenestella*, *Thamniscus*, *Acanthocladia*, *Synocladia*, und zahlreiche Muscheln, wie *Bakevellia*, *Liebea*, *Panopea*, *Schizodus*, und Gastropoden, die schon von v. REINACH (1899) beschrieben worden sind. Die meisten dieser Arten sind in allen anderen deutschen, englischen und polnischen Zechstein-Vorkommen ausschließlich auf den Ca1 beschränkt (KERKMANN 1969, JORDAN 1969, KLAPCINSKI & KARWOWSKI 1981, PATTISON et al. 1974). Es ist sehr unwahrscheinlich, daß gerade in diesem hintersten Winkel des Zechstein-Beckens die stenohaline Fauna des Zechstein-Kalkes die Evaporitphasen der Werra- und Staßfurt-Serie überdauern haben könnte. Periodische Süßwasser-Zuflüsse vom Festland hätten eher die ökologische Situation verschlechtert; denn gerade gegenüber rasch wechselnden Salinitäten sind die wenigsten Arten resistent. Außerdem wird die obere karbonatische Folge in den Bohrungen, die weiter östlich stehen, aber faziell ähnliche Gesteine wie in der Wetterau enthalten, von Anhydriten des A1 überlagert. Daher ist die gesamte Abfolge einschließlich der oberen karbonatischen Folge in den Ca1 einzustufen.

Über diesen Algendolomiten und Rauhacken folgen bis zu 10 m mächtige, nur schlecht aufgeschlossene, graue und rote Tonsteine des höheren Zechsteins. Karbonatische Bänke, die den Plattendolomit (Ca3) randlich vertreten könnten, kommen in den zutage tretenden Schichten der Wetterau nicht mehr vor. Der Plattendolomit muß daher als karbonatische Fazies bereits östlich der Wetterau auskeilen.

Funde von Hystrichosphären, die nach KOWALCZYK & PRÜFERT (in EHRENBERG & HICKETHIER 1978) von SCHAARSCHMIDT (1963) und TYROFF (1966) in der oberen pelitischen Folge in einer nun völlig verwachsenen Grube über dem Büdinger Tunnel nachgewiesen sein sollen, müssen auf einer Verwechslung mit anderen Lokalitäten in anderen stratigraphischen Bereichen beruhen, da weder SCHAARSCHMIDT noch TYROFF von diesem Aufschluß Hystrichosphären angeben, die als marine Faziesindikatoren eine gewisse Bedeutung haben.

Verschiedentlich sind die Zechstein-Karbonate der Wetterau verkarstet. Es ist nicht immer sicher zu entscheiden, ob es sich um einen zechsteinzeitlichen Paläokarst oder um tertiär-quartäre Erscheinungen handelt. Nur wenn permo-triassische Sedimente die Karstschlotten einigermaßen ungestört überlagern, ist der Sachverhalt klar. Ein sicher intrapermischer Karsthorizont tritt innerhalb der oberen Karbonat-Folge auf, so z. B. im aufgelassenen Steinbruch des Hochwaldes südlich von Stockheim. In Bohrungen, die weiter beckenwärts stehen, läßt sich diese Emersion als Aufarbeitungs-Horizont verfolgen. Dagegen ist noch nicht sicher, ob die verschiedentlich verkarstete Oberfläche der unteren karbonatischen Folge permischen Alters ist. In den Bohrungen gibt es keinen Hinweis auf eine entsprechende Regression.

3.2. Spessart

Neben der angrenzenden Wetterau sind die hauptsächlich am Rand des angrenzenden kristallinen Vorspessarts aufgeschlossenen Zechstein-Ablagerungen eines der klassischen Zechstein-Areale.

Die rege Tätigkeit des Bergbaus auf die Vererzungen des Kupferschiefers, einzelne Eisen- und Manganerze im Zechstein-Dolomit und große Steinbrüche förderten schon früh wissenschaftliche Untersuchungen (WAGNER 1836, LUDWIG 1854, BÜCKING 1892, MEYER 1913b, WEIDMANN 1929). Die letzten stratigraphischen Bearbeitungen und Einstufungen stammen von PRÜFERT (1969), dessen Ergebnisse in mehreren weiteren Arbeiten (KOWALCZYK & PRÜFERT 1974, 1978) nur leicht modifiziert und auch von anderen Bearbeitern übernommen wurden.

Der kristalline Kern des Vorspessarts hatte bereits im Unteren Perm eine Hochlage, daher sind Rotliegend-Sedimente nur bis wenige Kilometer südlich der Kinzig abgelagert worden. Auch im Zechstein war der Spessart Schwellengebiet und ragte zumindestens in einigen größeren Inseln über das Niveau des Meeres hinaus.

Die unterschiedliche Verwitterungsresistenz der metamorphen Gesteine bedingte ein sehr unterschiedliches Kleinrelief, das vor allem für die großen Faziesunterschiede innerhalb des Spessarts verantwortlich ist. So stellte bereits WEIDMANN (1929) fest, daß über kleinen Erhebungen, den sogenannten Flözbergen, der Kupferschiefer regelmäßig auskeilt, während er in dazwischen liegenden Senken bis über einen Meter mächtig werden kann und eine z. T. reiche Erzführung aufweist. Bituminöse Mergelsteine, die über dem schwarzen Kupferschiefer folgen, wurden von PRÜFERT (1969) zum basalen Zechstein-Kalk (Ca1) gestellt. Da aber die Kupferschiefer/Zechsteinkalk-Grenze im gesamten Becken durch das

abrupte und wahrscheinlich synchrone Einsetzen der Bioturbation gezogen wird, die den Zusammenbruch der Chemokline anzeigt (PAUL 1982a,b), wird dieser lokal bis über einen Meter mächtige laminierte, dolomitische Mergel zum Kupferschiefer gestellt. Er entspricht wohl dem 2. und 3. Zyklus des Kupferschiefers im Thüringer Becken und am Harzrand (GERLACH & KNITZSCHKE 1978, PAUL 1982a), die im allgemeinen geringere C_{org} - und höhere Karbonat-Gehalte aufweisen als die basalen Schichten (WEDEPOHL 1964).

Der Zechstein-Kalk zeigt im Spessart aufgrund des Präzechstein-Reliefs eine große fazielle Vielfalt, die von PRÜFERT (1969) herausgearbeitet worden ist, wenn auch viele seiner Beobachtungen und Deutungen nicht mehr nachvollziehbar sind, da viele der damals noch vorhandenen Aufschlüsse inzwischen verfüllt oder eingeebnet wurden.

Das Werra-Karbonat ist als Dolomit ausgebildet, der bis zu 40 m mächtig werden kann. Da der Dolomit stark rekristallisiert ist, läßt sich das ursprüngliche Gefüge nicht mehr sicher erkennen. Verschiedentlich treten im mittleren und oberen Bereich der Serie Oolithe oder Onkolithe auf. Dolomite mit zahlreichen bis zu 3–5 cm großen Löchern, die auch als Rauhacken bezeichnet werden, sind Indikatoren für eine höhere Salinität, da in Bohrungen diese Löcher häufig noch mit Anhydrit gefüllt sind.

Die zunehmenden Regressionstendenzen mündeten schließlich in einem umfassenden Trockenfallen, das den gesamten Spessart erfaßte und auch in den Bohrungen, die weiter von der Schwelle entfernt stehen, noch nachweisbar ist. Der vorher abgelagerte Dolomit wurde intensiv verkarstet, wie es z. B. sehr schön in den Steinbrüchen in der Umgebung von Rottenberg zu beobachten ist.

Die Karstschlotten sind mit roten Tonsteinen gefüllt. Über dem verkarsteten, braunen Dolomit folgen einige Dezimeter mächtige graue und rote Mergel und einige dünnbankige, oolithische Dolomite, die eine erneute Transgression des Zechstein-Meeres anzeigen. Eine bis zu 15 cm mächtige, sehr schön ausgebildete Caliche beendet die karbonatische Sedimentation des Zechsteins. Diese Karbonatkruste zeigt die erneute Regression an, die den Ca1 abschließt. Fazielle Detailuntersuchungen dieser Schichten sollen klarlegen, ob es nur einen oder mehrere Transgressions/Regressions-Zyklen über dem Karst-Horizont gibt (vgl. Kap. 4).

Darüber folgen noch einige Meter roter Tonsteine mit einzelnen schluffigen Lagen. Die genaue Lage der Zechstein/Buntsandstein-Grenze ist, wie in der Wetterau und im Odenwald, nicht bekannt. Konventionell wird sie dort gezogen (WEIDMANN 1929), wo die ersten geschlossenen Sandstein-Bänke auftreten.

3.3. Odenwald

Ablagerungen des Zechsteins sind fast ausschließlich auf der östlichen Flanke und südlich des Odenwalds zu finden, wo sie als schmales, gelegentlich unterbrochenes Band das Kristallin begleiten. Auf der westlichen und nördlichen Abdachung wurde mariner Zechstein bisher nicht nachgewiesen (BACKHAUS 1961, 1965, 1967). Nach Süden reicht der Zechstein in Tagesaufschlüssen bis nach Heidelberg (SALOMON 1903, BECKSMANN 1958), unter Tage erstreckt er sich noch weiter nach Süden. Die südlichste Bohrung, in der mariner Zechstein nachgewiesen wurde, steht bei Heilbronn (CARLÉ 1956).

Typischer Kupferschiefer oder ihm ähnliche Sedimente kamen im Raum des Odenwaldes nicht zur Ablagerung. Daraus läßt sich möglicherweise schließen, daß die Zechstein-

Transgression diesen Raum erst später erreichte. Es ist aber auch möglich, daß sich im südlichsten Zipfel des Zechstein-Meeres keine Chemokline ausbildete, die für die typische euxinische Fazies des Kupferschiefers verantwortlich ist (PAUL 1982a, b).

Dolomite, die als unterste Ablagerung des Zechsteins direkt auf dem Grundgebirge beziehungsweise aufgearbeiteten Grundgebirgsbrekzien liegen, wurden schon von den älteren Autoren (SALOMON 1903, MEYER 1913b, HASEMANN 1928) in den unteren Zechstein und von BACKHAUS (1961) in die Werra-Serie (Ca1) gestellt.

Die randfazielle Stellung dieser bis zu 28 m mächtigen dolomitischen Schichten (BECKSMANN 1958) wird durch das ausschließliche Vorkommen von Mollusken betont. Brachiopoden und andere ökologisch anspruchsvollere Gruppen erreichten den Odenwald nicht mehr. BACKHAUS (1961) fand in dem anscheinend fossilreichsten Vorkommen von Forstel-Hummetroth im Nordodenwald folgende Arten in Steinkern-Erhaltungen vor:

- Bakevellia antiqua* (MÜNSTER 1836)
- Bakevellia ceratophaga* (v. SCHLOTHEIM 1816)
- Janeia biarmica* (DE VERNEUIL 1844)
- Liebia squamosa* (SOWERBY 1829)
- Parallelodon striatus* (v. SCHLOTHEIM 1816)
- Phestia speluncaria* (GEINITZ 1848)
- Permophorus costatus* (BROWN 1841)
- Schizodus obscurus* (SOWERBY 1821)
- Laevidentalium speyeri* (GEINITZ 1852)

Ein ähnliches Faunenspektrum, nur nicht so reichhaltig, wurde auch an anderen Punkten gefunden.

Eingelagert in den Dolomit sind – wie auch im Spessart – Eisen-Mangan-Vererzungen, die im 18. und 19. Jahrhundert Ziel eines zeitweise sehr intensiven Bergbaus waren. Diese jetzt oxidischen Eisen-Mangan-Erze entstanden (SALOMON 1903, UDLUFT 1923) aus der Verwitterung von Eisen- und Mangan-Spat, die sich metasomatisch durch Eisen- und Mangan-Zufuhr gebildet hatten. Über das Alter dieser Vererzungen (Zechstein bis Tertiär) gibt es keine sicheren Hinweise. Ob ein Zusammenhang mit barythaltigen Lösungen besteht, die nach gängiger Meinung im Tertiär im Zusammenhang mit der Bildung des Rheintal-Grabens stehen sollen, ist noch nicht geklärt.

Die Oberfläche des Dolomites ist, wie im Spessart, tief verkarstet. Einzelne Schloten und Spalten reichen tief in den Dolomit hinein (BECKSMANN 1958). Darüber folgen rote Schluff- und Tonsteine, die auch in den Schloten zu finden sind und die bereits MEYER (1913b) zu den Letten des oberen Zechsteins gestellt hatte. BACKHAUS (1980) fand in der Tongrube von Vierstöck im zentralen Odenwald in diesen Tonsteinen einige verkieselte Gesteinsstücke, die weitgehend aus Ooiden aufgebaut sind. Er stellte diese Oolithe nach Vergleich mit dem Zechstein des Spessarts in den Plattendolomit (Ca3).

Da jedoch die entsprechenden Spessart-Vorkommen in die Werra-Serie gehören und auch im Odenwald der unterlagernde Dolomit teilweise oolithisch ausgebildet ist (HASEMANN 1928), entfällt jegliches Argument für ein Ca3-Alter. Die karbonatische Fazies des Ca3 hat den Odenwald nicht mehr erreicht, sie klingt weit nordöstlich des Odenwaldes aus (TRUSHEIM 1964, KÄDING 1978b). Die oolithischen Gesteine über der Verkarstungsfläche sind wie im Spessart in den oberen Subzyklus des Ca1 zu stellen und zeigen damit das Ausmaß der erneuten Transgression an.

Die roten Pelite über den Karbonaten sind von SCHWEISS (1982) sedimentpetrographisch bearbeitet und stratigraphisch gegliedert worden. Die Zechstein/Trias-Grenze wurde an die Basis einer zweiten Sandschüttung gelegt.

3.4. Pfälzer Wald

Nur ein kleiner Ausläufer der großen Zechstein-Transgression erreichte das Gebiet westlich des Rheines. Im östlichen Pfälzer Wald, in der Haardt zwischen Neustadt an der Weinstraße im Norden und Klingenstein im Süden, sind geringmächtige marine Zechstein-Ablagerungen zwischen roten Sanden und Tonen des Rotliegenden und feinkörnigen Sanden und sandigen Tonsteinen des Unteren Buntsandsteins aufgeschlossen. Die letzte Bearbeitung dieser seit dem 19. Jahrhundert (GÜMBEL 1897) bekannten Zechstein-Vorkommen stammt von HENTSCHEL (1963).

Die größte in der Südpfalz nachgewiesene Mächtigkeit des marinen Zechsteins beträgt 2,90 m. Er besteht hauptsächlich aus grauen und braunen, sandigen, glimmerreichen Tonsteinen, in die geringmächtige dolomitische Mergelbänke und Dolomitlinsen eingeschaltet sind. Die karbonatischen Bänke keilen in westlicher und nordwestlicher Richtung innerhalb weniger Kilometer aus. Die Gesamtmächtigkeit des marinen Zechsteins geht auf weniger als einen Meter zurück. Die Küste muß also in unmittelbarer Nähe gelegen haben.

Sowohl in den Tonsteinen als auch in den dolomitischen Mergeln sind reichlich Fossilien vorhanden. Nach HENTSCHEL (1963) kommen folgende Arten vor:

- Bakevellia antiqua* (MÜNSTER 1836)
- Bakevellia ceratophaga* (v. SCHLOTHEIM 1816)
- Liebia squamosa* (SOWERBY 1829)
- Schizodus obscurus* (SOWERBY 1821)
- aff. *Turbonella altenburgensis* (GEINITZ 1848)

Die stratigraphische Einstufung dieser Schichten schwankt von Autor zu Autor. GÜMBEL (1897) stellte sie in den oberen, FULDA (1935) wie alle übrigen südwestdeutschen Vorkommen in den mittleren Zechstein. Nach HENTSCHEL (1963) spricht gegen eine Einstufung in den unteren Zechstein das Fehlen der Brachiopoden und der von ihm beschriebene „allmähliche petrographische Übergang aus dem fossilführenden Zechstein in den Unteren Buntsandstein hinein“. Er stellte daher diese Schichten unter Vorbehalt in den z4-Zyklus.

Die beiden *Bakevellia*-Arten kommen nur im Werra- und Staßfurt-Zyklus vor. Da das marine Staßfurt-Karbonat bereits im nördlichen Hessen ausklingt, bleibt als Alter nur das Werra-Karbonat übrig. Die Brachiopoden fehlen nicht aus stratigraphischen, sondern, wie oben beschrieben, aus faziellen Gründen. Da *Bakevellia* auch in den obersten Fossilien enthaltenden Schichten vorkommt, wird das gesamte als marin zu erkennende Schichtpaket in die Werra-Serie gestellt.

SCHWEISS (1982) kam bei der petrographischen Untersuchung der Zechstein-Randfazies zum gleichen Ergebnis. Außerdem versuchte er, die über den Karbonaten folgenden roten Ton- und Sandsteine an Hand ihrer Ton- und Schwermineral-Assoziationen zu gliedern und den verschiedenen Zechstein-Zyklen zuzuordnen. So stellte er ooidführende Sandsteine in Analogie zu den Verhältnissen im Odenwald in den Ca3. Sie werden eher – ebenfalls in Analogie zum Odenwald – in den Ca1b einzustufen sein.

4. Diskussion der Ergebnisse

Die Hauptmasse der Sedimente im südwestdeutschen Zechstein-See wurde in der Werra-Serie abgelagert. Das Zechstein-See erreichte in dieser Zeit seine größte Ausdehnung. Die jüngeren Serien sind nur gering mächtig und vermutlich nur als tonige Randserien ausgebildet.

Von großer stratigraphischer Bedeutung ist ein Verkarstungshorizont, der im Spessart schon seit langem bekannt ist. Durch die Einstufung der hangenden Sedimente in die Werra-Serie ist es möglich, die Zeitdauer der Emersion auf einen Zeitraum innerhalb des Ca1 einzuengen. Dieser Karsthorizont läßt sich im gesamten Zechstein-Becken von England (SMITH 1980) über den Harz (PAUL 1985b) bis nach Polen (PERYT 1985) verfolgen. Es ist anzunehmen, daß die Regression gleichzeitig stattfand. Sie wird auf eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt. Bis jetzt wurde die Emersion vorwiegend auf den Schwellen- und Randbereichen nachgewiesen, sie läßt sich aber auch in das Hauptbecken verfolgen (PAUL & PÖHLIG 1984). Diese Emersion bildet einen vorzüglichen Markerhorizont, der genaue Konnektierungen zuläßt.

In Polen (PERYT 1985) lassen sich zwei Regressionen nachweisen wodurch sich der Ca1 in drei Subzyklen aufspalten läßt. Genauere Untersuchungen am Harzrand zeigten, daß die zweite Regression nur eine geringe Amplitude hatte, so daß sie sich nur am Hang von Schwellen nachweisen läßt, sowohl Becken als auch Randlagen werden von ihr nicht berührt.

In England (freundl. schriftl. Mitt. von Dr. D. B. SMITH, Newcastle) ist bislang eine Regression in Durham nachgewiesen worden, in Yorkshire scheint sie zu fehlen.

Der Ca1 kann daher vorläufig in 2 Subzyklen aufgespalten werden, die durch einen Karsthorizont getrennt sind. Je weiter man von der Wetterau nach Süden fortschreitet, desto geringmächtiger wird dieser zweite Subzyklus. Dies steht im Gegensatz zu der Entwicklung in Nordhessen und Niedersachsen, wo auf den Schwellen- und Randgebieten der zweite Subzyklus (Ca1b) größere Mächtigkeiten aufweist (PAUL 1985b). Es lassen sich daraus Rückschlüsse auf synsedimentäre, regional differenzierte Absenkungsbeträge des Zechstein-Beckens gewinnen (PAUL, i. V.).

Die reichsten Faunen des Zechsteins sind im Gebiet der Wetterau zu finden. Zur Spessart-Schwelle und noch weiter zur Küste hin verarmen die Faunen. Dieser Trend verläuft gegensätzlich zur Faziesausbildung an den Schwellen und Rändern des norddeutschen Hauptbeckens (RICHTER-BERNBURG 1955, PAUL 1985a). Dort ist die tiefere Fazies fossilarm, und die Klippenfazies, die den flachsten Bereich umfaßt (HERRMANN 1956, PAUL 1982a), weist die größte Diversität auf. So fehlen Crinoiden auf der Spessart-Schwelle vollständig und Brachiopoden lassen sich nur ganz vereinzelt finden. Auch die fehlenden Riffe über den Untiefen des Spessarts weisen darauf hin, daß die Lebensbedingungen in der südwestdeutschen Lagune bedeutend ungünstiger waren als im norddeutsch-mitteldeutschen Hauptbecken. Es ist zu vermuten, daß in diesem hintersten Winkel des Zechstein-Beckens der Austausch mit dem Frischwasser des Hauptbeckens herabgesetzt war, so daß sich unter den ariden Verhältnissen eine höhere Salinität einstellte, die keine stenohalinen Formen aufkommen ließ. Andere Faktoren, wie z. B. mangelnde Sauerstoff-Versorgung, die für das Fehlen der Fauna im Hauptbecken verantwortlich ist, spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Bemerkenswert ist der abrupte Fazieswechsel zwischen Wetterau und Spessart. Auf wenige Kilometer Entfernung kommen kalkig-tonige, fossilreiche Sedimente der Wetterau-Fazies fast unvermittelt neben fossilere Dolomiten der Spessart-Schwelle vor. Es sind weder eine trennende Schwelle noch größere Reliefunterschiede zu beobachten. Wahrscheinlich wurde gerade eine für viele Faunengruppen kritische Salinitäts- oder Temperatur-Grenze überschritten, so daß eine bereits geringe Erhöhung dieser Parameter ausreichte, diese Gruppen zu eliminieren.

Die marine karbonatische Fazies der folgenden Zechstein-Zyklen erreichte nicht mehr den betrachteten Ablagerungsraum. Das Staßfurt-Karbonat (Ca2) keilt bereits im mittleren Hessen aus, während der Plattendolomit (Ca3) in Richtung Süden etwa bis zum Main reicht (TRUSHEIM 1964), die Ränder und Schwellen des südwestdeutschen Zechstein-Beckens aber ausspart.

Eine stratigraphische und fazielle Untergliederung der oberen Zechstein-Schichten (A1 – z6) ist bislang in keinem der Aufschlüsse durchgeführt worden, einzig KÄDING (1978a) versuchte eine Konnektierung der Schichten mit Hilfe von Bohrlochmessungen. Bis auf wenige Ausnahmen, wie z. B. in der Wetterau, gibt es keine Anzeichen von mariner Fazies. Das betrachtete Gebiet gehörte zum terrestrischen Sedimentationsraum. Da definitionsgemäß als Zechstein die marine oder marin beeinflusste Fazies des mitteleuropäischen Oberperms verstanden wird, dürften – strenggenommen – diese Sedimente nicht als Zechstein bezeichnet werden.

5. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1961): Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nord-odenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 187–202, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1965): Die randliche „Rotliegend“-Fazies und die Paläogeographie des Zechsteins im Bereich des nördlichen Odenwaldes. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 112–140, 7 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1967): Fraglicher Zechstein im Rheingraben (Bohrung Wolfskehlen 4). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 102–103; Wiesbaden.
- (1980): Relikte des Zechstein-3-Karbonats (Ca3, Plattendolomit) im Odenwald. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 95–102, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- BECKSMANN, E. (1958): Verkarsteter Zechsteindolomit unter der Ziegelhäuser Neckarbrücke und die Ziegelhäuser Störungszone. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **3**: 123–138, 3 Abb.; Freiburg.
- BÜCKING, H. (1892): Der nordwestliche Spessart. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **12**: 274 S., 9 Abb., 3 Taf.; 1 Kt.; Berlin.
- CANCRIN, L. F. v. (1787): Geschichte und systematische Beschreibung der in der Grafschaft Hanau-Münzenberg, in dem Amte Bieber und in anderen Ämtern dieser Grafschaft und auch den dieser Grafschaft benachbarten Ländern gelegenen Bergwerke. – 87 S.; Leipzig.
- CARLÉ, W. (1956): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung Bad Mergentheim (Buntsandstein, Zechstein, Mineralwasser). – Jb. Statistik u. Landeskd. Baden-Württ., **1956**: 229–260, 7 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- (1982): Vorkommen und Genese der Mineral-Säuerlinge und des Thermalwassers von Bad Teinach, Stadt Bad Teinach-Zavelstein, Landkreis Calw, Baden-Württemberg. – Geol. Jb., **C31**: 73–225, 13 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- DYBOVA-JACHOVICZ, S. (1981): The palynological assemblage from Upper Permian of Poland. – Proc. Intern. Symp. Central European Permian, Jablonna 1978: 456–489, 19 Taf.; Warszawa.
- EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1978): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg. – 351 S., 44 Abb., 13 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.

- EMMERT, U. (1982): Beschreibung der Bohrung Bindlach 1980 (Mittlerer Buntsandstein bis Zechstein) sowie der tektonischen und paläogeographischen Ergebnisse. – *Geologica Bavarica*, **83**: 195–208, 4 Abb., 1 Beil.; München.
- FULDA, E. (1935): Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Zechstein. – 409 S., 100 Abb., 1 Kt.; Berlin (Bornträger).
- GEINITZ, H. B. (1850): Über den Zechstein der Wetterau. – *Jber. Wetterau. Ges. Naturkde.*: 196–202; Hanau.
- GERLACH, R., & KNITZSCHKE, G. (1978): Sedimentationszyklen an der Zechsteinbasis (z1) im südöstlichen Harzvorland und ihre Beziehungen zu einigen bergtechnischen Problemen. – *Z. angew. Geol.*, **24**: 214–221, 8 Abb.; Berlin.
- GUDDEN, H. (1981): Über Thermal-Mineralwasser-Bohrungen im Coburger Umland. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **63**: 229–252, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- GÜMBEL, C. W. v. (1897): *Erl. geol. Bl. Speyer* 1:100 000. – München (Piloty u. Loehle).
- HASEMANN, W. (1928): *Erl. geol. Spezialkte. Baden* 1:25 000, Bl. Eberbach. – 62 S., 3 Abb., 2 Taf.; Freiburg.
- HENTSCHEL, H. E. (1963): Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzer Wald (Haardt) zwischen Neustadt-Lambrecht und Klingenstein-Silz. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 143–176, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HERRMANN, A. (1956): Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. – *Geol. Jb.*, **72**: 1–72, 14 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- JORDAN, H. P. (1969): Zur Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins im Germanischen Becken unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C245**: 27–46, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 4 Prof.; Leipzig.
- KÄDING, K.-C. (1978a): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **60**: 233–252, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1978b): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fuldabecken. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KERKMANN, K. (1969): Riffe und Algenbänke im Zechstein von Thüringen. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C252**: 85 S., 28 Abb., 2 Tab., 19 Taf.; Leipzig.
- KLAPCINSKI, J., & KARWOWSKI, L. (1981): Stratigraphical analysis of the Zechstein deposits in Western Poland based on macrofauna studies. – *Proc. Intern. Symp. Central European Permian, Jablonna 1978*. 490–501, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Warszawa.
- KOWALCZYK, G., & PRÜFERT, J. (1974): Gliederung und Fazies des Perms in der Wetterau. – *Z. dt. geol. Ges.*, **125**: 61–90, 7 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1978): Exkursion F in das Oberrotliegende und den Zechstein am Rande von Spessart und Vogelsberg am 1. April 1978. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **60**: 87–108, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LEIBER, J., & MÜNZING, K. (1979): Perm und Buntsandstein zwischen Schramberg und Königfeld (Mittlerer Schwarzwald). – *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **21**: 107–136, 3 Abb.; Freiburg.
- LIETZ, J. (1967): Die paläogeographische und lithofazielle Entwicklung vom Rotliegenden zum Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau. – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **12**: 84 S., 15 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Kt.; Köln.
- LUDWIG, R. (1854): Die Kupferschiefer- und Zechsteinformation am Rande des Vogelsberges und Spessarts. – *Jb. wetterau. Ges. Naturkde.*, **1851–1853**: 78–134; Hanau.
- MEYER, H. L. F. (1913a): Der Zechstein in der Wetterau und die regionale Bedeutung seiner Fazies. – *Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen, N. F.*, naturwiss. Abt., **5**: 49–106, 1 Tab.; Gießen.
- (1913b): Über den Zechstein in Spessart und Odenwald. – *Cbl. Mineral., Geol., Paläontol.*, **23**: 742–751, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1914): Die faunistische Gliederung des Zechsteins. – *Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver.*, **1914**: 20–27, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- PATTISON, J., SMITH, D. B., & WARRINGTON, G. (1973): A review of late Permian and Early Triassic biostratigraphy in the British Isles. – *Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol.*, **2**: 220–260, 6 Abb., 7 Tab.; Calgary.

- PAUL, J. (1980): Upper Permian stromatolite reefs, Harz Mountains (F. R. Germany). – *Contr. Sedimentology*, **9**: 253–268, 14 Abb.; Stuttgart.
- (1982a): Types of stratification in the Kupferschiefer. – In: EINSELE, G., & SEILACHER, A. (Eds.): *Cyclic and event stratification*: 476–481, 2 Abb.; Berlin (Springer).
- (1982b): Zur Rand- und Schwellenfazies des Kupferschiefers. – *Z. dt. geol. Ges.*, **133**: 571–605, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1985a): Stratigraphy of the Lower Werra Cycle (Z1) in western Germany. – *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 5 Abb., 1 Tab.; (Im Druck).
- (1985b): Environmental analysis of basin and schwellen facies in the lower Zechstein. – *Spec. Publ. Geol. Soc. London (Im Druck)*.
- & PÖHLIG, C. (1984): Eustatische Spiegelschwankungen des präsalinaren Zechstein-Meeress. – *Geotagung 1984, Hamburg. Kurzf. der Vorträge*: 114–115; Hamburg.
- PERYT, T. M. (1985): Chronostratigraphical and lithostratigraphical correlation of the Zechstein Limestone in Central Europe. – *Spec. Publ. Geol. Soc. ; London (Im Druck)*.
- PRÜFERT, J. (1969): Der Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau. Seine Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie. – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **16**: 186 S., 15 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Köln.
- REINACH, A. v. (1899): *Erl. geol. Kt. Preußen u. thür. St., Lfg. 77, Bl. Hüttengesäß*. – 64 S.; Berlin.
- REUSS, A. E. (1854): Die Entomostraceen und Foraminiferen im Zechstein der Wetterau. – *Jber. wetterau. Ges. Naturkde.*, **1851–1853**: 59–77; Hanau.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105**: 876–899, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1959): Zur Paläogeographie des Zechsteins. – In: *Accad. Nazionale dei Lincei, I Giacimenti gassiferi dell' Europa occidentale*, **1**: 87–99; Roma.
- RÖSSLER, C. (1854): Über die Petrefacten im Zechstein der Wetterau. – *Jber. wetterau. Ges. Naturkde.*, **1851–1853**: 54–59, Hanau.
- SALOMON, W. (1903): Der Zechstein von Eberbach und die Entstehung der permischen Odenwälder Manganmulme. – *Z. dt. geol. Ges.*, **55**: 419–431; Berlin.
- SCHAARSCHMIDT, F. (1963): Sporen und Hystrichosphäriden aus dem Zechstein von Büdingen in der Wetterau. – *Paläontographica*, **B, 113**: 38–91, 29 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- SCHWEISS, D. (1982): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereichs Perm/Trias am Südwestdeutschen Beckenrand. – *Diss., Auszug*, 4 S.; Darmstadt.
- SMITH, D. B. (1980): The evolution of the English Zechstein basin. – *Contr. Sedimentology*, **9**: 7–34, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. – *Geologica Bavarica*, **54**: 92 S., 11 Abb., 13 Kt.; München.
- TYROFF, H. (1966): Die Algen und Koniferen des Zechsteins von Büdingen (Wetterau). – *Senckenbergiana lethaea*, **47**: 253–277, 4 Abb., 6 Taf.; Frankfurt a. M.
- VISSCHER, H. (1973): The Upper Permian of Western Europe. – A palynological approach to chronostratigraphy. – *Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol.*, **2**: 200–219, 2 Abb., 1 Taf.; Calgary.
- WAGNER, A. (1836): Beiträge zur Kenntnis der Zechsteinformation des Spessarts. – *Gelehrte Anz. kgl. bayr. Akad. Wiss.*, **2**: 530–531; München.
- WAGNER, R., PERYT, T. M., & PIATKOWSKI, T. S. (1981): The evolution of the Zechstein sedimentary basin in Poland. – *Proc. Intern. Symp. Central European Permian, Jablonna 1978*: 69–83, 11 Abb.; Warszawa.
- WEDEPOHL, K. H. (1964): Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland; ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente. – *Geochim. et cosmochim. Acta*, **28**, 305–364, 18 Abb., 8 Tab.; Belfast.
- WEIDMANN, C. (1929): Zur Geologie des Vorspessarts. – *Rhein-Mainische Forsch.*, **3**: 72 S., 12 Abb., 2 Kt.; Frankfurt a. M.
- WOSZCZYNSKA, S. (1981): Foraminifera and Ostracoda of the Zechstein carbonate rocks in the Polish lowlands. – *Proc. Intern. Symp. Central European Permian, Jablonna 1978*: 502–515, 3 Tab., 3 Taf.; Warszawa.

Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen

Von

MARTIN HOTTENROTT*

Kurzfassung: Die Tiefbohrung Salzhausen 1975/76 hat das Tertiär in einer Mächtigkeit von ca. 570 m durchörtert und darunter Perm erreicht. Im Profil treten 6 Braunkohlenflöze auf. Ihre Pollenspektren lassen sich in das pollenstratigraphische Normalprofil des Vogelsberges gut einordnen. Flöz 1 – 3 gehören danach ins untere, Flöz 4 und 5 ins obere Cyrena-Mergelbild, Flöz 6 ins Hydrobienbild. Aus überlagernden Schichten ist die Karpolithenkohle des Bergwerkes Salzhausen bekannt. Sie zeigt Salzhausener Bild und gehört in den Abschluß der basaltischen Deckenbildung.

Abstract: The borehole Salzhausen 1975/76 has penetrated the Tertiary over a thickness of about 570 m and then below reached the Permian. Six lignite seams are recognized in the profile. Their spore spectra can be well correlated to the palynological standard profile of the Vogelsberg. Correspondingly the seams 1 – 3 belong to the zone of the lower *Cyrena* Marls, seam 4 and 5 to the upper *Cyrena*-Marlzone and seam 6 to the *Hydrobia*-zone.

The well-known carpolithe coal of the Salzhausen mine has a younger age. It characterizes the top of the basaltic lava flows.

Inhaltsverzeichnis

1. Die Tiefbohrung Salzhausen	75
2. Mitteltertiäre Spektren	77
3. Jungtertiäre Spektren	79
4. Schriftenverzeichnis	81

1. Die Tiefbohrung Salzhausen

Von April 1975 bis Juni 1976 ist im Auftrag des Hessischen Staatsbades Bad Salzhausen (Wetteraukreis) eine Tiefbohrung zur Erschließung von Thermalsole abgeteuft worden. Die Ansatzstelle der Bohrung liegt innerhalb der Ortschaft (Bl. 5519 Hungen, R 34 98 98, H 55 86 35) auf ca. 140 m über NN. Die Bohrung hat eine Endteufe von 1000 m erreicht. Sie ist seinerzeit von Dr. K. WIEGAND vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung geologisch aufgenommen worden.

* Dipl.-Geol. M. HOTTENROTT, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Gießen, Senckenbergstr. 3, 6300 Gießen.

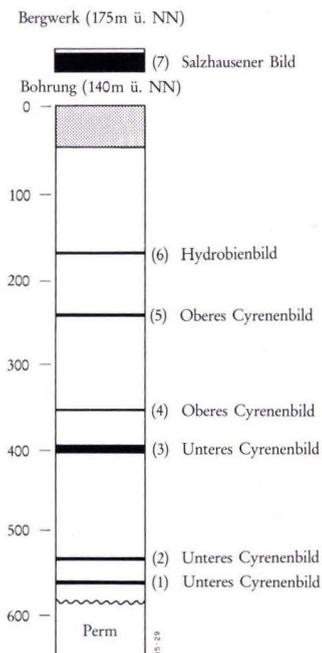


Abb. 1. Palynologische Einordnung des Tertiärs von Salzhausen (Bergwerk und Tiefbohrung Salzhausen 1975/76).

Schwarz:	Braunkohlenflöze	Linke Zahlenreihe:	Teufe der Bohrung in m
Raster:	Vulkanische Bildungen	Rechte Zahlenreihe:	Braunkohlenflöze 1-7
Leerfelder:	Sande und Tone		

Unter dem Quartär hat man hier das Tertiär-Gebirge in einer Mächtigkeit von 571 m durchteuft (Abb. 1). Bei 580 m u. G. setzt das unterlagernde Rotliegende ein und hält dann bis zur Endteufe durch. In der tertiären Schichtfolge sind 6 Braunkohlenflöze eingelagert, sie haben durchweg geringe Mächtigkeit. Aus dem basalen Abschnitt der Bohrung ist stellenweise noch weiteres kohliges Material, vermischt mit Sand und Ton, zutage gekommen. Es stammt vermutlich aus dünnen kohligten Einschaltungen im tieferen Profil. Die tertiäre Abfolge besteht im übrigen vorwiegend aus sandigen und tonigen Ablagerungen. Auffälligerweise erscheinen vulkanische Gesteine im Profil erst sehr spät, nach Feststellung von WIEGAND bei einer Teufe von 42 m u.G. In den Proben darunter habe ich bei meiner Durchsicht bisher keine Anzeichen für Vulkanismus gefunden (Abb. 1).

Die erwähnten 6 Flözchen der Bohrung sind von mir palynologisch untersucht worden. Zur Ergänzung habe ich Proben aus dem auflässigen Braunkohlenbergwerk Salzhausen am Georgsteich hinzugezogen. Von diesem Vorkommen liegen bereits mehrere geologische und paläobotanische Untersuchungen vor, unter anderem von SCHOTTLER (1921, 1925) und KIRCHHEIMER (1955, dort weitere Literaturangaben).

Die kohligten Horizonte der Bohrung haben brauchbare Sporenspektren geliefert. Diese fügen sich gut in das palynologische Normalprofil des Vogelsberges ein. Letzteres basiert auf einem Probenmaterial verschiedener Fundorte, die den Raum Frankfurt a. M., das östliche

Mainzer Becken und den Vogelsberg überdecken. Dem aus den Spektren entwickelten Diagramm liegt die „Verhältniszahlmethode“ zugrunde (siehe hierzu PFLUG 1957, 1966a u. b, 1975, STEGEMANN 1964).

In Abb. 3 sind die Lagepunkte der dem Normalprofil zugrunde gelegten Vorkommen eingezeichnet. Die Proben stammen überwiegend aus Kernbohrungen. Weiteres Material ist derzeit in Bearbeitung. Die detaillierten Untersuchungs-Ergebnisse der Lokalitäten, von denen insbesondere die aus dem Frankfurter Raum interessant sind, werden in einer späteren Arbeit vorgelegt.

Die Probenaufbereitung erfolgte mit HF, HNO₃, HCl und KOH. Zwischen den Verfahrensgängen wurde das Material jeweils zentrifugiert und gewaschen. Der Rückstand wurde mit Hilfe von Ultraschall in einem Nylonnetz von 11 µm Maschenweite aufgefangen.

2. Mitteltertiäre Spektren

Wie sich zeigte, weisen die Flöze 1–5 mehr oder weniger das „Marxheimer Pollenbild“ auf (MÜRRIGER & PFLUG 1952), auch „Bild der Cyrenenmergel“ genannt. Die Proben aus 400 m u.G. und 525 m u.G. entsprechen in ihren Spektren völlig denen, wie ich sie im Cyrenenmergel von Frankfurt/Main und Eltville im Rheingau gefunden habe. Die Form *Monogemmites pseudosetarius* (WEYLAND & PFLUG 1957) Kr. 1970 tritt im oberoligozänen Cyrenenmergel von Frankfurt/M. und Eltville teilweise massenhaft auf, in der Tiefbohrung Salzhausen weniger häufig, aber immer noch regelmäßig. HOCHULI (1978) hat in der

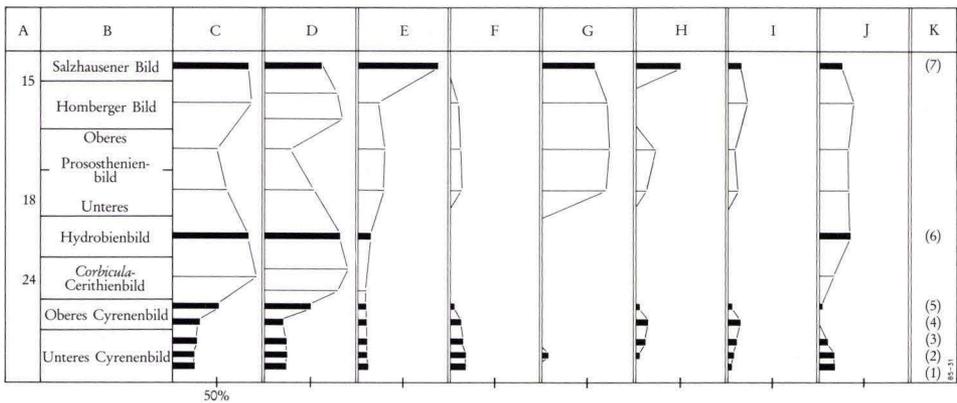


Abb. 2. A = Radiometrische Altersdaten in Mio. J.
 B = Sporenstratigraphie
 K = Flöze Salzhausen

Verhältnisswerte

- | | |
|--|---------------------------------------|
| C = <i>T. coryphaeus/T. rurensis</i> | G = <i>Tilia/Nyssa</i> |
| D = <i>Ulmus/Alnus</i> | H = <i>Pterocarya/Carya</i> |
| E = <i>Alnus</i> -Vierporer/(Fünfporer + Sechsporer) | I = <i>Juglans/Carya</i> |
| F = <i>Alnus</i> -Sechsporer/(Fünfporer + Vierporer) | J = <i>Ulmus</i> -Fünfporer/Vierporer |

Verhältnisswerte ermittelt nach PFLUG (1975)

zentralen und westlichen Paratethys diesen Vertreter ausschließlich im Oberoligozän beobachtet.

Nach KRUTZSCH (1970) soll diese Form in limnischen Ablagerungen besonders häufig und massenhaft vorkommen. HOCHULI (1978) hat sie auch in marinen Sedimenten gefunden. In unserem Raum tritt die Form besonders häufig im Cyrenenmergel, darüber auch in den Prososthenienschiefern auf, hier aber selten. Sie zeigt dort möglicherweise eine brackische Beeinflussung an.

In den Salzhausener Flözen 1–4 ist stellenweise auch die Grünalge *Pediastrum* massenhaft vorhanden. Nach DOEBL et al. (1972) und WEILER (1983) ist diese Alge ein Indikator für limnisches Milieu. Bei 525 m u.G. kommen neben *Pediastrum* auch Zysten von Dinoflagellaten vor, was auf einen zeitweiligen brackisch bis marinen Einfluß hinweist.

Das charakteristische Pollenbild des Cyrenenmergels hält im Vogelsberg über weite Strecken ohne merkliche Änderung aus. Aber auch im überlagernden Profilabschnitt ist eine weiträumige Korrelation auf der Grundlage der Verhältniszahlmethode möglich.

Das Flöz bei 239 m u.G. gehört offenbar auch noch zum Cyrenenmergel i. w. S. Es enthält aber nicht mehr alle Charakter-Elemente des „Marxheimer Bildes“. Das Spektrum läßt sich gut mit anderen Vorkommen der Nachbarschaft vergleichen, wie sie dort überall stratigra-

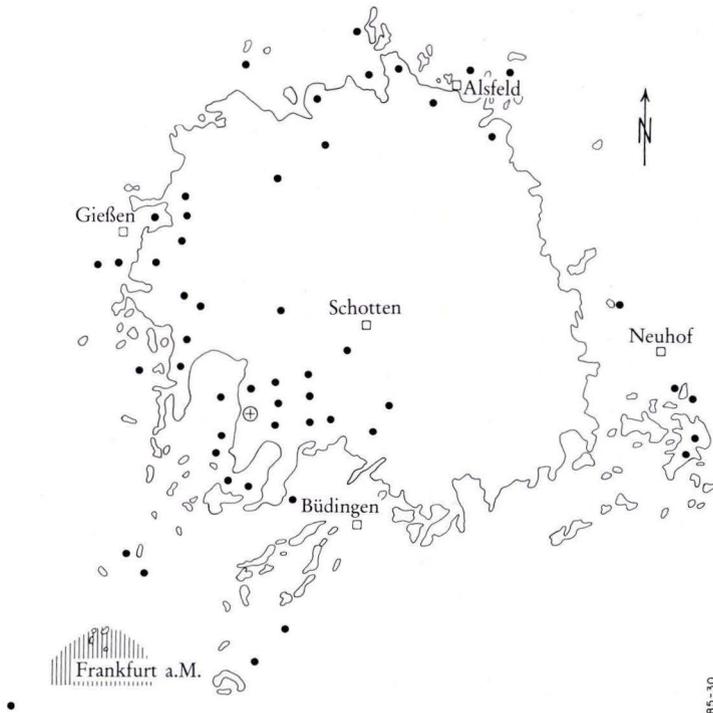


Abb. 3. Karte der Fundpunkte.
Kreuzmarkierung: Vorkommen Salzhausen
Schraffur: 40 Bohrungen im Bereich der Stadt Frankfurt a. M.

phisch den höheren Abschnitt des Cyrenenmergels bezeichnen. Eine ergiebige Fundstelle liegt bei Lich (Kr. Gießen).

Das schwache Flözchen 6 in 168 m u.G. unterscheidet sich im Spektrum deutlich von den liegenden Bildungen. Es gehört in den sog. „unteren *coryphaeus*-Gipfel“ des Normalprofils. Das Verhältnis von *T. coryphaeus* zu *T. rurensis* hat sich hier deutlich zugunsten von *T. coryphaeus* verschoben. Ähnliches gilt für das Ulmen/Erlen-Verhältnis (*U. undulosus/A. verus*). Das Pollenbild ist mit den „Aquitän“-Spektren des Mainzer Beckens vergleichbar. Der untere *coryphaeus*-Gipfel umfaßt dort den Abschnitt zwischen oberen Cerithienschichten und oberen Hydrobienschichten einschließlich. Das Flözchen 6 läßt sich ehestens mit den unteren Hydrobienschichten gleichsetzen. Einige Planktonformen im Flöz-Spektrum weisen auf brackischen Einfluß hin.

Die ersten vulkanischen Gesteine der Bohrung treten etwa 126 m oberhalb dieses „aquitänen“ Horizontes auf. Das ist mit den Verhältnissen im übrigen Vogelsberg in etwa vergleichbar. Dort setzt der Vulkanismus meist mit dem „Basistuff“ ein. Er hat verschiedenorts ein „aquitanes“ Pollenbild erbracht. Dieses läßt sich in Vorkommen quer durch den Vogelsberg, von Gießen im W bis zum Landrücken im E verfolgen (siehe hierzu auch SCHOTTLER 1937, STEGEMANN 1964, PFLUG 1975).

Wie aus dem Befund folgt, muß das in der Brg. Salzhausen nachgewiesene „Aquitän“ ungewöhnlich mächtig sein. Aber auch der Cyrenenmergel hat hier im Vergleich zur Umgebung mindestens die dreifache Mächtigkeit (ca. 300 m). Offensichtlich steht die Bohrung in der mächtigen Füllung eines lokalen Troges mit schneller Sedimentation. Weiter nordwestlich bei Lich hat der Cyrenenmergel noch eine Mächtigkeit von 100 m (SCHOTTLER 1980).

SCHENK (1974) glaubt, daß ein nördliches Teilstück des Rheingrabens durch das Gebiet von Salzhausen hindurchzieht.

Unsere Sporenspektren lassen sich mit einigen aus der Nachbarschaft vorliegenden radiometrischen Altersdaten zusammenbringen. Danach ergibt sich folgendes: Die Dekenergüsse des Vogelsberges gehören in den Zeitraum zwischen 15 bis 18 Mio. Jahre (radiometrische Daten nach HARRE et al. 1975, EHRENBERG et al. 1977, 1981). Die Spektren der Cerithien-*Corbicula*- und Hydrobien-Schichten sowie deren Äquivalente haben sich bisher immer nur im Liegenden der Basalte gefunden. Der untere *coryphaeus*-Gipfel muß folglich älter als 18 Mio. Jahre sein. Die Oligozän/Miozän-Grenze wird von MARTINI (1978) in die höchsten Cerithien-Schichten gelegt. Für die Äquivalente der *Corbicula*- und Hydrobien-Schichten verbleibt somit ein Zeitraum von 5–6 Mio. Jahren, wenn die Oligozän/Miozän-Grenze bei 24 Mio. J. liegt (STEININGER et al. 1976).

Dem palynologischen Befund zufolge gehören die *Corbicula*- und Hydrobien-Spektren ehestens ins obere Egerian und reichen vielleicht noch bis ins Ottnangian. Im Sinne der Tethysgliederung entspricht das dem gesamten Aquitän einschließlich unterem Burdigal. HOCHULI (1978) hat bei seinen Untersuchungen in der zentralen und westlichen Paratethys den unteren *coryphaeus*-Gipfel anscheinend im höheren Egerian bis Ottnangian gefaßt.

3. Jungtertiäre Spektren

Um das Schichtenprofil nach oben hin zu ergänzen, habe ich Proben aus dem ehemaligen Braunkohle-Bergwerk „Am Georgsteich“ palynologisch untersucht. Das Pollenspektrum

entspricht dem Salzhausener Bild. Es ist dies das jüngste Miozän, das bisher im Vogelsberg angetroffen wurde. Hier ist der sog. „zweite *coryphaeus*-Gipfel“ entwickelt, wie er u. a. durch hohe Anteile von *Pterocarya*, *Carpinus*, *Juglans* sowie durch vierporige Erlen charakterisiert ist. Im Unterschied zum unteren Gipfel fehlen sechsporige Erlen fast völlig. Auch die bekannten Reliktformen des älteren Tertiärs, wie sie im „Aquitän“ noch auftreten, sind verschwunden. Deutlich häufiger werden jetzt Vertreter, die im Pliozän eine Rolle spielen. Das Salzhausener Pollenbild habe ich mittlerweile auch an anderen Orten des Vogelsberges und des Westerwaldes nachweisen können.

Vom Salzhausener Bild läßt sich das etwas andersartige „Homberger Bild“ abtrennen. Dessen Typus-Lokalität ist Fett's Stollen bei Homberg/Ohm. Das Bild ist auch im Dysodil von Beuern bei Gießen vertreten. Es ist offenbar nur geringfügig älter als das Salzhausener Bild, vielleicht überlappen sich beide Bilder auch etwas.

Auf die umfangreiche ältere Literatur über die „Karpolithenkohle“ von Salzhausen soll hier nicht näher eingegangen werden. Sie ist bei KIRCHHEIMER (1955) aufgeführt; dort findet man auch ein umfangreiches Literaturverzeichnis. KIRCHHEIMER (1955) stellt die Ablagerungen ins untere Obermiozän („Torton“). MAI (1967) hat später die „Karpolithenkohle“ mit miozänen Vorkommen der DDR verglichen. Er stellt sie in den Komplex der neogenen Florenzonen NG X und XII. Es sind dies die beiden jüngsten Zonen mit subtropischem Charakter, die im Tertiär vorkommen. NG XII entspricht dem ersten Lausitzer Flözhorizont. Die Stellung der *Cypris*-Schiefer („Torton“) im Becken von Cheb (Eger) wird von MAI (1967) ebenfalls in den stratigraphischen Bereich der NG-Zone X–XII gestellt. PACLTOVA & PFLUG (1973) haben in den „*Cypris*-Schichten“ des Cheb Beckens den „zweiten *coryphaeus*-Gipfel“ nachgewiesen und das Vorkommen als Äquivalent des Salzhausener Bildes bezeichnet.

PFLUG (1975) hat auch im Braunkohlenvorkommen von Viehhausen (Oberpfalz) Spektren „tortonen“ Alters gefunden. Das Vorkommen wird von GREGOR (1982) in den Bereich der NG X–XII gestellt. Die Zugehörigkeit zur NG X hält GREGOR (1982) für Viehhausen am glaubhaftesten. Die NG XII stellt der Autor ins Badonian (Mittelmiozän). Den radiometrischen Altersdatierungen zufolge umfaßt das Badonian den Zeitabschnitt von 16,5–12,5 Mio. Jahren (STEININGER et al. 1976).

Die letztgenannten Autoren erwähnen eine Wirbeltierfauna von Neudorf an der March (Sandberg). Besonders interessant ist hier das Auftreten von *Heteroprox* sp., der hiermit in der zentralen Paratethys erstmals gefunden ist. Der Faunenhorizont gehört offenbar in den Profilabschnitt, der die planktonischen Foraminiferenzonen N 11/N 12 enthält (= Mittleres Badonian).

Die Fundstelle Beuern, deren Spektrum dem Salzhausener Pollenbild nahesteht, hat Reste von *Heteroprox* cf. *larteti* geliefert (TOBIEN 1963). Auch das paßt gut zum Gesamtbefund.

Auch die aus dem Vogelsberg bekannt gewordenen radiometrischen Datierungen weisen das Homberger und Salzhausener Bild ehestens ins Obere Badonian. Denn die Vogelsberg-Decken datieren in den Zeitabschnitt 15–18 Mio. Jahre, und die genannten Vorkommen, Salzhausen, Fett, Beuern, liegen alle im höchsten Abschnitt dieser vulkanischen Serie. Folglich kommt für sie am ehesten der Zeitabschnitt um 15 Mio. Jahre oder etwas jünger in Betracht. Der jüngste radiometrisch datierte Basalt hat ein Alter von rund 11 Mio. Jahre

erbracht, es handelt sich hierbei aber um eine Intrusion (HARRE et al. 1975). Im Hangenden der Salzhausener Karpolithenkohle treten noch Deckenbasalte auf. An diesen zeigen sich stellenweise die typischen Rotfärbungen und andere Zersatzspuren. Schon SCHOTTLER (1921) hat lateritische Bildungen mit Bauxit aus dem Hangenden des Salzhausener Braunkohlenlagers beschrieben. Da nach MAI (1967) in diese Zeit die letzten subtropischen Phasen des Tertiärs fallen, dürfte die Rotverwitterung mit diesen Wärmeperioden zusammenhängen.

Von folgenden Stellen sind mir dankenswerterweise Proben überlassen worden: Aktiengesellschaft Oberhessische Versorgungsbetriebe (Friedberg), Hessisches Landesamt für Bodenforschung (Wiesbaden), Staatliches Quellenamt (Bad Ems) und Hessisches Staatsbad Bad Salzhausen.

Diese Arbeit entstand unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. Dr.-Ing. H. D. PFLUG (Gießen) und ist Teil des DFG-Projektes Pf 21/32-1.

4. Schriftenverzeichnis

- DOEBL, F., MOHAWAVED-AWAL, H., ROTHE, P., SONNE, V., TOBIEN, H., WEILER, H., & WEILER, W. (1972): Ein „Aquitain-Profil von Mainz-Weisenau (Tertiär, Mainzer Becken). Mikrofaunistische, sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen zu seiner Gliederung. – Geol. Jb., **A5**: 141 S., 4 Abb., 13 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- EHRENBERG, K.-H., HARRE, W., & KREUZER, H. (1981): K-Ar-Datierungen an den Vulkaniten. – Geol. Abh. Hessen, **81**: 158–162, 1 Abb. 2. Tab.; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**; Wiesbaden 1985.
- HARRE, W., & KREUZER, H. (1977): Datierungen nach der K/Ar-Methode. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5721 Gelnhausen: 107–110, 1 Tab.; Wiesbaden.
- FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUŠIĆ, M., & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- GREGOR, H.-J. (1982): Die jungtertiären Floren Süddeutschlands. Paläokarpologie, Phytostratigraphie, Paläoökologie, Paläoklimatologie. – 278 S., 34 Abb., 16 Taf., 7 Seiten m. Profilen u. Plänen; Stuttgart (Enke).
- HARRE, W., KREUZER, H., MÜLLER, P., PUCHER, R., & SCHRICKE, W. (1975): Datierungen nach der K-Ar-Methode und Paläomagnetik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londorf: 67–73, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- HOCHULI, P. A. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethy. – Beitr. Paläont. Österr., **4**: 1–132, 21 Abb., 7 Tab., 14 Taf.; Wien.
- KIRCHHEIMER, F. (1955): Die Karpolithenkohle von Salzhausen im Vogelsberg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 47–70, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- KRUTZSCH, W. (1970): Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen- sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. – Lfg. **7**: 1–175, 21 Abb., 7 Tab., 50 Taf.; Jena (VEB G. Fischer).
- MAI, D. H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. – Abh. Zentr. Geol. Inst., **10**: 55–81, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- MARTINI, E. (1978): Massenvorkommen von Nannoplankton in den Cerithien-Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens (Ober-Oligozän). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 155–169, 2 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- MÜRRIGER, F., & PFLUG, H. D. (1952): Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 56–66, 2 Taf.; Wiesbaden.

- PACLOVA, B., & PFLUG, H. D. (1973): A new palynological method for the division of the European Oligocene-Miocene. – Proc. III. Internat. Palyn. Conf., 9, Palynology Cenophytic: 129–132, 2 Abb.; Moskau.
- PFLUG, H. D. (1957): Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 125–178, 5 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1966a): Stratigraphische Einordnung weiterer hessischer und außerhessischer Tertiär-Vorkommen. – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh: 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.
- (1975/76): Sporenstratigraphische Korrelation des Vogelsberg-Gebietes mit benachbarten Tertiärbecken, Beitrag Nr. 13. – Oberhess. naturwiss. Z., **42**: 21–30, 5 Abb.; Gießen.
- SCHENK, E. (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. Ein Beitrag zur tektonischen Analyse der Riftsysteme. – In: Approaches to Taphrogenesis (Inter-Union Comiss. Geodynamics sci. rep. 8): 286–302, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHOTTLER, W. (1921a): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5519 Hungen. – Darmstadt.
- (1921b): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5519 Hungen. – 107 S.; Darmstadt.
- (1925): Die Geologie von Salzhausen. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst., (V) **7**: 23–55, 1 Kt., Darmstadt.
- (1937): Der Vogelsberg. – Notizbl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V) **18**: 3–86, 2 Abb., 2 Taf.; Darmstadt.
- (1980): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl.: 163 S., 9 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- STEGEMANN, W. (1964): Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen, N. F., naturwiss. Abt., **33** (4): 251–279, 18 Abb.; Gießen.
- STEININGER, F. RÖGL, F., & MARTINI, E. (1976): Current Oligocene/Miocene concept of the Central Paratethys (Middle Europe). – Newsl. Stratigr., **4**, 3: 174–202, 3 Fig., 1 Tab.; Berlin.
- THOMSON, P. W., & PFLUG, H. (1953): Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. – Palaeontographica, Abt. B, **94**, Lfg. 1–3: 1–138, 20 Abb., 4 Tab., 1 Beil.; Stuttgart.
- TOBIEN, H. (1963): *Dorcatherium* KP. und *Heteroprox* St. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgurlagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Krs. Gießen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 7–15, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WEILER, H. (1983): Die Grünalgen-Gattung *Pediastrum*, ein Indikator für limnische Ablagerungen im Tertiär des Mainzer Beckens. – Paläont. Ges., 53. Jahresversammlung, Mainz, 10.–12. Okt. 1983, Programm und Kurzfassungen der Vorträge: 75; Mainz.

Manuskript eingegangen am 30. 11. 1984

Zur Genese vermoorter Hohlformen in Nord-Waldeck

Von

MANFRED HORN und ARNO SEMMEL*

Kurzfassung: Es werden flache, torfgefüllte Hohlformen beschrieben, deren Vorkommen an die Grenze von durchlässigeren zu undurchlässigeren Buntsandstein-Gesteinen gebunden ist. Die Geländebefunde und die Ergebnisse von Laboruntersuchungen legen die Vermutung nahe, daß es sich bei diesen Formen in der Regel um spätkaltzeitliche Bereiche kräftiger Frosthebung und damit verbundener stärkerer Abtragung handelt. Als Folge dieses Materialdefizits bildeten sich nach dem Verschwinden des Permafrostes die flachen Hohlformen.

Abstract: Shallow morphological depressions in an area of sandstones of the Mittlerer Buntsandstein (Lower Triassic) in the northern part of Waldeck (NW-Hessen) are described. They are filled with turfy moulder or peat. In most cases they are situated near the boundary between a coarser grained sandstone which forms an aquifer and a finer grained sandstone sequence with thin layers of clay. The investigation of these depressions shows that they probably have been areas of intensive frost heaving during late Pleistocene, causing locally increased erosion. The disappearing permafrost left the depressions. The age of the peat formation could be determined by ¹⁴C-analysis and pollen statistics as preboreal.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	83
2. Geologischer Aufbau und Morphologie	85
3. Beschreibung der Hohlformen	87
4. Genetische Deutung der Formen	95
5. Schriftenverzeichnis	96

1. Einleitung

Im Verbreitungsgebiet des Mittleren Buntsandsteins N Arolsen treten flache, abflußlose Hohlformen auf, die teilweise mit Torf gefüllt sind. Sie liegen häufig im Grenzbereich Hardeggen-Solling-Folge, seltener in Gesteinen der Solling- und Detfurth-Folge. Ihre Verbreitung ist auf das als „Stock“ bezeichnete Waldgebiet und dem im S anschließenden Bereich S Schillinghausen und Herbsen beschränkt (Abb. 1). In den benachbarten

* Dr. M. HORN, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Prof. Dr. A. SEMMEL, Inst. f. Physische Geographie der J.-W.-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

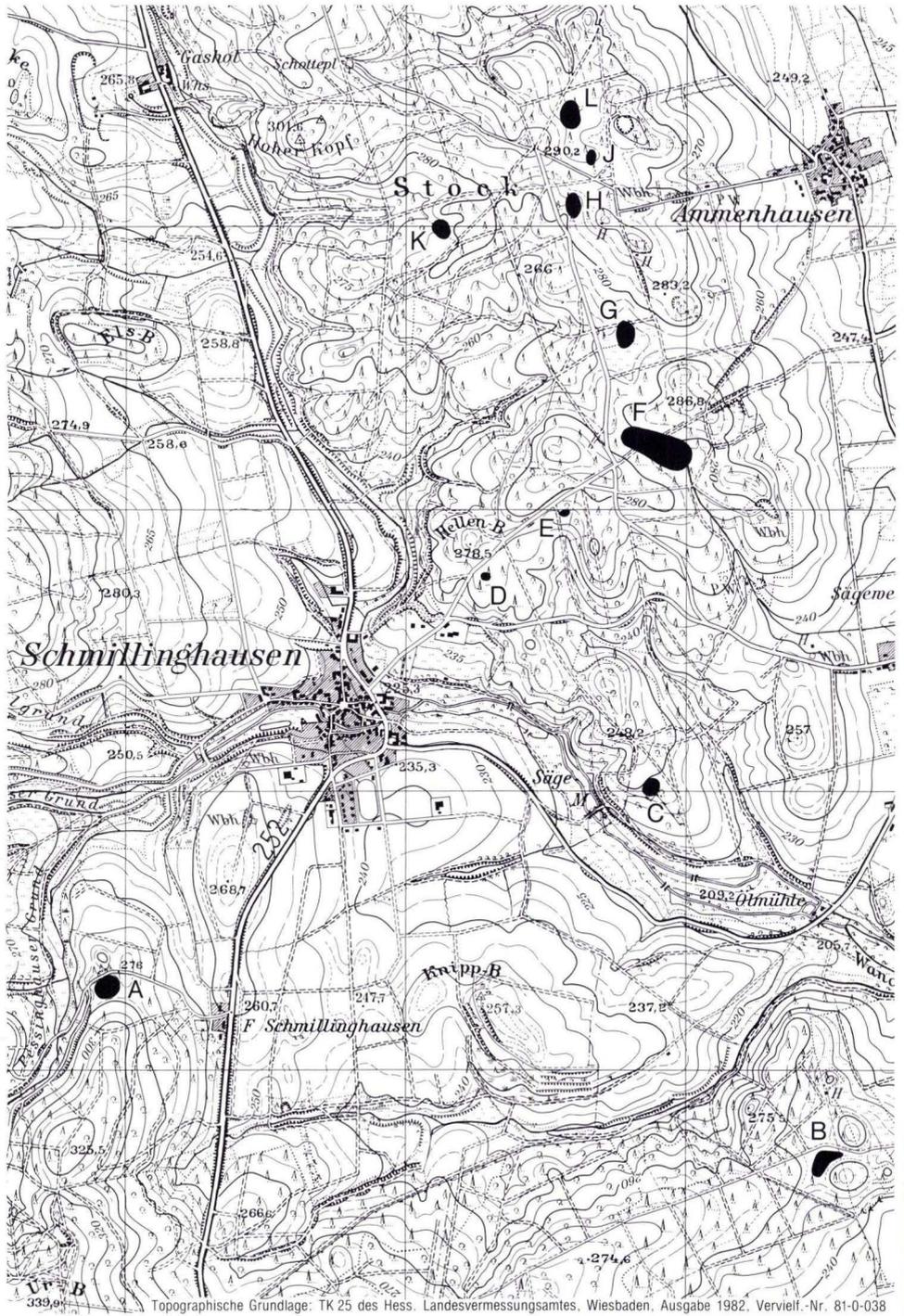


Abb. 1. Topographische Karte des „Stocks“ und des südlich angrenzenden Gebietes mit der Lage der Hohlformen A-L.

Buntsandsteingebieten (Bl. 4519 Marsberg, 4619 Mengerlinghausen, 4620 Arolsen, 4720 Waldeck, 4721 Naumburg) konnten vergleichbare Hohlformen nicht nachgewiesen werden. Auf Bl. 4821 Fritzlar ist der von BRENDOW & KULICK (1982) untersuchte Dorfteich einer Wüstung bei Geismar möglicherweise ursprünglich eine mit den hier beschriebenen Hohlformen vergleichbare Form (KULICK, mündl. Mitt.). Das heutige Verbreitungsgebiet umfaßt eine im Tal der Wände in einen nördlichen und einen südlichen Bereich zerteilte, etwa 250–280 m über NN gelegene Fläche, die vermutlich den Rest eines präpleistozän angelegten Flächensystems darstellt und jetzt von jüngeren Erosionstätern angeschnitten wird. Auf der Geologischen Karte 1:25 000, Bl. 4520 Warburg wird dieses Niveau als ein im Pleistozän überprägter Rest einer jungpliozänen Verebnungsfläche angesehen, da in gleicher Höhenlage in der nördlichen und östlichen Nachbarschaft des „Stocks“ Terrassenreste bzw. Sande erhalten sind, die wahrscheinlich älter als Pleistozän sind, also wahrscheinlich ins Pliozän gehören.

Bei vielen der Hohlformen ist die flache Umrandung an ihrer niedrigsten Stelle in den vergangenen 100 Jahren durchstochen worden, um die tiefer liegenden Zentren zu entwässern. Erst im zurückliegenden Jahrzehnt hat die Forstverwaltung versucht, diese Feuchtgebiete durch Verfüllung der Entwässerungsgräben oder durch Regulierung des Abflusses zu erhalten. In allen größeren „Senken“ mit Torfvorkommen von > 1 m Mächtigkeit ist Torf abgebaut worden, hauptsächlich zur Bodenverbesserung in Gärtnereien.

Einzelne Hohlformen sind als Subrosionssenken gedeutet worden (HORN 1982: 145). Unter einer „Senke“ ist eine Breccie aus verstürztem Buntsandstein durch Bohrungen nachgewiesen worden. Schürfe und Sondierungen in einigen anderen Hohlformen haben dort jedoch keinerlei Hinweise auf subrosionsbedingte Absenkungen erbracht. Anders als die eindeutig auf Subrosion zurückgehenden Hohlformen im Gebiet SW Wethen und E Welda (HORN 1982: 144) sind die im Bereich des „Stocks“ überwiegend periglaziale Bildungen.

Die Untersuchungen wurden durch das Entgegenkommen und die freundliche Hilfe der Fürstlich Waldeckischen Forstverwaltung Arolsen, der Domanial-Verwaltung und des Domanial-Forstamtes Rhoden sehr gefördert. Die pollenanalytischen Untersuchungen wurden von Frau Dr. G. HERTER, Frankfurt a. M., und Herrn Prof. Dr. E. GRÜGER, Göttingen, ausgeführt, die ¹⁴C-Datierungen von Dr. M. GEYH, Hannover, die Schwermineralanalysen von Frau U. ZÖLLER, Wiesbaden, und Herrn Dr. G. FRIED, Frankfurt a. M. Allen danken wir für ihre freundliche Unterstützung.

2. Geologischer Aufbau und Morphologie

Der „Stock“ bildet einen Teil des Schillinghausener Horstes, einer von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins aufgebauten Scholle am W-Rand der Volkmarsen-Wolfhagen-Naumburg-Fritzlarer Grabenzone. In diesem Bereich des Schillinghausener Horstes sind Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge verbreitet, an seinem W-Rand und auf den westlich benachbarten Randschollen auch Volpriehausen-Folge. Die Horstscholle ist durch Verwerfungen in zahlreiche kleinere Teilschollen zergliedert, die teilweise schwach gegeneinander verkippt sind. Aus den Aufschlüssen und der geologischen Kartierung ergeben sich für das Schichteinfallen Werte von < 10° in einzelnen Teilschollen, im größten Teil des „Stocks“ kann jedoch mit horizontaler Lagerung gerechnet werden.

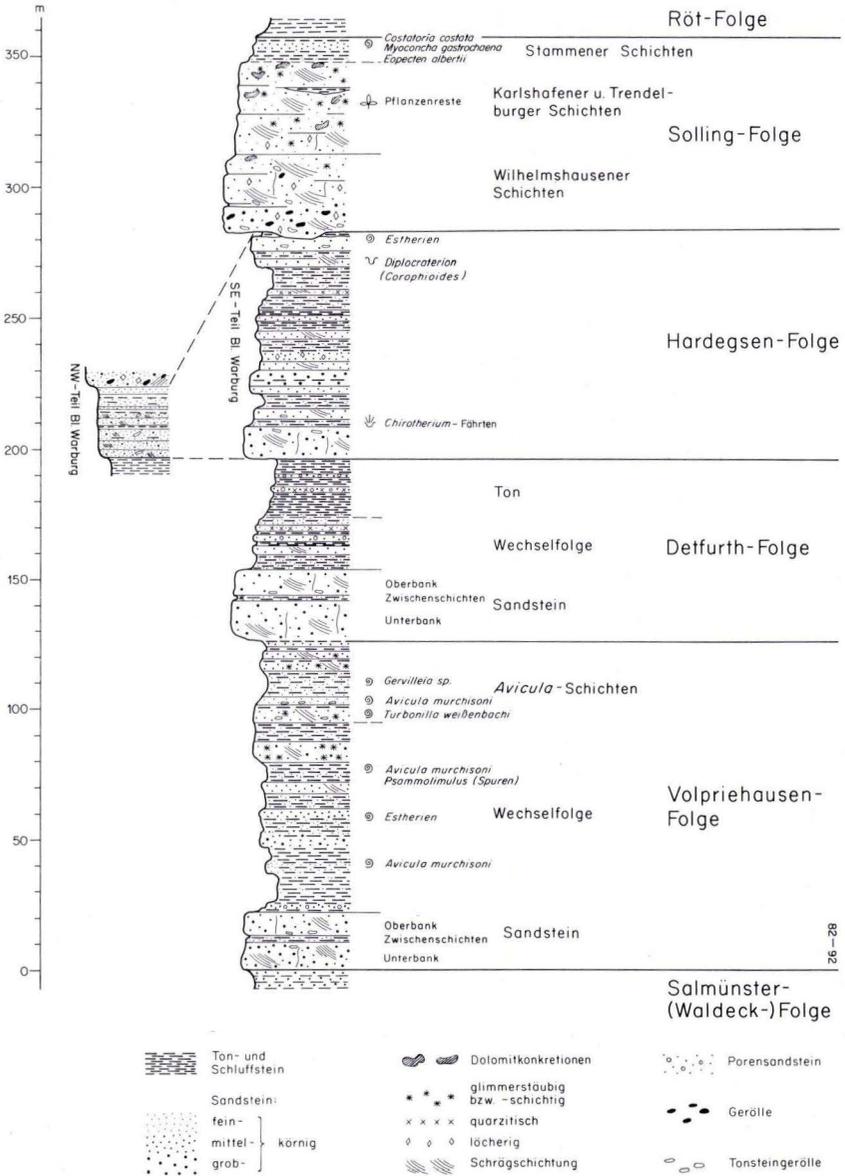


Abb. 2. Schematisches Profil des Mittleren Buntsandsteins in Nord-Waldeck (aus HORN 1982).

Der Mittlere Buntsandstein wird von Sand-, Schluff- und Tonsteinen aufgebaut (Abb. 2), die teils als relativ gleichmäßige Abfolgen mächtigerer Sandsteinbänke (z. B. Detfurter Sandstein, Solling-Folge), teils als dünnbankige Sandstein/Tonstein-Wechsellagerungen auftreten (Volpriehäuser Wechselfolge). Zusammenhängende Ton/Schluffsteinabfolgen

von mehreren Metern Mächtigkeit sind hier nur im oberen Teil der Detfurth-Folge vorhanden.

Die Hardeggen-Folge setzt sich aus mittel- bis grobkörnigen, oft bindemittelarmen und mürben Sandsteinen zusammen, in die einzelne cm- (bis maximal dm-)dicke Ton/Schluffsteinlagen eingeschaltet sind. Ein an der Grenze zur Solling-Folge auftretender dickbankiger Sandstein ist stellenweise bereits vor Ablagerung der Solling-Folge abgetragen worden. Die Solling-Sandsteine sind dickbankig, im tieferen Teil mürbe und absandend, im höheren teilweise fest. Sie bilden über den weniger widerstandsfähigen Sandsteinen der Hardeggen-Folge einen deutlichen Geländeanstieg.

Löß und Lößlehm sind im „Stock“ und in dem im S anschließenden Buntsandsteingebiet nur an den Hängen des Wandetals sowie seiner größeren Nebentäler mit Mächtigkeiten von 1–2 m erhalten. Auf den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins ist in der dünnen Schuttdecke ein geringer Anteil von Lößlehm nachweisbar (Deckschutt).

Morphologisch bildet der „Stock“ einen flachen, in sich wenig gegliederten, entsprechend dem geologischen Bau im NNW-SSE-Richtung verlaufenden Höhenzug. Er wird von zwei alten, wahrscheinlich bereits präpleistozän angelegten Talsenken im W und E begrenzt. Seine morphologische Gliederung wird von der „morphologischen Härte“, d. h. der unterschiedlichen diagenetischen Verfestigung der anstehenden Gesteine bestimmt. Die Erhebungen werden fast ausschließlich von den festen Sandsteinen der Solling-Folge gebildet. Die junge Erosion durch die Wände und ihre Nebenbäche hat von W, S und SE steilwandige Erosionstäler geschaffen, die das alte Flächensystem zunehmend stärker zerschneiden.

3. Beschreibung der Hohlformen

Von den > 10 bekannten Hohlformen (A–L in Abb. 1) sind die wichtigsten in Tab. 1 zusammengestellt. Weitere kleinere, aber vergleichbare Bildungen sind z. B. auf den Äckern ca. 600 m W Herbsen, NW P. 257, zu beobachten. Wie aus Tab. 1 hervorgeht, liegen die Durchmesser der einzelnen, z. T. annähernd kreisrunden, z. T. ovalen Vorkommen zwischen 30 und ca. 230 m. Sie sind mit Anmoorbildungen, z. T. mit Torf von > 1 m Mächtigkeit gefüllt. Ein über die organischen Bildungen hinaufreichender freier Wasserspiegel ist während der feuchten Jahreszeit beobachtet worden, außer in der „Senke“ ca. 1 km E Schmillinghausen (C, in Tab. 1: „Sägemüllers Teich“), die in Jahren mit durchschnittlichen Niederschlägen durchgehend wassergefüllt ist.

Der weitaus größte Teil der untersuchten Eintiefungen liegt in Gesteinen der oberen Hardeggen-Folge (smH), nahe der Grenze zum Wilhelmshausener Sandstein, dem tiefsten Teil der Solling-Folge (Abb. 2). Dieser Sandstein bildet einen Geländeanstieg, an dessen Fuß bzw. in dessen Nähe die vermoorten Eintiefungen liegen. Nur zwei der untersuchten Hohlformen liegen im Detfurth-Ton (smD, t), beide ebenfalls am Fuß eines Geländeanstiegs, der in einem Fall (C) durch einige Sandsteinbänke innerhalb des Detfurth-Tons, im anderen (K) durch die Basissandsteine der Hardeggen-Folge verursacht wird.

Fast alle Vorkommen sind durch künstlich angelegte Entwässerungsgräben zeitweise völlig trockengelegt worden, so daß der ursprüngliche Zustand bei den Untersuchungen nicht mehr angetroffen wurde. Bedingt durch die Absenkung des Wasserspiegels sind an

Tab. 1. Abflußlose Hohlformen im Gebiet von Schmillinghausen

	Höhe	Größter Ø	„Wirts- gestein“	Füllung	Alter (vgl. Tab. 2)	
	[m ü. NN]	[m]			¹⁴ C	Pollen
A. ca. 1,2 km SW Schmillinghausen R 35 00 95, H 56 98 30	275	ca. 120	smH	Torf	5865	präboreal
B. ca. 2 km SSW Herbsen R 35 03 52, H 56 97 70	257	ca. 140	smH	Torf	6715	präboreal
C. ca. 1 km E Schmillinghausen R 35 02 90, H 56 99 02	237	ca. 50	smD,t	Anmoor		
D. ca. 600 m NE Schmillinghausen R 35 02 28, H 56 99 76	266	ca. 30	smS	Anmoor		
E. ca. 330 m ENE Hellenberg R 35 02 57, H 56 00 01	272	38	smH	Anmoor		nicht älter als subboreal
F. ca. 1,2 km NW Herbsen R 35 02 93, H 57 00 20	277	ca. 230	smH	Torf	6825	präboreal
G. ca. 900 m SW Ammenhausen R 35 02 77, H 57 00 62	272	ca. 90	smH	Anmoor		
H. ca. 200 m SSE P. 290,2, W Ammenhausen R 35 02 60, H 57 01 08	282	ca. 80	smH	Anmoor		
I. ca. 200 m ESE P. 290,2, W Ammenhausen R 35 02 66, H 57 01 24	286	ca. 50	smH	Anmoor		
K. ca. 440 m SW P. 290,2, WSW Ammenhausen R 35 02 13, H 57 00 98	275	ca. 75	smD,t	Torf	6095	subboreal ?
L. ca. 200 m NE P. 290,2, WNW Ammenhausen R 35 00 02, H 57 01 40	282	ca. 90	smH	Anmoor		

einzelnen Stellen teilweise ausgeprägte „Uferkanten“ von 0,10–0,30 m Höhe entstanden. Durch den Abbau von Torf und Sand sind diese Kanten noch verstärkt worden. Besonders in den Vorkommen E und I sind die Spuren des Abbaus von gebleichtem Sand in den Randbereichen deutlich erkennbar. Der weiße Sand wurde in den benachbarten Dörfern als Stubensand verwandt. Die deutlich ausgeprägte „Uferkante“ am S- und E-Rand von C hat wahrscheinlich eine andere Ursache (alter Ackerrain?).

Das Moor SW Schmillinghausen (A) liegt in einer schmalen Scholle von Hardegens-Folge, die im E von Detfurther Ton, im W von Volpriehausener Wechselfolge begrenzt wird. Im N der Hohlform schließt sich eine Erhebung von härteren Sandsteinen der Hardegens-Folge an, im S erfolgt ein langsamer, durch kleine Kanten gegliederter Anstieg bis zur Basis der Solling-Folge, die ca. 250 m südlich des Moores in 310 m über NN ansteht, also ca. 35 m höher liegt. Die niedrigste Stelle der Umrandung liegt im W; sie wird von Gesteinen der Volpriehausener Wechselfolge gebildet, die in einem künstlich angelegten Entwässerungsgraben westlich der Forststraße angeschnitten sind. Die Hohlform liegt hier jedoch ganz in den Sandsteinen der Hardegens-Folge, die auf der E-Seite der Forststraße aufgeschlossen sind (Entwässerungsgraben). Auf der E-Seite liegen 0,30 m torfiger Sand randlich auf Detfurther Ton (Abb. 3).

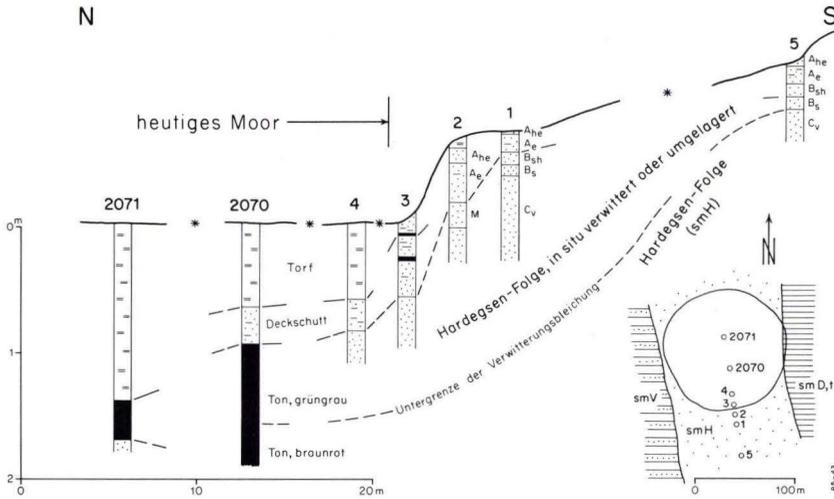


Abb. 3. Profil durch den S-Rand der Hohlform SW Schillinghausen (A), stark überhöht, mit vereinfachter Darstellung der geologischen Situation (rechts unten). * Entfernung nicht maßstäblich. Ton in Sondierung 2070: Detfurter Ton.

Der Torf ist im zentralen Teil der fast kreisrunden Hohlform (ca. 120 × ca. 100 m) bis 1,40 m mächtig, mit einem hellen, ca. 0,50–0,60 m dicken, oberen und einem etwa gleich mächtigen dunklen unteren Teil. An der Basis enthält der überwiegend von *Sphagnum*-Resten aufgebaute Torf relativ viel Ton und Schluff. Seine Mächtigkeit nimmt zum Rand hin schnell ab. Da an der gesamten Umrandung des Vorkommens der größte Teil des Torfs abgebaut worden ist, sind die ursprünglichen Verhältnisse in diesem Bereich gestört. Stellenweise sind jedoch noch Torfreste von 0,60 m über dem heutigen Oberflächenniveau des Moores erhalten. Danach läßt sich auf eine ehemalige Mächtigkeit von mindestens 2 m schließen, von der ein großer Teil abgebaut worden ist, nachdem der Wasserspiegel künstlich stark abgesenkt worden war.

Die Unterlage des Torfes wird von grauem, lehmig-schluffigem Sand, stellenweise auch von grüngrauem, sandig-schluffigem Ton gebildet. Der Sand enthält in seinem Schwermineralspektrum Hornblenden, die auf die Beteiligung von Lößmaterial an diesem Horizont zurückzuführen sind. Unter den Schwermineralen des darunter liegenden Basisschutts (SEMMELE 1964) und in den Sandsteinen der Hardegsen-Folge treten Hornblenden nicht auf, abgesehen von einzelnen Exemplaren im obersten Teil des Schutts. Der lehmig-schluffige Sandhorizont ist ein Rest der jungtundrenzeitlichen Schuttedecke (Deckschutt, SEMMELE 1964), der hier unter dem Torf erhalten ist. Dessen Alter ist nach Pollen- und ^{14}C -Analyse präboreal bzw. boreal (Tab. 1).

Der Torf des Moores SSW Herbsen (B, Abb. 4) ist präboreal, sein ^{14}C -Alter ist allerdings etwas höher als bei A. Der Rand dieser großen, gedrungen bumerangförmigen Hohlform ist nur an wenigen Stellen sichtbar durch Torfabbau verändert worden. Sie liegt ebenfalls in Sandsteinen der Hardegsen-Folge, in diesem Fall deren oberster Meter. Die Basis des Wilhelmshausener Sandsteins liegt ca. 1 m über der heutigen Oberfläche des Moores. Der Sandstein bildet im NE und SE zwei kuppenförmige Erhebungen, durch die eine Verengung



Abb. 4. Blick von W auf die Hohlform SSW Herbsen (B). Im Vordergrund ist der mit Bäumen bestandene Rand deutlich erkennbar. Die Bäume im Verbreitungsbereich des Torfs sterben infolge des Wasserspiegelanstiegs in jüngster Zeit. Der Geländeanstieg beiderseits der Hohlform im Hintergrund wird von Sandsteinen der Solling-Folge gebildet.

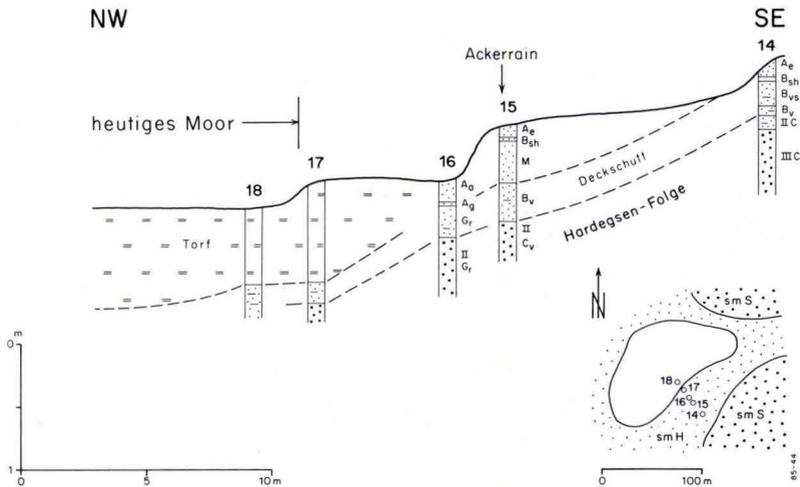


Abb. 5. Profil durch den SE-Rand der Hohlform SSW Herbsen (B), stark überhöht, mit vereinfachter Darstellung der geologischen Situation (rechts unten). Die Torfmächtigkeit ist wie in A durch Abbau verändert worden.

des Moores in seinem E-Teil bedingt ist. Die flachste Stelle der Umrandung befindet sich im SW. Sie liegt weniger als 1 m höher als der Moorwasserspiegel und ist ebenfalls von einem Entwässerungsgraben durchzogen. Hier stehen Sandsteine mit cm-dicken Tonlagen der Hardegsen-Folge an, die Schuttbedeckung ist nur dm-dick. Auch hier sind die ursprünglichen Verhältnisse durch den Bau einer Forststraße verändert. Unmittelbar NW vom Moor steht eine Brunnenbohrung, die den Zustand des Moores jedoch nicht beeinflusst.

Der Torf ist max. 1,20 m mächtig; er hat wie in A einen dunklen, tieferen und einen hellen, höheren Teil und wird von Deckschutt unterlagert (Abb. 5). An seinem SE-Rand sind Ackerraine erhalten, die wahrscheinlich auf mittelalterlichen Ackerbau zurückgehen. In einer Karte von 1572 ist der „Stock“ und das südlich anschließende Gebiet bereits als zusammenhängendes Waldgebiet dargestellt.

Die annähernd kreisrunde Hohlform ca. 1 km E Schmillinghausen (C) wird von der Bevölkerung als „Sägemüllers Teich“ bezeichnet. Sie liegt im hier horizontal gelagerten Detfurther Ton, dessen Aufbau aus 2 Kernbohrungen an ihrem Rand bekannt ist, auf einem flach in SE-Richtung abfallenden Rücken. Die flachste Stelle der Umrandung im S ist von einem Entwässerungsgraben durchzogen, der den häufig wassergefüllten „Teich“ in niederschlagsarmen Jahren nahezu trockenlegt. Torf tritt nur im S-Teil an einer Stelle auf und ist max. 0,40 m mächtig. Im übrigen Teil der Hohlform liegt stark humoser Lehm mit vielen Blatt- und Holzresten. Das Liegende wird von sandig-schluffigem Lehm (Deckschutt) gebildet (Abb. 6). In den meisten Sondierungen folgt darunter grauer oder weißer, z. T. rostfleckiger, schluffiger, stark verdichteter Sand. Örtlich liegt grauer, sandig-schluffiger Ton unmittelbar unter dem anmoorigen Material (Abb. 6). Der anstehende Detfurther Ton oder die Unterlage der Sande konnte wegen der starken Verdichtung des Materials nicht in allen Sondierungen erreicht werden.

Durch eine Schrägbohrung ist unter dem Zentrum der Hohlform ein ca. 5,50 m breiter Bereich mit verstelltem und zerbrochenem Detfurther Ton nachgewiesen worden, aufgrund dessen sie als Subrosionssenke über ausgelaugtem Zechsteinsulfat gedeutet worden ist (HORN 1982). Die vorliegenden Untersuchungen haben keine weiteren Anhaltspunkte für oder gegen diese Deutung ergeben, die seinerzeit auch für die Genese der Hohlformen A, B und K herangezogen wurde (HORN 1982: 127, 145).

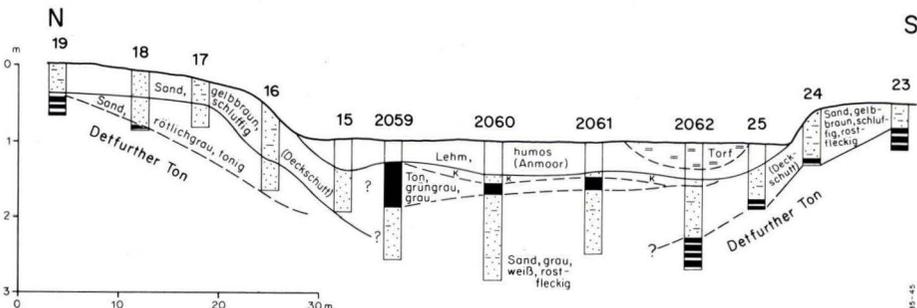


Abb. 6. Profil durch die Hohlform östlich Schmillinghausen (C). In dieser Form sind anscheinend nur noch Reste des Deckschutts vorhanden. Es ist nicht eindeutig zu klären, ob es sich dabei um holozän verlagertes Material (Kolluvium: K) handelt oder ob andere anthropogene Maßnahmen (Torfabbau?) eine Rolle spielen.

Die Hohlform E liegt ca. 300 m ENE vom Hellenberg NE Schillinghausen in Sandsteinen der obersten Hardeggen-Folge. Unmittelbar N und S der etwa kreisrunden, flachen Eintiefung (mittlerer \varnothing : 37 m) stehen Sandsteine der Wilhelmshausener Schichten an. Durch einen Entwässerungsgraben an ihrem W-Rand ist sie zeitweise vermutlich völlig trockengelegt worden. Z. Zt. wachsen in ihrem zentralen Teil hohe *Sphagnum*-Polster, während in den Randbereichen mehrjährige Buchen und Fichten (Anflug aus dem umgebenden Hochwald) zusammen mit dichtem *Dryopteris*-Bestand vorherrschen. Torf ist nicht vorhanden. Die Ränder sind stellenweise wie bei den anderen Vorkommen durch Abbau von Stubensand versteilt worden.

Der Untergrund der Hohlform und ihrer Ränder wurde mit Hilfe eines Schurfgrabens untersucht, der auch jeweils 10 m der gegenüberliegenden Randbereiche aufgeschlossen hat. Die Aufschlüsse im Graben haben bestätigt, daß der Untergrund von Sandsteinen mit dünnen Tonbändern der obersten Hardeggen-Folge gebildet wird. Die Schichten fallen mit Werten von $< 5^\circ$ in östliche Richtung ein. Verstellungen oder Verwerfungen waren im gesamten, 60 m langen Schnitt nicht zu beobachten, die Schichtenfolge ist ungestört (Abb. 7). Die Sand- und Tonsteine sind im Bereich der Hohlform bis ca. 1 m Tiefe gebleicht. Auf dem SW-Rand, bereits außerhalb der Eintiefung, wurde ein Eiskeil angeschnitten (Abb. 8), der mit Material aus Hardeggen-Gesteinen gefüllt ist und ca. 1 m in die anstehenden Sandsteine reicht. Seine Überlagerung war an dieser Stelle durch anthropogene Eingriffe gestört.

Die Füllung der Hohlform hat im zentralen Bereich folgenden Aufbau:

Profil 1741:

- 0,40 m Schluff, braun, stark humos, schwach tonig (Naßgley)
- 0,80 m Schluff, grau, sandig, schwach tonig, nach unten toniger und rostfleckig werdend; große Quarzgerölle, z. T. gespalten
- 1,00 m Sand, grau, mittelkörnig (in situ verwitterte Hardeggen-Sandsteine)
- Liegendes: Sand- und Tonstein, braunrot, fest, schwach gebleicht (Hardeggen-Folge)

Profil 1742:

- 0,20 m Schluff, braun, stark humos, schwach tonig (Naßgley)
- 0,55 m Schluff, grau, sandig, schwach tonig, nach unten toniger und rostfleckig werdend; an der Oberkante Eiskeile
- 1,05 m Sand, grau (in situ verwitterte Hardeggen-Folge)
- Liegendes: Sand- und Tonstein; braunrot, fest, schwach gebleicht (Hardeggen-Folge)

Tab. 2. ^{14}C -Alter von Proben aus den Hohlformen A, B, F und K

Proben-Nr.	Hohlform	Material	Entnahmetiefe [m]	^{14}C -Labor-Nummer	konventionelle ^{14}C -Alter
H 1775/76	A	Torf	0,9–1	11 583*	5865 ± 1115 980
H 1777/78	B	Torf	0,8–0,9	11 584*	6715 ± 650 585
H 1772	F	Torf	0,6–0,8	12 100	6825 ± 185
H 1773	K	Torf	0,5–0,6	12 101	6095 ± 165

* sehr kleine Probenmenge

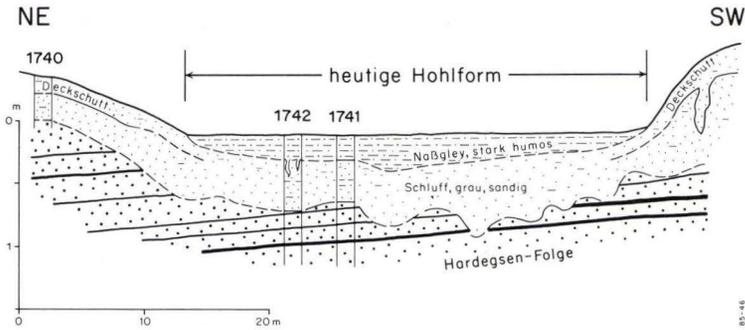


Abb. 7. Schematisierter Schnitt durch die Hohlform ENE Hellenberg (E). Der Deckschutt im Boden dieser Hohlform zeigt keine eindeutig äolische Komponente. Solche Befunde sind für exponierte periglaziale Formen, auf denen die äolische Sedimentation gering war, typisch.

Von der Basis des Naßgleys gehen cm-dicke Spalten in die unterlagernde Schicht. Nach pollenanalytischen Untersuchungen (G. HERTER, briefl. Mitt. 1982) von Proben aus dem unteren Teil des Naßgleys ist dieser in die Zone VIII (FIRBAS) bzw. IX/X (OVERBECK) einzustufen. Der Schwermineralgehalt der den Naßgley unterlagernden Sande unterscheidet sich nicht von dem der darunter liegenden Hardeggen-Sandsteine. Auf den Rändern und in der Umgebung der Hohlform sind dagegen deutliche Unterschiede zwischen anstehenden Hardeggen-Gesteinen und überlagernden Sanden erkennbar (Profile 1740 und 1748).



Abb. 8. Eiskeil am SW-Rand der Hohlform ENE Hellenberg (Abb. 7). Länge des Spatenstielstückes: 30 cm. Phot. O. STIEGLER.

Profil 1740 (NE-Ende des Schurfgrabens, ca. 10 m vom Rand der Hohlform):

- 0,15 m Schluff, braun, sandig, schwach tonig, stark durchwurzelt; Schwerminerale: Hornblenden
- 0,35 m Sand, grau, eisenschüssig, mittel- bis grobkörnig, einzelne Sandsteinbrocken; Schwerminerale: Hornblenden
- Liegendes: Sand, rötlichbraun, locker (Hardeggen-Folge, zersetzt); Schwerminerale: ohne Hornblenden

Profil 1748 (7 m E Hohlform):

- 0,08 m organische Auflage (Buchenlaubmoder)
- 0,18 m Sand, braun, humos, lehmig
- 0,53 m Sand, braun, lehmig, z. T. stark steinig (Hardeggen-Sandsteine mit deutlicher Fe-Mn-Rinde); Schwerminerale: Hornblenden
- Liegendes: Sand, gelbbraun, mittelkörnig; Schwerminerale: ohne Hornblenden

Der fast überall in der Umgebung der Hohlform vorhandene Horizont mit deutlichem Anteil von Lößlehmbeimengung läßt sich mindestens im Schwermineralbestand in ihrem inneren Teil nicht nachweisen.

Das Vorkommen K liegt im Detfurter Ton, an drei Seiten umgeben von einem flachen Anstieg, der vom Basissandstein der Hardeggen-Folge gebildet wird. Die flachste Stelle der Umrandung liegt im NW, im Detfurter Ton. Die heute vorhandene Torfmächtigkeit liegt zwischen 0,40 und 0,65 m. Am N- und NE-Rand ist Torf und wahrscheinlich auch gebleichter Sand gewonnen worden. Das Alter des Torfes ist nach der ¹⁴C-Datierung ebenfalls präboreal (Tab. 2).

Tab. 3. Schwermineralanalysen von Bodenproben aus den Hohlformen A und B [Korn-%]

Präparat- Nummer	Fundort		opak	[Korn-%]														
	Hohlform	Sondierung Teufe in m		Anatas	Augit	Brookit	Disthen	Epidor/Zoisit	Granat	br. Hornblende	Korund	Glimmer	Rutil	Staurolith	Titanit	Turmalin	Zirkon	
1132	A	4	0,60—0,70	46	8				2				+			33	57	
1133	A	4	0,70—0,85	16	1	3			27		+					53	6	10
1129	A	1	0,05—0,15	65	2				1		+	1						41
1130	A	1	0,20—0,40	36	6	+			1		+	1				1	39	52
1131	A	1	0,40—0,60	32	9	+		1										35
1127	A	5	0,10—0,20	31	2	+	+	1	1	+	+	+	2	3	57	34		
1128	A	5	0,20—0,40	41	1	3	+		1	13	+	+	+	1	3	47	31	
1116	B	18	0,60—0,80	46	10						+		+	+		62	28	
1117	B	16	0,10—0,20	43	7										+	60	33	
1118	B	16	0,20—0,40	27	+	2			28		+			28	19	23		
1119	B	15	0,50—0,60	41	5	1		+	3		+	+		7	51	33		
1122	B	14	0,20—0,40	53	6	4		+	+	10	+	1	1	4	33	41		
1123	B	14	0,40—0,60	61	12		+		+			2			30	56		
1124	B	14	0,80—1,00	45	11						+	+			69	20		
1125	B	NW 14	0,20—0,40	38	12	6			+	10	+	1	+	8	35	28		
1126	B	NW 14	0,50—0,70	40	16	1						+			40	43		

Alle übrigen Hohlformen der Tab. 1 und auch die zahlreichen kleineren, dort nicht aufgeführten Eintiefungen im Gebiet N vom Hellenberg und auf den Äckern N P. 257, W Herbsen, liegen im oberen Teil der Hardeggen-Folge oder im unteren Teil des Wilhelms-hausener Sandsteins. Torf ist nur in F in Mächtigkeiten bis max. 1 m nachgewiesen, alle anderen enthalten Anmoorbildungen wechselnder Stärke. Ausgeprägte, die Schuttmächtig-keiten der Umgebung übersteigende Schuttanhäufungen wurden an keiner Stelle auf den Umrandungen beobachtet. Bis auf D sind alle in Tab. 1 genannten Vorkommen durch Gräben entwässert worden. Einige der in diesem Gebiet vorhandenen, dellentartig verbrei-terten Talanfänge, wie z. B. 200 m SSE von K, SW P. 266 (vgl. Geol. Kt. 1:25 000, Bl. 4520 Warburg), sind ebenfalls als ehemals abflußlose Hohlformen zu deuten, die durch jüngere Erosion angezapft worden sind.

Zusammenfassend können für alle Hohlformen außer C die nachfolgenden Kriterien angegeben werden:

Sie liegen in Sandsteinen, in denen wasserundurchlässige, wenn auch z. T. nur gering-mächtige Tonlagen vorkommen.

Sie liegen am Fuß oder in nächster Nähe eines Sandstein-Horizontes mit guter Wasser-durchlässigkeit.

Auf den Umrandungen sind keine gegenüber der Umgebung erhöhten Schuttansammlun-gen zu beobachten. Der Schutt besteht im wesentlichen aus dem Deckschutt sensu SEMMEL (1964).

Dieser Deckschutt oder Reste davon sind auch in den meisten Hohlformen eindeutig nachzuweisen.

Die organischen Bildungen zumindest der datierten Vorkommen sind – ausgenommen Hohlform E – gleich alt.

4. Genetische Deutung der Formen

Aufgrund der vorstehenden Ausführungen kann folgende Deutung der Formenentste-hung ausgeschlossen werden: Eine Erklärung als Subrosionssenke ist bei den eingehend untersuchten Formen – mit Ausnahme der Form C – nicht möglich, da im Untergrund unter geringmächtigem zerrüttetem Gesteinsmaterial das auch außerhalb der Formen anstehende Gestein im normalen Verband anzutreffen ist.

Die Form A wird offensichtlich sogar von einem kleinen Horst von Detfurth-Tonstein durchzogen, der von Hardeggen-Sandstein umgeben ist (Abb. 3). Solche Erscheinungen sind aber als Folge „normaler“ Tektonik zu deuten. Die tektonische Beanspruchung des gesamten Gebietes wurde bereits im Kap. 2 erwähnt.

Gegen die Deutung als Subrosionssenken spricht weiterhin die außerordentlich gering-mächtige Schuttfüllung, die noch dazu im wesentlichen aus dem jungtundrenzeitlichen Deckschutt besteht. Auch der oft vorhandene Torf erreicht nur maximale Mächtigkeit von 1–2 m. In den meisten Fällen hat dieser Torf präboreales Alter, das pollenanalytisch nachgewiesen wurde. Die etwas jüngeren ¹⁴C-Daten überraschen nicht, denn entsprechende Kontaminationen sind in diesen wassergefüllten Formen zu erwarten. Bei den pollenanaly-tisch als subboreal zu datierenden Formen muß berücksichtigt werden, daß hier nur geringmächtiger Torf oder geringmächtiges Anmoor vorliegt, das wahrscheinlich von jüngerem Pollenflug beeinflusst ist.

So sprechen die Befunde insgesamt dafür, daß die Hohlformen an der Wende Pleistozän/Holozän entstanden. Die geringe Solifluktionsschutt-Ansammlung unter den humosen Bildungen läßt den Schluß zu, daß die Hohlformen während der besonders formungsaktiven Phasen der letzten Kalkzeit noch nicht existierten. Die einfachste Deutung liegt u. E. in der Annahme einer besonders starken Frosthebung des Untergrundes während einer Permafrost-Periode. Da die Formen immer in „Quellhorizont“-Position liegen, also an der Grenze von wenig zu stark durchlässigem Gestein, ist kräftige Wasseranreicherung anzunehmen, die bei Einsetzen des möglicherweise nur lokalen Permafrostes durch intensive Bodeneisbildung zu partiell besonders großer Frosthebung geführt haben wird. Diese „Bodeneishügel“ hatten durch höhere Abtragung einen stärkeren Materialverlust als die tieferliegende Umgebung. Als Folge des Materialdefizits entstanden nach dem Verschwinden des Permafrostes die flachen Hohlformen.

Solche Hohlformen sind nicht als „Pingo-Ruinen“ zu bezeichnen, wie sie etwa von WIEGAND (1965) auch aus Buntsandsteingebieten beschrieben werden. Den Waldecker Formen fehlt die dafür charakteristische tiefe, kesselartige Form mit steilen Hängen. Außerdem sind die meisten fossilen Pingos mit einem deutlichen Schuttwall umgeben. Das gilt auch für die von MÜCKENHAUSEN (1960) untersuchten Formen an Hängen des Hohen Venns.

Aufschüttungswälle besitzen auch die von PISSART & JUVIGNE (1983) als „periglaziale Hügel“ bezeichneten Formen auf der Hochfläche des Hohen Venns. PISSART & JUVIGNE nehmen an, daß durch lokale Anreicherung von Bodeneis Hügel entstanden sind, von denen Schutt abwanderte, der nach dem Verschwinden des Dauerfrostbodens als Wall um eine Hohlform erhalten blieb. Die „periglazialen Hügel“ des Hohen Venns besitzen jungtundrenzeitliches Alter. Sie werden mit „mineralischen Palsen“ verglichen, die DIONNE (1978) aus subarktischen Gebieten von Quebec beschreibt. Im Unterschied zu echten Pingos haben solche Formen keinen Kern aus reinem Eis. Die Formen des hohen Venns sind aber wesentlich tiefer als die von uns untersuchten. Bei einem Vergleich ist vor allem auch das unterschiedliche Ausgangsgestein zu berücksichtigen.

5. Schriftenverzeichnis

- BRENDOW, V., & KULICK, J. (1982): Ausgrabungen auf dem Johanneskirchenkopf bei Züsch. – Geschichtsbl. Waldeck, **70**: 5–24, 15 Abb.; Arolsen.
- DIONNE, J. C. (1978): Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. – Géogr. Phys. Quat., **32**: 187–247, 17 Abb.; Montréal.
- HORN, M. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4520 Warburg: 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1960): Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn/Eifel. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 5–11, 6 Abb.; Öhringen.
- PISSART, A. & JUVIGNE, E. (1983): Struktur und Alter von Resten periglazialer Hügel im Hohen Venn (Belgien). – Polar Forsch., **53**: 75–78, 4 Abb.; Münster i. W.
- SEMMEL, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 275–285, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- WIEGAND, G. (1965): Fossile Pingos in Mitteleuropa. – Würzburger geogr. Arb., **16**: 152 S., 59 Abb.; Würzburg.

Geol. Jb. Hessen	113	S. 97–135	2 Abb.	1 Tab.	2 Taf.	Wiesbaden 1985
------------------	-----	-----------	--------	--------	--------	----------------

Die Basaltbasis im Vogelsberg

Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge

Von

KARL-HEINZ EHRENBERG und HELMUT HICKETHIER*

Kurzfassung: Alle vorliegenden Bohrungen und Kartierungen im Maßstab 1:25 000 wurden in Hinblick auf die Basaltbasis ausgewertet. Danach gliedert sie sich in ein Muster unterschiedlich hoch liegender „Niveauschollen“. Unter diesen zeichnet sich eine in dieser Form bislang unbekannte, SW–NE (erzgebirgisch) verlaufende, zentrale Tiefscholle ab (Hungen-Schotten-Tiefscholle). Sie erstreckt sich vom Raum Hungen zwischen Nidda und Wetter bis unter den nördlichen Teil des Oberwaldes. Im Bereich der Tiefscholle fand verstärkte Absenkung bereits während des präbasaltischen Tertiärs statt.

Der von der Tiefscholle ausgehende staffelförmige Anstieg der Basaltbasis nach N und SE greift ohne erkennbare Beeinflussung über die aus dem Jungpaläozoikum herrührenden Strukturen von Frankenberg-Schlüchterner Senke, Hessischem Trog und Hunsrück-Oberharz-Schwelle hinweg, nur Kellerwald-Schwelle und Büdinger Schwelle wirken sich noch intrabasaltisch aus. Die Trennlinien der staffelförmig ansteigenden „Niveauschollen“ sind vorwiegend SW–NE (erzgebirgisch) ausgerichtet. Die rheinische Richtung tritt deutlich zurück und die bisher vielfach angenommene Fortsetzung des Oberrheingrabens ist in der Basaltbasis nicht vorhanden. Der Horloffgraben ist in der Basaltbasis nur im S-Teil als schwache Grabenstruktur ausgeprägt. Der lange Zeit vermutete Oberwald-Horst existiert nicht. Calderaartige Einbrüche sind im Strukturbild der Basaltbasis nicht zu erkennen. Großflächige Magmenkammern unter dem Vogelsberg werden ausgeschlossen. Vulkanische Tätigkeit fand schon im Aquitan statt, erreichte ihren Höhepunkt in Burdigal und Helvet und dauerte bis ins Torton, eventuell bis ins Sarmat an. Während dieses ganzen Zeitraums sind tholeiitische und alkalibasaltische Laven sowie alkalibasaltische Tuffe, sowohl von primitiven als auch untergeordnet von differenzierten alkalibasaltischen Schmelzen (bis hin zu Trachyten, die in verschiedenen Niveaus auftreten) in unregelmäßigem Wechsel übereinandergehäuft worden. In diese Serien drangen örtlich Subvulkanite ein.

[The Basalt Base of the Vogelsberg Volcanic Area. Block Structure and Implications for the Development of the Volcanic Sequence]

Abstract: The basalt base of the Vogelsberg volcanic area was mapped, using all available data from boreholes and geological maps. It reveals a pattern of block-like areas („Niveauschollen“) with different elevation of the basalt base. In the center there is an SW–NE striking area of greatest subsidence. It reaches from the area around Hungen, between the rivers Nidda and Wetter to the northern part of the Oberwald. In this area marked subsidence began already during the Tertiary prior to the basalt eruptions.

* Dr. K.-H. EHRENBERG, Dr. H. HICKETHIER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

The basalt base rises in an steplike fashion from the central block of greatest depression both towards the north and southeast, encroaching on most of the upper Palaeozoic (Permo-Carboniferous) structures of the „Frankenberg-Schlüchtern-Depression“, the „Hessian Trough“, and the „Hunsrück-Oberharz-Rise“ without being visibly influenced by them. Only the „Kellerwald-Rise“ and the „Büdingen-Rise“ show intrabasaltic tectonic effects.

The lines separating the various areas of different elevation strike SW–NE. The „rhenish“ (NNW to NNE) orientation does not dominate and a continuation of the Rhinegraben – frequently postulated – does not show in the basalt base. The „Horloffgraben“ can be identified in the basalt base only in the southern part as a slight graben structure. The long assumed „Oberwald-Horst“ does not exist. No caldera-like collapses have been recognized in the basalt base. Further more, the existence of large magma chambers beneath the Vogelsberg is rejected.

Volcanic activity has already taken place during the Aquitanian, it culminated during the Burdigalian and Helvetian and lasted until the Tortonian, probably Samartian. During this whole span tholeiitic and alkalic basaltic lavas and alkalic basaltic pyroclastic rocks, derived from primitive, and to some extent from differentiated alkalic basaltic melts (differentiation going to trachytes, which are intercalated into the volcanic sequence at several different stratigraphic levels) have been piled up in an irregular fashion. Locally, subvolcanic rocks were emplaced into the volcanic rock sequences.

Inhaltsverzeichnis

1. Bisherige Vorstellungen über den Bau des Vogelsberges	98
2. Die Basaltbasis	99
2.1. Die Strukturen der Basaltbasis	101
2.2. Nähere Betrachtung einzelner Schollen	102
2.2.1. Hungen-Schotten-Tiefscholle	102
2.2.2. Horst von Rabertshausen	103
2.2.3. Horloffgraben	103
2.2.4. Trias-Scholle von Bermuthshain	104
3. Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge	106
4. Die Strukturen des tieferen Untergrundes im Gebiet des Vogelsberges	111
5. Schlußfolgerungen	113
6. Tabellarische Zusammenstellung und Auswertung der in Taf. 1 berücksichtigten Bohrungen	115
7. Schriftenverzeichnis	131

1. Bisherige Vorstellungen über den Bau des Vogelsberges

Da die vulkanischen Bildungen des Vogelsberges auf einer Fläche von etwa 2260 km² (Taf. 1*) weitgehend den Untergrund verhüllen, waren die Auffassungen über Bau- und Untergrund des Vogelsberges weitgehend hypothetisch und untereinander oft konträr.

Aus der umfangreichen Tätigkeit SCHOTTLERS im Vogelsberg resultieren mehrere geologische Karten und zahlreiche Veröffentlichungen (1908 bis 1937). In seinen beiden zusammenfassenden Werken stellt SCHOTTLER (1931, posthum 1937) sich im Vogelsberg folgende Hauptelemente vor: den dreieckig umgrenzten Oberwald-Horst am Osthang des Oberwaldes, im E anschließend die Ostsenke, im W den Westgraben oder Oberwald-Graben; vom Oberwald-Horst nach W eine Gliederung durch N-S-Verwerfungen, deren

* Taf. 1 am Ende des Bandes.

westliche an der Seentallinie zwei unterschiedliche Lavaergußbereiche trennen soll. Phonolith- und Trachyt-Ergüsse werden nur zu Beginn der Lavenförderung angenommen. Hochliegende Trachyte im Oberwald¹ waren mit Gründe für die Annahme des Oberwald-Horstes.

Auch HUMMEL (1929), KLÜPFEL (1930) und SCHENK (1968) nahmen in unterschiedlicher Ausdehnung und Ausrichtung unter dem Oberwald einen hochliegenden Trias-Horst an. Die hochliegende Trias-Scholle von Bermuthshain (TASCHE 1859) wird jeweils mit einbezogen, obwohl schon KÖBRICH (1926) vermutete, daß diese durch den im Untergrund erbohrten Trachyt angehoben sein könnte. SCHENK (1968) sieht sogar in der westlichen Randverwerfung des Oberwald-Horstes die Fortsetzung des Ostrandes des Oberrheingrabens. Er wie BRINKMANN (1968) nehmen calderaartige Einsenkungen unterschiedlichen Umfangs an.

Während HUMMEL (1929) eine vor- bis zwischenbasaltische Einsenkung (Vogelsbergsschüssel) annimmt, vermuten HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI (1964) eine Beulenstruktur im zentralen Vogelsberg.

WIEGAND (1977) stellt anhand eines schematischen Schnittes durch den westlichen Vogelsberg dar, daß die Unterkante der Basaltfolge stufenförmig vom Rande zum Zentrum des Vogelsberges an tangential streichenden Störungen eingesenkt sei.

EHRENBERG (1981) weist darauf hin, daß kein allseitiges Einsinken in Richtung Hoher Vogelsberg festzustellen ist, sondern daß ein breiter, erzgebirgisch verlaufender Tiefschollenbereich vorhanden ist. Zudem widerlegt das Ergebnis der Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (EHRENBERG et al. 1981) alle früheren Vorstellungen über einen Oberwald-Horst oder eine Beulenstruktur und die Hypothese, daß trachytische Bildungen ausschließlich am Beginn des Vogelsberg-Vulkanismus auftreten.

2. Die Basaltbasis

Arbeitsgebiet

Neben der geschlossenen Basaltmasse des Vogelsberges wurden die Ergußgesteine des Landrückens, des südlich anschließenden Schlüchterner Beckens und des Alsberger Plateaus (S Steinau) in die Auswertungen mit einbezogen, da sie nach Alter, Gesteinszusammensetzung und Gesteinsaufbau eindeutig dem Vogelsberg-Vulkanismus angehören. Nicht berücksichtigt wurden die ebenfalls dem Vogelsberg-Vulkanismus angehörenden Gesteine des sog. Maintrapps, der sich vom Südwestrand des Vogelsberges in großen und kleinen Einzelvorkommen bis Hanau und Frankfurt a. Main erstreckt.

Die Gesteine des Maintrapps entsprechen mit ihrem burdigalen Alter (GOLWER 1968: 181, KÜMMERLE 1979: 148) und ihrer tholeiitischen Zusammensetzung Laven, die in den Randgebieten des Vogelsberges vorwiegend im unteren Teil der Vulkanitfolge vorkommen. K-Ar-Gesteinsalter vom Maintrapp (HORN et al. 1972) zeigen eine erstaunlich hohe Streuung zwischen etwa 17 und 13 Ma.

¹ Geographische Begriffe im Sinne von KLAUSING (1974).

Definition der Basaltbasis

Unter Basaltbasis wird die Unterkante der basaltischen Ergüsse, d. h. das erste Einsetzen von subaerisch gebildeten Laven verstanden. Intrusive Lagen, soweit nachweisbar, blieben unberücksichtigt. Die so definierte Basaltbasis ist im Arbeitsgebiet nicht als überall gleich alt anzusehen, worauf im Abschn. 3 noch näher eingegangen wird. Trotzdem bietet nur diese Fläche die Möglichkeit, die Strukturen an der Basis der vulkanischen Massen des Vogelsberges aufzuzeigen. Außerdem läßt sich in Teilgebieten immerhin die Auflagerungsfläche der Basalte als in sich gleichaltrige Landoberfläche rekonstruieren und sie ermöglicht eindeutige Aussagen über nachträgliche Verstellungen.

Die basalen Laven markieren bei weitem nicht immer das erste Auftreten vulkanischer Förderprodukte. Örtlich treten unmittelbar im Liegenden der Laven mächtige Tuffe auf. Deren Unterkante ist in Tab. 1 in () ergänzt. Zudem sind in den liegenden tertiären Sedimenten bis zu 90 m unter der Basaltbasis (Brg. 5621/71)² wechselnd reichlich tuffitische Einschaltungen enthalten.

Arbeitsunterlagen

Im Gegensatz zu früheren Autoren, die sich mit den Lagerungsverhältnissen im Bereich des Vogelsberges befaßten (u. a. HUMMEL 1929; SCHOTTLER 1931, 1937; KLÜPFEL 1930), standen den Autoren aus der umfangreichen Bohrtätigkeit der letzten 30 Jahre wesentliche neue Informationen zur Verfügung, die, vielfach von Kollegen erarbeitet, im Archiv des HLB registriert sind. Ein verhältnismäßig hoher Anteil der Bohrungen ist als Kernbohrungen abgeteuft worden, die größtenteils von EHRENBURG noch eingehend untersucht werden konnten. Die ganz überwiegende Mehrzahl der basaltischen Lagen erwies sich in guter Übereinstimmung mit SCHOTTLER (u. a. 1937) als subaerisch entstandene Laven.

Stark abweichende Auffassungen über den Fördermechanismus äußerte vor allem KLÜPFEL, der (1933 bis 1953) ausschließlich intrusive Entstehung aller vorquartären Basalte, auch der Vogelsbergbasalte, postulierte, eine Auffassung, die heute als widerlegt gelten kann. Auch ein Teil der von SCHENK (1964) als Subfusionen (flachgründige Intrusionen) gedeuteten Basaltlagen ist inzwischen als oberflächlich ausgeflossen erkannt (EHRENBURG et al. 1982).

Bei Bohrungen, die in Tuffhorizonten eingestellt worden sind, so wie bei z. T. nicht ganz eindeutigen Ergebnissen aus Spülbohrungen, wurden Daten benachbarter Bohrungen bei der Profilauswertung berücksichtigt. Auch die vielen Bohrungen, in denen die Basaltbasis nicht erreicht worden ist, gaben sehr wertvolle Hinweise für die Zusammenstellung, allein aus der Tatsache, daß die Basaltbasis unterhalb der Bohrlochsohle liegen muß.

Die Randgebiete des Vogelsberges liegen fast vollständig im Maßstab 1:25 000 geologisch kartiert vor, darunter sind viele Neukartierungen. Fehldeutungen der Basaltbasis durch nicht zweifelsfreie Kartenunterlagen, durch unsichere Bohrergebnisse als auch durch nicht erkannte Intrusionen bewirken unserer Meinung nach höchstens lokal Abweichungen, die die gewählte Intervallabstufung übersteigen.

² Kennzeichnung der im Text aufgeführten Bohrungen entsprechend der Auflistung in Tab. 1: erste Zahl = Nr. der TK 25, zweite Zahl = Archiv-Nr. HLB.

2.1. Die Strukturen der Basaltbasis

In Taf. 1 ist die Tiefenlage der Basaltbasis im Vogelsberg in 50-m-Tiefenintervallen flächenhaft dargestellt. Nur die Bereiche unterhalb NN (der tiefste bisher bekannte Wert liegt bei NN -98 m) und zwischen NN +450 und +550 m wurden nicht weiter untergliedert. Eine feinere Abstufung war nach den vorliegenden Unterlagen nicht sinnvoll, die gewählte Art der Darstellung bedingt zwangsläufig eine gewisse Schematisierung. Die konstruierten Umgrenzungslinien der „Niveauschollen“ sind nicht unbedingt mit Störungslinien identisch bzw. markieren nicht zwangsläufig die Verwerfungen mit den größten Versetzungsbeträgen. Es ist davon auszugehen, daß die „Niveauschollen“ meist mehrere tektonische Schollen umfassen, deren Ausrichtung und evtl. ausgeprägte Zerrüttungszonen nicht parallel zu den Umgrenzungslinien verlaufen müssen. Die tektonische Zerstückelung ist also wesentlich stärker, als in der Darstellung zum Ausdruck kommen kann.

Trotz der vorstehenden Einschränkungen der Aussagekraft lassen sich eindeutige Strukturen der Basaltbasis erkennen. Sie sind von EHRENBURG (1981: 121) erstmals aufgezeigt worden.

Ein erzgebirgisch angelegter Tiefschollenbereich, hier als Hungen-Schotten-Tiefscholle bezeichnet, verläuft vom Horloffgraben nach NE in Richtung Oberwald. Die beiderseits nächstgelegenen „Niveauschollen“ kennzeichnen ebenfalls einen erzgebirgisch (SW-NE bis WSW-ENE) betonten Staffelbau, bei einem Herausheben nach SE bzw. NNW.

Mit einem abrupten Wechsel treten im Ostteil des Vogelsberges eggisch (SSE-NNW) betonte „Niveauschollen“ auf, bei sehr schnellem Herausheben der Basaltbasis nach E hin. Auch E und N Büdingen sowie am Nordwestrand treten eggisch bis hercynisch (SE-NW) verlaufende „Niveauschollen“ auf. Rheinisch ausgerichtete „Niveauschollen“ sind nur im Südwestteil erkennbar.

Bei allgemeiner Tendenz des Anstiegs der Basaltbasis von der langgestreckten Hungen-Schotten-Tiefscholle zu den Außenrändern des Vogelsberges ist die Staffelung mehr oder weniger ungleichmäßig. In Gebieten wie am Nord- und insbesondere am Südrand des Vogelsberges, wo neue Kartierergebnisse und ein recht dichtes Bohrnetz zur Verfügung standen, zeigt sich eine wesentlich vielfältigere Zerstückelung, wie sie auch für das Innere des Basaltgebietes zu vermuten ist.

Die Betonung der eggischen Richtung im Ostvogelsberg findet sich wieder in der Aufreihung von Förderstellen (SCHOTTLE 1931). Im Gegensatz dazu spiegelt sich die Aufreihung junger Förderschloten in etwa rheinischer Richtung im Hohen Vogelsberg im Strukturbild der Basaltbasis nicht wider. Entgegen vielfach geäußerter Meinung (u. a. SCHENK 1974) spielt die rheinische Tektonik für den strukturellen Bau der Basaltbasis des Vogelsberges keine herausragende Rolle. Als relativ jung wiederaufgelebte Richtung örtlich hervortretend, modifiziert sie lediglich den von anderen Elementen geprägten Schollenbau. Die Beziehungen dieser Hauptelemente zu den Strukturen im tieferen Untergrund sind in Abschn. 4 beschrieben.

Der in Taf. 1 dargestellte Strukturbau der Basaltbasis läßt keine Hinweise auf calderaartige Einsenkungen erkennen. Das begrenzte Auftreten differenzierter Schmelzen bis hin zu Trachyten weist freilich auf das Vorhandensein örtlicher Magmenkammern hin, so daß – wenn überhaupt – nur mit kleinräumigen calderaartigen Einbrüchen zu rechnen ist.

In zwei markierten Flächen in der Osthälfte des Vogelsberges fehlen entsprechend tiefe Bohrungen, die Aussagen über die Basaltbasis ermöglichen würden; die auf NN bezogenen, bislang erreichten Bohrlochtliefen sind eingetragen. Doch nehmen wir an, daß der sich in der Umgebung der umgrenzten Flächen abzeichnende Bau sich auch in diesen Bereich hinein fortsetzt.

2.2. Nähere Betrachtung einzelner Schollen

Von den zahlreichen dargestellten Schollen beanspruchen vier besonderes Interesse. Sie sollen im folgenden detailliert beschrieben werden.

2.2.1. Hungen-Schotten-Tiefscholle

Die Hungen-Schotten-Tiefscholle umfaßt den Bereich, in welchem die Basaltbasis – soweit erbohrt – unter NN liegt, in Einzelfällen um NN. Entlang dem Südostrand der Tiefscholle deutet sich vom Raum Nidda über Kohden nach Rainrod ein wahrscheinlich staffelförmiges Absinken der Basaltbasis nach NE an, bei leichten Abweichungen im einzelnen (Nidda NN +2 m bis NN –30 m; Kohden NN –17 m; Rainrod mit der bisher tiefsten festgestellten Basaltbasis NN –98 m). Es wird vermutet, daß die Tiefscholle sich unter den Oberwald fortsetzt, evtl. unter Verbreiterung nach S, abweichend von der eingezeichneten konstruierten Linie. Diese Möglichkeit deutet sich an durch das Ergebnis der Forschungsbohrung im Hohen Vogelsberg (2/2A Hasselborn; 5421/11). Trotz der größten bisher im Vogelsberggebiet festgestellten Mächtigkeit der Vulkanitserie von 490,35 m war bei der Endteufe von 69,15 m über NN die Vulkanitbasis noch nicht erreicht. Nach Vulkanitgesteinsauswürflingen in der Tufflage an der Basis der Bohrung ist zumindest an ihrer Förderstelle mit weiteren Laven im Liegenden zu rechnen (EHRENBERG 1981: 120). Im nördlichen und mittleren Bereich der Tiefscholle ist die Basaltbasis bislang nur an wenigen Stellen erbohrt, mit Werten zwischen NN –8 m und NN –32 m.

Erhöhte Tertiärmächtigkeiten, insbesondere des Cyrenenmergels, lassen vermuten, daß im Bereich der Hungen-Schotten-Tiefscholle eine verstärkte Absenkung bereits während der Ablagerung des präbasaltischen Tertiärs stattfand, evtl. auch zu dieser Zeit bevorzugt an der Südostflanke. So wurden in Bad Salzhausen bei Nidda in der Thermalsolebohrung von 1975/76 (5519/727) bis ca. 42 m unter Gel. intensiv zersetzte Vulkanite, bis ca. 580 m unter Gel.³ (440 m unter NN) tertiäre Sedimente und bis zur Endteufe von 1 000 m u. Gel. Rotliegendes angetroffen. In der benachbarten 2. Lepsius-Thermalsolebohrung (5519/2350) wurde die Oberkante des Rotliegendes bei 612 m unter Gel. (470 m unter NN) angetroffen, wobei in der Lepsius-Bohrung innerhalb der tertiären Sedimente ein intrusiver Trachyt auf einer Strecke von 446 m durchörtert wurde. Nach HOTTENROTT (1985) umfassen die 538 m mächtigen tertiären Sedimente der Thermalsolebohrung von 1975/76 Ablagerungen von oberoligozänem Cyrenenmergel und Untermiozän. Auffällig ist neben

³ Nach dem Gamma-Ray-Log der Bohrung kann die Oberkante des Rotliegendes bei ca. 580 m unter Gel. angenommen werden. Die Grenze läge somit etwa 40 m höher als im vorliegenden Schichtenverzeichnis anhand des Bohrgutes angenommen wurde. In den folgenden Auswertungen wird der aus dem Gamma-Ray-Log entnommene Wert zugrunde gelegt.

der hohen Gesamtmächtigkeit für das präbasaltische Tertiär die außergewöhnlich hohe Mächtigkeit von ca. 360 m für den Cyrenenmergel, der in den Nachbargebieten eine wesentlich geringere Mächtigkeit aufweist (Lich: 100 m).

In zwei weiteren Bohrungen innerhalb der Tiefscholle, bei Rainrod und bei Kohden, sind mit 149 bzw. 111 m nicht durchteuften präbasaltischen Tertiärs ebenfalls Hinweise auf Mächtigkeiten gegeben, wie sie außerhalb bisher nicht angetroffen worden sind [SCHENK und WIEGAND (unveröff. Schichtenverzeichnisse) deuten die unteren Sande in der Brg. Rainrod z. T. als zersetzten Buntsandstein]. Es wird deshalb vermutet, daß die außergewöhnlich hohen präbasaltischen Tertiärmächtigkeiten von Bad Salzhausen nicht nur eng begrenzt (SCHOTTLER 1925) auftreten. Daraus ist weiterhin zu folgern, daß etwa das Gebiet der auf die Basaltbasis bezogenen Hungen-Schotten-Tiefscholle sich schon während der oligozänen und untermiozänen Sedimentation als Senkungsgebiet abzeichnete.

Abgesehen von den mit mächtigen tertiären Sedimenten gefüllten Senken am Nordrand des Vogelsberges (HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI 1964, HÖLTING 1975) sind außerhalb der Hungen-Schotten-Tiefscholle unter der geschlossenen Basaltmasse des Vogelsberges bei stark wechselnden Mächtigkeiten bisher nur ausnahmsweise Werte von 70 m bis max. 95 m festgestellt worden (Untersotzbach und Obersotzbach, Merkenfritz, Rinderbüngen). Außerhalb der geschlossenen Basaltüberdeckung sind im Randbereich des Schlüchterner Beckens gegen die Spessart-Schwelle in einer Grabenzone bei Schlüchtern-Hohenzell 130–140 m mächtige präbasaltische tertiäre Sedimente erhalten (BARTH & HICKETHIER 1977).

2.2.2. Horst von Rabertshausen

Innerhalb der Hungen-Schotten-Tiefscholle liegt zwischen Bad Salzhausen und Rabertshausen die Basaltbasis um rd. 200 m höher und überlagert, unter geringer Zwischenschaltung von Trachyt, permische Gesteine. Wesentlich größer als der Höhenunterschied in der Basaltbasis ist die Differenz von rd. 640 m in der Höhenlage der Rotliegend-Oberkante zwischen Rabertshausen und den zwei Tiefbohrungen in Bad Salzhausen. Weder ist ein inselartiges Herausragen vorstellbar, noch finden sich in den tertiären Sedimenten Hinweise auf entsprechenden Abtragungsschutt. So ist anzunehmen, daß sich die heutigen Höhenunterschiede aus phasenweisem relativem Absinken der Umgebung summierten, während des präbasaltischen Tertiärs etwa 400 m, intra- bis postbasaltisch etwa 200 m. Die eingetragene rheinische Ausrichtung der Horstscholle wie der randlichen Staffelschollen ist wegen mangelnder Aufschlüsse und geringer Bohrdichte sehr unsicher. Es ist möglich, daß dieser Horst innerhalb der Tiefscholle einen isolierten Rest der Büdinger Schwelle im Schnittbereich mit rheinischen Elementen darstellt; im Bild der Basaltbasis bricht die Büdinger Schwelle heute südlich der Nidda steil staffelförmig ab. Es kann aber auch nicht ganz ausgeschlossen werden, daß diese Horstscholle wie die Trias-Scholle von Bermuthshain (Abschn. 2.4.4) durch eine Trachytintrusion angehoben worden ist.

2.2.3. Horloffgraben

Auf geologischen Karten tritt der Horloffgraben mit seiner Füllung aus oberpliozänen und quartären Sedimenten markant als Graben hervor. Im Gegensatz dazu hebt sich das

Gebiet des Horloffgrabens in der Basaltbasis nur im äußersten S schwach als Grabenstruktur ab und fügt sich – bis auf die rheinische Umgrenzung – dem nach W ansteigenden Schollenbild weitgehend ein. Auf den angrenzenden Schollen im N und NE liegt die Basaltbasis z. T. erheblich tiefer. Im W liegt sie – entsprechend der Tendenz des staffelförmigen Anstiegs nach außen – höher, wobei Unterschiede in ihrer Höhenlage zum unmittelbar westlich angrenzenden Streifen, außerhalb der erhaltenen oberpliozänen Grabenfüllung, gering oder gar nicht erkennbar sind. Das bedeutet, daß die Westbegrenzung der oberpliozänen Grabenfüllung sich zumindest stellenweise nicht auch durch einen Versatz der Basaltbasis bemerkbar macht, da diese erst weiter westlich staffelförmig ansteigt. Die westliche Niveauschollenbegrenzung des Horloffgrabengebietes liegt demnach zumindest streckenweise bis zu 0,7 km weiter westlich als der in Taf. 1 zur Westbegrenzung verwendete Rand der Oberpliozänfüllung. Auf den südlich und südöstlich angrenzenden Schollen liegt die Basaltbasis um etwa 20–40 m höher.

Aus unserer Zusammenstellung ergibt sich, daß das Horloffgebiet als Graben eine nur flachgründige Struktur darstellt. Die Schichtenfolge des präbasaltischen Tertiärs im Grabengebiet weicht nach Bohrergebnissen (SCHENK 1957) nicht von der Ausbildung in der Umgebung ab; weder nach Fazies noch nach Mächtigkeit sind Absenkungen oder Heraushebungen erkennbar. Es ist anzunehmen, daß die Basaltüberdeckung in Zeit und Mächtigkeit ungestört über das Gebiet des Horloffgrabens und der umgebenden Schollen hinweggriff. Intra-, zumindest postbasaltisch (voroberpliozän) muß eine relative Heraushebung erfolgt sein, wodurch die Vulkanitüberdeckung im Horloffgebiet gegenüber den Nachbarschollen stärker, z. T. völlig abgetragen wurde; in der NE-Ecke überlagert Oberpliozän unmittelbar präbasaltische Sedimente des Aquitans. Ab Oberpliozän erfolgte eine Bewegungsumkehr, eine Grabenbildung, wobei die Basaltbasis etwa auf das Ausgangsniveau zurückgesunken ist und sich dem staffelförmigen Absinken von W nach E anglich. In dem sich bildenden flachgründigen Graben lagerten sich mächtige oberpliozäne und quartäre Sedimente ab (BOENIGK et al. 1977).

2.2.4. Trias-Scholle von Bermuthshain

Seit TASCHÉ (1859: 69, 70) das inmitten der vulkanischen Gesteine südöstlich Bermuthshain isoliert gelegene Vorkommen von Buntsandstein beschrieb, ist viel über die Genese dieser fremdartig anmutenden Scholle gerätselt worden. Bei den Bohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905–1907 wurden in der Brg. Bermuthshain I (5521/1) auch Oberer und Mittlerer Muschelkalk unter Quartär nachgewiesen (ZIMMERMANN 1910, KÖBRICH 1926); die Bohrung wurde in 95 m Tiefe im Mittleren Muschelkalk eingestellt. Eine weitere, auf dem etwa bei 450 m über NN ausstreichenden Buntsandstein angesetzte Bohrung (Bermuthshain II; 5521/2) erschloß bis 470,40 m unter Gelände Buntsandstein (sm, su) und fraglichen, kontaktmetamorph veränderten, obersten Zechstein, darunter bis 700 m nicht durchhörten Trachyt.

Nach dem Tiefenlinienplan der Basis Zechstein (Kupferschiefer, KULICK in KULICK et al., 1984) liegt diese im Gebiet von Bermuthshain bei etwa 800 m unter NN; für die Oberkante des Mittleren Muschelkalks läßt sich daraus eine ursprüngliche Höhenlage von etwa 120 m über NN ermitteln. Da in der Brg. Bermuthshain I die Grenze mo/mm bei 395 m über NN

durchteuft wurde, ergibt sich für diesen Bohrbereich eine Anhebung um ca. 275 m. Für die 680 m südöstlich im Buntsandstein angesetzte Brg. Bermuthshain II errechnet sich, unter der Annahme, daß etwa die untersten 25 m Sediment dem obersten Zechstein angehören, sogar eine Anhebung des im Hangenden des Trachyts angetroffenen Deckgebirges um ca. 700 m.

Wesentlich stärkere (bis 2 km) Aufwölbung und Emporhebung von Deckschichten sind z. B. durch die im Oberrotliegenden erfolgte Intrusion des Donnersberg-Rhyoliths hervorgerufen worden (HANECKE et al. 1983).

Die starke und stark wechselnde Heraushebung der Triasscholle, verbunden mit einer Kippung um $15\text{--}41^\circ$ (nach Schichteinfallen in den Bohrkernen), und die intensive Kontaktmetamorphose bis 22 m ins Hangende des Trachyts lassen sich unserer Meinung nach nur durch domartige Intrusion des Trachyts erklären (Abb. 1), dessen Mächtigkeit

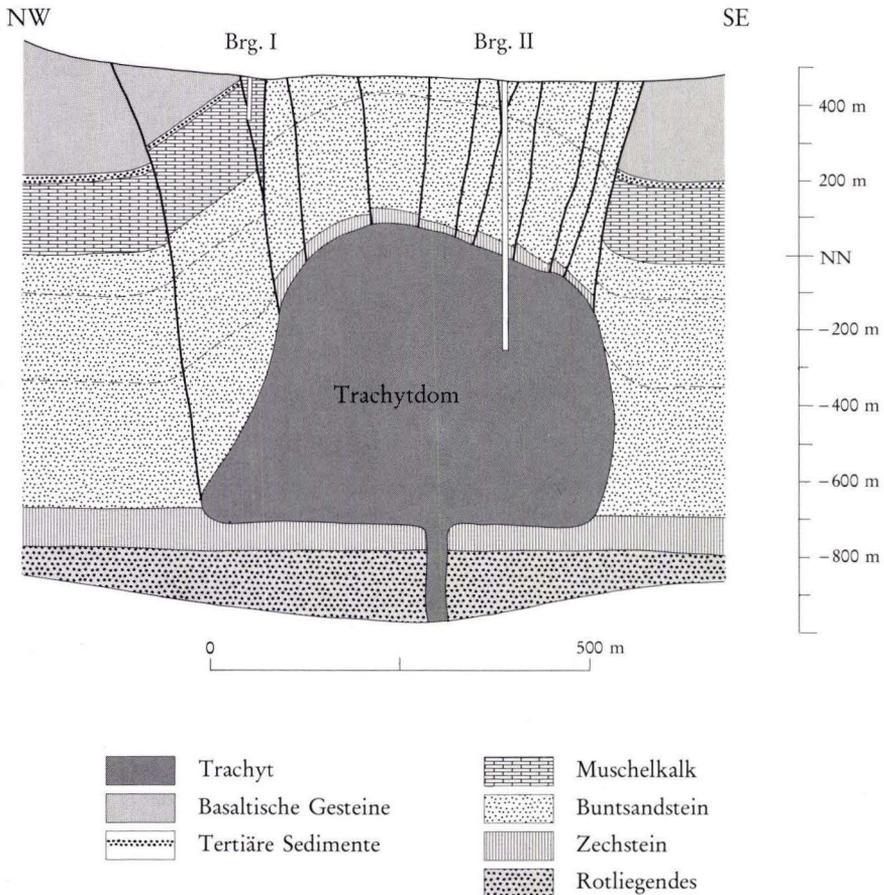


Abb. 1. Möglicher Aufbau der Triasscholle von Bermuthshain nach der Intrusion des Trachyts.

unter der Brg. Bermuthshain II mit etwa 700 m und unter der Brg Bermuthshain I mit etwa 275 m anzusetzen wäre. Ein Indiz für die errechneten Mächtigkeiten ist auch in der von KÖBRICH (1926) beobachteten Kornvergrößerung des Trachyts mit zunehmender Bohrtiefe zu sehen. Es ist anhand der in den Bohrungen festgestellten Neigungswinkel davon auszugehen, daß der herausgehobene Komplex in sich stark zerbrochen ist und die einzelnen Schollen unterschiedlich gekippt und herausgehoben sind. Dabei kam es zu einer tektonisch bedingten Reduzierung der Buntsandsteinmächtigkeit um etwa 180 m. Bestätigt wird die starke Anhebung der Bermuthshainer Scholle durch die Lage der Basaltbasis in den umgebenden Bohrungen. Bohrungen im NW und SE, die 1,5–3 km entfernt sind, haben 100–130 m unter heutiger Geländeoberkante bei Bermuthshain die Basaltbasis noch nicht erreicht; eine ca. 5 km südöstlich gelegene Bohrung durchstieß die Basaltbasis 210 m unter Geländeoberkante Bermuthshain. Nach Taf. 1 ist zu vermuten, daß in der unmittelbaren Umrahmung der Bermuthshainer Scholle die Basaltbasis eher tiefer liegt.

Für das Alter der Platznahme des Trachytkörpers (vgl. S. 108) können zwei Indizien angeführt werden. In den zwei etwa 6 km NNW bis NW gelegenen Forschungsbohrungen (5421/10 u. 11) treten unterschiedliche trachytische Laven und Tuffe inmitten der vorwiegend basaltischen Vulkanitserie auf (EHRENBERG et al. 1981). Es ist naheliegend, davon auszugehen, daß diese trachytischen Bildungen in einem zeitlichen Zusammenhang mit der Bermuthshainer Intrusion stehen. Es ist sogar vorstellbar, daß über Spalten in der während der Intrusion zerbrechenden Trias-Scholle von Bermuthshain trachytische Schmelzen die damalige Erdoberfläche erreichten und die oben erwähnten trachytischen Laven und Tuffe dort z. T. ihren Ursprung haben. Ein weiterer Hinweis, daß die Intrusion und die dadurch bewirkte Anhebung des Deckgebirges intrabasaltisch und nicht präbasaltisch erfolgte, ist darin zu sehen, daß die Basaltbasis in den umgebenden Bohrungen um 100–210 m tiefer liegt als die heutige Erosionsoberfläche der Trias-Scholle. Es ist kaum vorstellbar, daß die in sich sehr stark zerbrochene und gelockerte Trias-Scholle mindestens so hoch eine hypothetisch nicht vulkanitüberdeckte Landoberfläche überragte, bis sie von Laven und Tuffen umschlossen wurde. Da, wie vorne begründet, die max. Anhebung im Bereich der Brg. Bermuthshain II mit 700 m anzusetzen ist, der abgetragene Triasanteil (sm-Anteil, so, mu, mm, mo-Erosionsrest) nur etwa 485 m betrug, müssen vor Beginn der Heraushebung der als mehr oder weniger eben anzunehmenden Triasoberfläche ca. 215 m tertiäre vulkanische Gesteine und höchstens geringmächtige Sedimente aufgelagert haben. Die Annahme geringmächtiger Sedimente gründet sich auf die Tatsache, daß in der etwa 3 km SSE gelegenen Brg. Salz (5522/19) die Vulkanite unmittelbar Muschelkalk auflagern und in der etwa 10 km NNE gelegenen Brg. Herbstein (5422/17) nur 8–9 m präbasaltische tertiäre Sedimente nachgewiesen wurden.

In der von der Intrusion nicht betroffenen Umrandung der Bermuthshainer Scholle wäre nach diesen Überlegungen die Basaltbasis bei 230–240 m über NN anzunehmen. Diese hypothetische Basaltbasis stimmt gut mit der aus Bohrungen ermittelten Niveauscholle im SSE überein.

3. Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge

Die bislang ältesten Anzeichen für Vulkanismus sind aus einer Bohrung südwestlich Nidda bekannt (5619/342). Innerhalb der tertiären Sedimente 26 m unterhalb der tiefsten

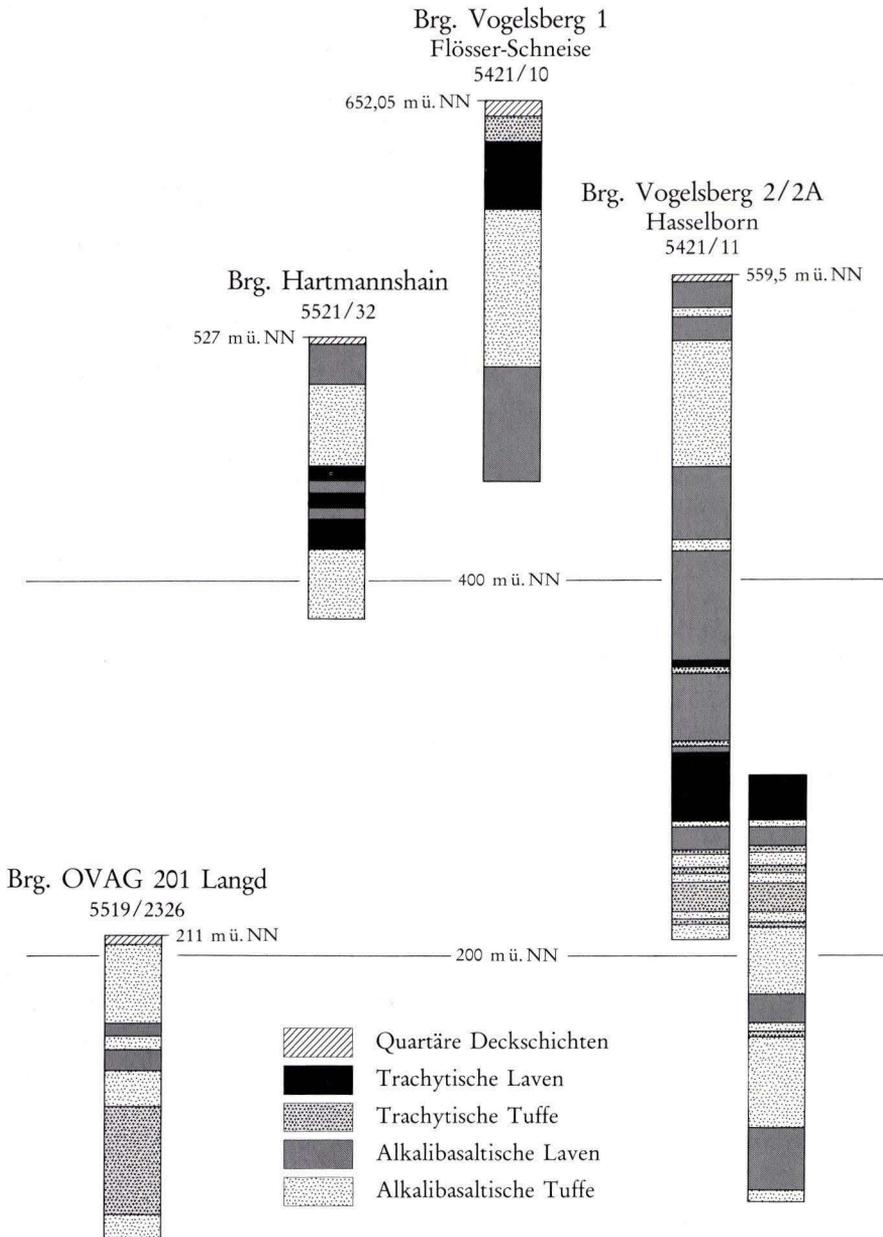


Abb. 2. Vulkanitserien mit trachytischen Gesteinen.

basaltischen Lava und 8 m oberhalb einer von v.D. BRELIE sporenstratigraphisch in das Aquitan datierten Braunkohlelage (EHRENBERG 1981: 121) treten Kieslagen mit Trachytgeröllen bis 1 cm \varnothing auf. In den überlagernden Sedimentschichten sind 4 weitere Kieslagen mit Trachytgeröllen bis 7 cm \varnothing und z. T. mit Basaltgeröllen eingeschaltet. Innerhalb dieser Serie treten auch mehrere Tuffitlagen, u. a. mit fraglichen trachytischen Bimskomponenten, auf.

In einer Bohrung bei Büdingen-Rinderbügen (5621/71) treten in den tertiären Sedimenten Tuffitlagen mit trachytischen Bims- und Kristallfragmenten bis 90 m unterhalb der basaltischen Decken auf, oberhalb und unterhalb einer ebenfalls sporenstratigraphisch (nach G.v.D. BRELIE) in das Aquitan datierten Braunkohlelage, die etwa 60 m unter den Basaltdecken liegt. Für die meist sehr kleinen trachytischen Komponenten der Tuffe ist die Einwehung aus anderen Fördergebieten als dem Vogelsbergraum (z. B. Westerwald, Rhön) nicht auszuschließen.

Die Trachytgerölle belegen jedoch eindeutig trachytischen Vulkanismus im Vogelsberg schon innerhalb des Aquitans. Folglich waren ältere – möglicherweise oberchattische – Trachytkörper vorhanden (vgl. EHRENBERG 1981: 121).

Außer den durch die Gerölle nachgewiesenen, frühen trachytischen Körpern kommen trachytische Laven und Tuffe örtlich in großer Mächtigkeit inmitten der vorherrschend basaltischen Vulkanitserie vor (Abb. 2). So treten in zwei 3,3 km voneinander entfernten, im Hohen Vogelsberg abgeteufte Forschungsbohrungen (EHRENBERG et al. 1981: Brg. 5421/10 und 11) nahezu gleichaltrige, unterschiedliche trachytische Laven sowie in einer der Bohrungen reichlich trachytische Tuffe auf. Sie werden noch von mindestens 145 m mächtigen basaltischen Tuffen und Laven unterlagert. Eine weitere Bohrung im Hohen Vogelsberg bei Hartmannshain (5521/32) hat ebenfalls trachytische Laven innerhalb einer vorherrschend basaltischen Tufffolge erschlossen. Aber auch in einer im westlichen Unteren Vogelsberg gelegenen Bohrung bei Hungen-Langd (5519/2326) sind neuerdings mächtige trachytische Tuffe innerhalb einer vorherrschend basaltischen Tufffolge nachgewiesen worden.

Hiermit ist die SCHOTTLERSche Auffassung (u. a. 1931, 1937), daß trachytische Bildungen ausschließlich am Beginn des Vogelsbergvulkanismus auftreten, widerlegt; seine darauf fußenden tektonischen Vorstellungen über den Oberwald sind u. a. überholt.

Absolute Gesamtgesteinsalter (K-Ar-Datierung) von Trachytvorkommen liegen vor u. a. von Bl. 5519 Hungen – bei Borsdorf: $18,2 \pm 0,6$ Ma und am Häuser-Hof: $18,0 \pm 0,6$ Ma; von Bl. 5521 Gedern – ca. 1,5 km NE Sichenhausen: $17,2 \pm 0,4$ Ma; von Bl. 5421 Ulrichstein – von der Flösser-Schneise ca. 5 km WNW Grebenhain: $18,3 \pm 1,0$ Ma (LIPPOLT 1973). Bei den beiden letzten Vorkommen handelt es sich nach unserer Kenntnis ausschließlich um Blöcke im Solifluktionsschutt. Die im Trachytblockvorkommen Flösser-Schneise abgeteufte Forschungsbohrung 1 erreichte unter Quartärschutt und 14 m Trachyttuff dem Blockmaterial entsprechende stark porphyrische Trachytlava, deren K-Ar-Altersbestimmung $17,3 \pm 0,3$ Ma ergab (EHRENBERG, HARRE & KREUZER 1981: 159–162). Innerhalb der analytischen Unsicherheiten sind die K-Ar-Daten für das Vorkommen Flösser-Schneise als gleich zu erachten. Die in der Forschungsbohrung 2/2A (5321/11) erbohrte aphyrische Trachytlava ist mit $17,5 \pm 0,2$ Ma als nahezu gleich alt anzusehen (EHRENBERG, HARRE & KREUZER 1981: 159–162). Die Vorkommen von

Borsdorf und Häuser-Hof scheinen etwas älter zu sein, das Trachytvorkommen von Borsdorf lagert unmittelbar miozänen Sedimenten auf.

Die in der Forschungsbohrung 2/2A tiefste datierte Probe (ein porphyrischer Ankaramit) bei ca. 387 m unter Gel. (97 m unter der aphyrischen Trachytlava) ergab mit 18.15 ± 0.3 Ma ein höheres Alter, als die im Hangenden auftretende Trachytlava. Dieser Wert ist das bisher höchste nachgewiesene Basaltalter im Vogelsberg, scheint nach unseren Überlegungen auf S. 110 aber überhöht. Nach dem Bohrprofil sind darunter auf jeden Fall weitere basaltische Gesteine zu vermuten. Da in der Tufflage an der Basis der Brg. 2/2A olivinbasaltische Gesteinsauswürflinge (Brocken bis 20 cm \varnothing) auftreten, sind an ihrer Förderstelle – wahrscheinlich in der näheren Umgebung des erbohrten Profils – zumindest noch ältere Olivinbasaltlavaströme vorhanden gewesen.

Die bislang tiefste bekannte Basaltbasis ist mit NN –98 m in einer Bohrung bei Rainrod (5520/33) festgestellt worden (ERNST et al. 1970, KREUZER et al. 1974, ERNST 1977). Gegenüber den 6,5 km südwestlich, bei Nidda, gelegenen Bohrungen (z. B. 5520/31/58/66) liegt bei Rainrod die Basaltbasis um 60–81 m tiefer. Wie sich aus der Zusammenstellung der Bohrungen auf Taf. 3 in EHRENBERG et al. 1981 ableiten läßt, sind von den in der Brg. Rainrod unter das Niveau der Basaltbasis bei Nidda reichende Laven zumindest die untersten drei Lagen von ca. 50 m Mächtigkeit auch älter („ältere Serie“). In dieser Lavenserie fällt eine latitische Lage (ERNST 1970, KREUZER et al. 1974) auf, die weder in den höheren Lavaserien noch in den weiteren Bohrungen des Niddatales bisher festgestellt werden konnte. Demgegenüber läßt sich der Aufbau der über der „älteren Serie“ auftretenden tholeiitischen bis olivinbasaltischen und alkali-olivinbasaltischen Laven großräumig parallelisieren. Diese tholeiitischen und olivinbasaltischen Laven bilden in der Umgebung von Nidda die Basis der Vulkanitfolge; örtlich begrenzt, aber in mehreren Bohrungen zu beobachten, tritt hier ein mehrfacher Wechsel von eindeutigen Lavaströmen mit Sedimenten und Tuffiten auf, Hinweise auf Vulkanismus mit Lavenförderung bei noch andauernder Sedimentation.

In einer Bohrung im Raum Nidda (5619/339) ist knapp unter den tiefsten, sich mit den Sedimenten verzahnenden Laven eine Braunkohlenlage angetroffen worden, die von v.d. BRELIE sporenstratigraphisch an die Wende Aquitan/Burdigal gestellt wird (EHRENBERG 1981: Taf. 3). Damit stimmen mehrere andere Datierungen von den Blattgebieten 5319 Londorf, 5623 Schlüchtern und 5721 Gelnhausen überein, wo nach Fischresten, Säugetierresten und Sporen Sedimente unter den basaltischen Gesteinen in das Aquitan, in das obere Aquitan sowie in das Burdigal gestellt werden und ältere zwischenbasaltische Sedimente ebenfalls in das Burdigal eingestuft werden.

Den jüngsten bekannten, noch zwischenbasaltischen Ablagerungen, wie z. B. Kraterfüllungen, werden Alter um die Wende Helvet/Torton zugeordnet (Brg. OVAG 101 in EHRENBERG et al. 1981: Taf. 3, Datierung G. v.d. BRELIE; ehemalige Braunkohlengrube bei Bad Salzhausen, Torton, evtl. bis Sarmat, STEGEMANN 1964; ehemalige Grube Beuern, oberes Helvet bis Torton, evtl. Sarmat, TOBIEN 1963). Damit stände bei Anwendung der Tabellen von BERGGREN (1972) für die Förderung der Hauptmengen der Vulkanite ein beträchtlicher Zeitraum von ca. 11 Mio. Jahren zur Verfügung.

Demgegenüber ergibt sich aus Bestimmungen der absoluten Gesteinsalter für einen Teil der Abfolge in den Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (ca. 270 m, 18,15–17,2

Ma) wie für den größten Teil der Brg. Rainrod (ca. 240 m, 17,5–15,5 Ma, ein fraglicher Zwischenwert bei 13 Ma) lediglich ein Zeitraum von < 1 bzw. 2 (4?) Mio. Jahren (KREUZER et al. 1974); nach LIPPOLT (1980) umfaßt das Bohrprofil von Rainrod 4 Mio. Jahre (17–13 Ma) bei ausschließlich abnehmendem Alter nach oben. Auch für eine Abfolge basaltischer Gesteine auf Bl. 5319 Londorf von max. 260 m wurde lediglich eine Zeitspanne von ca. 1 Mio. Jahre ermittelt (ca. 16,5–15,5 Ma; HARRE et al. 1975).

Das bislang jüngste Basaltgesteinsalter wurde an einem intrusiven basanitischen Alkali-Olivinbasalt mit ca. 9,6 Ma (HARRE et al. 1975) bzw. ca. 11,85 Ma (ULRICH 1967) auf Bl. 5319 Londorf ermittelt (Grenzbereich Helvet/Torton nach BERGGREN-Skala 1972). Vulkanische Gesteine aus der Zeitspanne zwischen 13 Ma und diesem intrusiven Basalt bei etwa 10 Ma sind bisher durch K-Ar-Alter nicht belegt (Erosion?, Ruhephase?).

Bei vulkanischer Tätigkeit zwischen etwa 19 und 13 Ma und nochmals bei ca. 10 Ma (Intrusion) hat die Förderung der Hauptmasse der bislang datierten Vulkanite nach den K-Ar-Modellaltern zwischen etwa 17,5 und 15 Ma stattgefunden, was nach BERGGREN (1972) dem Burdigal und unteren Helvet entspricht.

Eine zeitliche Einordnung der den paläozoischen und triassischen Untergrund des vulkanischen Deckgebirges stellenweise intensiv durchschwärmenden camptonitischen Subvulkanite (EHRENBERG 1978 a: 124–126 und 136–137 sowie Taf. 2) ist vorerst nicht möglich, da keine K-Ar-Daten vorliegen.

Die vorne angeführten olivinbasaltischen Gesteinsauswürflinge in der Tufflage an der Basis der Forschungsbohrung 2/2A gleichen petrographisch auffallend porphyrischen Olivinbasalten, wie sie auch als basale Serie im Raum Nidda auftreten, die mit der untersten tholeiitischen Serie (ERNST et al. 1970) der Brg. Rainrod zeitlich zu parallelisieren ist. Stammen die Gesteinsauswürflinge an der Basis der Forschungsbohrung wirklich aus einer Serie, die der untersten tholeiitischen bis olivinbasaltischen des Raumes Nidda zeitgleich ist, ergibt sich zwangsläufig, daß das gesamte Profil der Forschungsbohrung 2/2A jünger sein muß. Nach diesen Überlegungen enthält die „ältere Serie“ (Lage 1–3 nach ERNST et al. 1970) der Brg. Rainrod nicht nur die tiefstgelegenen, sondern auch die ältesten basaltischen Laven des Vogelsberges; lediglich die erwähnten Tuffite und die vorwiegend trachytgeröllführenden Kieslagen in den präbasaltischen Sedimenten könnten noch ältere Fördertätigkeit belegen. Dem steht die tiefste datierte Probe aus der Forschungsbohrung 2/2A mit 18,15 Ma scheinbar entgegen, da die „ältere Serie“ der Brg. Rainrod erst vor 17,5 Ma gefördert worden ist. Das etwas höhere Modellalter wurde an einem extrem einsprenglingsreichen (ca. 35 Vol.-% Klinopyroxen, ca. 15 Vol.-% Olivin) Ankaramit bestimmt, so daß sogar das K-Ar-Alter der von Einsprenglingen weitgehend freien magnetischen Teilfraktion vermutlich doch zu hoch ist (EHRENBERG, HARRE & KREUZER 1981: 162).

Nach vorstehenden Ausführungen hat der Vulkanismus im Vogelsberggebiet mit lokalen, vorwiegend trachytischen Förderungen im Aquitan (? Oberchatt) in einem limnisch-fluviatilen Sedimentationsraum begonnen. Während in weiten Bereichen ausschließlich Sedimentation fort dauerte, häuften sich zumindest im Raum Rainrod die Laven der „älteren Serie“ auf, bzw. sind sie im mittleren Teil der Hungen-Schotten-Tiefscholle erhalten geblieben. Zu dieser Zeit existierten wohl nur lokal basaltische Förderzentren, wie z. B. auch im Salztal bei Kerbersdorf (GK 5622 Steinau a.d. Str.). Die alkalibasaltischen Vulkanbauten aus Tuffen, Laven und Intrusiva im Salztal sind noch vor der nachfolgenden

Lavenüberflutung wieder weitgehend eingerumpft worden. Diese ausgedehnten, vorwiegend tholeiitisch-olivinbasaltischen Ergüsse breiteten sich über eine fast ebene Landoberfläche aus. Sie konnten im Niddatal, wo sie sich örtlich mit burdigalen Sedimenten verzahnen, durch Bohrungen und Kartierung über etwa 17 km verfolgt werden; im NW und N sind sie auf den Bl. 5319 Londorf und 5320 Burg-Gemünden nachgewiesen (SCHRICKE 1975 und SCHRICKE in Vorbereitung). Am Südostvogelsberg haben sie ursprünglich allein zwischen Steinaubachtal, Bad Soden-Salmünster, Alsberger Plateau und östlichem Landrücken etwa 200 km² überdeckt; nach NW konnten sie bisher unter mächtigen jüngeren Vulkaniten nicht verfolgt werden.

Während in der Folgezeit im Hohen Vogelsberg eine mächtige Folge alkalibasaltischer Tuffe und Laven mit eingelagerten trachytischen Tuffen und Laven entstand, häuften sich außerhalb, z. B. im Nidda-Tal, alkalibasaltische Laven und Tuffe (meist untergeordnet) im Wechsel mit weiteren tholeiitisch-olivinbasaltischen Laven auf. Außerhalb des Hohen Vogelsberges wurden intrabasaltisch auftretende trachytische Gesteine (ausschließlich Tuffe) bislang nur lokal in einer Bohrung bei Hungen-Langd (Abb. 2) in einer dort alkalibasaltischen Tuff-(untergeordneten Lava-)Serie festgestellt.

Während der frühen vulkanischen Fördertätigkeit deutet sich durch die Erhaltung der „älteren Serie“ bei Rainrod einerseits und durch die Wechsellagerung der darauf folgenden tholeiitisch-olivinbasaltischen Laven mit Sedimenten im Raum Nidda andererseits ein Fortdauern der im präbasaltischen Tertiär festgestellten Absenkungsbewegungen (vgl. S. 102), zumindest in Teilbereichen der Hungen-Schotten-Tiefscholle, an. Aus dem südöstlichen Bereich weiß man hingegen, daß die hier an der Basis liegenden tholeiitisch-olivinbasaltischen Laven – nach vorangegangenen starken tektonischen Bewegungen – eine wieder fast ebene Landoberfläche vorfanden.

Während der nachfolgenden Fördertätigkeit aus sicherlich einer Vielzahl von Spalten und Kratern lebt die Tektonik phasenweise wieder auf und führt zu einer schollenartigen Zergliederung der basaltischen Decken, wodurch sich im Laufe der Zeit das in Taf. 1 dargestellte Bild des Absinkens der Basaltbasis zur Hungen-Schotten-Tiefscholle ergibt.

4. Die Strukturen des tieferen Untergrundes im Gebiet des Vogelsberges

Die Schwellen und Becken des tieferen Untergrundes sind in Taf. 2 in ihren heutigen Konturen wiedergegeben, wie KULICK (in KULICK et al., 1984) sie für die Basis Kupferschiefer erarbeitet hat. Dazu ist die Fläche des Vogelsberges mit der Hungen-Schotten-Tiefscholle eingetragen. Schwellen und Becken entstanden während Oberkarbon und Rotliegendem aus großräumigen Verbiegungen im Gefolge der variscischen Faltungen. Während der dem Rotliegenden folgenden geologischen Zeiträume lebten die Strukturen phasenweise immer wieder auf. Im Bereich von Senkenkreuzungen kam es zu den tiefsten Depressionen, einige Kulminationen an Schwellenkreuzungen wurden erst von den Bildungen der Gelnhausen-Folge des Unteren Buntsandsteins überdeckt (KULICK et al., 1984).

Spätestens nach dem Trockenfallen der Mitteldeutschen Landbrücke zwischen Ardenisch-Rheinischer Masse und Böhmischer Masse im Oberen Jura kam es in der ausgedehnten Depression im Kreuzungsbereich von Hessischem Trog und Frankenberg-Schlüchterner Senke zu starken relativen Absenkungen. Hier, unter dem heutigen Südostvogelsberg weitestgehend verborgen, blieben während der Festlandszeit Schichten der mittleren Trias

von der Abtragung verschont. Zwischen Büdingen-Rinderbügen und Schlüchtern im S, nach NW über Bermuthshain hinausreichend, sind Röt (ca. 100 m mächtig), weniger ausgedehnt der gesamte Muschelkalk (ca. 227 m mächtig) und in kleinen Teilgebieten noch Reste von Keuper erhalten (KÖBRICH 1926: 212–215, REUL et al. 1972, DIEDERICH & HICKETHIER 1975: 206–207, HICKETHIER & HOLTZ 1977, EHRENBURG & HICKETHIER 1982).

Auf Büdinger Schwelle, Spessart-Schwelle und Kellerwald-Schwelle sind diese Schichten – außer in Grabenstrukturen – abgetragen. Schichten des Mittleren und des Unteren Buntsandsteins streichen zutage aus.

Im Bereich der Achse der Hunsrück-Oberharz-Schwelle ist bei Nieder-Gemünden und Atzenhain in mehreren Bohrungen unter Basalt und tertiären Sedimenten ebenfalls Mittlerer Buntsandstein angetroffen worden (GRAMANN 1960: 90, HÖLTING 1975: 239). In Fortsetzung der Frankenberg-Schlüchterner Senke ist nordwestlich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle im Amöneburger Becken (W Stadt Allendorf) wieder Röt verbreitet erhalten geblieben.

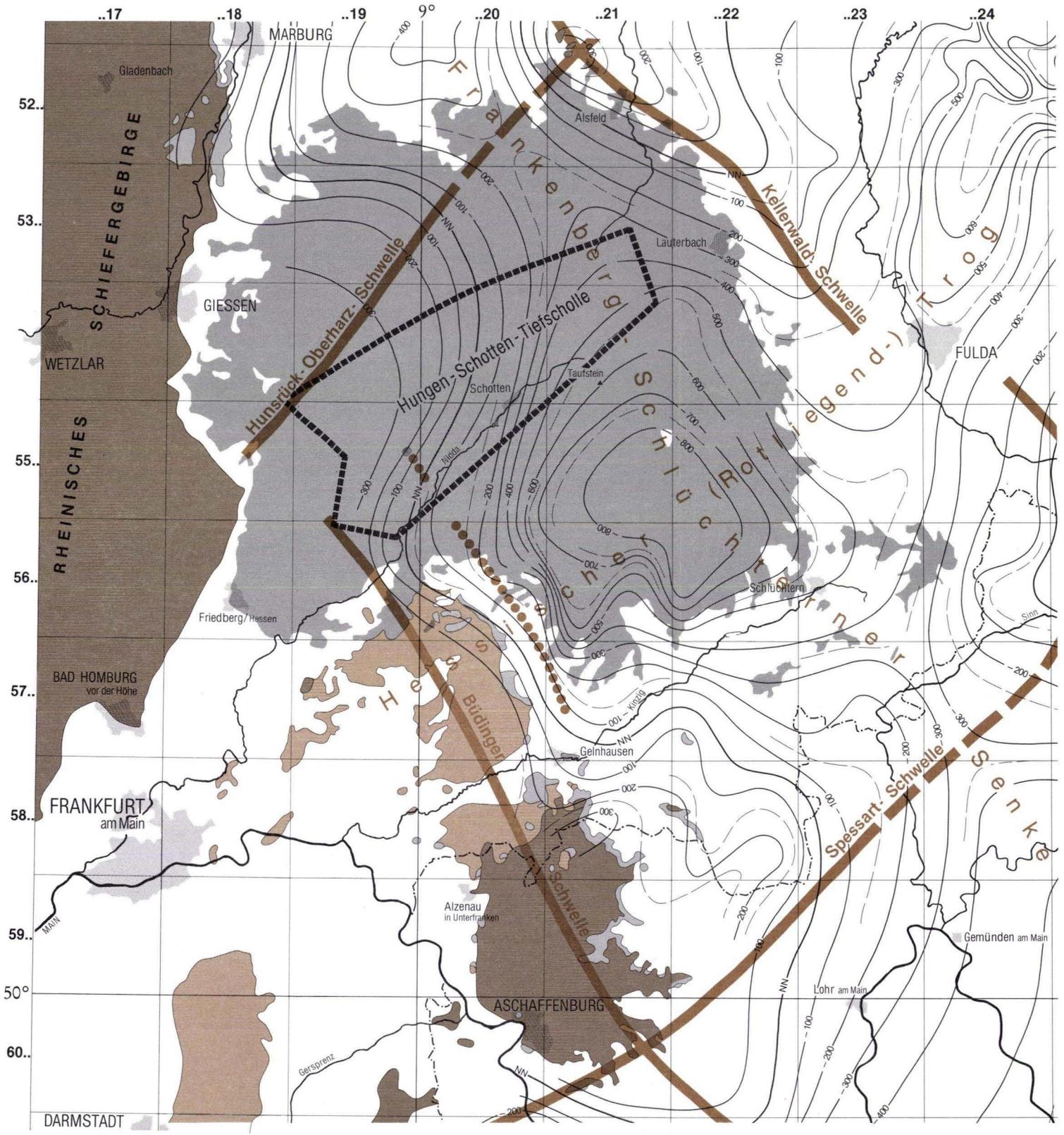
Im präbasaltischen Tertiär machen sich Büdinger Schwelle und Spessart-Schwelle durch Fehlen oder geringe Mächtigkeit von Sedimenten bemerkbar. So keilen die tertiären Sedimente unter den Basalten des Alsberger Plateaus gegen die Schwelle zu nach S aus. Am südöstlichen Vogelsberg fehlen auch auf der Kellerwald-Schwelle die präbasaltischen tertiären Sedimente oder sie sind sehr geringmächtig. Nur im Schlüchterner Becken, im Zuge der Frankenberg-Schlüchterner Senke, treten sie in z. T. großer Mächtigkeit auf (ca. 130 m in einer Grabenzone).

Am Nordvogelsberg trat die Kellerwald-Schwelle während der tertiären Sedimentation wenig, zeitweilig wohl überhaupt nicht in Erscheinung (HÖLTING 1975: 236, RITZKOWSKI 1965: 82). Vier Bohrungen auf den Bl. 5319 Londorf und 5320 Burg-Gemünden, etwa im Verlauf der Schwellenachse der Hunsrück-Oberharz-Schwelle angesetzt, haben mit 14–18 m relativ geringmächtiges Tertiär erbracht (SCHRICKE 1975 und SCHRICKE in Vorbereitung).

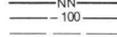
Bei der Büdinger Schwelle nehmen wir auf Grund fehlender oder geringmächtiger tertiärer Sedimente und geringmächtigen Zechsteins (EHRENBURG & HICKETHIER 1978: 153–155, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978: 50) an, daß die Schwellenachse weiter NE liegt, als bei KULICK (in KULICK et al. 1984) angegeben ist. Unsere Auffassung ist in der Karte zusätzlich markiert. In der Darstellung der Basaltbasis (Taf. 1) läßt sich die Büdinger Schwelle nur bis an die Nidda verfolgen. Der nordwestlich gelegene Horst von Rabertshausen mag – wie in Abschn. 2.2.2 beschrieben – im Schnittbereich von Elementen der Büdinger Schwelle mit rheinischen Elementen entstanden sein.

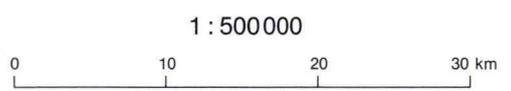
Spessart-Schwelle und Teile der Kellerwald-Schwelle haben offenbar so hoch gelegen, daß basaltische Ergüsse aus dem Vogelsberggebiet sie nicht mehr überdeckten.

Bei einem Vergleich der Darstellung der Basaltbasis mit den Strukturen des tieferen Untergrundes (Taf. 1 u. 2) zeigt sich im NE eine deutliche Auswirkung der Kellerwald-Schwelle, eines intra- und postbasaltisch offenbar besonders wirksamen Elements. In eggisch ausgerichteten „Niveauschollen“ steigt die Basaltbasis nach NE kräftig an. Auch die Büdinger Schwelle zeichnet sich, bei geringerer Erstreckung, mit hercynischen bis eggischen Linien in der Basaltbasis ab.



Strukturen und Tiefenlinien der Basis Kupferschiefer (nach KULICK 1983) in Bezug zum Vulkangebiet des Vogelsberges mit der Hungen-Schotten-Tiefscholle.

-  Basaltische Gesteine im Vogelsberg (Quartär und Pliozän abgedeckt)
-  Zechstein (Ausbiß)
-  Rotliegendes (Ausbiß)
-  Paläozoikum / Kristallin
-  Tiefenlinien der Basis T1
-  Schwellenachse
-  Kammlinie der Büdinger Schwelle während des Untermiozäns



Der von der Hungen-Schotten-Tiefscholle ausgehende staffelförmige Anstieg der „Niveauschollen“ nach SE greift über den südlichen Abhang der Hunsrück-Oberharz-Schwelle, die breite Depression im Schnittbereich von Hessischem Trog und Frankenberg-Schlüchterner Senke bis zum Nordhang der Spessartschwelle hinweg, ohne erkennbare Beziehungen zu diesen Formen des tieferen Untergrundes. Ebenso zeichnet sich im staffelförmigen Anstieg nach N weder die Achse der Hunsrück-Oberharz-Schwelle noch die quer dazu verlaufende Frankenberg-Schlüchterner Senke ab. Jedoch die Ausrichtung der „Niveauschollen“, SW-NE südlich, und WSW-ENE nördlich der Hungen-Schotten-Tiefscholle weist auf Elemente der Hunsrück-Oberharz-Schwelle hin.

5. Schlußfolgerungen

Die Auswertung von Bohr- und Kartierungsergebnissen im gesamten Vogelsbergbereich in Bezug auf die Basaltbasis und deren Darstellung in Höhenintervallen („Niveauschollen“) läßt einen ausgeprägten und deutlich gegliederten Schollenbau erkennen. Es dominieren erzgebirgische und eggische bis hercynische Linien; rheinische Elemente werden nur am Westrand sichtbar. Die Aufreihung von Förderzentren, z. B. im Hohen Vogelsberg in rheinischer Richtung, belegt deren Auftreten, ohne daß sie dort für den strukturellen Bau eine herausragende Rolle spielt. Von den seit Ende des Paläozoikums phasenweise immer wieder wirksamen Schwellen und Becken sind im Bild der Basaltbasis die Kellerwald-Schwelle, die Büdinger Schwelle und randlich die Spessart-Schwelle formgebend. Über die anderen, z. T. noch im präbasaltischen Tertiär wirksamen alten Strukturen (Hunsrück-Oberharz-Schwelle, Hessischer Trog, Frankenberg-Schlüchterner Senke) greifen die allgemein treppenförmig nach außen ansteigenden „Niveauschollen“ ohne erkennbare Beeinflussung hinweg.

Eine Fortsetzung des Oberrheingrabens in das Gebiet des Vogelsberges ist im Strukturbild der Basaltbasis nicht vorhanden. Selbst im Bereich des oft als „Paradebeispiel“ herangezogenen Horloffgrabens sind – nach intra- bis postbasaltischer horstartiger Hochlage – lediglich während des Oberpliozäns und des Quartärs Absenkungen festzustellen. Diese jungen, eindeutig nachvulkanischen Absenkungen führen jedoch nicht zu einer grabenartigen Tieflage der Basaltbasis. Die Basaltunterkante im Gebiet des Horloffgrabens ist in ihrer heutigen Höhenlage vielmehr Teil des treppenartigen Anstiegs nach außen.

Inwieweit die erhöhte Mobilität an rheinisch betonten Linien als Fortbau des Oberrheingrabens nach N aufzufassen ist, ist fraglich.

Vielmehr findet sich die tiefste Lage der Basaltbasis (unter NN) in einem nahezu erzgebirgisch verlaufenden breiten Bereich etwa zwischen Nidda und Wetter (Hungen-Schotten-Tiefscholle). Von hier steigt die Basaltbasis in unterschiedlich starken Sprüngen treppenartig nach außen auf Höhen von max. mehr als 500 m über NN an. Eine Deutung für die Lage der Tiefscholle scheint nach dem derzeitigen Informationsstand verfrüht.

Im Strukturbau der Basaltbasis (Taf. 1) sind keine Hinweise auf calderaartige Einsenkungen zu erkennen. Das ist nach dem Auftreten von Mantelxenolith führenden Schmelzen in allen Bereichen des Vogelsberges auch nicht zu erwarten. Die Magmen müssen wegen ihres Reichtums an großen ultramafitischen Einschlüssen unmittelbar zur Erdoberfläche aufgestiegen sein. Eine großflächige Unterlagerung des Vogelsberges durch eine Magmenkammer

bzw. mehrere große Magmenkammern ist deshalb auszuschließen. Das begrenzte Auftreten differenzierter Schmelzen bis hin zu Trachyten weist freilich auf das Vorhandensein örtlicher Magmenkammern hin, so daß – wenn überhaupt – nur mit kleinräumigen calderaartigen Einbrüchen zu rechnen ist.

Vulkanische Tätigkeit im Vogelsberggebiet fand sicher schon im Aquitan statt, wie u. a. schon SCHOTTLER (1937) und STEGEMANN (1964) ausgeführt haben. Die Hauptmenge der (nicht erodierten) Laven und Tuffe wurde im Burdigal und im unteren Helvet gefördert. Ein Andauern des Vulkanismus bis ins Torton ist sporenstratigraphisch, wirbeltierpaläontologisch und nach K-Ar-Gesteinsaltern belegt. Während dieses ganzen Zeitraums sind tholeiitische und alkalibasaltische Laven sowie alkalibasaltische Tuffe in unregelmäßigem Wechsel übereinandergehäuft worden. Bei den vorherrschenden alkalibasaltischen Förderprodukten herrschen Abkömmlinge mehr oder weniger primitiver Magmen (mit meist reichlich Mantelxenolithen) gegenüber solchen differenzierter Magmen (bis hin zu Trachyten) bei weitem vor. In diese Serien drangen örtlich Subvulkanite ein.

Allein aus der Menge des geförderten vulkanischen Materials resultiert die morphologische Höhe des Vogelsberges. Sie ist in keiner Weise auf irgendwelche Aufwölbungen des Untergrundes zurückzuführen, im Gegenteil liegt vielmehr die Basaltbasis unter dem Oberwald mit am tiefsten. Die heute noch vorhandene höchste Gesamtmächtigkeit des vulkanischen Deckgebirges könnte dort nach dem in Taf. 1 gegebenen Strukturbild der Basaltbasis etwa 700–800 m betragen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß erhebliche Mengen intra- und postbasaltisch bereits wieder abgetragen sein dürften, so daß das während der Fördertätigkeit sicherlich stärker gegliederte Relief allmählich in die heutigen, meist sanften Formen umgestaltet wurde.

Weder die aus dem späten Paläozoikum herrührenden Strukturen noch die Strukturen der Basaltbasis lassen Gründe für das Auftreten dieses gewaltigen Vulkangebietes im Südteil der Hessischen Senke erkennen. Der Vogelsberg reiht sich aber einem ca. 700 km langen, nördlichen känozoischen Vulkanbogen Mitteleuropas ein (LIPPOLT 1980), der sich etwa in W–E-Richtung zwischen Eifel und Schlesien erstreckt. Nach geodynamischen Vorstellungen wird dieser känozoische Vulkanbogen sowohl mit einer Lithosphärenaufwölbung als auch mit einem von den Alpen ausgehenden horizontalen Druckspannungsfeld in Zusammenhang gebracht (NEUGEBAUER 1981, ILLIES 1974), eventuell mit mehreren domartigen Aufwölbungen der Asthenosphäre (SCHMINKE 1982) im nördlichen Vorland der Kollisionszone zwischen eurasischer und afrikanischer Platte. Nach seismischen Messungen im Rheinischen Massiv und in benachbarten Gebieten (MOONEY & PRODEHL 1978) ist unter dem Vogelsberg und unter dem Westerwald die meist nur 1 km mächtige Übergangszone zwischen Kruste und Mantel bei 28 km Tiefe (Mohorovičić-Diskontinuität) durch eine 6–8 km mächtige Übergangszone sowie in gewissem Ausmaß durch eine intrakrustale Diskontinuität bei ca. 20 km Tiefe ersetzt. MOONEY & PRODEHL nehmen als Ursache eine intensive Durchschwärmung mit aufgestiegenen Magmatiten an.

Das alt angelegte N–S-Element als beherrschende känozoische Dilatationsstruktur (RICHTER-BERNBURG 1974), das sich auch in der in Abschn. 2.1. schon erwähnten Aufreihung junger Förderschloten innerhalb des Vogelsberges (SCHOTTLER 1937) bemerkbar macht, hat vermutlich den Aufstieg der Schmelzen begünstigt.

Danksagung

Den zahlreichen angeschriebenen Gemeinde- und Stadtverwaltungen sowie vor allem den überregional tätigen Verbänden Oberhessische Versorgungsbetriebe AG (OVAG) und Wasserverband Kinzig danken wir für die freundlicherweise erteilten Veröffentlichungsgenehmigungen. Bei zahlreichen Fragen im Zusammenhang mit den Bohrunterlagen war Kollege Dr. K. WIEGAND behilflich. Ihm, Herrn Dr. J.-D. THEWS und Herrn Prof. Dr. V. LORENZ danken wir für kritische Durchsicht des Manuskriptes. Für die Zusammenstellung der Listen mit den Bohrungen wie für das Einholen vieler Veröffentlichungsgenehmigungen sind wir Frau U. ZÖLLER sehr zu Dank verpflichtet.

6. Tabellarische Zusammenstellung und Auswertung der in Taf. 1 berücksichtigten Bohrungen

Erläuterungen zu Tab. 1

Geologische Bearbeitung durch:

1 Bohrmeisterangaben	11 HOLTZ	20 NAUMANN	29 THIENHAUS
2 BÖKE	12 KAUFMANN	21 NÖRING	30 VILLWOCK
3 DENGLER	13 KLÜPFEL	22 PRÜFERT	31 WAGNER
4 DIEDERICH	14 KOCH	23 REUL	32 WIEGAND
5 EHRENBERG	15 KÖBRICH	24 SCHENK	33 ZIMMERMANN
6 ERNST	16 KOWALCZYK	25 SCHMITT	34 BEURER
7 GOLWER	17 KÜMMERLE	26 SCHOTTLER	35 SCHARPFF
8 HENTSCHEL, H.	18 LAEMMLEN	27 STENGEL-RUTKOWSKI	36 FRIEDRICH
9 HICKETHIER	19 MEISL	28 STREIM	37 LEPSIUS
10 HÖLTING			

Zeichenerklärung

> m unter Gelände = Schichten nicht durchteuft

< m bezogen auf NN = Schichten nicht durchteuft

Zu Spalte „Basis der Vulkanite“

128 Basis der Laven

(128) Basis nach den die tiefsten Laven noch unterlagernden Tuffen

Tab. 1. Ausgewählte Bohrungen mit Vulkanitanteilen im Vogelsberg (gegliedert nach TK 25)

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe ü. NN m	End- teufe m	Basis der unter Gel. m	Vulkanite NN*	Basis des sedimentären Tertiärs unter Gel. m	NN*	Liegendes des Tertiärs	End- formation**	Geologische Bearbeitung
<u>B1. 5219 Amöneburg</u>												
30	KB 1, Mardorf	34 93 70	56 23 63	300	36,65	15,4	284,6	> 36,65	< 263,35			10
33	WB, Dreihausen	34 90 08	56 19 96	320	15,5	14,5	305,5	> 15,5	< 304,5			10
39	WB, Höingen	34 94 22	56 20 41	345	30	> 30	< 315					27
48	WB, Deckenbach	34 95 81	56 19 60	359	91	> 91	< 268					10
<u>B1. 5220 Kirtorf</u>												
16	WB, Homberg/Ohm	35 00 14	56 22 50	317	31	15,9	301,1	> 31	< 286			27
21	B, Heimertshausen	35 11 08	56 20 73	320	96,6	30,1	289,9	> 96,6	< 223,4			26
136	B 4aII, Maulbach	35 01 24	56 22 80	336	10	9,3	326,7	> 10	< 326			36
138	B 6II, Maulbach	35 01 54	56 21 43	309	11	8,9	300,1	> 11	< 298			36
146	B 14I, Maulbach	35 03 61	56 19 36	290	15	> 15	< 275					36
<u>B1. 5221 Alsfeld</u>												
4	WB, Renzendorf	35 21 86	56 18 80	318	40	13,5	304,5	> 40	< 278			24
8	WB, Hopfgarten	35 21 04	56 18 56	310	16	8	302	> 16	< 294			1
9	WB, Alsfeld	35 18 78	56 24 22	285	13,5	10	275	> 13,5	< 271,5			1, 24
15	WB, Alsfeld	35 17 44	56 20 82	292	45,5	40,3	251,7	> 45,5	< 246,5			24
16	WB, Alsfeld	35 17 01	56 22 14	345	60	> 60	< 285					24
22	BrB, Vockenrod	35 16 50	56 27 27	325	65,3	12,2	312,8	> 65,3	< 259,7			27
25	BrB II, Ohmes	35 12 69	56 26 03	355	90	22,5	332,5	71	284	sm	sm	27
28	WB, Hopfgarten	35 20 97	56 18 35	332	40	39	293	> 40	< 292			3
32	WB, Billertshausen	35 13 58	56 23 38	326	41	27,6	298,4	> 41	< 285			3
44	B, Romrod	35 14 78	56 20 05	325	127	76,3	248,7	> 127	< 198			10, 26
48	BrB, Angenrod-Leusel	35 14 90	56 24 85	321	224,5	91?	230	117?	204	sm	sm	10
78	BrB 2, Hopfgarten	35 19 69	56 18 69	362	93	78,5?	283,5	> 93	< 269			10

* bezogen auf NN in m

** soweit Tertiär durchbohrt

<u>Bl. 5318 Allendorf_Lumda</u>											
23	WB, Allendorf	34 87 64	56 14 68	245	80,5	>80,5	<164,5				27
36	VB, Großen-Buseck	34 84 92	56 08 74	210	33,5	28,5	181,5	>33,5	<176,5		1
38	WB, Allendorf	34 86 65	56 08 28	220	50	28,2	191,8	>50	<170		3
40	B 1, Beuern	34 86 74	56 10 73	277	78	45 (60)	232 (217)	>78	<199		26
42	BrB, Beuern	34 87 94	56 11 24	240	74,6	>74,6	<165,4				32
43	WB, Großen-Buseck	34 84 33	56 09 42	225	15	>15	<210				32
89	K 5, Alten-Buseck	34 81 67	56 10 15	278,2	22	>22	<256,2				36
95	KBw394/8, Alten-Buseck	34 83 45	56 10 39	278,9	20	>20	<258,9				36
177	KD 9, Alten-Buseck	34 84 14	56 10 47	274,22	15	11,4	262,82	>15	<259,22		36
178	KD 11, Alten-Buseck	34 84 19	56 10 49	269,81	15	6,7	263,11	>15	<254,81		36
180	KBw13a, Alten-Buseck	34 84 25	56 10 49	274,88	20	12,6	262,28	>20	<254,88		36
185	KE 19, Alten-Buseck	34 85 33	56 10 36	284,44	21	14,2	270,24	>21	<263,44		36
189	KE 18b, Alten-Buseck	34 85 32	56 10 40	283,19	18	13,3	269,89	>18	<265,19		36
195	KD 25, Großen-Buseck	34 85 83	56 10 04	249,31	15	>15	<234,31				36
200	KE 28a, Großen-Buseck	34 86 28	56 09 59	260,23	15	11,8	248,43	>15	<245,23		36
201	KE 29, Großen-Buseck	34 86 28	56 09 54	260,44	15	12,4	248,04	>15	<245,44		36
203	KE 30, Großen-Buseck	34 86 36	56 09 45	257,54	12	>12	<245,54				36
<u>Bl.5319 Lendorf</u>											
1	BrB, Linderstruth	34 89 30	56 07 26	233	25	>25	<208				1
5	BrB, Geilshausen	34 92 88	56 12 30	260	29	>29	<231				24
10	BrB, Odenhausen	34 92 34	56 13 60	263	43,6	>43,6	<219,4				24
11	BrB,Allendorf	34 88 24	56 13 89	252	10	>10	<242				24
13	BrB, Rüdtingshausen	34 99 65	56 17 66	367	85	>85	<282				14, 24, 25
15	WB, Nordeck	34 89 30	56 17 59	295	67,5	8	287	>67,5	<227,5		10
24	GWSt, Atzenhain	34 98 93	56 10 11	281	186	159	122	175	106	sm	sm
72	HB, Weitershain	34 97 31	56 15 43	349	102	>102	<242				32
73	HB, Reiskirchen	34 92 88	56 07 66	249	100	>100	<149				32
76	B 3, Deponie, Reiskirchen	34 88 36	56 08 47	260	28	>28	<232				32
77	B 2, Deponie, Reiskirchen	34 88 23	56 08 25	270	55	>55	<215				32
84	B E1, Lumda	34 59 96	56 12 49	310	22	>22	<288				36
<u>Bl. 5320 Burg-Gemünden</u>											
5	WB, Ehringshausen	35 09 78	56 17 73	305	80	79,8?	225,2	>80	<225		10
6	B Ludwigssegen 1, Mücke	35 01 63	56 08 79	268,33	226,7	216,4	51,93	>226,7	<41,63		8, 13, 29
7	WB, Merlau	35 02 62	56 09 75	269	60,4	>60,4	<208,6				24

Fortsetzung Tab. 1

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe ü. NN m	End- teufe m	Basis der Vulkanitb unter Gel. m	NN*	Basis des sedimentären Tertiärs m unter Gel.	NN*	Liegendes des Tertiärs	End- formation**	Geologische Bearbeitung
9	WB, Nieder-Gemünden	35 03 64	56 17 14	245	60	-	-	22	223	sm	sm	24
10	WB, Elpenrod	35 05 42	56 15 96	257	35	29,2	227,8	>35	<222			24
14	BrB, Ruppertenrod	35 06 43	56 08 93	322	40	>40	<282					1
68	B 164 (OVAG), Merlau	35 02 74	56 10 60	264	109	88,1	175,9	>109	<155			3, 32
69	BrB, Atzenhain	35 00 26	56 12 08	329	145	144	185	>145	<184			1
70	BrB 2, Burg-Gemünden	35 01 91	56 15 04	245	77,6	55	190	72,6	172,4	sm	sm	32
81	B 186 (OVAG), Merlau	35 02 43	56 09 56	264,47	200	162	102,47	>200	< 64,47			32
83	VB 1, Burg-Gemünden	35 01 31	56 15 20	275	81	61	214	72	203	sm	sm	32
84	B 165 (OVAG), Groß-Eichen	35 04 81	56 08 34	275,83	102,3	>102,3	<173,53					32
85	B 167 (OVAG), Groß-Eichen	35 04 90	56 08 34	275,97	150	>150	<125,97					12, 32
86	B 185 (OVAG), Elpenrod	35 07 33	56 13 15	306,55	132	109?	197,55	>132	<174,55			32
87	B 174 (OVAG), Merlau	35 02 51	56 09 15	266,27	100	>100	<166,27					32
88	B 168 (OVAG), Groß-Felda	35 10 51	56 12 87	295	150	>150	<145					32
89	B 170 (OVAG), Groß-Felda	35 10 44	56 12 88	294	100	>100	<194					32
96	B 171a (OVAG), Ober-Ohmen	35 07 60	56 08 88	305	150	>150	<155					32
97	B 171b (OVAG), Ober-Ohmen	35 07 60	56 08 88	305	115	>115	<190					32
98	B 172 (OVAG), Ober-Ohmen	35 07 23	56 08 74	304	100	>100	<204					32
Bl. 5321 Storrndorf												
5	BrB, Ober-Breidenbach	35 16 72	56 15 28	373	62	>62	<311					24
7	WB 3, Ober-Breidenbach	35 16 77	56 15 02	370	67,5	>67,5	<302,5					3
8	BrB, Groß-Felda	35 12 48	56 12 62	333	50,5	>50,5	<282,5					10
9	BrB, Nieder-Breidenbach	35 14 50	56 18 04	325	176,82	124,4	200,6	>176,82	<148,18			26
10	BrB, Stumpertenrod	35 13 29	56 07 95	460	161	>161	<299					10
13	GWSt 3, Ober-Breidenbach	35 16 68	56 15 30	370	60	>60	<310					10
14	GWSt 4, Ober-Breidenbach	35 16 56	56 14 14	382	65,3	>65,3	<316,7					10
15	BrB, Vadenrod	35 20 46	56 12 93	445	126,8	>126,8	<318,2					10
16	VB 1, Köddingen	35 15 96	56 09 40	490	150	>150	<340					32
19	GWSt 5, Windhausen	35 16 67	56 12 86	432	121	>121	<311					10
21	BrB, Dirllammen	35 20 97	56 07 81	506	67,85	>67,85	<438,15					23
38	BrB, Vadenrod	35 19 57	56 15 18	345	40	>40	<305					1
39	B 1981/82, Meiches	35 18 08	56 09 42	482	152	>152	<330					32

Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)

11	BrB, Brauerschwend	35	23	90	56	17	52	370	47	39,3	330,7	>47	<323			24
12	BrB, Lauterbach	35	28	64	56	11	96	295	20,3	9,6	285,4	>20,3	<274,7			24
14	BrB, Heblös	35	24	20	56	12	42	349	30	21,5	327,5	>30	<319			24
16	BrB, Rimlos	35	26	23	56	12	43	312	30	21,5	290,5	>30	<282			1, 27
17	BrB, Reuters	35	25	37	56	16	15	386	65	64	322	>65	<321			27
37	BrB, Frischborn	35	25	09	56	07	65	385	80	>80	<305					23
38	BrB, Lauterbach	35	27	78	56	11	68	310	200	12	298	15	295	so	sm	1
39	HB, Lauterbach	35	26	60	56	10	30	322	65,3	>65,3	<256,7					1
40	BrB 1, Lauterbach	35	27	30	56	10	03	325	61	>61	<264					23
41	BrB 2, Lauterbach	35	27	69	56	10	09	335	40,5	21,5	313,5			m	so	1
42	VB, Lauterbach	35	26	87	56	10	27	320	55,2	>55,2	<264,8					1
43	BrB, Maar	35	26	52	56	14	48	326	57,9	47,5	278,5	>57,9	<268,1			1
47	BrB, Sickendorf	35	24	05	56	11	24	387	44,8	40	347	>44,8	<342,2			23

Bl. 5418 Gießen

11	BrB, Lich	34	87	60	55	97	83	166,5	100	>100	<66,5					24
26	BrB, Lich	34	87	22	55	97	60	175	65	63,4	111,6	>65	<110			24
33	WB, Annerod	34	81	97	56	03	42	245	20	5,5	239,5	>20	<225			24
52	BrB, Lich	34	87	18	55	97	75	167	91,6	69	98	>91,6	<75,4			24
82	VB 1, Watzenborn-Steinberg	34	80	82	55	99	25	215	42	32,7	182,3	>42	<173			3
84	VB 2, Watzenborn-Steinberg	34	79	20	55	99	56	199	28	18,3	180,7	>28	<171			3
86	VB, Lich	34	86	45	55	97	40	190	80	>80?	<110?					3
88	WB, Lich	34	86	02	55	97	02	180	58	21,7	158,3	>58	<122			27
90	VB 4, Watzenborn-Steinberg	34	79	56	55	99	47	205	54,6	>54,6	<150,4					3
98	WB, Lich	34	87	04	55	97	86	180	59,5	32,7	147,3	>59,5	<120,5			27
100	BrB, Hausen	34	81	39	56	02	08	245	80,1	32,1	212,9	>80,1	<164,9			1
101	KB, Steinbach	34	84	89	56	02	20	232	45,3	35	197	>45,3	<186,7			3
102	WB, Steinbach	34	84	48	56	02	29	233	52,1	51,2	181,8	>52,1	<180,9			3
103	WB, Steinbach	34	83	76	56	02	11	267	80,2	15,4	251,6	18	249	Paläozoikum?		3
116	WB, Annerod	34	83	18	56	04	58	238	50	>50	<188					3
117	BrB, Großen-Buseck II	34	85	22	56	06	56	265	69	67,3	197,7	>69	<196			3
119	VB 1, Annerod	34	83	25	56	05	16	250	56	45	205	>56	<194			3
120	VB 1, Garbenteich	34	83	24	55	99	37	231	60	30	201	>60	<171			3, 17
123	HB, Garbenteich	34	82	49	55	99	52	225	61	58,5	166,5	>61	<164			32
716	BrB, Lich	34	87	16	55	97	72	170	75,6	72	98	>75,6	<94,4			32
783	WB 2, Annerod	34	82	03	56	05	44	222	267	16	206	>267	<-45			32

Fortsetzung Tab. 1

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe ü. NN m	End- teufe m	Basis der unter Gel. m	Vulkanite NN*	Basis des Tertiärs m unter Gel.	Liegendes des Tertiärs	End- formation**	Geologische Bearbeitung
927	WB, Oppenrod	34 85 60	56 04 87	232,24	80	45	187,24	>80	<152,24		32
935	WB, Großen-Buseck	34 84 48	56 06 36	248	50	>50	<198				32
1053	B 203 (OVAG), Lich	34 87 76	55 97 11	178	88	82,1?	95,9	>88?	<90		5, 32
<u>Bl. 5419 Laubach</u>											
25	BrB, Wetterfeld	34 96 64	56 03 07	212	200	196,2	15,8	>200	<12		8, 24
32	B 30 (OVAG), Lich	34 88 70	56 01 33	215	177,1	112,75	102,25	>177,1	<37,9		1
51	HB, Ettingshausen	34 92 16	56 02 70	217,5	120	115	102,5	>120	<97,5		32
54	B 143 (OVAG), Münster	34 94 12	56 01 44	185,18	120,2	96,4	88,78	>120,2	<64,98		32
55	B 141 (OVAG), Laubach	34 99 33	56 02 51	221,02	250,9	229,4 (>250,9)	-8,38 (<-29,88)				32
56	B 140 (OVAG), Grünberg	34 97 18	56 04 66	205,95	101,2	>101,2	<104,75				32
57	B 139 (OVAG), Ettingshausen	34 94 73	56 02 88	198,74	100	>100	<98,74				32
58	Br 2 Fa. Schlörb, Lauter	34 97 33	56 03 33	202	100	>100	<102				1, 32
59	B 147 (OVAG), Laubach	34 96 93	56 00 55	211,4	162,5	>162,5	<48,9				32
80	VB II, Münster	34 94 36	56 01 42	185	100	>100	<85				32
130	B 183 (OVAG), Ober-Bessingen	34 92 54	56 00 25	177,92	101	91?	86,92?	>101	<76,92		32
131	B 184 (OVAG), Ober-Bessingen	34 93 00	55 99 67	174,5	150	>150	<24,5				32
132	B 191 (OVAG), Langsdorf	34 89 79	55 97 13	172,55	100	>100	<72,55				32
133	B 190 (OVAG), Hungen	34 93 44	55 96 47	158	100	>100	<58				32
134	B 192 (OVAG), Ruppertsburg	34 97 76	55 98 30	158,71	208	190,65	-31,94	>208	<-49,29		5, 32
137	VB 1981, Lauter	34 99 14	56 03 81	224	201	>201	<23				32
138	B 202 (OVAG), Lich	34 88 24	55 98 02	167,5	140	81	86,5	>140	<27,5		5, 17, 32
<u>Bl. 5420 Schotten</u>											
4	WB, Schotten	35 09 90	55 97 04	317	63	>63	<254				24
6	WB, Altenhain	35 07 42	56 02 62	385	130,7	>130,7	<254,3				24
7	WB, Betzenrod	35 09 16	55 98 10	397	70	>70	<327				24
9	WB, Groß-Eichen	35 05 48	56 06 48	290	40	>40	<250				24
10	WB, Weickartshain	35 02 34	56 05 20	273	45	>45	<228				24
14	WB, Schotten	35 07 84	55 97 02	260	66,1	>66,1	<193,9				24
15	WB, Lardenbach	35 03 67	56 05 11	283	80	>80	<203				27
16	B 13 (OVAG), Altenhain	35 05 72	55 98 44	281,43	49	>49	<232,43				24
19	WB, Schotten	35 10 17	55 97 00	334	97,7	>97,7	<236,3				3

27	WB, Sellnrod	35 07 58	56 04 26	335	60	>60	<275			3
28	WB, Ober-Seibertensrod	35 11 46	56 05 75	400	57,3	>57,3	<342,7			3
29	WB 2, Betzenrod	35 09 52	55 97 60	360	150	>150	<210			3
33	BrB, Laubach	35 00 62	56 02 22	242	92	>92	<150			32
34	VB, Einhartshausen	35 05 62	55 95 95	268	60	>60	<208			32
35	VB 1, Bobenhausen II	35 10 18	56 04 48	397	160	>160	<237			10
36	VB 2, Bobenhausen II	35 11 16	56 04 00	405	130	>130	<275			10
39	B 150 (OVAG), Groß-Eichen	35 06 32	56 06 99	313,52	151	>151	<162,52			32
40	VB 1 Stadt Laubach, Freienseen	35 05 80	56 01 42	317	150	>150	<167			32
43	B 22 (OVAG), Gonterskirchen	35 05 70	55 98 40	282	180	>180	<102			32

Bl. 5421 Ulrichstein

10	B1 Flösser Schneise, Sichenhausen	35 18 15	55 97 11	652,05	200,9	>200,9	<451,15			5, 11, 19
11	B2/2A Hasseborn, Ilbeshausen	35 20 81	55 98 89	559,5	490,35	>490,35	<69,15			5, 11, 19
14	VB Lauterbach, Engelrod	35 18 58	56 03 81	573	132	>132	<441			10
15	BrB, Eichenrod	35 20 84	56 05 11	485	65	>65	<420			23
16	BrB, Feldkrücken	35 12 56	56 01 74	518	80	>80	<438			23
17	BrB, Hopfmansfeld	35 23 02	56 05 50	440	70,5	>70,5	<369,5			1, 23
18	BrB 2, Ilbeshausen	35 21 83	55 98 05	504	70	>70	<434			23
19	BrB, Lanzenhain	35 20 93	56 00 74	512	70	>70	<442			23
20	BrB I, Rebgeshain	35 16 55	56 03 44	618	90	>90	<528			23
21	VB I, Ulrichstein	35 15 66	56 03 55	615	200	>200	<415			23
24	BrB, Lanzenhain	35 20 54	56 01 12	558	30	>30	<528			23
25	BrB, Busenborn	35 13 73	55 96 52	501	67,5	>67,5	<433,5			32
26	BrB, Engelrod	35 18 56	56 03 86	570	140	>140	<430			1

Bl. 5422 Herbstein

1	B, Stockhausen	35 33 79	56 03 11	283	621,36			sm	z/ro	33		
6	BrB, Zahmen	35 30 68	55 97 06	390	60	>60	<330			1		
10	BrB, Rudlos	35 29 95	56 06 34	400	101			23	377	sm	sm	10
11	BrB, Rixfeld	35 26 64	56 04 98	400,8	80	>80	<320,8					23
17	WB, Herbstein	35 24 50	56 03 58	405,35	1000,05	286	119,35	296	109,35	sm	ro	23
18	BrB, Herbstein	35 25 93	56 03 76	403	61	>61	<342					23
19	BrB, Altenschlirf	35 27 17	55 99 94	412	49	>49	<363					23
20	BrB, Schlechtenwegen	35 29 81	56 00 25	386	70	>70	<316					23
21	BrB, Steinfurt	35 28 83	55 98 57	415	60	>60	<355					23
23	BrB, Herbstein	35 25 91	56 03 88	403	59,8	>59,8	<343,2					23
26	WB, Poppenrod	35 33 18	55 96 21	407	60	>60	<347					23

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe ü. NN m	End-teufe m	Basis der Vulkanite unter Gel. m	Basis des sedimentären Tertiärs unter Gel. NN *	Liegendes des Tertiärs	End-formation**	Geologische Bearbeitung
Bl. 5519 Hungen										
18	T4a, Stbr. Nickel, Ober-Widdersheim	34 95 80	55 88 24	180	154	>154	<26			8, 24
26	B XIX (OVAG), Inheiden	34 93 78	55 91 74	133,61	69,8	>69,8	<63,81			24
28	VB, Rodheim	34 96 62	55 90 20	147	152	114,1	32,9	>152	<-5	24
31	BrB, Hungen	34 92 84	55 93 40	143	71	>71	<72			14, 24
98	B 19 (OVAG), Langd	34 97 20	55 92 36	158	45	>45	<113			24
140	B XVIII (OVAG), Inheiden	34 93 93	55 91 74	132,15	276	149	-16,85	>276	<-143,85	24
145	B 24 (OVAG), Echzell	34 97 03	55 86 78	164,11	35	>35	<129,11			24
149	B 59 (OVAG), Bad Salzhausen	34 99 98	55 87 22	160,87	150	>150	<10,87			1
150	B 53 (OVAG), Nidda	34 98 73	55 85 08	134	40	>40	<94			1
153	Neue Mineralw.-B, Bad Salzhausen	34 99 12	55 86 52	145	56			>56	<89	27
664	B 137a (OVAG), Echzell	34 95 82	55 85 30	163	150	88 (>150)	75 (<13)			32
670	B 137b (OVAG), Echzell	34 95 86	55 85 28	165	107	>107	<58			32
678	WB, Bad Salzhausen	34 99 00	55 86 42	139,47	204			>204	<-64,53	32
705	BrB 3 Fa. Jackl, Hungen	34 92 86	55 93 37	142	119,7	>119,7	<22,3			32
727	Thermalsole-B, Bad Salzhausen	34 98 98	55 86 35	140	1000	42	98	621	-481	ro ro 32
728	BrB, Hungen	34 93 92	55 93 92	138	120	>120	<18			32
730	B 21 (OVAG), Harb	34 97 72	55 89 89	198,7	120,65	>120,65	<78,05			24
732	Sole-B, Bad Salzhausen	34 99 24	55 86 64	142,5	205			>205	<-62,5	32
739	B 189 (OVAG), Steinheim	34 93 85	55 90 43	127,84	100	>100	<27,84			32
773	B 187 (OVAG), Hungen	34 90 58	55 93 35	157,81	90	>90	<67,81			32
800	B 193 (OVAG), Langd	34 95 44	55 93 28	155,47	100	>100	<55,47			24, 32
801	B 176 (OVAG), Langd	34 95 35	55 91 79	139,37	44,5	>44,5	<94,87			32
2325	B 200 (OVAG), Villingen	34 96 72	55 94 57	175	130	>130	<45			5, 32
2326	B 201 (OVAG), Langd	34 98 95	55 94 23	211	161	>161	<50			5
2327	B Römerstraße Nr.207, Echzell	34 89 66	55 85 94	154,97	134,2	65,1	89,87	>134,2	<20,77	24
2328	B Tagebau 58 ⁴⁴ , Trais-Horloff	34 92 64	55 90 58	137,10	138,6	43,0	94,10	>138,6	<-1,5	24
2329	B Feldheim 61 ⁴⁴ , Inheiden	34 90 98	55 90 80	151,2	129,9	56,4	94,8	>129,9	<21,3	24
2330	B Gleisdreieck, Inheiden	34 93 68	55 91 24	129,5	92	53,6?	75,9	>92	<37,5	24
2348	Tasche'sches Bohrloch, Bad Salzhausen	34 98 94	55 86 53	141,5	136,2			>136,2	<5,3	1
2350	2.Lepsius'sche Thermalsole-B, Bad Salzhausen	34 98 86	55 86 56	142,06	646,61			612 Trachyt zwischen 128,8 u. 575 u.Gel.	-469,94	37

2351	1.Lepsius'sche Thermalsole-B, Bad Salzhausen	34 98 86	55 86 37	141,69	413,3				146 Trachyt zwischen 146 u. 413,3 u.Gel.	-4,31	37
2362	B Tagweide, Borsdorf	34 98 19	55 87 34	169	100	88,8?	80,2?	>100?		<69?	1
<u>B1. 5520 Nidda</u>											
14	WB, Nidda	35 01 08	55 87 00	130	100	>100	<30				24
19	WB, Lißberg	35 08 59	55 84 84	237	80,05	>80,05	<156,95				24
20	VB 1, Eichelsdorf	35 06 30	55 90 38	193	35	>35	<158				8, 30
21	VB 2, Eichelsdorf	35 06 13	55 90 55	188	55	>55	<133				8, 30
22	VB 3a, Rainrod	35 07 07	55 93 82	212	40	>40	<172				8, 30
24	VB 5 Ulfa, Rabertshausen II	35 00 70	55 90 63	155	45	>45	<110				8, 30
25	VB 6 Ulfa, Rabertshausen II	35 00 82	55 90 63	155	45	>45	<110				8, 30
30	B 131 (OVAG), Rainrod	35 05 96	55 93 52	192,3	91	>91	<101,3				32
31	B 33 (OVAG), Kohden	35 01 60	55 88 50	133,94	302	150,5 (191,6)	-16,56 (-57,66)	>302		<-168,06	24
33	B 31 (OVAG), Rainrod	35 06 18	55 93 20	195	442	293	-98	>442		<-247	6, 24
56	VB, Ober-Schmitten	35 03 00	55 90 23	154	100	>100	<54				1, 32
58	B 35 (OVAG), Kohden	35 01 84	55 88 17	132,29	221,5	150	-17,11	>221,5		<-88,61	24
61	B 83 (OVAG), Kohden	35 01 75	55 88 07	131,7	100	>100	<31,7				1, 32
62/85	B 47 (OVAG), Kohden	35 01 54	55 88 39	134	100	>100	<34				1, 32
64	B 54 (OVAG), Fauerbach	35 05 62	55 85 64	256,88	235	211,45	45,43	>235		<21,88	5, 32
65	B 60 (OVAG), Michelna	35 03 14	55 86 64	187,46	101,55	>101,55	<85,91				1
66	B 49 (OVAG), Nidda	35 00 64	55 85 70	128,28	128	90,6	37,68	>128		<0,28	1
75	B 74 (OVAG), Kohden	35 01 50	55 88 28	133,13	103	>103	<30,13				24, 32
76	B 73 (OVAG), Kohden	35 01 70	55 88 07	132,35	102	>102	<30,35				1, 3
87	B 71 (OVAG), Kohden	35 01 75	55 87 89	134	115	>115	<19				24, 32
89	B 82 (OVAG), Kohden	35 01 51	55 88 27	133	104	>104	<29				24, 32
90	B 67 (OVAG), Kohden	35 01 78	55 88 11	132,06	100	>100	<32,06				24, 32
91	B 89 (OVAG), Kohden	35 01 73	55 88 21	132,06	101,5	>101,5	<30,56				24, 32
97	B 92 (OVAG), Rainrod	35 05 06	55 91 92	174,07	150	>150	<24,07				1, 32
100	B 104 (OVAG), Eichelsdorf	35 03 45	55 90 80	154,73	80	>80	<74,73				1, 32
106	B 142 (OVAG), Rainrod	35 04 97	55 92 10	174,28	101	>101	<73,28				32
170	B 159 (OVAG), Schotten	35 08 30	55 95 49	254,8	150	>150	<104,8				32
176	B 158 (OVAG), Rainrod	35 06 78	55 92 80	213,2	101	>101	<112,2				32
177	B 160 (OVAG), Rainrod	35 05 02	55 93 14	219,57	88,6	>88,6	<130,97				32
178	B 161 (OVAG), Schotten	35 06 84	55 94 73	219,43	120	>120	<99,43				32
179	B 157 (OVAG), Rainrod	35 05 96	55 92 20	213,05	80,2	>80,2	<132,85				32
187	B 18 (OVAG), Ulfa	35 01 93	55 93 10	172,75	90	>90	<82,75				24, 32
190	BrB, Michelna	35 02 74	55 86 67	161,25	120	>120	<41,25				32

Fortsetzung Tab. 1

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe ü. NN m	End- teufe m	Basis der unter Gel. m	Vulkanite NN*	Basis des sedimentären Tertiärs unter Gel. m	NN*	Liegendes des Tertiärs	End- formation**	Geologische Bearbeitung
191	B 196 (OVAG), Michelau	35 05 54	55 88 37	254	165,5	>165,5	<88,5					32
192	B 198 (OVAG), Glashütten	35 09 96	55 87 87	286	192,1	>192,1	<93,9					5, 32
193	B 199 (OVAG), Schotten	35 08 16	55 93 90	260	171,2	>171,2	<88,8					5, 32
194	BrB 2, Eichelsachsen	35 10 30	55 91 24	310	100	>100	<210					32
195	B 194 (OVAG), Nidda-Harb	35 00 04	55 89 09	168	160	>160	<8					32
196	B 195 (OVAG), Unter-Schmitten	35 03 13	55 88 88	180,94	150	>150	<30,94					32
197	HB 1981/82, Schotten	35 08 12	55 95 17	245	184	>184	<61					32
199	B 204 (OVAG), Ulfa	35 01 04	55 91 29	158	133,3	>133,3	<24,7					5, 32
214	B 69 (OVAG), Kohden	35 01 60	55 88 37	133,5	100,15	>100,15	<33,35					5, 32
215	B 70 (OVAG), Kohden	35 01 80	55 87 88	132,03	100	>100	<32,03					5, 32
216	B 72 (OVAG), Kohden	35 01 57	55 88 33	133,18	100,4	>100,4	<32,78					5, 24, 32
217	B 75 (OVAG), Kohden	35 01 75	55 88 14	132,06	100,6	>100,6	<31,46					5, 24, 32
219	B 94 (OVAG), Streithain	35 10 98	55 89 26	311,69	43,5	>43,5	<268,19					5, 32
241	B 205 (OVAG), Ober-Schmitten	35 02 40	55 89 35	155	130,4	>130,4	<24,6					5, 32
242	B 206 (OVAG), Nidda	35 00 50	55 86 31	130,8	100,2	>100,2	<30,6					5, 32
<u>Bl. 5521 Gedern</u>												
1	LB I, Bermuthshain	35 22 84	55 93 11	450	95					mo	mm	15, 33
2	LB II, Bermuthshain	35 23 28	55 92 64	444	700					sm	z/Intrusiv- Trachyt	15, 33
8	WB 1, Eschenrod	35 11 90	55 94 40	385	80	>80	<305					24
11	WB, Ober-Seemen	35 16 28	55 87 53	435	115	>115	<320					3
12	B 62 (OVAG), Merkenfritz	35 12 52	55 86 02	274,72	305,3	217	57,72	240	34,72	sm?	sm?	5, 24, 32
14	BrB Burkhardts 1, Burkhardts	35 14 96	55 91 54	430	129,2	>129,9	<300,1					32
15	VB, Eschenrod	35 12 09	55 92 66	395	170	>170	<225					32
16	GWSt 409, Illnhausen	35 19 27	55 84 96	352	100	>100	<252					23
17	GWSt 412, Mauswinkel	35 21 16	55 86 37	380	77	>77	<303					23
18	GWSt 414, Illnhausen	35 19 02	55 85 70	317,7	90	>90	<227,7					23
19	WB MIV, Mauswinkel	35 20 92	55 86 26	373,45	120	>120	<253,45					23
20	GWSt 417, Ober-Seemen	35 19 35	55 87 17	389,08	81	>81	<308,08					23
21	WB MII, Mauswinkel	35 20 44	55 85 52	351	130	>130	<221					23
22	GWSt 411, Mauswinkel	35 20 33	55 85 35	352,49	107	>107	<245,49					23
24	GWSt 419, Illnhausen	35 19 58	55 88 16	400,05	82	>82	<318,05					23
26	WB KII, Kirchbracht	35 19 56	55 86 22	374,3	127	>127	<247,3					23
27	WB MIII, Mauswinkel	35 20 80	55 85 86	368,36	102	>102	<266,36					23

28	GWSt 413, Mauswinkel	35 21 09	55 86 82	393,76	105	>105	<288,76					23
29	GWSt 416, Kirchbracht	35 19 55	55 85 98	366,35	112	>112	<254,35					23
30	GWSt 415, Kirchbracht	35 19 44	55 85 77	353,07	120	>120	<233,07					23
31	WB KI, Kirchbracht	35 19 59	55 86 67	380	111	>111	<269					23
32	BrB, Hartmannshain	35 19 87	55 91 76	527	150	>150	<377					5, 23
33	B 135 (OVAG), Merkenfritz	35 12 09	55 85 67	272	280	209,5	62,5	>280	<-8			32
34	B 152 (OVAG), Merkenfritz	35 12 24	55 85 90	274,74	106	>106	<168,74					32
35	B 156 (OVAG), Gedern	35 14 09	55 87 01	303,5	98,5	>98,5	<205					32
36	B 149 (OVAG), Gedern	35 13 11	55 86 38	285	201	>201	<84					32
37	B 146 (OVAG), Gedern	35 13 11	55 86 28	284	208	195	89	>208	<76			32
38	B 136 (OVAG), Merkenfritz	35 12 74	55 86 10	279,5	150	>150	<129,5					32
39	B 148 (OVAG), Merkenfritz	35 12 74	55 86 06	279,5	112	>112	<167,5					32
41	VB Grebenhain, Grebenhain	35 21 38	55 93 64	512	160	>160	<352					5, 10
44	B 177 (OVAG), Gedern	35 13 51	55 85 60	322,4	144	>144	<178,4					32
45	B 178 (OVAG), Gedern	35 14 86	55 85 95	369,7	176	>176	<193,7					32
46	B 179 (OVAG), Ober-Seemen	35 16 47	55 86 54	374,93	174,5	>174,5	<200,43					32
47	B 180 (OVAG), Gedern	35 12 37	55 87 76	318,97	139,8	>139,8	<179,17					32
48	B 181 (OVAG), Gedern	35 14 56	55 89 05	364	192,3	>192,3	<171,7					32
49	B 182 (OVAG), Gedern	35 15 56	55 88 01	362,56	180,4	126,8	235,76	>180,4	<182,16			32
51	BrB Herchenhain, Herchenhain	35 19 34	55 94 23	675	43,1	>43,1	<631,9					23

Bl. 5522 Freiensteinau

5	WB, Hintersteinau	35 33 55	55 87 01	410	75	33,85	376,15	Röt	Röt			21, 25
7	WB, Metzlos-Gehaag	35 29 30	55 94 77	442	50	>50	<392					1, 27
10	WB, Radmühl	35 25 29	55 85 83	404	78	>78	<326					7, 18
17	WB Salz IX, Salz	35 26 67	55 89 65	395	80	>80	<315					23
18	GWSt 334, Lichenroth	35 24 83	55 88 62	415	180	>180	<235					23
19	VB Salz I, Salz	35 26 22	55 88 52	387	152	150	237	mu?	mu?			23
20	GWSt 314, Salz	35 26 38	55 87 42	381,89	95	>95	<286,89					23
22	VB Salz V, Salz	35 26 79	55 89 22	395,98	151	>151	<244,98					23
23	WB Salz VI, Salz	35 26 78	55 88 84	396,97	122	>122	<274,97					23
24	WB Salz VII, Salz	35 26 87	55 89 06	396,91	145	>145	<251,91					23
25	VB Salz VIII, Radmühl	35 25 98	55 86 82	380	94,3	>94,3	<285,7					23
26	GWSt 303, Salz	35 26 65	55 89 11	397,98	128	>128	<269,98					23
28	GWSt 312, Lichenroth	35 24 40	55 87 97	397	100	>100	<297					23
29	GWSt 313, Salz	35 25 45	55 87 57	392,05	120	>120	<272,05					23
30	GWSt 315, Salz	35 26 04	55 89 41	440	120	>120	<320					23
31	GWSt 316, Salz	35 25 79	55 88 80	422,52	120	>120	<302,52					23
32	GWSt 318, Radmühl	35 26 70	55 85 14	385,25	121	>121	<264,25					23

Fortsetzung Tab. 1

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe ü. NN m	End- teufe m	Basis der Vulkanite unter Gel. m	NN*	Basis des sedimentären Tertiärs m unter Gel.	NN*	Liegendes des Tertiärs	End- formation**	Geologische Bearbeitung
33	GWSt 319, Ober-Moos	35 26 86	55 90 48	444,82	120	>120	<324,82					23
34	GWSt 320, Ober-Moos	35 25 83	55 90 54	476,08	113	>113	<363,08					23
35	GWSt 321, Salz	35 25 52	55 87 35	378,58	150	>150	<228,58					23
36	GWSt 322, Ober-Moos	35 26 58	55 90 06	413,11	80	>80	<333,11					23
37	GWSt 323, Freiensteinau	35 27 24	55 89 07	429,1	123	>123	<306,1					23
38	GWSt 324, Radmühl	35 25 48	55 86 31	375	141	>141	<234					23
39	GWSt Salz II, Salz	35 26 65	55 88 93	387	115	>115	<272					23
40	GWSt Salz 25, Salz	35 26 10	55 87 62	381,86	61	>61	<320,86					23
41	GWSt 327, Radmühl	35 26 36	55 86 26	384,56	81	>81	<303,56					23
44	GWSt Salz IV, Salz	35 26 26	55 89 63	418	100	>100	<318					23
46	BrB, Bannerod	35 27 76	55 95 92	438	48	>48	<390					1, 23
47	BrB, Holzmühl	35 29 59	55 86 37	424	47	>47	<378					23
48	BrB, Metzlos	35 28 80	55 93 83	450	40	>40	<410					23
49	BrB II, Reichlos	35 29 98	55 91 82	503	75	>75	<428					23
51	BrB, Weidenau	35 32 57	55 90 92	436	30	>30	<406					23
52	BrB, Jossa	35 32 62	55 94 29	455	75	11	444	25	430	sm	sm	23
54	BrB, Hintersteinau	35 32 95	55 85 93	340	50	>50	<290					23
55	BrB, Neustall	35 30 25	55 85 21	362	89	86,5	275,5	>89	<273			9, 35
56	GWSt 330, Fleschenbach	35 27 48	55 85 21	405	180	>180?	<225					1
57	GWSt 331, Fleschenbach	35 27 26	55 85 22	398	150	>150	<248					1
58	GWSt 332, Lichenroth	35 24 56	55 88 94	422	150	>150	<272					1
59	GWSt 333, Lichenroth	35 24 44	55 88 18	410	150	>150	<260					1
60	GWSt 336, Radmühl	35 24 73	55 85 40	400	106	>106	<294					23
61	GWSt 1.1, Ober-Moos	35 24 74	55 91 01	472	130	>130	<342					1
63	GWSt 2.1, Ober-Moos	35 25 89	55 92 17	449,68	130	>130	<319,68					1
67	GWSt 3.3, Ober-Moos	35 25 63	55 91 39	468,68	130	>130	<338,68					1
68	GWSt 3.4, Ober-Moos	35 25 60	55 91 40	468	130	>130	<338					1
<u>B1. 5619 Staden</u>												
4	WB, Leidhecken	34 92 88	55 78 72	135	50	30,7	104,3	>50	<85			24
6	WB, Obermockstadt	34 97 90	55 78 76	175	58,5	45,5	129,5			su (ro?)	su (ro?)	24
7	WB, Ranstadt	34 99 23	55 80 36	145	60	30	115	33,5	111,5	su (ro?)	su (ro?)	24
9	WB, Bingenheim	34 92 74	55 82 60	125	65	>65	<60					24
14	WB, Ober-Florstadt	34 91 02	55 76 30	135	40	18,1	116,9	>40	<95			24

21	B 32 (OVAG), Nidda	34 98 63	55 84 65	129,81	202	159,8	-29,99	>202	<-72,19		24	
22	B 26 (OVAG), Echzell	34 93 18	55 83 59	133,46	42	>42	<91,46				24	
24	B 34 (OVAG), Nidda	34 99 50	55 84 23	128,32	121	114,6	13,72	>121	<7,32		1, 24	
25	B 38 (OVAG), Nidda	34 99 28	55 84 48	128	131	126	2	>131	<-3		1, 24	
31	B 64 (OVAG), Nidda	34 99 54	55 84 38	128	90	>90	<38				1	
61	B 48 (OVAG), Nidda	34 98 86	55 84 60	127,79	102,5	>102,5	<25,29				1	
62	B 57 (OVAG), Ranstadt	34 99 60	55 82 80	146,02	50	>50	<96,02				1	
63	B 56 (OVAG), Dauernheim	34 98 54	55 82 24	125,96	35,5	>35,5	<90,46				1	
64	B 55 (OVAG), Geiß-Nidda	34 96 80	55 83 35	174,94	61,5	>61,5	<113,44				1	
67	WB 1, Nieder-Florstadt	34 90 49	55 74 98	150	55	51,1	98,9	>55	<95		3	
68	WB 2, Nieder-Florstadt	34 90 71	55 76 03	126	39	30	96	>39	<87		3	
69	WB 3, Nieder-Florstadt	34 90 68	55 74 74	162	110	26	136	>110	<52		3, 10, 17	
71	B 81 (OVAG), Nidda	34 99 53	55 84 34	128	107,6	106,4	21,6	>107,6	<20,4		4,5, 24, 32	
72	B 84 (OVAG), Nidda	34 99 80	55 84 68	128,45	100,6	>100,6	<27,85				4,5, 32	
122	GWSt I, Assenheim	34 89 12	55 74 52	121,23	12,5	>12,5	<108,73				32	
168	B 119 (OVAG), Nidda	34 99 37	55 83 75	139,02	90	>90	<49,02				1, 32	
169	B 111 (OVAG), Wallernhausen	34 99 31	55 83 52	149,11	101	>101	<48,11				1, 32	
170	B 99 (OVAG), Wallernhausen	34 99 41	55 83 56	148,64	110	106,65	41,99	>110	<38,64		1, 32	
171	B 105 (OVAG), Nidda	34 99 01	55 83 91	128	83,5	>83,5	<44,5				1, 32	
172	B 106 (OVAG), Nidda	34 99 12	55 83 98	127,97	60,7	>60,7	<67,27				5, 32	
173	B 107 (OVAG), Nidda	34 98 88	55 83 87	130	66,8	>66,8	<63,2				1,32	
174	B 12a, Rodenbach	34 96 93	55 75 18	210,4	40	>40	<170,4				34	
174	BS 3, Rodenbach	34 96 39	55 75 21	205,52	23	20,8	184,72	>23	<182,52		34	
176	BS 4, Leidhecken	34 94 71	55 78 79	189	35	>35	<154				34	
178	B 121 (OVAG), Wallernhausen	34 99 06	66 82 95	145,7	92	>92	<53,7				1, 32	
183	B 115 (OVAG), Nidda	34 99 05	55 83 74	135,9	51	>51	<84,9				1	
184	B 113 (OVAG), Wallernhausen	34 99 03	55 82 94	145,7	64	>64	<81,7				1	
185	B 116 (OVAG), Nidda	34 99 38	55 83 73	139,3	66,2	>66,2	<73,1				1	
188	B 59, Echzell	34 95 27	55 84 29	165,5	20	>20	<145,5				34	
238	B 152, Echzell	34 95 30	55 79 82	156,4	13	10,7	145,7	>13	<143,4		34	
243	B 157, Echzell	34 95 09	55 79 40	144,4	10	7,6	136,8	>10	<134,4		34	
256	B 170, Echzell	34 95 01	55 78 98	140,2	10	9,3	130,9	>10	<130,2		34	
274	B 123 (OVAG), Ranstadt	34 99 88	55 80 32	138,02	41,2	30,1	107,92	36	102	su (ro?)	su (ro?)	5, 9
281	B 6, Rodenbach	34 96 93	55 74 88	210	20	10,4	199,6	>20	<190			34
296	B 93 (OVAG), Ranstadt	34 99 91	55 81 74	154,96	258,5	43,9	111,06	65,8	89,16	z mit Vulkanitgängen	ro	5,9,16,22
302	B 6, Nieder-Mockstadt	34 95 76	55 75 81	199,9	20	15,1	184,8	>20	<179,9			34
304	B 8, Nieder-Mockstadt	34 95 73	55 75 71	169,8	21,3	10,5	159,3	19,6	150,2	r	r	34
339	B 95 (OVAG), Wallernhausen	34 99 44	55 83 50	152,53	142,8	129,1	23,43	>142,8	<9,73			5, 32

Fortsetzung Tab. 1

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe ü.NN m	End- teufe m	Basis der unter Gel. m	Vulkanite NN * m	Basis des Tertiärs m unter Gel.	Liegendes des Tertiärs NN *	Liegendes des Tertiärs	End- formation **	Geologische Bearbeitung
340	B 96 (OVAG), Wallernhausen	34 99 91	55 83 42	166	127	>127	<39					5, 32
341	B 97 (OVAG), Wallernhausen	34 99 72	55 83 13	165,34	127,8	117,2	48,14	>127,8	<37,54			5, 32
342	B 98 (OVAG), Nidda	34 98 96	55 84 09	127,97	190	137,9	-9,93	>190	<-62,03			5, 32
343	B 110 (OVAG), Wallernhausen	34 98 97	55 82 95	136,18	100,6	>100,6	<35,58					5, 24, 32
344	B 124 (OVAG), Ranstadt	34 99 96	55 80 30	134,99	32	30	104,99	>32	<102,99			5, 32
741	B 16, Rodenbach	34 97 34	55 73 73	145,8	14	13,5	132,3	>14	<131,8			34
747	B 90 (OVAG), Wallernhausen	34 98 88	55 82 68	126	165,85	79,95	46,05	144,2	-18,2	su?	su?	32
<u>B1. 5620 Ortenberg</u>												
17	BrB, Gelnhaar	35 10 61	55 81 38	310	27	>27	<283					24
24	BrB Kinderheim, Gelnhaar	35 09 58	55 80 13	327	25	13,1	313,9			sm	sm	1, 9
26	B 51 (OVAG), Wallernhausen	35 02 54	55 84 61	200,6	208	80,7	119,9			su	su	4, 5, 24
32	B 88 (OVAG), Wallernhausen	35 00 49	55 83 66	157,9	192,35	111,4	46,5	>192,35	<-34,45			5, 9, 32
34	BrB, Usenborn	35 08 68	55 81 08	285	72,2	61,4 (65,4)	223,6 (219,6)	69,4	215,6	s	s	32
47	B 91 (OVAG), Hirzenhain	35 08 68	55 83 46	220,3	159,8	132,4	87,9	>159,8	<60,5			5, 9, 24
70	B 126 (OVAG), Eckartsborn	35 03 39	55 82 07	197,23	102,5	63,2	134,03	84,45	112,78	su	su	5, 9
71	B 127 (OVAG), Bobenhausen	35 04 16	55 83 28	208,52	200	177,45	31,07	182,5	26,02	su	su	5, 9, 24
74	B 85 (OVAG), Hirzenhain	35 09 36	55 83 81	232,4	744	149,6	82,8	168,25	64,15	sm	su	4, 5, 9, 32
147	B 130 (OVAG), Bobenhausen	35 02 82	55 81 96	204,25	90,08	>90,08	<114,17					5
148	B 169 (OVAG), Lißberg	35 08 10	55 83 28	202,43	120	>120	<82,43					32
<u>B1. 5621 Wenings</u>												
1	B 1920/21 Grubenfeld Bursa I, Untersotzbach	35 22 58	55 77 55	260	65	57,1 (>65?)	202,9 (<195?)					20
4	BrB Molkerei, Wenings	35 14 08	55 83 06	335	50	>50	<285					1
8	WB Molkerei, Unterreichenbach	35 23 11	55 81 25	317	114,2	63,5	253,5	93,35	223,65	sm	sm	21
13	WB, Bösgesäß	35 19 52	55 82 51	327	12,5	7,8	319,2	>12,5	<314,5			21
14	WB, Böß-Gesäß	35 19 05	55 82 42	325	23,9	>23,9	<301,1					21
17	WB, Bindsachsen	35 12 50	55 79 64	325	56,1	>56,1	<268,9					24
18	BrB, Streitberg	35 18 45	55 75 82	375,4	59,9	>59,9	<315,5					21
19	BrB, Spielberg	35 19 09	55 74 57	373	68	>68	<305					21
24	WB, Untersotzbach	35 23 45	55 78 30	310	43	>43	<267					21
26	WB, Bindsachsen	35 12 06	55 79 30	335	150	89,1	245,9			sm	sm	24
27	WB, Bindsachsen	35 12 42	55 79 80	310	50,5	>50,5	<259,5					24
28	WB, Michelau	35 11 96	55 76 55	308	20,2	>20,2	<287,8					23

30	WB, Wenings	35 14 56	55 83 64	348	68	>68	<280							24
32	AKB 2, Rinderbügen	35 13 38	55 73 80	325	51,25	>51,25	<273,75							28
34	WB Nr.2, Wenings	35 14 94	55 84 18	375	60,2	>60,2	<314,8							3
39	GWSt 233, Udenhain	35 23 10	55 75 44	274,88	90	34	240,88	>90	<184,88					2, 23
40	GWSt 235, Burgbracht	35 18 33	55 81 03	320,02	90	>90	<230,02							2, 23
41	GWSt 224, Streitberg	35 19 03	55 76 51	304,96	162	46	258,96	49	255,96	so	sm			23
42	GWSt 234, Birstein	35 21 52	55 79 82	285,13	79	>79	<206,13							23
43	GWSt 228, Birstein	35 21 43	55 78 55	248,79	80	34	214,79	>80	<168,79					23
46	GWSt 222, Neuenschmidten	35 19 53	55 77 15	237,96	100	16	221,96	24	213,96	so	sm			23
51	GWSt 225, Streitberg	35 18 11	55 76 58	339,53	50	>50	<289,53							2, 23
54	GWSt 227, Hitzkirchen	35 16 85	55 79 06	307	97	>97	<210							2, 23
57	GWSt 229, Untersotzbach	35 22 34	55 76 98	271,66	90	70	201,66	>90	<181,66					2, 23
59a	HB, Mittel-Seemen	35 17 44	55 84 39	355	150	>150	<205							32
60	BrB, Wenings	35 12 75	55 84 09	335	130	>130	<205							32
61	GWSt 408, Kirchbracht	35 19 88	55 84 20	335	120	>120	<215							23
62	GWSt 403, Kirchbracht	35 20 28	55 83 88	352	120	106	246	>120	<232					23
63	GWSt 405, Ilnhausen	35 18 98	55 84 11	349,9	80	>80	<269,9							23
64	GWSt 404, Ilnhausen	35 19 50	55 84 03	327	89	>89	<238							23
65	GWSt 402, Ilnhausen	35 19 58	55 83 49	325	120	>120	<205							23
66	I I, Ilnhausen	35 19 58	55 84 45	330,54	133	>133	<197,54							23
67	GWSt 406, Ilnhausen	35 19 47	55 84 23	330,36	150	128	202,36	>150	<180,37					23
69	BrB, Wolferborn	34 14 32	55 76 86	275	33	20	255	>33	<242					23
70	GWSt 236, Unterreichenbach	35 22 65	55 80 34	278,51	120	98	180,51	>120	<158,51					23
71	B 162 (OVAG), Rinderbügen	35 13 22	55 75 14	210,66	338,30			92,6	118,06	so	sm			4, 5, 9
72	KB 1, Bösgesäß	35 19 72	55 83 20	354,08	50	>50	<304,08							5, 11
73	KB 2, Bösgesäß	35 19 83	55 82 91	370,66	60,6	>60,6	<310,06							5, 11
74	KB 3, Bösgesäß	35 20 29	55 82 58	358,48	60	>60	<298,48							5, 11
75	KB 4, Bösgesäß	35 20 34	55 82 37	360,74	50	>50	<310,74							5, 11
76	KB 5, Bösgesäß	35 20 51	55 82 18	345,23	30	28,9	316,33	>30	<315,23					5, 11
100	KB 6, Bösgesäß	35 19 16	55 83 16	334,62	30	>30	<304,62							11
103	KB 9, Bösgesäß	35 19 52	55 83 21	331,06	30,4	>30,4	<300,56							11
132	VB, Kefenrod	35 16 03	55 78 93	276	94	>94	<182							32
133	GWSt 226, Hettersroth	35 19 29	55 78 20	295,07	150,5	59,6	235,47	66	229,07	so	sm			23
137	GWSt 401, Bösgesäß	35 19 06	55 82 47	322,7	500	60	262,7	119	203,7	mo	sm			23
226	GWSt 9, Birstein	35 20 23	55 80 72	377,14	385	68	309,14	84	293,14	mo	sm			23
227	GWSt 10, Kefenrod	35 15 94	55 79 89	285,14	340	105	180,14	108	177,14	mm	sm			23
228	GWSt 15, Streitberg	35 17 62	55 75 34	359,07	236	78	281,07	103	256,07	so	sm			23
229	GWSt 18, Spielberg	35 19 09	55 73 85	373,35	240	57 (74?)	316,35 (299,35?)	131	242,35	sm	sm			23
231	BrB, Obersotzbach	35 23 55	55 79 79	314	49	>49	<265							23

Archiv-Nr. HLB	Bohrbezeichnung Gemarkung	R	H	Höhe U.NN m	End-teufe m	Basis der Vulkanite unter Gel. m	Vulkanite NN*	Basis des sedimentären Tertiärs m unter Gel.	NN*	Liegendes des Tertiärs	End-formation**	Geologische Bearbeitung
234	BrB, Wolferborn	35 13 13	55 76 65	255	25	221	233	>25	<230			1
376	BrB, Birstein	35 21 05	55 79 75	360	140,5	>140,5	<219,5					21
<u>Bl. 5622 Steinau a.d.SträÙe</u>												
9	BrB, Kerbersdorf	35 27 96	55 77 64	325	49,5	31,4	293,6	44,8	280,2	mu	mu	21
16	KB 1, Sarrod	35 27 31	55 79 83	293,7	26	>26	<267,7					11
19	KB 5, Sarrod	35 27 12	55 79 66	286,3	32	15 (29,2)	271,3 (257,1)	>32	<254,3			11
24	GWSt 317, Rebsdorf	35 26 15	55 84 11	338	150	>150	<188					23
25	BrB, Ulmbach	35 29 52	55 81 19	415	111,5	105,2	309,8	>111,5	<303,5			23
49	KB 6/I, Sarrod	35 26 94	55 79 52	331,7	81,8	62,2 (74,4)	269,5 (257,3)	>81,8	<249,9			11
50	KB 7/I, Sarrod	35 27 05	55 79 80	275	51	(12,3)	(262,7)	44,9	230,1	mo	mo	11
109	KB 1, Sarrod	35 27 54	55 79 54	292,89	55	37 (44,7)	255,89 (248,19)	>55	<237,89			5, 9
110	KB 2, Sarrod	35 27 46	55 79 49	276,08	60,7	15,8 (20,5)	260,28 (255,58)	>60,7	<215,38			5, 9, 11
111	KB 3, Sarrod	35 27 38	55 79 43	264,29	40			>40	<224,29			9, 11
112	KB 4, Sarrod	35 27 32	55 79 41	264,46	40			>40	<224,46			9, 11
113	KB 5, Sarrod	35 27 23	55 79 37	287,21	55	15,6 (29)	271,61 (258,21)	>55	<232,21			5, 9
114	KB 6, Sarrod	35 27 19	55 79 32	298,76	65	27,8 (44)	270,96 (254,76)	>65	<233,76			5, 11
115	KB 7, Sarrod	35 27 43	55 79 34	261,7	60			34,7	227	mo	mo	9, 11
116	KB 8, Sarrod	35 27 11	55 79 23	325,22	70,7	64,2 (79,5)	261,02 (245,72)	>90,7	<234,52			9, 11
117	KB 9, Sarrod	35 27 84	55 79 50	342,3	81	>81	<261,3					5, 9, 11
118	KB 10, Sarrod	35 27 48	55 79 38	263,39	45			36,4	226,99	mo	mo	9, 11
147	GWSt 335, Radmühl	35 24 26	55 84 50	411	120	>120	<291					23
148	GWSt 337, Radmühl	35 26 01	55 84 39	339	135	>135	<204					23
169	GWSt B 8, Obersotzbach	35 24 24	55 80 38	366	540	105	261	177	189	ku	sm	23
170	GWSt B 12, Untersotzbach	35 24 07	55 77 65	312	507	89	223	171	141	mo	sm	23
171	GWSt B 13, Udenhain	35 23 92	55 74 92	323	257	21 (25)	302 (298)	43	280	mu	sm	23
172	GWSt B 14, Udenhain	35 24 43	55 74 15	325	176	35	290	41	284	so	sm	23
232	KB 11, Kath.-Willenroth	35 26 66	55 79 10	341,47	51,7	>51,7	<289,77					9, 11
355	Schlüchtern II, Niederzell	35 34 90	55 77 20	212	173	17	195			so	sm	23
359	VB, Eckardroth	35 26 10	55 76 71	298	92	22,5	275,5	>92	<206			23
379	Schönhof 1, Kath.-Willenroth	35 26 54	55 79 04	339	72,4	64,6	274,4	>72,4	<266,6			13
384	Schönhof 2, Kath.-Willenroth	35 26 24	55 78 89	336	32,35	>32,35	<303,65					13
384	Schönhof 14, Kath.-Willenroth	35 26 42	55 78 78	335	90	>90	<245					13

7. Schriftenverzeichnis

- BARTH, W., & HICKETHIER, H. (1977): Röt und tertiäre Sedimente im Raum Schlüchtern (Hessen) nach Kernbohrungen. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 99–114, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BERGGREN, W. A. (1972): A Cenozoic time-scale – some implications for regional geology and paleobiogeography. – *Lethaia*, **5**: 195–215, 9 Abb.; Oslo.
- BLANCKENHORN, M. (1930): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **299**, Bl. Amöneburg – Homberg a.d. Ohm, mit Erl., 83 S.; Berlin.
- BOENIGK, W., V.D.BRELIE, G., BRUNNACKER, K., KEMPF, E. K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R., & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, **75**, 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- BRINKMANN, R. (1968): Gefüge und Vulkanotektonik im Vogelsberg (Niederhessen). – Geol. Rdsch., **57**: 148–165; Stuttgart.
- CARLÉ, (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. – Beih. geol. Jb., **16**, 272 S., 45 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- DIEDERICH, G., & EHRENBERG, K.-H. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5721 Gelnhausen, 2. Aufl., 256 S., 35 Abb., 14 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (in Druckvorbereitung): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5722 Salmünster; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, H. (1975): Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, 187–228, 2 Abb.; Wiesbaden.
- DIEHL, H. (1922a): Das Braunkohlenvorkommen bei Wächtersbach am Südrande des Vogelsberges. – Unveröff. Diss., 71 S., 21 Abb., 1 Kt., 1 Prof.; Frankfurt a.M.
- (1922b): Das Braunkohlenvorkommen bei Wächtersbach am Südrande des Vogelsberges. – *Senckenbergiana*, **4**: 141–152, 3 Abb.; Frankfurt a.M.
- DIEHL, O. (1926): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Alsfeld, mit Erl., 84 S.; Darmstadt.
- (1935): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Lauterbach, mit Erl., 107 S., 1 Taf.; Darmstadt.
- EHRENBERG, K.-H. (1971): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern: 85–128, 10 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1977): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5721 Gelnhausen: 70–107, 10 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1978a): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 88–137, 10 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- (1978b): Exkursion A in den südlichen Vogelsberg am 30. März 1978. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **60**: 33–54; Stuttgart.
- (1979): The Vogelsberg Volcanism. – In: BROUSSE, R., WIMMENAUER, W., et al.: Le volcanisme alcalin lié aux distensions cénozoïques de l'Ouest Européen (Massif Central, Fossé Rhénan), Livret-guide d'excursion. – *Sci. Terre*, **23**: Nr. 3: 32–33, 55–57, 1 Abb., 2 Tab.; Nancy.
- (1981): Ergebnisse der petrographischen Untersuchung und kurzer Vergleich mit Bohrergebnissen aus dem SW-Teil des Unteren Vogelsberges (= Taf. 3). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 120–122, 1 Taf.; Wiesbaden.
- FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUŠIĆ, M., & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flösser-Schneise). Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**, 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- HARRE, W., & KREUZER, H. (1977): Datierungen nach der K/Ar-Methode. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5721 Gelnhausen: 107–110, 1 Tab.; Wiesbaden.
- – – (1981): K-Ar-Datierungen an den Vulkaniten. – Geol. Abh. Hessen, **81**: 158–162, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, G., SCHRICKE, W., & STRECKER, G. (1982): Vogelsberg-Vulkanismus. – *Fortschr. Mineral.*, **60**, Beih. 2: 17–42, 1 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- & HICKETHIER, H. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern, 2. Aufl., 298 S., 46 Abb., 16 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.

- (1978): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg, mit Erl., 351 S., 44 Abb., 13 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1982). Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5622 Steinau, 2. Aufl., mit Erl., 199 S., 19 Abb., 18 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (in Druckvorbereitung): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5621 Wenings, mit Erl.; Wiesbaden.
- & LAEMMLEN, M. (1971): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern; Wiesbaden.
- ERNST, T. (1977): Petrographisch ermittelte Altersfolge der Basaltergüsse von Rainrod I (Vogelsberg) im Gegensatz zur radioaktiven Altersbestimmung. – N. Jb. Mineral, Abh., **129**, 1: 75–99, 15 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- KOHLER, H., SCHÜTZ, D., & SCHWAB, R. (1970): The Volcanism of the Vogelsberg (Hessen) in the North of the Rhinegraben Rift System. – Graben Problems, International Upper Mantle Project., Sci. Rep. No. 27: 143–146, 2 Abb.; Stuttgart.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GOMM, K., & HUCKRIEDE, R. (1973): Zur Datierung des frühen Vogelsberg-Basaltikums: die untermiozänen Kalke am Leidenhöfer Kopf in Oberhessen. – Geologica et Palaeontologica, **7**: 203–206, 1 Abb.; Marburg.
- GRAMANN, F. (1960): Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. – Sber. Ges. Bef. ges. Naturwiss. Marburg, **82**, 113 S., 19 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Marburg.
- (1966): Das Oligozän der Hessischen Senke als Bindeglied zwischen Nordseebecken und Rheinalgraben. – Z. dt. geol. Ges., **115**: 497–514, 1 Abb.; Hannover.
- HANEKE, J., LORENZ, V., & STAFF, R. G. (1983): Geologie und Grundwasser des Landschaftsschutzgebietes Donnersberg. – POLLICHA-Buch, Nr. **4**: 41–66, 11 Abb.; Bad Dürkheim/Pfalz.
- HARRE, W., KREUZER, H., MÜLLER, P., PUCHER, R., & SCHRICKE, W. (1975): Datierungen nach der K/Ar-Methode und Paläomagnetik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Londorf: 67–73, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H., & HOLTZ, S. (1977): Ein weiteres Vorkommen von Oberem Muschelkalk im südlichen Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 131–139, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1975): Geologische und hydrogeologische Auswertung von Brunnenbohrungen im Gebiet des Amöneburger Beckens und der östlich anschließenden Hochschollen bei den Städten Allendorf und Kirtorf (Mittelhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 229–263, 6 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **47**, 37 S., 2 Taf.; Wiesbaden.
- 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. (1985): Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 75–82, 3 Abb.; Wiesbaden.
- HUMMEL, K. (1929): Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). – Fortschr. Geol., Palaeont., **8**, 24: I–VIII + 1–233, 12 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- ILLIES, H. (1974): Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. – Oberrhein. geol. Abh., **23**, 1/2: 1–24, 12 Abb.; Karlsruhe.
- KLAUSING, O. (1974): Die Naturräume Hessens. – Schr. hess. L.-Anst. Umwelt, 86 S., 1 Kt.; Wiesbaden.
- KLÜPPEL, W. (1930): Zur Geologie des Vogelsberges. Kritische Erörterungen zu K. Hummels Arbeit „Tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes“. – 50 S., 2 Abb., 1 Tab.; Gießen (Herr).
- (1931): Über das Alter junger Gebirgserhebung, die Datierung von Hochflächen und die Deutung von Höhenreliefs. – Geol. Rdsch., **22**: 308–313; Berlin.
- (1933): Das Faziesgesetz der vorquartären Basalteruption. Über die Bedeutung der Flachintrusionen, die Ursachen der Aschen- und Lavaförderung und über die Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik. – Geol.Rdsch., **24**: 28–56, 1 Taf.; Berlin

- (1935): Die Deutung des „Vogelsbergvulkans“ im Wandel der Zeiten. – Geol. Rdsch., **26**: 143–144; Stuttgart.
- (1953): Basaltgeologie. Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Basalte. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 326–353, 2 Abb., 2 Bildseiten; Hannover.
- (1955): Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 131–152, 7 Abb.; Wiesbaden.
- KÖBRICH, C. (1926): Die Tiefbohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905/07. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V) **8**: 197–223, 3 Tab.; Darmstadt.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**, 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- & PRÜFERT, J. (1978): Perm. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 14–57, 8 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KREUZER, H., BESANG, C., HARRE, W., MÜLLER, P., ULRICH, H.-J., & VINKEN, R. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. – Fortschr. Mineral., **50** Beih. 3: 10–11; Stuttgart.
- KUNZ, K., MÜLLER, P., & SCHENK, E. (1974): Petrologie und Kalium/Argon-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg). – Geol. Jb., **D 9**: 67–84, 6 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- KÜMMERLE, E. (1976): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5618 Friedberg, mit Erl., 247 S., 30 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1981): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5518 Butzbach, mit Erl., 214 S., 30 Abb., 13 Tab., 3 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.
- KULICK, J. (1983): Anlage 4 u. 6 – In: LEIFELD, D., PAHL, A., MEISL, S., KULICK, J., THEUERJAHR, A.-K., PÖSCHL, W., STRECKER, G., FINKENWIRTH, A., VOGELSSANG, D., WOLF, M., RUMMEL, F., & HENSE, U. (1983): Abschlußbericht Bundesbohrprogramm, Teilprojekt Kupferschiefer, Forschungsvorhaben NTS 30043: Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-W-Randes sowie parallel laufende Erprobung neu entwickelter Bohrtechnologien. – Hrsgb. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung; Hannover.
- 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., **D 68**: 3–210, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- LAEMMLEN, M. (1970): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5523 Neuhof, 2. Aufl., mit Erl., 274 S., 30 Abb., 5 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LIPPOLT, H. J. (1980): Regionale Geochronologie. – In: KIRSTEN, T., Hrsg.: Geophysik in Heidelberg. – Sber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Jg. 1979/80, Abh. **4**: 28–38, 3 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York.
- (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. In: Plateau uplift (Ed. FUCHS, K., v. GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., & SEMMEL, A.): 112–120, 3 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- , TODT, W., & BARANYI, I. (1973): Kalium-Argon-Altersbestimmungen zum Spessart- und Vogelsberg-Vulkanismus. – Vortrag geowiss. Tag. Frankfurt a. M.
- MOONEY W. D., & PRODEHL, C. (1978): Crustal Structure of the Rhenish Massif and Adjacent Areas; a Reinterpretation of Existing Seismic-Refraction Data. – J. Geophys., **44**: 573–601, 22 Abb.; Würzburg, Hamburg (Springer International).
- NEUGEBAUER, H. J. (1981): Zur Entstehung und Entwicklung von kontinentalen Riftsystemen. – Geol. Rdsch., **70**: 231–243, 5 Abb.; Stuttgart.
- REUL, K., SCHOTT, H., & WIRTH, H. (1972): Periodische gezeitenbedingte Grundwasserspiegelschwankungen im Vogelsberg. – Dt. gewässerkd. Mitt., **16**, 4: 94–98, 1 Abb.; Koblenz.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): The Oberrhein graben in its European and global setting. – In: ILLIES, H., & FUCHS, K.: Approaches to Taphrogenesis: 13–43, 11 Abb.; Stuttgart.

- RITZKOWSKI, S. (1965): Das marine Oligozän im nördlichen Hessen, Stratigraphie und Paläogeographie. – Diss., 194 S., 28 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- (1967): Mittel-Oligozän, Ober-Oligozän und die Grenze Rupel/Chatt im nördlichen Hessen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **127**, 3: 293–336, 12 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- SCHENK, E. (1957): *Corbiculaschichten* und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **85**: 224–254, 3 Abb.; Wiesbaden.
- (1964): Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **46**, 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf.; Wiesbaden.
- (1968): Über den Wasserhaushalt des basaltischen Paläovulkans Vogelsberg in Hessen. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **20**: 23–50, 11 Abb.; Graz.
- (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. – In: Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep., **8**: 286–302; Stuttgart.
- SCHMINKE, H.-U. (1982): Vulkane und ihre Wurzeln. – Rhein.-Westf. Akad. Wiss., Vorträge, N 315: 35–68, 15 Abb., 4 Taf.; Opladen (Westdeutscher Verlag).
- SCHOTTLER, W. (1913): Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25 000, Bl. Allendorf, mit Erl., 118 S., 2 Taf.; Darmstadt.
- Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25 000, Bl. Laubach, mit Erl., 109 S., 1 Abb., 2 Taf.; Darmstadt.
- (1921): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Hungen, mit Erl., 107 S.; Darmstadt.
- (1924): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blätter Nidda und Schotten, mit Erl., 132 S.; Darmstadt.
- (1925): Die Geologie von Salzhausen. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst., (V) **7**: 23–55; Darmstadt.
- (1928): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Herbstein, mit Erl., 109 S.; Darmstadt.
- (1931a): Der Bau des Vogelsberges, erläutert an einem geologischen Querschnitt durch den Vogelsberg und einer Karte der vulkanischen Durchbrüche des Hohen Vogelsberges im Maßstab 1:100 000 (Tafel 2). – Notizbl. hess. geol. L.-Anst., (V) **13**: 16–61; Darmstadt.
- (1931b): Die Bedeutung der Spalten für den Aufbau des vulkanischen Vogelsberges und seine Ausgestaltung als Schollengebirge. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Abh., Beil.-Bd., **64**: 739–759, 1 Taf.; Stuttgart.
- (1931c): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Ulrichstein, mit Erl., 107 S.; Darmstadt.
- (1937): Der Vogelsberg. – Notizbl. hess. geol. L.-Anst., (V) **18**: 3–86, 2 Abb., 2 Taf.; Darmstadt.
- (1980): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl., mit Erl., 163 S., 9 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRICKE, W. (1975): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Londorf, mit Erl., 192 S., 30 Abb., 26 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (in Druckvorbereitung): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5320 Burg-Gemünden, mit Erl.; Wiesbaden.
- SEYFRIED, E. v. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **172**, Bl. Steinau, 21 S., 1 Prof.; Berlin.
- (1913a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **172**, Bl. Steinau; Berlin.
- (1913b): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **172**, Bl. Altengronau; Berlin.
- (1914): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **172**, Bl. Altengronau; Berlin.
- STEGEMANN, W. (1964): Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen, naturwiss. Abt., **33**, 4: 251–279, 18 Abb.; Gießen.
- TASCHE, H. (1859): Geologische Specialkarte des Großherzogtums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete, Section Schotten, mit Erl., 76 S., Hrsg. v. mittelh. geol. Ver.; Darmstadt (G. Jonghaus).
- TOBIEN, H. (1963): *Dorcatherium* KP. und *Heteroprox* ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgur-lagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Kr. Gießen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 7–15, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.

- TROPP W. (1936): Tertiärgeologische Untersuchungen am Südwestrande des Vogelsberges. – 117 S., 9 Abb., 3 Kt.; Gießen.
- TURK, P.-G. LOHSE, H.-H., SCHÜRMAN, K., FUHRMANN, U., & LIPPOLT, H. J., (1984): Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg. – Geol. Rdsch., **73**: 599–617, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H. (1982): K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Vulkaniten der nördlichen Hessischen Senke und ihr Beitrag zur Diskussion der Magmengene. – N. Jb. Mineral., Abh., **144**, 2: 172–196, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- WEYL, R. (1967): Geologischer Führer durch die Umgebung von Gießen. – 184 S., 44 Abb., 8 Tab.; Gießen.
- WIEGAND, K. (1977): Die geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des Vogelsberges (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **105**: 177–184, 5 Abb.; Wiesbaden.
- ZIMMERMANN, E. (1910): Schichtenverzeichnisse Bermuthshain I u. II. – In KEILHACK K.: Ergebnisse von Bohrungen. – Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad. (für 1907), **28**: 929; Berlin.

Manuskript eingegangen am 21. 9. 1984

Stoffaustrag aus einem Einzugsgebiet mit unterschiedlichem lithologischem Aufbau seiner Teilgebiete (Odenwälder Elz)

Von

ADALBERT SCHAFT*

Kurzfassung: Das Gesamtgebiet der Odenwälder Elz weist einen langjährigen mittleren Stoffaustrag von etwa 8 408 t/a auf. Im Untersuchungszeitraum (März 1979 – Februar 1980) wird dieser Wert um 7,2% überschritten. Der langjährige Grundwasseraustrag liegt bei 5 860 t/a. Die Teilgebiete weisen in Abhängigkeit von der Lithologie und anthropogenen Einflüssen unterschiedliche Frachtspenden auf.

[Discharge of matter in a drainage area with different lithological structure of its subareas (Odenwaelder Elz)]

Abstract: The total drainage area of the Odenwaelder Elz shows an average long-term discharge of matter of about 8 408 t/a. In the period of investigation (March 1979 – February 1980) the above mentioned value is being exceeded by 7.2%. The long-term groundwater discharge of matter amounts to 5 860 t/a. In dependence of the lithology and human influences, the subareas show different discharges of matter.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung		137
2. Geologie		138
3. Wasserhaushalt		141
4. Geohydrochemie		141
5. Stoffaustrag		142
5.1. Berechnung der langjährigen mittleren Fracht		142
5.2. Abschätzung des Stoffaustrages aus lithologisch unterschiedlichen Teilgebieten		142
6. Schriftenverzeichnis		144

1. Einführung

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) – es umfaßt eine Fläche von 157 km² – liegt am südöstlichen Rand des Buntsandstein-Odenwaldes und setzt sich auf die Muschelkalkhöhen des angrenzenden Baulandes fort. Es fällt mit dem Niederschlagsgebiet der Odenwälder Elz zusammen und liegt auf folgenden Blättern der TK 25: 6420 Mudau-Schlossau, 6421 Buchen (Odenwald), 6520 Waldbrunn, 6521 Limbach, 6620 Mosbach und 6621 Billigheim.

Landschaftlich gehört das Arbeitsgebiet zu den Mittelgebirgen. Der orographisch höchste Punkt liegt im Quellgebiet der Elz (522 m über NN), die geringste Höhenlage besitzt die

* Dr. A. SCHAFT, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

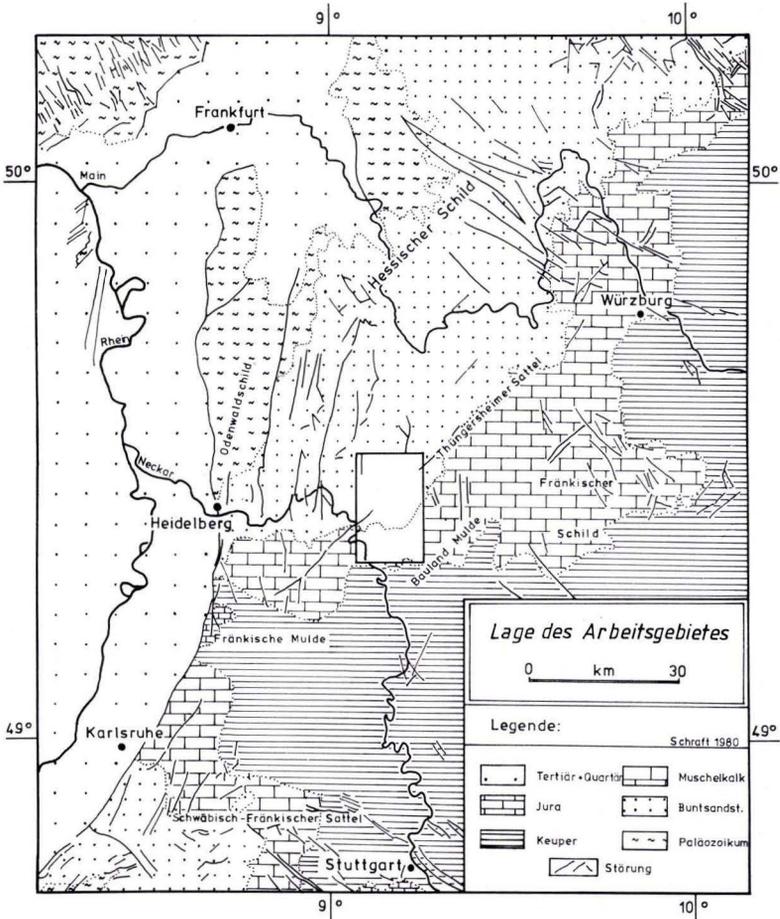


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes.

Elzmündung bei Neckarelz (140 m über NN). Bei einer Flußlänge von 38,1 km ergibt sich für die Elz ein mittleres Gefälle von 1%. Sie gehört zum Einzugsgebiet des Neckars.

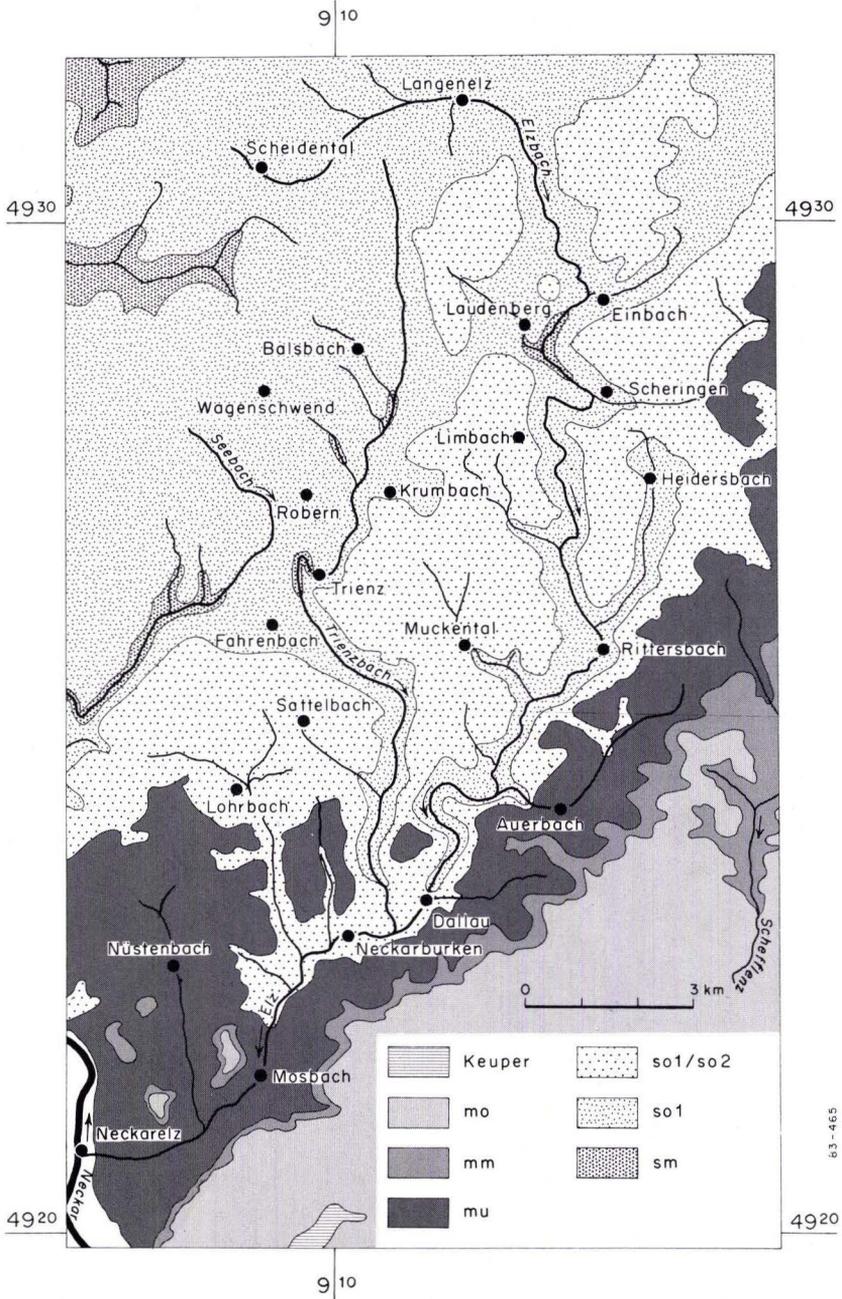
2. Geologie

Das Einzugsgebiet der Odenwälder Elz wird aus Gesteinen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins sowie des Muschelkalkes aufgebaut. Tab. 1 umfaßt die stratigraphische Abfolge und gibt Angaben zur Lithologie.

Flächenmäßig nehmen die Schichten des Plattensandsteins und die sie überlagernden Röttonen den größten Raum ein. Sie bilden die Hochflächen im Oberlauf von Elz und Trienz (Abb. 2).

Tab. 1. Stratigraphie und Lithologie

Gruppe	Formation	Mächtigkeit [m]	Gesteinsbeschreibung
mo	mo2 <i>nodosus</i> -Schichten	35—40	dichte, graue, dünnbankige Kalke mit reichlich Mergelzwischenlagen und Einschaltungen von Lumachellen (u.a. <i>cycloides</i> -Bank)
	mo1 Trochiten-schichten	30—35 (—40)	enggepackte, unebenflächige bis knollige oder knauerige Bankkalke, z.T. mit Bänken aus dichten bis feinkristallinen, reinen Kalken (mit Trochitenstielgliedern), aber auch mit bituminösen, knollig zerfallenen Knauerkalken. Besonders fossilreich sind plattig-schiefrige, mergelige Kalkbänke (<i>Myophoria</i> , <i>Gervilleia</i> und <i>Coenothyris</i>). Im unteren Teil in bergfrischem Zustand blaue Kalke
mm	Anhydrit-gruppe	30—40	dunkle, bituminöse Kalksteine sowie graue, blättrig zerfallende Schiefertone und Zellenkalke, -mergel und -dolomite sowie mehr oder minder grobkristalline, durch die Verwitterung gelbliche Dolomite bzw. dolomitische Kalke
mu	mu3 Wellenmergel	10—15	bituminöse, plattige Mergel mit geringen Gehalten an Muskovit
	mu2 Wellenkalk	45—50	dünnplattige, wulstige und gefurchte Kalke, im unteren Teil z.T. mit höherem Mergelgehalt, über den Schaumkalkbänken dichte, feinkristalline und fossilreiche, dunkelblaugraue Bänke, durch Verwitterung rotbraun gefärbt, mit pseudoolithischen Strukturen; stratigraphisch wichtig: <i>Spiriferina</i> -Bank und die Schaumkalkbänke
	mu1 Wellendolomit	20	Mergel und knollig zerfallende Dolomite, z.T. wechsellagernd mit mehr oder weniger dolomitischen Schiefer-tonlagen, z.T. mit feinem Sandgehalt und Glimmerschüppchen, sowie grobkristalline (zuckerkörnige), hellgraue, feste bis sandig zerfallende Dolomite; stratigraphisch wichtig: <i>ecki</i> - und <i>buchi</i> -Schichten
so	so2 Röt	20—25	rote, mehr oder weniger sandige, glimmerführende Schiefertone, zwischengeschaltet sind dünne, feinkörnige, glimmerreiche Sandsteinbänke (u.a. <i>Myophoria</i> -Bank)
	χ Chirotherien-sandstein	<10	vorwiegend weißer, seltener violetter, roter oder schwärzlicher, fein- bis mittelkörniger, meist sehr fester Quarzsandstein, dickbankig, stark geklüftet
	so1 Platten-sandstein	30—45	basale Lagen meist dickbankig mit trennenden Zwischenlagen aus mürben Sandsteinen oder sandigen Schiefer-tonlagen, in höheren Horizonten dünnbankige bis dünnplattige, rein sandige bis tonige, feinkörnige Sandsteine, helle Glimmerplättchen parallel den Schichtfugen und nicht selten auf ihnen angereichert
	α Karneol-Dolomit-Horiz.	ca. 5	mürbe bis leicht verkieselte, feinkörnige, dunkelrote bis -violette, dichte, löcherige Sandsteine
sm	sm3 Quarzitischer Hauptbunt-sandstein	50—60 im Arbeits- gebiet	ähnlich sm2, aber zunehmende Kornvergrößerung sowie stärkere Einkieselung, rote Farbe etwas matter und heller als beim sm2, lebhaftes Glitzern der Oberfläche im Sonnenlicht, verursacht durch die vielen Kristallflächen des quarzitären Bindemittels, geringe Geröllführung
	sm2 Oberer Hauptbunt-sandstein		rötliche, mürbe bis verkieselte, mittel- bis grobkörnige, tongallenreiche Sandsteine, wechsellagernd mit dünnbankigen, feinkörnigen Sandsteinen



83-465

Abb. 2. Geologie im Einzugsbereich der Odenwälder Elz.

Trotz ihrer großen Verbreitung haben quartäre Sedimente (im wesentlichen Löß- und Verwitterungslehm) wegen ihrer geringen Mächtigkeit auf den Stoffaustrag der untersuchten Gebiete in der Regel keinen Einfluß.

3. Wasserhaushalt

In der untersuchten Zeitspanne (Hydrologische Jahre 1958 – 1979) (SCHRAFT 1984) betrug der mittlere jährliche Freilandniederschlag 933 mm, der Gesamtabfluß am Pegel Neckarelz ca. 382 mm, wobei etwa 149 mm (nach WUNDT) auf den A_u -Abfluß entfielen. Der Mittelwert der über mehrere Verfahren berechneten reellen Gebietsverdunstung lag bei etwa 510 mm, die daraus errechnete mittlere Grundwasserneubildungsrate betrug für den Untersuchungszeitraum etwa 154 mm.

In der Zeit von März 1979 bis Februar 1980 fielen an 183 Tagen insgesamt 991 mm Niederschlag; dieser Wert liegt 6,2% über dem 22jährigen Mittel, die Gebietsverdunstung (502 mm) erreichte fast den langjährigen Mittelwert, so daß der Gesamt- (443 mm), als auch der unterirdische Abfluß (174 mm) um 13,8% bzw. 16,8% höhere Werte annahmen. Die Grundwasserneubildungsrate im Untersuchungszeitraum betrug 222 mm.

Für die einzelnen Teilniederschlagsgebiete ergaben sich unter Zugrundelegung einer Gebietsverdunstung von 502 mm für das Bilanzjahr die in Tab. 2 wiedergegebenen Bilanzfaktoren.

Tab. 2. Wasserbilanzfaktoren der Teilgebiete [mm]
(ET_{reell} nach HAUDE = 502 mm)

Meßst.- Nr.	N	A_{ges}	A_o	A_u	(R - B)	I_u
20	855,4	298,5	203,7	94,8	55,0	149,8
9	890,4	323,7	209,6	114,1	64,8	178,9
2	1021,6	557,3	357,2	200,1	-37,6	162,5
1	1031,3	498,1	323,1	175,0	31,3	206,3
4	1068,7	487,1	330,9	156,2	79,7	235,9
7	1104,3	534,7	354,5	180,2	67,1	247,3
10	1021,3	554,7	321,3	233,4	-35,3	198,1
Trienz	1039,5	452,7	258,0	194,7	84,9	279,6

Lage der Meßstellen in Abb. 3.

4. Geohydrochemie

Durch multivariate statistische Verfahren wurden prinzipielle geohydrochemische Unterschiede zwischen Buntsandstein- und Muschelkalkwässern im Untersuchungsgebiet erkannt (SCHRAFT 1983).

Während auf Buntsandstein in bewaldeten Gebieten sowie auf den Muschelkalkhöhen ein normal erdalkalisches, überwiegend hydrogen-carbonatisches Wasser, allerdings unterschiedlich starker Mineralisation, vorherrschte, ist für landwirtschaftlich genutzte Wiesenflächen auf Buntsandstein ein mehr erdalkalisches, überwiegend sulfatisches Wasser mit z. T. erhöhtem Alkaliegehalt kennzeichnend. Durch den geogen höheren Lösungsinhalt der Muschelkalkwässer sind hier die ebenfalls vorhandenen anthropogenen Einflüsse nicht so

deutlich zu erkennen. Aus dieser Analyse des Lösungsinhalts und der Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Ionen können Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , HCO_3^- und bedingt SO_4^{2-} als primär grundwasserbürtig angesehen werden. Bei den anderen Inhaltsstoffen wie Na^+ , K^+ , Cl^- und NO_3^- ist die anthropogene Zusatzlast oft nicht gering.

5. Stoffaustag

Die Konzentrationen der im Grundwasser gelösten Inhaltsstoffe lassen sich durch ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Abtransport mit dem abfließenden Grundwasser über die Vorfluter und die Nachlieferung aus den im Niederschlag gelösten Stoffen, den aus Boden und Gestein herausgelösten Ionen sowie einer anthropogen in den Stoffkreislauf gebrachten Fracht beschreiben. Im folgenden ist unter der Gesamtlösungsfracht grundsätzlich der Abdampfdruckstand (berechnet als Leitfähigkeit, vgl. FAUTH 1969: 1423) zu verstehen.

5.1. Berechnung der langjährigen mittleren Fracht

Der langjährige mittlere Stoffaustag wird über zwei unterschiedliche Ansätze zu ermitteln versucht. Für das Gesamtgebiet wird die gesamte Lösungsfracht bei unterschiedlichen Abflüssen aus der Abflußdauerlinie 1957 – 1979 und der 1979/80 erstellten Frachtkurve ermittelt (EINSELE & HOHBERGER 1978: 287). Setzt man voraus, daß die Konzentrationen der Inhaltsstoffe in den letzten 20 Jahren in etwa gleich geblieben sind (SCHAFT 1981: 150), so ergibt sich aus der erwähnten Fracht-Abfluß-Beziehung ein jährlicher Gesamtlösungsaustag von 8 408 t/a ($= 53\,554 \text{ kg/a} \cdot \text{km}^2 = 536 \text{ kg/a} \cdot \text{ha} = 1,7 \text{ g/s} \cdot \text{km}^2$).

Die bestimmte Frachtpende von $1,7 \text{ g/s} \cdot \text{km}^2$ entspricht einem Gesamtlösungsaustag von 267 g/s.

Um den Anteil des Grundwasseraustrages am Gesamtaustrag quantifizieren zu können, wird der nach WUNDT ermittelte Grundwasserabfluß mit der durchschnittlichen Konzentration am Pegel Neckarelz bei Niedrigwasserbedingungen multipliziert. Dies ergibt einen grundwasserbürtigen Stoffaustag von 5 860 t/a. Aus dem Vergleich mit dem über die Fracht-Abfluß-Beziehung ermittelten Gesamtaustrag läßt sich feststellen, daß etwa 70% der Gesamtfracht über das Grundwasser ausgetragen wird.

5.2. Abschätzung des Stoffaustrages aus lithologisch unterschiedlichen Teilgebieten

Zur angenähert quantitativen Bestimmung des Grundwasseraustrages anthropogen relativ unbeeinflusster Teilgebiete (Abb. 3, Tab. 3) wurde der nach WUNDT ermittelte Grundwasserabfluß mit den Durchschnittskonzentrationen bei Niedrigwasserbedingungen multipliziert.

Als für diese Betrachtungen geeignet erwiesen sich zwei Teilgebiete (20 und 9) mit Muschelkalk und fünf mit Buntsandstein in ihren Einzugsgebieten. Zum Vergleich, auch zum Gesamtaustrag, wurden für die Elz und die Trienz ebenfalls die grundwasserbürtigen Stoffausträge bestimmt.

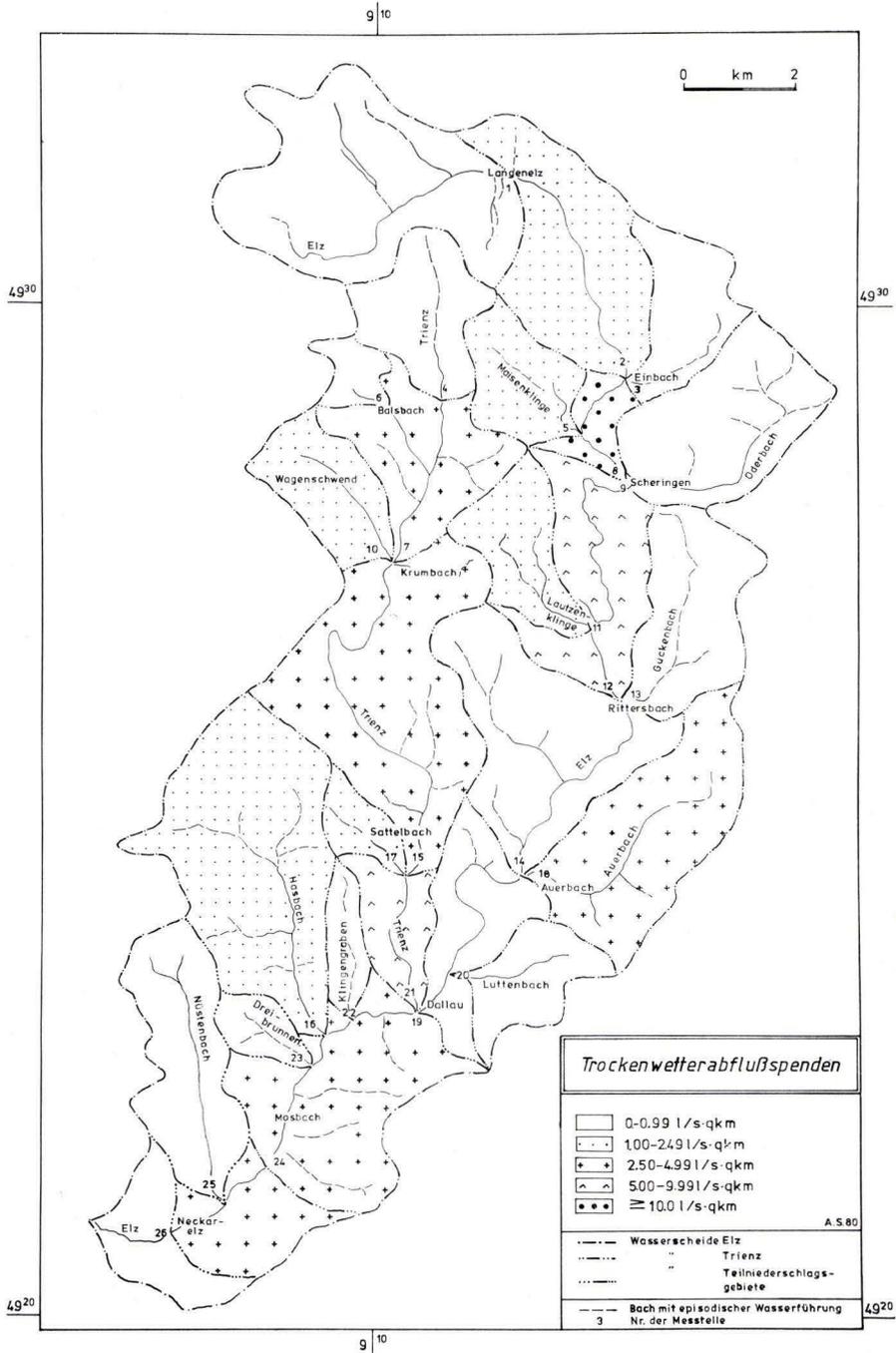


Abb. 3. Trockenwetterabflußspenden und Wasserscheiden der Teileinzugsgebiete.

Tab. 3. Grundwasserfrachtspenden anthropogen weitgehend unbeeinflusster Teilgebiete (Elz und Trienz als Vergleich)

Meßstelle	Niederschlags- gebiet [km ²]	A _U -Abfluß [l/s·km ²]	gelöste Feststoffe [mg/l]	Fracht [g/s]	Frachtspende			
					[g/s·km ²]	[t/a·km ²]	[kg/a·ha]	[t/a]
20	3,3	3,0	311	3,1	0,9	29,4	294	97
9	7,9	3,6	318	9,0	1,1	36,1	361	285
2	9,1	6,3	97	5,6	0,6	19,3	193	175
1	13,6	5,5	124	9,3	0,7	21,5	215	293
4	4,7	5,0	20	0,5	0,1	3,2	32	15
7	7,4	5,7	78	3,3	0,4	14,0	140	104
10	4,1	7,4	100	3,0	0,7	23,3	233	96
gesamt Trienz	34,5	6,2	124	26,5	0,8	24,2	242	836
gesamt Elz	145	5,5	233	186	1,3	40,4	404	5 860

Demnach betragen in den Muschelkalkgebieten die Grundwasserfrachtspenden ca. 1 g/s · km². Eine im Mittel halb so große Frachtspende kennzeichnet die Buntsandsteingebiete. Die Schwankungsbreite der Grundwasserfrachtspenden in den Buntsandsteingebieten umfaßt ca. 0,6 l/s · km². In dieser Spanne spiegeln sich unterschiedliche anthropogene Einflüsse wider. Während im Einzugsgebiet 4 (Frachtspende des Grundwassers 0,1 g/s · km²) ausschließlich Waldbestand anzutreffen ist, wirken sich in den anderen Einzugsgebieten unterschiedlich starke anthropogene Einflüsse aus, teilweise aber auch werden anthropogene Einflüsse in Gebieten mit starkem Abflußzuwachs (Teilgebiet 7) wieder verwischt. Die betrachteten Bäche weisen im Vergleich zu Elz (1,3 g/s · km²) und Trienz (0,8 g/s · km²) an ihrer Mündung eine deutlich geringere Frachtspende auf.

Für die Elz wurde abschließend noch anhand der Abflußdauerlinie (Pegel Neckarelz) des Untersuchungszeitraums und der Frachtkurve der Gesamtaufrag für die Zeit von März 1979 – Februar 1980 mit ca. 9 010 t/a (= 57 390 kg/a · km² = 1,8 g/s · km²) bestimmt. Infolge eines um 6,2% gegenüber dem 22jährigen Mittel erhöhten Gesamtabflusses in diesem Zeitraum liegt dieser Wert, bedingt durch den überdurchschnittlich hohen Grundwasserabfluß und den im Grundwasser höheren Lösungsinhalt, um 7,2% über dem langjährigen Mittel.

6. Schriftenverzeichnis

- EINSELE, G., & HOHBERGER, K. (1978): Zusammensetzung und Bilanzierung der Lösungsfracht im Main Einzugsgebiet. – In: Das Mainprojekt, Schr.-R. bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., 7: 276–289, 7 Abb., 10 Tab.; München.
- FAUTH, H. (1969): Feldmethoden der Untersuchung. – In BENTZ, A.: Lehrbuch der angewandten Geologie, 2, 2: 1421–1426, 2 Tab.; Stuttgart (Enke).
- SCHRIFT, A. (1981): Wasserhaushalt, Chemismus und Stoffbilanz der Odenwälder Elz (suedoestlicher Odenwald/Bauland). – Unveröff. Inaug.-Diss., 199 S., 58 Abb., 25 Tab., 19 Taf.; Heidelberg.
- (1983): Statistische Untersuchungen zu Stoffbestand und Genese von Grundwässern im südöstlichen Odenwald und Bauland. – Geol. Jb., C 35: 3–49, 17 Abb., 8 Tab.; Hannover.
- (1984): Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). – Geol. Jb. Hessen, 85: 60 S., 13 Abb., 13 Tab.; Wiesbaden.

Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen

Von

BERNWARD HÖLTING*

I.

Der natürliche Abfluß oberirdischer Gewässer hängt allein von der Schwerkraft und den morphologischen Gefällsverhältnissen ab. Richtung und Intensität des Abflusses, gegeben durch Formung der Erdoberfläche, wirken sich uneingeschränkt aus. Naturgemäß unterliegt auch der unterirdische Abfluß der Schwerkraft, welche die Grundwasserbewegung verursacht, jedoch wird das Abflußverhalten in der Regel entscheidend durch geogene Faktoren geprägt.

Die unterirdische Wasserbewegung erfolgt wie auch die oberirdische in Richtung eines hydraulischen Potentialgefälles. Ausdruck eines (geo-)hydraulischen Potentials an einem bestimmten Ort ist die (Grund-)Wasserspiegellage. Bezogen auf ein einheitliches Niveau (in der Regel auf Normal-Null), können mehrere Potentiale miteinander verglichen werden. Um die Potentiale der Mineralwässer Hessens, also spezieller unterirdischer Wässer mit Lösungsinhalten gasförmiger oder fester Stoffe ≥ 1000 mg/kg, untersuchen zu können, wurden in der beiliegenden Karte (Taf. 1) deren Spiegellagen in m über/unter NN am Ort der jeweiligen Messung eingetragen. Bei den Mineralwasservorkommen wurden außerdem solche mit erhöhten (≥ 500 mg Cl/kg) und solche mit geringeren (< 500 mg Cl/kg) Chloridgehalten unterschieden, weil Chloride beim Grundwasserfließen physikalisch-chemisch (weitgehend) inert sind, somit optimale „Leitonen“ (HÖLTING 1979: 91) darstellen und zusätzliche Aussagen über Salzwasserbewegungen ermöglichen. Schließlich enthält die Karte einige zur geologischen Orientierung wesentliche Angaben sowie ein grobmaschiges Höhenlinien-Netz.

II.

In einem geschlossenen hydraulischen System mit stationären Strömungsverhältnissen kann auch bei bestehendem Potentialgefälle kein Grundwasser fließen. Erst wenn in einem solchen System Öffnungen entstehen, kommt es zur Grundwasserbewegung, und zwar in Richtung des geringsten Abflußwiderstandes, jedoch nicht unbedingt auch in Richtung des maximalen Potentialgefälles. Übertragen auf Naturverhältnisse heißt das, daß sich das Grund-(Mineral-)Wasser zwar aufgrund der Schwerkraft bewegt, aber nicht unbedingt auch

* Prof. Dr. B. HÖLTING, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

in Richtung des größten Grundwasser(oberflächen-)gefälles, sondern dorthin, wo die jeweils besten Durchlässigkeiten (bzw. geringsten Fließwiderstände) gegeben sind; das ist meistens entlang von tektonischen Systemen. Für eine unterirdische Bewegung von (Mineral-)Wässern sind damit Potentialgefälle und (geogene) Durchlässigkeiten gleichermaßen erforderlich.

So liegen in Hessen viele der Salzwasservorkommen (= Mineralwässer mit hohen Chloridgehalten) in Tälern, die meist Störungszonen nachfahren. Ihre (Druck-)Potentialhöhen werden durch das Niveau der Talsohle bestimmt. Bei fehlenden Taleinschnitten würden diese Wässer möglicherweise oder sogar sehr wahrscheinlich höher ansteigen. Deshalb ist es nur sehr bedingt zulässig, Potentialgleichen zu konstruieren, auch in den Flächen zwischen den Tälern.

Generell ist im östlichen Hessen ein Gefälle der Mineral-(Salz-)Wasserspiegel aus dem Raum Fulda – Neuhoof nach N (Fulda-Tal) und W (Kinzig-Tal) festzustellen. Diese unterirdischen „Salzwasserströme“ sind anscheinend recht engräumig. Schon bei Untersuchungen über Vorkommen und Verbreitung von tiefen Grundwässern des $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typs im (östlichen) Hessen (HÖLTING 1981) ergaben sich dafür Hinweise. Inzwischen liegen weitere Beobachtungen vor, die solche Folgerungen bestätigen. So haben z. B. im südlichen Vogelsberg selbst tiefe Bohrungen (Taf. 1) keine Grundwässer von Mineralwassercharakter angetroffen, ebensowenig SE des Kinzig-Tales, also im Bereich der Spessart-Schwelle. Der sich durch das Kinzig-Tal bewegende „Salzwasserstrom“ muß demnach auf verhältnismäßig engen Bahnen verlaufen.

Die Salzwässer (Solen und auch chloridische Sulfatwässer) im östlichen bis nördlichen Hessen scheinen einen gemeinsamen Mineralwasserkörper zu bilden, der identisch mit der Verbreitung der (mehr oder weniger salinaren) Zechstein-Serien ist. Nur so läßt es sich nämlich erklären, daß in zahlreichen Bohrungen NE- und E-Hessens die Wasserspiegel unter Geländeoberfläche blieben, solange die Bohrungen in Schichten des Buntsandsteins umgingen. Mit Erreichen der Zechstein-Serien stiegen jedoch die Wasserspiegel (meist Salzwässer) mehr oder weniger sprungartig an, in Tallagen in der Regel über Geländeoberfläche, in höher gelegenen Gebieten bis wenige Meter unter Geländeoberfläche. Das (Salz-) Wasser in den Zechstein-Serien muß also höher gespannt und von höherem hydraulischem Potential sein als das in den darüberliegenden Schichtfolgen. Salzwasserleitend sind dabei wohl in erster Linie die etwas kluffreicheren, vielleicht z. T. auch verkarsteten carbonatischen Gesteine.

III.

So klar die geschilderten unterirdischen, hauptsächlich von Durchlässigkeiten geprägten Abflüsse in E- und auch N-Hessen erscheinen, so ergeben sich mit Annäherung an das Schiefergebirge und im Schiefergebirge selbst häufig widersprüchliche Verhältnisse. In der Frankenger Bucht z. B. wechseln die Potentialniveaus auf relativ engem Raum zwischen 212 und 279 m über NN. Im Rheinischen Schiefergebirge zwischen Lahn und Dill sind Salzwasservorkommen (STENGEL-RUTKOWSKI 1967) mit ähnlich hohen Spiegel-niveaus festzustellen, Niveaus, die –obwohl es sich hier z. T. um ausgesprochene salz-, nämlich chloridreiche Wässer handelt– höher als die vergleichbarer Vorkommen in E- oder S-Hessen liegen, die als Liefergebiete für den Salzwasserzulauf in Frage kämen. Den meisten

dieser Vorkommen im und am Rande des Schiefergebirges ist gemeinsam, daß die chloridischen Wässer erst durch Bohrungen erschlossen wurden, wobei also durch Öffnung der Schichten mittels eines Bohrloches die fehlende Durchlässigkeit der über dem Mineralwasserleiter liegenden Überdeckung überwunden wurde. Immerhin zeigt der zuweilen eingetretene Überlauf solcher Bohrlöcher ein verhältnismäßig hoch liegendes Potentialniveau der chloridischen Mineralwässer an. Die Frage stellt sich also, wie solche hohen Potentiale zustande kommen. Erhöhte Gehalte an freier Kohlensäure fehlen, ebenso auffällig erhöhte Wassertemperaturen. Denkbar zur Erklärung dieser Verhältnisse wären z. B. örtliche, mehr oder weniger begrenzte Grundwasserkreisläufe, hydraulisch gesteuert von hochliegenden Einzugsgebieten, in deren tieferen Bereichen Salzwasser zugeführt, nach dem Wasserstrahlpumpen-Prinzip in die Kreisläufe einbezogen und somit auch in höhere Niveaus bewegt werden. Die Schüttungen der hier betrachteten Bohrungen sind entsprechend den geringen Durchlässigkeiten im Schiefergebirge allgemein gering, so daß auch die möglichen Salzwasserzuflüsse in solche Wasserkreisläufe quantitativ nur mäßig sein müssen.

IV.

Mineralwasservorkommen mit mehr oder weniger reichen Gehalten an gelöster freier Kohlensäure verdanken ihren Auftrieb (also ihr Potential oder einen Teil davon) der Kohlensäuregasentbindung infolge der Druckabnahme beim Aufstieg der Mineralwässer. Diese Zusammenhänge, heute auch als Gaslift bezeichnet, sind lange bekannt und wurden eingehend untersucht (KAMPE 1922). Das Prinzip ist dabei, daß sich durch die Gasentbindung die Dichte des (nunmehr gashaltigen) Wassers mindert. Dichteunterschiede von (unterirdischen) Wässern, dadurch hervorgerufene Potentialunterschiede und Wasserbewegungen entstehen jedoch nicht nur durch Gasentbindung. Durch unterschiedliche Salzkonzentrationen stellen sich z. B. in Solen spezifische Dichten bis etwa 1,02 g/ml ein. Höhere Salzkonzentrationen führen daher zum Absinken und Anreichern solcher Wässer in größerer Tiefe. Weniger beachtet wurden bisher Dichteunterschiede als Folge verschiedener Wassertemperaturen. So hat z. B. „normales“ (T_w 8 – 10 °C) Grundwasser eine Dichte um 1,000 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$), solches von 50 °C: 0,987, von 100 °C: 0,957. Höher temperierte unterirdische Wässer steigen daher schneller auf als mäßig temperierte, auch hier bevorzugt auf durch Klüftzonen vorgezeichneten Bahnen, wie sie z. B. am S-Rand des Rheinischen Schiefergebirges gegeben sind.

V.

Im Gebiet des Oberrheingrabens sinkt die Grenzfläche Süß-/Salzwasser in Richtung auf die Grabenachse(-mitte) ab, Beobachtungen, die schon verschiedentlich gemacht wurden (z. B. SCHMITT & THEWS 1974: 59) und die sich auch in den Spiegellagen der Taf. 1 andeuten. Offensichtlich liegt der Salzwasserfüllung in den mächtigen pleisto- und pliozänen Lockergesteinsgrundwasserleitern das in Wasserwerken gewonnene Süß- (mineralarme) Grundwasser kalottenartig auf. Diese Verhältnisse erinnern an die Süßwasservorkommen über Salzwässern in Inseln und wurden – zunächst von GHYBEN (1889) und HERZBERG (1901) beschrieben – von TODD (1964: 278 ff.) als GHYBEN-HERZBERG-Beziehung bezeichnet.

Ist h_s die Höhe zwischen Meeresspiegel und Unterkante der Süßwasserkalotte, h_f die Höhe zwischen Meeresspiegel und Oberkante der Süßwasserkalotte, ρ_s die spez. Dichte des Salzwassers und ρ_f die des Süßwassers, so ergibt sich:

$$h_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} \cdot h_f$$

Zum Beispiel beträgt bei einer Dichte des Salzwassers (ρ_s) von $1,025 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ und des Süßwassers (ρ_f) von $1,000$ die Mächtigkeit der unter das Meeresniveau eintauchenden Süßwasserkalotte das 40fache der Höhe zwischen Meeresniveau und Oberkante Süßwasserkalotte (= Süßwasser-Oberfläche), bei einer den Solen entsprechenden Dichte von etwa $1,02$ sogar das 50fache, Größenordnungen, die unter Bezug auf das Vorflutniveau des Rheins („Meeresspiegel“) auch im Gebiet des Oberrheingrabens zutreffen könnten. Aus der obigen Beziehung ergibt sich ferner, daß mit steigender Dichte (= zunehmende Versalzung) die Mächtigkeit der Süßwasserkalotte ($h_f + h_s$) ab-, bei abnehmender Dichte zunimmt. Insofern wäre eine Kartierung der Grenzfläche Salz-/Süßwasser im Oberrheingraben schon von einigem Interesse.

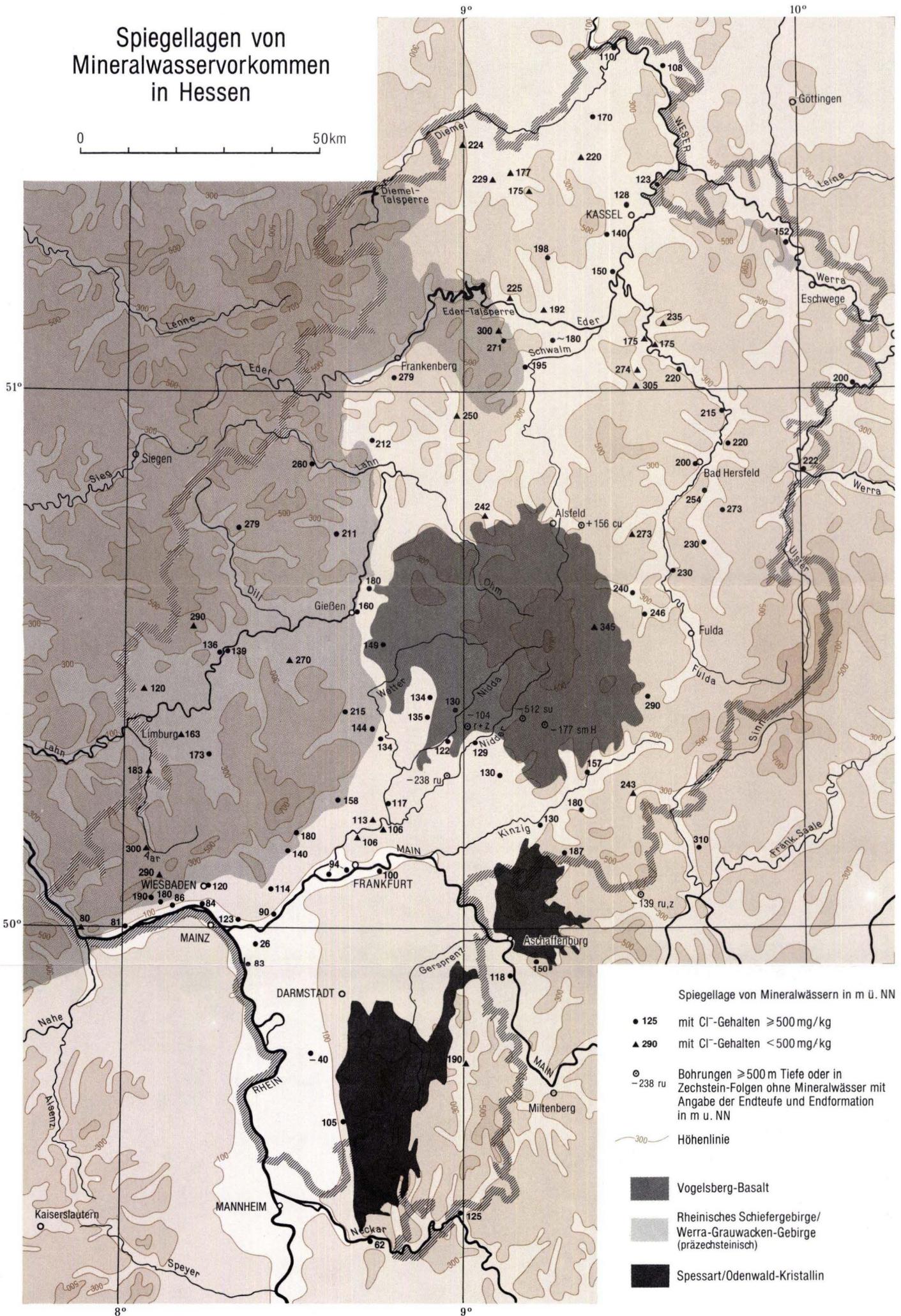
Auf geohydrologische Verhältnisse in Hessen übertragen, schließt daran folgende Überlegung an. Die geschilderte GHYBEN-HERZBERG-Beziehung setzt eine den geologischen Verhältnissen in Küstengebieten entsprechende hydrogeologische Situation voraus, d. h. grundwasserleitend müssen mehr oder weniger dicht gelagerte Lockergesteine sein. Auf Klüftgesteine, deren wirksames Hohlraumvolumen etwa 10 bis 20 mal geringer als das von Lockergesteinen ist und die in Hessen am meisten (rd. 76% der Landesfläche) verbreitet sind, dürften derartige Überlegungen weniger zutreffen. Dagegen ist die Anwendung dieser Beziehung auf das Gebiet des Oberrheingrabens zur Beschreibung der Süß-/Salzwasserhältnisse wegen der Vergleichbarkeit der geologischen Situation durchaus zulässig und führt, wie oben ausgeführt, zu glaubhaften Werten. Dadurch wird auch das relativ hohe Niveau der Salzwasseroberfläche im W-Randgebiet des Oberrheingrabens (z. B. bei Trebur) erklärbar, weil hier die Lockergesteinsüberdeckung und damit Mächtigkeit des Grundwasserkörpers im Lockergestein über den liegenden Festgesteinen im Gegensatz zur Grabenmitte geringmächtig und somit das „Herabdrücken“ des Salzwassers infolge fehlender Süßwasserlast reduziert ist oder ausbleibt. Das würde aber bedeuten, daß es sich bei den Salzwasservorkommen im Randgebiet unter Umständen nicht um aufgestiegene Salzwässer handelt. Welche Auswirkungen sich bei einer solchen Annahme auf die geohydraulischen Verhältnisse in anderen, mit dem Oberrheingraben in hydraulischer Verbindung stehenden Gebieten ergeben, müßte noch eingehender überdacht werden, als es die hier vorgelegte Zusammenstellung von Mineralwasserspiegeln ermöglicht. Das Netz von Mineralwasserspiegeldaten müßte dazu engmaschiger sein, und die Spiegelniveaus der Mineralwasservorkommen müßten zur Interpretation noch genauer eingemessen werden.

VI.

Bei der geohydraulischen Beurteilung von Mineralwasserbewegungen ist offensichtlich mit mehreren Faktoren zu rechnen. Es erscheint daher nicht zulässig, allein einem mehr oder weniger scheinbaren hydraulischen, aus den Mineralwasserspiegeln konstruiertem Gefälle folgend, Bewegungsrichtungen zu postulieren, zumal die Durchlässigkeitsverhältnisse wesentlich, meist entscheidend die Bewegungsrichtungen beeinflussen.

Spiegellagen von Mineralwasservorkommen in Hessen

0 50km



VII. Spiegellagen der Mineralwasservorkommen in Hessen mit Cl-Gehalten ≥ 500 mg/kg (m über NN)

Vorkommen	Spiegellage m über NN	Vorkommen	Spiegellage m über NN
Karlshafen (Solquelle)	110	Wiesbaden-Schierstein	84
Oedelsheim	108	Wiesbaden	120
Speele	123	Bad Soden/Ts.	140
Hofgeismar	170	Krontal/Ts.	180
Kassel-Ihringshausen	128	Bad Homburg v. d. H.	158
Bad Sooden-Allendorf	152	Schwalheim bei Bad Nauheim	134
Kassel-Wilhelmshöhe	140	Bad Nauheim	144
Emstal-Sand	198	Fauerbach	215
Grifte	ca. 150	Oberhörgern	149
Bad Wildungen (Helenenquelle)	271	Gießen	160
Büraberg b. Fritzlar	ca. 180	Gießen-Wieseck	181
Zwesten	195	Grundschwalheim	134
Rotenburg-Braach	220	Echzell	135
Breitenbach (Krs. Hersfeld-Rotenburg)	215	Staden	122
Meckbach (Krs. Hersfeld-Rotenburg)	220	Bad Salzhausen	130
Bad Hersfeld	200	Bad Selters/Nidder	129
Herleshausen	200	Büdingen	130
Philippstal	222	Gelnhausen	130
Sieglos	254	Roßbach/Spessart	187
Buchenau 1	273	Bad Orb	180
Rothenkirchen	230	Bad Soden/Salmünster	157
Schlitz-Pfordt	230	Großkarben	117
Bad Salzschlirf	240	Bad Vilbel (Friedrich-Karl-Sprudel)	106
Großenlüder	246	Offenbach	100
Frankenberg/Eder	279	Frankfurt a. M./Hauptbahnhof	94
Wetter	212	Frankfurt a. M./Nied	94
Dautphe	260	Weilbach	114
Lohra	211	Rüsselsheim WW Hof Schönau	26
Eibach	279	Astheim (Gut Hohenaue)	83
Biskirchen	139	Hähnlein	- 40
Löhnberg	136	Heppenheim/Odenwaldquelle	105
Niederselters	173	Hochheim	123
Geisenheim	81	Flörsheim	90
Kiedrich	190	Neuhof b. Fulda	ca. 290
Eltville	180	Brückenau	310
Nieder-Walluf	86	Heidelberg (Soltherme)	125

VIII. Spiegellagen der Mineralwasservorkommen in Hessen mit Cl-Gehalten < 500 mg/kg (m über NN)

Vorkommen	Spiegellage m über NN	Vorkommen	Spiegellage m über NN
Neudorf/Waldeck	224	Kirtorf-Lehrbach	242
Arolsen	229	Schiffelbach	250
Braunsen	213	Schwalbach bei Wetzlar	270
Volkmarsen (Stadtbrunnen)	117	Probbach/Nenderoth-Dillhausen	290
Ehrsten	175	Hadamar	120
Westuffeln	220	Lindenholzhausen	163
Edertal-Bergheim	225	Rückershausen	183
Geismar (Donarquelle)	192	Bad Schwalbach	300
Bad Wildungen (Georg-Viktor)	300	Schlangenbad	290
Malsfeld/Beiseförth	175	Aßmannshausen	80
Rengshausen	274	Frankfurt a. M./Berkersheim	106
Spangenberg-Moershausen	235	Bad Vilbel-Massenheim	113
Nausis	305	Bad König	190
Herbstein	407	Marjoß	243
Wallersdorf	273		

IX. Hessische Bohrungen \geq 500 m Tiefe oder in Zechstein-Serien ohne Mineralwasser

Vorkommen	Sohle	Endformation
Eifa (166,4 m tief)	+ 156 m NN	cu
Bös-Gesäß (500 m tief)	- 177 m NN	smH
Ranstadt (S Nidda) (258,5 m tief)	- 103,5 m NN	r+z
Hirzenhain b. Büdingen (744 m tief)	- 512 m NN	su
Altenstadt (372,0 m tief)	- 238 m NN	ru

Schriftenverzeichnis

- GHYBEN, B. W. (1889): Nota in verband met de voorgenomen putburing Nabij Amsterdam. - T. k. Inst. Ing., 1888 - 1889: 21; Den Haag.
- HERZBERG (1901): Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. - J. Gasbel u. Wasservers., **44**: 815-819, 842-844, 2 Abb.; München (Oldenbourg).
- HÖLTING, B. (1979): Neue Mineralwasservorkommen in Hessen. - Heilbad u. Kurort, **31** (4): 84-93, 9 Abb.; Gütersloh.
- (1981): Vorkommen und Verbreitung von tiefen Grundwässern des Na₂-SO₄-Typs in Hessen. - Geol. Jb. Hessen, **109**: 139 - 146, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KAMPE, R. (1922): Zur Mechanik gasführender Quellen. - Ing.-Z., **2** (11): 145 - 149, (12): 158 - 162, 7 Abb.; Teplitz-Schönau.
- SCHMITT, O., & THEWS, J.-D. (1974): Hydrogeologie. - Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 6016 Groß-Gerau, 2. Aufl.: 53 - 65, 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1967): Einige neue Vorkommen von Natrium-Chlorid-Wasser im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 190 - 212, 6 Abb.; Wiesbaden.
- TODD, D. K. (1964): Ground Water Hydrology. - 336 S.; New York (Wiley).

Vorwort zu den bodenkundlichen Beiträgen

Schon bei der Gründung der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt 1873 war im Aufgabenkatalog auch die Erforschung des Bodens als Pflanzenstandort enthalten, und bei der Neugründung der Geologischen Landesämter der Bundesrepublik Deutschland 1945/46 wurde traditionell die Bodenkunde wieder ein Bestandteil amtlicher Aufgaben. Der erste Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Prof. Dr. F. MICHELS, hat in der sicheren Erkenntnis von der Bedeutung der Bodenkunde für das Land Hessen diesem Teil der Amtsaufgaben einen entsprechenden Platz eingeräumt. Es war kein Zufall, daß die erste Besprechung über die Neugründung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im Hessischen Landesamt für Bodenforschung stattfand. Somit ist es naheliegend, daß die Entwicklung der bodenkundlichen Wissenschaft und ihre praktische Anwendung maßgeblich vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung mitgetragen wurde. Vor allem sind hier zu nennen: die Gestaltung der Bodenkundlichen Landesaufnahme im Maßstab 1:25 000, die Spezialkartierung der ausgedehnten Weinberge Hessens, die sich schließlich zu einer umfassenden Standortkartierung entwickelte, an der Bodenkundler, Meteorologen und Weinbauwissenschaftler gemeinsam arbeiten, ferner die Beratung der Waldbodenkartierung, bodenkundliche Gutachten verschiedener Art und anderes mehr. Daneben wurde ständig zur Erweiterung der bodenkundlichen Grundlagenforschung beigetragen, z. B. an dem Ausbau der Bodensystematik, an der bodenkundlichen Kartieranleitung, an der Erforschung der Genese der Paläoböden, an der Methodik der Bodenkartierung, um nur einige Kernpunkte zu nennen.

In einem umfangreicheren Teil von Band 113 des Geologischen Jahrbuches Hessen sollen die oben angesprochenen bodenkundlichen Leistungen dokumentiert und der neueste Erkenntnisstand in einer größeren Zahl von Arbeiten dargelegt werden. Das geschieht aber auch im Bewußtsein, daß neue Aufgaben auf die Bodenkunde zukommen, die in dem Begriff „Bodenschutz“ vereinigt sind und in der Öffentlichkeit mit Anteilnahme diskutiert werden. Die Bodenerosion, deren Auswirkung in Hessen in den letzten Jahrzehnten besonders untersucht worden ist, war schon lange als Gefahr für den Kulturboden erkannt. Es kommen aber verstärkt die Immissionen hinzu, die den Boden auf Dauer belasten. Hier gilt es, die Grenzen der Belastbarkeit der verschiedenen Böden aufzuzeigen. Hinzu kommt der Fragenkomplex, der mit der Beseitigung von Müll und Klärschlamm verbunden ist. Das sind neue Aufgaben, die von der Bodenkunde zu lösen sind.

Die Betonung der Bodenkunde in diesem Band trifft sich mit der Vollendung des 60. Lebensjahres von Prof. Dr. H. ZAKOSEK, dem derzeitigen Leiter des Instituts für Bodenkunde der Universität Bonn, am 14. Mai 1985. Er hat, wie auch sein Vorgänger Prof. Dr. E. SCHÖNHALS – dessen Verdienste ich anläßlich seines 70. Geburtstages in einer akademischen Feier an seiner späteren Wirkungsstätte als Direktor des Instituts für

Bodenkunde und Bodenerhaltung der Universität Gießen gewürdigt habe –, während seiner Tätigkeit am Hessischen Landesamt für Bodenforschung maßgebenden Anteil an der Entwicklung der Bodenkunde im Hessischen Landesamt für Bodenforschung gehabt und darüber hinaus an dem Fortschritt der bodenkundlichen Wissenschaft und deren Praxisbezug. Dessen eingedenk seien ihm Anerkennung, Dank und Glückwünsche gewidmet.

ERNST BARGON

Warum gibt es bis heute keine einheitliche Klassifikation der Böden der Erde?

Von

EDUARD MÜCKENHAUSEN*

Kurzfassung: Die historische Entwicklung der Bodenklassifikationen vom Altertum bis heute wird vorab geschildert, d. h. von einfachen Bodeneinteilungen bis zur pedogenetischen Klassifikation. Der Unterschied von Bodenklassifikation und Bodensystematik wird erklärt. Die Voraussetzung für die Ausarbeitung einer Bodensystematik wird eingehend dargelegt. Die heutige Auffassung von einer weltweiten und von einer lokal begrenzten Bodenklassifikation mit Beispielen wird dargelegt.

Abstract: The historical development of the soil classifications will be described from the antiquity up today, i.e. from simple soil classification up to the pedogenetical classification. The distinction of soil classification and soil systematic is clarified. The suppositions for the elaboration of a soil systematic are exposed in detail. The present conception of a world-wide and of a local limited soil classification are explained with examples.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkung	153
2. Ältere Bodenklassifikationen	154
3. Andere Vorschläge für eine Bodengliederung	156
4. Bodenklassifikation und Bodensystematik	157
5. Voraussetzungen für eine Bodensystematik	157
6. Die heutige Auffassung von einer weltweiten und von lokal begrenzter Bodenklassifikation	159
7. Folgerungen	160
8. Schriftenverzeichnis	162

1. Vorbemerkung

Die geologischen Landesämter bzw. Ämter für Bodenforschung der Bundesrepublik Deutschland sind mit der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme gleichermaßen betraut. Obgleich die deutschen Länder diese amtliche Aufgabe autonom durchführen, haben sie kurz nach ihrer Gründung 1945 in freiwilliger Vereinbarung beschlossen, die geologischen und bodenkundlichen Kartenwerke für die ganze Bundesrepublik nach dem gleichen Grundkonzept zu gestalten. Was für die geologische Karte die differenzierte

* Herrn Prof. Dr. HEINRICH ZAKOSEK zum 60. Geburtstag gewidmet.

Prof. Dr. Dr. h. c. E. MÜCKENHAUSEN, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn 1.

Formationsgliederung ist, das ist für die Bodenkarte die pedogenetische Systematik, und das gilt laut freiwilligem Beschluß für alle Länder der Bundesrepublik Deutschland. Im Gegensatz zu den außerdeutschen Ländern, wo die Bodenkartierung im Aufgabenbereich der Behörde für Landwirtschaft und Forsten liegt, ist diese in den Ländern der Bundesrepublik dem geologischen Landesdienst eingegliedert.

Während für die Gestaltung der geologischen Karten der außerdeutschen Länder auch die Formationsgliederung maßgebend ist, spiegelt sich in den bodenkundlichen Karten dieser Länder die jeweils vorliegende Bodenklassifikation wider, und diese ist von Land zu Land mehr oder weniger verschieden. Für alle Länder der Bundesrepublik, also auch für das Land Hessen, stellt sich die Frage, welche Gründe vorliegen, die zu verschiedenen Bodenklassifikationen und damit auch zu verschiedenen Bodenkarten der außerdeutschen Länder geführt haben.

2. Ältere Bodenklassifikationen

Versuche, die Böden als Lebensbasis der Menschheit zu klassifizieren, gehen weit ins Altertum zurück, nämlich so weit wie Ackerbau betrieben wird. So wird angenommen, daß der Chinese Yu vor 4000 Jahren bereits eine erste Klassifikation der Böden nach Farbe und Struktur versuchte. Die heute noch in China geübte Bodenverbesserung durch kompostierten Löß ist uralte, was für reges Interesse am Boden seit alters her zeugt. Aber auch bei den Babyloniern, Skythen, Griechen und Ägyptern gibt es Aufzeichnungen über die Verschiedenheit des Bodens und einfache Methoden der Bodenverbesserung, z. B. verbesserten die Ägypter die sandigen, armen Böden mit Nilschlamm. Die Römer hatten bereits eine Bodeneinteilung nach der Bearbeitbarkeit, indem sie leichte und schwere, mürbe und zähe Böden unterschieden und nach der Fruchtbarkeit fette und magere. Sie kannten auch schon die Bodenverbesserung durch Mergel, Asche und Dränung. Danach bis zum Aufblühen der Naturwissenschaften im 18. Jahrhundert hat die Wissenschaft vom Boden keine Fortschritte gemacht.

THAER (1752–1828) und seine Mitarbeiter EINHOF und CROME haben 1811 eine Einteilung (Klassifikation) der Böden vorgeschlagen, die auf den Anteilen der Korngrößen (Sand, lehmiger Sand usw.) beruht. Das waren die Arten des Bodens, die Bodenarten. FALLOU (1862) knüpfte an die Klassifikation von HAUSMANN aus dem Jahre 1823 an und erweiterte den Begriff der Bodenarten, indem er den wichtigsten Gesteinen jeweils ihre Bodenart zuordnete, z. B. Quarzitboden, Gneisboden, Jurakalkboden. In seinem Buch nimmt diese sehr differenzierte „Besondere Bodenkunde“ 282 Seiten ein, wobei die so charakterisierten Böden in Klassen und Gattungen gegliedert sind. Dabei lehnte er sich gedanklich an die Pflanzensystematik von CARL VON LINNE an. In diesem Zusammenhang überlegt er, ob man den Böden Namen einer toten Sprache geben solle.

Etwas später erkannte DOKUTSCHAJEW (1879) die Bedeutung der Faktoren der Bodenbildung, wie Klima, Vegetation, Relief usw. Aufgrund dieser Faktoren erwuchs eine erste genetisch orientierte Bodenklassifikation. Ihr folgte eine Reihe von bodenklassifikatorischen Arbeiten auf genetischer Basis aus der russischen Schule, von den Autoren können nur einige genannt werden: SIBIRZEW (1895), GLINKA, WYSOTZKI, VILENSKI, KOSSOWITSCH, NEUSTRUSEW, PRASOLOV.

In jener Zeit (1873) wurde die Preußische Geologische Landesanstalt gegründet, der auch die Erforschung des Kulturbodens als Aufgabe gestellt wurde. Nicht zuletzt liegt hier der traditionelle Anlaß, bei der Gründung der deutschen geologischen Ämter ab 1945 den Bodenkundlichen Landesdienst als Aufgabe einzubeziehen. Ferner fällt auch in diese Zeit die Gründung (1851) der ersten Landwirtschaftlichen Versuchsstation in Möckern bei Leipzig (weitere folgten bald) und der Moorversuchsstation (1877) in Bremen. Die genannten drei Institutionen haben wichtige Forschungsarbeiten auf bodenkundlichem Gebiet geleistet, die grundlegend waren für die spätere Konzeption einer Bodenklassifikation oder Bodensystematik.

Etwa zwei Jahrzehnte später als DOKUTSCHAJEW erkannte auch HILGARD (1892) in den USA die Abhängigkeit der Bodenbildung von den einflußnehmenden Faktoren, vor allem vom Klima. Fast drei Jahrzehnte später legte MARBUT (1928) den Entwurf einer ersten Klassifikation der Böden der USA vor.

Der schnelle Fortschritt der russischen Schule auf dem Gebiete der Bodengenese und eine darauf beruhende Bodenklassifikation hatte großen Einfluß auf die Entwicklung der bodenkundlichen Wissenschaft in Deutschland und in anderen Ländern. Als erste Auswirkung in Deutschland kann man die Lehrbücher von RAMANN betrachten, und zwar seine „Bodenkunde“ (1905/11) und sein Werk „Bodenbildung und Bodeneinteilung“ (1918). Hier ist auch das Buch von LANG (1920, 6. Aufl.) „Verwitterung und Bodenbildung“ zu erwähnen. Als konsequente Fortsetzung ist das Lehrbuch von STEBUTT (1930) hervorzuheben, in dem der Boden als dynamisches System dargestellt wird, und daraus ergibt sich eine auf Bodenbildungsprozessen beruhende, genetische Bodenklassifikation. Die in vielen russischen Arbeiten niedergelegten Gedanken über die Bodenbildungsfaktoren und deren Wirkung auf die Bodenentstehung wurden in Deutschland zuerst von STREMMER aufgegriffen und dem Gliederungsprinzip einer neuen Bodenkarte des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig (1926) unterlegt. Nach dem gleichen genetischen Klassifikationsprinzip gestalteten STREMMER und HOLLSTEIN eine Internationale Bodenkarte von Europa (1937), ein Auftrag der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft. Damit wurde die Bodenkunde in Deutschland aus dem statischen Prinzip des Bodenmaterials (Bodenarten) hingeführt zu den Prozessen, die sich im Boden abspielen und zu den Bodentypen führen. LAATSCH (1938/54/57) hat in seinem Buch über die „Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden“ die Gedanken von STEBUTT weitergeführt und speziell mit den von STREMMER vorgestellten Bodentypen in Zusammenhang gebracht. Das war der endgültige Durchbruch zur genetischen Bodenklassifikation. In der bodenkundlichen Wissenschaft hatte sich inzwischen eine große Menge wissenschaftlicher Erkenntnisse angesammelt, die von BLANCK (1929/39) im „Handbuch der Bodenlehre“ verdienstvollerweise zusammengetragen wurden. Die Aufzählung dieser Werke aus Mitteleuropa ist zwar nicht vollständig, zeigt aber deutlich, daß sich die Bodenkunde als Wissenschaft in den ersten 40 Jahren dieses Jahrhunderts auch in Deutschland ein solides Fundament geschaffen hat.

Im Jahr 1953 erschien das Werk von KUBIENA „Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.“ Damit wird der Begriff Bodenklassifikation durch Bodensystematik ersetzt. Er versteht unter Systematik eine stufenartige Gliederung unter Berücksichtigung aller für die Systematik wesentlichen, den Objekten (den Böden) selbst innewohnenden Eigenschaften. Damit will KUBIENA über den Begriffsinhalt der Klassifikationen der Vergangenheit hinausgehen, die ihm nicht hinreichend umfassend erschienen. Die Heraus-

gabe dieses Werkes fiel in die Zeit, in der sich die „Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde der Geologischen Landesämter“ bemühte, für die anlaufende Bodenkartierung eine bundesweit einheitliche Kartenlegende auszuarbeiten. Dafür schien zunächst eine Bodensystematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland im Stile der von KUBIENA für Europa vorgestellten notwendig zu sein. Inzwischen hatte eine Vorverhandlung über die Neugründung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im Hessischen Landesamt für Bodenforschung mit der Unterstützung des damaligen Direktors, Prof. Dr. F. MICHELS, stattgefunden. Der erste Präsident der neu gegründeten Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Prof. Dr. F. SCHEFFER, setzte in der Mitgliederversammlung 1952 einen „Arbeitskreis für Bodensystematik“ ein mit der Aufgabenstellung, möglichst schnell eine Bodensystematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland auszuarbeiten, um damit die Grundgliederung der Legende für die Bodenkarten der Bundesrepublik Deutschland zu schaffen. Diesem Arbeitskreis gehörten zunächst an: Prof. Dr. F. VOGEL (Vorsitzender), Ob. Forstrat Dr. F. HEINRICH, Prof. Dr. W. LAATSCH und Prof. Dr. E. MÜCKENHAUSEN (Federführender). Das Vorbild für die neue Bodensystematik war die von KUBIENA (1953). Nach einigen Jahren des Bemühens um eine Bodensystematik konnte der „Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde“ ein erster Entwurf für die Legendengestaltung vorgelegt werden. Im Jahre 1962 wurde vom Arbeitskreis das Buch „Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland“ veröffentlicht (MÜCKENHAUSEN et al. 1962), das 1977 mit den bis dahin erarbeiteten Ergänzungen als 2. Auflage erschien. Dieses Buch enthält auch weitgehend vollständig die Literatur über Bodenklassifikation. Damit ist der Entwicklungsweg aufgezeigt, der in der Bundesrepublik Deutschland zu einer heute in unserem Lande anerkannten und gebrauchten Bodensystematik geführt hat, welche auch die Grundgliederung der Legende der deutschen Bodenkarten darstellt. Indessen ist der Weg zu einer Bodenklassifikation in anderen Ländern jeweils anders verlaufen.

3. Andere Vorschläge für eine Bodengliederung

Neben der Allgemeinen Bodenkunde hat sich in unserem Lande noch eine andere Richtung der Bodenkunde in den letzten 130 Jahren entwickelt, nämlich die Pflanzenernährung innerhalb der Agrikulturchemie.

Die fundamentale Entdeckung wichtiger Gesetze der Pflanzenernährung durch JUSTUS VON LIEBIG um die Mitte des 19. Jahrhunderts ließ die Agrikulturchemie schnell aufblühen. Ihr wurde damals verständlicherweise mehr Aufmerksamkeit gewidmet als der Bodenkunde, denn die Agrikulturchemie konnte in Erkenntnis der physiologischen Wirkung von Düngern einen in damaliger Zeit großen Erfolg in der Steigerung der Erträge von Nutzpflanzen buchen. Aus dieser Sicht wurde auch eine Bodenkunde mit Erfolg gelehrt, wofür das Buch von MITSCHERLICH, das 1906 erstmals und 1950 in 6. Auflage erschien, ein gutes Beispiel darstellt; es ist betitelt: „Bodenkunde für Landwirte, Forstwirte und Gärtner in pflanzenphysiologischer Ausrichtung und Auswertung“. Heute stehen Bodenkunde und Pflanzenernährung als sich ergänzende Fächer nebeneinander.

Von der Physikochemie her kamen auch Vorschläge für eine Bodeneinteilung, nämlich nach dem Adsorptionsvermögen des Bodens. Das ist zwar eine sehr wichtige Bodeneigenschaft, jedoch nicht als Grundlage für eine Bodenklassifikation geeignet.

Mehr Beachtung fand der Vorschlag, die Böden nach der Pflanzendecke zu klassifizieren, aber auch dieser Vorschlag konnte sich nicht durchsetzen, da unter einer bestimmten Pflanzendecke verschiedene Böden auftreten können, die zwar auf die Pflanzendecke die gleiche Wirkung ausüben, indessen aber genetisch verschieden sind und somit in einer genetisch orientierten Gliederung verschieden plaziert sein müssen.

4. Bodenklassifikation und Bodensystematik

Zunächst soll erklärt werden, welcher Unterschied zwischen Bodenklassifikation und Bodensystematik besteht. KUBIENA (1953) hat, wie oben schon kurz erwähnt, diesen Unterschied klar formuliert. Er versteht unter Bodenklassifikation eine Gliederung der Böden nach einem gewählten Einteilungsprinzip, das verschieden sein kann. So wurden in der Vergangenheit z. B. Nutzungseignung, Bodenarten oder Ausgangsgesteine für die Gliederung der Böden verwendet; dabei handelt es sich um Klassifikationen. Eine Bodensystematik verlangt mehr; sie stellt eine stufenartige Ordnung der Böden in Kategorien dar, bei der alle für die Systematik wichtigen bodeneigenen Kriterien einbezogen sind. Den Begriff Bodensystematik gebraucht man im Ausland mit wenigen Ausnahmen (z. B. Österreich) nicht. Aber viele der heutigen Bodenklassifikationen des Auslandes genügen auch begrifflich der Bodensystematik. Somit könnten heute beide Begriffe Verwendung finden. Im folgenden wird von Bodensystematik gesprochen, wenn es die Bundesrepublik Deutschland betrifft, und von Bodenklassifikation, wenn diese auf das Ausland bezogen ist.

5. Voraussetzungen für eine Bodensystematik

Für die Ausarbeitung einer Bodenklassifikation oder Bodensystematik eines Landes oder eines bestimmten Raumes müssen hinreichende Kenntnisse von den betreffenden Böden vorliegen, die nur durch gründliche Felduntersuchungen und Bodenkartierungen gewonnen werden können. Jedenfalls müssen diese Feldarbeiten so intensiv sein, daß alle wichtigen Bodenentwicklungen erfaßt werden. Um aber dieses Bodenbild zu gewinnen, bedarf es Fachleute, die aufgrund von Ausbildung und beruflicher Erfahrung einen Raum bodenkundlich zu durchblicken vermögen, d. h. die vorkommenden Böden nach Merkmalen, Eigenschaften und genetischer Entwicklung zu charakterisieren. Neben der fachlichen Befähigung müssen dem Bodenkundler auch die Hilfsmittel zur Verfügung stehen, um eine solche Charakterisierung vornehmen zu können; das sind eine genügende Zahl von Bodenaufschlüssen und Laboranalysen. Somit sind also subjektive und objektive Vorbedingungen erforderlich, die man folgendermaßen aufzeigen kann:

- a) Subjektive Vorbedingungen
 1. Etwa gleiche Fachausbildung.
 2. Etwa gleiches Beobachtungs- und Beurteilungsvermögen.
 3. Etwa gleiche Objektivität im Beobachten und Vergleichen.
 4. Etwa gleiches Gedächtnis für das Beobachtete.
 5. Etwa gleicher Erfahrungsschatz an Beobachtungen und Vergleichsmaterial.
 6. Etwa gleiche Präsenz der beobachteten und im Gedächtnis registrierten Objekte im Augenblick neuer Beobachtungen und neuer Vergleiche (Erinnerungsvermögen).

b) Objektive Vorbedingungen

1. Verfügung über ausreichende Beobachtungsobjekte.
2. Hinreichende Möglichkeiten für die Intensität der Untersuchungen im Felde und im Labor.

Das alles ist notwendig, damit Bodenkundler in der gleichen Weise erschöpfend beurteilen, vergleichen und bodensystematisch ordnen können. Diese Forderung kann bei naturwissenschaftlich begabten Fachleuten oft erfüllt sein. Wodurch allerdings Erschwernisse auftreten, ist die oft sehr verschiedene Fachausbildung und das verschiedene Erfahrungsgut. Wenn wir davon ausgehen, daß im ganzen die aufgezeigten Schwierigkeiten zu meistern sind, so müßte es doch möglich sein, zu einer gleichen Bodensystematik für mehrere oder viele Länder zu gelangen. Richtig ist, daß bodenkundliche Fachleute eine Systematik entwickeln können für einen bestimmten Raum, den sie bodenkundlich durchforscht haben. Das besagt aber keineswegs, daß sie diese Erfahrungen ohne weiteres übertragen können in einen anderen Raum mit einer anderen Bodengesellschaft, wo es heißt, aufs neue die Böden zu untersuchen und systematisch zu gliedern. Wenn also Bodenkundler an einem Vergleich und einer Systematik bestimmter Räume der Erde arbeiten, so müssen sie weitgehend in Ausbildung und Erfahrung übereinstimmen, denn nur so ist ein abgewogenes Ergebnis zu erwarten. Somit sind erhebliche Schwierigkeiten zu erwarten, wenn ein weltweiter Vergleich der Böden vorgenommen werden soll mit dem Ziel, sie in eine systematische Ordnung zu bringen, die der Vorstellung einer richtigen Systematik genügen soll. Es kommt nicht selten vor, daß ein bestimmter Bodentyp in verschiedenen, weit auseinander liegenden Räumen auftritt, ohne daß die örtlich tätigen Bodenkundler wissen, daß es sich um den gleichen Typ handelt; infolgedessen erhält in diesem Fall der gleiche Typ verschiedene Namen. Beispiele dafür sind der Zimtfarbige Waldboden und die Gainjatscha, beides Böden, die zwischen den Mediterranböden und der Parabraunerde Ungarns stehen, und zwar ersterer näher den Mediterranböden und zweiterer näher der Parabraunerde. Wenn diese genetischen Zusammenhänge bereits zu verschiedener Deutung geführt haben, wieviel mehr ist das der Fall, wenn in einem Bodenprofil die Genese einer langen Bodenbildung dokumentiert ist; denn viele Bodentypen sind nicht nur dem aktuellen Klima zuzuordnen, sondern sind das Produkt verschiedener Klimate, und zwar können Klimaperioden nacheinander auf die Bodenbildung eingewirkt haben oder der Bodentyp wurde in der räumlichen Überschneidung zweier Klimate gebildet. Im Mittel- und südosteuropäischen Raum sind an vielen Lokalitäten Tschernoseme entstanden. Die Aufklärung der Genese und klassifikatorische Einordnung hat etwa 30 Jahre erfordert, was bei dem scheinbar einfachen Bodentyp besonders überrascht (H. ZAKOSEK, mündl. Mitt. 1984). Dieses Beispiel führt uns besonders klar vor Augen, wie schwierig es ist, Genese und Klassifikation in Zusammenhang zu bringen.

Aus diesen Ausführungen ist zu schließen, daß wir von der Möglichkeit eines weltweiten Bodenvergleichs noch weit entfernt sind. Aus diesem Grunde können die Bodenkarten großer Räume nur ein unbefriedigendes Bild geben. Je allgemeiner und einfacher solche Karten in Legende und Inhalt gestaltet sind, um so richtiger sind sie. In dieser Betrachtung hat die FAO den richtigen Weg genommen, indem sie für die Bodenkarte der Erde 1:5 Mio. eine neue Legende geschaffen hat, die im ganzen Konzept einfach ist, aus der Tradition nur klar definierte Bodennamen entnommen hat und wo solche fehlten, neue, leicht verständliche Namen eingeführt hat (FAO-UNESCO, 1975/78). Man hat für die Gestaltung dieser neuen Legende der Bodenkarte der Erde bewußt keine der bestehenden Bodenklassifika-

tion herangezogen. Die vor 50 Jahren von STREMMER und HOLLSTEIN ausgearbeitete Bodenkarte von Europa 1:2,5 Mio. war ebenfalls einfach, aber fachgerecht in der Legende konzipiert; sie ist heute noch wissenschaftlich bewunderswert; selbstverständlich muß man die damals üblichen Bodennamen in die heutige Nomenklatur übersetzen.

6. Die heutige Auffassung von einer weltweiten und von lokal begrenzter Bodenklassifikation

Vor etwa 30 Jahren wurde von vielen Bodenkundlern die Auffassung vertreten, daß es derzeitig bereits möglich sei, für die ganze Erde eine einheitliche Bodenklassifikation aufzustellen. Diese Meinung wurde aber nicht von felderfahrenen Fachleuten geteilt, und so entbrannte eine heftige Diskussion. Dieses Stadium wissenschaftlicher Uneinigkeit scheint aber weitgehend überwunden zu sein, nicht zuletzt dadurch, daß die FAO, wie oben gesagt, für die neue Bodenkarte der Erde eine Legende schuf, der eine neue, vereinfachte Bodenklassifikation unterliegt. Aber auch die Ausarbeitung neuer Bodenklassifikationen (oder deren Erweiterung) in mehreren Ländern hat die Vorstellung bekräftigt, daß jedes Land seine eigene Bodenklassifikation nach den eigenen lokalen Bedingungen entwickeln muß. Auffallend ist, daß die Länder, in denen eine neue, eigenständige Bodenklassifikation ausgearbeitet wurde, teils im Stadium der Entfaltung der Bodenkunde allgemein und der Bodenkartierung im besonderen standen, teils aber Länder mit einer beachtlichen bodenkundlichen Tradition waren. Das bezeugt eindeutig, daß in jedem Land die Voraussetzungen für die Erarbeitung einer eigenständigen Bodenklassifikation spezifisch lokal gegeben sind. Man kann beobachten, daß in jedem Land die Bodenklassifikation mit der wachsenden bodenkundlichen Forschung sich vervollständigt. Einige Beispiele sollen das Gesagte erläutern helfen: Während die Untersuchung chemischer Bodeneigenschaften schon mehrere Jahrzehnte im Lande Luxemburg praktiziert wurde, begann die bodenkundliche Felduntersuchung und Kartierung erst vor etwa 2 Jahrzehnten. Da von einem belgischen Bodenkundler eine Dissertation (Kartierung) in Luxemburg durchgeführt worden war, lag es nahe, das belgische Kartierungssystem zunächst zu übernehmen. Im luxemburgischen Geologischen Landesdienst wurde eine Bodenkundliche Abteilung installiert, die nun das Land bodenkundlich durchforscht und eine eigenständige Bodenklassifikation ausbaut. Das Land Zypern hat ebenfalls vor 3 Jahrzehnten mit der Durchforschung und der Kartierung der Böden begonnen. Zunächst benutzte man für die Gestaltung der Kartenlegende die neue Bodenkarte der Erde von der FAO/UNESCO (1975/78) als Vorbild. Die bodenkundliche Übersichtskarte von Zypern konnte mit der Legende der FAO befriedigend gestaltet werden (SOTERIADES & GRIVAS 1970). Für großmaßstäbliche Bodenkarten ist aber die Legende der Bodenkarte der Erde nicht hinreichend differenziert, so daß die Bodenkundler Zyperns selbst eine differenzierte Legende nach dem Stande der Feldforschung ausarbeiteten (GRIVAS & GEORGIADES 1972), und darin stecken die Anfänge einer eigenen Bodenklassifikation. In England hat die Bodenkunde, die in der weltbekannten Landwirtschaftlichen Forschungsanstalt Rothamsted ressortiert ist, eine lange Tradition und schon sehr lange eine eigene Bodenklassifikation. In neuerer Zeit hat der anerkannte englische Bodensystematiker AVERY (1980) die englische Bodenklassifikation auf eigenständiger Basis überarbeitet und ergänzt, u. a. hat er für die vielen Tonböden Englands die deutsche Bezeichnung „Pelosol“ übernommen. Die Japaner verfügen ebenfalls über bodenkundliche

Tradition und haben eine eigenständige Bodenklassifikation aus verschiedenen eigenen und auch fremden Komponenten geschaffen, die von MATSUI (1982) neu zu einem japanischen System überarbeitet worden ist, das im ganzen den genetischen Klassifikationssystemen der europäischen Länder angepaßt ist. Die Bodenkundler der Volksrepublik China haben weitgehend eine Bodenklassifikation ausgearbeitet, wobei das System der Sowjetunion zunächst als Orientierung diente, aber inzwischen wird im Zuge der eigenen bodenkundlichen Landesdurchforschung das pedogenetische System nach eigenen Vorstellungen ausgebaut. Weitere Beispiele für eigenständige Bodenklassifikationen der Länder sind bei MÜCKENHAUSEN et al. (1967/77) zu finden. Allgemein besteht die Tendenz, eine eigene Bodenklassifikation zu entwickeln, in solchen Ländern, wo bereits eine bodenkundliche Felderkundung vorgenommen worden ist. Ist das nicht der Fall, wie in manchen Entwicklungsländern, so wird oft, wie die Erfahrung zeigt, eine bereits in Anwendung befindliche Bodenklassifikation eines anderen Landes übernommen. Das geschah in mehreren Fällen dort, wo Bodenkundler der USA bodenkundliche Forschungsarbeit leisteten und dabei ihre Bodenklassifikation (U. S. Soil Survey Staff 1975) in Anwendung brachten, vor allem für die Kennzeichnung einzelner Bodenprofile.

Im letzten Jahrzehnt hat sich bei den in der Bodenklassifikation erfahrenen Bodenkundlern die Auffassung durchgesetzt, daß die Schaffung eigenständiger Bodenklassifikationen der Länder eine begründete und gewissermaßen zwingende Entwicklung darstellt. Daneben sollte es aber des weltweiten Vergleiches der Böden wegen möglich sein, die jeweilige Bodenklassifikation der Länder mit einer allgemein anerkannten Bodengliederung zu korrelieren. Zur Zeit ist das die Bodenkarte der Erde 1:5 Mio. Zwar ist die Legende dieser Karte keine Bodenklassifikation, jedoch ist eine solche der Legende unterlegt. Diese Korrelation wird in vielen Fällen unvollkommen sein, wenn es sich um großmaßstäbliche Bodenkarten handelt, aber wir haben zur Zeit keine bessere Möglichkeit. Die inzwischen ausgearbeitete Bodenkarte von Europa 1:1 Mio. nach einer differenzierten FAO-Legende wird die Korrelation mit den Bodenkarten der Länder erheblich erleichtern. Zudem hat die FAO eine Kommission mit der Aufgabe betraut, die Legende dieser Bodenkarten im Hinblick auf eine genauere Korrelation weiter auszubauen.

7. Folgerungen

Die vorstehende Schilderung der Entwicklung der Bodengliederung, der Bodenklassifikation und schließlich der Bodensystematik zeigt, daß diese Entwicklung mit dem Fortschritt der bodenkundlichen Forschung parallel geht, d. h. ohne Fortschritt der bodenkundlichen Forschung und der Bodenkartierung ist ein Fortschritt in der Bodenklassifikation bzw. Bodensystematik nicht möglich. Demzufolge konnte eine Bodensystematik auf pedogenetischer Basis für einen bestimmten Raum erst entwickelt werden, als die Pedogenese für diesen Raum in den wesentlichen Zügen erforscht war. Das war der Fall, als KUBIENA 1953 seine Bodensystematik für Europa vorlegte. Die Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft setzte 1952 einen Arbeitskreis ein mit dem Auftrag, eine Bodensystematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland auszuarbeiten, die auch die Grundgliederung für die Bodenkartierung sein sollte. Die dann 1962 vom Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Anlehnung an KUBIENA ausgearbeitete Bodensystematik wurde von der Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde in die Bodenkundliche Kartieranleitung

(1965/71/82) als Grundgliederung der Kartenlegende übernommen. Dem schloß sich auch MÜLLER (1980) an, indem er die Begriffe der deutschen Bodensystematik in die DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft übernahm. Zur Zeit wird die erste Ausgabe (1971) der Begriffsnorm „Landwirtschaftlicher Wasserbau, Begriffe, Bodenkundliche Grundlagen“ als zweite Ausgabe (1984) vom Deutschen Institut für Normung herausgegeben, in der die Begriffe (auch in Englisch) der Bodensystematik der Bundesrepublik definiert sind. In den neuen bodenkundlichen Lehrbüchern von SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL et al. (1982), von KUNTZE et al. (1981) sowie von MÜCKENHAUSEN (1975/82) ist die gleiche Bodensystematik zu finden. Dieser übereinstimmende Entschluß, die gleiche Bodensystematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland in Schriften und Karten anzuwenden, war und ist der fachlichen Verständigung sehr dienlich. Am Zustandekommen dieser fachlichen Übereinstimmung hat das Hessische Landesamt für Bodenforschung maßgeblichen Anteil.

Eine Bodensystematik ist kein Werk von bleibender Richtigkeit in allen ihren Teilen. Vielmehr wird mit dem Fortschritt der Bodenkartierung, die Beobachtungs- und Vergleichsmaterial erbringt, auch die pedogenetische Forschung mehr und mehr Klarheit über das Mosaik und die Entwicklungsfolge der Bodentypen aufzeigen können. Damit werden auch Ergänzungen sowie hier und da auch Korrekturen der Bodensystematik notwendig werden. Aus diesem Grunde kann ein Arbeitskreis für Bodensystematik wohl ein gültiges Augenblicksbild von einer Systematik entwerfen, er kann es aber für die Dauer nur, wenn er ständig die Systematik mit dem jeweiligen Forschungsstand in Einklang hält. Die Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft hat diese Forderung von vornherein richtig erkannt und hat den Arbeitskreis für Bodensystematik beauftragt, die Systematik gleichsam auf dem laufenden zu halten. Dem wurde Rechnung getragen, indem der Arbeitskreis für Bodensystematik 1970 über die Fortschritte in der Bodensystematik berichtete (MÜCKENHAUSEN et al. 1970) und in die 2. Auflage der „Bodensystematik“ weitere Fortschritte als Ergänzungen einfügte (MÜCKENHAUSEN et al. 1977). Der Arbeitskreis für Bodensystematik arbeitet nun 32 Jahre und muß seine Arbeit im Einvernehmen mit dem Bodenkundlichen Landesdienst der deutschen Länder und den Bodenkundlichen Instituten fortsetzen, um die Bodensystematik auf einem aktuellen Stand zu halten.

Im heutigen Stadium der bodenkundlichen Forschung aller Länder der Erde können wir noch keine weltweit gültige, pedogenetische fundierte Bodensystematik entwickeln. Der Versuch wäre bei dem augenblicklichen Forschungsstand auch nicht sinnvoll, weil ein hinreichender Überblick noch fehlt. Es wäre ebenso nicht sinnvoll, die in einem Lande ausgearbeitete Bodensystematik in ein anderes Land übertragen zu wollen, wo die Bodenforschung noch nicht den adäquaten Stand erreicht hat.

Die Ausarbeitung einer Bodensystematik oder Bodenklassifikation über die Ländergrenzen hinweg ist eine große Arbeit der Zukunft, wenn wir einen besseren Einblick und Überblick über die Genetik der Böden der Erde gewonnen haben. Dazu bedarf es der Zusammenarbeit der Bodenkundler zunächst vor allem benachbarter Länder, wofür Österreich, die Schweiz und die Bundesrepublik Deutschland und in neuerer Zeit die Niederlande, Belgien und Nordrhein-Westfalen hoffnungsvolle Ansätze gemacht haben. Je mehr die Bodenkundler ihre Erfahrungen austauschen, je mehr sie gemeinsam am Objekt „Boden“ diskutieren, je eher werden wir zu einer sicheren Bodenbeurteilung, zu einem klaren Bodenvergleich und zu einer befriedigenden allgemeingültigen Bodensystematik

bzw. Bodenklassifikation gelangen. Das ist ein fernes Ziel, das bei kollegialem und nur auf die Sache gerichtetem Einsatz erreichbar wäre.

8. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsgruppe Bodenkunde der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 3. Aufl.; Hannover.
- AVERY, B. W. (1980): Soil classification for England and Wales. – Soil Survey, Technical Monograph No. 14, Rothamsted Experimental Station, Harpenden, Herts.
- BLANCK, E. (Hrsg.) (1929/39): Handbuch der Bodenlehre. – 1–10 und 1 Erg. Bd.; Berlin (Springer).
- Deutsches Institut für Normung e.V. (1984): Landwirtschaftlicher Wasserbau, Begriffe, Bodenkundliche Grundlagen. – Berlin und Köln (Beuth-Vertrieb).
- DOKUTSCHAJEW, W. W. (1879): Kartografija russkich pocw. – St. Petersburg.
- FALLOU, F. A. (1862): Pedologie oder allgemeine und besondere Bodenkunde. – Dresden.
- FAO-UNESCO (1975–1978): Soil map of the world 1:5 Mio. – UNESCO, Paris.
- GRIVAS, G. C., & GEORGIADES, M. (1972): Soil Series 1:25 000, sheet 30 Lakatamia. – Minist. Agric. Natur. Resources, Nicosia/Cyprus.
- HAUSMANN, J. F. (1823): Specimen rei agrariae et salutariae fundamento geologico. – Goettingae.
- HILGARD, W. E. (1892): A Report on the Relation of Soil and Climate. – US-Dept. Agr., Weather Bureau Bull, 3, Washington D.C.
- KUBIENA, W. L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. – Stuttgart.
- KUNTZE, H., NIEMANN, J., ROESCHMANN, G., & SCHWERTFEGER, G. (1981): Bodenkunde. – 2. Aufl.; Stuttgart (Ulmer).
- LAATSCH, W. (1938, 1954, 1957): Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. – Dresden und Leipzig.
- LANG, R. (1920): Verwitterung und Bodenbildung. – 6. Aufl., Stuttgart.
- MARBUT, C. F. (1928): A Scheme for Soil Classification. – Proc. Pap. First Int. Congr. Soil Sci., IV; Washington D.C.
- MATSUI, T. (1982): An approximation to establish a unified comprehensive classification system for Japanese soils. – Soil Sci. a. Plant Nutr. **28** (2), 235–255; Tokyo.
- MITSCHERLICH, E. A. (1950): Bodenkunde für Landwirte, Forstwirte und Gärtner. – 6. Aufl.; Halle/S. (Niemeyer Verlag).
- MÜCKENHAUSEN, E. (1962/77), unter Mitwirkung von VOGEL, F., KOHL, F., MÜLLER, S., BLUME, H.-P., HEINRICH, F., & LAATSCH, W.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. – Frankfurt/M. (DLG-Verlag).
- (1982): Bodenkunde und ihre Grundlagen. – 2. Aufl.; Frankfurt/M. (DLG-Verlag).
- MÜLLER, W. (1980): Grundansprache der Böden. – In: DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft: Bodenkundliche Grunduntersuchungen im Felde zur Ermittlung von Kennwerten meliorationsbedürftiger Standorte, Tl. I. – H. 115; Hamburg, Berlin (Parey).
- RAMANN, E. (1905, 1911): Bodenkunde. – Berlin (Springer).
- (1918): Bodenbildung und Bodeneinteilung. – Berlin.
- SCHAEFFER, F., & SCHACHTSCHABEL, P., unter Mitwirkung von BLUME, H.-P., HARTGE, K. H., & SCHWERTMANN, U. (1982): Bodenkunde. – 11. Aufl; Stuttgart (Enke).
- SOTERIADES, C. G., & GRIVAS, G. C. (1970): General soil map of Cyprus. – Minist. Agric. Natur. Resources, Nicosia/Cyprus.
- STEBUTT, A. (1930): Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Der Boden als dynamisches System. – Berlin (Borntraeger).
- STREMMER, H. (1936): Die Böden des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. – Petermanns Mitt., Erg.-H. 226; Gotha.
- THAER, A. (1811): Über die Wertschätzung des Bodens. – Ann. Fortschr. Landwirtsch., Berlin.
- U.S. Soil Survey Staff (1975): Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. – Agriculture Handbook Nr. 436: 745 S.; Washington D.C. (Soil Conservation Service, U. S. Dep. Agriculture).

Manuskript eingegangen am 3. 7. 1984

Frostdynamik und Bodenbildungen in weichselzeitlichen und älteren Deckschichten über ältestpleistozänen Terrassenschottern der Mosel

Von

MANFRED JENS MÜLLER, DIETMAR SCHRÖDER und SIEGFRIED STEPHAN*

Kurzfassung: Mit Hilfe geomorphologischer, bodenkundlicher und mikromorphologischer Untersuchungen konnten auf einer ältestpleistozänen Terrasse der Mosel Deckschichten verschiedenen Alters nachgewiesen werden. Es handelt sich um Fließerden aus Schieferschutt, Terrassenmaterial und Löß. Die älteste Fließerde ist mit dem Schotterkörper verwürgt, sie wird als saalezeitlich angesehen. Eine auffällige Rotfärbung, hohe Tongehalte, große Dichte und Festigkeit sowie grobpolypedrisches Gefüge sprechen für eine Bodenbildung im Eem.

Ein jüngerer Fließerdekomplex kann in einen Basisschutt, einen Mittelschutt und einen Deckschutt untergliedert werden, so wie SEMMEL (1964) dies in den hessischen Mittelgebirgen erkannt hat. Er ist gekennzeichnet durch Braunfärbung, Lessivierung, Versauerung, Dichtlagerung und Pseudovergleyung.

In einer Delle wurde eine 8,50 m mächtige Fließerdefolge aufgeschlossen. Innerhalb dieser konnte ein fossiler Gley nachgewiesen werden, der ein ^{14}C -Alter von $21\,000 \pm 340$ Jahren hat. Das Pollenspektrum deutet auf hochglaziale Verhältnisse hin.

Abstract: Geomorphological micromorphological, and soil science investigations revealed the existence of differently aged covers of the river Moselle on an oldest Pleistocene terrace. These covers consist of soil creep masses of clay shist debris, terrace deposits, and loess. The oldest soil creep mass is strangled with the gravel sediment and is supposed to be of Saalian origin. An intense rubefaction, a high clay content, high bulk density and compactness as well as coarse polyedric fabric assume pedogenesis in Eemian times.

A younger soil creep mass can be subdivided into a base, an intermediate and a covering debris layer, being in accordance to the findings of SEMMEL (1964) in the Hessian mountainous regions. It is characterized by brown colouring, clay eluviation, acidification, compaction, and simigleying processes.

In a hollow a sequence of soil creep masses, 8.50 m in depth, was visible. Within it a fossil gley soil could be identified, which was found to be $21\,000 \pm 340$ years old, employing the ^{14}C method. Pollen analysis indicates its formation in a high glacial climate.

* Herrn Prof. Dr. HEINRICH ZAKOSEK zum 60. Geburtstag gewidmet.

Dr. M. J. MÜLLER, Prof. Dr. D. SCHRÖDER, Universität Trier, FB III, Physische Geographie/ Geowissenschaften, Postfach 3825, 5500 Trier. Dr. S. STEPHAN, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	164
2. Das Untersuchungsgebiet	164
3. Geomorphologischer Überblick	165
3.1. Die Entwicklung des Trierer Moseltals	165
3.2. Die Hauptterrassen im Raum Trier	168
4. Aufbau und Bodenbildungen der pleistozänen Deckschichten.	170
4.1. Geländebefunde	170
4.1.1. Die fluvialen Sedimente	170
4.1.2. Die ältere Fließerde	171
4.1.3. Der jüngere Fließerdekomplex	172
4.1.4. Die junge Fließerdefolge	172
4.1.5. Frostbodenerscheinungen	173
4.2. Laboruntersuchungen	174
4.2.1. Korngrößenverteilung	174
4.2.2. Bodenphysikalische Eigenschaften	175
4.2.3. Bodenchemische Eigenschaften	178
4.2.4. Schwermineralgehalt	180
4.2.5. Mikromorphologie	181
5. Zusammenfassung und Diskussion.	184
6. Schriftenverzeichnis	185

1. Einführung

In den hessischen Mittelgebirgen konnte SEMMEL (1964) eine „deutliche Zweiteilung“ des kaltzeitlichen Solifluktionsschutts feststellen. In dem von ihm als Deckschutt bezeichneten, 40–70 cm mächtigen oberen Teil, „läßt sich stets eine äolische Komponente nachweisen“ (SEMMEL 1964: 275). Sie tritt im liegenden Schutt zurück oder fehlt fast völlig.

Auch im westlichen Rheinischen Schiefergebirge konnte eine Zweiteilung des letztglazialen Solifluktionsschutts beobachtet werden (ZÖLLER 1980). Auf den Terrassen des Moseltales ist dies bisher noch nicht gelungen.

SEMMEL (1964) stellt die Entstehung dieses Deckschutts in die Jüngere Tundrenzeit, weil er ihn in verschiedenen Profilen über einem schmalen Band aus Laacher Bimstuff gefunden hat. Auch im Trierer Raum kann man Sedimente, die nach dem Alleröd abgelagert worden sind, mit Hilfe des Laacher Bimstoffes bestimmen (JUVIGNE 1977, 1980). Ein erhaltenes Tuffband wurde bisher zwar nicht gefunden, aber die für den Laacher Bimstuff typischen transparenten Scherminerale (Klinopyroxene, Hornblende, Titanit) konnten verschiedentlich nachgewiesen werden (MÜLLER & NEGENDANK 1974, JUVIGNE 1980, ZÖLLER 1980, 1983). Da diese sogenannte Eifelassoziation I immer nur im oberen Abschnitt eines Sedimentkomplexes vorkommt, scheint es unserer Meinung gerechtfertigt, dieses Schwermineralspektrum zur Altersbestimmung heranzuziehen.

2. Das Untersuchungsgebiet

Durch den Neubau der Universität und die Erschließung eines neuen Wohngebietes in direkter Nachbarschaft war in den letzten Jahren eine überaus günstige Aufschlußsituation entstanden, die eine flächenhafte Untersuchung auf dem Tarforster Plateau ermöglichte.

Dieses sogenannte Tarforster Plateau ist eine Hauptterrasse der Mosel, die in einer Höhe zwischen 240 und 275 m über NN auf der rechten Seite der Mosel liegt (Abb. 1).

Die Terrassenlehne ist ein 10–15° geneigter Hang, der in die Hochflächenlandschaft des Hunsrücks übergeht. Das Tarforster Plateau ist nicht die einzige Hauptterrassenfläche im Trierer Stadtgebiet. Kleinere Terrassen, wie die von Mariahof, Kernscheid, Irsch, Petrisberg und Grüneberg liegen im gleichen Niveau und gehören zu demselben alten Talboden der Mosel. Diese ehemals zusammenhängende, große Terrassenfläche ist durch ein mäanderähnliches Ausgreifen der Mosel südöstlich von Trier entstanden. Der alte Prallhang ist noch gut erkennbar.

Die Ablagerungsvorgänge der fluvialen Sedimente und die Prozesse der Talbildung standen nicht im Vordergrund der Überlegungen, hier konnte auf die Untersuchungen von MÜLLER (1976) zurückgegriffen werden. Das Interesse richtete sich vielmehr auf die Reliefigenese nach der Ablagerung der Terrassensedimente, und zwar auf die kaltzeitlichen Sedimentumlagerungen und auf die warmzeitlichen Bodenbildungen.

3. Geomorphologischer Überblick

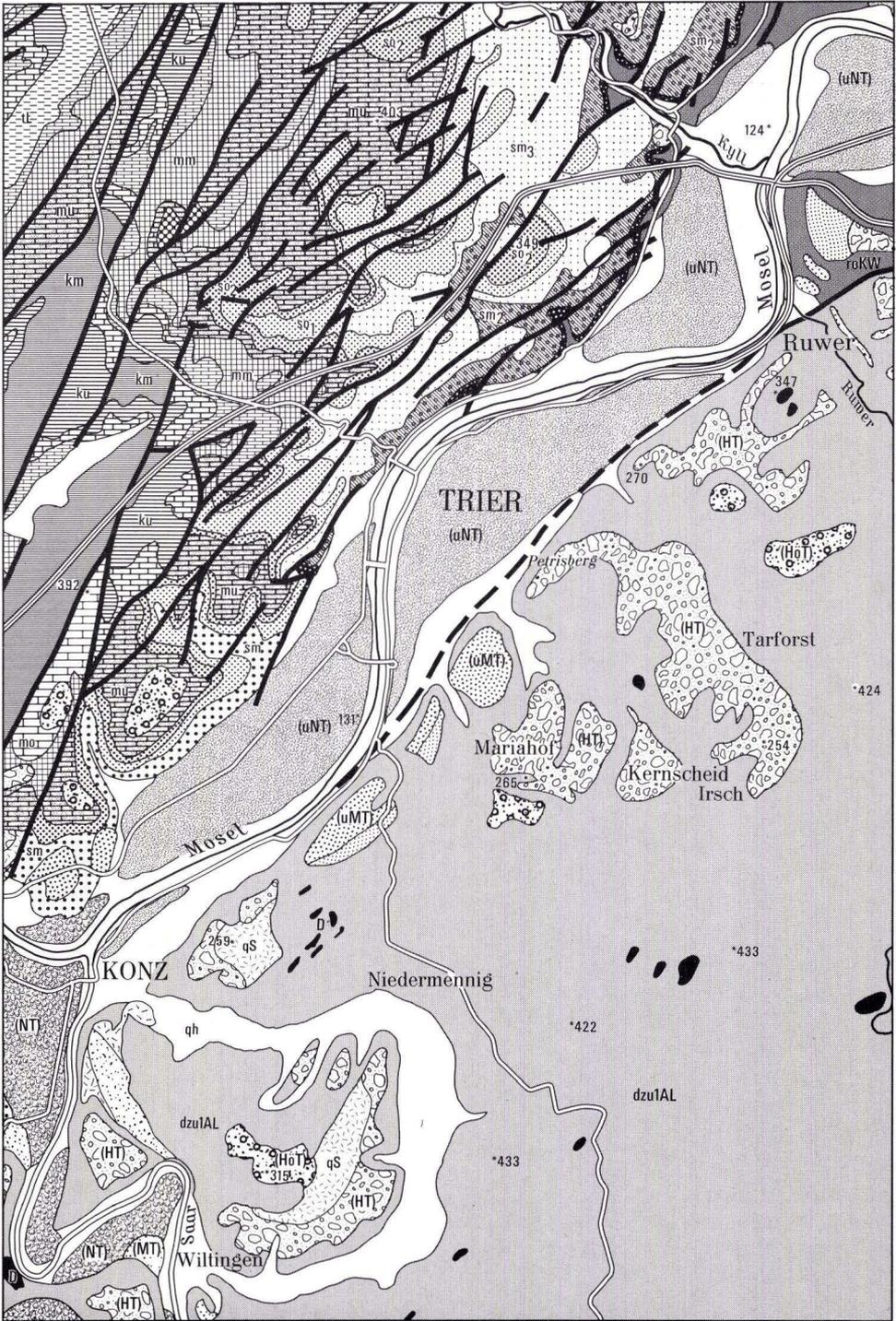
Die Trierer Talweite von Konz bis Schweich ist an der Grenze des paläozoischen Grundgebirges mit dem mesozoischen Deckgebirge entstanden. Sie ist die südwestliche Fortsetzung des Wittlicher Rotliegendgrabens. Tiefbohrungen haben unter den weichselzeitlichen Flußschottern (Niederterrasse) die Sedimente des Rotliegenden erfaßt. Sie setzen sich im NW unter dem mittleren Buntsandstein fort und stehen bei Ehrang und nördlich Ruwer an (NEGENDANK 1983a).

3.1. Die Entwicklung des Trierer Moseltals

Die Mosel hat sich seit dem Pliozän (Kieselloolithformation) etwa 200 m tief eingeschnitten und in verschiedenen Niveaus Terrassen ausgebildet. Die markantesten sind die Hauptterrassen, die in die Untere, Mittlere und Obere Hauptterrasse untergliedert werden können. Sie treten als Flurterrassen auf und werden in der neueren Literatur ins Ältestpleistozän datiert (NEGENDANK 1983b, MÜLLER 1984).

Die Obere Mittelterrasse tritt – ausgenommen innerhalb der Wittlicher Senke – als Leistenterrasse auf und wird altersmäßig ins Altpleistozän (Elster) gestellt. Die Untere Mittelterrasse ist wahrscheinlich mittelpleistozänen Alters, auch sie tritt überwiegend als Leistenterrasse auf. Die Niederterrasse ist nicht überall in eine Obere und eine Untere zu unterteilen, sie kann aber als einzige zuverlässig in die Weichselkaltzeit datiert werden (MÜLLER 1976). In der Trierer Talweite ist sie sehr breit ausgebildet und füllt nahezu die gesamte Talsohle aus.

Die größeren Nebenflüsse, Saar und Ruwer, haben in Abhängigkeit von ihrem Vorfluter ebenfalls Terrassen ausgebildet, die sich gut mit den Moselterrassen parallelisieren lassen. Die Terrassenbildung in den Tälern während des Pleistozäns muß als der beherrschende reliefgestaltende Vorgang angesehen werden, andere Prozesse, wie die Lößablagerung und die Solifluktion, dürfen aber nicht unerwähnt bleiben.



Geologische Übersicht des Trierer Raumes

Quelle: Geologische Übersichtskarte, Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil, W. WAGNER, Universität Trier und eigene Erhebungen
© 1983 by Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz

Bearbeiter: M. J. MÜLLER, Trier
Kartographische Bearbeitung: E. LUTZ, Trier 1984

 Störungen sicher / vermutet

 Schichtgrenzen

-  **Holozäne Flußablagerungen**
Kies, Sand, Lehm
-  **Hangschutt**
-  **Niederterrasse (ungegliedert)**
Sand, Kies
-  **untere Niederterrasse**
Sand, Kies
-  **Mittelterrasse (ungegliedert)**
Sand, Kies
-  **untere Mittelterrasse**
Sand, Kies
-  **obere Mittelterrasse**
Sand, Kies
-  **Hauptterrasse (ungegliedert)**
Sand, Kies
-  **Höhenterrasse**
Sand, Kies
-  **Höhenlehme; nicht näher bestimmtes Tertiär**
Lehm, Quarzkies, Sand

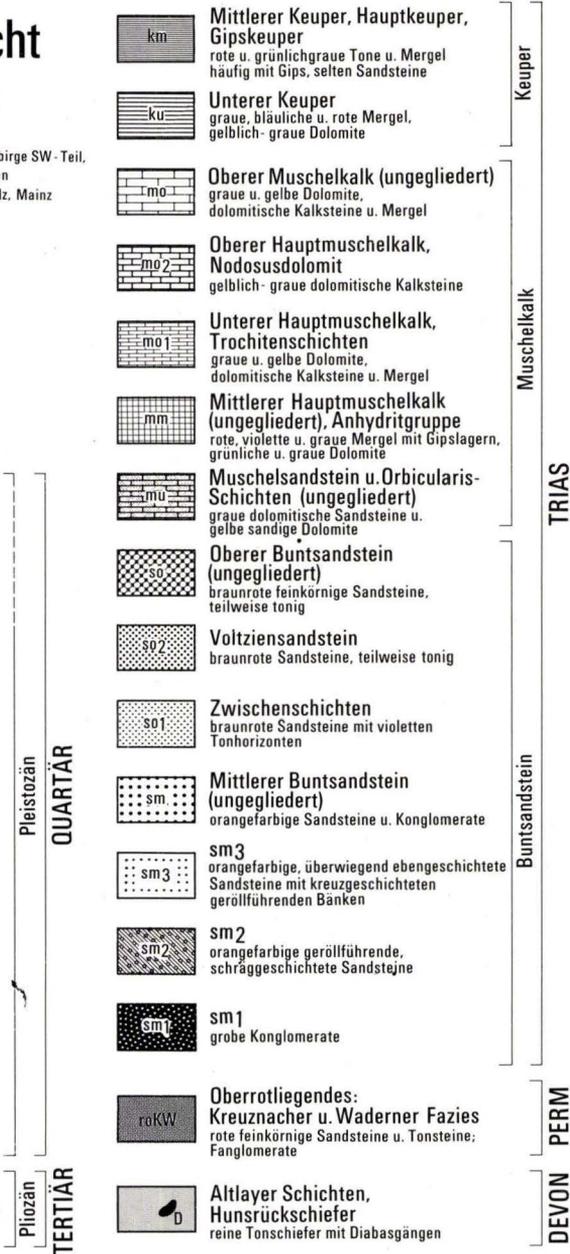


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte.

Besonders die Mittelterrassen sind von z. T. sehr mächtigem Solifluktionsschutt überlagert. Einige kann man dadurch im Gelände als Terrassen nicht mehr erkennen, sie wurden nur aufgrund besonderer Aufschlußverhältnisse entdeckt. Die kaltzeitliche Schuttproduktion muß extrem hoch gewesen sein. An der unteren Saar (Saarkanalisation) konnten Schuttmächtigkeiten von ca. 12 m festgestellt werden, bei Longuich (Autobahnbau), wenig oberhalb des antezedenten Durchbruchs der Mosel durch das Rheinische Schiefergebirge, ist eine Mittelterrasse mit ca. 10 m Schutt bedeckt.

Primärlöß findet man im Trierer Raum fast nicht. Unseres Wissens gibt es nur zwei Lokalitäten mit sehr kleinem Vorkommen, eines an der unteren Saar (Bl. 6305 Saarburg, R 25 39 250, H 54 05 800) und eines in Trier Pallien, unterhalb von Schneidershof (Bl. 6205 Trier, R 25 45 500, H 55 14 700). Umgelagerter Löß kommt sehr viel häufiger vor, er liegt überwiegend auf den Hauptterrassen.

3.2. Die Hauptterrassen im Raum Trier

Während der Hauptterrassenzeit floß die Mosel in einem breiten Verwilderungsbett, Mäander haben sich während der Zeit der Oberen Mittelterrasse ausgebildet (MÜLLER 1976).

Für den Bereich der Trierer Talweite trifft diese generelle Aussage allerdings nicht zu, denn es gab südöstlich von Konz schon zur Hauptterrassenzeit einen Mäander, der gegen Ende der Oberen-Mittelterrassenzeit durchbrochen worden ist (MÜLLER 1984). Auch bei Trier muß es einen nach SE ausgreifenden Flußbogen gegeben haben, wie die Verbreitung der fluvialen Sedimente belegt (Abb. 1).

Die Basis der Ablagerungen liegt in sehr unterschiedlicher Höhe. Sie konnte allerdings nicht in allen Aufschlüssen exakt bestimmt werden. Nach dem augenblicklichen Stand der Untersuchungen ist eine Lage zwischen 240 und 262 m über NN nachgewiesen. Ein derartig großer Höhenunterschied innerhalb eines Flußbettes ist sehr ungewöhnlich und berechtigt zu der Annahme, es handle sich bei diesem Terrassenkomplex um verschiedene Stufen der Hauptterrasse, und zwar um die Untere und Mittlere, wie NEGENDANK (1983b) feststellt. Morphologische Argumente sprechen jedoch gegen diese Auffassung:

1. Die am niedrigsten gelegene Basis befindet sich ziemlich nah an der Terrassenlehne und damit weit entfernt von der ehemaligen Flußmitte. Wäre dieser Bereich also während einer späteren Eintiefungsphase der Mosel entstanden, hätte die Mosel in einem außerordentlich weit nach SE ausgreifenden Mäander den zentralen Teil der Mittleren Hauptterrassenschotter ausräumen und auf engstem Raum wieder nach NW zurückfließen müssen. Ein so enger Mäander widerspricht aber allen Erfahrungen über Flußmäander, deren Radius u. a. von der Tiefe und Breite des Flusses sowie von der Fließgeschwindigkeit abhängt. Keiner der heutigen Moselmäander ist auch nur annähernd so eng ausgebildet, wie der „geforderte“ hätte sein müssen.
2. Eine eindeutige Stufung des Geländes, die auch im devonischen Untergrund ausgeprägt sein müßte, ist nicht nachzuweisen.

Weil aber nicht auszuschließen ist, daß der Untergrund anders geschaffen ist als unter den gegebenen Bedingungen zu erkennen, wird eine Unterteilung in eine Untere und eine Mittlere Hauptterrasse nicht grundsätzlich abgelehnt, sondern lediglich als nicht beweisbar

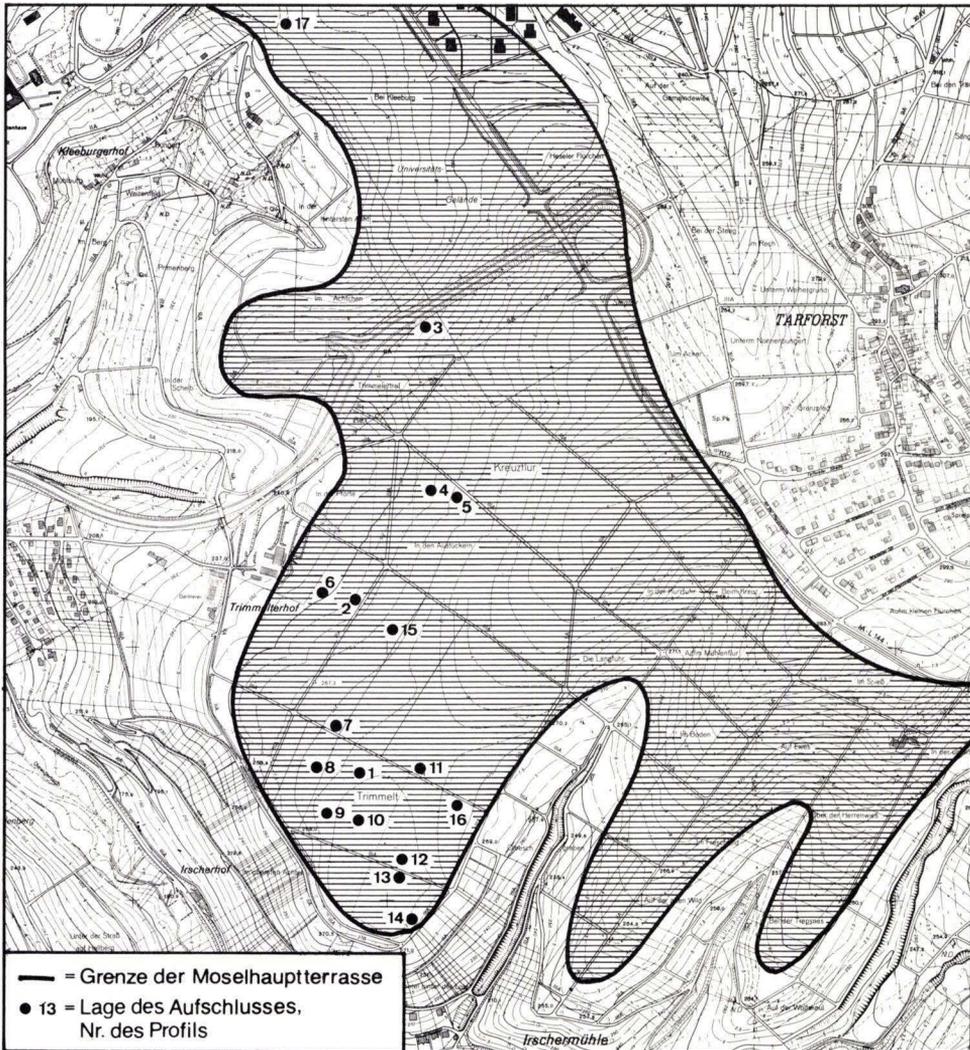


Abb. 2. Tarforster Plateau, Lage der untersuchten Aufschlüsse.

angesehen. In Abb. 1 ist sie deshalb, abweichend von der Darstellung NEGENDANKS, als ungliederte Hauptterrasse eingezeichnet.

Das Problem der Untergliederung der Hauptterrassen muß für die Trierer Talweite immer noch als ungelöst angesehen werden. Es bereitet vor allem deshalb Schwierigkeiten, weil der Trierer Raum einer wesentlich geringeren Hebungintensität unterliegt als das Mittelmoselgebiet (Cochemer Gewölbe). Rezent ist die Krustenbewegung in Trier etwa $0,1 \text{ mm a}^{-1}$, während sie im Raum Wittlich-Cochem $0,2\text{--}0,3 \text{ mm a}^{-1}$ beträgt (MÄLZER, HEIN & ZIPPELT 1983).

Diese unterschiedliche Vertikalbewegung scheint seit dem ältesten Pleistozän zu bestehen, denn die Basis der Hauptterrassen steigt von der Mündung der Sauer in die Mosel stetig an und erreicht mit 284 m über NN ihre höchste Lage im Gebiet von Cochem (NEGENDANK 1983b).

Das Untersuchungsgebiet Tarforster Plateau hat im Ältestpleistozän zusammen mit den Terrassenflächen von Mariahof, Kernscheid, Irsch und Petrisberg eine zusammenhängende Fläche gebildet. In Abhängigkeit von der Lage zur ihrem Vorfluter Mosel haben sich verschiedene kleine Bäche überwiegend von W her rückschreitend in diese sanft zur Mosel abdachende Terrasse eingeschnitten. Besonders tief ist das Tal des Olewiger Baches, von dem aus einige steile Kerbtäler weit in die Terrassenfläche eingreifen und diese in mehrere Einzelflächen oder Riedel aufgelöst haben. Der relative Höhenunterschied vom Talboden bis zur Terrassenkante beträgt etwa 80 m, und der zugehörige Hang hat eine Neigung von 20°–25°. Im NE des Tarforster Plateaus sind die Verhältnisse anders. Hier hat sich der Aveler Bach nicht so weit eingeschnitten wie der Olewiger Bach im SW. Er hat deshalb im Oberlauf auch kein Kerbtal geschaffen, sondern ein sehr breites Muldental, das bei 280 m über NN auf der Terrasse endet. Tief eingeschnittene gullyähnliche Kerbtäler, wie sie vom Olewiger Bach ausgehen, fehlen (Abb. 2).

Die Zerschneidung der Trierer Hauptterrasse vollzog sich überwiegend in den folgenden Kaltzeiten, in denen die Flächen mehrfach mit Löß und Solifluktionsschutt bedeckt wurden. Die kaltzeitliche Abtragung muß aber extrem hoch gewesen sein und auch den Schotterkörper selbst betroffen haben, denn man findet sowohl im Solifluktionsschutt als auch in den Lößfließenden Flußgerölle.

4. Aufbau und Bodenbildungen der pleistozänen Deckschichten

4.1. Geländebefunde

In mehreren Aufschlüssen konnten die Deckschichten des Tarforster Plateaus untersucht werden. Ganz generell kann man folgenden Aufbau feststellen:

Unter dem anstehenden unterdevonischen Tonschiefer (Hunsrückschiefer) liegen fluviale Gerölle, Kiese und Sande. Sie sind z. T. solifluidal umgelagert oder frostdynamisch überprägt.

Darüber lagert eine ältere Fließerde mit intensiver rotbrauner Färbung. Der Anteil an Löß ist unterschiedlich hoch, teilweise fehlt er ganz.

Es folgt ein jüngerer Fließerdekomplex mit einem unterschiedlichen Anteil an Löß, feinem Schieferschutt und einzelnen Flußgeröllen (vgl. MÜLLER & SCHRÖDER 1983).

4.1.1. Die fluvialen Sedimente

Nordöstlich des Kleeburger Hofes (Abb. 2, Prof. 17) waren die pleistozänen Deckschichten in drei nah beieinanderliegenden Kiesgruben bis zum anstehenden Hunsrückschiefer aufgeschlossen. Die Schichten 1–5 (Abb. 3) konnten aufgrund der Zurundung der Gerölle, der Schichtung und der guten Sortierung als fluviale Sedimente bestimmt werden (MÜLLER 1976).

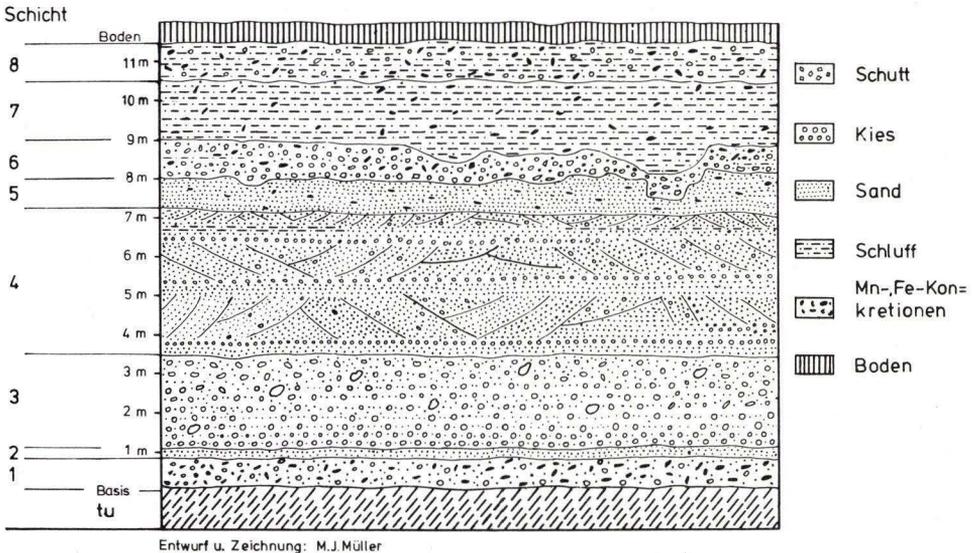


Abb. 3. Sedimentaufbau der Moselhauptterrasse Tarforster Plateau.

Schicht 3 und 4 bilden mit mehr als 6 m Mächtigkeit den Hauptanteil des Terrassenkörpers. Sie unterscheiden sich voneinander ganz wesentlich.

Schicht 3 ist ein Grobschotter mit wenig ausgeprägter Schichtung, aber eindeutig erkennbarer dachziegelartiger Lagerung der meist plattigen Quarzit- und Schiefergerölle.

Überwiegend aus graubraunen Grob-, Mittel- und Feinsanden, die von einzelnen Feinkiesbändern durchzogen werden, ist die Schicht 4 aufgebaut. Eine gute Sortierung, ungestörte Schräg- und Kreuzschichtung sowie einzelne dünne Schlufflagen im oberen Teil weisen auf eine Veränderung der Wasserführung der Mosel hin. Ob es sich bei diesen Sanden schon um warmzeitliche Ablagerungen handelt, läßt sich allerdings nicht sagen.

Die Schicht 5 deutet eine erneute Veränderung der Fließgeschwindigkeit an, denn hier herrscht parallele Schichtung vor. Die Sortierung ist ebenfalls gut.

4.1.2. Die ältere Fließerde

Verwürgungen mit dem Terrassensediment sowie eine unregelmäßige Oberkante kennzeichnen die Schicht 6. Eine Schichtung oder Einregelung ist nur schwach erkennbar. Grob- und Feinmaterial nebeneinander belegen eine schlechte Sortierung. Dieser Teil des Sedimentes wird deshalb als Fließerde angesprochen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 200 cm, allerdings war nicht in allen Baugruben die Basis aufgeschlossen, so daß auch größere Mächtigkeiten möglich sind. In der Korngrößenzusammensetzung gibt es lokale Unterschiede. Flußgerölle überwiegen in der Fraktion > 2 cm, sie stammen aus der liegenden Terrasse. Daneben tritt sehr kantiges Schiefermaterial auf, das vom nordöstlich liegenden Steilhang, dem alten Prallhang der Mosel, durch Solifluktsprozesse auf die Terrasse gelangt ist.

Auffällig ist die starke Rotfärbung dieser Schicht (5-YR-Bereich). Hohe Tongehalte, große Dichte und Festigkeit sowie grobpolyedrisches bis prismatisches Gefüge sprechen für eine intensive Bodenbildung. Da sie von einer jüngeren Lößfließerde überlagert wird, spricht vieles dafür, daß der ältere Löß ein saalezeitlicher ist und die Bodenbildung während des Eems stattfand (Kap. 4.2.3).

4.1.3. Der jüngere Fließerdekomplex

Die Mächtigkeit dieser oberen Deckschicht schwankt auf der Fläche zwischen 60 und 200 cm. In kleinen Dellen und an den Talflanken werden aber Mächtigkeiten von vielen Metern erreicht. Dort kann man den Komplex in verschiedene, selbständige Fließerden (Fließerdefolge) unterteilen (Kap. 4.1.4).

In den Baugruben auf dem Plateau konnte man Unterschiede makroskopisch nicht immer erkennen. Das Material besteht aus verlehmtem, umgelagertem, mehr oder weniger verdichtetem Weichsellöß mit wechselnden Anteilen von Schieferplättchen und Terrassenkiesen.

Der nicht überall klar abzugrenzende untere Teil ist hellgelblich-braun (10 YR 7/6) und hat ein plattiges Gefüge mit hohem Skelettanteil aus Tonschiefer und Terrassenkiesen.

Auf den Plattenoberflächen sind deutlich Fe/Mn-Überzüge ausgebildet.

Der mittlere Teil ist braun bis hellrotbraun (7,5 YR). Er hat ebenfalls einen hohen Skelettanteil, ein polyedrisches Gefüge und gut sichtbare Bleichspalten.

Der obere Teil hat einen geringeren Skelettanteil. Er deckt sich im großen und ganzen mit dem Ah und Al Sw-Horizont und ist deshalb stark gebleicht.

4.1.4. Die junge Fließerdefolge

In einer Delle (Abb. 2, Profil 3) wurde eine Folge von 7 Fließerden mit mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Bodenbildungen freigelegt. Sie konnten anhand eines fossilen Gleys (Fließerde 7), der mit $21\,000 \pm 340$ Jahre datiert wurde, als hoch- bis spätglaziale Bildung eingeordnet werden¹.

Die Fließerden unterscheiden sich nach Farbe, Gefüge und Skelettanteil voneinander. Bodentypologisch ist Fließerde 1, der rezente Boden, ein Parabraunerde-Pseudogley mit Polyedern und Bleichspalten im unteren Profilteil. Er ist dem Parabraunerde-Pseudogley, der sich auf der Terrassenfläche aus dem Deckschutt entwickelt hat, vergleichbar. Die Klufflächenüberzüge sind rötlichbraun, die Grundfarbe liegt im 7,5-YR-Bereich. Kleine Fe/Mn-Konkretionen sind zahlreich.

Fließerde 2 weist ein frostplattiges, lokal polyedrisches Gefüge auf, ist etwas dunkler (5-YR-Bereich), hat ebenfalls rötlichbraune Tonbeläge und einzelne Konkretionen sowie kleine Bleichspalten.

Fließerde 3 ist deutlich heller, hat nur ein schwach ausgebildetes frostplattiges Gefüge mit glänzenden Oberflächen, wenig Konkretionen und einzelnen Wurmgängen.

In Fließerde 4 geht die Farbe in den 10-YR-Bereich über. Sie führt Holzkohle, hat nur wenige, vermutlich allochthone Konkretionen und keine Marmorierung. Auffallend sind Röhren und Hohlräume mit runden Lehmkügelchen. Das Gefüge ist schwach plattig. Tonhäutchen sind vorhanden.

¹ Für die 14-C-Bestimmung danken wir Herrn Prof. Dr. H. W. SCHARPENSEEL, Hamburg.

Fließerden 5 und 6 liegen wieder im 7,5-YR-Bereich, sind schwach feinplattig ausgebildet und stärker marmoriert.

Fließerde 7 schließlich ist ein gut erhaltener Gley (21 000 ± 340 Jahre B.P.) mit Roströhren und Schilfhäcksel. Darunter folgen 3 weitere Fließerden, von denen die unterste in den Terrassensand übergeht.

Den Fließerden 2–6 werden keine Horizont- und Bodentypenbezeichnungen zugeordnet, weil beide Kennzeichnungen nicht sicher zu belegen sind. Insbesondere ist das Gefüge nicht dem der Oberflächenböden vergleichbar. Mehr oder weniger starke rotbraune Tonbeläge in Hohlräumen und auf Platten deuten auf Einregelung und Einspülung hin.

4.1.5. Frostbodenerscheinungen

Trotz umfangreicher geomorphologischer Untersuchungen an Mosel und Saar (KREMER 1954, MÜLLER 1976, 1984, NEGENDANK 1979, 1983 u. a.) konnten bisher nirgends auf den Flußterrassen Kryoturbationsformen größeren Ausmaßes nachgewiesen werden. Der Nachweis der kaltzeitlichen Frostdynamik beschränkte sich immer auf vereinzelte Vorkommen von Eiskeilen und Kryoturbationskesseln oder auf kryoturbate Überprägung der Deckschichten (Abb. 3).

Auf dem Tarforster Plateau ist nun das erste Mal das Auftreten eines zusammenhängenden Frostmusterbodens belegt. Der Abstand der Kryoturbationskessel ist mit 6–8 m ziemlich regelmäßig. Die Verwürgung greift durch beide Fließerden bis in die Flußschotter hinein; dabei ist der Schotter bis zu 150 cm emporgedrückt worden (Abb. 4). Es besteht kein Zweifel, daß diese Frostbodenstruktur während der Weichsel-Kaltzeit entstanden ist.

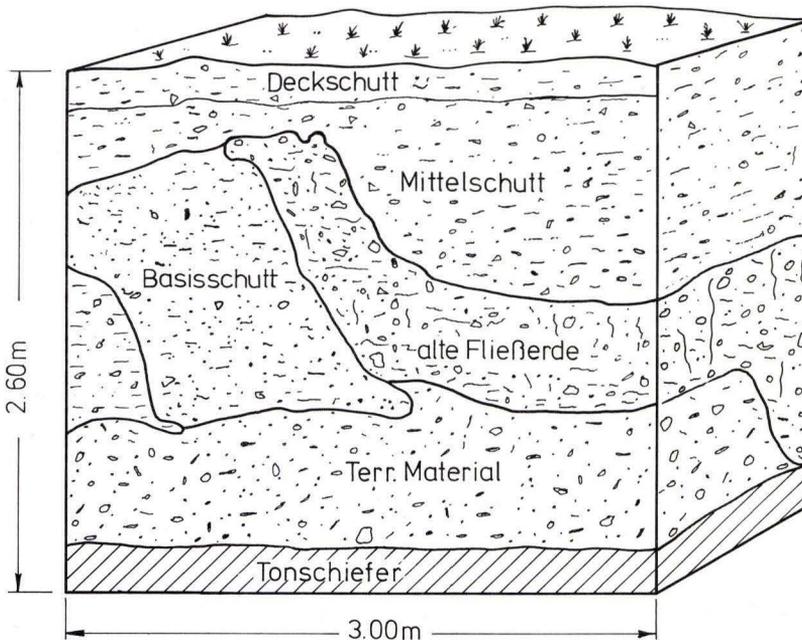


Abb. 4. Frostmusterboden auf dem Tarforster Plateau.

4.2. Laboruntersuchungen

Die Ergebnisse, die durch die Geländearbeit gewonnen werden konnten, reichten für eine sichere Beurteilung und Zuordnung der Schichten und Böden verständlicherweise nicht aus. Es wurden deshalb bodenphysikalische, bodenchemische, mikromorphologische und schwermineralogische Untersuchungen durchgeführt. Dabei wurden folgende Methoden angewendet:

Bodenphysikalische Methoden:

Luft- und Wassergehalt: LV nach LOBELL, WV durch Trocknung, Gesamtporenvolumen (PV) = LV + WV.

Porengrößenverteilung: Nach RICHARDS, an ungestörten Proben, bei pF 4,2 an Bodenaggregaten, Poren > 50 µm = Luftkapazität (LK), 50 - 0,2 µm = nutzbare Feldkapazität (nFK), < 0,2 µm = Totwasser.

Korngrößenverteilung: Pipettanalyse nach KÖHN.

Bodenchemische Methoden:

pH: Mit der Glaselektrode in 0,01 n CaCl₂; Boden : Lösung = 1:2,5.

Carbonat: Gasvolumetrisch nach SCHEIBLER.

Kohlenstoff: Kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat und photometrischer Messung des reduzierten Chroms.

Austauschkapazität: Nach MEHLICH mit gepufferter Bariumchlorid-Lösung (pH 8,3) im Perkulationsverfahren.

edogene Oxide: Extraktion mit Dithionit-Citrat bei pH 7,3.

Aktive Oxide: Extraktion mit oxalsaurem NH₄-Oxalat (SCHLICHTING & BLUME); Messung im Atomabsorptionsspektrometer.

Schwermineralanalyse:

Die Proben wurden in einer Ammoniaklösung eine Nacht dispergiert und 15 Minuten lang mit Ultraschall behandelt. Danach wurden die Fraktionen 0,063-0,125, 0,125-0,2 und 0,2-0,315 mm abgeseiht. Die Trennung der Schwerminerale von den Leichtmineralen geschah in Bromoform in einer Zentrifuge bei 3000 U/min. Die optische Bestimmung hat freundlicherweise Herr Dr. L. ZÖLLER, Saarbrücken, für uns gemacht.

Mikromorphologie:

Die Mikromorphologie wurde in Dünnschliffen des ungestörten Bodens untersucht (ALTEMÜLLER 1974).

4.2.1. Korngrößenverteilung

(Tab. 1a u. b)

Im Prof. 1 und 2 sowie dem rezenten Boden in der Delle ist die Schichtung in 50-60 cm Tiefe vor allem an der Grobschluff- und den Sandfraktionen abzulesen (Tab. 2a u. b). Die Tonverlagerung gibt sich in Prof. 2 durch ansteigende Tongehalte im Bt deutlich zu erkennen. In Prof. 1 und im rezenten Boden der Delle ist sie aus der Tiefenfunktion der Tongehalte nicht abzuleiten, weil hier der Basisschutt mehr Sand enthält als der Deckschutt.

Die Schluffgehalte, vor allem die Grobschluffgehalte, sind hingegen im Deckschutt deutlich höher als im Basisschutt. Außer der Korngrößendifferenzierung durch Schichtung und Tonverlagerung innerhalb der weichselzeitlichen Fließerde zeichnet sich eine solche zwischen der weichselzeitlichen und älteren Fließerde bei Prof. 1 in 190 cm, bei Prof. 2 in 160 cm und bei den Einzelproben in verschiedenen Tiefen ab. Diese Differenzierung beruht vor allem auf der stärkeren Verwitterung des älteren Lösses im Eem.

Tab. 1 a. Korngrößenverteilung

Horizont	Tiefe (cm)	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T
P r o f i l 1 (v. Wille Straße)								
Ah	0- 30	10,2	8,3	3,9	25,2	20,9	11,9	19,6
AlSw	30- 50	11,1	10,2	4,3	22,8	19,7	11,7	20,2
II BtSd ₁	50-110	21,8	11,0	3,9	17,8	16,5	6,8	22,2
II BtSd ₂	110-190	23,7	16,6	5,0	12,9	13,2	8,4	20,2
III Sd ₁	190-260	4,6	7,1	2,8	12,5	9,5	6,2	57,3
III Sd ₂	260-290	4,3	12,0	4,3	6,8	6,1	4,9	61,6
P r o f i l 2 (Trimmelter Hof)								
Ah	0- 30	3,5	6,2	4,5	28,6	26,2	10,8	20,2
AlSw	30- 50	5,3	6,5	4,7	29,1	23,5	10,6	20,3
II BtSd ₁	50-100	6,9	5,6	4,7	23,0	20,1	9,5	30,2
II BtSd ₂	100-160	7,6	6,1	5,0	21,1	20,1	8,9	31,2
III Sd	160	1,4	1,8	2,8	29,9	12,1	5,7	46,3

Die Fließerden in der Delle weisen recht unterschiedliche Skelettgehalte auf. Der Skelettgehalt nimmt generell nach oben zu. Das bedeutet, daß nach Abtrag des Lösses von den angrenzenden Hängen verstärkt Schiefer- und Terrassenmaterial geliefert wurde. Im obersten Meter, insbesondere in den obersten 50 cm nimmt der Skelettgehalt aber wieder ab. Dies ist mit erneuter Lößaufwehung zu erklären. Das gleiche Bild zeigt sich auch bei den Grob- und Mittelsandgehalten. Aus dem Rahmen fällt lediglich Fließerde 6.

Die Schluffgehalte der Fließerden sind relativ einheitlich und lassen die Lößdominanz des Substrats erkennen. An den Tongehalten wird deutlich, daß das Material stärker verwittert ist. Wegen der Schichtung lassen sich keine Aussagen zur Tonverlagerung machen. Der fossile Gley (Fließerde 7) ist offenbar aus einem feinen Tümpelsediment entstanden.

4.2.2. Bodenphysikalische Eigenschaften

(Tab. 2)

Die bodenphysikalischen Verhältnisse in den Prof. 1 und 2 sind durch Solifluktion und Bodenartenwechsel geprägt. Die Solifluktion hat zu einer starken Dichtlagerung im Mittelschutt – der Basisschutt fehlt hier – geführt. Die saalezeitliche Fließerde, die vor allem von der Kryoturbation betroffen ist, weist ebenfalls hohe Lagerungsdichten auf. Da in ihr

Tab. 1 b. Korngrößenverteilung

Horizont	Tiefe	0,6- 2,0	0,2- 0,6	0,06- 0,2	0,02- 0,06	0,006- 0,02	0,002- 0,006	0,002
1. Fließerde								
Ah	0- 30	4,5	2,8	4,0	35,5	19,7	7,1	26,3
BtSd ₁	60-120	5,4	4,9	5,3	30,9	20,9	8,2	24,2
BtSd ₂	120-200	8,9	6,7	5,4	23,1	19,6	8,9	27,3
2. Fließerde								
	200-250	8,4	6,3	5,2	25,0	17,3	7,7	30,0
	250-300	8,9	5,3	5,6	31,3	15,1	5,6	28,0
3. Fließerde								
	300-350	4,8	4,6	4,7	29,9	22,2	7,9	25,7
	350-400	5,2	3,3	4,0	31,9	22,7	7,6	25,2
4. Fließerde								
	400-450	4,0	4,8	5,7	36,8	17,2	9,7	21,7
	450-510	3,0	3,5	6,1	37,7	14,5	4,6	30,4
5. Fließerde								
	510-520	3,2	1,5	3,3	37,0	28,0	8,2	18,7
	520-550	3,1	2,5	2,2	26,8	27,6	10,0	27,7
6. Fließerde								
	550-555	30,0	10,8	2,0	6,3	11,6	12,1	27,2
	555-585	5,2	5,6	3,2	15,6	20,8	14,2	35,2
7. Fließerde								
AhGo	585-615	0,8	1,2	1,6	20,6	22,4	12,8	40,6
Go/Gr	615-665	0,3	1,8	4,7	32,6	20,9	8,8	30,6
GoGr	665-715	0,9	2,9	4,6	26,7	20,8	9,3	34,5
	715-785	1,6	2,2	5,6	41,1	15,6	6,5	27,3
	785-805	12,7	7,1	3,2	12,0	14,4	14,4	36,1

Einzelproben weichselzeitlicher und saalezeitlicher Fließerden

weichselzeitliche								
	60- 80	4,9	5,2	4,2	20,6	21,2	12,6	31,3
	50- 90	4,6	7,1	4,7	26,7	24,9	12,3	19,5
	70-100	9,1	5,8	4,3	28,1	20,4	10,2	22,0
saalezeitliche								
	120-160	2,9	2,7	3,5	22,5	15,9	7,4	45,1
	110-150	5,2	4,4	4,0	21,8	11,5	4,0	49,0
	130-170	5,4	6,0	4,1	18,5	12,5	6,2	47,6

höhere Tongehalte vorkommen, sind aber die Gesamtporenvolumina sowie die Totwassergehalte größer und die Wasser- und Luftdurchlässigkeit, aber auch das Grobporenvolumen geringer. Die Fließerden 1 und 2 in der Delle sind ebenfalls deutlich verdichtet. In ihnen haben sich die spätglazialen und holozänen Bodenbildungsvorgänge niedergeschlagen. Die tieferliegenden lößreichen Fließerden sind hingegen offenbar recht schnell

Tab. 2. Bodenphysikalische Eigenschaften

Horizont	Tiefe (cm)	PV %	P > 50 μ m %	P < 0,02 %	Rt g/cm ³	kf cm/s 10 ⁻⁴	kog μ^2
Profil 1							
Ah	0- 30	-	-	-	-	-	-
AlSw	30- 50	39,7	9,8	10,2	1,73	4,14	0,50
II BtSd ₁	50-110	37,8	8,6	12,8	1,79	3,48	0,34
II BtSd ₂	110-190	38,8	8,0	12,5	1,79	0,41	0,28
III Sd ₁	190-260	37,2	6,9	27,6	1,80	0,12	0,05
III Sd ₂	260-290	44,8	5,4	24,5	1,60	0,50	0,06
Profil 2							
Ah	0- 30	-	-	-	-	-	-
AlSw	30- 50	40,3	6,8	9,8	1,72	0,83	0,11
II BtSd ₁	50-100	40,0	6,1	15,7	1,73	1,03	0,34
II BtSd ₂	100-160	41,4	6,9	16,3	1,65	0,44	0,09
III Sd	160-190	43,6	3,2	21,8	1,59	0,22	0,04
Profil 3 (FlieBerde in einer Delle)							
1. FlieBerde							
AlSw	30- 60	43,9	6,2	14,8	1,65	0,16	0,59
BtSd ₁	60-120	42,2	7,5	14,4	1,69	0,05	0,17
BtSd ₂	-	-	-	-	-	-	-
2. FlieBerde							
	200-250	36,2	5,2	15,2	1,81	0,03	7,20
	250-300	38,7	6,7	14,1	1,76	0,12	0,80
3. FlieBerde							
	300-350	45,4	9,6	11,8	1,60	0,61	0,11
	350-400	45,9	10,7	11,7	1,64	0,58	0,22
4. FlieBerde							
	400-450	48,5	12,0	9,7	1,58	17,00	1,20
	450-510	46,7	9,3	9,1	1,57	3,50	4,20
5. FlieBerde							
	510-520	49,8	6,5	10,2	1,55	16,00	0,92
	520-550	47,9	8,0	9,6	1,52	0,43	1,20
6. FlieBerde							
	550-555	-	-	-	-	-	-
	555-585	48,8	10,7	10,0	1,51	9,40	1,50
7. FlieBerde							
AhGo	585-615	46,6	8,2	16,7	1,54	22,00	1,80
Go/Gr	615-665	44,5	7,7	12,2	1,60	3,10	3,41
GoGr	665-715	43,7	5,6	13,9	1,64	3,10	2,05
	715-785	44,0	9,2	11,2	1,67	0,19	0,63
	785-805	44,1	10,5	15,6	1,69	1,15	2,90

überdeckt worden, so daß Einregelungs- und Einlagerungsverdichtungen nur ein geringes Ausmaß erreicht haben. Etwas höhere Lagerungsdichten treten erst wieder in dem fossilen, hochglazial datierten Gley und der darunter liegenden Fließerde auf.

4.2.3. Bodenchemische Eigenschaften

(Tab. 3a, b u. 4)

Die pH-Werte sind in den Prof. 1 und 2 recht niedrig, insbesondere in den saalezeitlichen Fließerden; im oberen Profilteil mag anthropogene Beeinflussung zu einer pH-Wert-Erhöhung geführt haben. In den Fließerden der Delle (Prof. 3) steigt der pH-Wert von oben nach unten kontinuierlich an. Dies dürften aber keine primären Unterschiede, sondern eher Differenzierungen durch die abwärtsgerichtete Sickerwasserbewegung sein.

Die Kohlenstoffgehalte der Oberböden zeigen die üblichen Werte. In den Fließerden der Delle weisen die jeweils oberen Horizonte i. d. R. etwas höhere Humusgehalte als die unteren auf, insbesondere beim fossilen Gley. Dieses gilt auch für die Gesamtphosphatgehalte.

An den pedogenen Eisenoxiden lassen sich die abgelaufenen Prozesse recht eindrucksvoll erkennen. Die Fe_o -Werte liegen bei den weichselzeitlichen Fließerden übereinstimmend

Tab. 3 a. Bodenchemische Eigenschaften

Horizont	Tiefe (cm)	pH CaCl ₂	C %	Fe _d %	Fe _o %	Fe _o /Fe _d %
P r o f i l 1						
Ah	0- 30	4,83	1,90	0,76	0,19	25,2
AlSw	30- 50	4,28	0,17	0,83	0,12	14,9
II BtSd ₁	50-110	4,08	0,11	1,65	0,15	9,3
II BtSd ₂	110-190	4,14	0,12	1,83	0,13	7,0
III Sd ₁	190-260	4,24	0,15	4,00	0,13	3,3
III Sd ₂	260-290	4,48	0,16	4,30	0,11	2,6
P r o f i l 2						
Ah	0- 30	5,74	1,29	0,93	0,33	35,5
AlSw	30- 50	6,04	0,43	1,04	0,10	9,9
II BtSd ₁	50-100	4,57	0,15	2,05	0,13	6,6
II BtSd ₂	100-160	4,43	0,13	2,04	0,15	7,5
I II Sd	160	4,45	0,15	3,66	0,10	2,8

Tab. 3 b. Bodenchemische Eigenschaften

Horizont	Tiefe (cm)	pH CaCl ₂	C %	Fe _d ‰	Fe _o ‰	Fe _o /Fe _d %
1. Fließerde						
AlSw	30- 60	5,1	0,27	1,56	0,33	21,2
BtSd ₁	60-120	5,2	0,20	1,69	0,25	14,8
BtSd ₂	120-200	5,2	0,23	1,95	0,22	11,3
2. Fließerde						
	200-250	5,1	0,24	1,85	0,20	10,8
	250-300	5,2	0,19	1,78	0,13	7,3
3. Fließerde						
	300-350	5,3	0,25	1,63	0,15	9,2
	350-400	5,4	0,21	1,57	0,10	6,4
4. Fließerde						
	400-450	5,5	0,25	1,34	0,14	10,5
	450-510	5,6	0,19	1,85	0,10	5,4
5. Fließerde						
	510-520	5,6	0,16	1,23	0,10	8,1
	520-550	5,5	0,19	1,72	0,12	7,0
6. Fließerde						
	550-555	5,7	0,20	2,24	0,18	8,0
	555-585	5,7	0,23	2,07	0,31	15,0
7. Fließerde						
AhGo	585-615	5,6	0,32	1,37	0,53	39,0
Go/Gr	615-665	5,6	0,19	1,00	0,26	26,0
GoGr	665-715	5,6	0,21	2,30	0,31	13,5
	715-785	5,7	0,14	2,43	0,08	3,3
	785-805	5,8	0,15	2,98	0,12	4,0

Einzelproben weichselzeitlicher und saalezeitlicher Fließerden

weichselzeitliche						
	60- 80	5,1	-	3,53	0,24	6,8
	50- 90	5,1	-	1,35	0,30	22,2
	70-110	6,1	-	2,23	0,41	18,4
saalezeitliche						
	120-160	5,2	-	5,63	0,27	4,8
	110-150	5,7	-	4,18	0,17	4,1
	130-170	5,2	-	4,15	0,23	5,5

über denen der saalezeitlichen, die Fe_d-Werte darunter. Daraus ergibt sich für die weichselzeitlichen ein hoher und für die saalezeitlichen ein sehr niedriger Aktivitätsgrad.

In einer höheren Austauschkapazität der weichselzeitlichen gegenüber den saalezeitlichen Fließerden kommen höhere Tongehalte zum Ausdruck. Bezogen auf 100 g Ton sind keine systematischen Unterschiede zu erkennen. Die V-Werte sind im oberen Teil des

Tab. 4. Austauschkapazität

Horizont	Tiefe (cm)	Na	K	Mg	Ca	S-Wert	T-Wert	V-Wert	mval/ 100 g Ton
		mval/100 g		g Feinboden				%	
P r o f i l 1									
Ah	0- 30	0,03	0,24	0,25	1,68	2,20	6,99	31,5	35,7
AlSw	30- 50	0,02	0,10	0,43	0,43	0,98	4,80	20,4	23,7
II BtSd ₁	50-110	0,06	0,07	2,50	0,62	3,25	10,48	31,0	47,2
II BtSd ₂	110-190	0,06	0,04	1,72	0,74	2,56	8,52	30,1	42,2
III Sd ₁	190-260	0,31	0,06	4,33	5,42	10,12	20,09	50,4	35,1
III Sd ₂	260-290	0,28	0,08	4,43	7,17	11,96	22,28	53,7	36,2
P r o f i l 2									
Ah	0- 30	0,02	0,35	0,47	4,42	5,26	8,85	59,4	43,8
AlSw	30- 50	0,03	0,23	0,39	3,92	4,57	6,33	72,2	31,2
II BtSd ₁	50-100	0,04	0,11	2,09	4,55	6,79	12,89	52,7	42,7
II BtSd ₂	100-160	0,07	0,13	3,01	3,68	6,89	14,41	47,8	46,2
III Sd	160	0,09	0,16	4,43	6,17	10,85	18,56	58,5	40,1

Prof. 1 deutlich abgefallen. In den übrigen Proben bewegen sie sich im mittleren Bereich und entsprechen den pH-Werten.

An allen Kationen ist – sieht man von düngungsbedingten Anreicherungen im Oberboden ab – eine Zunahme mit der Tiefe zu erkennen. Ob hierin der abwärts gerichtete Ionenfluß oder lediglich die höhere Sorptionskapazität der älteren Fließerde zum Ausdruck kommt, läßt sich nicht belegen.

In guter Übereinstimmung mit der auf Ton bezogenen Austauschkapazität stehen die Ergebnisse der Tonmineralanalyse. Sie weisen für alle Proben der Prof. 1 und 2 eine Dominanz des Illites aus. Als Nebenbestandteile sind Kaolinit und Chlorit vertreten. Der Kaolinitgehalt der saalezeitlichen Fließerde ist, vermutlich aufgrund der Eembodenbildung, höher (~ 35%) als der der weichselzeitlichen (~ 25%). In den saalezeitlichen Fließerden wurden Goethit oder Hämatit nachgewiesen, in den weichselzeitlichen nicht.

4.2.4. Schwermineralgehalt

Die Analyse der transparenten Schwerminerale wurde an Proben aus drei Horizonten vorgenommen und zwar:

1. 0-50 cm, 2. 50-110 cm, 3. 110-190 cm.

Schon bei der ersten Probe zeigte sich eine Anreicherung der Minerale in der Fraktion 0,125-0,2 mm. Daher wurde von den anderen Proben nur noch diese Kornfraktion ausgewertet.

Der schon im Gelände gewonnene Eindruck, daß die jüngere Fließerde gegliedert ist, wurde durch die Analyse bestätigt. Sowohl im Prof. 1 als auch im Prof. 2 bestehen die transparenten Minerale der obersten Schicht (0–50 cm) bis zu 98% aus Hornblenden, Klinopyroxenen (Augit) und Titaniten. Unterhalb von 50 cm treten diese Minerale der Eifelassoziation nur noch vereinzelt auf, unterhalb von 110 cm fehlen sie ganz. Hier herrschen Turmalin, Rutil, Zirkon und Chlorit vor.

4.2.5. Mikromorphologie

Unter dem Mikroskop lassen sich folgende Materialkomponenten unterscheiden:

- „Grundgestein“, Grobsand und Kies aus Schiefer und Grauwacke, meist oval, oft gebräunt, dazu Quarz und Quarzit und wenig anderes, aus Grundgebirge und Terrassensedimenten.
- „Löbtlehm“, der teils schluffigen Schieferersatz enthält.
- „Deckgestein“, kaum verfestigtes feinschluffig-toniges Gestein, teils wohl auch von Böden.
- „Tonreste“, Fragmente aus doppelbrechendem Ton, die manchmal so grob und so zahlreich sind, daß sie wohl einer alten Lehmdecke zuzuschreiben sind. Die Abgrenzung zu lessiviertem und dann gestörtem Ton ist gelegentlich schwierig.

Als Leitbahngefüge bezeichnen wir eine gewisse Durchsetzung der Matrix mit Leitbahnen.

Profil 1

Deckschutt

In 30–50 cm überwiegt das Grundgestein schwach vor einer Matrix aus Löbtlehm. Diese Fließerde wurde durch Bodentiere stark homogenisiert. Das mäßig lockere Gefüge ist vorwiegend biogen. Meist ist der Ton eisenarm und nicht orientiert. Daneben sind großflächig reaktivierte Tonreste vorhanden. Die Hohlraumwände sind meist nackt. Eine Eisenumverteilung in situ ist nicht feststellbar.

Mittelschutt

In 50–110 cm findet man eine Fließerde, die weniger Grundgestein enthält und in der hellere Partien gegenüber dunkleren mit homogen-gelben Tonresten zurücktreten. Das Mesogefüge zeigt nun gleichberechtigt auch Polyeder. Viele Poren sind von reaktiviertem Fließton (im Sinne von STEPHAN 1981) ausgekleidet. Fleckweise zeigen die Hohlräume intensive Fe-Mn-Tapeten.

In 110–190 cm ist der Löbtlehm noch stärker vorherrschend. Die Probe ist reich an biogenen Grobporen, teils als Schwammgefüge. Die Fe-Mn-Konzentrierung ist noch intensiver, der Fließton noch stärker in die Poren eingewandert.

Ältere Fließerde

In 190–260 cm überwiegt die Matrix, hier ein mehr oder weniger eisenkörniger, peptisierter Ton mit unübersehbarem Löbtlehmanteil. Sie beherbergt verbranntes Grundgestein, einige dunkelbraune Fragmente einer Eisenkruste sowie Tonreste und verbranntes Deckgestein. Das Gefüge ist mäßig locker. Die oft schwammartig verbundenen Bioporen haben gelegentlich Fe-Mn-Beläge, teils auch intensiven Fließton. Die wenigen Bleichzonen stehen in Zusammenhang mit von oben hereinreichenden Rissen.

Die Probe aus 260–290 cm zeigt ein ganz anderes Material: In einer noch tonreicheren, aber gebleichten Matrix, die nur schwach überwiegt, liegen reichlich helle oder stark Fe-Mn-

imprägnierte Reste von Grundgestein (Schiefer und Terrasse), daneben aber auch große, lappige, brekziöse Bereiche, in denen eine eisenreiche Grundmasse Terrassen- und Schieferreste und stellenweise Tonreste zusammenhält, wobei Kavernen und Risse im Inneren meist mit Sesquioxiden, manchmal auch mit Fließton ausgekleidet sind. Auch die normale Matrix hat relativ viele, große Grobporen (Risse, Höhlungen).

Profil 2

Deckschutt

In 30–50 cm steht eine sehr inhomogene Fließerde an. Das überwiegende Grundgestein liegt mit einigen Tonresten in einer Schlufflehm-Matrix, die überwiegend stark eisenkörnig und nur an Spalten gebleicht ist. Die Poren gehören vorwiegend zu einem groben Schwammgefüge, das meist mit Eisen ausgekleidet ist und einige Fließtonbeläge zeigt. Das Hohlraumsystem war demnach über längere Zeit stabil.

Mittelschutt

In 50–100 cm tritt das Grundgestein etwas zurück. Die Matrix ist deutlich heller, ihr Plasma hat Fließtoncharakter und ist auffällig. In dem großvolumigen Porensystem gehen Risse in Schwammgefüge über, die Poren sind nackt oder tragen Fe-Mn-Beläge bzw. Fließton. Tonreste sind meist in die Matrix aufgenommen und reaktiviert.

In 100–160 cm treten Grobporen zurück. Von engen Rissen aus ist gelegentlich eine Bleichung eingetreten. Intakte Ton- und Eisenbeläge sind selten.

Ältere Fließerde

Die Probe aus ca. 170 cm hat eine Matrix aus gelbem, homogenem Fließton mit zahlreichen kantigen Relikten ebensolchen Tons („Tonreste“, s. o.). Dieses Material wurde anscheinend in trockenem Zustand mechanisch aufgearbeitet. Es enthält wenig Quarzschluff und etwas Terrassen- und Schiefermaterial. Die wenigen Risse haben teils Sesquioxid eingelagert. Daneben gibt es Poren zwischen kleinen Tonfragmenten.

Profil 3 Junge Fließerdefolge (Delle)

1. Fließerde

In 30–60 cm findet man mäßig dichten, unterschiedlich tonreichen Lößlehm mit Grundgestein. Er hat ein gut entwickeltes Leitbahngefüge und zeigt intensiven Bt-Charakter.

Die beiden Proben aus 60–120 cm und 120–200 cm sind aus dem gleichen Material aufgebaut, im allgemeinen kolloidreicher, stellenweise aber auch kolloidarm. Es handelt sich dabei teils um dunkelbraunes, geflocktes Kolloid, teils um gelben Ton. Starke Fließtoninfiltration erscheint in den Leitbahnen und fleckweise in der Matrix (teils als Kornhüllen). Brauneisen kann die Porenfüllung abschließen und als große Eisenkonkretion auftreten. Das Material ist schwach plastisch verformt.

2. Fließerde

Diese stärker verformte Fließerde enthält weniger Grundgestein, daneben aber etwas Deckgestein. Teils ist reichlich Fließton in Poren und in der Matrix vorhanden, hier in Form

paralleler Lagen oder an Aggregat- und Gesteinsgrenzen orientiert (Probe aus 200–250 cm); andernorts ist kolloidärmeres Material mit dünneren Tonbelägen und teilweise nackten Leitbahnen vertreten (Probe aus 250–300 cm).

3. Fließerde

In 300–350 cm ist die Matrix sehr unterschiedlich tonreich und enthält auch Grundgestein, vorwiegend als verbräunten Tonschiefer, in sehr wechselnder, meist großer Menge. Fließplasma ist in Poren und um Körner eher selten abgelagert. In 350–400 cm enthält die Matrix zahlreiche Kutanenfragmente (oder Deckgestein), die teils reaktiviert sind.

4. Fließerde

Es wurden zwei Proben genommen, deren Unterschiede auf Unterschiede von Lagen hindeuten. Die Probe aus 400–450 cm besteht aus Lößlehm mit geringerer Beteiligung von Grundgestein, in den reichlich Tonreste eingearbeitet sind. Der Tongehalt der Matrix wechselt stark.

Die Probe ist stärker grobporig mit Übergang zum Krümelgefüge. Auch mehrere Holzkohle-Splitter deuten auf einen fossilen Boden hin. Aktiver Fließton kleidet Poren aus und bildet Bänder in der Matrix. Er zeigt plastische Verformung. Als dritter Prozeß gibt sich Hydromorphie in Form einiger Fe-Mn-Konkretionen zu erkennen, die teils sicher in situ gebildet wurden und teils wahrscheinlich verlagert sind. Schließlich ist hier stellenweise eine Ton-Schluff-Trennung sichtbar. Die Holzkohle scheint teils von Coniferen zu stammen.

Die Probe aus 450–510 cm enthält noch mehr grobe und feine, teils reaktivierte Fragmente aus gelbrötlichem, stark doppelbrechendem Ton. Die Tendenz zu Krümelgefüge ist gering, Holzkohle fehlt, die Poren sind teils nackt, teils tonbelegt. Die Fe-Mn-Konzentrierung ist noch stärker, größtenteils aber allochthon.

5. Fließerde

Sie besteht wiederum aus Schlufflehm mit Fließtonrelikten und braunen Fragmenten von Deckgestein (unterschiedlich reich an geflocktem oder doppelbrechendem Ton, teils kantig). Grundgestein kommt kaum vor.

In 510–520 cm ist die Matrix kolloidarm und zerfallend. Sie enthält braune Pflanzenreste und Pilzsporen, obwohl der Kohlenstoffgehalt gerade hier ein Minimum hat.

In 520–550 cm liegt dagegen stabiles, tonreiches, mäßig von Leitbahnen durchsetztes Material vor. Organische Reste fehlen. Manchmal findet man in den Poren Fließton-Beläge, die mitunter sehr dick sind. Eisenkonzentration gibt es in Porennähe und konkretionär. Daneben ist Schieferzersatz eingelagert, der Verformung erkennen läßt. Die Bilder entsprechen dem Mittelschutt von Prof. 1.

6. Fließerde

Getrennt durch ein Bändchen aus Schiefergrus, schließt sich ein völlig inhomogenes Material an. Hier wechselt feinkörnige Matrix mit grobschluffigen Flecken und Grundgestein. Quarzsand und gelber Ton sind in mäßigen Mengen eingelagert. Leitbahnen sind reichlich vorhanden und teils mit Fließton ausgekleidet. Umfangreichen Bleichzonen stehen intensive Sesquioxidkonzentrationen an Porenwänden und in Porennähe gegenüber. Auch wenige verrottete Pflanzenreste sind vorhanden.

7. Fließerde, fossiler Gley

Die Matrix ist feiner als Lößlehm und enthält nur geringe Mengen größerer Komponenten.

In 585–615 cm sind wenige gröbere Pflanzenreste erhalten. Hier zeigen die sehr weiten Leitbahnen mäßige, teils gestörte Toninfiltration und starke Eisenanreicherung, während die dichte Matrix zu einem großen Teil gebleicht ist. In 615–665 cm, wo Deckgestein stärker auftritt und Fließton fast nur in der Matrix vorkommt, ist das Brauneisen auf Porennähe beschränkt.

Auch die Probe aus 665–715 cm zeigt großflächige Bleichung; doch überwiegen hier lokal die Rostflecken. In Rissen tritt intensiv krustiges Manganoxid auf. Das inhomogene, vernetzte Material zeigt nur wenige Leitbahnen.

Diese mikromorphologischen Ergebnisse sichern die bisherige Interpretation ab und tragen Einzelheiten zur Kenntnis der untersuchten Horizonte und Schichten bei. Wie bei allen Fließerden und Moränen findet die mikroskopische Untersuchung bald ihre Grenze, nämlich bei solchen Merkmalen, deren Verteilung zu stark wechselt.

Die autochthone Pedogenese läßt sich gut beurteilen, Aussagen über die Präsenz bestimmter Gemengteile sind bereits etwas unsicher, und Angaben über deren Menge können nur exemplarisch gemeint sein. Dies ist bei Folgerungen aus den vorliegenden Schliffbeschreibungen zu berücksichtigen.

5. Zusammenfassung und Diskussion

Die Untersuchungsergebnisse haben die in zahlreichen Aufschlüssen auf dem Tarforster Plateau gemachten Geländebeobachtungen bestätigt. Danach lagert ein ~ 50 cm mächtiger jungtundrenzeitlicher Deckschutt über einem 50–100 cm mächtigen Mittelschutt. Lokal ist auch ein 40–80 cm mächtiger Basisschutt ausgebildet.

Damit liegen ähnliche Verhältnisse vor wie in den hessischen Mittelgebirgen (SEMMELE 1964, 1968).

Der Deckschutt hat einen geringeren Skelettanteil als die beiden übrigen und zeigt jungtundrenzeitliche Lößleinwehung an. Darüber hinaus führt er das Schwermineralspektrum des Laacher Bimses. Mittel- und Basisschutt sind nahezu frei von Laacher Bims.

Deck-, Mittel- und Basisschutt bilden gemeinsam die jüngere Fließerde, die durch Braunfärbung, Lessivierung, Versauerung, Dichtlagerung und Pseudovergleyung gekennzeichnet ist.

Die an der Basis der jüngeren Fließerde flächenhaft ausgebildete ältere Fließerde ist aus saalezeitlichem (und älterem?) Löß, Schiefer- und Terrassenmaterial aufgebaut. Im Eem entwickelte sich diese Fließerde zu einer rotbraunen Parabraunerde. Vermutlich im Frühwürm setzte dann eine stärkere Pseudovergleyung ein. Deren Bleichspalten sind bei späteren Kryoturbationen verstellt worden. Wo die Überdeckung mit jüngerer Fließerde geringer als 150 cm ist, reichen spätglazial bis rezent entstandene Bleichspalten aber in die ältere Fließerde hinein.

In einer Delle innerhalb der untersuchten Hauptterrassenfläche war die ältere Fließerde nicht mehr vertreten. Hier stand unmittelbar über dem Terrassenmaterial eine 8,50 m

mächtige Folge jüngerer Fließerden an. Die 7. dieser Fließerden (5,85–7,15 m), ein fossiler Gley, wurde mit $21\,000 \pm 340$ Jahre B.P. datiert. Sie führt hochglaziale Florenelemente².

Die zwischen dem fossilen Gley und dem rezenten Boden eingeschalteten Fließerden zeigen mehr oder weniger deutliche Differenzierungen nach Farbe, Textur und Skelettgehalt und weisen Zeichen von Bodenbildungen auf, wie Gefügebildung, Wurmgänge, Tonverlagerung und Hydromorphierung. In Fließerde 4 wurden auch große Mengen an Holzkohlebröckchen gefunden. Die Humusanreicherung ist hingegen gering. Da es sich aufgrund der Datierungen um Bildungen zwischen 21 000 und 14 000 B.P. handelt, standen im Mittel nur ~ 1000 Jahre/Fließerde für Entstehung und Bodenbildung zur Verfügung. Es sind deshalb nur schwache Bodenbildungen des periglazialen Klimaraumes zu erwarten und zu erkennen.

Ihre Entstehung muß mit Klimaschwankungen in Verbindung gebracht werden. Da die Pollenführung aber zu gering war, ließ sich diese Deutung nicht nachweisen. Immerhin belegt das Vorkommen von Kiefern(?)–Holzkohle in Fließerde 4 die zeitweilige Existenz von Vegetation und damit Bodenbildung. Die schwachen Bodenbildungen wurden durch nachfolgende Solifluktion aber gestört und überdeckt, so daß in ihnen deutlich geringere Verdichtungen, Lessivierungen und Pseudovergleyungen als in dem lange an der Oberfläche befindlichen rezenten Boden vorkommen.

6. Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H.-J. (1974): Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen. – In: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, **4/2**: 309–367, 45 Abb.; Frankfurt a. M.
- JUVIGNE, E. (1977): La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laachersee (Eifel). – Z. Geomorph., N. F., **21**: 323–342, 9 Abb., 3 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- (1980): Vulkanische Schwerminerale in rezenten Böden Mitteleuropas. – Geol. Rdsch. **69**: 982–996, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KREMER, E. (1954): Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. – Arb. rhein. Landeskd. **6**, 28 Abb.; 5 Tab.; 11 Prof., 2 Kt.; Bonn.
- MÄLZER, H., HEIN, G., & ZIPPELT, K. (1983): Height Changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: FUCHS, K., et al. (Ed.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History: 164–176, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Toronto.
- MÜLLER, M. J. (1976): Zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der „Wittlicher Senke“. – Forsch. dt. Landeskd., **207**, 185 S., 16 Abb.; 20 Bilder, 2 Kt.; Trier.
- (1984): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25, Blatt 15, 6305 Saarburg, 90 S., 12 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- & NEGENDANK, J. F. W. (1974): Untersuchung von Schwermineralien in Moselsedimenten. – Geol. Rdsch. **63**: 998–1035, 11 Abb.; 2 Tab.; Stuttgart.
- & SCHRÖDER D. (1983): Jungpleistozäne Umlagerungen und Bodenbildungen auf einer Moselhauptterrasse (Universität Trier-Tarforst). – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **38**: 531–536, 2 Tab., Göttingen.
- NEGENDANK, J. F. W. (1978): Zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück, Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moselbereich. – Forsch. dt. Landeskd., **211**, 90 S., 22 Abb., 14 Tab., 26 Bilder, 6 Kt.; Trier.
- (1983a): Trier und Umgebung. – Samml. geol. Führer, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 5 Kt.; Berlin, Stuttgart.

² Wir danken Frau Dr. URBAN-KÜTTEL, Trier, für die Pollenanalytik.

- (1983b): Cenozoic Deposits of the Eifel-Hunsrück Area along the Mosel River and their Tectonic Implications. – In: FUCHS, K., et al. (Ed.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History: 78–88, 6 Abb.; 1 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Toronto.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 275–285, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf der jungpleistozänen Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. H., **45**: 1–133, 35 Abb.; 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – In: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. Bericht über den Forschungsstand und Exkursionsführer anlässlich der 17. wissenschaftlichen Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Hofheim am Taunus vom 20. 9. bis 24. 9. 1974: 9–56, 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- STEPHAN, S. (1981): Zur Mikromorphologie der Tonverlagerung im Alluvium des Niederrheins. – S.-Veröff. geol. Inst. Univ. Köln, **41** (Festschr. Karl Brunnacker): 243–247, Köln.
- VAN VLIET, B., & LANGOHR, R. (1981): Correlation between Fragipans and Permafrost with Special Reference to Silty Weichselian Deposits in Belgium and Northern France. – Catena, **8**: 137–154, 6 Abb.; 1 Tab.; Cremlingen-Destedt.
- ZECH, W. (1979): Eiszeitliche Bodenbildung im Nationalpark Bayerischer Wald. – Nationalpark, **1**, 6 Abb., 1 Tab.; Grafenau.
- ZÖLLER, L. (1980): Über Hangschuttbildung, Plateaulehne und junge Erosion im „Hochwald“ (westlicher Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge. – Catena, **7**: 153–167, 7 Abb., 2 Tab., Cremlingen-Destedt.
- (1983): Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum. – Diss. Univ. Trier, 368 S., 36 Abb., 14 Tab., 18 Bilder, 5 Kt.; Trier.

Manuskript eingegangen am 30. 11. 1984

Das Frühwürm im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhessen

Von

GERHARD BOSINSKI, KARL BRUNNACKER, KLAUS KRUMSIEK
& ULRICH HAMBACH, WOLFGANG TILLMANNNS und BRIGITTE URBAN-KÜTTEL*

Kurzfassung: In der ehemaligen Ziegeleigrube von Wallertheim (Bl. 6114 Wörrstadt) ist das Frühwürm in Form von Bachablagerungen erschlossen. In Hanglage hat sich in der gleichen Zeit eine Humuszone gebildet, die nachfolgend umgelagert wurde und sich als Kolluvium auf die Bachablagerungen legt. Die Pollen in den Bachablagerungen zeigen auf taigaartige Kiefernbestände. Weiterhin ist darin der Blake Event erfaßt. Ebenso ist er aus der oberen Humuszone von Kitzingen bekannt. Altersmäßig wird er um 80 000 Jahre eingestuft (Abb. 12). Überdeckt werden die Bachablagerungen von Wallertheim durch einen Tuffhorizont. Das in den Bachablagerungen gefundene Paläolithikum entspricht typologisch weitgehend dem der Schambach-Gruppe in der südlichen Frankenalb.

Abstract: The Early Würm represented by brook deposits is revealed in the former brickyard pit of Wallertheim. A humuszone formed at the same time in slope position and removed later on overlies the brook deposits as colluvium. The pollen found in the brook desopits point to „taiga-like“ pine vegetation. It is also known from the upper humus zone of Kitzingen and it is estimated at about 80 000 years (Fig. 12). The brook deposits are overlain by a vulcanic Tuff-Horizont. The Paleolithic found in the brook deposits corresponds typologically to that of the „Schambach-Gruppe“ in the southern Franconian Alb.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorwort	188
2. Topographische Position	189
3. Morphologie	189
4. Geologischer Überblick	190
5. Grabungsprofil 1979	191
5.1. Profilaufbau	191
5.2. Sedimentpetrographie	195
5.2.1. Körnungsanalyse	195
5.2.2. Karbonatgehalt	195
5.2.3. Schwermineralanalyse	196

* Herrn Prof. Dr. HEINRICH ZAKOSEK zum 60. Geburtstag gewidmet.

Prof. Dr. G. BOSINSKI, Inst. Ur- u. Frühgeschichte Univ. Köln, Weyertal 125, 5000 Köln 1; Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Prof. Dr. K. KRUMSIEK, Priv.-Doz. Dr. W. TILLMANNNS, Geol. Inst. Univ. Köln, Zülpicher Str. 49, 5000 Köln 1, cand. geol. U. HAMBACH, Geol. Inst. Univ. Bonn, Nußallee 8, 5300 Bonn 1; Dr. B. URBAN-KÜTTEL, Gartenstr. 1, 7303 Neuhausen a.d.F.

5.3. Pollenanalyse	198
5.4. Molluskanfauna	200
5.5. Paläomagnetik.	202
6. Paläolithische Funde und deren Begleitfauna.	206
7. Ergebnis	211
8. Stratigraphie des älteren Jungpleistozäns.	213
9. Schriftenverzeichnis	213

1. Vorwort

Eine eingehende Bearbeitung des Quartärprofils von Wallertheim (südwestlich Mainz, Abb. 1) hat FAULER (1938) durchgeführt. Angeregt wurde er dazu durch paläolithische Funde, welche SCHMITGEN & WAGNER (1929) beschrieben haben. Dazu kommen einige



Abb. 1. Geographischer Überblick.

neuere Beobachtungen, die sich vor allem auf die Tuffhorizonte im höheren Teil des Profils konzentrieren (ANDRES 1969, BRUNNACKER & TILLMANN 1978, WINTLE & BRUNNACKER 1982).

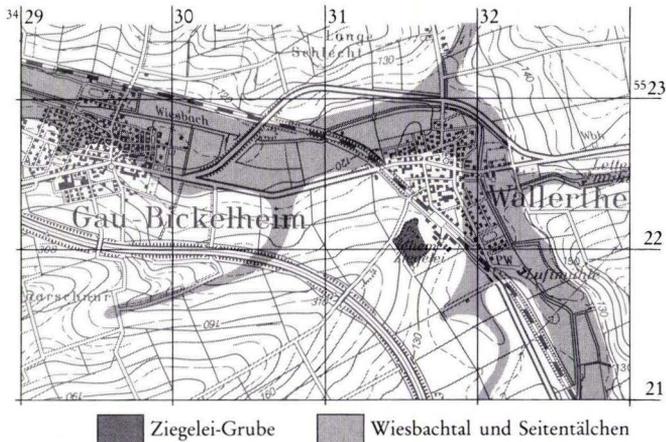


Abb. 2. Topographische und morphologische Situation (Ausschnitt aus Bl. L 6114 Mainz. Vervielfältigt mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz, Kontrollnummer 235/84).

In den letzten Jahren wurde die Untersuchung in der inzwischen aufgelassenen Lehmgrube durch G. BOSINSKI (1979, mit B. FIGIEL als örtlichem Grabungsleiter) wieder aufgenommen mit dem Ziel, die stratigraphische Position des Fundhorizontes gemäß den heutigen archäologischen und geowissenschaftlichen Möglichkeiten zu präzisieren.

2. Topographische Position (K. BRUNNACKER)

Die Ziegeleigrube von Wallertheim liegt etwa 25 km südwestlich von Mainz auf Bl. 6114 Wörrstadt. Ursprünglich begann der Lößabbau unmittelbar südwestlich vom Bahnhof Wallertheim, von wo er sich seither bis 200 m hangwärts vorgeschoben hat (Abb. 2). Bei Ende des Lößabbaues blieb eine bis 8 m hohe Wand stehen, zu welcher auf einer oberen Trasse weitere 5 m hinzukommen. Innerhalb des unteren Stoßes ist ein nicht abbauwürdiges Paket mit fluviatilen Ablagerungen als nasenartiger Vorsprung ausgespart (Abb. 3).

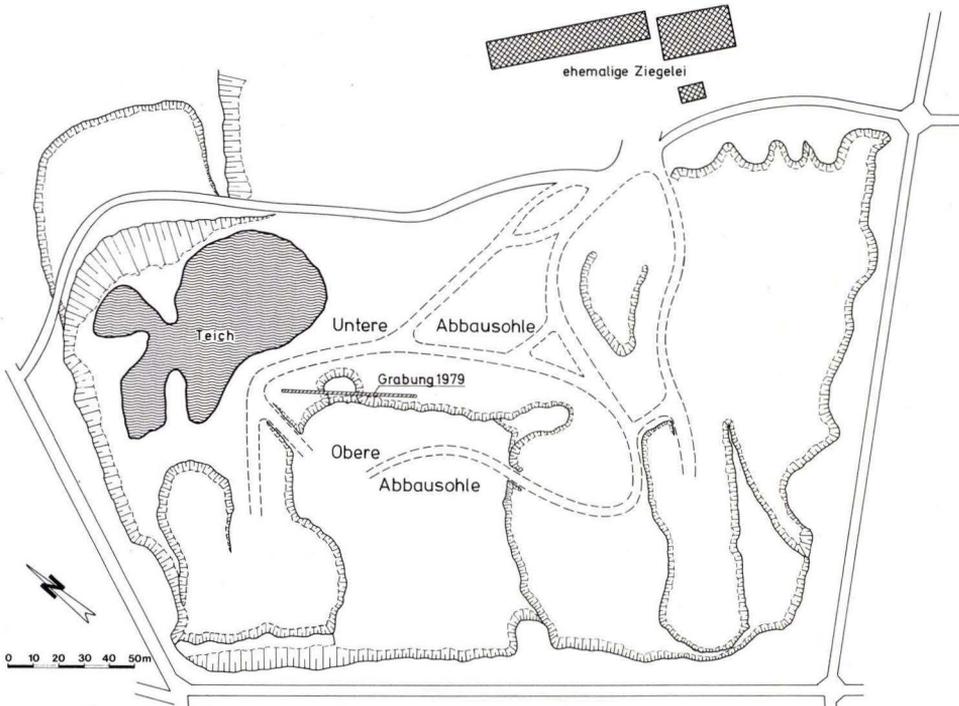


Abb. 3. Grundriß der Grube (nach FIGIEL, vereinfacht).

3. Morphologie (K. BRUNNACKER)

Die Grubensohle liegt in rd. 125 m über NN. Diese Höhe entspricht etwa der Obergrenze des benachbarten Talbodens des Wiesbaches, der, von S kommend, bei Wallertheim in

westliche Richtung umbiegt (Abb. 2). Südwestlich davon ist ein bis auf 200 m über NN ansteigender Bergsporn erhalten, der durch einige von zum Wiesbach orientierten, heute trocknen Dellensystemen etwas gegliedert ist. Die Lehmgrube wurde zwischen diesen Dellen angelegt. Im Unterschied zu dem lößüberkleideten, relativ sanft abfallenden Gehänge sind die Gegenhänge des Wiesbaches infolge der Talasymmetrie steiler entwickelt. Dort tritt der tertiäre Untergrund zutage.

4. Geologischer Überblick (K. BRUNNACKER)

Durch FAULER (1938) wurde seinerzeit das Profil in der Ziegeleigrube in folgende, im Prinzip auch heute noch erkennbare Schichtglieder eingeteilt:

Das Liegende bilden alttertiäre Mergel (mitteloligozäner Schleichsand), die feinsandig bis schluffig abgebildet sind. Darüber liegen mit unterschiedlich hoher Basis fluviatile Ablagerungen und darüber mächtige Lößdeckschichten.

Die neue Aufnahme zeigt das in Abb. 3 und 4 dargestellte Bild, ergänzt durch Befunde in einer weiteren, inzwischen verfüllten kleineren Lehmgrube hangaufwärts davon.

Gemäß Abb. 4 liegt als ältestes Quartärglied über dem Tertiär ein geringmächtiger Schotter. Abgesetzt durch eine Erosionskordanz folgt mit einer Basis, die rd. 10 m tiefer liegt, eine weitere fluviatile Ablagerung des Wiesbaches. Etwas in dieselbe rinnenartig eingetieft, kommen darüber zwei weitere Bachablagerungen, die entsprechend der allgemeinen Situation ebenfalls zum System des ehemaligen Wiesbaches gehören. Gekappt werden

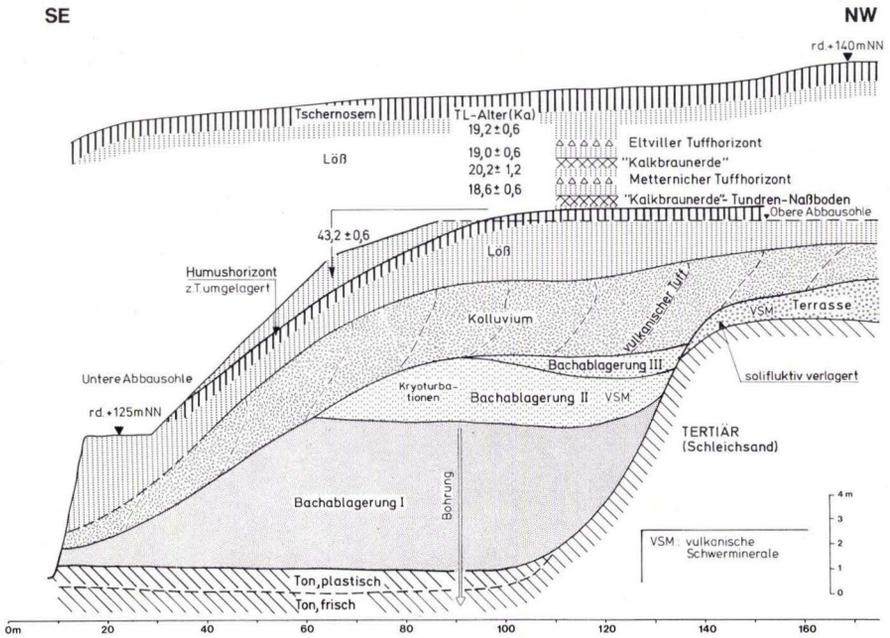


Abb. 4. Schematisches Querprofil.

diese Ablagerungen durch ein humoses Kolluvium, dessen Schichtung eine Schüttung von NW nach SE anzeigt. Nach der Folge der Wiesbach-Ablagerungen hat somit eine Eintiefung des Tales stattgefunden, so daß die eine Uferlinie dieses Tälchens abgetragen wurde. Ursache dafür war das zum neuen Vorfluter hin orientierte, ebenfalls erosiv wirksame Dellensystem im SE des Aufschlusses (Abb. 2). Das folgende Kolluvium aus mehr oder weniger humosem Material ist bereits vollständig auf die neue Erosionsbasis des Wiesbaches eingestellt.

Die hangende Lößfolge ist im tieferen Bereich durch eine Humuszone untergliedert. Im Löß darüber sind zwei bzw. drei schwache interstadiale Böden und der Wallertheimer sowie der Eltviller Tuffhorizont eingeschaltet (BRUNNACKER & TILLMANN 1978), wodurch die übliche Gliederung des höheren Würms repräsentiert wird.

5. Grabungsprofil 1979

Das bei der Grabung 1979 vorgefundene Profil umfaßt die genannten Bachablagerungen, das hangende Kolluvium und die unteren Teile der darüber folgenden Lößdeckschichten (Abb. 5).

5.1. Profilaufbau

(K. BRUNNACKER)

Die Grundlage dieses speziellen Profilausschnittes bilden die etwas vereinfachte Zeichnung des Aufschlußausschnittes von FIGIEL (Abb. 5) und die Profilbeschreibungen während der Grabungszeit. Dabei haben sich die nachfolgend dargestellten Detailprofile ergeben, deren Verknüpfung Abb. 5 zeigt:

Profil A

Mächtigkeit
in cm

—————		Haupterosionsdiskordanz, darüber Löß (C17)
A 12	bis 50	brauner und hellgraubrauner, dm-dick gebänderter, tonig-schluffiger Lehm, mit plattigen Kalkkonkretionen entlang der Schichtung; an der Basis cm-dicker Tuffhorizont
A 11	40	sehr schwach humushaltiger, graubrauner, tonig-schluffiger, feinsandiger Lehm; z. T. an der Basis Lößkindel (bis 10 cm)
A 10	bis 30	sehr schwach humushaltiger, graubrauner, tonig-schluffiger, feinsandiger Lehm; an der Basis einzelne Lößkindel bzw. Kalkpseudomyzel
A 9	bis 40	schwach humushaltiger, dunkelgraubrauner, tonig-schluffiger, feinsandiger Lehm; an der Basis Lößkindel (bis 15 cm)
A 8	bis 60	sehr schwach humushaltiger, tonig-schluffiger, feinsandiger Lehm; im Gefälle nach SE in sich schwach geschichtet
A 7	bis 40	sehr schwach humushaltiger, graubrauner, tonig-schluffiger, feinsandiger Lehm
A 6	bis 30	schwach humushaltiger, dunkelgraubrauner, tonig-schluffiger, feinsandiger Lehm
A 5	bis 40	schwach humushaltiger, hellbrauner, schluffiger, lehmiger Sand, etwas Kleinkies (1 cm), oben Kalkpigmente (1 cm), etwas Holzkohlefritter

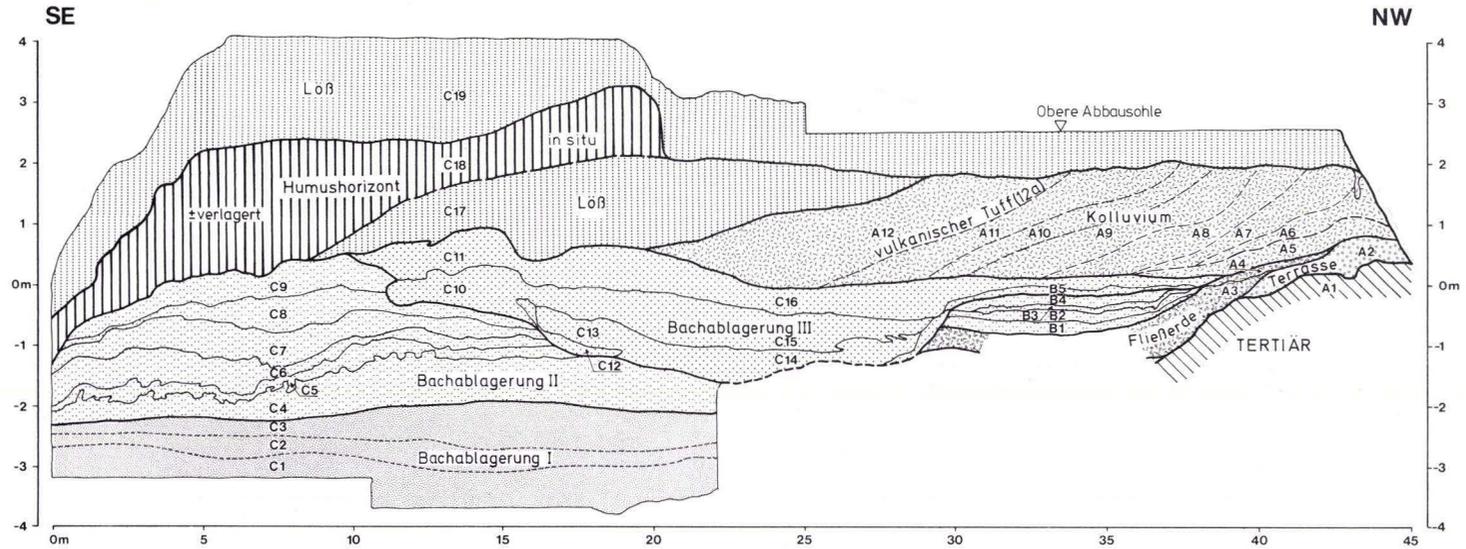


Abb. 5. Detailprofil der Grabung 1979 (nach FIGIEL, vereinfacht).

		Haupterosionsdiskordanz
A 4	bis 15	Schotter (bis 5 cm) mit hellbraunem, sandig-lehmigem Zwischenmittel (KS)
A 3	30	brauner, lehmiger Sand
		Erosionsdiskordanz
A 2	10–50	Schotter (bis 10 cm), oben Kleinkies, mit grau-gelbem Sand als Zwischenmittel, rostgebändert; seitlich solifluidal verzogen
		Erosionsdiskordanz
A 1	über 40	hellgelb-grauer, schluffiger Mergel (Tertiär)

Profil B

	Mächtigkeit in cm	
Hangendes:		C 16
B 5	15	braungrauer, oben dunkelgraubrauner, tonig-schluffiger Lehm, rostfleckig
B 4	20	schwach humushaltiger, dunkelgrauer, toniger Lehm, rostfleckig
B 3	10	Anmoor, schwarz, tonig-lehmig
B 2	20	grauer, tonig-schluffiger Lehm, oben schwach humushaltig, rostfleckig
B 1	über 30	braun-grauer, tonig-schluffiger Lehm
		Erosionsdiskordanz
Liegendes:		Schotter, solifluidal verlagert

Profil C

	Mächtigkeit in cm	
C 19	300	hellgelb-brauner Löß
		Erosionsdiskordanz
C 18	100	schwach humushaltiger, dunkelbraungrauer Löß (Humushorizont)
C 17	40	hellbrauner Löß
		Erosionsdiskordanz
C 16	20	sehr schwach humushaltiger, braungrauer, toniger schluffiger Lehm, rostfleckig
C 15	60	hellbrauner Sand und Kleinkies, schräggeschichtet, oben rostfleckig
C 14	15	humushaltiger, dunkelgrauer, toniger Lehm; Kryoturbationen oder kleine Hanggleitungen
C13	30	Hellgrau-brauner, toniger Lehm, kleinkiesig
C12	10	humushaltiger, grauer, toniger Lehm, schwach rostfleckig
		Erosionsdiskordanz
C 11	30	schwach humushaltiger, grauer, toniger Lehm, stark rostfleckig
C 10	40	hellbrauner Sand, geschichtet, unten mit Kleinkies
		Erosionsdiskordanz
C 9	20	humushaltiger, dunkelgrauer, toniger Lehm
C 8	40	graubrauner, tonig-schluffiger Lehm, besonders oben sehr stark rostfleckig bis rostfarben
C 7	40	hellgraubrauner, feinsandiger, schluffiger Lehm, sehr schwach kleinkiesig; Kryoturbationen
C 6	bis 25	rötlich-brauner, toniger Lehm

C 5	30	humushaltiger, dunkelgrauer, toniger Lehm, mürbe Kalkkonkretionen (5 cm); Kryoturbationen
C 4	40	sehr schwach humushaltiger, braungrauer, toniger Lehm, besonders unten mürbe Kalkkonkretionen (bis 10 cm), schwach rostfleckig
<hr/>		
C 3	35	hellbrauner, schluffiger Lehm, graufleckig
C 2	45	brauner, feinsandiger Lehm, sehr stark graufleckig, mürbe Kalkkonkretionen in horizontalen Lagen
C 1	100	brauner, feinsandiger Lehm, sehr stark graufleckig

5 m entfernt: Peilstangenbohrung mit Fortsetzung nach dem Liegenden:

Tiefe in cm	
0-100	Aufschüttung
-300	Sand, grob, kiesig, besonders unten Fragmente von Molluskengehäusen
-510	Wechsellagerung von Sand mit dm-dicken schluffigen Tonlagen
<hr/>	
-560	Ton, schluffig, graublau (plastisch)
-660	Mergel, feinsandig, graublau

Deutung des Profils (Abb. 5)

C19	Löß (Hangendes)
<hr/>	
	Erosionsdiskordanz
C 18	Humushorizont, kalkhaltig; nach SE hin verlagert
C 17	Löß
<hr/>	
	Erosionsdiskordanz
A 5 - A 12	Kolluvium, mehr oder minder humos, Kalk in Spuren
<hr/>	
	Erosionsdiskordanz
C 12 - C 16	Bachablagerungen III, mehr oder minder humos und vergleht, z. T. kalkhaltig; C 14 mit schwachen Solifluktionsschichten ?
<hr/>	
	Erosionsdiskordanz
C 4 - C 9	Bachablagerungen II, mehr oder minder humos und vergleht, schwach kalkhaltig; C 5 und C 7 z. T. mit Kryoturbationen; entspricht B 1-B 4
<hr/>	
C 1 - C 3	Bachablagerung I, mit Tundra-Naßboden, kalkreich; nach unten in kiesigen Grobsand übergehend
<hr/>	
A 3 - A 4	Fließerde, kalkhaltig, entspricht möglicherweise der Bachablagerung II
<hr/>	
	Erosionsdiskordanz
A 2	Schotter, kalkhaltig
<hr/>	
	Erosionsdiskordanz
A 1	Tertiär (Mergel)

Im Aufschluß von Wallertheim sind somit Reste einer älteren Terrasse erfaßt. Deren Mächtigkeit nimmt nach NW hin auf 2 m zu. In diese „Hochterrasse“ (A 2) hat sich das Tal eines jüngeren Wiesbaches eingetieft. Dann kam es zu einer flächigen Auffüllung mit kiesigem Sand, deren oberster Teil im Aufschluß als Bachablagerung I bezeichnet wird. Die

Uferlinie dieser und der folgenden Bachablagerungen ist etwas südlich der Grabungsstelle von 1979 zu suchen.

Die lokale Bachablagerung II, ebenfalls vom Wiesbach abzuleiten, ist örtlich durch Krytorbationen gekennzeichnet. Ferner treten darin humose semiterrestrische und subhydrische Böden auf.

Die am wenigsten weit verbreitete Bachablagerung III ist ähnlich II ausgebildet. Sie zeigt vielleicht schwache kryoturbat-solifluktive Erscheinungen.

Das darüber folgende Kolluvium deutet auf eine weitere Eintiefungsphase des Wiesbachtals. Ein vulkanischer Tuff ist darin als cm-dickes Band eingeschaltet.

Die hangende Lößdeckschicht wird im tieferen Teil durch eine Humuszone unterteilt. Im höheren Bereich treten zwei bzw. drei schwach entwickelte kalkhaltige Böden auf. Zwischen denselben ist der Wallertheimer und Eltviller Tuffhorizont (Abb. 4) eingeschaltet (WINTLE & BRUNNACKER 1982).

Die im Aufschluß nicht erfaßte Niederterrasse liegt im heutigen Wiesbachtal unter mächtigen holozänen Auelehmen, deren Obergrenze etwa 125 m über NN erreicht.

5.2. Sedimentpetrographie

(W. TILLMANN'S)

Zur sedimentpetrographischen Charakterisierung wurden die Profile beprobt. Die Lage der Probenentnahmestellen zeigt Abb. 4 an. An den Proben wurde die Körnung, der Kalkgehalt und die Schwermineralführung bestimmt (Abb. 6, 7).

5.2.1. Körnungsanalyse

Die Befunde der Körnungsanalyse (Pipettmethode nach KÖHN) sind in Abb. 6 u. 7 für das Material $< 2 \text{ mm } \varnothing$ dargestellt.

Über eine homogene Korngrößenverteilung zeichnen sich insbesondere die oberen Profilabschnitte A 5 – A 12 (Kolluvium) und C 17 – C 19 (Löß mit Humoszone) ab. Die im unteren Profilteil befindlichen Bachablagerungen (Profilabschnitt C 1 – C 16; B 1 – B 5) zeigen eine stark wechselnde Körnungsverteilung mit deutlich höheren Anteilen der Fraktionen Grobschluff, Fein- und Grobsand. Fließerde (A 3 – A 4) und Schotter (A 2) im unteren Teil grenzen sich von den hangenden Bachablagerungen durch ihren hohen Sandanteil ab. Der tertiäre Untergrund (A 1) ist tonig-schluffig ausgebildet.

5.2.2. Karbonatgehalt

Mittels Karbonatgehaltsanalyse nach SCHEIBLER wurde der HCl-lösliche Karbonatgehalt in der Fraktion $< 0,2 \text{ mm}$ an jeweils 1g getrocknetem Sediment bestimmt (Abb. 6, 7). Über hohe Karbonatgehalte (25–30%) verfügen der tertiäre Untergrund sowie der Tundragley aus der Bachablagerung I. Fließerde und Schotter zeigen Karbonatgehalte um 15 %. Die Bachablagerungen II und III sind bis auf die unterste Probe von Bachablagerungen II durch niedrige Karbonatgehalte (3–12 %) vom Untergrund abgegrenzt. Das im Hangenden folgende Kolluvium zeigt bis auf die unterste Probe durchgehend Karbonatgehalte um 3 %.

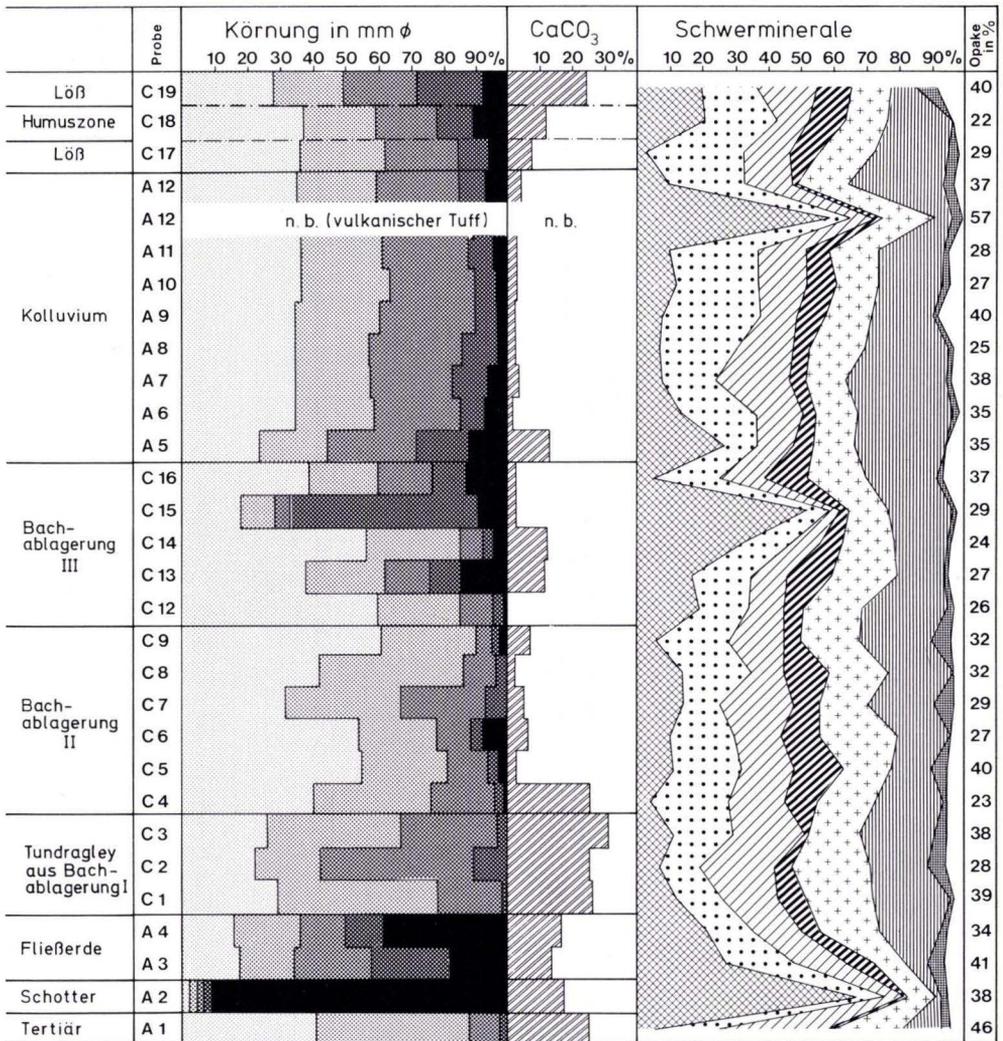
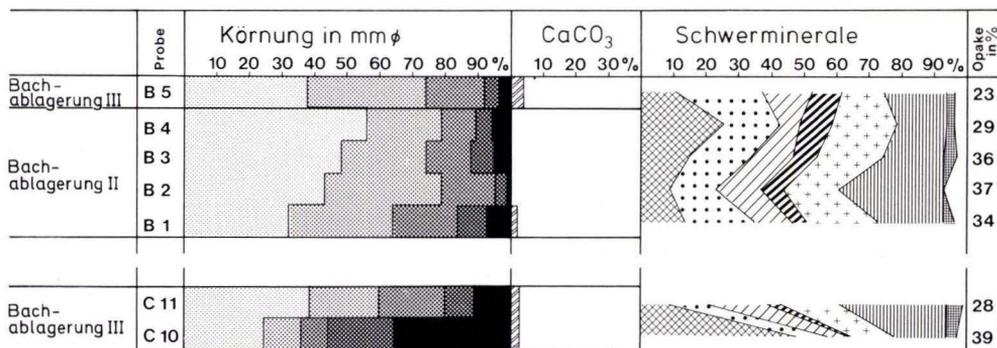


Abb. 6. Analysendaten (Legende in Abb. 7.).

Der das Profil abschließende Löß weist einen Karbonatgehalt von max. 25 % auf. Die z. T. höheren Kalkgehalte nächst der Untergrenze der Bachablagerung II und das Kolluviums gehen auf eine sekundäre Kalkanreicherung an Stauhhorizonten zurück.

5.2.3. Schwermineralanalyse

Die mittels Scheidetrichtermethode in Bromoform abgetrennten Schwerminerale (511) zeigen die folgende qualitative Zusammensetzung (Abb. 6, 7). In der Gruppe der

Zeichenerklärung:Körnung (in mm ϕ)

Schwerminerale

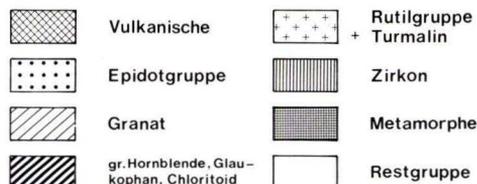


Abb. 7. Analysendaten (Ausschnitt).

vulkanischen SM sind augitische Pyroxene, braune Hornblende und Titanit zusammengefaßt. Innerhalb dieser Gruppe dominieren die Pyroxene. Die Epidotgruppe enthält Epidot und Zoisit. Zusammen mit Granat und den eine Gruppe umfassenden SM grüne Hornblende, Glaukophan und Chloritoid handelt es sich um Instabile. In den Schwermineraldigrammen wurden die Rutilgruppe mit Rutil und untergeordnet Anatas und Brookit gemeinsam mit Turmalin dargestellt. Diese repräsentieren zusammen mit dem gesondert dargestellten Zirkon die Gruppe der Stablen. Bei den metamorphen SM tritt dominierend Staurolith, daneben Disthen und selten Andalusit auf. In der Restgruppe sind vereinzelt auftretende Spinelle, Chlorite und unbestimmbare SM zusammengefaßt.

Die genannten, z. T. in Gruppen zusammengefaßten SM zeigen über das gesamte Profil eine weitgehend gleiche Verteilung. Durchschnittlich sind die Vulkanischen mit 10 %, die Epidotgruppe mit 20 %, Granate mit 15 %, grüne Hornblende, Glaukophan und Chloritoid mit 10 %, Rutilgruppe und Turmalin mit 15 %, Zirkon mit 20 %, die Metamorphen mit 5 % und die Restgruppe mit 5 % vertreten.

Einen von diesem einheitlichen Bild abweichenden Befund zeigen die Horizonte A 2, C 15 und A 1. Diese Horizonte führen 67 % (A 2), 52 % (C 15) und 59 % (A 12) vulkanische SM, entsprechend sind die instabilen, stabilen und metamorphen SM reduziert.

Damit ist in Wallertheim eine Reihe vulkanischer Tuffe bzw. Tuffite direkt oder indirekt über charakteristische Schwermineral-Anreicherungen gefaßt, von denen im Gesamtprofil (einschließlich der hier nicht beschriebenen hangenden Lößdeckschichten) drei makroskopisch erkennbar sind.

Ein ältester Tuffit ist im Verband mit der „Hochterrasse“ (Profilabschnitt A 2) vertreten. Der nächst jüngere Tuffit, ebenfalls nur schwermineralogisch faßbar, kommt in Bachablagerung III (Profilabschnitt C 15) vor. Er liegt in der gleichen oder einer ähnlichen Position wie der Metternicher Tuffhorizont, z. B. in Ariendorf (BRUNNACKER et al., 1975). Der Tuff im Kolluvium (Profilabschnitt A 12) ist ein Neufund, der bislang nicht einzuordnen ist. Dazu kommen der bereits beschriebene Wallertheimer und Eltviller Tuffhorizont im hangenden Löß (ANDERS 1969, BRUNNACKER & TILLMANN 1978).

5.3. Pollenanalyse (B. URBAN-KÜTTEL)

Aus allen in Abb. 5 aufgeführten Profilabschnitten wurden Proben für pollenanalytische Untersuchungen entnommen und nach der bei FRENZEL (1964) beschriebenen Methode aufbereitet. Dabei stellte sich heraus, daß ein Teil der Proben zu schwach pollenführend für eine statistische Auswertung war. In Abb. 8 sind daher nur solche Proben dargestellt, die immerhin über 50 Sporomorphe insgesamt enthielten. Der Profilabschnitt, der als Bachablagerung I bezeichnet wird (Abb. 5), wurde mit zwei relativ gut pollenführenden Proben erfaßt. In beiden dominiert die Kiefer (Abb. 8), daneben treten in Spuren etwas *Abies*-

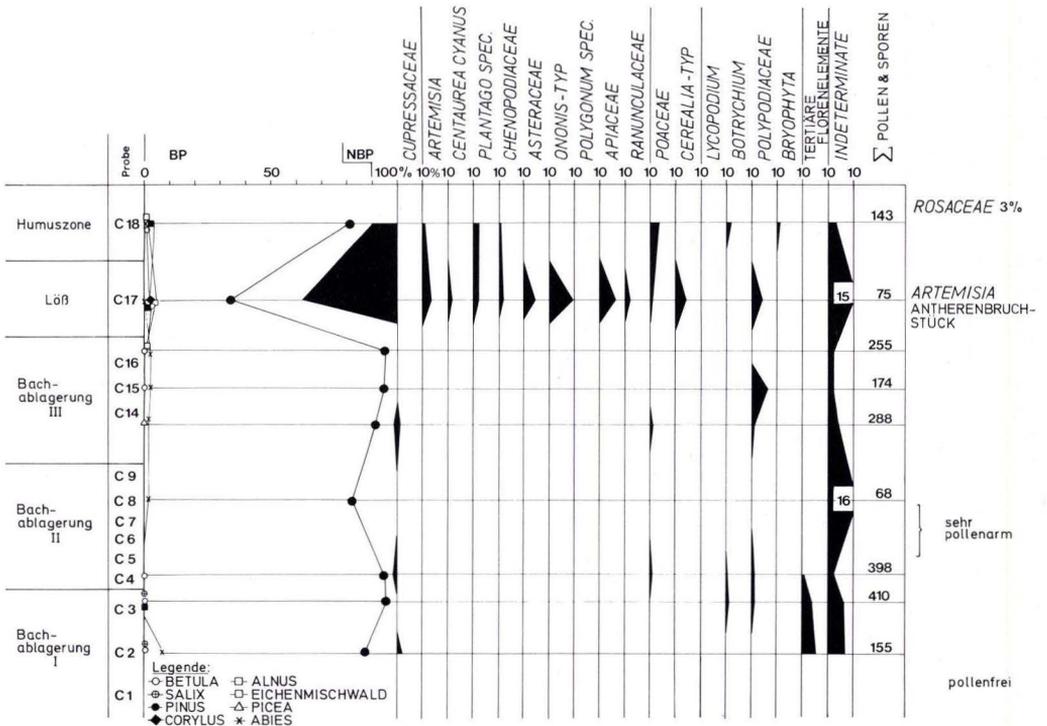


Abb. 8. Pollendiagramm (ohne Berücksichtigung des pollenarmen Kolluviums).

Pollen auf und Einzelkörner von *Salix* und *Betula*. Etwas besser sind tertiäre Florenelemente vertreten, die aus den tertiären Schichten der Umgebung stammen. Die Pollenspektren der im Hangenden folgenden Bachablagerungen II und III weichen nur geringfügig von der Zusammensetzung der Bachablagerung I ab. Die Kiefer bleibt weiterhin dominant, neben geringer Nichtbaumpollen-(NBP-)Beteiligung. Tertiärer Pollen tritt allerdings in den jüngeren Bachablagerungen (II und III) nicht mehr auf.

Ein markanter Wechsel vollzieht sich im Pollenspektrum aus dem Löß im Hangenden der Bachablagerung III (Abb. 8). Der Kiefernanteil nimmt rapide ab, und die lokale Vegetation wird nun von lichtliebenden Kräutern, typisch für eine Lößsteppe, gebildet. Gegenüber der baumreichen Vegetation, die die Bachablagerungen charakterisiert, muß eine starke Auflichtung zum Vegetationstyp des Lösses geführt haben. Eine allmähliche Überleitung in diesen Vegetationstyp ist aus dem Pollendiagramm nicht ersichtlich, was an den zu großen Probenabständen liegen könnte, aber möglicherweise auch auf einen Hiatus hinweist, der im Hangenden der Bachablagerungen lokalisiert sein könnte (Kolluvium). Die oberste Probe des Diagramms, die aus dem nachfolgenden Humushorizont stammt, ist nun wieder durch eine Zunahme des Kiefernanteils und durch quantitative und qualitative Veränderungen des Kräuterspektrums charakterisiert. In Folgeuntersuchungen (Tab. 1) wurde dieses Spektrum aus der Humuszone bestätigt. Die in Tab. 1 aufgeführten Proben sind sogar noch kiefernreicher als die im Pollendiagramm dargestellte Probe.

Tab. 1. Pollenspektren von zwei Einzelproben aus der Humuszone von Wallertheim

„oben“		„unten“	
<i>Pinus</i>	102	cf. <i>Abies</i>	1
<i>Alnus</i>	1	<i>Pinus</i>	73
Bryophyta	2	<i>Betula</i>	1
Indeterminatae	2	<i>Botrychium</i>	1
		Bryophyta	1
Σ	107	Indeterminatae	2
		Σ	79

Zusammenfassend kann man folgendes sagen: Falls nicht sekundäre Anreicherungsprozesse eine Rolle spielen, war die Vegetation während der Bachablagerungsphasen sehr einheitlich. Sie wäre am ehesten einem Taigatyp gleichzustellen. Der vereinzelt vorkommende andere Gehölzpollen (z. B. von *Abies*), deutet, falls nicht mit den tertiären Florenelementen umgelagert, auf ein ausgehendes Interglazial bzw. den Übergang zur nachfolgenden Kaltzeit hin.

In den unteren Proben fanden sich keine deutlichen Hinweise auf ein Feuchtbiotop.

Die Lößpollenflora kann verglichen werden mit den Lößfloren aus dem jüngsten Löß in Wallertheim (LESSMANN 1983). In den jüngsten Lößablagerungen dominiert allerdings der Pollen der Steppenelemente noch wesentlich mehr über den der Gehölzpflanzen. Dieser Befund scheint sich auch mit den malakozoologischen Ergebnissen von REMY (1969) zu decken, der eine Zunahme der Steppenelemente innerhalb der Molluskenbestände zum Holozän hin vermerkt (Tab. 2). Die Humuszone (Abb. 8, Tab. 1) kann, nach dem Pollenspektrum zu urteilen, unter einer lockeren Kiefernwaldsteppe entstanden sein.

Entsprechende Hinweise geben auch die malakozoologischen Befunde (REMY 1969), die die vegetationsgeschichtlichen Ergebnisse damit stützen.

Drei Proben aus der Humuszone reichen sicherlich nicht aus, um einen floristischen Vergleich mit vermeintlich zeitgleichen Bildungen (so zum Beispiel dem Stillfried-B-Interstadial) zu ziehen. Die Spektren von Wallertheim ähneln im übrigen auch sehr denen der frühsaalezeitlichen Humuszonen von Kärlich (BOSINSKI et al. 1980), was wiederum zeigt, daß Pollenspektren mit einer derartigen floristischen Zusammensetzung im Pleistozän häufiger aufgetreten sind und daher keinen eindeutigen biostratigraphischen Leitwert darstellen.

5.4. Molluskenfauna

(K. BRUNNACKER)

Die Molluskenfauna von Wallertheim wurde durch REMY (1969) durchgängig sehr aufwendig qualitativ und quantitativ behandelt. Dazu kommen einige frühere Angaben von SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) für die Bachablagerungen.

Tab. 2. Molluskenfaunen von Wallertheim (REMY 1969: Tab. 3)

Einstufung	Probe-Nr.	Zahl der Arten in den Ökologischen Gruppen 4-9 von LOŽEK (1964)*					Zahl der Individuen
		4	5	7	8	9	
Spät-Postglazial	1	3	4				747
	2	4	4				92
	3	4	4	1			87
	4	5	4				94
	5	4	3	1			85
	6	4	5				130
	7	4	4	1			288
	8	4	4		1		203
	9	4	4				136
	10	4	4				82
	11	4	3				56
	12	4	5				51
Löß	13	3	3	1			19
	14	1	2				3
	15-23						0
	24		2				3
	25		2				3
	26		2			1	6
	27		1				2
	28-30						0
	31	1	2				7
	32	2	2				16
	33	2	2				40
	34	1	2			1	29
	35	3	4			2	147
	36	2	2	1			81
	37	2	2	1			56

Tab. 2. Fortsetzung

Einstufung	Probe-Nr.	Zahl der Arten in den Ökologischen Gruppen 4-9 von LOŽEK (1964)*					Zahl der Individuen
		4	5	7	8	9	
Humuszone	38	2	2	1			51
	39	3	3	1			102
	40	2	3	1			49
	41	3	3		1		64
	42	3	4	2	1		365
	43	3	4	2			1103
	44	2	4	2			295
	45	3	4	1			251
46	3	4	2			240	
Löß	47	2	3	3		1	50
	48	2	2	1			25
Kolluvium	49	3	3	2			18
	50	2	2	1			13
	51	1	3	1			6
	52	1	2				7
	53	3	3	3			39
	54	1	2				6
	55	1	2				3
	56	2	3	1			18
	57		2	1			10
58		3				10	
Bachablagerungen	59	1	2				10
	60	1	2	1		1	9
	61	1	2	1	1	1	20
	62	2	3	2	1	3	365

* 4 Steppenarten, trockene Standorte

5 Arten offener Landschaften

7 Arten vorwiegend mittelfeuchter Landschaften

8 Feuchtigkeit liebende Arten

9 Arten mit hohen Feuchtigkeitsansprüchen

Gemäß den Profilangaben von REMY (1969) lassen sich die Haupteinheiten des Profils gut rekonstruieren (Tab. 2). Demnach mangelt es generell an fossilen warmzeitlichen Leitarten.

In den (undifferenzierten) Bachablagerungen treten einige die Feuchtigkeit liebende Elemente auf, die nach SCHMIDTGEN & WAGNER (1929) durch die aquatischen Formen *Planorbis planorbis* LINNÉ und nach REMY (1969) durch *Bithynia tentaculata* LINNÉ *Gyraulus laevis* (ALDER) ergänzt werden.

In dem darüber folgenden Kolluvium (umgelagerte Humuszone) ist die Zahl der Individuen ebenfalls gering. Es dominieren Arten des offenen Geländes. Der folgende Löß wird durch eine in situ befindliche Humuszone überdeckt. Darin ist im Unterschied zum

Kolluvium die Zahl der Individuen sehr hoch, wiederum bei Vorherrschen von Arten des offenen Geländes; aber auch Arten, die u. a. im Gebüsch leben, sind noch vertreten.

Der hangende hochglaziale Löß zeigt die für ihn typische Verarmung der Molluskenfauna. Sie ändert sich erst im höchsten Bereich, wo neben der aufkommenden Vallonienfauna des jüngeren Spätglazials und frühen Holozäns zunehmend subrezente bis rezente Einmischungen vertreten sind.

Insgesamt sind also im gesamten Profil keine Hinweise auf eindeutig warmzeitliche Waldarten vertreten. Sie fehlen auch nächst der heutigen Landoberfläche – hierin sind die Auswirkungen des holozänen Tschernosem-Gebietes erkennbar. Doch deutet sich für den liegenden Bereich des Profils über *Bithynia tentaculata* genauso wie über die Pollenanalyse an, daß das vorangegangene Interglazial zeitlich nicht allzuweit davor zu suchen ist.

5.5. Paläomagnetik

(K. KRUMSIEK & U. HAMBACH)

Die mögliche stratigraphische Stellung von Teilen des Profils Wallertheim im Niveau des bislang für 108 000-114 000 Jahre angesetzten Blake Events machte eine paläomagnetische Bearbeitung notwendig. Aus 6 geologischen Einheiten wurden 44 Probenpaare in unterschiedlicher Dichte entnommen. Da Schichtgrenzen innerhalb dieser Einheiten eine Aufgliederung in Untereinheiten erlauben, wurden die Probenpaare der jeweiligen Untereinheiten zur sinnvollen statistischen Behandlung zusammengefaßt (Abb. 9).

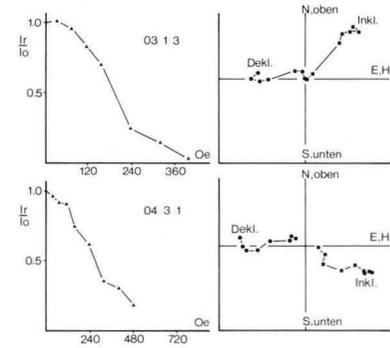
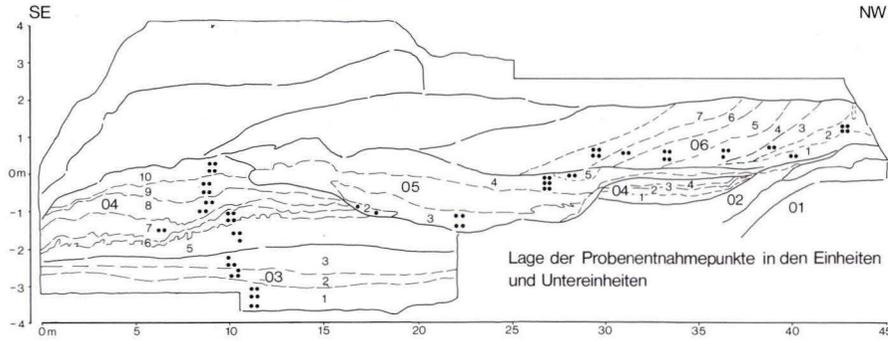
Das Problem, das Material aus Wallertheim mit einem schnell rotierenden (88/sec) Spinner Magnetometer (UGF 4, Geofisika, BRNO) zu messen, schien zunächst kaum überwindbar. Härtungsversuche scheiterten an der geringen Permeabilität des Materials und der hohen Viskosität der Tränkungsmitel. Die Konstruktion einer Probenhalterung, mit der die Probenwürfel (Kantenlänge 2 cm) völlig eingekapselt werden konnten, führte schließlich zur Meßfähigkeit des Materials.

Die Messungen der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) wurden nach einigen Wochen wiederholt, um die Stabilität der NRM gegen schwache Felder zu überprüfen. Dieser sogenannte Labortest war positiv. Die mittlere Intensität der Proben aus den Untereinheiten (UE) schwankt zwischen $0,09 \times 10^{-5}$ GAUSS und $4,0 \times 10^{-5}$ GAUSS. In den Einheiten 01-05 liegen die Intensitäten unter 10^{-5} GAUSS, in der Einheit 06 treten Schwankungen zwischen $2,0 \times 10^{-5}$ GAUSS und $4,0 \times 10^{-5}$ auf.

Die Raumlage der Schwerpunktvektoren aus den Proben der jeweiligen Untereinheiten (UE) wurde mit den entsprechenden Streubreiten, nach Deklination und Inklination getrennt, gegen die Profilhöhe aufgetragen (Abb. 9). Eine Betrachtung der Streubreiten macht deutlich, daß negative Inklinationswerte und von der Nordrichtung abweichende Deklinationswerte auf das Tertiär (Einheit 01) und die Bachablagerungen I-III (Einheiten 03-05) beschränkt sind. Die Proben aus dem Kolluvium (Einheit 06) liefern hingegen zwischen N und NW schwankenden Richtungen, die mit etwa 30° wesentlich flacher als das rezente Erdfeld abtauchen und sich einem normal polarisierten Paläofeld zuordnen lassen.

Die Innenabmessungen der Wechselfeldentmagnetisieranlage erlaubten keine Einkapselung der Probenwürfel in den zweiachsigen Taumler. Um die Zerstörung der Proben zu

Paläomagnetische Ergebnisse Wallertheim



	E UE K	Intensität	Deklination	Inklination	Proben	Intensität	Deklination	Inklination
Kolluvium	7 1-4							
	6 1-2							
	5 1-4							
	06 4 1-3							
	3 1-2							
Bachablagerung III	5 1-2							
	4 1-6							
	3 1-4							
	2 1-2							
Bachablagerung II	10 1-4				05 1 1-2 4 1-2 3 1-4 04 2 1-2 1 1-2			
	9 1-4							
	8 1-4							
	7 1-2							
	6 1-4							
	5 1-3							
Bachablagerung I	3 1-3							
	03 2 1-3							
	1 1-6							
Fließerde	02 1 1-2							
Tertiär	01 1 1-2							

Abb. 9. Paläomagnetische Daten von Wallertheim.

vermeiden, wurden die Entmagnetisierungsversuche auf die Proben aus den Bachablagerungen (Einheiten 03–05) beschränkt. 14 Proben überstanden die Entmagnetisierungsversuche unzerstört. Als Entmagnetisierungsstufen wurden 40 Oe, 80 Oe, 160 Oe, 240 Oe, 320 Oe, 400 Oe, 480 Oe, 640 Oe, 720 Oe und 880 Oe gewählt.

Die Remanenzvektoren der Proben 03 1 2 und 04 4 1 bleiben unter Intensitätsabnahme bis auf 20% der Anfangsintensität bei 320 Oe bzw. bis auf 5% bei 400 Oe in der dem rezenten Erdfeld parallelen Richtung stabil. Die rasche Intensitätsabnahme weist auf Magnetit in Mehrbereichskonfiguration als Remanenzträger hin. Die im Wechselfeld nicht eliminierbaren Restkomponenten könnten an bei der Verwitterung entstandenen Goethit gebunden sein.

11 weitere Entmagnetisierungsreihen zeigen zwar auch den für Magnetit typischen Intensitätsabfall, als stabile Richtung kristallisiert sich jedoch eine nach W bis SW gerichtete Komponente heraus (Abb. 9, Proben 03 1 3, 04 3 1). In einem Fall bleibt die Inklination negativ (Abb. 9, Probe 03 1 3), für die übrigen Reihen kann Probe 04 3 1 als Beispiel angesehen werden, deren Remanenzvektor eine positive Inklination beibehält.

Die Entmagnetisierungsversuche bestätigen den bereits nach den NRM-Messungen vermuteten Befund, daß für die Bachablagerungen I–III nach W gerichtete Magnetisierungsrichtungen charakteristisch sind. Dabei liefert Bachablagerung II sowohl im SE (Einheit 04 5–10) als auch im nordwestlichen Parallelprofil (Einheit 04 1–4) die gleichen Resultate. Wie Abb. 9 zeigt, verlassen die Remanenzrichtungen beim Entmagnetisieren den Streubereich der jeweiligen Untereinheiten und streben charakteristische Richtungen (CARM) an, die über W hinaus nach S tendieren (Untereinheiten 03 1, 04 5 sowie 04 1 und 04 3 des Parallelprofils).

Ohne Analyse der Fe-Mineralie, des Sedimentationsmechanismus und der diagenetischen Bedingungen kann über die Entstehung der Magnetisierung wenig gesagt werden. Sicher ist, daß Magnetite verschiedener Größe sedimentär parallel zu einem abnormal nach W bis SW weisenden Erdmagnetfeld eingeregelt wurden. Die Körner in Mehrbereichskonfiguration waren dann in der Lage, die Richtung späterer Felder und schließlich jene des rezenten Erdfeldes isothermal anzunehmen. Die Körner in Einbereichs- bzw. Pseudoeinbereichskonfiguration ($< 17\mu$, ANGENHEISTER & SOFFEL 1972) konservierten die Richtung des Paläofeldes. Ob die gegen die Wechselfeldentmagnetisierung resistente Remanenz der Probe 04 1 1 von sedimentär eingeregelttem Hämatit oder von diagenetisch entstandenem Goethit bzw. Hämatitpigment verursacht wird, kann im derzeitigen Untersuchungsstadium nicht entschieden werden. Wegen der W-Richtung müßten die Chemoremanenzen jedoch frühdiagenetisch gebildet worden sein.

Abschließend bleibt die Frage zu klären, inwieweit das paläomagnetische Muster Wallertheims mit den bisherigen Informationen über den Blake Event übereinstimmt.

SMITH & FOSTER (1969) vermuten für den reversen Abschnitt eines Tiefseekerns aus der Karibik ein Alter von 108 000 BP – 114 000 BP und führen den Namen „Blake Event“ ein. Für den marinen Bereich folgen die Nachweise an 3 Kernen aus dem westlichen Nordatlantik (DENHAM 1976), aus einer Meeresterrasse Japans (MANABE 1979) und aus einem italienischen Bohrkern (CREER et al. 1980). KUKLA & KOČI (1972) finden abnorme Paläofeldrichtungen in einem Humushorizont über dem R/W-interglazialen Boden, dessen Alter mit dem des Blake Event zu harmonisieren scheint (Brünn-Horizont). Auch aus Kitzingen wurden Daten bekannt, die eine Korrelation mit

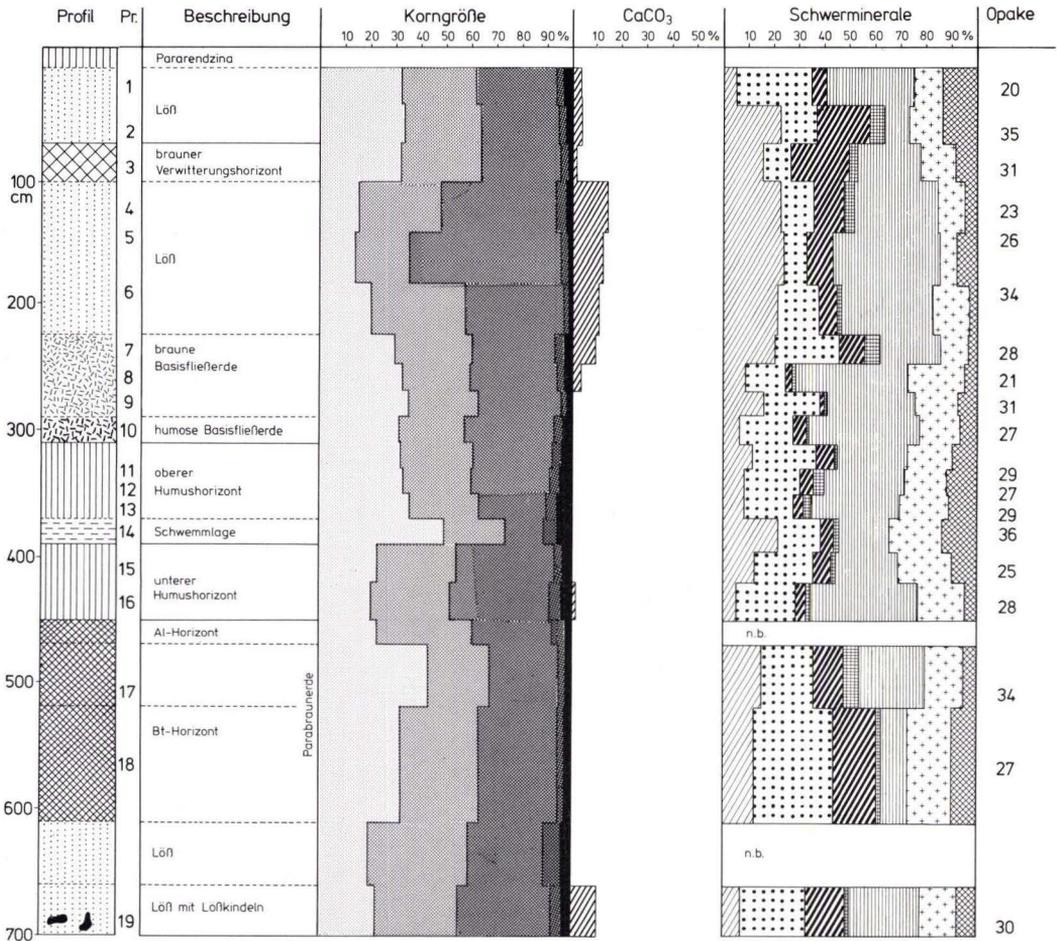


Abb. 10. Aufbau des Lößprofils von Kitzingen (nach BRUNNACKER 1970 u. MENGDEN 1981) (Legende in Abb. 7).

dem Blake Event erlauben (Abb. 10, 11). Diese Position befindet sich in der oberen der beiden Humuszonen über dem Boden des R/W-Interglazials.

WOLLIN et al. (1971) und DOAKE (1977) diskutieren am Beispiel des Blake Events die möglichen Zusammenhänge zwischen Klima- und Magnetfeldschwankungen. MÖRNER (1980) versucht solche Korrelationen im Grand-Pile-Profil (Vogesen), in dem der Blake Event optimal überliefert ist.

Das Grand-Pile-Profil, die Bohrkern aus der Karibik, dem W-Atlantik und Italien sowie das japanische Profil haben alle das gleiche magnetische Signal. Es besteht aus zwei reversen Abschnitten mit einer normalen Unterbrechung. Dieses Signal erleichtert die Identifizierung des Blake Event, zumal die Altersbestimmung der entsprechenden Abschnitte innerhalb der jeweiligen Profile oder Bohrungen problematisch ist (VEROSUB 1980). Auch der Brunn-Horizont zeigt dieses Muster, allerdings schlägt nur die Deklina-

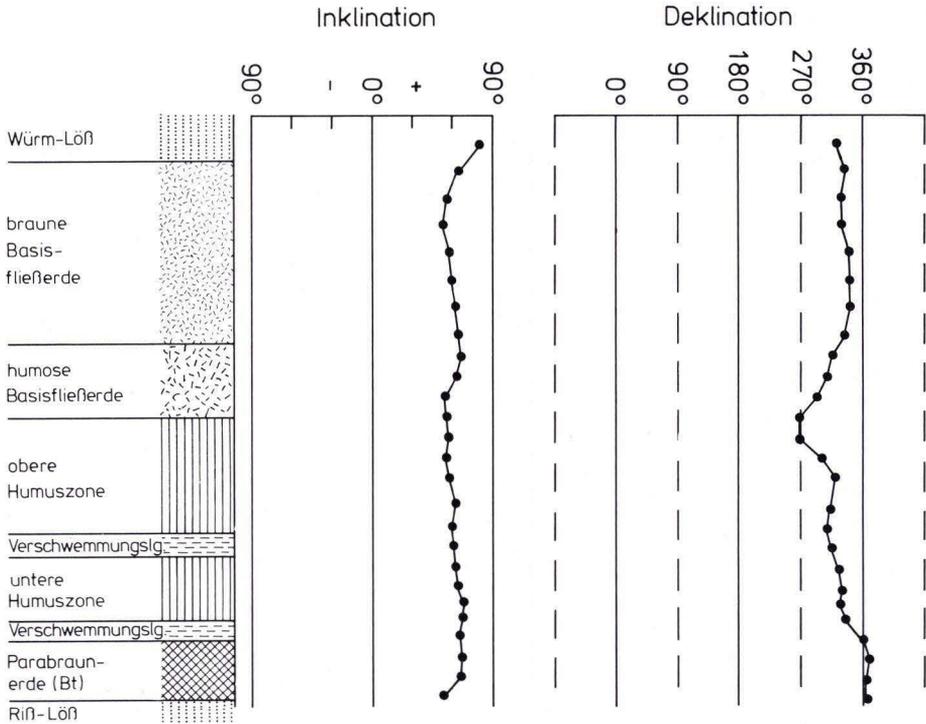


Abb. 11. Paläomagnetische Daten des Profils Kitzingen (nach KOČI, unveröffentlicht).

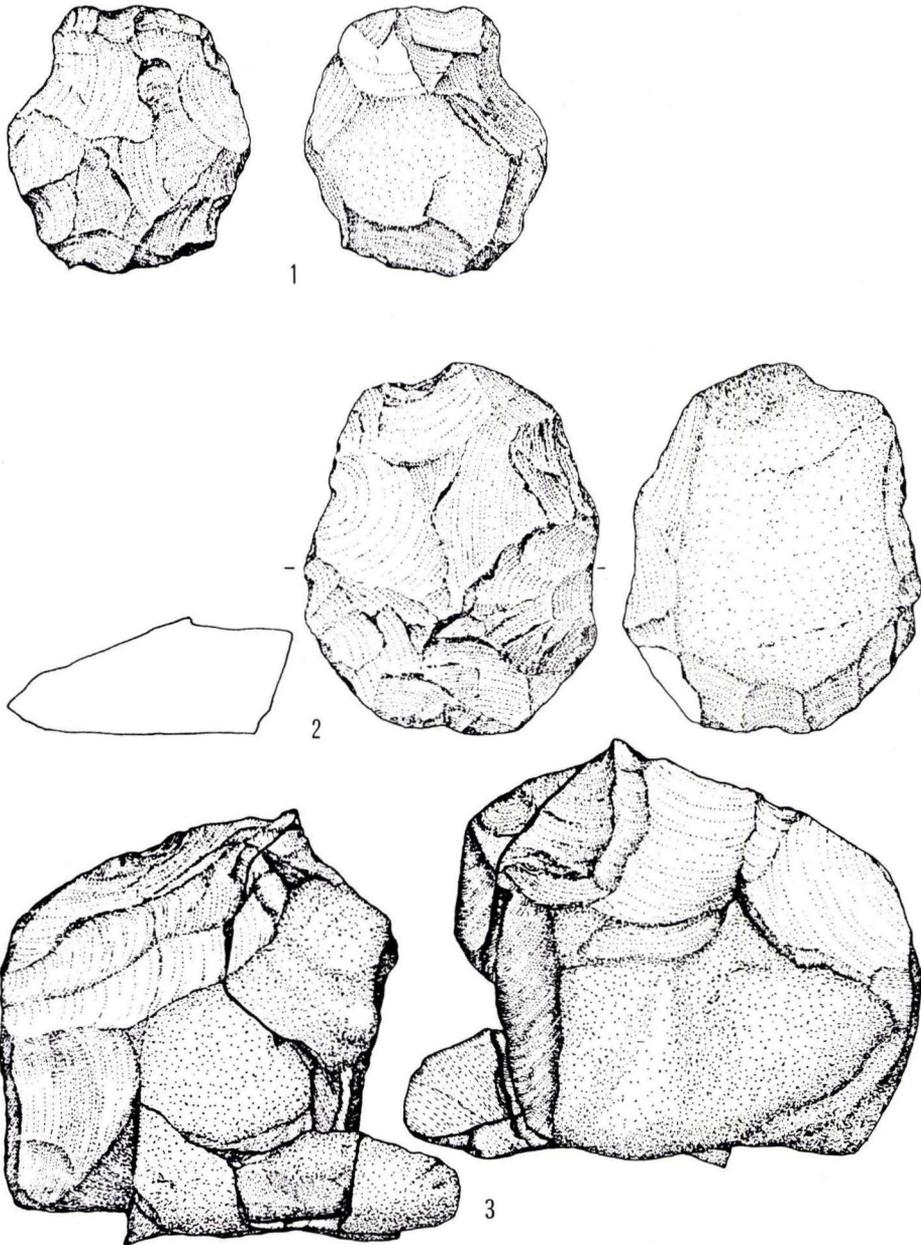
tion über W nach S aus, die Inklination bleibt positiv. In Kitzingen (Abb. 10, 11) fehlt – eventuell wegen einer nicht ausreichenden Sedimentationsrate – die Doppelamplitude, es werden nur nach W gerichtete Deklinationen erreicht.

Die für Wallertheim gefundenen Paläofeldrichtungen stimmen mit jenen aus Brünn und Kitzingen hervorragend überein. Inwieweit der Blake Event im Wallertheim-Profil seine Doppelamplitude ausgebildet hat, bleibt wegen der mangelnden Probandichte unklar. Eine normale Unterbrechung der abnormen Deklination ließe sich in der 04 6 bzw. 04 2 des Parallelprofils vermuten. Wegen des Entmagnetisierungsverhaltens der Probe 03 1 3 (Abb. 9) kann auch die Existenz stabiler reverser Richtungen im Wallertheim-Profil nicht ausgeschlossen werden. Von einer detaillierten Beprobung wäre eine bessere Auflösung des Signals aber auch eine Antwort auf die vieldiskutierte Frage zu erwarten, ob das Erdmagnetfeld während des Blake Event tatsächlich revers polarisiert war.

6. Paläolithische Funde und deren Begleitfauna

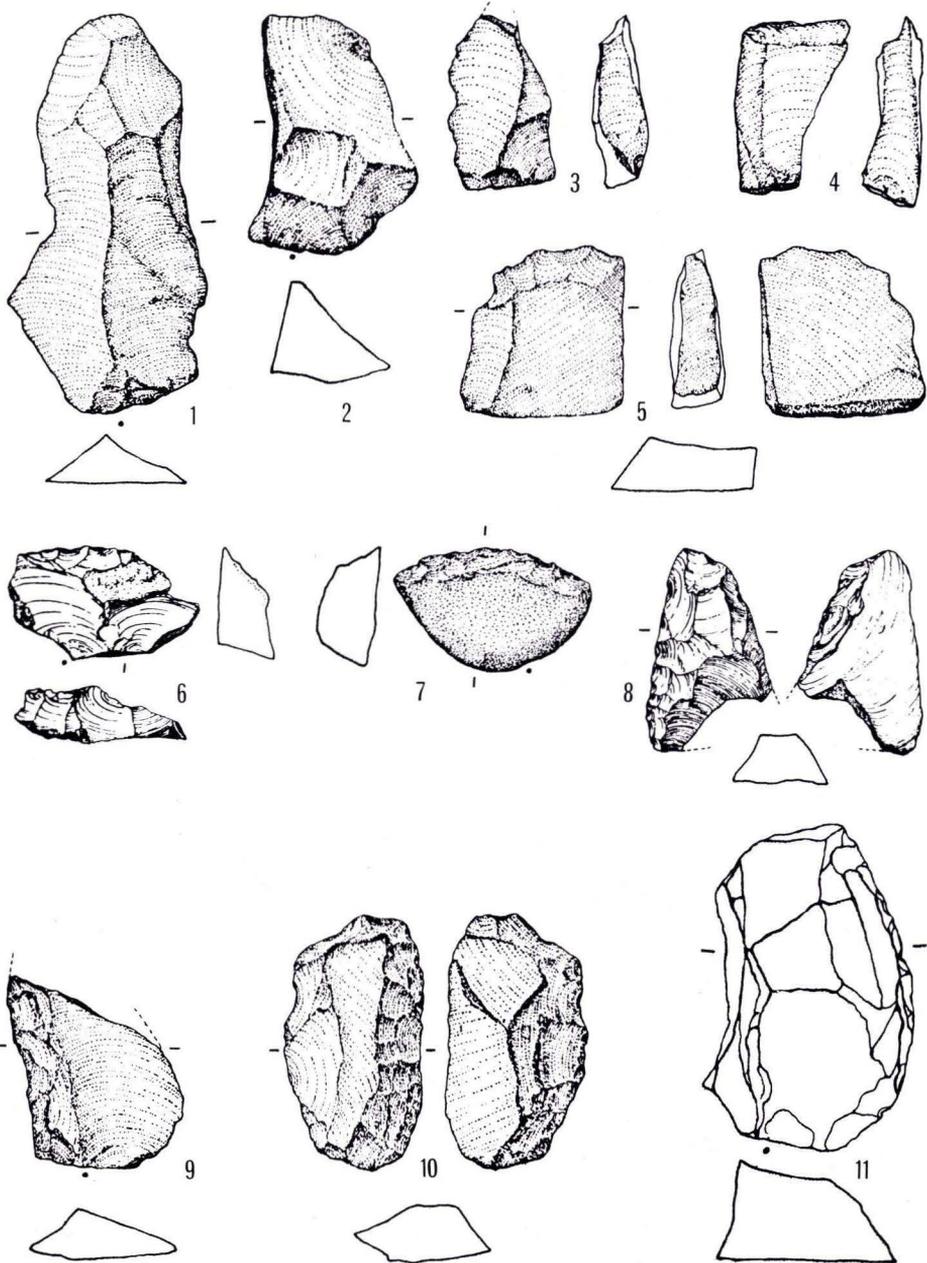
(G. BOSINSKI)

Durch Vorträge von O. SCHMIDTGEN im Ausland, so in London (SCHMIDTGEN 1932a), und durch die Berücksichtigung dieses Fundplatzes in der zusammenfassenden Arbeit von ZEUNER (1958: 156, 158) wurde Wallertheim wahrscheinlich zu einem außerhalb Deutsch-



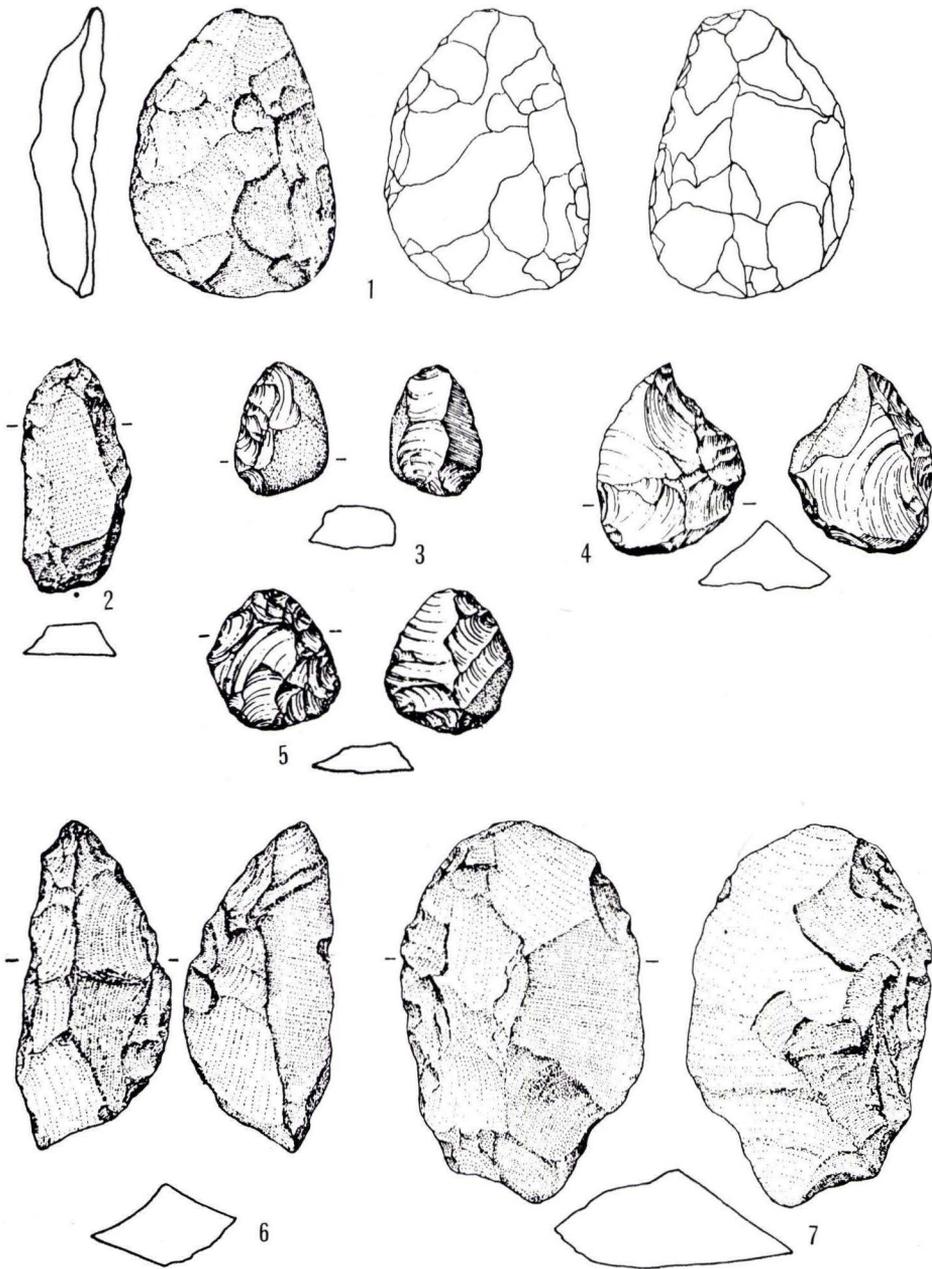
Tafel 1

Wallertheim/Rheinessen: 1-2, präparierte Kerne, 3. unregelmäßiger Kern mit angepaßten Abschlägen. M 2:3.



Tafel 2

Wallertheim/Rheinessen: 1. Levalloisklinge, 2. Pseudo-Levalloisspitze, 3-5. Abschläge mit dicker Kante, 6.-7. Breitschaber, 8.-11. einfache Schaber (8 und 10 an der gegenüberliegenden Kante auch ventral retuschiert). M 2:3.



Tafel 3

Wallertheim/Rheinhausen: 1. 5 kleine Faustkeilblätter, 2. Spitze, 3. kleiner Schaber, 4. alternierend retuschierter Spitzschaber, 6. blattspitzenartiges Artefakt, 7. beidflächig retuschierter Schaber. M 2 : 3.

lands oft zitierten mittelpaläolithischen Fundplatz. Dieses Renommée steht im Gegensatz zur Aufarbeitung des Fundstoffes und auch zur bisherigen Bedeutung des Platzes.

Die Untersuchungen von SCHMIDTGEN in der damaligen Ziegelei SCHICK am Bahnhof in Wallertheim ergaben Tierknochen und Steinartefakte aus einer Schicht unterhalb der Humuszonen in einem manchmal fluviatil beeinflussten Sediment [vgl. die Profilzeichnungen bei SCHMIDTEN & WAGNER (1929: Taf. 4/5) und FAULER (1938: Abb. 1)]. Im Liegenden befinden sich verschwemmter Löß und tertiäre Sande.

Das umfangreiche und gut erhaltene faunistische Material stammt überwiegend von Mahlzeitresten des Menschen. Die Knochen sind oft zur Markgewinnung zerschlagen und tragen manchmal auch Bearbeitungsspuren. Wisente (*Bison priscus* und *Bison bonasus*) und Pferde (*Equus germanicus* und *Equus przewalski-ferus*) waren die wichtigsten Jagdtiere. Dazu kommt vielleicht der Esel (*Equus hemionus* ?) sowie Hirsch, Ren, Wollnashorn und Mammut. Mit Höhlenbär, Löwe und Wolf sind auch Raubtiere vertreten (SCHMIDTGEN & WAGNER 1929: 13 f.). SCHMIDTGEN (1930, 1932b, 1937) zeichnet ein illustriertes Lebensbild der Wallertheimer Eiszeitjäger. Auch die neuen Untersuchungen (s. u.) deuten an, daß hier am Rande des Tales und verzahnt mit den Ufersedimenten des Wiesbaches vielfältige Möglichkeiten zur Rekonstruktion der damaligen Umweltverhältnisse liegen.

Die etwa 550 Steinartefakte der Grabung SCHMIDTGEN befinden sich entgegen wiederholter Kriegsverlust-Vermutung wohlbehalten im Naturhistorischen Museum in Mainz. Auch die Feuerspuren an vielen Artefakten sind wohl nicht im letzten Krieg (WEILER 1949/50: 4), sondern bereits zur Zeit der Neandertaler entstanden. Dafür spricht u. a., daß die Stücke noch in den alten Schachteln und mit den alten Fundzetteln aufbewahrt werden. Die folgende Beschreibung der Steinartefakte fußt teilweise auf der ungedruckten Magisterarbeit von FIGIEL (1979).

Das verwendete Rohmaterial stammt aus der Umgebung und kommt größtenteils als Geröll in den Wiesbachschottern vor. Mehr als ein Drittel der Artefakte ist aus grobkörnigem Quarzit gearbeitet. Solcher Quarzit ist vorherrschend im Alt- und Mittelpaläolithikum dieses Raumes (FIEDLER & HOCHGESAND 1980). An zweiter Stelle stehen magmatische Gesteine, besonders Porphy. Es folgen sodann feinkörniger Quarzit, Quarz, Chalzedon, Kieselschiefer und ein größerer Prozentsatz von Artefakten aus verkieseltem Ton. Dieses bunte Rohmaterialspektrum läßt sich unterschiedlich gut bearbeiten. Porphy und Quarz sind sehr hart und haben schlechte Spalteigenschaften. Chalzedon und Kieselschiefer kommen hier nur in kleinen Stücken vor, so daß daraus keine größeren Werkzeuge gearbeitet werden konnten. Der verwendete Kieselschiefer ist darüber hinaus sehr klüftig.

Die besser geeigneten Gesteine, insbesondere der Quarzit, lassen die Anwendung der Levalloistechnik erkennen. Es kommen fertig präparierte Vollkerne (Taf. 1, Fig. 1-2) und abgebaute Restkerne sowie Präparierabschläge (z. B. Pseudo-Levalloisspitzen: Taf. 2, Fig. 2) und einige Zielabschläge (Levalloisabschläge, Klingen: Taf. 2, Fig. 1) vor. Daneben gibt unregelmäßig-kugelige Kerne in verschiedenen Abbaustadien (Taf. 1, Fig. 3). Mengemäßig im Vordergrund steht das Abschlagmaterial. Dabei ist die kleine Fraktion nach aller Erfahrung unterrepräsentiert, was auf die Art der Bergung zurückzuführen ist.

Außer den bereits genannten Abschlagformen fallen Abschläge mit einer dicken Geröllkante auf. Solche „Zitrusabschläge“, die bei der Verarbeitung kleinerer Flußgerölle

leicht entstehen, können ohne weiteres Zurichtung als Messerformen mit natürlichem Rücken verwendet werden.

FIGIEL (1979) stellt sodann Abschlüge mit einer geraden, dicken Kante, die Schlagwellen nach Art der Siret-Stichel trägt, besonders heraus (Taf. 2, Fig. 3–5). Unter den retuschierten Steinwerkzeugen sind einige beidflächig bearbeitete Stücke. Besonders wichtig sind kleine Faustkeilblätter (Taf. 3, Fig. 1–5) und ein blattspitzenähnliches Artefakt (Taf. 3, Fig. 6). Dazu kommen mehrere beidflächig retuschierte Schaber (Taf. 3, Fig. 7). Häufigste Werkzeugform sind einfache Schaber (Taf. 2, Fig. 8–11) und Breitschaber (Taf. 2, Fig. 6–7). Spitzschaber (Taf. 3, Fig. 4), kleine Spitzen (Taf. 3, Fig. 2) sowie mehrere Stücke mit partiell und/oder gezähnt retuschierter Kante vervollständigen das Inventar (vgl. BOSINSKI 1967: 137). Nach dem Gesamtcharakter handelt es sich hier um ein Wohnplatz-Inventar mit einem verhältnismäßig großen Anteil retuschierter Werkzeuge.

Formenkundlich ist es ein spätes Mittelpaläolithikum. Die Typen der beidflächig bearbeiteten Werkzeuge, verbunden mit einem größeren Anteil nur einflächig bearbeiteter Geräte und einer deutlichen Komponente der Levalloistechnik führten seinerzeit dazu, diese Funde dem Inventar-Typ Schambach des Micoquien zuzuweisen (BOSINSKI 1967). Allerdings ist dies eine recht allgemeine Charakterisierung, zumal die formenkundlich empfindlichen Keilmesserformen fehlen.

Bei Geländearbeiten 1979 wurde die alte Fundstelle wiederentdeckt. Die Lage der Funde unter den Humuszonen in einem Verzahnungsbereich von Ufer- und Bachablagerungen konnte bestätigt und präzisiert werden. Außerdem zeigte sich, daß mindestens zwei Fundsichten getrennt werden können. Hier ergeben sich Perspektiven für eine Fortsetzung der Grabungen.

Die inzwischen recht zahlreichen alt- und mittelpaläolithischen Funde aus Rheinhausen (FIEDLER & HOCHGESAND 1980) stammen meist von der Oberfläche; Wallertheim ist bisher der einzige stratigraphisch gesicherte mittelpaläolithische Fundplatz dieses Gebietes, an dem zudem mancherlei Aussagen zur Umwelt und zu den Lebensgewohnheiten der Menschen möglich sind.

Die Artefakt-Zeichnungen wurden von DAGMAR APEL angefertigt.

7. Ergebnis

(K. BRUNNACKER)

Die Untersuchungen in Wallertheim haben eine Abfolge erfaßt, die prinzipiell dem früher vorgestellten Idealprofil des periglazialen Jungpleistozäns in trockenen Bereichen Süddeutschlands (unter Berücksichtigung des Paläoreliefs) entspricht (BRUNNACKER 1958):

Idealprofil	Wallertheim
gelbgrauer Löß	gelbgrauer Löß
brauner Verwitterungshorizont	Humuszone
brauner Löß,	brauner Löß
braune Basisfließerde	
humose Basisfließerde	Kolluvium (aus Humuszone hervorgegangen), Taleintiefung
obere Humuszone	Bachablagerungen I–III (am Hang Humuszone)
untere Humuszone	
R/W-Interglazial-Boden	Bodenrest (Bt-Horizont), Taleintiefung
Hochterrasse	„Hochterrasse“

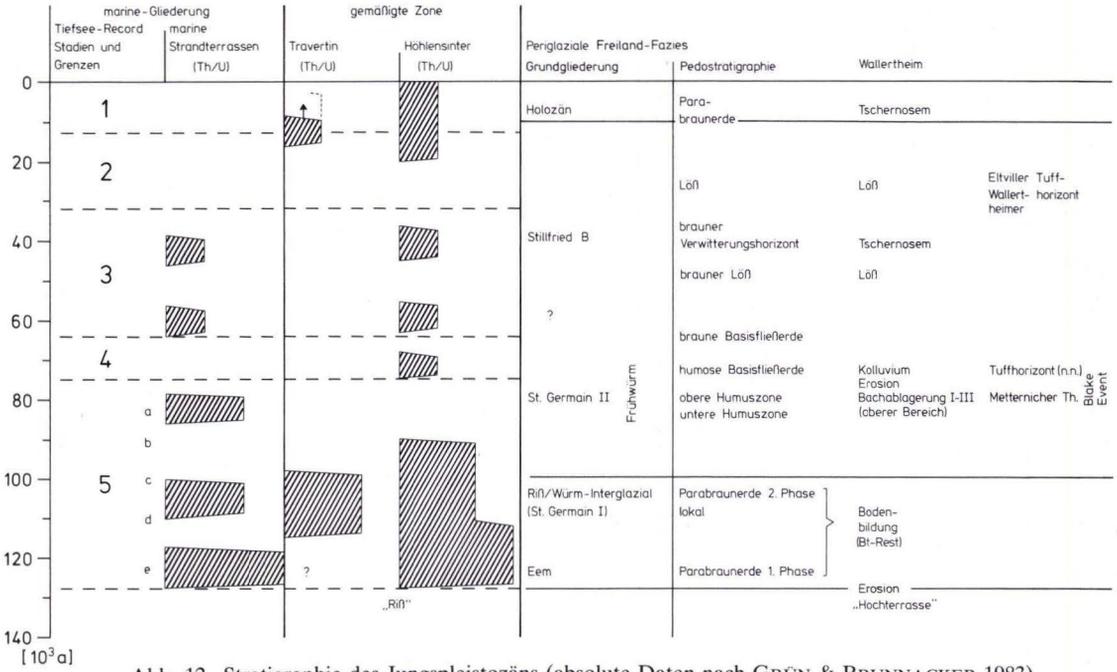


Abb. 12. Stratigraphie des Jungpleistozäns (absolute Daten nach GRÜN & BRUNNACKER 1983).

Für das frühe Würm kommen in Wallertheim weitere Einzelheiten hinzu (Abb. 12). So ist der R/W-Boden in terrestrischer Fazies entwickelt, d. h. n nach Ablagerung der „Hochterrasse“ kam es zu einer ersten Taleintiefung, etwa an der Wende zum Interglazial.

Flora und Molluskenfauna im oberen Teil der Bachablagerung I deuten noch auf eine gewisse zeitliche Nähe zum vorangegangenen Interglazial. Im übrigen lassen sich die Bachablagerungen I-III zu einer Einheit zusammenfassen, innerhalb derer die Ablagerungen II und III, z. T. mit schwachen Kryoturbationen, als lokale Bildungen aufzufassen sind. In diesen Bachablagerungen dominiert im tieferen Bereich die Sedimentation, während ab Obergrenze der Bachablagerung I die Pedogenese mit semiterrestrischen Böden überwiegt. Gemäß der Pollenflora hat damals ein Taiga-Waldtyp bestanden. Diese Bachablagerungen erinnern hinsichtlich des Aufbaues bis zu einem gewissen Grad an einen Befund im Regental bei Pösing (ANGERER et al. 1962).

Das Kolluvium ist aus einer oder mehreren Humuszonen hervorgegangen, die in Hanglage den angrenzenden Bachablagerungen zeitlich entsprechen haben.

Der den Löß unterteilende Humushorizont kann als Äquivalent des Stillfried B in Tschernosem-Fazies interpretiert werden, wofür der rheinische Raum klimatisch heute wie vorzeitlich prädestiniert ist (ZAKOSEK 1976).

Die Paläolithfunde wurden im Verband mit dem höheren Bereich der Bachablagerungen gemacht.

Entscheidend aber ist, daß in diesen Bachablagerungen der Blake Event erfaßt ist, und daß in der Bachablagerung III ein vulkanischer Tuff gefunden wurde. Derselbe könnte dem

Metternicher Tuffhorizont entsprechen. Dem steht möglicherweise aber der Befund von Kitzingen entgegen; denn dort befindet sich zwischen den beiden Humuszonen ein Tuffit, der ebenfalls dem Metternicher Tuffhorizont entsprechen könnte. Er liegt unter der revers magnetisierten oberen Humuszone. In Wallertheim liegt der Tuff jedoch nächst der Obergrenze des reversen Horizontes. Ob dies allerdings eine gravierende Differenz ist, ist bei den kurzen bis extrem kurzen Zeitspannen kaum wahrscheinlich, zumal mit kleinen Überlieferungslücken immer gerechnet werden muß.

Ein weiterer bislang nicht bekannter Tuffhorizont liegt im Kolluvium.

Damit sind Voraussetzungen geschaffen für eine großräumige Korrelation des frühen Würms in Mitteleuropa und um die Beziehungen zur marinen Gliederung zu diskutieren.

8. Stratigraphie des älteren Jungpleistozäns

(K. BRUNNACKER)

Bei Brünn wurde der Blake Event in der oberen Humuszone gefunden (KUKLA & KOČI 1977). Das gleiche gilt für Kitzingen (Abb. 10, 11). In Grand Pile deutet sich nach MÖRNER (1977) ähnliches an.

Nach den Befunden in Wallertheim kann dieser Blake Event nicht in der letzten großen Warmzeit gesucht werden. Er liegt vielmehr in Bachablagerungen, die jünger sind und die mit der oberen Humuszone korreliert werden können.

Für die weitere Diskussion ist die in Abb. 12 gebrachte Zusammenstellung absoluter Daten von Höhlensintern und Freiland-Travertinen wichtig – auch wenn bestimmte Bereiche vorerst nur mäßig durch Daten gesichert sind. Wesentlich ist, daß nach Flora und Kleinsäugerfauna die Grenze zwischen Riß/Würm-Interglazial und Würm-Eiszeit im periglazialen Raum bei rd. 100 000 Jahren liegt (Burgtonna - BRUNNACKER et al., 1983, Untertürkheim - GRÜN et al. 1982).

In dieser letzten großen Warmzeit sind weitere Komplikationen beim Vergleich mit den Meeresterrassen vorhanden. Gemäß Abb. 12 deutet sich nämlich eine Unterteilung dieser Warmzeit an. Dafür gibt es auf dem Festland einige Indizien, die bei TILLMANN et al. (1982) und GRÜN & BRUNNACKER (1983) zusammengestellt sind. Wird eine solche Unterteilung in ein älteres „Eem“ und ein etwas jüngeres „Riß/Würm“ akzeptiert, dann lassen sich alle weiteren Probleme entsprechend dem heutigen Kenntnisstand recht zwanglos lösen.

Gemäß solchen Überlegungen ist der Blake Event um 80 000 (Abb. 12) Jahre vor heute in die obere Humuszone einzustufen – entsprechend den Bachablagerungen von Wallertheim. Ein Tuffhorizont steht im Zusammenhang mit dieser Humuszone. Ob näher an der Basis oder mehr im Hangenden, muß dabei offenbleiben, falls es sich in beiden Profilen (Wallertheim und Kitzingen) tatsächlich um den Metternicher Tuffhorizont handelt. Über ihm folgt als humose Basis-Fließerde (Kolluvium) umgelagertes Material der Humuszone bzw. -zonen (z. B. BRUNNACKER et al. 1975).

9. Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1969): Über vulkanisches Material unterschiedlichen Alters im Löß Rheinhausens. – Mainzer naturwiss. Arch., **8**: 134–139, 1 Abb.; Mainz.
- ANGENHEISTER, G., & SOFFEL, H. (1972): Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus. – Studienh. z. Physik des Erdkörpers, **1**, 106 S., 46 Abb., 4 Fot., 2 Tab.; Berlin (Borntraeger).

- ANGERER, F., BRUNNACKER, K., FRENZEL, B., & LINDNER, H. (1962): Ein Acheuléen-Faustkeil aus dem Regen-Tal. – Bayer. Vorgeschichtsbbl., **27**: 1–33, 10 Abb., 1 Taf.; München.
- BOSINSKI, G. (1967): Die mittelpaläolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa. – Fundamenta, R. **A/4**, IX + 205 S., 114 Taf.; Köln/Mainz.
- BRUNNACKER, K., LANSER, K. P., STEPHAN, S., URBAN, B., & WÜRGES, K. (1980): Altpaläolithische Funde von Kärlich, Kreis Mayen/Koblenz (Neuwieder Becken). – Archäol. Korrespondenzbl., **10**: 295–314, 6 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. – Geol. Jb., **76**: 129–150, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- (1970): Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. Geol. Bavarica, **63**: 195–206, 2 Abb.; München.
- (1979): Die Sedimente im Hohlen Stein bei Schambach (Südliche Frankenalb). – Geol. Bl. NO-Bayern, **29**: 89–112, 5 Abb.; Erlangen.
- JÄGER, K.-D., HENNIG, G. J., PREUSS, J., & GRÜN, R. (1983): Radiometrische Untersuchungen zur Datierung mitteleuropäischer Travertinvorkommen. – EAZ Ethnogr. – Archäol. Z., **24**: 217–266, 3 Abb., 6 Diagr., 1 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- LÖHR, H., BOENIGK, W., PUISSÉGUR, J. J., & POPLIN, F. (1975): Quartär-Aufschlüsse bei Ariendorf am unteren Mittelrhein. – Mainzer naturwiss. Arch., **14**: 93–141, 5 Abb., 4 Tab.; Mainz.
- & TILLMANN, W. (1978): Die vulkanischen Tuffe im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhausen. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 255–259, 2 Abb.; Wiesbaden.
- CREER, K. M., READMAN, P. W., & JACOBS, A. M. (1980): Paleomagnetic and paleontological dating of a section of Gioia Taruo, Italy: identification of the Black event. – Earth planet. Sci. Lett., **50**: 289–300, 5 Abb.; Amsterdam.
- DOAKE, C. S. M. (1977): A Possible Effect of Ice Ages on the Earth's Magnetic Field. – Nature, **267**: 5610, 415–416; London.
- FAULER, W. (1938): Das Deckschichtenprofil und das geologische Alter der Moutierstation von Wallertheim (Rheinhausen). – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **27**: 116–140, 7 Abb.; Stuttgart.
- FIEDLER, L., & HOCHGESAND, K. (1980): Einige altsteinzeitliche Fundkomplexe vom unteren Nahetal, Sammlung Hochgesand. – Mainzer Z., **75**: 187–213, 24 Abb.; Mainz.
- FIGIEL, B. (1979): Die Steinartefakte von Wallertheim. – Ungedruckte Magisterarbeit; Köln (genauerer Zitat unbekannt).
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 5–39, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- GRÜN, R., & BRUNNACKER, K. (1983): Absolute Alter jungpleistozäner Meeres-Terrassen und deren Korrelation mit der terrestrischen Entwicklung. – Z. Geomorph., N.F., **27**: 257–264, 2 Abb., 1 Anhang; Berlin-Stuttgart.
- & HENNIG, G. J. (1982): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Daten mittel- und jungpleistozäner Travertine im Raum Stuttgart. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **64**: 201–211, 3 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- KUKLA, J., & KOČI, A. (1972): End of the Last Interglacial in the Loess Record. – Quaternary Res., **2**: 374–383, 7 Abb.; Washington.
- LESSMANN, U. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen an Lößprofilen des nördlichen Oberrheintals. – Diss. Univ. Bonn, 108 S., 6 Abb., 9 Tab., 12 Taf.; Bonn.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Rozpravy ustredniko ustave geologickeho, **31**: 374 S., 91 Abb., 11 Tab., 4 Beil., 32 Taf.; Praha.
- MANABE, K.-I. (1977): Reversal Magnetozone in the Late Pleistocene Sediments from the Pacific Coast of Odaka, North East Japan. – Quaternary Res. **7**: 372–379, 5 Abb., 1 Tab.; Washington.
- MENGDEN, B. (1981): Petrographische Untersuchungen in Lößprofilen. – Dipl.-Kartierung und -Arbeit Geol. Inst. Univ. Köln, 110 S., 18 Abb., 16 Tab., 8 Beil.; Köln.
- MÖRNER, N. A. (1977): The Grande Pile Record and the 115 000 BP Events. – IGCP – 24, Quatern. Glac. North. Hemisph., Report, **4**: 47–52, 2 Abb.; Prague.
- (1981): Weichselian Chronostratigraphy and Correlations. – Boreas, **10**: 463–470; Oslo.
- REMY, H. (1969): Würmeiszeitliche Molluskenfaunen aus Lößserien des Rheingaus und des nördlichen Rheinheßens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 98–116, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

- SCHMIDTGEN, O. (1930): Über die Jagd der Eiszeitjäger in Wallertheim. – Mainzer Z., **24/25**: 133–135, 1 Abb.; Mainz.
- (1932a): Neue Fundstellen paläolithischer Werkzeuge im Löß in der Umgebung von Mainz. – Proc. First Internat. Congr. Prehist. Protohist. Sci.; London (in: BOSINSKI 1967).
- (1932b): Ein Lebensbild aus der Eiszeit. – (in: BOSINSKI 1967).
- (1937): Jagdbilder aus der Vorzeit. – (in: BOSINSKI 1967).
- & WAGNER W. (1929): Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhausen. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V) **11**: 59–89, 12 Taf.; Darmstadt.
- SMITH, P. J. & FOSTER, J. H. (1969): Geomagnetic Reversal in Brunhes Normal Polarity Epoch. – Science, **163**: 565–567; New York.
- TILLMANN, W., MÜNZING, K., BRUNNACKER, K., & LÖSCHER, M. (1982): Die Rainer Hochterrasse zwischen Lech und Donau. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **64**: 79–99, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- VEROSOUB, K. L. (1982): Geomagnetic Excursions: A Critical Assessment of the Evidence as Recorded in Sediments of the Brunhes Epoch. – Phil. Trans. R. Soc. Lond., **A 306**: 161–168, 4 Abb.; London.
- WEILER, W. (1949/50): Überblick über die altsteinzeitlichen Funde im Mainzer Becken. – Mainzer Z. **44/45**: 1; Mainz.
- WINTLE, A. G., & BRUNNACKER, K. (1982): Ages of Volcanic Tuff in Rheinhausen, obtained by Thermoluminescence Dating of Loess. – Die Naturwissenschaften, **69**: 181–182, 1 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- WOLLIN, G., ERICSON, B., RYAN, B. F., & FOSTER, J. H. (1971): Magnetism of the Earth and Climatic Changes. – Earth Planet. Sci. Lett., **12**: 175–183, 3 Abb.; Amsterdam.
- ZAKOSEK, H. (1976): Über das Alter des Rheintal-Tschernosems und der würmzeitlichen Humuszonen in der Ziegeleigrube Wallertheim (Rheinhausen). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 51–52; Wiesbaden.
- ZEUNER, F. E. (1958) Dating of the Past. 474 S., 103 Abb., 24 Taf.; London (Methuen & Co.).

Manuskript eingegangen am 24. 9. 1984

Mineralogische und geochemische Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Gebiet der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

PETER FELIX-HENNINGSSEN und HERMANN REQUADT*

Kurzfassung: In zwei Kernbohrungen im Gebiet der südwestlichen Lahnmulde wurden im Liegenden fluviatiler Tertiärsedimente Abschnitte der mächtigen mesozoisch-tertiären Verwitterungsrinde auf unterdevonischen Schiefen und mitteldevonischem Schalstein erfaßt. An der Tonfraktion des Probenmaterials dieser Kernbohrungen wurden mineralogische und geochemische Untersuchungen durchgeführt. Die Ergebnisse werden im Hinblick auf die genetischen Hauptprozesse interpretiert. Der primäre Chlorit der kaolinitfreien Ausgangsgesteine wurde durch die Verwitterung vollständig zu Kaolinit umgewandelt. Dabei freigesetzte Alkali- und Erdalkalitionen wurden ausgewaschen, Metallionen im Profil überwiegend umverteilt und in gröberklastischen Schichten als Oxide gefällt. Während der Muskovit in den zersetzten Schiefen weitgehend stabil bleibt, zeigt sich in den Plastosolhorizonten aus Schalstein eine Illitisierung des Muskovits.

Abstract: In the area of the southwestern Lahn syncline, sections of the thick weathering mantle of Mesozoic-Tertiary age in Lower Devonian slates and Middle Devonian greenstone below Tertiary fluvial sediments were exposed by two core drillings. The clay fraction of the core samples was used for mineralogical and geochemical investigations. The results were interpreted with respect to characterize the main processes during the genesis. The primary chlorite of the parent material was completely changed by weathering into kaolinite. Released alkali and earth alkaline ions were washed out, metal ions mainly underwent redistribution within the profile and precipitation by oxidation in layers of coarser texture. While the muscovite of the weathered slates is characterized by structural stability, it shows illitization in the upper plastosol horizons from greenstone.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	218
2.	Geologische Verhältnisse und Lage der Bohrungen	218
3.	Morphologie der Verwitterungsprofile	221
3.1.	Profil in unterdevonischem Tonschiefer, Brg. 10	221
3.2.	Profil im mitteldevonischen Schalstein	221
4.	Ergebnisse der Tonmineralanalysen	222

* Herrn Prof. Dr. HEINRICH ZAKOSEK zum 60. Geburtstag gewidmet.

Dr. P. FELIX-HENNINGSSEN, Institut für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Nußallee 13, 5300 Bonn 1; Dr. H. REQUADT, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Emmenranstr. 36, 6500 Mainz.

5. Ergebnisse geochemischer Untersuchungen	224
6. Diskussion	225
7. Schriftenverzeichnis	227

1. Einleitung

Im Rahmen der Neuaufnahme der Geologischen Karte, 1:25 000, Bl. 5613 Schaumburg wurde im Herbst 1982 ein Kernbohrprogramm zur Erfassung der Tertiärschotter-Vorkommen im Auftrage des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz durchgeführt. Das Untersuchungsgebiet liegt im SE-Teil des Bl. 5613 Schaumburg zwischen den Ortschaften Schönborn und Balduinsteinstein (Abb. 1). Die Bohrungen wurden so weit abgeteuft, daß die devonischen Gesteine unter den Tertiärschottern erkannt werden konnten. Zwischen Tertiärschottern und devonischem Festgestein wurde die tertiäre Verwitterungsdecke erbohrt, deren morphologische Merkmale in diesem Gebiet bereits bei AHLBURG (1915) ausführlich beschrieben wurden. Die gewonnenen Proben ermöglichten spezielle mineralogisch-geochemische Untersuchungen der Tonfraktion aus den Verwitterungsbildungen und daraus eine Ableitung der wichtigsten Verwitterungsprozesse.

2. Geologische Verhältnisse und Lage der Bohrungen

Das Untersuchungsgebiet liegt innerhalb des rechtsrheinischen Schiefergebirges in der südwestlichen Lahnmulde und dort an der Südostflanke der Schaumburger Mulde (Abb. 2).

Über den unterdevonischen klastischen Gesteinen in rheinischer Fazies (ERBEN 1962) lagern im Bereich der Profile mitteldevonische Vulkanite. Die rheinische Fazies setzt sich aus einer Wechsellagerung von quarzitischen Sandsteinen und Siltsteinen zusammen.

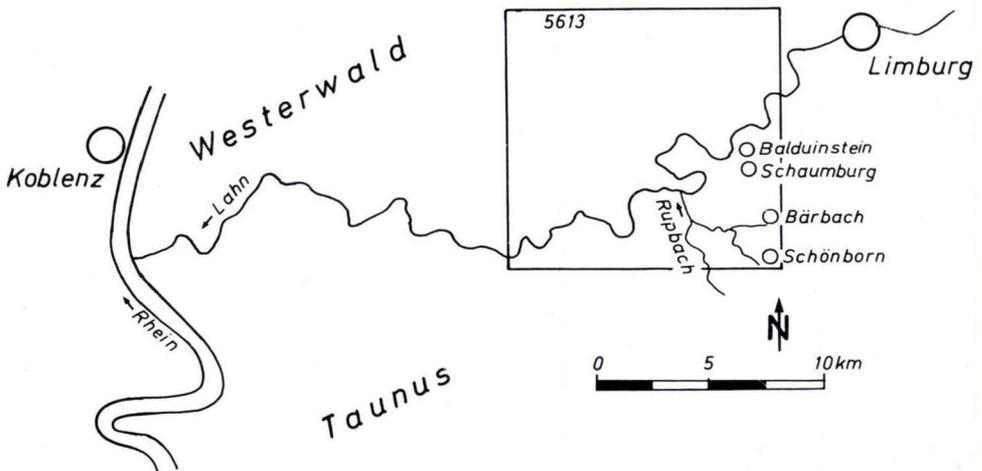


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

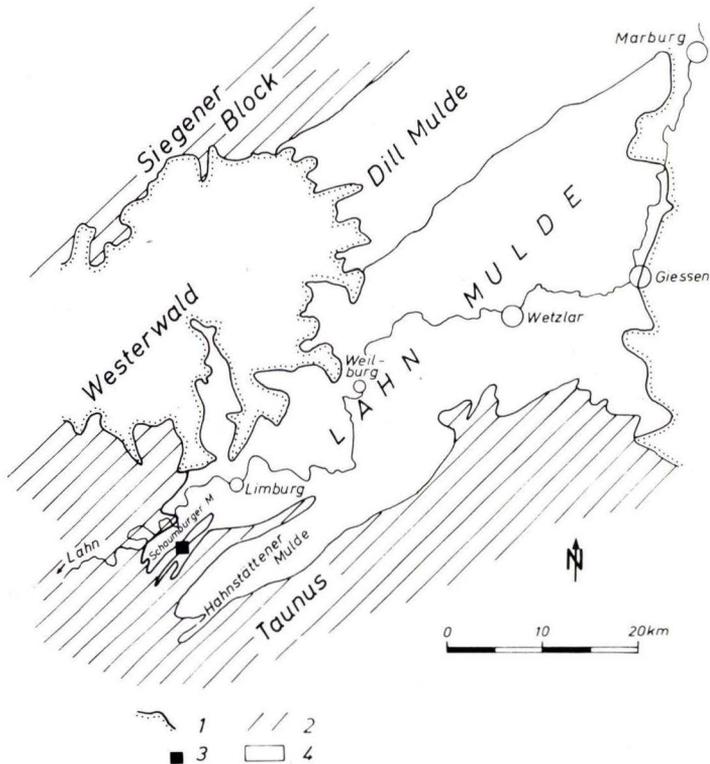


Abb. 2. Vereinfachte geologische Karte der Lahnmulde (s. BENDER 1979); 1 – Grenze des Rheinischen Schiefergebirges, 2 = Unterdevon, 3 – Untersuchungsgebiet, 4 = Mitteldevon bis Karbon der Lahn- und Dillmulde.

Die Sandsteine sind meistens feingebändert und lassen sich deshalb noch in Relikten in stark zersetzten Proben ansprechen. Die Wechsellagerung repräsentiert mittleres Unteremsium (Singhofen-Unterstufe). Sie wird nach einer Schichtlücke, die oberes Unteremsium bis einschließlich Oberemsium umfaßt, von obermitteldevonischen basischen Tuffen (sog. Schalstein) mit Diabaseinschaltungen überlagert. Die angeführte Schichtenfolge ist während der variszischen Faltung verformt und in tektonischen Mulden vor der Abtragung verschont geblieben. Sie ist in den Nebentälern des Rupbaches (Abb. 1) aufgeschlossen. Nach der Einebnung des Variszischen Gebirges während des Mesozoikums und dem älteren Tertiär sind die Schotter des Vallendarer Flußsystems (AHLBURG 1915, SONNE 1982) etwa ab oberem Oligozän abgelagert worden (MICHELS 1969). Sie überdecken und konservieren dadurch die tiefgründige, ältere Verwitterungsdecke, die sich auf Verebnungsflächen in unterschiedlicher Höhenlage gebildet hatte (REQUADT & STÖHR 1980).

Die Proben stammen aus den Brg. 10 und 6. Brg. 10 liegt ca. 1,1 km NW Schönborn auf 310 m über NN (R 34 27 830, H 55 75 550). Die Basis der Tertiärschotter wurde bei 297,3 m über NN angetroffen. Darunter wurde die tertiäre Verwitterungsdecke über

klastischen Gesteinen des Unterdevons in 7 m Mächtigkeit erfaßt. Brg. 6 liegt ca. 2 km N von Schönborn im Staatswald 500 m N des Weilers Bärbach (R 34 28 500, H 55 76 630). Der Bohransatzpunkt befindet sich auf 343,8 m über NN und die Tertiärschotterbasis wurde bei 320,3 m über NN erreicht. Die Bohrung wurde bei 31,5 m eingestellt und durchteufte die Verwitterungsdecke unter den Schottern auf 8 m über mitteldevonischem Schalstein.

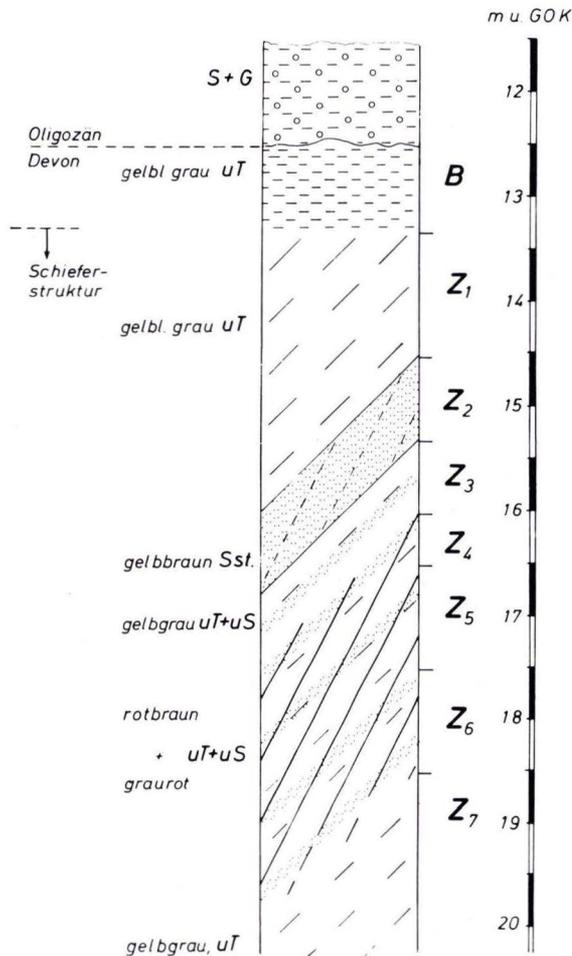


Abb. 3. Schichtenfolge und Morphologie des Verwitterungsprofils in Brg. 10 (B = Bodenzone, Z₁-Z₇ = Abschnitte der Zersatzzone).

3. Morphologie der Verwitterungsprofile

3.1. Profil in unterdevonischem Tonschiefer, Brg. 10

Die überlagernden Tertiärsedimente bestehen aus weißen, braunen und rotbraunen kiesigen Sanden bis schluffigen Sanden, in die Bänke aus grauem uT eingeschaltet sind. Das Verwitterungsprofil im Liegenden der Tertiärschichten begann in einer Tiefe von 12,5 m und wurde bis 19,5 m u. GOK durchteuft. Unverwittertes Gestein wurde in dieser Bohrung nicht erreicht. Aus dem gewonnenen Bohrgut wurde der folgende Profilaufbau rekonstruiert, der in Abb. 3 schematisch dargestellt ist:

- B 12,5–13,3 m uT ohne Gesteinsstruktur, hellgelblichgrau (5Y 8/3–7/3), im oberen Dezimeter Einmischung von einzelnen kantengerundeten Quarzkiesen, vereinzelt schwarze und rotbraune Oxidkonkretionen bis 1 cm Ø, gleitender Übergang in
- Z₁ 13,3–14,5 m uT-Schiefer mit Gesteinsstruktur, gelbgrau (2,5–5Y 7/3), völlig mürbe, zwischen den Fingern zerreibbar bzw. im feuchten Zustand plastisch, kleine orangene Rostflecken.
- Z₂ 14,5–15,3 m Sandsteinbank, graugelbbraun (10YR 7/3–2,5Y/7/4), mürbe und zerreibbar, schicht- bzw. schieferungsparallele, dichte Abfolge, dunkel rostbrauner bis orangener Bändchen, z. T. konkretionär verhärtet, schwarze Oxidbeläge auf den Kluffflächen.
- Z₃ 15,3–16,0 m gelblichgrauer tU-Schiefer (5Y 8/2) im Wechsel mit gelbbraunen sU-Schieferbänken (10YR 7/4), die dicht von rostfarbenem Bändchen durchzogen sind; Gesteinsstruktur, mürbe, zerreibbar.
- Z₄ 16,0–16,5 m sandiger tU-Schiefer, rötlichbraun (5YR 5/4) bis gelbbraun (10YR 6/4), Gesteinsstruktur, mürbe, zerreibbar.
- Z₅ 16,5–17,5 m grauroter T-Schiefer (10R 6/3) im Wechsel mit rötlichbraunen sU-Schiefer bis Sandsteinschichten, mit enger rotbrauner Bänderung; Gesteinsstruktur, mürbe, zerreibbar.
- Z₆ 17,5–18,5 m graugelber uT-Schiefer (5Y 7/3) mit rotbraunen sandigeren Einschaltungen (10R – 2,5YR 6/4), z. T. nur cm-starke Sandsteinschichten mit braunen und schwarzen Oxidakkumulationen auf Schichtfugen und Kluffflächen; Gesteinsstruktur, mürbe, nach unten Zunahme der Festigkeit.
- Z₇ 18,5–19,5 m graugelber uT-Schiefer (2,5YR 7/3) mit rostbraunen Oxidbelägen auf Kluffflächen, Gesteinsstruktur, deutlich größere Gesteinsfestigkeit als im oberen Profiltteil.

Mit dem Symbol B wird die plastosolartige Bodenzone bezeichnet, in der das Gesteinsgefüge (Schieferstruktur) zerstört ist. Z₁–Z₇ bezeichnen morphologisch unterscheidbare Abschnitte der Zersatzzone, in der das Gesteinsgefüge ungestört erhalten ist (uT = schluffiger Ton, tU = toniger Schluff, sU = sandiger Schluff, T = Ton, nach: Bodenkundliche Kartieranleitung 1984; Farbwerte nach MUNSELL 1971).

3.2. Profil im mitteldevonischen Schalstein

Die Tertiärsedimente sind überwiegend als schluffige Sande von weißer, brauner und rotvioletter Färbung ausgebildet, in die Sand- und Kieslagen eingeschaltet sind.

Die Obergrenze der Verwitterungszone wurde in Brg. 6 im Liegenden der Tertiärsedimente bei 23,5 m erfaßt und bis 31,5 u. GOK durchteuft. Frisches Gestein wurde hier ebenfalls nicht angetroffen. Das Bohrgut aus diesem Abschnitt der Verwitterungszone weist über weite Bereiche sehr einheitliche Merkmale auf:

- B 23,5–30,0 m weißer T-uT mit roter bis violetter Fleckung (7,5Y 4/6–10R 3/6), unterschiedlicher Dichte. Gesteinsstruktur, durch Umlagerung hervorgerufene Sedimentstrukturen oder Einmischung von Fremdmaterial ist nicht zu erkennen, gleitender Übergang in:
- Z 30,0–31,5 m Schalstein-Zersatz mit schwach ausgeprägter Gesteinsstruktur, noch völlig plastisch; gelblichweißer Ton (7,5Y 8/1) mit breiten rotvioletter Zonen, schwarze und rote Oxidgeläge auf Klufflächen.

4. Ergebnisse der Tonmineralanalysen

An der abgeschlammten Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) wurden nach Entfernung der dithionitrat-löslichen freien Oxide, Mg-Belegung und Glycerin-Sättigung Röntgenanalysen durchgeführt. Neben einer qualitativen Auswertung wurde eine relative Bewertung der Basisreflexintensitäten der Schichtsilikate zur Kennzeichnung von Mineralgehaltsänderungen vorgenommen (Abb. 4).

Bohrung 10: Als Hauptbestandteil der Tonfraktion dominieren Muskovit/Serizit und Kaolinit. Nur bei Vergrößerung der Röntgendiagramme erkennbare Nebenbestandteile sind Quarz und Kalifeldspat, deren Gehalt zusammen unter 5% ausmachen dürfte. In fast allen

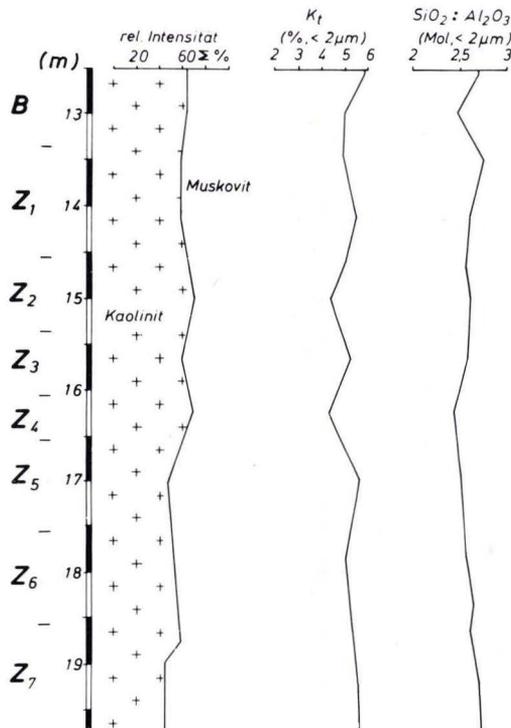


Abb. 4. Tonmineralverteilung, Gesamt-Kaliumgehalte und $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ -Mol-Verhältnisse der Tonfraktion von Brg. 10.

Proben treten Spuren eines 16-Å-Mineral auf, das als schlecht kristallisierter Smectit gedeutet wird.

Der Kristallisationsgrad des Kaolinites (Halbwertbreite) verändert sich im Profilverlauf nicht. Als relativ schlecht kristallisiertes Kaolin-Mineral ist in allen Bereichen die b-Achsen fehlgeordnete Variante („fireclay-Mineral“) ausgebildet. Dagegen zeigt der Muskovit scharfe und symmetrische Reflexe, die auch in der obersten Zone noch keine Illitisierung erkennen lassen. Das Intensitätsverhältnis von Muskovit zu Kaolinit (Abb. 4), und damit auch deren Mengenverhältnis, weist einen stark schwankenden Gradienten im Profilverlauf auf (45–70 Intensitäts-% Kaolinit). Dabei weisen die Sandsteineinschaltungen gegenüber den uT-Schiefern deutlich erhöhte Kaolinitgehalte auf. In dem untersten Abschnitt der Zersatzzone (Z₇) mit deutlich erhöhter Gesteinsfestigkeit und geringstem Kaolinitgehalt tritt als weiteres Mineral mit einem Anteil von ca. 5% ein 14-Å-Chlorit hinzu, der sich bereits bei Temperung auf 450 °C (1 Std.) als instabil erweist.

Bohrung 6: Die qualitative und quantitative Mineralzusammensetzung in dem Verwitterungsprofil aus Schalstein zeigt deutliche Unterschiede zu den Verwitterungsprodukten aus den unterdevonischen Schiefen und Sandsteinen. Kaolinit nimmt mit relativen Intensitäten zwischen 75 und 85 % einen erheblich höheren Anteil an der Tonfraktion ein als bei den Schiefen. Die zweite Mineralkomponente ist auch hier ein 10-Å-Mineral. Im Gegensatz zu den scharfen Muskovit-Reflexen der verwitterten Schiefer erscheint der 10-

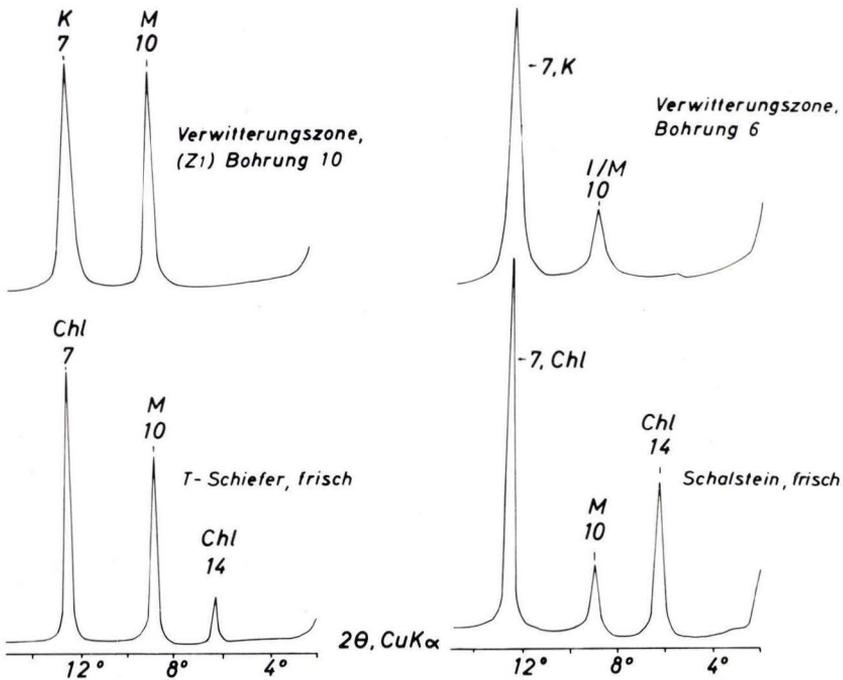


Abb. 5. Röntgenreflexe von unverwittertem und verwittertem unterdevonischen Schiefer (Brg. 10) und mitteldevonischem Schalstein (Brg. 6).

Å-Reflex in allen Zonen der Brg. 6 deutlich unschärfer und weist an seiner Basis eine asymmetrische Verbreiterung nach 12 Å auf, wie es für Illite typisch ist. Dagegen zeigt die Kaolinit-Kristallinität keinen Unterschied.

Als Vergleichsprobe wurde unverwitterter Schalstein untersucht, der in einem quartären Taleinschnitt in der Nähe der Brg. 6 bei Bärbach angetroffen wurde. Hauptbestandteil ist primärer Chlorit. Als Nebenbestandteil tritt Muskovit mit einem scharf zeichnenden, symmetrischen 10-Å-Reflex auf (Abb. 5). Kaolinit fehlt vollständig. Im Vergleich zur Tonfraktion unverwitterter Hunsrückschiefer, in der bei ebenfalls fehlendem Kaolinit etwa 30–40% Chlorit neben Muskovit auftreten (Abb. 5), liegt der Chloritgehalt des Schalsteins wesentlich höher (schätzungsweise 70–80%, Abb. 5).

5. Ergebnisse geochemischer Untersuchungen

Geochemische Untersuchungen wurden an der mit dest. Wasser abgeschlammten Tonfraktion von Horizontmischproben der Brg. 10 durchgeführt. Von Brg. 6 stand eine ausreichende Probenmenge nicht zur Verfügung. Durch die Untersuchung der isolierten Tonfraktion können wesentlich genauere Informationen über Verwitterungs- und Verlagerungsgradienten in einem Profil mit einer petrographisch stark variierenden Schichtenfolge gewonnen werden, als dieses bei Untersuchungen der Gesamtproben der Fall ist.

Methoden:

- a) Freie Oxide: Extraktion mit Na-Dithionit, Na-Citrat und NaHCO_3 im Wasserbad (80 °C), Bestimmung von Fe, Mn, Al mit der AAS.
- b) Gesamtelementgehalte: Röntgenfluoreszenz.

Die Ergebnisse sind in Abb. 4 und Abb. 6 dargestellt. Zum Vergleich werden nachfolgend Analysenergebnisse der Tonfraktion unverwitterter Hunsrückschiefer angeführt, deren mesozoisch-tertiäre Verwitterungsprodukte sehr ähnliche mineralogische und geochemische Merkmale aufweisen wie das Verwitterungsmaterial aus Brg. 10.

Die SiO_2 : Al_2O_3 -Verhältnisse (Abb. 4) weisen im gesamten Profil mit Werten zwischen 2,55 und 2,70 nur geringe Schwankungen auf. Sie zeichnen die Veränderungen im Kaolinit. Muskovit-Verhältnis nicht nach, was auf ein ähnliches Si. Al-Verhältnis der Minerale hindeutet, das im Idealfall bei 2 liegt. Die nachgewiesene Beteiligung von Quarz an der Tonfraktion erhöht das Verhältnis.

Unter den Erdalkali- und Alkalikationen dominiert Kalium. Die Gesamt-K-Gehalte korrelieren weitgehend mit dem Muskovit-Anteil (Abb. 4) und liegen in ihrer Größenordnung zwischen 4 und 6 Gew.-% (= 5–7 Gew.-% K_2O), was sich von Durchschnittswerten der Tonfraktion unverwitterter Hunsrückschiefer mit 5 Gew.-% K_t (= ca. 6 Gew.-% K_2O) nicht unterscheidet.

Natrium fehlt vollständig oder ist nur noch in Spuren nachweisbar. Die Gesamt-Magnesiumgehalte (0,4–0,6 Gew.-% Mg_t) haben gegenüber frischem Schiefer (1,0–1,2 Gew.-% Mg_t) deutlich abgenommen; in geringerem Maße ist dieses beim Calcium nachweisbar.

Die Gradienten der freien Fe-, Mn- und Al-Oxide (Abb. 6) weisen ausgeprägte Schwankungen auf und zeichnen mit hohen Gehalten die morphologisch ausgeprägten gelbbis rotbraunen Anreicherungen nach. Vom Gesamteisen (Fe_t) liegen 60–80 Gew.-% in

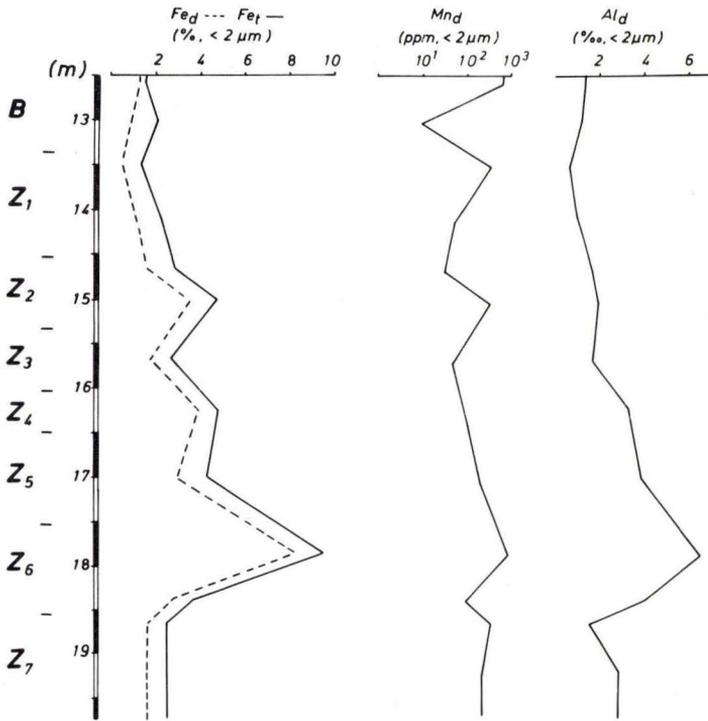


Abb. 6. Verteilung der Gesamteisens (Fe_t) und der freien Fe- (Fe_d)-Mn- (Mn_d -) und Al- (Al_d -)Oxide in der Tonfraktion, Brg. 10.

Form freien Fe-Oxids (Fe_d) vor. Während unverwitterter Schiefer in der Tonfraktion etwa 4–5 Gew.-% mineralisch gebundenes Fe enthält, weisen die Gehalte der verwitterten Schiefer mit 0,8–1,4 Gew.-% eine starke Abnahme auf.

Die Fe-, Mn- und Al-Anreicherungsmaxima weisen sehr unterschiedliche Größenordnungen auf, stimmen aber in ihrer Tiefenlage im wesentlichen überein (Abb. 6). Sie sind petrographisch an die eingeschalteten Sandsteinbänke gebunden, jedoch tritt die stärkste Anreicherung an freien Oxiden im unteren Bereich der Zersatzzone auf, der durch Wechsellagerung von sehr mürben uT- und sU-Schiefern geprägt wird. Ab Untergrenze dieser Anreicherungszone nimmt die Gesteinsfestigkeit deutlich zu.

6. Diskussion

Mit beiden Bohrungen wurde ein Ausschnitt der mesozoisch-alttertiären Verwitterungsrinde erfaßt, die in dem Untersuchungsgebiet von oberoligozänen Sanden und Kiesen überlagert und konserviert wurde.

Beide Profile weisen eine morphologische Zweiteilung auf. Ein strukturloser, plastosolar-tiger Ton geht nach unten mit gleitendem Übergang in eine stark verwitterte Zersatzzone über, in der noch die ungestörte Gesteinsstruktur der unterdevonischen Tonschiefer-

Sandstein-Wechselfolge bzw. des Schalsteins vorliegt. Abgesehen von der Quarzkies-Einmischung in die oberen Dezimeter des strukturlosen Tons von Brg. 10 treten keinerlei Schichtungsmerkmale oder Skeletteinmischungen auf, so daß zusammen mit dem gleitenden Übergang in die Zersatzzone auf eine autochthone Bildung dieses Tons aus dem liegenden Substrat geschlossen werden kann. Dieser obere strukturlose Bereich ist als Rest der oberflächennahen „Bodenzone“ zu deuten, in der das Gesteinsgefüge durch Quellungs- und Schrumpfungprozesse sowie als Folge der Durchwurzelung zerstört wurde. Darunter folgt die meist mehrere 10 m mächtige Zersatz- und Saprolithzone. An einem autochthonen Rotplastosol über einer mächtigen gebleichten Zersatzzone aus unterdevonischen Schiefern der östlichen Eifel wurde ein sehr ähnlicher Übergang der Gesteinsstruktur in strukturlosen Ton beobachtet (FELIX-HENNINGSSEN & WIECHMANN, im Druck).

Rot-, Bunt- und Grauplastosole sind nach MÜCKENHAUSEN (1958) die typischen Bodenrelikte der mesozoisch-alttertiären Verwitterung, deren morphologische Ausbildung in Beziehung zum Relief und Grundwasserspiegel während der Bildungsperiode stand. Während in Brg. 6 mit Merkmalen der rot-weißen Fleckung und Bänderung ein etwa 6 m mächtiger Buntplastosol über der Zersatzzone erschlossen ist, ist in Brg. 10 nur noch 1 m eines Grauplastosol-Horizontes erhalten. Offenbar fielen m.o.w. große Bereiche der oberen Bodenzone während bzw. vor der oberoligozänen Sedimentation bereits der Abtragung zum Opfer.

Die morphologischen Merkmale der in Brg. 10 aufgeschlossenen Zersatzzone in unterdevonischen Schiefern finden in den Beschreibungen der Merkmalsvariation und räumlichen Verbreitung der tertiären Verwitterungsrinde von AHLBURG (1915) im Lahnggebiet ihre Parallele. Diese wiederum stimmen mit Angaben von PFEFFER (1939) und KUTSCHER (1954) aus dem Hunsrück weitgehend überein. Hier ist zu fragen, welche genetischen Rückschlüsse sich aus den morphologischen und analytischen Merkmalen des vorliegenden Probenmaterials ziehen lassen.

Der Ausgangsmineralbestand unverwitterter Tonschiefer des Hunsrücks besteht nach MOSEBACH (1954) aus ca. 30% Chlorit, 40% Muskovit/Serizit und 30% Quarz. In der Tonfraktion dieser Schiefer fehlt nach eigenen Untersuchungen sowie nach ECKHARDT (1960) der Quarz weitgehend, so daß die Schichtsilikate Muskovit/Serizit und Chlorit dominieren. Im Zuge der mesozoisch-tertiären Verwitterung wird schon in der Zersatzzone der Chlorit aufgelöst und z. T. über Smectit als Zwischenstufe in Kaolinit umgewandelt (vgl. ECKHARDT 1960). Der verbliebene, instabile Chlorit-Rest im untersten Abschnitt der Zersatzzone von Brg. 10 deutet auf diesen Prozeß hin. Mit der Umwandlung des Chlorits in Kaolinit geht ein Verlust der frische Schiefer dunkel färbenden, bituminösen organischen Substanz (AHLBURG 1915, MOSEBACH 1954) durch Oxidation einher sowie ein Verlust der Gesteinsfestigkeit. Der Muskovit bleibt in der Zersatzzone weitgehend stabil, was auch durch die unverändert hohen Kalium-Gehalte der Tonfraktion belegt wird. Schwankungen im Muskovit: Kaolinit-Verhältnis dürften in der Zersatzzone auf gesteinsbedingte Unterschiede im Ausgangs-Chloritgehalt zurückzuführen sein. Aus den sich zersetzenden Chloriten wurde mineralisch gebundenes Mg, Fe und Mn freigesetzt. Nach den Analyseergebnissen ist ebenfalls Al mobilisiert worden und nicht vollständig in die Kaolinit synthese eingegangen. Während Mg weitgehend ausgewaschen wurde, erfolgte eine Umverteilung von Fe, Mn und Al in der Zersatzzone durch laterale und vertikale Verlagerungsprozesse, was zur weitgehenden Bleichung mächtiger Gesteinspartien führte. Nach der Farbe zu

urteilen, wurden die Fe-Oxide sowohl als Hämatit als auch Goethit angereichert. Die Ausfällung der Oxide in den Sandsteinbänken und sandigeren Schichten der Schiefer, ihre an Klüfte und Schichtfugen gebundene Konzentration und die differenzierte Abscheidung schwarzer Mn-Oxide auf den Klufflächen läßt auf Umlagerung an Redoxgradienten schließen. Es belegt aber auch das tiefreichende Eindringen von Sauerstoff in die Zersatzzone durch Sickerwässer oder zeitweilige Austrocknung. Zumindest in der Schlußphase der Verwitterungsperiode kann ein durchgehender Grundwasserkörper mit reduzierenden Bedingungen nicht existiert haben. Ursachen dafür können in einem von Wechsel- feuchte geprägten Klima mit periodischer Austrocknung wie auch in dem Einsetzen der Tektonik, die zu einer Heraushebung der Zersatzzonen aus dem Grundwasserbereich führte, gesucht werden. VIERSCHILLING (1910) und AHLBURG (1915) beschreiben die an Klüfte und Störungszonen gebundene Akkumulation von Oxiden in den Zersatzzonen unterdevonischer Schiefer, deren Intensität bis hin zu abbauwürdigen Eisensteinbänken und -krusten ging.

In dem Verwitterungsprofil aus mitteldevonischem Schalstein dürften ähnliche Prozesse der Mineralumwandlung abgelaufen sein, indem der primäre Chlorit zu Kaolinit umgesetzt wurde. Durch den höheren Chloritanteil des frischen Schalsteins, im Vergleich zu unterdevonischen Tonschiefern, weisen die Verwitterungsprodukte einen höheren Kaolinitanteil auf. Im Gegensatz zu dem verwitterten Schiefer wurde in den bunten Verwitterungsprodukten der Brg. 6 auch der Muskovit von der Verwitterung betroffen und zu Illit umgewandelt. Nach eigenen Untersuchungen (FELIX-HENNINGSSEN & WIECHMANN, im Druck) erfolgte die Illitisierung des in der Zersatzzone weitgehend stabilen Muskovits in den Plastosolhorizonten der Bodenzone bei einer höheren Verwitterungsintensität. Damit wird auch der morphologische Befund, nämlich daß in Brg. 6 die Horizonte eines Buntplastosols oberhalb der Zersatzzone erfaßt wurden, bestätigt.

Danksagung: Frau Prof. Dr. I. VALETON sowie Herrn Dr. B. STÜTZE, Inst. für Geologie und Paläontologie der Universität Hamburg, sei für die Durchführung der RFA-Analysen herzlich gedankt.

7. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsgruppe Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 3. Aufl., 331 S., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil.; Hannover (Schweizerbart).
- AHLBURG, J. (1915): Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **36**, 1: 269–373, 8 Abb., 9 Taf.; Berlin.
- ECKHARDT, F.-J. (1960): Die Veränderungen eines devonischen Tonschiefers durch die Mineralumwandlungen infolge der tertiären Zersetzung. – Z. dt. geol. Ges., **112**: 188–196; 8 Abb. 9 Taf.; Hannover.
- ERBEN, H. K. (1962): Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magnafazies des Devons. – Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960: 62–70, 6 Abb., 2 Tab., 4 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FELIX-HENNINGSSEN, P., & WIECHMANN, H. (im Druck): Ein mächtiges autochthones Bodenprofil präoligozänen Alters aus unterdevonischen Schiefen der nordöstlichen Eifel. – Z. Pflanzenern. u. Bodenkde., 6 Abb., 1 Tab.
- KUTSCHER, F. (1954): Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 202–212, 1 Abb.; Wiesbaden.

- MICHEL, F. (1969): Über das Alter der fluviatilen Quarzgerölle („Vallendarer Schotter“) des terrestrischen Tertiärs im Lahnggebiet südlich des Westerwaldes. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **100**: 32–35; Wiesbaden.
- MOSEBACH, R. (1954): Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 234–246, 2 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **2**: 495–502; Krefeld.
- MUNSELL Color Company Inc., (Hrsg.) (1971): Munsell Soil Color Charts. – 4 S., 7 Farbt. mit Erläut.; Baltimore/Md.
- PFEFFER, P. (1939): Verwitterungsstudien an Bodenprofilen auf alten Landoberflächen im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Amt, **59**: 176–196, 13 Tab.; Berlin.
- REQUADT, H., & STÖHR, T. (1980): Untersuchungen tertiärer und junger Tektonik im Rahmen der Neuaufnahme der Geologischen Karte 5613 Schaumburg an der Unteren Lahn. – DFG-Protokoll über das 4. Kolloquium im Schwerpunkt „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“, Neustadt an der Weinstraße 16. u. 17. Nov. 1979: 115–119, 2 Abb.; Bonn.
- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – Mainzer geowiss. Mitt., **11**: 217–219, 1 Abb.; Mainz.
- VIERSCHILLING, A. (1910): Die Eisen- und Manganerzlagerstätten im Hunsrück und Soonwald. – Z. prakt. Geol., **18**: 391–431, 2 Abb., 2 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 16. 10. 1984

Schwermetalle in Lockerbraunerden in Vogelsberg und Taunus*

Von

MUSTAFA DEEB KHALIL ABO-RADY**

Kurzfassung: Die vertikale Schwermetallverteilung in fünf Profilen wurde untersucht. Die Proben sind mit konz. HNO₃ sowie mit Siedeoxalat (SO) und teilweise mit HF/HNO₃/HClO₄ behandelt worden. Die Korrelationen der Schwermetallgehalte zueinander sowie zum Gehalt an Ton, Ton + Schluff, org. C, Fe_d, Mn_d und SM_{so} wurden erstellt.

Bezogen auf den Gesamtgehalt (HF-Aufschluß), ergeben sich für den HNO₃-löslichen Anteil folgende Prozentzahlen: Fe 92%, Mn 83%, Co 82%, Cr 64%, Cu 85%, Ni 80%, Pb 88% und Zn 79%. Vom HNO₃-löslichen Anteil lassen sich folgende Prozente in Siedeoxalat extrahieren: Fe 64%, Mn 79%, Cd 70%, Co 61%, Cr 46%, Cu 59%, Ni 32%, Pb 64% und Zn 48%. Die Bleiverteilung zeigt eine atmogene Herkunft und verläuft parallel zu der des Humus. Cd-, Cu- und Zn-Gehalte sind im oberen Teil der Profile vom Humusgehalt abhängig, im unteren Teil jedoch vom Gehalt an Fe- und/oder Mn-Oxiden. Co-, Cr- und Ni-Verteilung ähneln der der Oxide. Die Verteilung wird generell durch das Ausgangssubstrat sowie durch pedogene Prozesse geprägt.

Als Sitz für die Schwermetalle scheinen die Ton- und Schlufffraktionen (Fe, Cd, Cr, Cu, Zn), der Humus (Pb, Cd), die Fe-Oxide (alle Metalle außer Pb), die Mn-Oxide (Fe, Cd, Co, Cu, Zn,) und die Siedeoxalatfraktionen (alle Metalle) zu fungieren.

Im Vergleich zu vielen Böden Deutschlands weisen die Lockerbraunerden – bedingt durch den hohen Gehalt an Humus und Fe-Oxiden – sehr hohe Gehalte an Schwermetallen auf. Der geologische Aufbau der Profile erlaubt keinen Vergleich mit dem Untergrund sowie die Durchführung einer Bilanz.

[Heavy metals in Lockerbraunerden „Andosol-like brown earth“ in Vogelsberg und Taunus (Hesse, West Germany)]

Abstract: The vertical distribution of Fe, Mn, Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn was studied in five Lockerbraunerde (Andosol-like brown earth) soil profiles. The samples were treated with HF/HNO₃/HClO₄, conc. HNO₃ (3h, 170°C) and boiling oxalate (SO). Contents of heavy metals were correlated to the content of clay, clay + silt, org. C, Fe-oxide (Fe_d), Mn-oxide (Mn_d) and boiling oxalate fraction (SM_{so}).

In comparison to the total contents of heavy metals, the HNO₃-soluble fraction amounts: Fe 92%, Mn 83%, Co 82%, Cr 64%, Cu 85%, Ni 80%, Pb 88% and Zn 79%. The following amounts of the HNO₃-soluble fractions were released by the acid boiling oxalate: Fe 64%, Mn 79%, Cd 70%, Co 61%, Cr 46%, Cu 59%, Ni 32%, Pb 64% and Zn 48%. This ratio is influenced by the content of org. C. The distribution of Pb is similar to that of humus, and of Co, Cr and Ni is similar to that of Fe- and Mn-oxides. The distribution of Cd, Cu and Zn in the upper part of the profile is similar to that of humus (biocumulation) and in the lower part is similar to that of Fe- and/or Mn-oxides.

The kind of parent materials and the soil forming processes-especially podzolization, gleyization and pseudogleyization-influence particularly the vertical distribution of the heavy metals.

* Diese Arbeit wurde am Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt a. M. durchgeführt.

** Dr. M. D. K. ABO-RADY, Faculty of Agriculture, P. O. Box 380, Hofuf 31982, Saudi Arabia.

According to the correlation coefficients the following substances seem to act as a carrier of heavy metals in these soils: clay and silt (Fe, Cd, Cr, Cu, Zn), org. C (Pb, Cd), Fe-oxides (all metals except Pb), Mn-oxides (Fe, Mn, Cd, Co, Cu, Zn) and total-oxides (all metals). The contents of heavy metals in these soils are relatively high because of the high content of humus, clay and Fe-oxides. Due to the various materials in the different layers of the profiles it is impossible to make balances.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	230
2. Die untersuchten Profile	230
2.1. Vogelsberg	231
2.2. Taunus	234
3. Methodik	234
4. Ergebnisse und Diskussion	234
4.1. Aufschlußmethoden und Genauigkeit	234
4.2. Vertikale Verteilung	235
4.3. Beziehung zwischen Schwermetallen und einigen Bodenbestandteilen	243
4.4. Interkorrelation der Gesamtgehalte	246
5. Schriftenverzeichnis	247

1. Einleitung

Von zwei Bodenprofilen im Vogelsberg, die bereits früher bodenkundlich untersucht wurden (SCHÖNHALS 1957, 1973, MEYER & SAKR 1970, SAKR & MEYFR 1970, AKINCI 1973, POETSCH 1975, BASKAYA 1975, HILGER-ALEXANDROU 1976), sowie zwei weiteren Profilen im Vogelsberg und einem Profil im Taunus, deren bodenchemische und -genetische Untersuchungsergebnisse demnächst veröffentlicht werden (PLASS & ABO-RADY), werden Schwermetalluntersuchungen vorgestellt. Die vorliegende Arbeit ergänzt das chemische Bild dieser Böden, zumal keine Daten über Schwermetalle in Lockerbraunerden Deutschlands existieren.

Die Proben wurden mit konz. HNO_3 aufgeschlossen, weil die dadurch erfaßten Metallmengen umweltrelevanter sind, als die eines Gesamtaufschlusses. Ein Vergleich mit den Grenzwerten KLOKES (1980) wird damit möglich. Um das Bild über die Bindungsarten dieser Metalle zu ergänzen, wurden einige Proben mit Flußsäure aufgeschlossen. Wegen der wichtigen Rolle von Fe- und Mn-Oxiden beim Schwermetallhaushalt wurden die Proben mit Siedeoxalat behandelt und die Fraktion SM_{so} bestimmt. Diese Methode ist geeignet zur Erfassung oxidgebundener Schwermetalle in Böden (vgl. FISCHER & FECHTER 1982). Die starke Beteiligung des Laacher Bimstoffes (LBT) am Profilaufbau (Beimengung im Kollovium, Decksediment sowie als LBT-Paket im Profil Steinhaufen) machte es interessant, seinen Schwermetallgehalt zu ermitteln.

2. Die untersuchten Profile

Die Profile werden im folgenden kurz beschrieben und in Abb. 1–5 dargestellt (Bodenform-Aufnahmen, Horizontbezeichnungen und Profilzeichnungen von W. PLASS). Profilaufbau und Bodengeneese werden in PLASS & ABO-RADY (in Vorbereitung) ausführlich beschrieben.

2.1. Vogelsberg (Oberwald, Bl. 5421 Ulrichstein)

Profil Heide 1 (HD1): Parabraunerde-Lockerbraunerde, tief humos, im unteren Unterboden sehr schwach vergleitet; R 35 16 88, H 55 98 75, W Parkplatz NNW Taufstein (773 m über NN), Forstamt Schotten, Abt. 124, NW-Hang, schwach geneigt, 724 m über NN, ca. 47jährige Fichten; Kolluvium (Holozän) über pleistozänen Schuttdecken (Decksediment über Mittel- und Basisschutt nach SEMMEL 1968) über Basalttuff (Jungtertiär).

Profil Heide 2 (HD 2): Parabraunerde-Lockerbraunerde, tief humos, im unteren Unterboden sehr schwach vergleitet; R 35 16 82, H 55 98 62, N Parkplatz NNW Taufstein (773 m über NN), Forstamt Schotten, Abt. 120, NW-Hang, schwach geneigt, 724 m über NN, ca. 100jährige Fichten; Kolluvium (Holozän) über Mittelschutt (Pleistozän) über Basalttuff (Jungtertiär).

Profil Köhlerwald (KW): Reliktpodsol-Parabraunerde-Lockerbraunerde, im unteren Unterboden sehr schwach pseudovergleitet und schwach vergleitet; R 35 18 25, H 55 97 57, an der Köhlerwaldschneise ESE Taufstein (773 m über NN), Forstamt Grebenhain, Abt. 88, ESE-Hang, schwach geneigt, 652 m über NN, 90- und 106jährige Fichten; Kolluvium (Holozän) über Mittelschutt (Pleistozän) über Basalttuff (Jungtertiär).

Profil Flösserschneise (FS): Reliktpodsol-Gley-Pseudogley, obere 40 cm locker; R 35 18 15, H 55 97 18, zwischen Schneise und Schwarzem Fluss SE Taufstein (773 m über NN), Forstamt Grebenhain, Abt. 88, ESE-Hang, schwach geneigt, 652 m über NN, 86jährige Fichten; Kolluvium (Holozän) über Decksediment über Mittelschutt (Pleistozän).

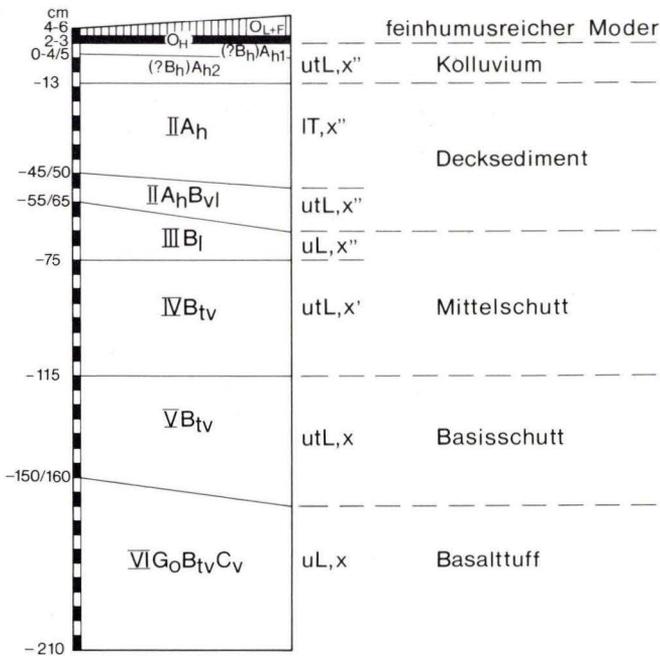


Abb. 1. Profil Heide 1 (Vogelsberg); B_l = lessivierter Unterboden.

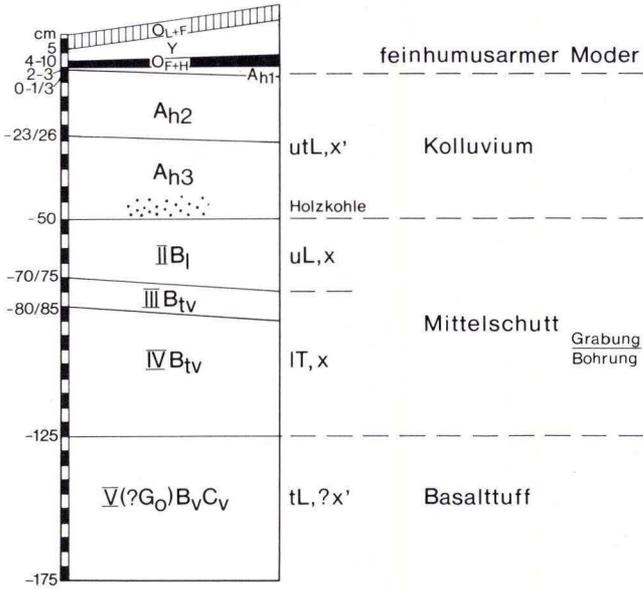


Abb. 2. Profil Heide 2 (Vogelsberg); B_1 = lessivierter Unterboden.

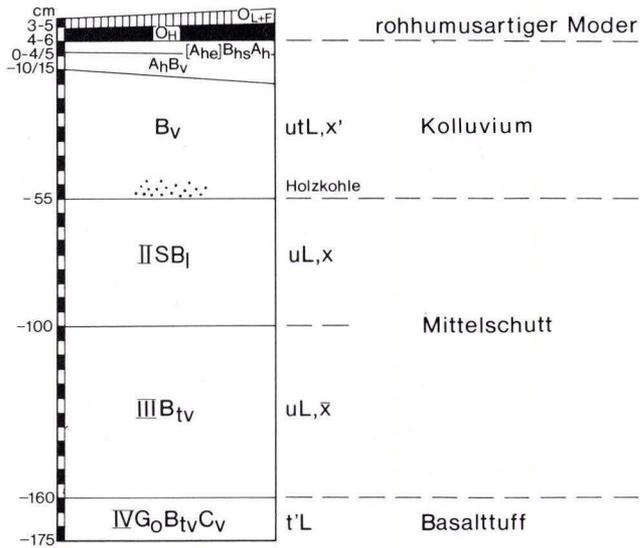


Abb. 3. Profil Köhlerwald (Vogelsberg); B_1 = lessivierter Unterboden.

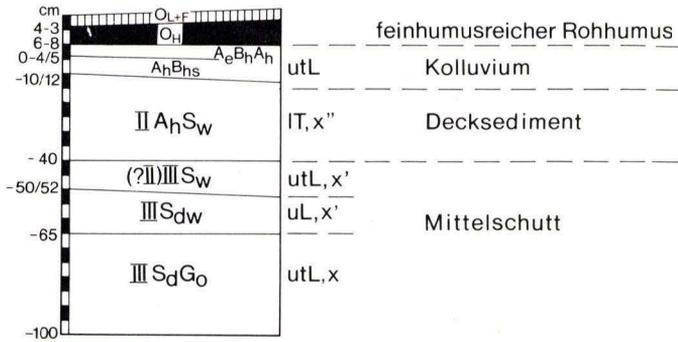
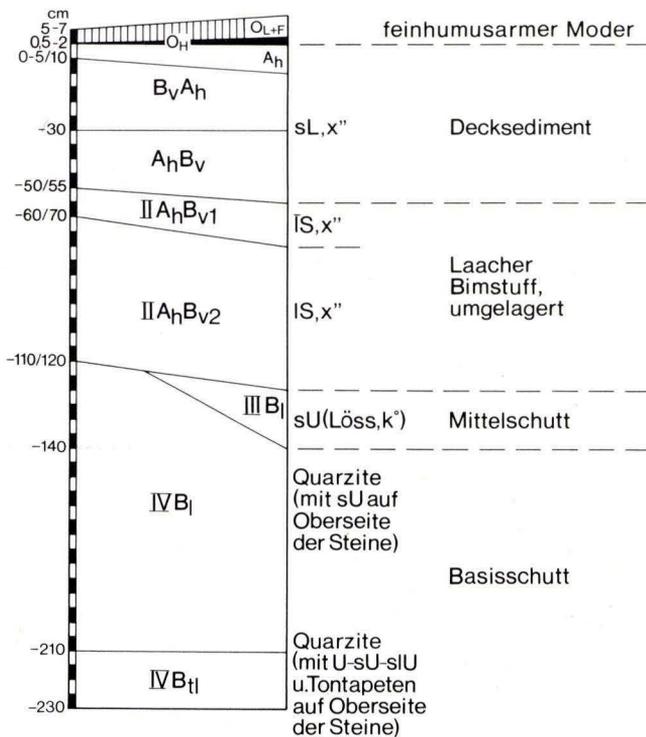


Abb. 4. Profil Flösserschnaise (Vogelsberg).

Abb. 5. Profil Steinhaufen (Taunus); B_l = lessivierter Unterboden.

2.2. Taunus (Hochtaunus, Bl. 5815 Wehen)

Profil Steinhäufen (SH): Parabraunerde-Lockerbraunerde, tief humos; R 34 47 22, H 55 56 65, kleiner Steinbruch ESE-Rassel (539,4 m über NN), Stadtwald Wiesbaden, Abt. 313, SSE-Hang, stark geneigt, 485 m über NN, ca. 50jährige Rotbuchen; Decksediment über Laacher Bimstuff über Mittel- und Basisschutt (Pleistozän; im Untergrund Quarzite und Sandsteine des Unterdevons).

3. Methodik

SM_{HF}: 1 g feingemahlener Boden wurde mit HF/HNO₃/HClO₄ aufgeschlossen.

SM_i: 2–3 g Feinerde wurden mit konz. HNO₃ für ca. 3h auf dem Sandbad behandelt.

SM_{so}: 2 g Feinerde wurden mit 0,4 n Ammoniumoxalat/Oxalsäurelösung für ca. 20 min am Sieden gehalten bis zur völligen Ausbleichung. Eine kurze Behandlung wie bei FISCHER & FECHTER (1982) genügt bei diesen oxidreichen Proben nicht.

Fe_d, Mn_d: nach MEHRA & JACKSON (1960).

Fe_o, Mn_o: nach SCHWERTMANN (1964).

pH: elektrometrisch in 0,1 n KCl.

Korngröße: durch Pipett- bzw. Naßsiebverfahren nach Oxid- und Humusentfernung.

Org. C: naßchemisch mit Kaliumdichromat/H₂SO₄ und kolorimetrische Bestimmung.

AK_{eff}, S und V %: nach MEHLICH durch Extraktion mit Triäthanolamin/BaCl₂ bei pH 8,1 und ungepuffertem BaCl₂ bei pH 5,5.

Die Messung der Schwermetalle erfolgte mit einem Perkin Elmer-AAS 400 unter Einsatz der Deuteriumlampe, bei Bedarf wurde flammenlos gemessen.

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1. Aufschlußmethoden und Genauigkeit

Um die Genauigkeit der angewandten Aufschluß- und Meßmethoden zu überprüfen, wurden zwei geologische Standards untersucht. Aus der Tab. 1 ist festzustellen, daß etwa gleiche Metallmengen in HNO₃ bzw. in Königswasser (wird öfters benutzt) gelöst werden. Die Metalle Co, Cu, Mn, Pb und Zn lassen sich vollständig mit diesen Säuren lösen. Bis zu 17% des Fe bzw. Ni, und bis zu 67% des Cr lassen sich nicht lösen. Beim Vergleich der gefundenen mit den angegebenen Metallgehalten läßt sich eine große Übereinstimmung feststellen (die Gehalte an Cr und Ni sind niedriger). Wenig anders verhalten sich die HNO₃-löslichen Anteile vom Laacher Bimstuff (LBT) und Basalttuff (BT) (Tab. 2). Es lassen sich bis zu 36% des Cr und 7–30% der restlichen Elemente mit HNO₃ nicht lösen. Die Elemente lassen sich leichter aus dem feinkörnigen (tL), stark verwitterten Basalttuff lösen als aus dem grobkörnigen (IS), schwach verwitterten Laacher Bimstuff. Mit Ausnahme von Pb sind die Schwermetallgehalte im BT viel höher als im LBT, wahrscheinlich bedingt durch seinen hohen Gehalt an Fe-Oxiden.

Anhand der Tab. 3 ersieht man, daß Siedeoxalat im Durchschnitt mehr Eisen (1,12fache) löst als die Na-Dithionit/Citrat-Methode (Fe_d). Dies bedeutet, daß die stark saure Oxalatlösung die silikatischen Minerale und möglicherweise die organischen Stoffe leicht angreift. Bei beiden Methoden werden allerdings gleiche Mengen an Fe- und Mn-Oxiden (r-Wert für Fe_d: Fe_{so} = 0,95 und für Mn_d: Mn_{so} = 0,996, n = 47) gelöst. Die Siedeoxalatmethode ist also ein guter Ersatz für die Na-Dithionit/Citrat-Methode, um die

Fe- und Mn-Oxide und die damit gebundenen Schwermetalle zu erfassen. Sie ist schneller, enthält bedeutend weniger Matrix (Salze) und führt nicht zur Ausfällung der Metalle in Sulfidform (vgl. FISCHER & FECHTER 1982).

Tab. 1. Metallgehalte in mg/kg (Fe in %) in zwei geologischen Standards (intern im Institut für Geochemie der Univ. Göttingen hergestellte Standards), - = nicht bestimmt.
Contents of heavy metals in mg/kg (Fe in %) in two geological reference materials (slate, limestone)

	Tonschiefer TW64d				Kalkstein XK64d			
	HF-Aufschluß		HNO ₃ -	Königsw.-	HF-Aufschluß		HNO ₃ -	Königsw.-
	angegeben	gefunden	Aufschl.	Aufschl. ⁺	angegeben	gefunden	Aufschl.	Aufschl. ⁺
Cd	0,130	Spuren	Spuren	Spuren	0,097	Spuren	Spuren	Spuren
Co	19	20	20	-	9	9	9	-
Cr	120	110	54	-	54	48	18	-
Cu	33	34	34	35	10	11	12	10
Fe	4,62	4,38	4,35	-	2,17	2,14	2,09	-
Mn	540	565	550	-	852	855	852	-
Ni	77	72	70	67	30	28	25	29
Pb	37	38	37	35	10	11	12	14
Zn	115	116	118	100	59	61	60	58

⁺Angaben aus Abo-Rady (1979)

4.2. Vertikale Verteilung

Zur Verdeutlichung der Tiefenfunktion wurde ein Teil der Ergebnisse (Tab. 3) in den Abb. 6–10 wiedergegeben.

Eisen: Der Eisengehalt im Auflagehumus ist viel niedriger als im mineralischen Boden. Er korreliert mit dem Fe-Gehalt des Untergrundes.

Trotz der Substratähnlichkeit der vier Vogelsbergprofile sind die SM-Gehalte in den ersten drei Profilen viel höher als im vierten, auch höher als im Taunusprofil. Podsolierung, Vergleyung und Pseudovergleyung führen zur starken Abfuhr und Verarmung im vierten Profil (FS).

Neben den o. g. pedogenen Prozessen wird die Tiefenfunktion von der Lessivierung des Untergrundes beeinflusst. So nehmen die Gehalte an Fe (auch an Cd und Zn) in den B₁-Horizonten ab, reichern sich in den B₂-Horizonten aber an. Die niedrigeren Gehalte des Taunusprofils dürften lithogen bedingt sein, und zwar durch das quarzit- bzw. LBT-haltige Substrat im Vergleich zum basalt- und basalttuffhaltigen Substrat der Vogelsbergprofile (Tab. 2). Dies macht auch verständlich, warum die Fe-Gehalte (auch die der anderen Elemente) der Vogelsbergprofile mit zunehmender Tiefe steigen (metallreicher Untergrund) und im Taunusprofil abnehmen (metallarmer Untergrund). In den oberen 5–7 dm

Tab. 2. Metallgehalte in HNO₃- und HF/HNO₃/HClO₄-Aufschlüssen von verschiedenen Proben (LBT = Laacher Bimstuff, BT = Basaltuff; die Bodenproben Rüdighshain, Finthen und Kelsterbach wurden von Herrn W. PLASS zur Verfügung gestellt)
Heavy metals in different samples of volcanic tuff (Laacher Bimstuff) and basaltic tuff (comparison between HNO₃-fraction and total contents)

Probe und Lokalität	Fe %	Mn	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
		-----mg/kg-----						
BT, Unterste Probe des Profils Heide 1	14,7 15,5	1362 1515	80 96	72 103	64 75	217 233	5 6	162 207
BT, Unterste Probe des Profils Heide 2	14,6 16,3	893 1103	110 123	182 271	83 89	500 541	7 8	138 197
BT, Unterste Probe des Profils Köhlerwald	13,8 14,9	1589 1656	90 100	95 139	47 54	170 188	2 2	124 146
BT, Vogelsberg, Rüdighshain, Bl. Ulrichstein, unter Braunerde	10,4 10,9	1610 1811	80 82	110 199	48 54	205 254	5 6	122 145
Relation der Fraktionen in % (Durchschnitt)	93	89	90	65	89	89	89	80
LBT, Finthen, Sandgrube Friedrich bei Mainz	2,3 2,5	1254 1708	10 14	15 29	17 21	21 29	21 25	103 128
LBT, Profil F, Schwanheimer Wald bei Frankfurt (vgl. Abo-Rady et al. 1980)	2,6 2,9	473 649	14 20	18 26	15 20	40 65	17 20	80 102
LBT, Kiesgrube Mitteldorf, Kelsterbach bei Frankfurt (vgl. Plass, 1980)	2,6 2,9	992 1153	11 14	15 22	12 14	22 29	23 26	98 130
Relation der Fraktionen in % (Durchschnitt)	90	77	73	63	81	70	86	78

der Profile ist eine Gehaltabnahme durch die Pflanzennutzung zu erwarten. Die Kryptopodsolierung im Oberteil des Profils KW führt zu einer Fe-Anreicherung und Erhöhung des Aktivitätsgrades (Fe_v/Fe_d) im B_{hs}A_h-Horizont.

Die Verteilung der Fe-Oxide verläuft parallel zu der des Fe_t. Der durchschnittliche Anteil der Fe-Oxide (Fe_d) ist hoch und beträgt 62% des Fe_t (Tab. 3).

Ein etwas höherer Anteil (68%) des Fe_t wird mittels Siedeoxalat extrahiert (vgl. Abschn. 4.1.). Mit dieser Lösung wird mehr Fe aus dem humosen Teil des Profils als aus dem mineralischen gelöst. Bei SCHWERTMANN et al. (1982a) wurden ähnliche Fe-Anteile mit Siedeoxalat extrahiert.

Mangan: Der Mn-Gehalt im Auflagehumus korrespondiert mit dem des mineralischen Bodens (niedrigste Gehalte im FS-Profil). Der Auflagehumus der Buche (SH-Profil) enthält mehr Mn als der der Fichte. Ähnliche Ergebnisse erzielten MAYER & HEINRICH (1980) im Solling. Durch die Anwesenheit des LBT-Paketes (Abb. 5) sind die Mn-Gehalte des Taunusprofils recht hoch und mit denen der Vogelsbergprofile vergleichbar. In den VB-Profilen nimmt der Mn-Gehalt mit der Tiefe zu und im Taunusprofil ab. Die Gründe dafür

dürften ähnlich wie beim Eisen sein. Es ist leicht vorstellbar, daß sich eine Anreicherung im unteren Untergrund des Taunusprofils feststellen ließe, wenn die Textur des Bodens dort die Festhaltung der ausgewaschenen Bestandteile ermöglichte. Dies ist nicht der Fall. Auffällig ist der Rückgang des Mn-Gehaltes (auch des Zn, Co und Cr) im VB_{iv} -Horizont des Profils HD 1 und in den B_{iv} -Horizonten des Profils HD 2. Dieser Rückgang ist wahrscheinlich durch den Rückgang des Gehaltes an Schwermineralen (insbes. Epidot, Granat, Hornblende und Klinopyroxene) in dieser Tiefe zu erklären. Diese Minerale waren in der Tiefe 110–120 cm des Profils HD 1 nicht mehr vorhanden (POETSCH 1975: 177). Sie sind wichtige Quellen für Schwermetalle im Boden (vgl. MAYER 1981: 88). Die Gehalte an Glimmer, Illit, Chlorit und Kaolinit nahmen auch in dieser Tiefe stark ab (PLASS & ABO-RADY, in Vorbereitung). Diese erwähnten Minerale sind ebenso eine Quelle für Schwermetalle.

Die Mn-Oxide (Mn_d) betragen durchschnittlich 80% des Mn_t und 85%, wenn man das Profil FS ausschließt. Die Mn_{so} -Gehalte sind ähnlich (79% bzw. 84% des Mn_t). Die O-Horizonte zeigen im Gegenteil zu Fe, Cu und Zn eine schlechtere Extrahierbarkeit mit Siedeoxalat als der mineralische Boden. Ein möglicher Grund hierfür ist die starke Mobilität des Mn während der Mineralisation und seine Verlagerung aus den O-Horizonten (vgl. MAYER 1981: 63).

Cadmium: Der Cd-Gehalt der Volgsbergprofile ist im allgemeinen höher als der des Taunusprofils. Durch die vorher erwähnten pedogenetischen Prozesse (s. Eisen) wurde Cd aus dem Profil FS mobilisiert und ausgewaschen. Daher sind die allgemein niedrigeren Cd-Gehalte dieses Profils zu erklären. Die Tiefenfunktion verläuft im Oberboden parallel zum Humusgehalt und im Unterboden parallel zum Gehalt an Fe- und Mn-Oxiden. Ähnliche Verhältnisse fanden SCHWERTMANN et al. (1982a, b), allerdings mit höheren Cd-Gehalten in den O-Horizonten. Der Rückgang der Cd-Gehalte in den oberen 70–80 cm kann durch Auswaschungsprozesse und durch pflanzliche Aufnahme erklärt werden. Die Extrahierbarkeit von Cd durch Siedeoxalat ist im mineralischen Boden viel höher (60–96% des Cd_t) als in den O-Horizonten (34–67% des Cd_t). Dies entspricht auch den Befunden der oben erwähnten Autoren. Die schlechte Extrahierbarkeit aus den O-Horizonten hat wahrscheinlich den gleichen Grund wie beim Mn.

Cobalt: Der Co-Gehalt im Auflagehumus beträgt 5–10 mg/kg und korreliert gut mit dem Gehalt des mineralischen Bodens. Mit Ausnahme des FS-Profils sind die Co-Gehalte in den Vogelsbergprofilen höher als die des Taunusprofils. Die Tiefenfunktion des Co verläuft parallel zu der der Fe- und/oder Mn-Oxide. Co wird wie in den von SCHLICHTING & ELGALA (1975) untersuchten Böden im B_t -Horizont angereichert. KEILEN (1978) fand, daß Co in den Sesquioxidanreicherungshorizonten akkumuliert wird. Bei den Untersuchungen von SCHLICHTING (1976) entsprach die Co-Verteilung der von Fe und org. C, oder der von Fe- und Mn-Oxiden. Nach WINOGRADOW (1954) werden Co und Mn gleichsinnig oxidiert und ausgefällt.

Die Co-Gehalte im Basalttuff (Unterboden der Vogelsberg-Profile) sind recht hoch (80–100 mg/kg) und dürften im HF-Aufschluß um 10% höher liegen, also bei 88–110 mg/kg (Tab. 2). Der Co_{so} -Anteil beträgt 61% des Co_t . Aus dem mineralischen Teil des Bodens wird mehr Co mit Siedeoxalat extrahiert.

Chrom: Die VB-Profile enthalten recht hohe Gehalte an Cr (bis 182 mg/kg.). Anhand der Tab. 2 würden diese Gehalte im HF-Aufschluß um 35% höher liegen (also bis 246 mg/kg.).

Horizont	T	U	S	Akeff. S	S	V	pH	o.C.	Feo	Fed	Fet	Feso	Mno	Mnd	Mnt	Mnso	Cdt	Cdso	Cot	Coso	Crt	Crso	Cut	Cuso	Nit	Niso	Pbt	Pbso	Znt	Znso	
%%%	mval/i100g	%	%	KCl%%%%%%%%%%%%%	mg/kg%%%%%%%%%	
Profil: Heide 1																															
O _H	---	---	---	27,3	2,64	9,7	3,4	18,6	1,31	3,09	3,59	3,12	172	267	291	225	0,37	0,15	9	5	56	19	32	20	47	15	358	206	94	43	
(?B _h)A _{h1}	40,4	55,4	4,2	18,7	0,78	4,2	3,7	8,9	1,80	3,88	5,07	4,06	360	489	525	500	0,34	0,21	17	13	54	23	24	15	75	23	102	80	97	37	
(?B _h)A _{h2}	40,6	54,0	5,4	8,8	0,46	5,2	4,1	6,0	1,61	3,73	5,02	4,00	620	742	770	745	0,32	0,20	30	22	54	23	23	15	77	23	34	24	104	38	
IIA _h	45,4	50,1	4,5	6,9	0,38	5,5	4,2	4,9	1,43	4,26	5,62	4,03	613	781	880	793	0,31	0,23	39	30	53	23	25	15	84	28	14	10	112	45	
IIA _h B _{v1}	41,6	53,4	5,0	5,3	0,27	5,1	4,2	2,7	1,03	3,83	5,78	4,00	649	900	930	890	0,27	0,20	39	30	55	20	26	15	84	28	12	7	106	40	
IIIB ₁	28,4	66,7	4,9	3,8	0,24	6,3	4,2	0,6	0,49	3,57	6,37	4,51	552	911	1040	921	0,23	0,19	54	38	65	31	33	18	111	40	10	7	84	37	
IVB _{tv}	36,6	53,6	9,8	6,4	0,88	13,7	4,3	0,3	0,38	6,84	12,89	8,55	408	872	1106	900	0,32	0,30	90	65	92	35	66	31	210	51	7	4	136	48	
VB _{tv}	34,0	56,6	9,4	7,0	2,41	34,3	4,5	0,2	0,40	8,50	13,54	9,10	391	607	757	620	0,34	0,30	77	60	77	30	68	30	214	45	7	4	127	46	
VIG ₀ B _{tv} C _v	29,6	56,5	13,9	8,1	4,46	54,9	4,6	0,1	0,40	7,71	14,64	8,23	775	1080	1362	1121	0,37	0,30	80	60	72	30	64	28	217	29	5	3	162	52	
Profil: Heide 2																															
O _H	---	---	---	29,8	2,92	9,8	3,3	18,8	1,00	2,54	3,06	2,51	70	217	300	170	0,23	0,10	10	6	33	17	72	50	40	12	705	345	113	48	
A _{h1}	39,7	55,9	4,4	18,1	1,03	5,7	3,5	9,1	1,43	3,37	4,60	3,53	292	481	545	470	0,31	0,25	17	10	50	23	26	15	61	14	113	89	94	35	
A _{h2}	42,1	54,1	3,8	6,9	0,42	6,1	4,1	6,3	1,36	3,90	5,49	3,59	648	872	884	845	0,29	0,23	34	25	51	26	24	13	77	23	26	15	108	38	
A _{h3}	43,4	52,3	4,3	4,1	0,52	12,7	4,2	3,4	1,17	4,05	4,98	3,60	603	880	897	750	0,21	0,20	37	29	48	20	30	16	83	25	12	8	117	45	
IIB ₁	28,4	67,2	4,4	4,5	0,50	11,2	4,1	0,4	0,29	3,24	5,64	4,25	458	673	900	680	0,20	0,17	39	30	69	30	30	16	95	35	11	8	74	26	
IIIB _{tv}	48,5	46,7	4,8	8,9	0,87	9,8	4,0	0,4	0,28	7,14	11,41	8,12	355	410	535	405	0,26	0,23	46	31	92	38	60	31	225	30	6	4	107	35	
IVB _{tv}	47,1	47,3	5,6	8,4	1,16	13,8	4,0	0,3	0,36	6,77	10,75	8,00	266	344	552	427	0,28	0,25	50	35	84	33	56	30	203	30	6	4	99	37	
V(?G ₀)B _v C _v	39,2	45,0	15,8	7,3	3,03	42,5	4,3	0,3	0,53	12,22	14,62	9,00	201	711	893	730	0,38	0,35	110	90	182	95	83	48	500	37	7	4	138	65	
Profil: Köhlerwald																															
O _H	---	---	---	21,4	2,00	9,4	3,3	18,9	0,43	1,38	2,42	2,00	53	104	149	101	0,32	0,13	10	3	66	20	20	10	37	15	209	155	61	40	
(A _{he})B _{hs} A _h	35,8	58,5	5,7	20,7	0,96	4,6	3,4	9,9	1,80	3,70	5,86	5,00	34	295	365	265	0,34	0,23	17	7	99	41	22	15	82	25	154	115	77	45	
A _h B _{vs}	35,2	57,8	7,0	5,7	0,19	3,3	4,1	3,5	1,12	3,05	5,54	4,51	261	400	454	410	0,23	0,20	27	18	83	48	15	10	116	43	25	19	116	67	
B _{v1}	33,0	57,9	9,1	8,2	0,22	2,7	4,0	1,2	0,62	4,25	8,04	6,03	284	657	704	595	0,26	0,25	48	30	158	75	48	30	221	58	10	6	138	70	
B _{v2}	30,0	60,0	10,0	8,9	1,64	18,5	4,3	0,6	0,58	4,20	8,06	5,00	512	807	895	710	0,25	0,20	54	41	141	60	51	31	226	51	8	4	112	48	
IISB ₁₁	26,7	65,6	7,7	4,9	1,63	33,6	4,6	0,7	0,69	2,97	5,69	4,52	577	861	967	877	0,22	0,15	39	30	90	53	28	17	133	43	10	7	95	45	
IISB ₁₂	27,7	64,8	7,5	6,1	2,20	36,3	4,5	0,5	0,52	3,38	6,44	5,53	452	943	1079	980	0,25	0,20	47	37	112	60	40	22	172	65	10	6	93	45	
IIIB _{tv1}	26,0	63,3	10,7	6,6	4,35	66,1	4,6	0,2	0,48	5,42	9,58	6,49	120	400	465	330	0,26	0,20	59	45	114	35	57	30	210	48	7	5	103	43	
IIIB _{tv2}	24,7	50,7	24,6	11,3	10,37	92,1	5,0	0,2	0,51	7,10	13,23	9,53	162	551	664	565	0,29	0,26	85	72	94	33	58	33	207	65	6	3	119	62	
IIIB _{tv3}	23,3	49,3	27,4	11,6	10,90	94,0	5,0	0,2	0,48	7,55	13,95	9,06	174	558	660	543	0,32	0,30	81	70	102	35	56	31	205	52	6	4	122	62	
IVG ₀ B _{tv} C _v	33,9	38,7	27,4	21,6	19,29	89,5	4,8	0,2	0,92	8,24	13,75	7,48	1419	1589	1915	1500	0,36	0,30	90	78	95	35	47	25	170	15	2	1	124	60	

Horizont	T	U	S	AKeff.	S	V	pH	o.C.	Feo	Fed	Fet	Feso	Mno	Mnd	Mnt	Mnso	Cdt	Cdso	Cot	Coso	Crt	Crso	Cut	Cuso	Nit	Niso	Pbt	Pbso	Znt	Znso	
%%%	mval/100g	%	%	KCl%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%	
Profil: Flösserschneise																															
O _{H1}	---	---	---	30,9	7,44	24,1	2,8	23,2	0,22	0,43	0,60	0,42	20	33	55	25	0,29	0,10	6	3	35	15	33	22	21	10	284	139	77	50	
O _{H2}	---	---	---	24,0	4,82	20,1	2,8	18,9	0,30	0,50	0,65	0,50	10	24	54	20	0,20	0,10	6	3	45	25	16	11	24	8	196	110	56	35	
A _e B _n A _h	36,3	59,6	4,1	19,1	1,75	9,2	2,9	8,8	0,90	1,02	1,62	1,33	10	22	41	25	0,22	0,15	8	3	63	30	8	5	43	9	100	70	47	20	
A _h B _h s	43,3	53,6	3,1	20,2	1,02	5,1	3,4	5,7	1,63	1,79	2,64	2,00	19	30	59	27	0,20	0,13	9	5	65	28	6	3	65	16	62	45	54	23	
IIA _h S _{w1}	46,3	49,9	3,8	5,9	0,44	7,4	4,0	3,0	0,50	0,73	2,29	1,10	48	73	96	80	0,20	0,13	15	6	69	46	15	10	122	35	19	13	105	50	
IIA _h S _{w2}	49,4	46,8	3,8	7,9	0,45	5,7	4,0	2,4	0,59	0,77	2,50	0,92	40	78	98	80	0,17	0,13	18	10	73	53	21	14	139	37	20	11	104	45	
IIA _h S _{w3}	48,9	47,3	3,8	7,9	0,28	3,5	4,0	1,7	0,52	0,67	2,38	0,78	19	57	92	63	0,15	0,13	18	9	80	40	26	15	148	30	20	11	105	37	
(?II)IIIS _w	34,3	62,3	3,4	6,6	0,27	4,1	4,0	0,8	0,28	0,45	1,80	0,65	7	18	55	20	0,10	0,09	15	7	77	38	22	12	118	25	17	9	78	29	
IIIS _{dw}	29,7	66,9	3,4	6,8	0,28	4,1	4,0	0,3	0,28	0,63	2,19	0,85	6	14	59	16	0,13	0,10	13	7	100	48	19	12	101	20	14	8	65	23	
IIIS _d G ₀₁	33,4	61,5	5,1	9,7	0,65	6,7	3,9	0,2	0,53	1,93	3,49	2,00	20	60	71	65	0,13	0,10	18	10	166	123	36	20	167	46	14	8	90	45	
IIIS _d G ₀₂	33,1	60,0	6,9	12,2	8,47	69,3	4,0	0,3	0,64	2,25	4,08	2,51	20	76	87	73	0,21	0,15	20	15	135	87	39	23	204	55	12	7	90	45	
Profil: Steinhaufen																															
O _F	---	---	---	---	---	---	3,4	27,6	---	---	0,60	0,45	--	--	750	470	0,27	0,12	5	2	18	5	22	15	15	10	279	189	115	93	
O _H	---	---	---	27,0	4,99	18,5	3,4	19,7	0,32	0,75	0,90	0,65	635	754	1003	740	0,27	0,18	5	2	20	5	18	14	15	10	210	105	88	70	
A _h	23,6	38,5	37,9	15,9	1,30	8,2	4,0	9,4	0,46	1,06	1,38	0,92	1220	1654	1759	1679	0,14	0,12	8	3	10	5	11	8	20	10	118	92	83	50	
B _v A _h	22,8	40,0	37,2	3,7	0,32	8,6	4,3	4,7	0,44	0,99	1,48	0,95	813	1163	1225	1178	0,14	0,11	8	3	8	4	5	3	21	9	34	25	80	46	
A _h B _v	21,2	36,1	42,7	2,0	0,16	8,0	4,5	1,4	0,38	1,08	1,65	1,08	500	809	867	799	0,13	0,09	8	3	8	4	5	3	23	11	16	11	59	38	
IIA _h B _{v1}	14,1	31,2	54,7	1,9	0,12	6,3	4,7	1,3	0,31	0,95	1,65	0,97	265	678	700	639	0,13	0,10	8	3	8	4	6	4	20	10	15	10	53	40	
IIA _h B _{v2}	11,6	32,8	55,6	1,6	0,09	5,6	4,8	1,2	0,27	0,86	1,65	1,00	188	556	609	580	0,12	0,09	8	3	8	4	7	4	21	10	15	10	57	44	
IIIB ₁	7,2	57,7	35,1	0,9	0,02	2,2	4,1	0,1	0,06	0,29	0,65	0,30	70	165	189	163	0,05	0,03	3	1	3	1	2	1	8	4	6	3	13	5	

Tab. 3. Profileigenschaften und Schwermetallgehalte (Feinerde)
 Profile properties and heavy metal contents (conc. HNO₃ = Met, boiling oxalate = Meso)

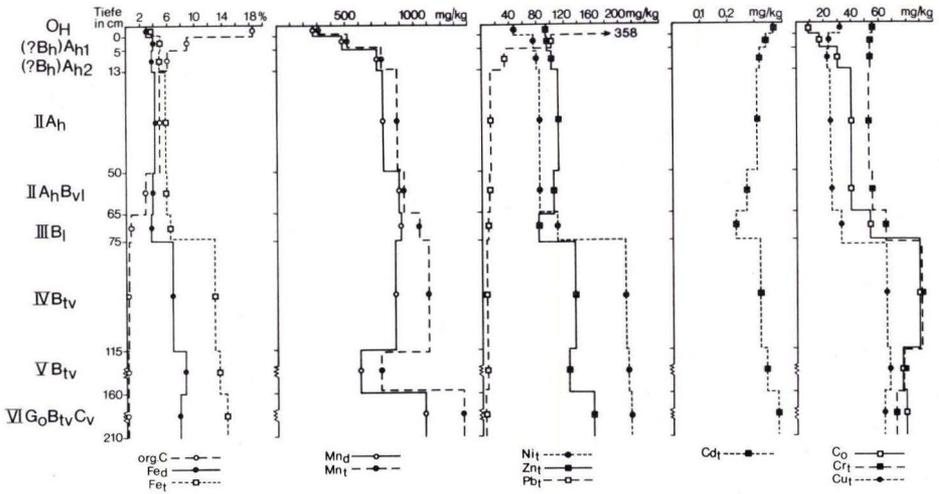


Abb. 6. Profil Heide 1 (Vogelsberg), Tiefenfunktion.

Im Taunusprofil nimmt der Cr-Gehalt mit der Tiefe ab und in den Vogelsbergprofilen zu. Abb. 6–10 veranschaulichen die Ähnlichkeit der Tiefenfunktionen von Cr, Fe und Fe-Oxiden. In einem Braunerde-Pseudogley im Raum Hamburg (LUX & HINTZE 1983) sowie in der Braunerde des Sollings (MAYER 1981) verläuft die Tiefenfunktion des Cr parallel zu der des Fe.

Die Extrahierbarkeit im Siedeoalat steigt selten über 50% des Cr_t. Sie ist im mineralischen bzw. im humosen Teil mehr oder weniger gleich.

Kupfer: Cu ist in den O-Horizonten so wie im humusreichen Oberboden biogen- sowie atmo- gen- angereichert und nimmt durch Pflanzennutzung und Auswaschung mit der Tiefe ab, steigt aber in den Vogelsbergprofilen wieder und ähnelt im Verlauf den Fe_d-Gehalten.

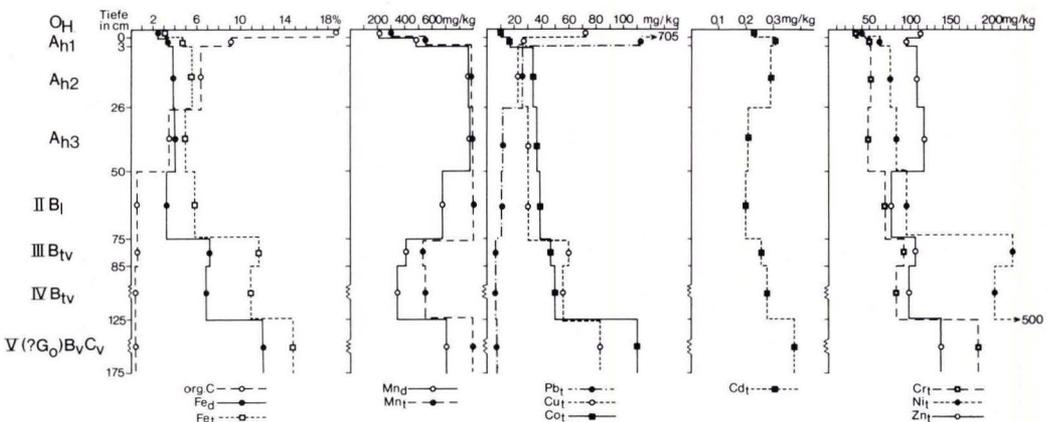


Abb. 7. Profil Heide 2 (Vogelsberg), Tiefenfunktion.

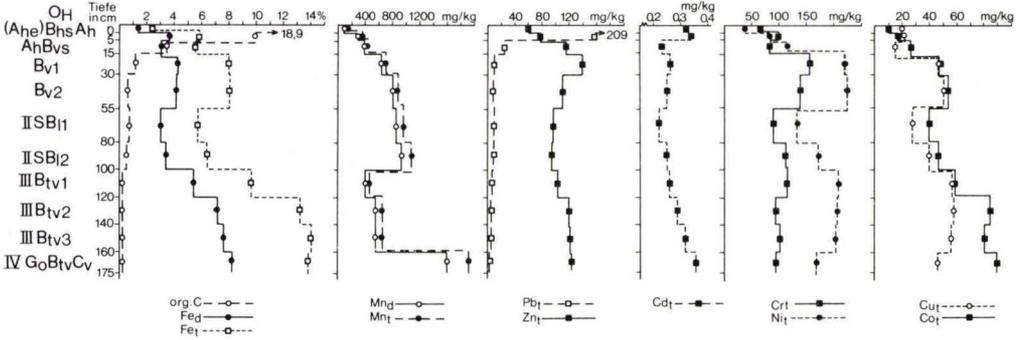


Abb. 8. Profil Köhlerwald (Vogelsberg), Tiefenfunktion.

Der Humus der Rotbuche enthält relativ viel Cu, wenn man dessen Gehalt an Cu mit den niedrigen Cu-Gehalten des Profils SH vergleicht.

Der Humus des Profils HD 2 (Fichte) enthält doppelt soviel Cu wie der der Profile HD1 und KW. Dies ist nicht auf erhöhten Gehalt in mineralischen Boden zurückzuführen (Tab. 3). Die Ursache bleibt unklar, könnte aber durch Autoabgase hervorgerufen sein. Diese können große Mengen an Cu liefern (vgl. SAKAGAMI et al. 1982, LICHTFUSS & NEUMANN 1982). Die Profile HD1 und HD2 liegen nahe einer befahrenen Waldstraße sowie dem Heideparkplatz, wobei das Profil HD2 in der Hauptwindrichtung liegt. Hinzu kommt, daß Fichten eine große Filtrationsleistung für atmosphärische Schwermetalle aufweisen (vgl. ULRICH et al. 1979). In einem Podsol (SCHLICHTING 1976) entsprach die Cu-Verteilung der des Fe und org. C. Der Cu_{s_0} -Anteil beträgt durchschnittlich 59% des Cu_t und ähnelt den Befunden von SCHWERTMANN et al. (1982a, b).

Nickel: Die Vogelsbergprofile weisen sehr hohe Ni-Gehalte (bis 500 mg/kg im Basalttuff) auf. Der höchste Ni-Gehalt im Taunusprofil beträgt 23 mg/kg (Decksediment) und im LBT-Paket 21 mg/kg. Die Werte eines HF-Aufschlusses dürften im LBT um ca. 30% höher liegen (Tab. 2). Die Ni-Anreicherung in den O-Horizonten ist sehr schwach und

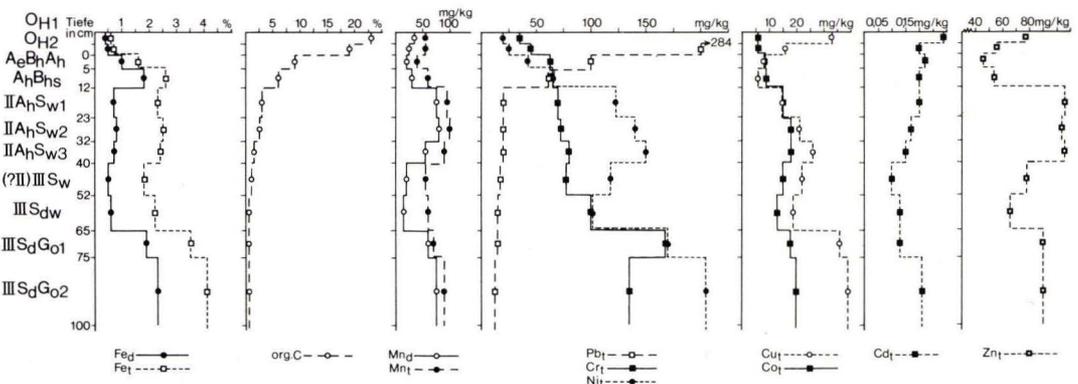


Abb. 9. Profil Flösserschneise (Vogelsberg), Tiefenfunktion.

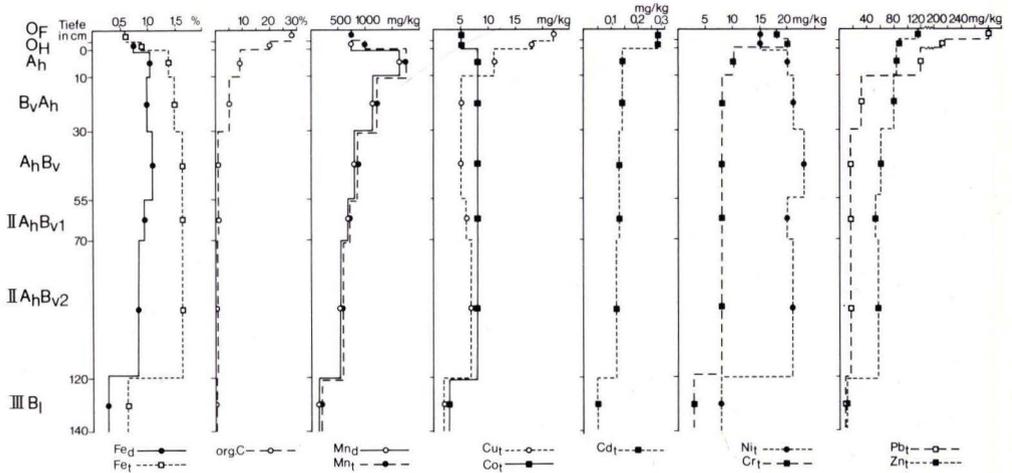


Abb. 10. Profil Steinhaufen (Taurus), Tiefenfunktion.

ähnelt den Befunden von SCHWERTMANN et al. (1982a). Nach AUBERT & PINTA (1977) folgt die Ni-Verteilung der der organischen Substanz.

Die Tiefenfunktion des Ni verläuft fast parallel zu der des Fe_d (Abb. 6–10). Das ausgewaschene Nickel wird also im Unterboden von den Oxiden festgehalten und angereichert. Von den untersuchten Elementen ist die Extrahierbarkeit des Nickels im Siedeoxalat mit 32% des Ni_t am schlechtesten. Es läßt sich mehr Ni vom humosen Teil extrahieren.

Blei: Wie bei Cd und Cu reichert sich das Blei in den O-Horizonten an. Besonders hoch ist der Pb-Gehalt im Auflagehumus des Profils HD2 (705 mg Pb/kg). Ursache könnten die Autoabgase sein (vgl. Kupfer).

MAYER & HEINRICHS (1980) fanden bis zu 465 mg Pb/kg im Auflagehumus der Solling-Standorte. In anderen Profilen waren bis zu 361 mg Pb/kg gefunden worden (SCHWERTMANN et al. 1982a). Die Tiefenfunktion des Pb verläuft parallel zu der des Humus (Abb. 6–10). Einen ähnlichen Verlauf zeigten die Pb-Gehalte bei SWAINE & MITCHELL 1960, ANDERSSON 1977a, MAYER 1981, SCHWERTMANN et al. 1982a, b.

Die starke Anreicherung dieses Elements im Oberboden ist bedingt durch seine starke Bindung an Humus und gleichzeitig seine schwache Verlagerbarkeit im Boden (vgl. EL-BASSAM & TIETJEN 1976, BIDDAPPA et al. 1982). Beim Fehlen der org. Substanz, wie z. B. im Unterboden, wird das Pb stark durch Mn-Oxide und schwächer durch Fe-Oxide adsorptiv festgehalten (MC KENZIE 1980). Durchschnittlich lassen sich 64% des Pb_t durch Siedeoxalat extrahieren. Ähnliche Werte erzielten SCHWERTMANN et al. (1982a).

Zink: Durch seine Einbeziehung in den biologischen Kreislauf ist das Zn so wie das Cd und Cu in den org. Auflagehorizonten akkumuliert. Ähnliche Ergebnisse bei Waldböden sind z. B. von KEILEN (1978), JACKSON et al. (1978), MAYER & HEINRICHS (1980) festgestellt worden.

Die H-Lage des Rohhumus unter Fichten (Vogelsbergprofile) enthält 61–113 mg Zn/kg. Bei KEILEN (1978) lagen diese zwischen 60 und 160 mg Zn/kg. Die F-Lage unter Buchen (Taunusprofil) enthält mehr Zn (115 mg/kg) als die H-Lage (88 mg/kg). Das bedeutet, daß Zn weniger mobil als z. B. Mn beim Streuabbau ist. Aus diesem Grund läßt sich mehr Zn aus den O-Horizonten mit Siedeoalat lösen als aus den mineralischen (Cu verhält sich in diesem Sinne ähnlich).

Die Tiefenfunktion des Zn ähnelt der des Mn. In neuen Profilen fanden KALBASI & RACZ (1978), daß die Zn-Verteilung von der des Tons, Fe und Al abhängig ist. Bei STANTON et al. (1966) nimmt der Zn-Gehalt verschiedener Böden mit der Tiefe zu und war vom Kolloidgehalt abhängig. Ähnlich wie bei einigen Braunerde-Podsol-Profilen (SCHWERTMANN et al. 1982a) lassen sich im Durchschnitt 48% des Zn_1 mit Siedeoalat extrahieren.

4.3. Beziehung zwischen Schwermetallen und einigen Bodenbestandteilen

Um den Einfluß einiger Bodenkomponenten auf die Schwermetallverteilung innerhalb der untersuchten Profile verdeutlichen zu können, wurde die lineare Korrelation zwischen den SM-Gehalten und den Bodenbestandteilen ermittelt und in Tab. 4 wiedergegeben.

Tab. 4. Lineare Korrelation (r-Werte) zwischen SM-Gehalten und Bodenbestandteilen
Correlations between heavy metals and some features of soil profiles

Profile	n	Bestandt.	Fe	Mn	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Alle Profile	40	T	0,14	-0,22	0,40 ⁺⁺	0,09	0,30 ⁺	0,21	0,27	0,12	0,44 ⁺⁺
Alle ohne FS	31		0,37 ⁺	0,01	0,68 ⁺⁺⁺	0,28	0,38 ⁺	0,40 ⁺	0,33	0,12	0,59 ⁺⁺⁺
Alle Profile	40	T+U	0,13	-0,34 ⁺	0,35 ⁺	0,11	0,50 ⁺⁺⁺	0,26	0,28	0,08	0,33 ⁺
Alle ohne FS	31		0,35 ⁺	-0,14	0,62 ⁺⁺⁺	0,30	0,52 ⁺⁺	0,42 ⁺	0,34	0,06	0,51 ⁺⁺
Alle Profile	47	O.C.	-0,49 ⁺⁺⁺	-0,20	0,22	-0,52 ⁺⁺⁺	-0,44 ⁺⁺	-0,22	-0,55 ⁺⁺⁺	0,82 ⁺⁺⁺	-0,17
Alle Profile	46	Fe _d	0,96 ⁺⁺⁺	0,45 ⁺⁺	0,72 ⁺⁺⁺	0,92 ⁺⁺⁺	0,52 ⁺⁺⁺	0,83 ⁺⁺⁺	0,79 ⁺⁺⁺	-0,25	0,73 ⁺⁺⁺
Alle ohne FS	35		0,96 ⁺⁺⁺	0,18	0,69 ⁺⁺⁺	0,92 ⁺⁺⁺	0,72 ⁺⁺⁺	0,85 ⁺⁺⁺	0,90 ⁺⁺⁺	-0,28	0,76 ⁺⁺⁺
Alle ohne SH	39		0,96 ⁺⁺⁺	0,68 ⁺⁺⁺	0,69 ⁺⁺⁺	0,91 ⁺⁺⁺	0,38	0,79 ⁺⁺⁺	0,75 ⁺⁺⁺	-0,29	0,71 ⁺⁺⁺
Alle Profile	46	Mn _d	0,38 ⁺⁺	0,99 ⁺⁺⁺	0,24	0,44 ⁺⁺	-0,13	0,14	0,10	-0,25	0,38 ⁺⁺
Alle ohne SH	39		0,64 ⁺⁺⁺	0,99 ⁺⁺⁺	0,52 ⁺⁺	0,71 ⁺⁺⁺	0,08	0,38 ⁺	0,30	-0,34	0,61 ⁺⁺⁺
Alle Profile	47	SM ₅₀	0,98 ⁺⁺⁺	0,99 ⁺⁺⁺	0,80 ⁺⁺⁺	0,99 ⁺⁺⁺	0,92 ⁺⁺⁺	0,97 ⁺⁺⁺	0,71 ⁺⁺⁺	0,98 ⁺⁺⁺	0,65 ⁺⁺⁺
ohne Auflageh.	40		0,98 ⁺⁺⁺	0,99 ⁺⁺⁺	0,94 ⁺⁺⁺	0,99 ⁺⁺⁺	0,91 ⁺⁺⁺	0,98 ⁺⁺⁺	0,65 ⁺⁺⁺	0,99 ⁺⁺⁺	0,76 ⁺⁺⁺

+++ = $P < 0,1\%$ ++ = $P < 1,0\%$ + = $P < 5,0\%$

Tongehalt

Aus Tab. 4 ist ersichtlich, daß Zn, Cd und Cr in den fünf Profilen eng mit dem Tongehalt korrelieren. Schließt man das stark von der Auswaschung erfaßte FS-Profil aus, so wird die Beziehung der meisten Metalle zum Tongehalt enger. Mangan und Blei benutzen die Tonfraktion nicht – Co und Ni nur wenig – als Sitz. Die Elemente ordnen sich innerhalb der erhaltenen Korrelationsreihe – Cd > Zn > Cu > Cr > Fe > Ni > Co > Pb > Mn – nicht ihrem Ionenradius und Atomgewicht gemäß an, wie bei ANDERSSON (1977b) beschrieben wurde. Die Korrelationsreihe von ANDERSSON ist wie folgt: Cr > Co \geq Ni > Zn > Cu > Mn > Cd > Pb. Der Vergleich mit der Literatur zeigt jedoch variable Verhältnisse zum Tongehalt. So fanden SCHWERTMANN et al. (1982b) in Lößböden die folgende Korrelationsreihe: Fe = Cu > Zn > Co > Ni > Cd. Noch anders sieht die von SCHLICHTING & ELGALA (1975) erhaltene Reihe aus: Fe \geq Co = Zn > Cu > Mn.

Enge Beziehungen zum Tongehalt österreichischer Böden wiesen Cu, Ni und Cr auf (AICHBERGER et al. 1982). In zehn Profilen – Waldböden über Buntsandstein – korrelierte das Cu eng mit dem Tongehalt (FIEDLER & ROTSCHE 1977).

Diese beobachteten Variationen sind nicht verwunderlich, wenn man bedenkt, daß die Tonfraktion nicht nur aus Tonmineralen besteht, sondern auch andere Komponenten enthält, z. B. Hydroxide, Oxide, org. Komplexe usw. Diese können ihrerseits Schwermetalle spezifisch binden oder die Tonminerale umhüllen und dadurch die Einlagerung der Ionen in sie verhindern.

Die Rolle der eigentlichen Tonminerale als SM-Adsorbenten ist von vielen Autoren untersucht und bewiesen worden (z. B. BITTEL & MILLER 1974, GARCIA-MIRAGAYA & PAGE 1977). Die Extrahierbarkeit mit Siedeoxalat wird durch den Tongehalt, mit Ausnahme des Cd ($r = 0,35$, $P < 5,0\%$), kaum beeinflusst.

Ton- plus Schluffgehalt (T + U-Gehalt)

Die Schlufffraktion kann auch als SM-Träger fungieren. In den untersuchten Böden liegt der Schluffgehalt zwischen 31 und 67%, der T+U-Gehalt zwischen 44 und 97%. Die Korrelation zum T+U-Gehalt (Tab. 4) unterscheidet sich kaum von der zum Tongehalt. Cr korreliert viel enger als dort und scheint in der Schlufffraktion stark vertreten zu sein. Dies gilt auch für Ni, allerdings in sehr schwacher Weise. Der leichte Rückgang der r -Werte bei den meisten Elementen zeigt, daß die Schlufffraktion „gehaltverdünnend“ wirkt. Ähnlich wie hier lag das Cr-Gehaltsmaximum in den Fraktionen 0,020–0,050 mm sowie 0,002–0,005 mm (FIEDLER & ROTSCHE 1977).

Anders war es in Serpentinböden (WILSON & BERROW 1978). Dort enthält die Sandfraktion vorwiegend das Cr. Der T+U-Gehalt beeinflusst signifikant die Extrahierbarkeit des Cr und Ni und schwächer die des Cu und Cd im Siedeoxalat (r -Wert = $0,47^{++}$, $0,33^{++}$, $0,28$, $0,27$ jeweils).

Organischer Kohlenstoff (C-Gehalt)

Organische Substanzen können große Mengen an Schwermetallen enthalten. Sie führen bei sauren Reaktionsverhältnissen zu einer erhöhten Festlegung dieser Metalle (GERTH & BRÜMMER 1979, BRÜMMER & HERMS 1983, HERMS & BRÜMMER 1984). Schwermetalle werden vom Humus auch adsorptiv gebunden (SHUMAN 1975, BERGSETH & STUANES

1976). In den untersuchten Profilen (Tab. 4) existiert eine positive Korrelation zwischen C-Gehalt und jeweils Pb (hochsignifikant) und Cd (nicht signifikant). Die negative Korrelation der anderen Elemente bedeutet, daß diese hauptsächlich in den mineralischen Komponenten des Bodens sitzen. In anderen Böden sieht das Bild nicht viel anders aus. So fanden KEILEN (1978) und AICHBERGER et al. (1982) – in völlig unterschiedlichen Böden – eine positive, signifikante Korrelation zwischen C-Gehalt und jeweils Pb, Cd und Zn.

Eisenoxide (Fe_d -Gehalt)

Fe-, Mn- und Al-Oxide können als SM-Träger im Boden fungieren (GINSBURG 1963, LE RICHE 1963, LENTSCHIG & FIEDLER 1966, NAIR & COTTENIE 1971, NORRISH 1975, FORBES et al. 1976, KINNIBURGH et al. 1976, KALBASI & RACZ 1978). Dies wird anhand der vorliegenden Ergebnisse bestätigt, insbesondere wegen der hohen Oxidgehalte in diesen Böden.

Aus Tab. 4 ist ersichtlich, daß alle Elemente – außer Pb – hochsignifikant mit dem Fe_d -Gehalt korrelieren. Sie benutzen die Fe-Oxide als Sitz (Pb den Humus). Die Korrelationen sind hier besonders hoch, weil bei der hier benutzten Aufschlußmethode (konz. HNO_3) die Oxide und der Humus völlig die silikatischen Minerale nur partiell gelöst werden.

Hochsignifikante Korrelationen stellen auch SCHLICHTING & ELGALA (1975) zwischen Fe_d -Gehalt und jeweils Cu, Mn, Zn und Co fest. Ähnliches fand KEILEN (1978) bei Co und Zn.

Die durch das Fe-Oxid gebundenen Metalle werden selbstverständlich in Siedexalat gelöst. Die r-Werte zwischen SM_{so} und Fe_d -Gehalt betragen: Co 0,92, Cd 0,91, Cu 0,74, Ni 0,47, Zn 0,42, Mn 0,39, Cr 0,29, Pb 0,27. Sie zeigen, daß Co, Cd und Cu viel stärker als Ni, Zn, Mn und Cr an Fe-Oxide gebunden werden.

Manganoxide (Mn_d -Gehalt)

Eine enge Korrelation mit dem Mn_d -Gehalt zeigen die Metalle Fe, Cd, Co und Zn. Kupfer und Nickel korrelieren schwächer. Chrom benutzt die Mn-Oxide nicht als Sitz. Eine signifikante Beziehung zwischen Mn_d und Zn bzw. Co war von KEILEN (1978) festgestellt worden.

Die besondere Beziehung zwischen Co und Mn-Oxiden ist aus der Literatur seit längerem bekannt. MC KENZIE (1967, 1970, 1972) fand eine große Affinität zwischen Co und Mn-Oxiden und erklärte diese so, daß Co das Mn im Kristallgitter der Mn-Oxide ersetzt. Diese Affinität führt zur Anreicherung des Co in natürlichen Bodenkonkretionen. CHILDS (1975) fand mehr Co in Mn-reichen als in Fe-reichen Konkretionen. Trotz der erwähnten Ausführungen ist die hier (Tab. 4) gefundene Korrelation zwischen Co und Fe_d -Gehalt ($r = 0,92$) viel enger, als die bei Co und Mn_d -Gehalt ($r = 0,44$ bzw. $0,71$). Durch ihre viel höheren Gehalte können Fe-Oxide mit den Mn-Oxiden um das Cr konkurrieren. Dasselbe gilt auch für Cu (Tab. 4). Nach MC LAREN & CRAWFORD (1973) weisen Mn-Oxide im Vergleich zu Fe-Oxiden – auch zum Ton und Humus – die höchste Bindungskapazität für Cu auf.

Die Extrahierbarkeit der Metalle mit Siedexalat wird durch Mn_d -Gehalte nicht stark beeinflusst. Co ($r = 0,45$), Cd ($r = 0,43$), Zn ($r = 0,38$) und Fe ($r = 0,36$) werden am stärksten von Mn-Oxiden angebunden.

Siedeoxalatlöslicher Teil (SM_{so}-Gehalt)

Durch diese Methode werden Fe- bzw. Mn-Oxide und die damit gebundenen Metalle gelöst. Die an Humus adsorptiv gebundenen Metalle gehen auch in Lösung.

Wie aus den bisherigen Ausführungen ersichtlich ist, liegen die untersuchten Schwermetalle hauptsächlich in humusgebundener (Pb, Cd) oder oxidgebundener Form (alle Elemente außer Pb) vor. Aus diesem Grund korrelieren die Metalle ohne Ausnahme sehr gut mit dem SM_{so}-Gehalt.

4.4. Interkorrelationen der Gesamtgehalte

Es ist möglich, anhand von Interkorrelationen herauszufinden, ob die Metalle eine gemeinsame Herkunft bzw. einen gemeinsamen Träger besitzen. Als Herkunft und Träger kommen in Frage: Humus, Tonminerale, Oxide, Schwer- und Leichtminerale. Die Korrelationen in Abschn. 4.3. zeigen den Einfluß der Bodenbestandteile auf die Schwermetallgehalte. Die Wirkung von Leicht- bzw. Schwermineralen kann hier nicht verfolgt werden, da keine mineralogischen Untersuchungen gemacht wurden. Aus Tab. 5 ersieht man, daß alle Metalle außer Pb sehr eng mit dem Fe korrelieren. Dieselben Elemente korrelieren eng mit Fe-Oxiden (Tab. 4). Die verwandten Metalle Cd und Zn korrelieren gut miteinander und parallel dazu mit dem Tongehalt. Eine signifikante Korrelation ist auch zwischen den folgenden Paaren zu finden: Mn/Co, Mn/Zn, Cd/Co, Cd/Cr, Cd/Cu, Cd/Ni, Cd/Zn, Co/Cr, Co/Cu, Co/Ni, Co/Zn, Cr/Cu, Cr/Ni, Cr/Zn, Cu/Ni, Cu/Zn, Ni/Zn.

Vergleichsdaten sind bei SCHWERTMANN et al. (1982a, b), WILSON & BERROW (1978), FIEDLER & ROTSCHE (1977), MAYER (1981), KEILEN (1978) und SCHLICHTING & ELGALA

Tab. 5. Lineare Korrelation (r-Werte) der untersuchten Elemente untereinander
Correlations between the various heavy metals

	Fe	Mn	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb
Mn	0,44 ⁺⁺	-	-	-	-	-	-	-
Cd	0,64 ⁺⁺⁺	0,29	-	-	-	-	-	-
Co	0,96 ⁺⁺⁺	0,49 ⁺⁺⁺	0,57 ⁺⁺⁺	-	-	-	-	-
Cr	0,57 ⁺⁺⁺	-0,10	0,31 ⁺	0,58 ⁺⁺⁺	-	-	-	-
Cu	0,83 ⁺⁺⁺	0,22	0,59 ⁺⁺⁺	0,80 ⁺⁺⁺	0,61 ⁺⁺⁺	-	-	-
Ni	0,80 ⁺⁺⁺	0,15	0,40 ⁺⁺	0,82 ⁺⁺⁺	0,84 ⁺⁺⁺	0,79 ⁺⁺⁺	-	-
Pb	-0,36 ⁺	-0,23	0,16	-0,41 ⁺⁺	-0,33 ⁺	0,05	-0,42 ⁺⁺	-
Zn	0,72 ⁺⁺⁺	0,42 ⁺⁺	0,63 ⁺⁺⁺	0,71 ⁺⁺⁺	0,47 ⁺⁺⁺	0,74 ⁺⁺⁺	0,64 ⁺⁺⁺	-0,08

n = 47 +, ++, +++ = siehe Tab.4

(1975) zu finden. Der Vergleich mit dieser Literatur zeigt eine starke Variation der Korrelationskoeffizienten der verschiedenen Metallpaare, bedingt durch den gemeinsamen Sitz oder die gemeinsame Herkunft dieser Paare.

Zusammenfassend läßt sich folgendes feststellen:

1. Die Lockerbraunerden des Vogelsbergs sind reich an Humus, Fe-Oxiden, Basalt und Basalttuff und parallel dazu an Schwermetallen. Die Gehalte an Fe, Co, Cr, Cu und Ni sind im Taunusprofil viel niedriger.

2. Die vertikale Verteilung der Metalle wird vom Ausgangssubstrat bzw. vom Gehalt an Humus, Ton, Schluff, Oxiden und wahrscheinlich Schwermineralen beeinflusst. Pedogene Prozesse spielen eine entscheidende Rolle hierbei.

3. Die Lockerbraunerden filtrieren und akkumulieren große Mengen an Schwermetallen. Ökologisch gesehen haben sie dadurch eine besonders puffernde Funktion. Die Elemente Pb, Cd, Cu und Zn sind in der Humusaufgabe bzw. im humusreichen Oberboden angereichert. Sie könnten dort zur Reduzierung der Humusmineralisation und daher zur Verminderung der Nährstoffnachlieferung führen (vgl. TYLER 1972, CHANG & BROADBENT 1982, SMITH 1981 und 1984).

4. Es existiert eine enge Korrelation zwischen Ton, Schluff, Humus, Fe-Oxiden, Mn-Oxiden und einigen der untersuchten Elemente.

5. Die Extrahierbarkeit mit Siedeoxalat kann ein gutes Bild über die – ökologisch gesehen – bedeutenden Schwermetallverbindungen (oxid- und humusgebundene) geben.

Die oxalatlöslichen Anteile werden vom Humusgehalt unterschiedlich beeinflusst. Die Elemente, die während des Humusabbaus weniger mobil sind (z. B. Fe, Cu und Zn) werden durch Siedeoxalat in größeren Raten aus den humosen Proben extrahiert als aus den humusarmen (mineralischen) Proben. Im Gegensatz dazu lassen sich die mobilen Elemente (z. B. Mn, Cd und Co) in größeren Raten aus den mineralischen Proben extrahieren.

6. Ein Vergleich mit den Grenzwerten KLOKES (1980) ist anhand der vorliegenden Daten möglich, hat allerdings für ökologische Aspekte nur beschränkten Wert. Die von KLOKE vorgeschlagenen und gesetzlich festgelegten Grenzwerte der Schwermetallgehalte müßten mit zusätzlichen Grenzwerten für die einzelnen Schwermetallfraktionen erweitert werden; denn nur dadurch kann man Informationen über die Löslichkeit dieser Metalle und damit auch über ihre Verlagerbarkeit im Boden bzw. über ihre Verfügbarkeit für die Pflanzen erhalten (vgl. HERMS & BRÜMMER 1984).

Danksagung: Herrn Dr. HEINRICHS, Inst. f. Geochemie, Göttingen, sei herzlich für die Zurverfügungstellung der geologischen Referenzmaterialien gedankt. Ich danke auch Herrn Dr. STEINGRUBE, Inst. f. Kulturgeographie, Frankfurt a. M., für die Beratung bei der statistischen Auswertung der Ergebnisse. Frau BURSIAN, Inst. f. Physische Geographie, Frankfurt a.M., sei für die Anfertigung der Zeichnungen herzlich gedankt.

Herr Prof. Dr. PLASS, Inst. f. Physische Geographie, Frankfurt a.M. danke ich für sein Einverständnis, Daten aus einer gemeinsamen Arbeit im Vorgriff veröffentlichen zu können.

5. Schriftenverzeichnis

ABO-RADY, M. D. K. (1979): Schwermetallbestimmung in zwei biologischen und zwei geologischen Standards mit Hilfe der Atom-Absorptions-Spektroskopie. – Fresenius Z. anal. Chem., **296**: 380–382, 3 Tab.; Berlin.

- PLASS, W., & WOURTSAKIS, A. (1980): Die Auswirkung von Grundwasserabsenkung auf Standort und Vegetation. – Exkursionsführer Nr. 31, 46 S., 10 Abb., 18 Tab.; Wiesbaden (Deutscher Forstverein).
- AICHBERGER, K., BACHLER, W., & PICHLER, H. (1982): Schwermetalle in Böden Oberösterreichs und deren Verteilung im Bodenprofil. – Landw. Forsch., S.-H. 38: 350–362, 6 Abb., 4 Tab.; Frankfurt a. M.
- AKINCI, C. M. (1973): Untersuchungen an der organischen Substanz der Lockerbraunerden und der Sauerer Braunerden im Hohen Vogelsberg. – Diss. Univ. Gießen: 183 S., 9 Abb., 32 Tab.; Gießen.
- ANDERSSON, A. (1977a): Heavy metals in Swedish soils: On their retention, distribution and amounts. – Swed. J. Agric. Res., 7: 7–20, 15 Abb., 4 Tab., Uppsala.
- (1977b): The distribution of heavy metals in soils and soil material as influenced by the ionic radius. – Swed. J. Agric. Res., 7: 79–83, 2 Abb., 1 Tab.; Uppsala.
- AUBERT, H., & PINTA, M. (1977): Trace elements in soils. – 395 S.; Amsterdam (Elsevier).
- BASKAYA, H. S. (1975): Untersuchungen über die organischen Stoffe in Türkischen Teeböden sowie Deutschen Basalt- und Lockerbraunerden. – Göttinger bodenkdl. Ber., 37: 1–182; 36 Abb.; 24 Tab.; Göttingen.
- BERGSETH, H., & STUANES, A. (1976): Selektivität von Humusmaterial gegenüber einigen Schwermetallionen. – Acta Agric. Scand., 26: 52–58; Stockholm.
- BIDDAPPA, C. C., CHINO, M., & KUMAZAWA, K. (1982): Migration of heavy metals in two Japanese soils. – Plant. and Soil, 66: 299–316, 10 Abb., 2 Tab.; Den Haag.
- BITTELL, J. E., & MILLER, R. J. (1974): Lead, cadmium and calcium selectivity coefficients on a montmorillonite, illite and kaolinite. – J. Environ. Qual. 3: 250–253, 1 Abb., 1 Tab.; Madison.
- BRÜMMER, G., & HERMS, U. (1983): Influence of soil reaction and organic matter on the solubility of heavy metals. – In: ULRICH, U., & PANKRATH, J. (Eds.): Effects of accumulation of air pollutants in forest ecosystems: 233–243, 6 Abb.; Dordrecht (D. Reidel).
- CHANG, F. H. & BROADBENT, F. E. (1982): Influences of trace metals on some soil nitrogen transformations. – J. Environ. Qual., 11: 1–4, 2 Abb., 9 Tab., Madison.
- CHILDS, C. W. (1975): Composition of iron-manganese concretions from some New Zealand soils. – Geoderma, 13: 141–152, 3 Tab.; Amsterdam.
- EL-BASSAM, N., & TIETJEN, C. (1976): Untersuchungen mit Radioisotopen über die Mobilität von Arsen, Blei, Cadmium und Zink in ungestörten Bodensäulen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 23: 133–141, 4 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- FIEDLER, H. J., & ROTSCHKE, J. (1977): Bindungsform und Verteilung von Spurenelementen in Waldböden über Buntsandstein. – Chem. Erde, 36: 190–208, 10 Abb., 3 Tab.; Jena.
- FISCHER, W. R., & FECHTER, H. (1982): Analytische Bestimmung und Fraktionierung von Cu, Zn, Pb, Cd, Co und Ni in Böden. – Z. Pflanzenern. Bodenkde., 145: 151–160, 1 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- FORBES, E. H., POSNER, A. M., & QUIRK, J. P. (1976): The specific adsorption of divalent Cd, Co, Cu, Pb, and Zn on goethite. – J. Soil. Sci., 27: 154–166; Oxford.
- GARCIA-MIRAGAYA, J., & PAGE, A. L. (1977): Influence of exchangeable cation on the sorption of trace amounts of cadmium by montmorillonite. – Soil Sci. Soc. Am. J., 41: 718–721; Madison.
- GERTH, J., & BRÜMMER, G. (1979): Quantitäts-Intensitäts-Beziehungen von Cadmium, Zink und Nickel in Böden unterschiedlichen Stoffbestandes. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 29: 555–565, 4 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
- GINSBURG, I. I. (1963): Grundlagen und Verfahren geochemischer Sucharbeiten auf Lagerstätten der Buntmetalle und seltenen Metalle. – 339 S., 72 Abb., 35 Tab.; Berlin (Akademie-Verl.).
- HERMS, U., & BRÜMMER, G. (1984): Einflußgrößen der Schwermetalllöslichkeit und -bindung in Böden. – Z. Pflanzenern. Bodenkde., 147: 400–424, 9 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- HILGER-ALEXANDROU, S. (1976): Der Tonmineralbestand der Lockerbraunerden des Vogelberges, ein Beitrag zu ihrer Genese. – Diss. Univ. Gießen: 94 S., 9 Abb., 22 Tab.; Gießen.
- JACKSON, D. R., SELVIDGE, W. J., & AUSMUS, B. S. (1978): Behavior of heavy metals in forest microcosms. I. Transport and distribution among components. – Water, Air, Soil Pollut, 10: 3–11, 3 Abb., 4 Tab.; Dordrecht.
- KALBASI, M., & RACZ, G. J. (1978): Association of zinc with oxides of iron and aluminium in some Manitoba soils. – Canad. J. Soil Sci., 58: 61–68, 10 Tab.; Ontario.

- KEILEN, K. (1978): Spurenelementverteilung und Bodenentwicklung im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald). – Freiburger bodenkdl. Abh. **8**: 1–278, 40 Abb., 38 Tab.; Freiburg i. Br.
- KINNIBURGH, D. G., JACKSON, M. L., & SYERS, J. K. (1976): Adsorption of alkaline earth, transition and heavy metal cations by hydrous gels of iron and aluminium. – Soil Sci. Soc. Am. J., **40**: 796–799; Madison.
- KLOKE, A. (1980): Orientierungsdaten für tolerierbare Gesamtgehalte einiger Elemente in Kulturböden. – Mitt. VDLUFA, H. 1–3: 3 S., 1 Tab.; Darmstadt.
- LENTSCHIG, S., & FIEDLER, H. J. (1966): Zum Spurenelementgehalt von Braunerde- und Podsol-Profilen aus Mittelgebirgen. – Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol., **11**: 281–306, 15 Abb., 4 Tab.; Dresden.
- LE RICHE, H. H., & WEIR, A. H. (1963): A method of studying trace elements in soil fractions. – J. Soil Sci., **14**: 225–235; Oxford.
- LICHTFUSS, R., & NEUMANN, U. (1982): Schwermetalle in straßennahen Böden der Stadt Kiel. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **33**: 67–73, 3 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- LUX, W., & HINTZE, B. (1983): Erste Beurteilung der Schwermetallbelastung in Böden der Freien und Hansestadt Hamburg. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **38**: 239–244, 3 Abb., 1 Tab., Göttingen.
- MAYER, R. (1981): Natürliche und anthropogene Komponenten des Schwermetallhaushalts von Waldökosystemen. – Göttinger bodenkdl. Ber., **70**: 1–292, 15 Abb., 26 Tab.; Göttingen.
- & HEINRICHS, H. (1980): Flüßebilanzen und aktuelle Änderungsraten der Schwermetallvorräte in Wald-Ökosystemen des Solling. – Z. Pflanzenern. Bodenkde., **143**: 232–246, 4 Tab.; Göttingen.
- McKENZIE, R. M. (1967): The sorption of cobalt by manganese minerals in soils. – Aust. J. Soil Res., **5**: 235–246; Melbourne.
- (1970): The reaction of cobalt with manganese dioxide minerals. – Aust. J. Soil Res., **8**: 97–106; Melbourne.
- (1972): The sorption of some heavy metals by the lower oxides of manganese. – Geoderma, **8**: 29–35; Amsterdam.
- (1980): The adsorption of lead and other heavy metals on oxides of manganese and iron. – Austr. J. Soil Res., **18**: 61–73; Melbourne.
- MCLAREN, R. G., & CRAWFORD, D. V. (1973): Studies on soil copper. II. The specific adsorption of copper by soils. – J. Soil Sci., **24**: 443–452; Oxford.
- MEHRA, O. P., & JACKSON, M. L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by Dithionit-Citrat-System, buffered with Na-Bicarbonate. – Proc. 7. Nat. Conf. Clays and Clay Min.: 317; Washington.
- MEYER, B., & SAKR, R. (1970): Aggregate, Dispergierungs-Resistenz und Vorbehandlungsmethoden zur Korngrößenanalyse saurer allophanhaltiger Lockerbraunerden. – Göttinger bodenkdl. Ber., **14**: 85–105, 3 Tab., Göttingen.
- NAIR, K. P. P., & COTTENIE, A. (1971): A statistical evaluation of the interrelationships between particle size fractions, free iron oxide and trace elements. – J. Soil Sci., **22**: 203–209; Oxford.
- NORRISH, K. (1975): The geochemistry and mineralogy of trace elements. – In: NICHOLAS, D. J. D., & EGAN A. R.: Trace elements in soil-plant-animal systems: 55–82, 9 Abb., 7 Tab.; New York (Academic Press, Inc.).
- PLASS, W. (1980): Böden-Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl., 117–134, 3 Abb.; Wiesbaden.
- & ABO-RADY, M. D. K. (in Vorbereitung): Zur Genese der Lockerbraunerden im Vogelsberg.
- POETSCH, T. (1975): Untersuchungen von bodenbildenden Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung ihrer vulkanischen Komponente. – Gießener geol. Schr., **4**: 180 S., 29 Abb.; Gießen.
- SAKAGAMI, K., HAMADA, R., & KUROBE, T. (1982): Heavy metal contents in dust fall and soil of the National Park for Nature Study in Tokyo. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **33**: 59–66, 7 Abb.; 2 Tab., Göttingen.
- SAKR, R., & MEYER, B. (1970): Mineral-Verwitterung und -Umwandlung in typischen sauren Lockerbraunerden in einigen Mittelgebirgen Hessens. – Göttinger bodenkdl. Ber., **14**: 1–47, 3 Abb., 9 Tab., Göttingen.
- SCHLICHTING, E. (1976): Cu, Co und Mo in Sesquioxid-Anreicherungs-horizonten. – Z. Pflanzenern. Bodenkde., **139**: 223–227, 1 Abb., Weinheim.

- & ELGALA, A. M. (1975): Schwermetallverteilung und Tongehalte in Böden. - Z. Pflanzenern. Bodenkd., **138**: 563-571, 2 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **8**: 5-17, 4 Abb., 1 Tab., Öhringen/Württ.
- (1973): Exkursion zum vorderen Vogelsberg - Exkursionsführer zur Jahrestagung 1973 in Gießen. - Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **17**: 182-255; Göttingen.
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. - Z. Pflanzenern Bodenkd., **105**: 194-202, 4 Tab.; Weinheim.
- FISCHER, W. R., & FECHTER, H. (1982a): Spurenelemente in Bodensequenzen. I. Zwei Braunerde-Podsol-Sequenzen aus Tonschieferschutt. - Z. Pflanzenern. Bodenkd., **145**: 161-180, 2 Tab.; Weinheim.
- (1982b): Spurenelemente in Bodensequenzen. II. Zwei Pararendzina-Pseudogley-Sequenzen aus Löß. - Z. Pflanzenern Bodenkd., **145**: 181-196, 2 Tab.; Weinheim.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter geogr. H., **45**: 133 S., 35 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- SHUMAN, L. M. (1975): The effect of soil properties on zinc absorption by soils. - Soil Sci. Soc. Am. J., **39**: 454-458; Madison.
- SMITH, W. H. (1981): Air pollution and forests, Interactions between air contaminants and forest ecosystems. - 379 S., 60 Abb., 106 Tab.; New York (Springer).
- (1984): Auswirkungen von regionalen Luftschadstoffen auf die Wälder in den USA. - Forstw. Cbl., **103**: 48-61; Hamburg.
- STANTON, D. A., BURGER, R., & DU, T. (1966): Studies on zinc in selected Orange Free State soils. II. Distribution of zinc in selected soil profiles and in particle-size fractions. - S. Afr. J. Agric. Sci., **9**: 809-821.
- SWAINE, D. J., & MITCHELL, R. L., (1960): Trace element distribution in soil profiles. - J. Soil Sci., **11**: 347-368, 3 Tab.; Oxford.
- TYLER, G. (1972): Heavy metals pollute nature, may reduce productivity. - Ambio, **1**: 52-59, 8 Abb., 1 Tab.; Stockholm.
- ULRICH, B., MAYER, R., & KHANNA, P. K. (1979): Desposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen des Solling. - Schr. forstl. Fak. Univ. Göttingen u. niedersächs. forstl. Vers.-Anst., **58**: 291 S. 32, Abb., 51 Tab.; Frankfurt a. M.
- WILSON, M. J., & BERROW, M. L. (1978): The mineralogy and heavy metal content of some serpentinite soils in North-East Scotland. - Chem. Erde, **37**: 181-205, 4 Abb., 13 Tab.; Jena.
- WINOGRADOW A. P. (1954): Geochemie seltener und nur in Spuren vorhandener chemischer Elemente im Boden. - 294 S., 5 Abb., 119 Tab.; Berlin (Akademie-Verl.).

Manuskript eingegangen am 6. 8. 1984

Schwermetallbelastung städtischer Böden und ihre Beziehung zur Bioindikation

Von

HANS-PETER HARRES, HANNS FRIEDRICH, MICHAEL HÖLLWARTH und OTMAR SEUFFERT*

Kurzfassung: Zeitgleich wurden an 44 innerstädtischen (Darmstadt) und 2 Kontrollstandorten Boden- und Eibenproben entnommen und auf ihren Gehalt an Pb, Cu, Cd, Zn, Ni, Cr, Fe und Hg untersucht. Bei den Böden wurden außerdem pH-Werte, Kalk und Humus bestimmt. Die Ergebnisse wurden auf einzelne Stadtgebiete bezogen und untereinander korreliert. Während sich in der Schwermetallverteilung in einigen Bodenprofilen deutlich anthropogene Maßnahmen widerspiegeln, läßt die räumliche Verteilung der Schwermetalle in den Bodenmischproben des obersten Horizontes nur bei einigen Elementen eine eindeutige Zuordnung für stadttypische Kontaminationsquellen erkennen. Signifikanten Interkorrelationen einzelner Schwermetalle in den Böden untereinander stehen nicht aufeinander beziehbare Schwermetallanreicherungen in Böden und Eibennadeln gegenüber. Mögliche Gründe hierfür werden diskutiert und die Notwendigkeit einer Kontaminationsminimierung wird betont.

Abstract: Simultaneously we examined the contents of heavy metals (Pb, Cu, Cd, Zn, Ni, Cr, Hg and Fe) in soils and needles of *Taxus baccata* L. at 44 urban habitats and 2 control sites. Furthermore, we tested pH-values, CaCO₃-contents and organic substances in these soils. We correlated the results with typical urban surroundings and tested the intercorrelations of the examined parameters.

While the heavy metal concentrations of the soil profiles pointed to anthropogenic activities, only a few elements of the upper horizons indicated a correlation to typically urban environmental situations.

There exist significant intercorrelations between heavy metals in soils as well as no correlation between heavy metal contents in soils and needles at all.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	252
2.	Material und Methode	252
3.	Naturräumliche Grundlagen des Untersuchungsraumes	254
4.	Einteilung des Untersuchungsraumes nach stadttypischen Situationen	255
5.	Bodenprofile	258
6.	Ergebnisse	260
6.1.	Mischproben	260
6.2.	Profile	261
6.3.	Eiben	265

* Herrn Prof. Dr. HEINRICH ZAKOSEK zum 60. Geburtstag gewidmet.

H. FRIEDRICH, Dr. H.-P. HARRES, Prof. Dr. O. SEUFFERT, Geographisches Institut der TH Darmstadt, Abt. Physische Geographie/Geoökologie, Schnittspahnstr. 9, 6100 Darmstadt.

Dr. M. HÖLLWARTH, Institut für Naturschutz der Stadt Darmstadt, Havelstr. 7, 6100 Darmstadt.

7. Diskussion	267
8. Schriftenverzeichnis	269

1. Einleitung

Innerhalb der geoökologischen Wechselbeziehungssysteme nehmen Böden eine zentrale Stellung ein, weil sie vermittelndes Medium sind, auf Änderungen einzelner Teilkomplexe der Ökosysteme dynamisch reagieren und als Wurzelraum für Pflanzen und Lebensraum für Tiere die Leistungsfähigkeit des Naturhaushaltes garantieren. Aktiver Bodenschutz ist somit eine der wesentlichen Forderungen für eine biologische Stabilität und sollte ein zentrales Ziel von Umweltschutzbestrebungen darstellen. Dies darf sich jedoch nicht nur auf stadtferne land- oder forstwirtschaftlich genutzte Böden beschränken. Aufgrund zahlreicher anthropogener Einflußgrößen bieten gerade in Städten die Böden Ansatzpunkte für differenzierte Untersuchungen zur Bodenbelastung und zur Ermittlung von Strategien zum Bodenschutz. Voraussetzung hierfür ist u. a. die Kenntnis des derzeitigen Zustandes von Bodenkontaminationen, sowie ihre Bedeutung für die auf ihnen stockende Vegetation. Dabei sollte im Vordergrund stehen, jegliche Kontamination so gering wie möglich zu halten, da – bei vorgegebener Schadstoffmenge – unterschiedliche bodenphysikalische und/oder -chemische Prozesse Verlagerungs-, Lösungs- oder Immobilisierungsvorgänge hervorrufen können, welche die bestehenden ökosystemalen Zusammenhänge verändern und die biologischen Partialkomplexe beeinträchtigen. Dies kann sich – z. T. erst nach längeren Zeiträumen – in Schädigungen der Vegetation bemerkbar machen. Dies gilt insbesondere für Schwermetallkontaminationen, die z. T. rasch auf unterschiedliche chemische Bedingungen (z. B. pH-Wert-Änderungen) reagieren. Aus dieser Sicht heraus schien uns eine Gesamtbestimmung der Schwermetalle in kontaminierten Böden notwendig.

Mit der vorliegenden Untersuchung wollten wir der Frage nachgehen, inwieweit sich stadttypische Situationen wie Bebauungsdichte, Durchlüftung, Durchgrünung von Standorten und Verkehrsbelastung auf die räumlichen Verteilungsmuster der Schwermetalle in den Böden auswirken. Anhand von Bodenprofilen sollte geprüft werden, wie sich die starken anthropogenen Einflüsse bei Stadtböden in der vertikalen Schwermetallverteilung niederschlagen.

Schließlich sollte noch der Einfluß der Bodenbelastung auf die darauf stockende Vegetation untersucht werden. Hierzu wurden Eiben verwendet, die bereits seit einigen Jahren in Darmstadt als Bioindikatoren Verwendung finden (HÖLLWARTH 1982, 1984). Die Bodenuntersuchungen wurden daher an einer Auswahl der zur Bioindikation herangezogenen Eibenstandorte durchgeführt. Aus den über 90 zur Verfügung stehenden Standorten wurden 46 ausgewählt, die für die Fragestellung charakteristisch erschienen.

2. Material und Methode

An 44 Standorten in Darmstadt und 2 in verkehrsfernen, „immissionsschwachen“ Waldgebieten im N (Kranichsteiner Wald) und S (Kristalliner Odenwald bei Erlenbach) der Stadt wurden im Oktober 1982 unter Berücksichtigung der Probennahmeproblematik zeitgleich Boden- und Eibenproben entnommen und auf ihren Gehalt an Blei, Cadmium,

Chrom, Eisen, Kupfer, Nickel, Quecksilber und Zink untersucht. Daneben wurden bei den Böden pH-Wert, Humus- und Kalkgehalt sowie das Korngrößenspektrum ermittelt.

Die Auswahl der 44 städtischen Standorte (davon 41 im besiedelten Stadtgebiet und 3 in Parkanlagen) erfolgte nach einem in Kap. 4 erläuterten Kriterienkatalog.

Bei der Probennahme der Böden wurden sowohl Mischproben des obersten Horizontes (A-, M- oder Y-Horizont) bis maximal 15 cm Bodentiefe, als auch (an 10 ausgewählten Stellen) 1-m-Profile (Pürckhauer) gewonnen. Letztere wurden horizontweise verpackt und zur Analytik in das Labor gebracht.

Bei der Ernte der zu den jeweiligen Bodenstandorten korrelierten Eiben wurde an jeder Pflanze eine Mischprobe der äußeren Zweige gewonnen.

Diese wurden bei der Probenvorbereitung gewaschen und bei 60°C getrocknet. Anschließend wurden die Nadeln staubfein gemahlen.

Die Böden wurden luftgetrocknet. Für die Schwermetallanalytik wurde Bodenmaterial im Achatbecher gemahlen und die Fraktion < 0,7 mm (Nylonsieb) mit $\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}_2$ (KRISHNAMURTY et al. 1976) aufgeschlossen.

Da nach der Klärschlammverordnung ein anderes Aufschlußverfahren (Königswasser) vorgeschrieben ist, wurden beide Methoden verglichen. Anhand einer Mehrfachanalyse von Bodenproben ergab sich für die meisten Elemente eine gute Übereinstimmung zwischen dem Königswasser-Aufschluß und dem angegebenen, unproblematischeren Verfahren (Tab. 1).

Tab. 1. Vergleich der Aufschlußverfahren

Aufschlußverfahren	in mg/kg Trockensubstanz (TS)							in %
	Pb	Cu	Cd	Zn	Ni	Cr	Hg	Fe
Salpetersäure/ H_2O_2	95	22,9	0,71	88	23,3	16,1	0,04	1,5
s	2,6	0,6	0,02	2,7	0,6	2,8	0,004	0,3
Königswasser	93	23,2	0,80	89	23,2	21,2		1,4
s	2,6	0,3	0,1	3,7	0,2	0,7		0,2

Ermittlung der Werte durch Mehrfachanalysen der Probe P 54 Ah

s = Standardabweichung

Die nasse Veraschung der Eibennadeln erfolgte ebenfalls mit $\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}_2$. Die anschließende Schwermetallanalyse geschah sowohl bei den Böden als auch bei den Eiben mittels der Atomabsorptionsspektralphotometrie (Varian AA-6, Flamme). Lediglich die Quecksilberbestimmung wurde flammenlos nach der Kaltdampfmethode durchgeführt, wobei SnCl_2 als Reduktionsmittel verwendet wurde. Die analytischen Arbeitsbedingungen lagen im optimalen Bereich.

Neben der genannten Schwermetallbestimmung wurden bei den Böden der pH-Wert elektrometrisch (nach DIN 19684), der Carbonatgehalt gasvolumetrisch nach SCHEIBLER (DIN 19684), sowie der Humusgehalt durch spektralphotometrische Bestimmung des Kohlenstoffgehalts mit $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7/\text{H}_2\text{SO}_4$ (nach DIN 19684) ermittelt.

Die mit Hilfe der angegebenen Schwermetallbestimmungsmethoden gewonnenen Ergebnisse repräsentieren die säurelösliche Fraktion dieser Metalle. Auf die Ermittlungen des „pflanzenverfügbaren“ Anteils aus den Böden wurde aus folgenden Gründen verzichtet:

1. Wie bereits in der Einleitung angedeutet, kann sich die Pflanzenverfügbarkeit der Schwermetalle durch anthropogen ausgelöste Wandlungen der Bodendynamik verändern, so daß die mit Hilfe einer bestimmten Extraktionsmethode gewonnene Schwermetallfraktion lediglich den augenblicklich pflanzenverfügbaren Anteil dieser Methode darstellt. Dies

war auch einer der Gründe, die KLOKE (1977, 1980) dazu veranlaßt haben, bei der Festlegung der Orientierungsdaten für tolerierbare Schwermetallgehalte in Böden die Bestimmung der Gesamtgehalte dieser Elemente zu fordern.

2. Bei der heute von vielen angewandten Extraktionsmethode mit 0,1 normaler Calciumchloridlösung ist es nicht möglich, eine Aussage für eine einzelne Pflanze zu treffen. Dies wird ebenfalls aus den Arbeiten von KLOKE (1983, 1984) deutlich.

3. Aus der Literatur ist bekannt, daß unterschiedliche Extraktionsmethoden zu stark von einander abweichenden Ergebnissen führen (FRANCK 1979, HERMS & BRÜMMER 1980, HORAK 1979, MERKEL & KÖSTER 1976, MILES & PARKER 1979).

Dies bestätigt sich in Versuchsreihen, die 1982 im Darmstädter Institut für Naturschutz durchgeführt wurden (unveröffentlicht), bzw. z. Z. im Geographischen Institut der TH Darmstadt durchgeführt werden.

4. Da außerdem die speziellen Aufnahmebedingungen für Schwermetalle im Feinwurzelbereich unterschiedlicher Pflanzen bisher nicht exakt bekannt sind, ergeben sich zwangsläufig bei der Wahl eines beliebigen Extraktionsverfahrens (einschließlich Laktatauszug) solche Unsicherheiten, daß es z. Z. noch unmöglich erscheint, den tatsächlich pflanzenverfügbaren Anteil des jeweiligen Elementes genau anzugeben.

Daher wurde das o. a. Aufschlußverfahren, welches der von KLOKE (1977, 1980) geforderten und in der Durchführungsverordnung zur Klärschlammverordnung festgeschriebenen Methode entspricht, gewählt.

Durch Mehrfachbestimmungen wurden die in Tab. 2 dargestellten relativen Variabilitätskoeffizienten errechnet, die eine Abschätzung des Analysenfehlers erlauben.

3. Naturräumliche Grundlagen des Untersuchungsraumes

Entsprechend der Lage Darmstadts am Schnittpunkt der nördlichen Kristallinausläufer des Odenwaldes mit dem Rotliegendebiet des Messeler Hügellandes und den oberflächennahen pleistozän-holozänen Sedimentfüllungen des Oberrheingrabens prägen sehr verschiedene landschaftsökologische Strukturen den Stadtkreis. So findet sich im relativ ebenen Westteil neben Terrassenresten eine Zone mit trockenen Schuttkegel- und Flugsanden, die von wenigen feuchten Bachniederungen gequert wird. Die Flugsande sind stellenweise – insbesondere bei Eberstadt – zu Dünen aufgeweht und werden bereits unmittelbar am

Tab. 2. Relative Variabilitätskoeffizienten

	in %										
	pH	Kalk	Humus	Pb	Cu	Cd	Zn	Ni	Fe	Cr	Hg
Böden	0,1	0,02	0,8	1	0,8	1,8	2,3	6,2	0,7	6,6	7
Eiben	—	—	—	2,8	3,6	4,4*	8	8,2	3,6	18	11
Anzahl der Bodenproben	7	6	24	7	10	7	12	12	7	12	9

Für die Ermittlung des relativen Variabilitätskoeffizienten der Eibenproben betrug die Probenzahl in allen Fällen N = 8

* bei Werten <0,05 mg Cd/kg TS: 20%

westlichen Stadtrand von Dicrano-Pineten bestockt, bzw. sind Standorte einer wärmeliebenden, reliktschen Trockenrasenvegetation (ACKERMANN 1954). Bodentypologisch dominieren auf diesen Flächen Ranker, Pararendzinen und meist schwach tondurchschlämmte Braunerden bzw. Braunerde-Pararendzinen und Braunerde-Ranker (BARGON 1969, HARRIS 1978, 1982).

Neben meist erodierten Braunerden und Parabraunerden prägen Kolluvisole aus Hangschutt über granitoiden Gesteinen die durch hohe Klimagunst charakterisierte Hangzone im SE Darmstadts. Naturräumlich gehört dieses Gebiet zum Eberstädter Becken sowie zum Bessunger Hang. Dieser war früher ein Durchdringungsbereich der kiefernbestandenen Sandflächen und des mischwaldbestandenen Odenwaldkristallins, ist aber heute im nördlichen Teil überbaut und im südlichen durch eine Kiesgrube, Kleingärten und z. T. lockere Villenbebauung anthropogen verändert.

Die nördlichen Stadtteile Darmstadts, Arheilgen und Wixhausen, gehören naturräumlich dem Hegbach-Apfelbach-Grund an. Dieses leicht nach E ansteigende und von Apfelbach, Ohlenbach und Ruthsenbach durchzogene, meist landwirtschaftlich genutzte Gelände entspricht in den Strukturen seiner im nordwestlichen Teil des Stadtkreises gelegenen Flugsandflächen im wesentlichen den bereits oben angesprochenen Sandgebieten. Lediglich die grund- und z. T. stauwasserbeeinflußten Areale der lehmig-tonigen Bachsedimente modifizieren diesen Raum. Das Profilgepräge der Böden dieser in Bachnähe meist von Wiesengesellschaften bedeckten Zone weist daher in der Regel Hydromorphiemerkmale auf. Die Böden sind je nach Tiefenlage der grund- und/oder stauwasserbeeinflußten Horizonte typologisch als Gley-Braunerde, Pseudogley-Braunerde, Braunerde-Gley, Braunerde-Pseudogley, Gley-Auenpseudogley oder Pseudogley-Gley ausgebildet.

Im NE greift das Messeler Hügelland mit einem Ausläufer aus überwiegend permischen Arkosen und Melaphyren in das Stadtgebiet hinein. Außerhalb der Siedlungsfläche wechseln feuchte Wiesen in den Niederungen mit bewaldeten Hügeln ab.

Im S schließen sich schließlich mit dem größtenteils überbauten Darmstadt-Bessunger Rücken die aus sauren bis basischen Magmatiten und Metamorphiten bestehenden Ausläufer des Kristallinen Odenwaldes an. Die mittel- bis flachgründigen, grusig-sandigen bis schwach lehmigen Ranker, Braunerde-Ranker, Ranker-Braunerden, Braunerden und meist erosiv gekappte Parabraunerden dieses Bereiches sind in der Regel geringerwertige Standorte und vermögen, auch bei einer forstwirtschaftlichen Nutzung, kaum artenreiche Biotope zu tragen.

Klimatisch nimmt der Darmstädter Raum mit 636 mm Nd./Jahr und 10,2°C Jahresmitteltemperatur eine Übergangsstellung zwischen der warmen und trockenen Rheinebene und dem kühleren, niederschlagsreicheren Odenwald ein. Die für Immissionen wichtigen Windverhältnisse zeigen eine vorherrschende Richtung aus SW bis S, die 1980 46% aller gemessenen Windrichtungen ausmachten.

4. Einteilung des Untersuchungsraumes nach stadttypischen Situationen

Die durch das naturräumliche Grundmuster vorgegebenen pedochemischen und phytologischen Bedingungen werden im urbanen Raum z. T. völlig aufgehoben; teilweise jedoch pausen sie sich – trotz starker anthropogener Einflüsse – durch und beeinflussen die Immissionssituationen. Hierbei sind in Darmstadt reliefabhängige lokalklimatische Unter-

Tab. 3. Gliederung nach städtischen Untersuchungsbereichen

Abkürzung	Untersuchungsbereich	N =
Ko	stadtferne Kontrollstandorte	2
P	innerstädtische Parkanlagen	3
DA	Summe aller innerstädtischen Standorte	41
C	City	4
PV	Paulusviertel	2
M	Martinsviertel	2
HS	Heimstättensiedlung	2
I	Industriegebiet	1
H	Heinrichstraße	7
Ea	Außenbereiche Eberstadts	3
Ez	zentraler Bereich Eberstadts	3
A	Arheiligen	2

schiede z. T. von entscheidendem Einfluß (Heinrichstraße), so daß bei der Ausgliederung stadtypischer Bereiche auf diese Rücksicht genommen werden muß. Daneben spielen jedoch städtebauliche Unterschiede die wesentliche Rolle. Daher wurden bei der Auswahl der nachfolgend aufgeführten Stadtgebiete (Tab. 3) sowohl Unterschiede in stadtklimatologischen Gegebenheiten (z. B. Möglichkeit der Durchlüftung) als auch Differenzierungen von Bebauungsdichte, Durchgrünung und Verkehrsbelastung zugrundegelegt. Daneben wurden zur Ermittlung der entsprechenden Stadtbereiche bereits bekannte Immissionsdifferenzierungen herangezogen (HÖLLWARTH 1982). Der Übersichtlichkeit wegen wurde ein uns charakteristisch erscheinender Ausschnitt aus dem bearbeiteten Raum dargestellt.

Zur Festlegung eines „Basislevels“ wurden 2 aus dem urbanen Rahmen herausfallende Kontrollstandorte (Ko) 3 bzw. 30 km außerhalb des Stadtgebietes gewählt. Die Durchlüftung an diesen Kontrollstandorten ist entsprechend ihrer Lage in einem Waldgebiet schlecht. Dies spielt jedoch für die Immissionssituation keine Rolle, da nicht nur die Standorte verkehrsforn gelegen sind, sondern auch nahe Emittenten fehlen.

In den größeren Parkanlagen (P) der Stadt (Herrngarten, Prinz-Emil-Garten, Rosenhöhe) wurden 3 Probeentnahmestellen ausgewählt. Fehlende Bebauung, keine unmittelbaren Emittenten, gute Durchlüftung bei lockerer Begrünung charakterisieren diese Standorte. Lediglich im Umfeld der Parks, jedoch in jedem Falle mindestens 100 m von den Boden- und Eibenentnahmestellen entfernt, führen Straßen vorbei. Da sich diese Parkanlagen in innerstädtische Grünzüge einbetten, ist durch die dadurch gegebene günstigere Luftzirkulation mit einer Abfuhr von Schadstoffen zu rechnen.

Neben dem Gesamtdurchschnitt der innerstädtischen Standorte (DA) mit 41 Entnahmestellen wurde der z. T. eng bebaute Citybereich (C) mit N = 4 gesondert erfaßt. Letzterer wird zwar von stark befahrenen, jedoch meist gut durchlüfteten Durchgangsstraßen umrahmt, weist aber im Zentralbereich eine ausgedehnte Fußgängerzone auf, die in den letzten Jahren zu einem Rückgang der Immissionen geführt hat (HÖLLWARTH 1984).

Das Paulusviertel (PV) am Ostrand der Stadt ist ein stark durchgrüntes Wohngebiet mit überwiegender Villenbebauung, relativer Verkehrsarmut und guter Durchlüftung. Es müßte daher durch geringe Immissionsbelastung gekennzeichnet sein. Bei bestimmten Wetterlagen

wird dieses Viertel jedoch mit der Ablast der städtischen Ausfallstraßen nördlich und östlich dieses Wohngebietes befrachtet.

Entsprechend einer dichten, meist mehrgeschossigen Bebauung aus der Gründerzeit, geringer Durchgrünung, hoher Verkehrsbelastung und vermutlich schlechter Durchlüftung stellt das Martinsviertel (M) eines der am stärksten immissionsbelasteten Gebiete in Darmstadt dar. Diesem Stadtviertel steht in der Heimstättensiedlung (HS) eine bebaute Zone Darmstadts gegenüber, in der intensive Durchgrünung bei guter Luftzirkulation sowie eine lockere, meist ein- bis zweistöckige Bebauung und eine geringe Verkehrsdichte zu sehr geringen Immissionswerten führen.

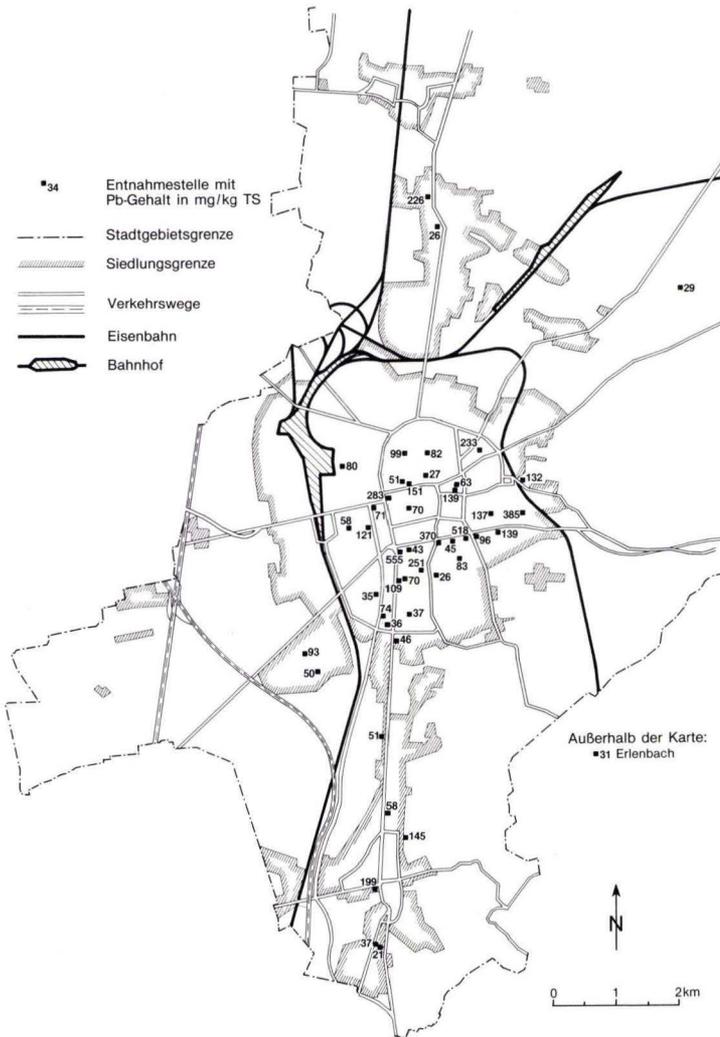


Abb. 1. Lage der Probeentnahmestellen mit Angabe der zugehörigen Bleiwerte des Oberbodens.

Zur Erfassung der Verhältnisse innerhalb der städtischen Gewerbegebiete wurde das nordwestliche Industriegebiet (I) Darmstadts als Untersuchungsraum ausgewählt. Weitgedehnte Brachflächen sowie Kleingartenanlagen, Bahntrassen und eine lückige Wohnbebauung trennen die einzelnen industriellen Schwerpunkte dieses Bereiches.

Die durch eine enge Bebauung mit meist 4- bis 5geschossigen Häusern charakterisierte Heinrichstraße (H) ist die am stärksten belastete Straße innerhalb Darmstadts. Im Steigungsbereich dieser mehr oder weniger in der vorherrschenden Windrichtung exponierten Straße ergeben sich maximale Immissionswerte durch die lokalklimatische Situation und die hier sehr hohe Verkehrsbelastung.

Emissions- und immissionsschwache Bereiche im Außenbezirk finden sich in den Randlagen Eberstadts (Ea). Als Hauptemittent dieser optimal durchlüfteten und stark durchgrüneten Zone mit lockerer Mietshaus- und Villenbebauung muß der Ziel- und Quellverkehr angesehen werden. Demgegenüber zeichnet sich der zentrale Teil Eberstadts (Ez) durch enge Bebauung, höhere Verkehrsdichte (B 426) und schlechtere Durchlüftung aus. Analoge Verhältnisse sind in Arheilgen (A), dem nördlichen Vorort Darmstadts, gegeben.

Die Voraussetzung, daß in den o. g. Stadtbereichen Standorte gesucht werden mußten, wo Eiben- und Bodenproben gewonnen werden konnten, führte schließlich zu den in Abb. 1 dargestellten Probeentnahmestellen.

5. Bodenprofile

Ungestörte Bodenprofile mit überwiegend bodengenetisch bestimmter Horizontfolge wurden neben den Kontrollstandorten vor allem im Außenbereich der Stadt gezogen. Neben Braunerden aus stark zersetzten granitoiden Gesteinen sowie aus Metamorphiten (Paulusviertel, Erlenbach) handelte es sich dabei um eine Parabraunerde-Braunerde aus Schuttkegelsand (Schießplatz/Winkelschneise), einem Braunerde-Pseudogley aus Flugsand über Rotliegendarkosen (Alexanderburg) sowie um eine Pararendzina aus umgelagertem Flugsand (Eberstadt-Außenbereich). Diese Bodentypen erfassen einen Ausschnitt aus dem ursprünglichen Bodenmosaik des Darmstädter Raumes.

Die Stadtböden wiesen gegenüber diesen ungestörten Profilen in fast allen Fällen sowohl Veränderungen der natürlichen Lagerungsverhältnisse als auch künstliche Beeinflussungen bodengenetischer Prozesse auf.

Es zeigte sich dabei, daß es in den Wohnvierteln infolge von z. T. lang zurückliegender Bautätigkeit zu – teilweise mehrfachen – Durchmischungen und Umlagerungen des Solums gekommen war. Durch Zufüllung von Baugruben mit sandigen Substraten entstanden daneben nährstoff- und humusarme Aufschüttungsböden, bei denen häufig durch Untermischung von Baumaterial und Schutt Kalk- und pH-Werte erhöht waren.

Untergrundverdichtungen durch den Einsatz schwerer Baugeräte waren weitere Aspekte anthropogener Einflußnahme. Diese Beobachtungen entsprechen den von BLUME (1982) sowie von ihm zusammen mit einem Autorenkollektiv (BLUME et al. 1981) in Berlin gewonnenen Erfahrungen.

Stark humose Böden mit oft mächtigem Ah-Horizont, die sich z. T. in Richtung auf die Hortisole (MÜCKENHAUSEN 1977) entwickelt haben, dokumentieren die anthropogenen Maßnahmen im Bereich der gärtnerisch genutzten Areale, während die Böden der

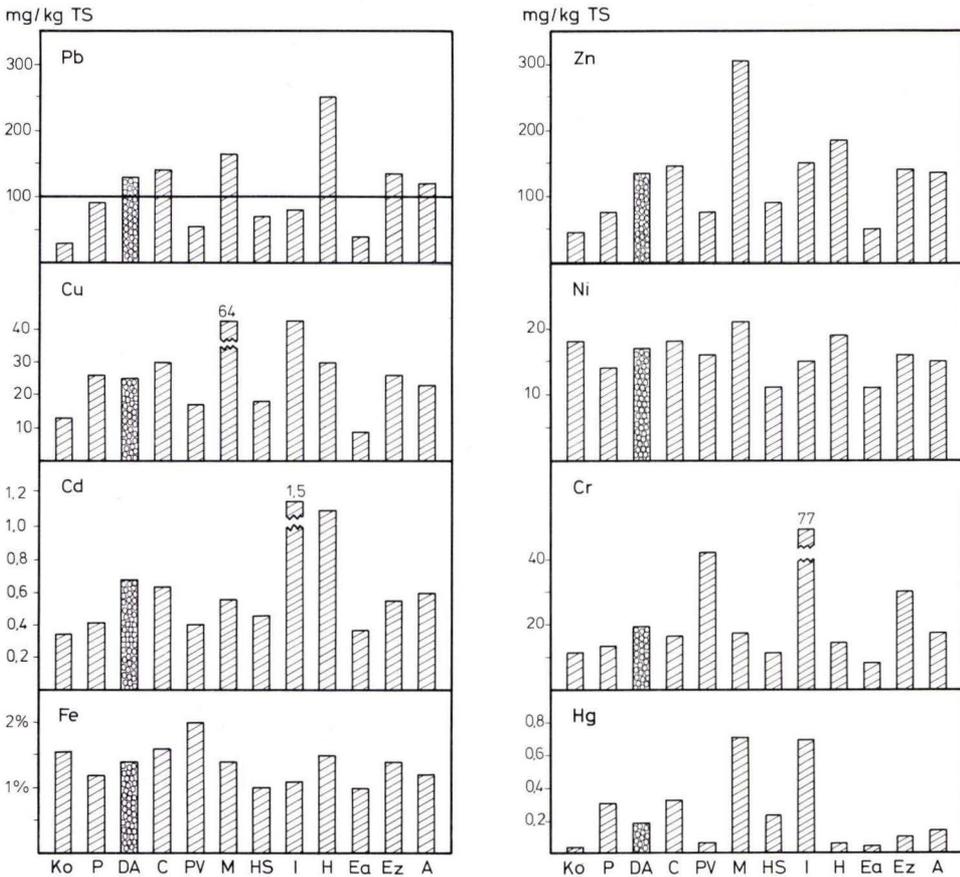


Abb. 2. Mittlere Schwermetallgehalte der Bodenmischproben in den Stadtbezirken. (Legende s. Tab. 3)

Grünflächen und Parks, je nach Alter dieser Anlagen und der darin getroffenen Maßnahmen, z. T. wenig veränderte Profile aufwiesen.

Die stärksten Veränderungen zeigten die Trümmerschuttflächen (meist des Zweiten Weltkrieges), auf denen sich kalk- und baschuttreiche Böden – meist erhöhter Nährstoffgehalt (vgl. BLUME & RUNGE 1978) – entwickelten, sowie einige Bereiche im Gewerbe- und Industriegebiet Darmstadts. Dort wurden z. T. in früheren Jahren im Zuge der Entsorgung nicht verwertbare Rückstände aus der Produktion auf dem Betriebsgelände deponiert und später mit einer überdeckenden Bodenschicht versiegelt.

Die in Straßennähe gelegenen Profile zeigten in der Regel erhöhte pH-Werte, die auf Fahrabrieb sowie auf carbonathaltige Stäube beim Fahrbahnbau (vgl. BLUME 1982) zurückgeführt werden. Bodenverdichtungen der meist baschuttreichen, wenig entwickelten Böden dieser Standorte sowie anthropogene Zufuhr von Schwermetallen durch Reifenabrieb und Auspuffgase (LICHTFUSS & NEUMANN 1982) und Belastung durch Streusalz haben die chemische Zusammensetzung dieser Profile nachhaltig beeinflusst.

Tab. 4. Schwermetalle und Kenndaten der Böden in einzelnen Stadtbezirken

Stadtbereich	N	pH	Humus	Kalk	Pb	Cu	Cd	Zn	Ni	Fe	Cr	Hg	Verkehrsbelastung
Kontrolle	2	4,0	8,5	0	30,1	12,6	0,34	46	18,0	1,6	11,3	0,03	1
Parkanlagen	3	5,3	4,9	0,2	91,1	26,4	0,41	75	14,1	1,2	12,8	0,35	5
City	4	6,8	4,6	2,4	144	30,7	0,63	146	18,2	1,6	12,6	0,31	300
Paulusviertel	2	5,6	5,8	0	54,5	16,9	0,41	75	16,3	2,0	42,3	0,07	50
Martinsviertel	2	6,6	6,2	1,5	164,5	64,0	0,56	307	20,6	1,4	17,4	0,7	50
Heimstättensiedlung	2	6,7	4,3	1,0	71,6	18,6	0,46	88	10,75	1,0	11,3	0,23	50
Industriegebiet	1	6,1	9,8	0	80,4	43,0	1,52	151	15,1	1,1	76,5	0,67	100
Heinrichstraße	7	7,0	4,6	4,1	252,3	29,5	1,10	184	18,9	1,5	14,1	0,05	400
Eberstadt (Außen)	3	7,5	3,3	4,1	36,3	8,7	0,37	51	11,4	1,0	8,2	0,04	100
Eberstadt (Kern)	3	7,2	5,1	1,9	134,0	25,9	0,55	138	15,9	1,4	29,6	0,12	150
Arheilgen	2	7,0	4,0	0,4	126,1	22,8	0,60	135	15,3	1,2	16,7	0,15	300

N = Zahl der Proben pro Stadtbereich

Angaben Fe in %

Angaben Humus in %

Angaben Kalk in %

Angaben Schwermetalle (außer Eisen) in mg/kg TS

Verkehrsbelastung:

Kfz/24 h

1

0

5

0-5

10

-1000

50

1000-5000

100

5000-10000

150

10000-15000

200

15000-20000

300

20000-30000

400

30000-40000

6. Ergebnisse

6.1. Mischproben

Die Ergebnisse für die Bodenmischproben sind in Tab. 4 und Abb. 2 zusammengefaßt.

Bis auf Nickel weisen alle untersuchten Metalle an den Kontrollstandorten und an den wenig immissionsbelasteten Stellen geringere Werte als im Stadtmittel auf. Die Parkanlagen haben, obgleich nicht unmittelbar am Straßenrand gelegen, bereits deutlich höhere Blei-, Kupfer-, Cadmium-, Zink-, Chrom- und Quecksilbergehalte. Innerhalb der Stadt treten Unterschiede auf, die sich durch die Verschiedenartigkeit der Bebauung, Durchgrünung und Durchlüftung sowie durch stark voneinander abweichende Verkehrsbelastungen in einzelnen Stadtgebieten (FRIEDRICH 1983) erklären lassen.

Deutlich wird dies vor allem beim Element Blei (Abb. 1), dessen Maximalwerte an den verkehrsreichsten Standorten gefunden wurden. Einzelne Werte liegen dabei mit über 550 mg/kg TS weit über dem in der Klärschlammverordnung angegebenen Grenzwert von 100 mg/kg TS. Wie sich aus der Abb. 2 entnehmen läßt, überschreiten nicht nur punktuelle Meßergebnisse diesen Grenzwert, sondern es liegen auch ganze Stadtbereiche z. T. beträchtlich über dieser Marke. Diese starken Erhöhungen der Bleikonzentrationen in den Böden, die neben der Heinrichstraße vor allem die dicht bebauten zentralen Bereiche Darmstadts und Eberstadts sowie das ebenfalls durch enge Bebauung und schlechte Durchlüftung charakterisierte Martinsviertel betreffen, sind die Ursache dafür, daß der

Mittelwert für das Stadtgebiet gegenüber den Kontrollen einen vierfach höheren Wert aufweist und ebenfalls die 100-mg/kg-Linie überschreitet.

Mit 25 mg/kg TS liegt der Stadtmittelwert für Kupfer doppelt so hoch wie an den Kontrollstandorten. Lediglich die Außenbezirke Eberstadts, die bei allen Metallen durch sehr niedrige Konzentrationen auffallen, haben geringfügig niedrigere Werte. Auch das gut durchlüftete Paulusviertel liegt hier etwa in der Größenordnung der Kontrollen, obwohl dort die Böden im Mittel pH-Werte von 5,6 (Tab. 4) in den oberen Horizontpartien aufweisen (gegenüber 4,0 an den Kontrollstandorten) und somit in weitaus geringerem Maße Mobilisierungsvorgänge der fixierten Metalle zu erwarten sind. Mit Ausnahme des Industriegebietes mit 43 mg/kg TS und des Martinsviertels, in dem im Mittel 64 mg/kg Cu gemessen wurden, erreichen alle anderen Stadtbereiche mit Cu-Konzentrationen zwischen 20 und 30 mg/kg TS etwa das Doppelte der Kontrollstandorte.

Auch für das Schwermetall Cadmium liegt der Stadtmittelwert (0,68 mg/kg TS) genau zweimal so hoch wie der Mittelwert der Kontrollen. Die höchsten Konzentrationen treten neben dem Industriegebiet (1,52 mg/kg TS) an der verkehrsreichen Heinrichstraße (1,10 mg/kg TS) auf. Dies läßt sich damit erklären, daß neben den stadttypischen Emittenten wie Hausbrand und Industrie vor allem auch der Verkehr eine starke Kontaminationsquelle darstellt.

Die Verteilung der Eisengehalte in den Böden läßt sich nicht nach stadttypischen Gesichtspunkten einordnen. Hier spielen im wesentlichen geogene Unterschiede eine zentrale Rolle. Lediglich im näheren Bereich von Schienentrassen sind höhere Eisenwerte zu erwarten.

Auch bei Zink fällt es schwer, stadttypische Differenzierungen als Hauptkriterien für die Verteilung heranzuziehen, da neben z. T. extremen geogenen Unterschieden eine Vielzahl von Eintragsmöglichkeiten gegeben sind. Lediglich die höheren Werte entlang verkehrsreicher Straßenzüge lassen einen Zusammenhang mit Kraftfahrzeugverkehr (Reifenabrieb) erkennen. Dies wird gestützt durch Untersuchungen von KLOKE (1974, 1981) sowie von LICHTFUSS & NEUMANN (1982).

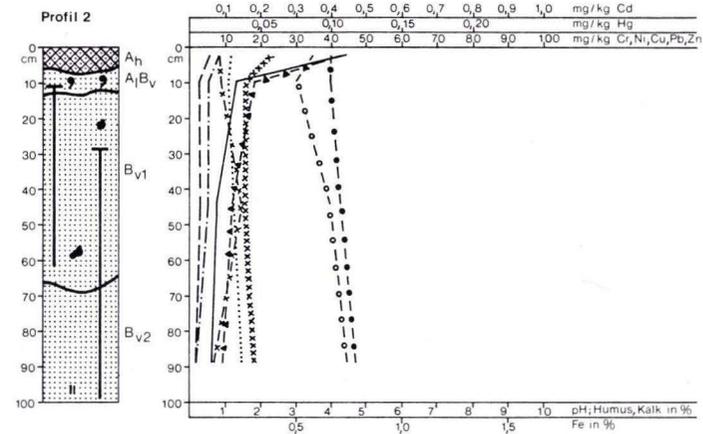
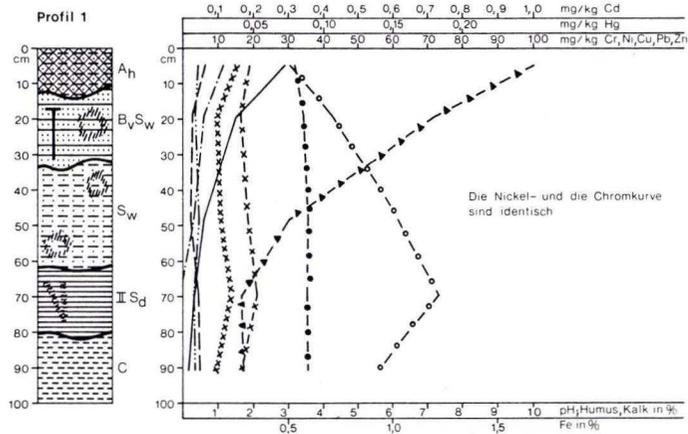
Im Verteilungsbild von Nickel findet man nur geringe Differenzierungen. Die Kontrollen haben eine Konzentration von 18 mg/kg TS, das Stadtmittel ist mit 17 mg/kg TS praktisch identisch.

Der Stadtmittelwert für Chrom liegt mit 20 mg/kg TS unwesentlich über den Kontrollen. In drei Stadtgebieten mit unterschiedlicher Immissionssituation sind erhöhte Chromkonzentrationen festzustellen. Es handelt sich dabei um das Zentrum Eberstadts, das Paulusviertel sowie um das Industriegebiet.

Die Quecksilberwerte sind sowohl an den Kontrollstandorten als auch in einigen sehr unterschiedlich strukturierten Stadtgebieten niedrig. Höchstwerte werden im Martinsviertel und im Industriegebiet erreicht. Auch die Parkanlagen liegen deutlich über dem Stadtmittelwert, welcher wiederum gegenüber den Kontrollen eine sechsfache Erhöhung aufweist.

6.2. Profile

Die Tiefenverteilung der untersuchten Parameter und der Schwermetalle, bezogen auf bodengenetische und/oder anthropogen beeinflusste Horizonte, ist in den Abb. 3 und 4 dargestellt. Den ungestörten Profilen mit niedrigen pH-Werten der Abb. 3 stehen dabei



- Profil 1:** Braunerde – Pseudogley aus Flugsand über Rotliegendarkosen
 Lage: Alexanderburg – Staatsforst Kranichstein
- Profil 2:** Parabraunerde – Braunerde aus Schuttkegelsand
 Lage: Schießplatz / Winkelschneise
- Profil 3:** Pararendzina aus Aufschüttungsmaterial
 Lage: Grafenstraße gegenüber Klinikneifahrt
- Profil 4:** Braunerde aus Aufschüttungsmaterial
 Lage: Heimstättenweg / Friedrich – Ebert – Schule
- Profil 5:** Durchschlammte Braunerde aus granodioritgrusreichem umgelagerten Flugsand
 Lage: Ohly – / Hobrechtstraße
- Profil 6:** Braunerde aus umgelagertem Flugsand mit Granitgrus
 Lage: Nieder – Ramstädter – / Heinrichstraße

Kartographie: H. Wärtwig

Siedlungsschutt	Humusanreicherungs-horizont	Pb
Kohlestücke	kalkhaltig	Cu
Steine	Eisen- und Mangan-konkretionen	Hg
Grus	Rostbänder	Ni
Sand	Verbraunungsbereich	Cr
schluffiger Sand bis schluffig-lehmiger Sand	Tonanreicherungs-horizont	Cd
lehmiger Sand	Tonverarmung	Zn
sandiger Lehm	Bleichungszone im Stauwasserleiter	Fe
lehmiger Schluff	schlecht wasserwegsamermarmorierter Horizont	pH
toniger Schluff		Kalk
		Humus

Abb. 3. Verteilung der Schwermetalle sowie Kalk-, pH- und Humuswerte in ungestörten Profilen.

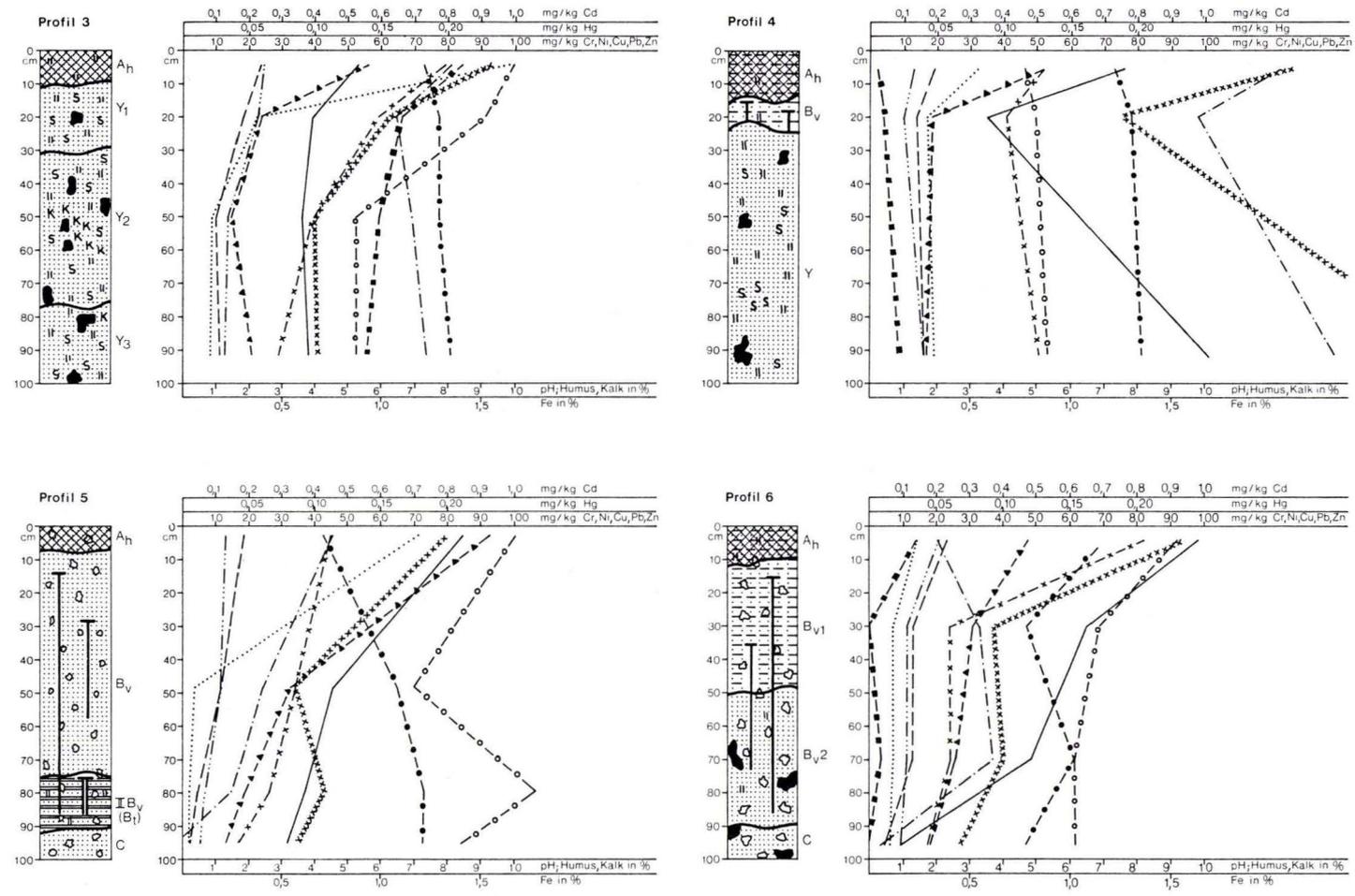


Abb. 4. Verteilung der Schwermetalle sowie der Kalk-, pH- und Humuswerte in anthropogen beeinflussten Bodenprofilen Darmstadts.

ausgewählte Bodenprofile neutraler bis schwach basischer Reaktionen im Stadtgebiet Darmstadts gegenüber.

Profil 1 wurde im Staatsforst Kranichstein in der Nähe des ehemaligen landgräflichen Saufanghäuschen Alexanderburg unter Buchenwald aufgedigelt und stellt eines der Kontrollprofile dar. Das unter einer Flugsandauflage in etwa 60–80 cm unter der Oberfläche liegende tonig-lehmige Verwitterungsmaterial der Rotliegend-Arkosen bedingte durch seine wasserstauenden Eigenschaften die Ausbildung eines Braunerde-Pseudogleys. Bemerkenswert sind die niedrigen pH-Werte im gesamten Profil, die zwischen 3,1 im Ah- auf 3,6 im C-Horizont ansteigen. Die sehr stark saure Bodenreaktion ist vorwiegend substratbedingt. Die Schwermetallgehalte liegen – mit Ausnahme von Eisen, das im II Sd aus bodengenesischen Gründen Maximalwerte von 1,2% erreicht – durchweg sehr niedrig. Dies hängt u. a. mit der im angegebenen sauren Milieu erhöhten Mobilisierung und Wegfuhr vor allem der leichter beweglichen Metalle Zink, Nickel und Cadmium zusammen. Ihre etwas erhöhten Werte im II Sd dürften auf Verlagerungen aus den oberen Horizonten in der Naßphase und Ausfällung beim Austrocknen zurückzuführen sein.

Da im Gegensatz zu den Bedingungen zahlreicher Stadtböden hier Aufkalkungen fehlen, und sich somit über einen längeren Zeitraum hinweg niedrige pH-Werte einstellen konnten, muß die Schwermetallkontamination differenzierter beurteilt werden. So weisen vor allem HERMS & BRÜMMER (1980) darauf hin, daß die tolerierbaren Gesamtgehalte der Schwermetalle bei einem pH-Wert von 3 weit unter den angegebenen Grenzen angesetzt werden müßten.

Entkalkungs-, Entbasungs- und Lessivierungsvorgänge prägen Profil 2 (Abb. 3), eine Parabraunerde-Braunerde, die sich in der Nähe des Schießplatzes an der Heimstättensiedlung unter einem Kiefern-Buchen-Mischwald auf Schuttkegelsand entwickelt hat. Auch hier sind bei pH-Werten im sauren Bereich die Schwermetallkonzentrationen niedrig. Entsprechend der Ton- und Sesquioxidverlagerung aus dem AlBv erreichen hier einige Schwermetalle (Cu, Cd, Zn, Ni, Fe und Cr) ihr Minimum.

Gegenüber der Einfahrt zu den Städtischen Kliniken hat sich in der Grafenstraße auf einer Rasenfläche eine Pararendzina aus einer Flugsand-Siedlungsschutt-Mischung entwickelt (Prof. 3, Abb. 4). Die pH-Werte dieses Bodens steigen von 7,2 im Ah auf 7,9 im Y3-Horizont an, die Kalkgehalte sind aufgrund kalkhaltigen Bauschutts hoch und erreichen mit 8,3% im Ah ihr Maximum.

Entsprechend der Zusammensetzung des Aufschüttungsmaterials zeigen die Tiefenverteilungskurven der Schwermetalle keinen so deutlichen Rückgang in tieferen Profilschichten, wie sie etwa bei unbeeinflussten Bodentypen zu erwarten wären. Dies läßt sich u. a. am Bleigehalt erkennen, der von 10 cm Tiefe an etwa unverändert auf einem sehr hohen Konzentrationsniveau liegt. Die Quecksilbergehalte nehmen sogar – nach einem deutlichen Rückgang im Y1 – wieder bis auf 0,18 mg/kg TS im Y3 zu.

Chrom, welches mit 96 mg/kg TS im Ah einen außerordentlich hohen Wert aufweist, nimmt zum Y1-Horizont hin stark ab und zeigt in den Horizonten Y1 bis Y3 das gleiche Verteilungsbild wie Eisen, so daß hier eine Bindung an Eisenoxide zu vermuten ist. Im Ah-Horizont dürfte außerdem eine sehr stabile Bindung der dreiwertigen Chromionen mit den Huminstoffen für eine Fixierung dieses Elements sorgen. Die Tiefenverteilungskurven von Humus, Blei und Kupfer zeigen einen übereinstimmenden Verlauf, was eine Bindung der Metalle an die organische Substanz wahrscheinlich macht.

Den starken Einfluß, den die Zusammensetzung des Aufschüttungsmaterials auf die Schwermetallverteilung hat, zeigt sich auch im Braunerdeprofil an der Friedrich-Ebert-Schule (Profil 4, Abb. 4). Hier wurde ein mit Schuttbrocken, Ziegelresten, Steinen und Glasbruchstücken durchsetztes sandiges, kalkhaltiges Substrat mit einem stark verbräunten schluffig-lehmigen Sand überdeckt, auf den zusätzlich Mutterboden aufgetragen wurde. Die Profildifferenzierung ist dabei vorgegeben, aktuelle pedogenetische Prozesse überprägen diese Horizontierung jedoch und charakterisieren den Bodentyp. Dies läßt sich aus der von oben nach unten abnehmenden Entkalkungstendenz sowie aus Verlehmungs- und Verbraunungsansätzen im Grenzbereich zwischen dem Siedlungsschutt und dem lehmig-schluffigen Aufschüttungsmaterial ableiten.

Während – mit Ausnahme von Eisen, welches im Bv-Horizont dominiert – sämtliche Metalle im Bv-Horizont geringere Werte aufweisen als im Ah, steigen einzelne Metalle im Y-Horizont z. T. sehr stark an. So erhöhen sich zwischen Bv- und Y-Horizont die Metalle Hg von 0,23 auf 0,34, Zn von 73 auf 172, Pb von 37 auf 100, Cu von 12 auf 18, Ni von 11 auf 14 und Cr von 15 auf 17 (jeweils in mg/kg TS).

Eine durchschlammte Braunerde aus granodioritgrusreichem umlagerten Flugsand ist im Profil 5 dargestellt. Dieser Bodentyp hat sich auf einer auch in der Vergangenheit nie überbauten Grünfläche zwischen Ohly- und Hobrechtstraße entwickelt. Charakteristikum dieses Profils sind die auf die Tonanreicherung im II Bv (Bt) zurückführbaren günstigeren Sorptionseigenschaften, die sich u. a. in den ansteigenden Eisengehalten dieses Horizontes bemerkbar machen.

Die pH-Werte, die im Ah-Horizont mit pH=4,2 im stark sauren Bereich liegen, steigen bis auf 7,1 im Unterboden an. Trotz der niedrigen pH-Werte des Oberbodens finden sich hier z. T. sehr hohe Schwermetallgehalte. So ist der Gehalt an Blei und Zink im Ah doppelt so hoch wie im Ausgangsgestein und der Chromgehalt erreicht mit 70 mg/kg TS einen außerordentlich hohen Wert. Mit Ausnahme von Eisen und Zink nehmen jedoch die Metallkonzentrationen mit zunehmender Bodentiefe deutlich ab.

Dies gilt vor allem auch für Profil 6 (Abb. 4). Bei dieser Braunerde aus umgelagertem Flugsand zeigt die pH-Kurve einen für Braunerden ungewöhnlichen Verlauf, denn Ah- und Bv-2-Horizont liegen mit pH 6,9 bzw. 6,0 deutlich über den Werten von Bv-1- und C-Horizont (jeweils pH 4,6). Diese Unterschiede laufen parallel mit dem Kalkgehalt, so daß man eine künstliche Aufkalkung annehmen muß.

Die Schwermetallverteilungskurven von Cd, Cu, Cr, Ni und Fe sowie der Humusgehalt sind bei diesem Profil nahezu identisch. Quecksilber steigt bis zum Bv-2-Horizont an, während Blei von 92 mg/kg TS auf 9 mg/kg TS im C-Horizont zurückgeht. Die gegenüber dem Bv-1-Horizont erhöhten Werte von Cd, Zn und Hg im Bv-2 können, wie schon an anderer Stelle erwähnt, auf die unterschiedlichen pH-Bedingungen zurückgeführt werden.

6.3. Eiben

Betrachten wir die den Bodenprobenahmestellen analogen Schwermetallwerte der Eibennadeln (Abb. 5), so ergibt sich für Blei ein ähnliches Verteilungsmuster wie bei den Böden. Die höchsten Bleiwerte wurden an verkehrsexponierten Standorten gefunden (Heinrichstraße, zentraler Bereich von Eberstadt und Arheilgen). Auch bei dem Höchst-

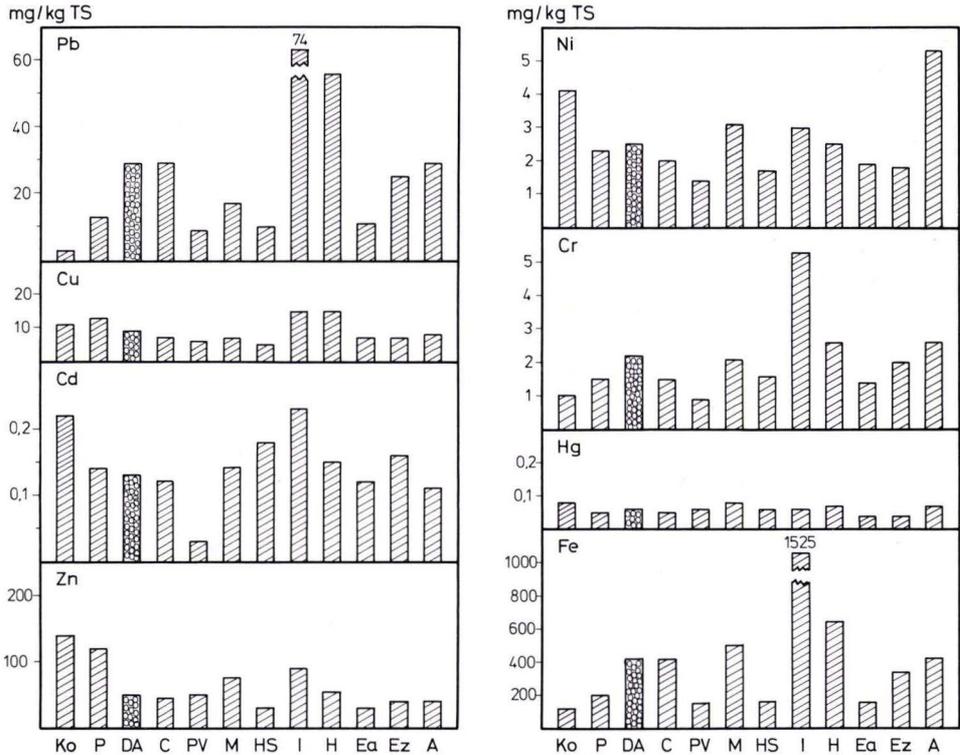


Abb. 5. Mittlere Schwermetallgehalte der Eibennadeln in den Stadtbezirken. (Legende s. Tab. 3)

wert im Industriegebiet dürfte der Verkehr die ausschlaggebende Rolle spielen. Insgesamt erhöht sich der Bleigehalt von 3 mg/kg TS der Kontrollen über 13 mg/kg TS in den Parkanlagen zu einem städtischen Durchschnitt von 29 mg/kg TS. Eine Zunahme der Schwermetallkonzentrationen von den Kontrollen zum innerstädtischen Raum findet man noch für Eisen und Chrom. Demgegenüber sind die Kupfer- und Quecksilberkonzentrationen wenig differenziert. Erhöhte Werte im Außenbereich findet man für Cadmium, Zink und Nickel. Im Falle von Cadmium und Zink steht dieses Ergebnis den zugehörigen Werten in den Böden entgegen. Erklären läßt sich dies mit der wohl unterschiedlichen Pflanzenverfügbarkeit dieser Schwermetalle an den einzelnen Standorten. Den geringen pH-Werten an den Kontrollen stehen hohe pH-Werte an den meisten städtischen Standorten gegenüber. Für Nickel ergibt sich ein uneinheitliches Bild: Zwar sind an den auch mit anderen Schwermetallen belasteten Standorten erhöhte Werte zu finden, jedoch liegt auch der Wert der Kontrollen sehr hoch.

Insgesamt gesehen, können nur Blei, Chrom und Eisen stadttypischen Situationen zugeordnet werden, während für die übrigen Schwermetalle ein uneinheitliches Verteilungsmuster gegeben ist.

7. Diskussion

Betrachtet man mit Hilfe der Korrelationsanalyse (Tab. 5) die Beziehungen der untersuchten Parameter untereinander, so ergeben sich drei Schwerpunkte der Diskussion.

Bei der Interkorrelation der Schwermetalle in den Bodenmischproben fällt auf, daß zahlreiche Metalle untereinander hoch signifikant korrelieren. Dies läßt entweder Rückschlüsse auf gemeinsame Kontaminationsquellen zu oder liegt in Wechselwirkungen der Metalle untereinander bzw. mit den Sorptionsträgern der Böden begründet. So korrelieren beispielsweise auf dem 0,1%-Niveau Blei mit Kupfer, Cadmium und Zink, Kupfer mit Cadmium, Zink, Nickel und Quecksilber, Cadmium mit Zink sowie Nickel mit Eisen.

Die Schwermetallgehalte der Bodenmischproben zeigen keine Korrelation zu den pH-Werten, während sich bei den Profilen (hier tabellarisch nicht dargestellt) Korrelationen zwischen einigen Metallen und den pH-Werten ergeben. So z. B. für Cadmium, Blei und Quecksilber, die auf dem 5%-Niveau eine schwache Korrelation mit den pH-Werten in den unteren Profilbereichen aufweisen.

Humus korreliert mit Ausnahme von Blei, Eisen und Chrom mit allen Schwermetallen der Bodenmischproben. Dies dürfte u. a. auf die Bedeutung der organischen Sorptionskomplexe für die zumindest phasenweise Immobilisierung der Schwermetalle zurückzuführen sein. Dies zeigt sich auch in den Schwermetallverteilungen der Bodenprofile (Abb. 3 u. 4), bei denen in der Regel die Schwermetallgehalte mit abnehmender Humusmenge zurückgehen.

Als zweiter Schwerpunkt der Interpretation ergeben sich die bereits in Kap. 6.1 diskutierten Beziehungen zwischen den Metallen der Mischproben und den stadttypischen Situationen (siehe dazu auch Abb. 1 und 2).

Der dritte Schwerpunkt der Diskussion liegt in den Beziehungen der Schwermetallgehalte von Eibennadeln und Bodenmischproben.

Bereits aus den Abb. 2 und 5 ergeben sich für die räumlichen Schwermetallverteilungen in Böden und Eibennadeln wenig übereinstimmende Bilder. Dies wird noch durch die Korrelationsmatrix (Tab. 5) bestätigt: In keinem Fall ergeben sich Korrelationen zwischen dem Schwermetallgehalt der Böden und den zugehörigen Metallwerten in den Eibennadeln.

Dagegen findet man zum pH-Wert des Bodens und den Cadmium- und Zinkgehalten der Nadeln eine auf dem 1%- bzw. 0,1%-Niveau signifikante negative Korrelation, die auf die Bedeutung des pH-Wertes von Böden für die Aufnahme dieser Metalle durch die Pflanzen hinweist. So ist es beispielsweise bekannt, daß eine verstärkte Cadmiumaufnahme bei niedrigen pH-Werten stattfindet (HERMS & BRÜMMER 1980). Dies erklärt, daß den hohen Cadmium-Konzentrationen bei gleichzeitig hohen pH-Werten der Stadtböden niedrige Cadmium-Konzentrationen der Eibennadeln entgegenstehen.

Auch zwischen dem Humusgehalt des Bodens und dem Cadmium-, Zink- und Quecksilbergehalt der Eibennadeln bestehen signifikante Korrelationen.

Ebenso korreliert der Parameter Verkehr auf dem 0,1%-Niveau positiv mit dem Blei- und Kupfergehalt der Eibennadeln und auf dem 1%- bzw. 5%-Niveau mit dem Eisen- und Chromgehalt. Diese Korrelationen bestätigen die sich aus der Abb. 5 ergebenden räumlichen Verteilungsmuster dieser Schwermetalle. Da im Falle Darmstadts größere Schwermetallemitenten fehlen, stellt hier der Verkehr eine der maßgeblichsten Schwerme-

tallquellen dar, und die Werte werden nur gering durch andere Kontaminationsquellen überlagert.

Die fehlenden Korrelationen zwischen den Schwermetallgehalten des Bioindikators Eibe und den Böden dürfen jedoch u. E. nach nicht so interpretiert werden, daß hohe Kontaminationen in Böden unbedenklich für die darauf stockende Vegetation sind. Vielmehr muß man davon ausgehen, daß innerhalb der komplexen geoökologischen Wechselbeziehungssysteme jeder Einfluß von außen Folgewirkungen nach sich zieht, die sich im Gesamtsystem – z. T. erst nach längeren Zeiträumen – niederschlagen können. Die allgemein bekannte Reduzierung der Lebenserwartung von Bäumen in der Stadt bietet dazu ein eindrucksvolles Beispiel. Darüber hinaus ist der Einfluß einzelner Elemente auf Mikrofauna und -flora bisher kaum bekannt, so daß eine langfristige Verstärkung der Wirkungen durch Rückkopplungseffekte nicht auszuschließen ist. Dies kann zum Zusammenbruch des Systems führen. Bislang haben anscheinend die Böden noch genügend Pufferkapazitäten, um das Überschreiten einer kritischen Schwelle zu verhindern.

8. Schriftenverzeichnis

- ACKERMANN, H. (1954): Die Vegetationsverhältnisse im Flugsandgebiet der nördlichen Bergstraße. – *Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt*, **2**: 134 S., 20 Abb., 7 Tab., 37 Taf; Darmstadt.
- BARGON, E. (1969): *Erl. Bodenkt. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg*: 60 S., 21 Tab., 21 Textprof.; Wiesbaden.
- BLUME, H. P. (1982): Böden des Verdichtungsraumes Berlin. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **33**: 269–280, 4 Abb., 4 Tab.; Göttingen.
- HORBERT, M., SUKOPP, H., HORN, R., & BORNKAMM, R. (1981): Großstadtypische Flächennutzungen und (besonders boden-)ökologische Wirkungen. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.* **31**: 43–102, 12 Abb., 10 Tab.; Göttingen.
- & RUNGE, M. (1978): Genese und Ökologie innerstädtischer Böden aus Bauschutt. – *Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd.*, **141**: 727–740; Weinheim.
- CZARNOWSKA, K., GWOREK, B., KOZANECKA, T., LATUSZEK, B., & SZAFRANSKA, E. (1983): Heavy Metals Content in Soils as Indicator of Urbanization. – *Polish Ecological Studies*, **9** (1–2): 63–79, 2 Abb., 6 Tab.; Warsaw.
- FRANCK, E. v. (1979): Vergleich von Methoden zur Bestimmung des verfügbaren Zinks im Boden. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **29**: 595–602, 1 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- FRIEDRICH, H. (1983): Räumliche Verteilung von Schwermetallen in den Böden im Bereich Darmstadts und ihre Beziehung zur Vegetation. – Unveröff. Staatsexamensarbeit geogr. Inst. TH Darmstadt: 194 S., 29 Abb., 18 Tab., 5 Kt.; Darmstadt.
- HARRES, H. P. (1978): Landschaftsökologische Grundlegung naturbedingter agrarer Nutzungseignung am Beispiel der Gemarkung von Hahn und Malchen (nördlicher Oberrheingraben). – Unveröff. Diss. Fachber. Géowiss. u. Geogr. TH Darmstadt: 357 S., 11 Abb., 15 Tab., 2 Diagr., 31 Kt.; Darmstadt.
- (1982): Die Aussagemöglichkeiten der anthropogen umgestalteten Bodenprofile des ehemaligen Schießplatzgeländes südöstlich der Heimstättensiedlung (Darmstadt). – *Naturwiss. Ver. e. V. Berichte*, **N. F.**, **6**: 19–38, 4 Abb., 2 Tab.; Darmstadt.
- HERMS, U., & BRÜMMER, G. (1980): Einfluß der Bodenreaktion auf Löslichkeit und tolerierbare Gesamtgehalte an Nickel, Kupfer, Zink, Cadmium und Blei in Böden und kompostierten Siedlungsabfällen. – *Landwirtsch. Forsch.*, **33**: 408–423, 5 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- HÖLLWARTH, M. (1982): Überwachung städtischer Schwermetallimmissionen mit Hilfe eines Bioindikators. – *Staub – Reinhalt. Luft*, **42** (10): 373–377, 4 Abb., 7 Tab.; Düsseldorf.
- (1984): Entwicklung der Schwermetallgehalte von Eibennadeln an städtischen Standorten von 1975 bis 1982. – *Angew. Botanik*, **58**: 21–30, 4 Abb., 2 Tab.; Göttingen.

- HORAK, O. (1979): Untersuchungen zur Bleiaufnahme der Pflanze. – *Bodenkultur*, **30**: 120–126; Wien.
- KLOKE, A. (1974): Blei – Zink – Cadmium Anreicherung in Böden und Pflanzen. – *Staub – Reinh. Luft*, **34** (1): 18–21, 2 Abb.; Düsseldorf.
- (1977): Orientierungsdaten für tolerierbare Gesamtgehalte einiger Elemente in Kulturböden. – *Mitt. VDLUFA*, **2**: 32–38, 1 Tab.; Darmstadt.
- (1980): Orientierungsdaten für tolerierbare Gesamtgehalte einiger Elemente in Kulturböden. – *Mitt. VDLUFA*, **1–3**: 9–11, 1 Tab.; Darmstadt.
- (1981): Schwermetalle in Böden und Pflanzen ländlicher und stadtnaher Gebiete. – *Der Stickstoff*, **13**: 53–61; Düsseldorf.
- (1983): Die Bedeutung des Klärschlammes für die Pflanzenproduktion/Düngewirkung und Schwermetallproblematik. Manuskripte des ATV-Fortbildungskurses für Wassergütewirtschaft, Abwasser- und Abfalltechnik vom 11.–13. 10. 1983 in Essen: 1–28, 9 Tab., 5 Abb.; Bonn.
- (1984): Problematik von Orientierungs-, Richt- und Grenzwerten für Schwermetalle in biologischen Substanzen. Entstehung von Umweltstandards/Derzeitige Belastung von Böden und Pflanzen. – *Loccumer Protokolle*, **2**: 61–119, 23 Übers.; Rehburg-Loccum.
- KRISHNAMURTY, K. V., SHPIRT, E., & REDDY, M. M. (1976): Trace Metal Extraction of Soils and Sediments by Nitric Acid-Hydrogen Peroxide. – *Atomic Absorption Newsletter*, **15** (3): 68–70, 3 Tab.; Norwalk (Connecticut).
- LICHTFUSS, R., & NEUMANN, U. (1982): Schwermetalle in straßennahen Böden der Stadt Kiel. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **33**: 67–73, 3 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- LUX, W. (1982): Schwermetallverteilung in Böden im Südosten Hamburgs. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **33**: 81–89, 5 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
- MERKEL, D., & KÖSTER, W. (1976): Der Nachweis einer Zinktoxizität bei Kulturpflanzen durch die Bodenuntersuchung mit Hilfe der CaCl_2 -Methode. – *Landwirtsch. Forsch. S.-H.* **33**: 274–281; Frankfurt a. M.
- MILES, L. J., & PARKER, G. R. (1979): DTPA soil extractable and plant heavy metal concentrations with soil added Cd treatments. – *Plant and Soil*, **51**: 59–68; The Hague.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Aufl., 300 S., 60 Abb.; Frankfurt a. M. (DLG-Verlag).

Manuskript eingegangen am 23. 10. 1984

Untersuchungsergebnisse über Bodenpflege und Wasserhaushalt im Weinbau

Von

BERTHOLD STEINBERG*

Kurzfassung: Es wurde untersucht, ob trockenresistente Pflanzen, auch in Kombination mit einer Tropfberegnung, zur langjährigen Begrünung von trockenen Hang- und Steillagen im Weinbau geeignet sind.

Die Untersuchungen wurden in Niederhausen/Nahe und in Versuchsanlagen des Instituts für Weinbau in Geisenheim/Rheingau durchgeführt.

Folgende Aussagen können getroffen werden:

Die Magerrasen-Mischungen sind nach den bisherigen Erkenntnissen geeignet, die Erosion zu mindern, die Steigfähigkeit von Zugmaschinen zu erhöhen und den Humusspiegel im Boden in den oberen Zentimetern leicht anzuheben. Die Steuerung der Tropfberegnung erfolgte über die Bodenfeuchte (z. B. mit Gipsblöcken gemessen).

Die Einsickerungsgeschwindigkeit des Wassers im Boden wird durch eine Begrünung reduziert (Minderung der Ein- und Auswaschung).

Die vegetative Leistung der Reben wird durch die Dauerbegrünung in der Tendenz reduziert. Der Einfluß der Art der Bodenpflege auf die Menge und Güte des Ertrages wird nachgewiesen.

Abstract: The suitability for viticulture of drought resistant plants, also in combination with drip irrigation, in dry soils was investigated.

The investigation was carried out in vineyards with steep situation at Niederhausen/Nahe and in the experimental vineyards of the Institute of Viticulture at Geisenheim.

The following results were obtained:

Special cover with grass is suited to decrease erosion, increase the climbing ability of tractors and increase the humus content of the upper layer of the soil. Drip irrigation was controlled by the moisture content of the soil (eg. measuring with plaster of Paris blocks). The speed of water penetration into the soil is reduced.

Permanent green cover reduces the vegetative growth of the vines. The influence of the kind of tillage on quantity and quality of the crop was estimated.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	272
2.	Material und Methoden	273
2.1.	Auswahl und Anlagen der Versuche	273
2.2.	Beschreibung der Versuchsflächen	274

* Herrn Prof. Dr. HEINRICH ZAKOSEK zum 60. Geburtstag gewidmet.
Prof. Dr. B. STEINBERG, Institut für Weinbau, Rüdesheimer Str. 12–14, 6222 Geisenheim.

2.3. Methoden der Bodenfeuchtemessung	276
2.4. Messung der Infiltrationsgeschwindigkeit und der Wasserausbreitung	276
2.5. Erfassung der klimatischen Wasserbilanz	277
2.6. Methoden zur Erfassung der vegetativen und generativen Leistung der Rebe	278
3. Ergebnisse	278
3.1. Bodenfeuchte	278
3.2. Humusgehalt	280
3.3. Infiltrationsgeschwindigkeit und Wasserausbreitung	281
3.4. Klimatische Wasserbilanz	284
3.5. Vegetative und generative Leistung der Rebe	286
4. Zusammenfassung und Schlußfolgerung	290
5. Schriftenverzeichnis	292

1. Einleitung

In den vergangenen Jahren kam es immer wieder bei starken Niederschlägen besonders in feinerdereichen Hang- und Steillagen des Weinbaus zu Erosionsschäden. So stellte RODRIAN an einem Hang von 10% nach zwei gewittrigen Regenfällen von 55 bzw. 38 mm im Juli/August 1955 eine Abtragung von 100 m³/ha fest, und BLÜM (1975) erfaßte in einer ortsüblich bearbeiteten Parzelle an einem Hang von weniger als 30% Neigung nach einem Niederschlag von 31 mm Bodenverluste von etwa 140m³/ha. Nach SCHMITT (1955) betragen im Jahre 1949 die erodierten Bodenmassen in einem Rodfeld in Rüdesheim auf einer Fläche von 1,4 ha 1380 m³ Boden und Geröllmassen. 1973 kam es wieder in Rüdesheim zu verheerenden Erosionsschäden (KUDER 1974).

Diese starke Zunahme der Abschwemmschäden im Weinbau sind oft im Zusammenhang mit der Flurbereinigung und einer zu geringen organischen Düngung zu sehen. Terrassenförmige Anlagen mit Stützmauern standen einem rationellen Maschineneinsatz im Weg und wurden im Zuge der Flurbereinigung entfernt. Gleichzeitig wurden größere Zeilenlängen geschaffen, die der Erosionsgefahr Vorschub leisteten. Die stärkere Mechanisierung der Bodenbearbeitung trägt ebenfalls zur Erhöhung der Erosionsanfälligkeit bei.

Besonders aus ökonomischen Gründen ist es für die Hang- und Steillagen, die gegenüber den Direktzuglagen benachteiligt sind, unabdingbar, die Erosionsgefahr auf das Minimum zu beschränken. Durch den Vorgang des Bodenabtrages treten Störungen in den oberen Bodenschichten und im Wasserhaushalt auf, die den physikalischen Bodenzustand verschlechtern und erhebliche Nährstoff- und Humusverluste auslösen können.

Ein wirksamer Schutz gegen die Erosion ist gegeben, wenn der Boden durch eine Dauerbegrünung oder durch ständiges Abdecken mit organischem Mulchmaterial gegen die direkten Einflüsse der Atmosphärrillen (Sonne, Wind und Regen) geschützt ist. Nach WILLIAMS & ALLMANN (zit. n. HORNEY 1969) kann z. B. die Einsickerung bei einer Grasdecke 40 mal so groß sein wie bei einem bearbeiteten Lößboden, dessen Poren zugeschwemmt sind. EGGENBERGER, NAUF & TOTH (1964) fanden, daß über einem unbedeckten Boden 110 Sekunden zur Infiltration von 500 cm³ Wasser, bei einer Kleedecke nur 42 Sekunden benötigt wurden. Außerdem erhöht die Grasdecke den Rauheitswert der Bodenoberfläche, der für den Oberflächenabfluß maßgebend ist, und aktiviert die Mikroorganismen-tätigkeit im Boden durch die bessere Humusversorgung.

Die organische Substanz begünstigt in hohem Maße die Bildung und Stabilität eines grobporigen Aggregatgefüges in tonreichen Böden. Diese sind besonders für Schluff-,

Lehm- und Tonböden von Bedeutung, weil sie deren Wasser- und Lufthaushalt verbessern. So fand SCHEFFER (zit. n. SCHRADER 1970) bei Bedeckungsversuchen im offenen Boden 3%, bei Strohabdeckung 17% und bei Grasdecke 34% wasserstabile Krümel, die nicht verschlammten.

Nach KADISCH (1967, 1969, 1970) wies eine Dauerbegrünungsparzelle einen höheren Gehalt an Bodenluft auf als die bearbeitete Kontroll-Parzelle. Bei eigenen Untersuchungen konnte in einer natürlich begrüneten Parzelle ebenfalls ein erhöhter Luftgehalt gemessen werden (STEINBERG 1970). Andere Autoren konnten durch die Begrünung eine Zunahme der schnell dränenden Poren bzw. Grobporen nachweisen. Wenn trotz dieser Vorteile auf eine biologische Bodenpflege verzichtet und eine mechanische Bodenbearbeitung durchgeführt wird, was im deutschen Weinbau heute noch überwiegend geschieht, so sollte das Ziel auch dieser mechanischen Bearbeitung sein, die Bodengare zu fördern und zu erhalten. An eine sachgemäße mechanische Bodenbearbeitung werden folgende Forderungen gestellt:

1. Erhaltung und Verbesserung der Bodenstruktur
2. Verbesserung von Wasseraufnahme und -versickerung (Erosionsschutz)
3. Verdunstungsschutz
4. Mischung und Einarbeitung von organischen und mineralischen Düngern
5. Ausformung der Bodenoberfläche
6. Unkrautbekämpfung

Im Rahmen dieser Arbeit soll aufgezeigt werden, wie nach den oben genannten Aspekten die gewählten trockenresistenten Pflanzen auf den trockenen, skelettreichen Standorten im Steilhang eine dauerhafte Begrünung ergeben, ohne einen Abfall von Menge und Güte des Ertrages auszulösen. Gleichzeitig wird anhand von Ergebnissen berichtet, wie die mechanische Bodenpflege im Vergleich zur biologischen zu beurteilen ist und ob die Kombination Tropfberegnung mit dürreresistenten Pflanzen zu einer Verbesserung der Bodenfruchtbarkeit und zu einer Anhebung des Ertrages nach Menge und Güte führt.

Dies ist auch deshalb von Bedeutung, weil nach dem Rahmengesetz des Bundes von den Ländern durch Rechtsverordnung die Beregnung im Weinbau auf Standorten mit mindestens 30% Steigung sowie skelettreichen oder flachgründigen Böden zugelassen werden kann, wenn die Umweltbedingungen dies rechtfertigen. Die Zielsetzung bei der Zusatzberegnung besteht in erster Linie in der Förderung der Qualität auf trockenen Standorten.

Die angeführten Untersuchungsergebnisse wurden im Institut für Weinbau, Geisenheim, erarbeitet.

2. Material und Methoden

2.1. Auswahl und Anlagen der Versuche

Die Versuche wurden in den Weinbaugebieten Rheingau und Nahe angelegt. Die Auswahl der Versuchsflächen erfolgte nach bodenökologischen und klimatischen Faktoren. Für die Prüfung der trockenresistenten Begrünungspflanzen wurde an der Nahe ein trockener Standort ausgewählt. Die Reben sollten aufgrund von

- a) Exposition und Inklination
- b) Bodenbeschaffenheit (flachgründig, hoher Skelettanteil)

in Jahren mit unterschiedlichen Niederschlagshöhen bzw. schlechter Niederschlagsverteilung unter Trockenheit leiden, so daß geprüft werden kann, ob die Einsaat von trockenresistenten Begrünpflanzen zu Nachteilen für die Rebe führt.

Im Rheingau wurde auf einem mittelschweren Boden der Versuch zur Bodenpflege angelegt, um langfristig zwei Formen der Dauerbegrünpung gegen verschiedene Varianten der mechanischen Bodenpflege vergleichen zu können.

2.2. Beschreibung der Versuchsflächen

Betrieb	Staatsdomäne Niederhausen	Institut für Weinbau Geisenheim
Gemarkung	Niederhausen	Geisenheim
Lage	Steinberg	Mäuerchen
Exposition	Süd-West	Süd
Inklination	30%	10%
Rebsorte	Müller-Thurgau	Riesling
Unterlage	5 BB	26 G
Pflanzjahr	1974	1958
Zeilenbreite	1,60 m	1,48 m
Stockabstand	1,10 m	2,00 m
Standraum	1,76 m ²	2,96 m ²
Erziehungsart	Halbbogen	Flachbogen
angeschnittene Augen pro m ²	8	8
Stockbelastung	14 Augen	24 Augen
Bodenansprache	schluffiger lehmgiger Sand über Porphyritgrus	Lößlehm über tertiärem Rupelton

Folgende Varianten wurden im Frühjahr 1980 in Niederhausen angelegt:

- Variante 1: Mechanische Bodenbearbeitung mit Tropfberegnung
- Variante 2: Magerrasen mit Tropfberegnung
- Variante 3: Magerrasen/Müllkompost mit Tropfberegnung
- Variante 4: Kleearten mit Tropfberegnung
- Variante 5: *Hieracium* mit Tropfberegnung
- Variante 6: Mechanische Bodenbearbeitung ohne Tropfberegnung
- Variante 7: Magerrasen ohne Tropfberegnung
- Variante 8: Magerrasen/Müllkompost ohne Tropfberegnung
- Variante 9: Kleearten ohne Tropfberegnung
- Variante 10: *Hieracium*-Arten ohne Tropfberegnung

In Geisenheim wurde der Versuch im Frühjahr 1965 mit folgenden Varianten angelegt:

- Variante 1: Weidelgras
- Variante 2: extensive Bodenbearbeitung
- Variante 3: intensive, flache Bodenbearbeitung
- Variante 4: natürliche Begrünpung
- Variante 5: Standard mit Zu- und Abpflügen

Die Auswahl der Einsaaten bzw. Abdeckungen erfolgte in Niederhausen nach den Untersuchungen von ARNETH (1979) sowie den Erkenntnissen aus den bisher im Institut für Weinbau durchgeführten Begrünungsversuchen.

Der Magerrasen wurde im Juni 1980 mit folgender Zusammensetzung ausgesät:

- 30% *Festuca ovina* (Schafschwingel)
- 20% *Festuca rubra commutata* (Horstrotschwingel)
- 10% *Festuca rubra rubra Novorubra* (Ausläufertreibender Rotschwingel)
- 15% *Agrostis tenuis* (Rotes gemeines Straußgras)
- 20% *Poa pratensis* (Wiesenrispe)
- 3% *Trifolium dubium* (Fadenklee)
- 2% *Lotus corniculatus* (Hornschatenklee)

Die Saatstärke betrug 20 g/m² (200 kg/ha). Die hohe Aussaatmenge wurde gewählt, um auf diesem skeletthaltigen Boden möglichst schnell einen geschlossenen Bestand zu bekommen. Bei dieser Magerrasenmischung handelt es sich um flach bis mäßig tiefwurzelnde, ausdauernde Untergräserarten mit rasen- bzw. horstbildenden Eigenschaften bei geringer Oberflächenentwicklung (KLAPP 1965, ARNETH 1979). Die Bezeichnung „Magerrasen“ bezieht sich primär auf den Nährstoffanspruch der Pflanzen.

Die gleiche „Magerrasenmischung“ kam in einer weiteren Variante zur Aussaat. Hier wurden jedoch zusätzlich kurz vor der Einsaat des Magerrasens noch 14 m³ Müllkompost (entspricht 100 m³/ha) ausgebracht, da durch das Ausbringen der organischen Masse ein wahrscheinlich besserer und gleichmäßigerer Aufwuchs zu erwarten war.

Die Kleearten wurden ebenfalls im Juni 1980 ausgesät, wobei die Saatstärke nur 5 g/m² (50 kg/ha) betrug. Hierbei handelt es sich um niederwüchsige, dürreresistente Kleearten, die an trockene, kalkhaltige Standorte angepaßt sind. Die Mischung bestand je zu einem Drittel aus:

- Anthyllis vulneraria* (Wundklee)
- Lotus corniculatus* (Hornschatenklee)
- Medicago lupulina* (Hopfenklee oder Gelbklee)

Neben dem Magerrasen und den Kleearten wurden zwei *Hieracium*-Arten als weitere trockenresistente Begrünungspflanzen ausgewählt. Diese *Hieracium*-Arten sind polsterartige Bodendecker, die an mäßig trockene, magere Böden angepaßt sind. Sie besitzen oberirdische Kriechsprossen mit zahlreichen Knospen. Aufgrund ihrer geringen Oberflächenentwicklung, ihrer Blattsukkulenz und ihres intensiv flachen Wurzelsystems lassen die *Hieracium*-Arten eine geringere Beanspruchung des Bodenwasserhaushaltes als bei einer geschlossenen Rasendecke erwarten (ARNETH 1979).

Die Pflanzen wurden am 16. und 17. April 1980 von Hand ausgepflanzt, wobei 6–8 Pflanzen pro m² gesetzt wurden.

Folgende *Hieracium*arten wurden verwendet:

- Hieracium pilosella* (Kleines Habichtskraut)
- Hieracium aurantiacum* (Orangerotes Habichtskraut)

Im Frühjahr 1965 wurde in der Versuchsanlage in Geisenheim das Deutsche Weidelgras (*Lolium perenne*) in einer Saatstärke von 100 kg/ha (10 g/m²) ausgesät.

Die natürliche Begrünung wurde ab gleichem Zeitpunkt (1965) durch regelmäßiges Mulchen herangezogen und setzte sich aus den bodentypischen Gräsern und Kräutern

zusammen (z. B. Löwenzahn, Hirtentäschel, Knötericharten, Brennessel, Wiesenrispe, Trespel).

In der Versuchsanlage in Niederhausen wurde, wie bei den Varianten zu ersehen ist, eine Tropfberegnung mit eingesetzt. Zur Anwendung in den Hang- und Steillagen kam das mit eingebautem Druckkompensator ausgestattete System „Eternomatic“. Die Tropfer wurden nach Möglichkeit stets ca. 20 cm oberhalb jedes Rebstockes angebracht, da die Wasserbewegung im Boden hangabwärts gerichtet ist.

2.3. Methoden der Bodenfeuchtemessung

Um die Auswirkung der Art der Bodenpflege auf den Wasserhaushalt des Bodens zu erfassen und zur Steuerung der Tropfberegnungsanlage wurden während der Vegetationsperioden im Abstand von einer Woche Bodenfeuchtemessungen durchgeführt. Die Messung der Bodenfeuchte erfolgte anhand der Gipsblockmethode. Bei dieser Methode geht man davon aus, daß der Widerstand, der dem Transport elektrischer Ladungen zwischen zwei in den Boden eingebrachten Polen entgegengesetzt wird, in hohem Maße von dem Wassergehalt des Bodens und den gelösten Elektrolyten abhängt (COLLINS 1977). Ermittelt wurden die elektrischen Widerstandswerte mit einem Soilmoisture-Meter, dessen gemessener Widerstand in Skalenteilen ausgedrückt wird.

Für jeden Standort wurde eine gesonderte Eichkurve erstellt, um die Umrechnung in Feuchtigkeitsgrößen vornehmen zu können.

Da die Schwankungsbreite der Bodenfeuchte im Freiland keine Feuchtwerte erfaßte, die den gesamten Bereich der nutzbaren Wasserkapazität abdeckte, außerdem auf dem skeletthaltigen Boden die Streubreite der Bodenfeuchte bei den Wiederholungen pro Bodentiefe und Termin relativ groß war und zum anderen der Hysteresiseffekt der Gipsblöcke gewisse Probleme ergab, mußte die Eichung unter genau definierten Bedingungen im Labor erfolgen. Zu diesem Zweck wurden die Gipsblöcke und das sie umgebende Bodenmaterial am Meßpunkt entnommen und in Töpfe gefüllt. Nachdem man die maximale Wasserkapazität des Bodens bestimmt hatte, wurden die Töpfe auf einen bestimmten Prozentsatz der maximalen Wasserkapazität eingestellt. Danach wurden die Töpfe einer langsamen Austrocknung unterworfen, um den Hysteresiseffekt der Gipsblöcke weitgehend auszuschalten. Durch tägliche Wägungen und Ablesen der dazugehörigen Skalenwerte der Gipsblöcke konnten über einen großen Feuchtigkeitsbereich Wertepaare ermittelt werden, die es ermöglichten, für jede Bodenprobe und den entsprechenden Gipsblock eine spezifische Eichkurve aufzustellen.

In Niederhausen wurde im Freiland die Bodenfeuchte in den Varianten „mechanische Bodenbearbeitung mit Tropfbewässerung“, „Magerrasen/Müllkompost mit Tropfbewässerung“ und „Kleearten mit Tropfbewässerung“ gemessen, und zwar in den Bodentiefen 20 cm, 40 cm, 60 cm und 80 cm.

Die Bestimmung der jeweiligen Feldkapazität und des Welkepunktes erfolgte in einer pF-Apparatur.

2.4. Messung der Infiltrationsgeschwindigkeit und der Wasserausbreitung

Um zu klären, inwieweit die Begrünung auf dem skeletthaltigen Boden der Versuchsanlage Niederhausen die Einsickergeschwindigkeit beeinflußt, wurden im Jahre 1982 Messun-

gen der Infiltrationsgeschwindigkeit durchgeführt. Vor der Wassergabe über den Tropfer wurde die Ausgangsfeuchte anhand der Gipsblockmethode festgehalten. Während der Beregnung wurde dann die Zeit notiert, die das Wasser unter einem Tropfer benötigte, um in 20, 40, 60 und 80 cm Bodentiefe die Feuchtwerte anzuheben. Die Messungen erfolgten in der Magerrasenparzelle mit „mechanischer Bodenbearbeitung“.

Da eine exakte Probeentnahme aufgrund des hohen Skelettanteiles in der Versuchsanlage Niederhausen nicht möglich war, wurden zur Bestimmung der Ausbreitung des Wassers im Boden unter einem Tropfer drei Standorte in Geisenheim gewählt, welche sich in Bodenart und Inklination unterschieden. Die Lage Fuchsberg besaß einen relativ schweren Boden (lehmig-toniger Schluff mit Rohlöß durchsetzt), ebenso die Lage Mäuerchen (Lößlehm über tertiärem Rupelton). In der Lage Rothenberg bestand sowohl der Rigolhorizont als auch der Untergrund aus einem steinigen, sandigen Lehm. Kurz bevor mit der Beregnung begonnen wurde, wurde die Ausgangsfeuchte mit Hilfe der gravimetrischen Methode festgestellt. Es wurden im Mäuerchen und im Fuchsberg 15 l/Tropfer ausgebracht und im Rothenberg 9,3 l/Tropfer. Die Ausbringmenge/Tropfer und Stunde lag zwischen 4 und 5 l. 24 Stunden nach Beregnungsbeginn wurden im Abstand von 10 cm vom Tropfer entfernt quer zum Hang und in der Falllinie Bodenproben entnommen. Zur Tiefe hin wurden ebenfalls alle 10 cm bis maximal 80 cm Proben gezogen. Die Bestimmung der Bodenfeuchte erfolgte gravimetrisch.

2.5. Erfassung der klimatischen Wasserbilanz

Die angewandten Methoden für die Bestimmung der aktuellen Bodenfeuchte sind oft arbeitsaufwendig, kostenintensiv und z. T. für die Praxis ungeeignet. Aus diesen Gründen wurden zur Bestimmung des Termins für die Tropfberegnung zusätzlich meteorologische Verfahren herangezogen. Als Grundlage bot sich die klimatische Wasserbilanz an, da die Wasserversorgung der Pflanze von der Niederschlags- und Verdunstungsgröße abhängig ist.

Die klimatische Wasserbilanz basiert auf der Wasserbilanzgleichung.:

$$BF = N - ETP - A - S$$

Wenn die Transpiration der Pflanzenbestände nicht durch äußere Einflüsse wie zu niedrige Bodenfeuchte eingeschränkt ist, ergibt sich die Bodenfeuchteänderung (BF) aus der potentiellen Evapotranspiration (pot. ETP), dem Niederschlag (N), dem Oberflächenabfluß (A) und der Sickerung (S). Auf dieser Basis entwickelten KORTE (1958) und CZERATZKI (1969) das „Völkenroder Verfahren“ um Einsatzlenkung der Feldberegnung, das in der niedersächsischen Beregnungspraxis weit verbreitet angewendet wird.

Ausgehend von einer zu Beginn der Hauptvegetationsperiode bestimmten nFK wird hierbei der Bodenfeuchteverlauf mit Hilfe der klimatischen Wasserbilanz fortgeschrieben, wobei eine weitgehende Annäherung an die Werte des tatsächlichen Wasserverbrauchs erreicht wird.

Bei einem rationellen Einsatz der Beregnung ist weder mit Verlusten durch Oberflächenabfluß noch durch Sickerwasser zu rechnen. Das eigentliche Problem besteht in der Bilanzierung der Verdunstung. Die Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration erfolgte mit einem Evaporimeter nach CZERATZKI.

Jeweils in unmittelbarer Nähe der Gipsblöcke wurde ein Verdunstungsmesser aufgestellt, wobei die Position für die keramische Scheibe so gewählt wurde, daß sie sich in 10 cm über der Laubwand befand. Die Verdunstungswerte wurden wöchentlich erfaßt und die Niederschläge direkt am Versuchsstandort täglich gemessen.

Für den optimalen Einsatz der Tropfberegnung sind neben der Beurteilung der Beregnungsbedürftigkeit eines Standortes die Ermittlung der Beregnungstermine in den einzelnen Jahren wie auch die Wassergaben pro Beregnungstermin wichtig.

Die Beregnungsbedürftigkeit hängt in erster Linie ab von

1. dem Wasserspeichungsvermögen der Böden,
2. den Niederschlägen während der Vegetationszeit,
3. der Intensität der Einstrahlung bzw. dem Wärmehaushalt.

Aus diesen Gründen wurden die pF-Werte, die aktuelle Bodenfeuchte und die klimatische Wasserbilanz zur Steuerung der Zusatzberegnung herangezogen.

2.6. Methoden zur Erfassung der vegetativen und generativen Leistung der Rebe

Um die Leistung der Rebe, beeinflußt durch die verschiedenen Varianten der Bodenpflege und der Tropfberegnung, zu erfassen, wurden folgende Messungen und Untersuchungen durchgeführt:

1. Messungen der Blattflächen und Blattmassen
2. Erfassung des Holzertrages
3. Bestimmung des Reifeverlaufes
4. Ermittlung der Ernteergebnisse
5. Bonitierung des Botrytisbefalls

3. Ergebnisse

3.1. Bodenfeuchte

In Abb. 1 sind die für die einzelnen Versuchsanlagen berechneten Feuchte-Eichgeraden aufgetragen. Mit Hilfe dieser Eichgeraden wurden die ermittelten Werte mit den Gipsblöcken in Vol.-% Bodenfeuchte umgerechnet (Gipsblockskalenteile = 0–100). Dadurch konnte die Bodenwasserdynamik unmittelbar ermittelt werden. Dies ist für eine optimale Zusatzberegnung dringend erforderlich. Nach den bisherigen Untersuchungen im Institut für Weinbau ist je nach Entwicklung der Rebe der optimale Beregnungszeitpunkt dann erreicht, wenn die aktuelle Bodenfeuchte unter ca. 50% der nutzbaren Wasserkapazität absinkt. Die pflanzenverfügbare Bodenwassermenge ist abhängig von der nutzbaren Wasserkapazität und der Durchwurzelungstiefe, von der mechanischen Zusammensetzung, dem Humusgehalt und der Bodenstruktur. Bei Kenntnis dieser Einzelgrößen kann auf die nutzbare WK geschlossen werden. In Zusammenarbeit mit Schaller, Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung, Geisenheim, wurde folgendes Beispiel berechnet und damit aufgezeigt, wie wichtig die Kenntnis der Speicherleistung für eine sachgerechte Beregnung ist.

Bei einem Porenvolumen von 40–50% gelten nach SCHLICHTING & BLUME (1966) zwischen Bodenart und Wasserkapazität die in Tab. 1 wiedergegebenen Beziehungen.

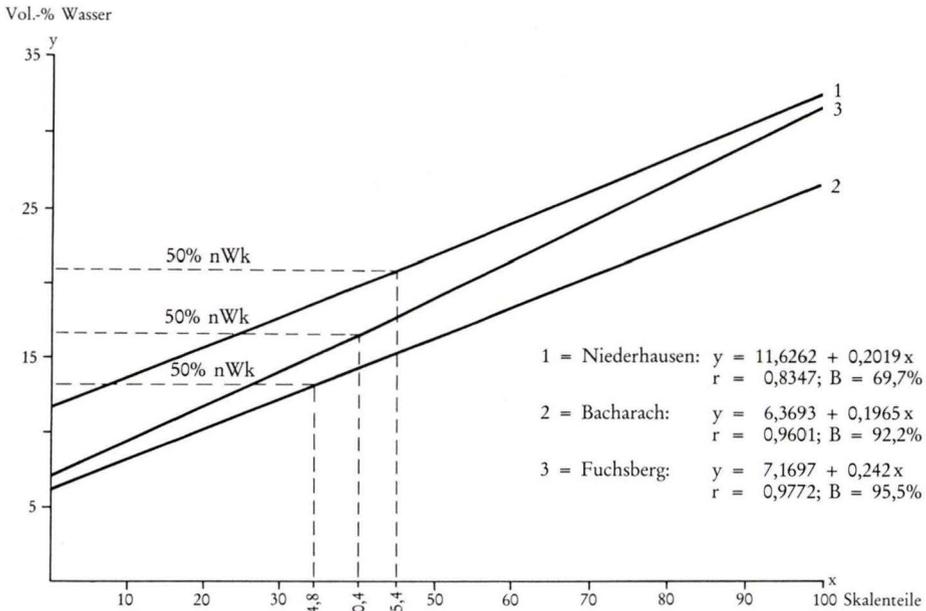


Abb. 1. Feuchte-Eichgeraden zur Gipsblockmessung.

Tab. 1. Beziehungen zwischen Bodenart und Wasserkapazität

	S	SI	IS	SL	sL	L	LT	T
Wasserkapazität	10	15	20	25	30	35	40	45 Vol.-%
Luftkapazität	30	26	22	18	14	11	8	5 Vol.-%

SI = anlehmiger Sand, IS = lehmiger Sand, SL = stark sandiger Lehm, sL = sandiger Lehm, LT = lehmiger Ton, T = Ton

Für die nutzbare Speicherleistung ergeben sich, bedingt durch die unterschiedliche Porengrößenverteilung, nach SCHLICHTING & BLUME (1966) die in Tab. 2 niedergelegten Werte.

Tab. 2. Nutzbare Speicherleistung in Vol.-%

S	SI	IS	SL	sL	L	LT	T
7	11	14	18	20	20	17	13 Vol.-%

Daraus läßt sich relativ leicht eine nutzbare Speicherleistung für einen z. B. 50 cm mächtigen Boden berechnen.

In jeder 10 cm dicken Bodenlage entspricht 1 Vol.-% Wasser 1 mm Regenhöhe. Die summierten Produkte aus den ermittelten Werten für die entsprechenden Bodentiefen

(Horizontmächtigkeit in cm Tiefe) ergeben die nutzbare Speicherleistung des Bodens in Liter/m² = mm Regen.

Die Wasserkapazität (Speicherleistung) wird durch jeweils 10 Gew.-% Skelett (Kies, Steine) um 1 Vol.-% erniedrigt. Hat man z. B. einen Sandboden mit einer Mächtigkeit von 50 cm und einem gleichbleibenden Skelettanteil von 30% oder einen T-Boden mit 50% Skelett, so ergibt sich die in Tab. 3 aufgeführte nutzbare Speicherleistung.

Tab. 3. Nutzbare Speicherleistung (Vol.-%) in Abhängigkeit vom Skelettanteil

Bodentiefe	0% Skelett Sand	30% Skelett Sand	0% Skelett Ton	50% Skelett Ton
10	7	4	13	8
20	14	8	26	16
30	21	12	39	24
40	28	16	52	32
50	35	20	65	40

Das Wasserspeichervermögen sollte durch einen Fachmann aus den vorliegenden Ergebnissen der Bodenkartierung festgestellt werden. Auf Standorten, für die noch keine Kartierung erfolgt ist, sollten unbedingt die Kardinalwerte Feldkapazität und Welkepunkt ermittelt und die aktuellen Bodenfeuchten entsprechend bewertet werden. Nach unseren Erfahrungen ist dies im Zusammenwirken mit einigen Klimadaten und z. B. den Verdunstungswerten, ermittelt mit dem Verdunstungsschreiber nach CZERATZKI, z. Z. die beste Methode, die Zusatzberechnung fachgerecht zu steuern.

3.2. Humusgehalt

Die langfristige Anhebung des Humusgehaltes durch eine Dauerbegrünung ist sehr bedingt möglich, da sie nur Nähr- und keinen Dauerhumus liefert. In Tab. 4 sind einige C-Gehalte aus den Jahren 1981 und 1982 wiedergegeben.

Tab. 4. C-Gehalte (%) in den Jahren 1981 und 1982 (nach HUSSE 1983)
Standort: Niederhausen

Variante	1981		1982	
	Krume	Unterboden	Krume	Unterboden
mech. Bodenbearbeitung	1,0	0,8	1,8	1,4
Magerrasen	1,5	0,9	2,3	0,9
Magerrasen/Müllkompost	1,6	0,8	2,5	1,1
Kleearten	1,8	1,3	2,0	1,0
<i>Hieracium</i> -Arten	1,7	1,2	1,8	1,2

In Niederhausen ist festzustellen, daß in der Krume die C-Gehalte wesentlich höher sind als im Unterboden. Außerdem liegen die Werte 1981 in den begrüneten Parzellen deutlich über denen in der mechanisch bearbeiteten Variante. Im Jahre 1982 konnten in der Regel bessere Humusgehalte ermittelt werden.

Der Einfluß der Bodenpflege auf den Humusgehalt läßt sich auch durch Ergebnisse aus dem Jahre 1978 aufzeigen (Tab. 5).

Tab. 5. Einfluß der Bodenpflege auf den Humusgehalt des Bodens 1978

Lage: Geisenheimer Rothenberg; Boden: sandiger Lehm;

Rebsorte: Riesling/5C; Normalanlage (1,50 × 1,00 m)

Variante	C-Gehalte in %		
	0–10 cm	10–30 cm	30–50 cm
Kontrolle	0,52	0,30	0,30
Magerrasen	0,87	0,34	0,30
Stroh eingearbeitet	0,71	0,34	0,32
Strohabdeckung	0,47	0,20	0,20
GD 5%	0,102	0,095	0,07

Lage: Geisenheimer Mäuerchen; Boden: toniger Lehm;

Rebsorte: Riesling/26G; Normalanlage (1,50 × 2,00 m)

Variante	C-Gehalte in %		
	0–20 cm	20–40 cm	40–60 cm
natürliche Begrünung	1,29	0,79	0,62
intensiv flache Bearbeitung	1,07	0,67	0,58
GD 5%	0,152	0,075	0,097

In beiden Lagen sind die C-Gehalte in der begrüneten Parzelle gesichert höher als in der mechanisch bearbeiteten, besonders in der Krume. Zum Untergrund hin gehen die C-Gehalte sehr stark in allen Varianten zurück. Es läßt sich aufgrund der Ergebnisse sagen, daß kurzfristig mit Sicherheit ein positiver Effekt auf den Humusgehalt und damit natürlich auch auf die Bodenfruchtbarkeit des Bodens ausgeübt wird. Ebenfalls günstig zu beurteilen ist der Einfluß der Begrünung auf die Nährstoffverfügbarkeit. Die durch die Begrünungswurzeln aufgenommenen Nährstoffe werden, sobald durch das Mulchen der Begrünung und die entsprechenden klimatischen Faktoren die Prozesse der Mineralisation eingeleitet werden, der Rebe wieder zur Verfügung gestellt. So werden z. B. einwertige Ionen durch Begrünung aufgenommen, zweiwertige bleiben in der Bodenlösung, z. B. Mg. Dieser Vorgang führt häufig zur Verringerung der Stielähme und auch zur Minderung der Chlorose. Bei mehreren Autoren ist nachzulesen, daß unter einer Begrünung die N-Gehalte niedriger liegen als unter mechanisch bearbeiteten Parzellen. Außerdem wird durch die Begrünung eine Verlangsamung der Verlagerung des Nitratstickstoffes in tiefere Bodenschichten hervorgerufen. Hier läßt sich der „umweltfreundliche Charakter“ der biologischen Bodenpflege ganz deutlich ablesen.

3.3. Infiltrationsgeschwindigkeit und Wasserausbreitung

Messungen der Infiltration zeigen, daß die Einsickergeschwindigkeit von der Art der Bodenpflege abhängig ist. Besonders in den oberen Bodenhorizonten, die am stärksten von Begrünungswurzeln durchzogen sind, wird die Einsickergeschwindigkeit des Wassers

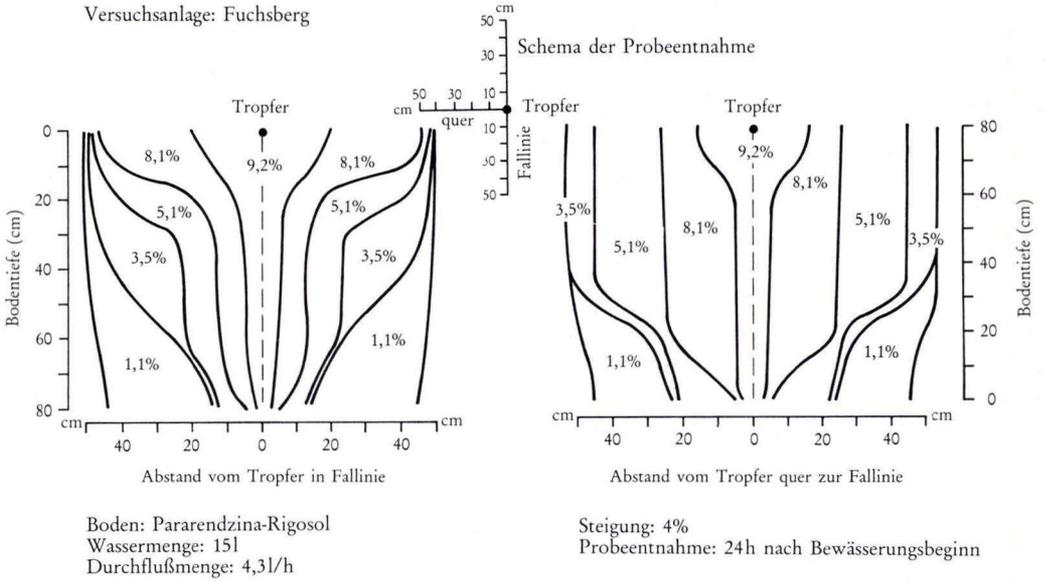


Abb. 2. Vertikale und horizontale Ausbreitung des Tropfwassers nach Tropfberegnung in Gew.-%, Versuchsanlage Fuchsberg (HUSSE 1983).

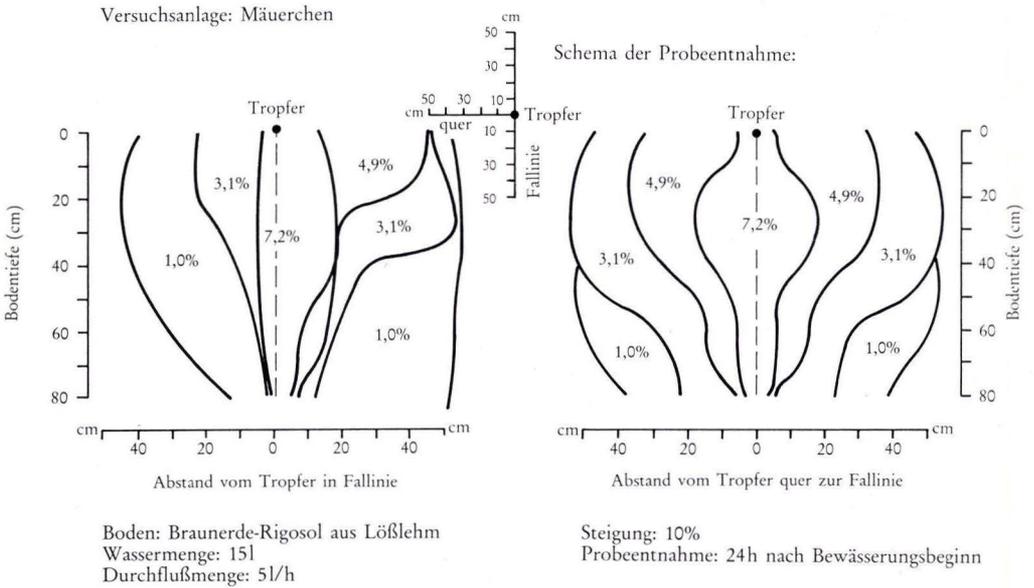


Abb. 3. Vertikale und horizontale Ausbreitung des Tropfwassers nach Tropfberegnung in Gew.-%, Versuchsanlage Mäuerchen (HUSSE 1983).

gegenüber den mechanisch bearbeiteten Varianten reduziert. In Tab. 6 ist die Einsickergeschwindigkeit wiedergegeben.

Tab. 6. Infiltrationsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Bodenpflege (HUSSE 1983)

Versuchsanlage: Niederhausen	Tiefe (cm)	Ausgangsfeuchte (Vol.-%)	Endfeuchte (Vol.-%)	Zeit* (Min.)
mechanische Bodenbearbeitung (Infiltrationsrate 11,4 l/Std.)	20	18,9	26,2	53
	40	27,8	30,4	73
	60	29,8	31,2	95
	80	24,7	25,2	135
Magerrasen (Infiltrationsrate 9,3 l/Std.)	20	14,5	28,2	79
	40	14,5	30,8	90
	60	14,5	30,8	103
	80	15,7	16,1	138

* Zeitspanne, die zwischen Beregnungsbeginn und dem Zeitpunkt lag, in dem die Skalenwerte der Gipsblöcke in den entsprechenden Bodentiefen merklich (4-6 Skalenteile) anstiegen.

ARNETH (1979) hat in Bodenpflegeversuchen im Rheingau Infiltrationsmessungen mittels Doppelring-Infiltrometer vorgenommen. Alle untersuchten Varianten, wie Magerrasen, Mischung (bestehend aus Hornschotenklee, Wundklee, Gelbklee und Habichtskraut),

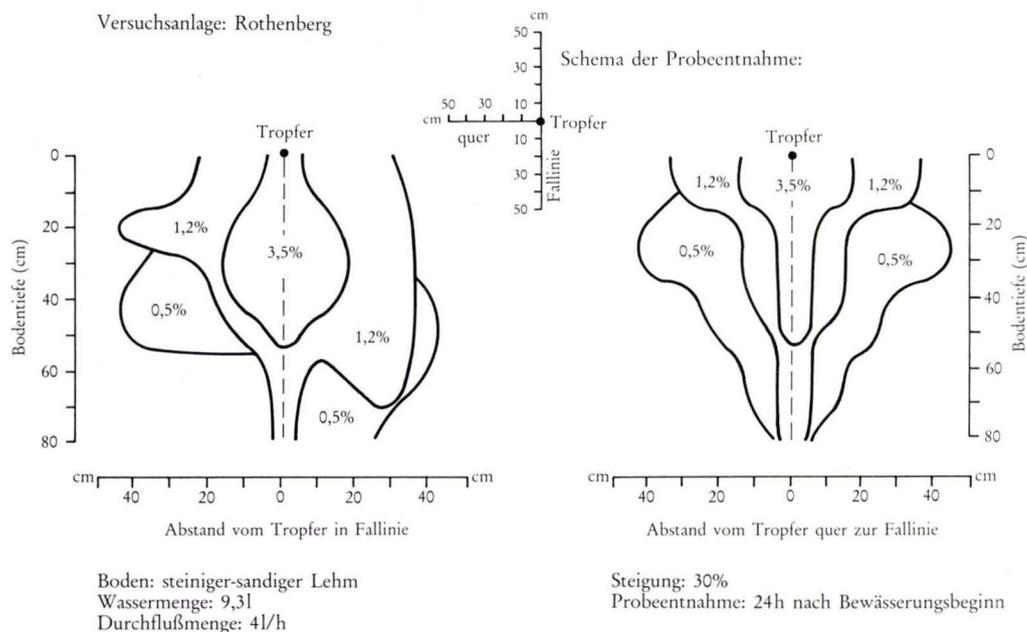


Abb. 4. Vertikale und horizontale Ausbreitung des Tropfwassers nach Tropfberegnung in Gew.-%, Versuchsanlage Rothenberg (HUSSE 1983).

lagen gesichert höher, d. h. günstiger als bei der Kontrolle. Bei den genannten Varianten war die Infiltrationsgeschwindigkeit höher als bei der Kontrolle, und zwar bei

- Magerrasen ca. 3,8 mal,
- Mischung ca. 7,2 mal,
- Habichtskraut ca. 4,4 mal.

Während in der Kontrollparzelle die Versickerungsdauer für 10 mm Niederschlag (10 l/m²) nach Erreichung der Versickerungskonstanten ca. 12 Minuten dauerte, versickerte die gleiche Wassermenge in der Magerrasenparzelle in ca. 3 Minuten und in der Parzelle „Mischung“ in knapp 2 Minuten. Die Untersuchungen wurden auf einem flachgründigen, skelettreichen Schieferverwitterungsboden bei 42–45% Neigung in einer Rieslinganlage auf 5 BB durchgeführt. Beide Ergebnisse widersprechen sich nicht. Während HUSSE (1983) die Einsickerungsgeschwindigkeit bis in 80 cm Bodentiefe registrierte und den positiv abbremsenden Effekt der besser durchwurzelten Begrünungs-Varianten nachweisen konnte, zeigt ARNETH (1979) mit der von ihm gewählten Untersuchungsmethode auf, daß die Wasseraufnahme in der Bodenoberfläche durch die Begrünung um ein Vielfaches verbessert wird. Dies bedeutet, wie auch bereits einleitend aufgezeigt, daß z. B. die Gefahr von Erosionen gemindert wird im Vergleich zu einem mechanisch bearbeiteten Boden. Die verringerte, langsame Weiterleitung des Wassers in größere Bodentiefen bedeutet auch, daß leicht lösliche Nährstoffe nicht so schnell der Ein- und Auswaschung wie in offengehaltenen Böden unterliegen.

Von den umfangreichen Messungen über die Wasserausbreitung im Boden, ausgelöst durch die Tropfberegnung auf verschiedenen Standorten, soll an wenigen Beispielen aufgezeigt werden, wie abhängig dies von der Bodenart, der Bodenfeuchte, der Inklination und der Intensität der Wassergabe/Zeiteinheit ist. Auf den schweren Böden der Standorte Fuchsberg und Mäuerchen fand eine stärkere horizontale Ausbreitung des Wassers statt, dagegen war eine intensivere vertikale Verlagerung des Wassers in dem steinigigen, sandigen Lehm der Lage Rothenberg festzustellen.

In den Lagen Rothenberg und Mäuerchen ist aus den in Falllinie durchgeführten Messungen die Hangabwärtsbewegung des zugegebenen Wassers zu ersehen. Im Mäuerchen hatte das Wasser zum Hangfuß hin eine Ausbreitung von über 50 cm, während die Ausbreitung zur Hangoberseite nur etwa 40 cm betrug. Im Rothenberg kam zu dieser deutlichen Verlagerung des Wassers in Richtung Hangfuß noch eine starke Dränung des Bodens, ausgelöst durch den Steinanteil, hinzu. Die Infiltration ist auf solch einem skeletthaltigen Boden verhältnismäßig stark und dadurch die horizontale Wasserausbreitung entsprechend geringer.

3.4. Klimatische Wasserbilanz

Neben der Berechnung der klimatischen Wasserbilanz sollte auf dem Standort in Niederhausen die potentielle Evapotranspiration erfaßt werden, um festzustellen, ob die unterschiedlichen Arten der Bodenpflege die Verdunstungsraten beeinflussen. Die Verdunstungswerte wurden zu Summenkurven (gemessen wurde vom 9.6. bis zum 13.10.1981) zusammengefaßt. Die Summendiagramme zeigen, daß mit der Czeratzki-Scheibe keine unterschiedliche Evapotranspirationsleistung zwischen den Varianten „mechanische Bearbeitung“, „Magerrasen/Müllkompost“ und „Kleearten“ nachzuweisen war.

Die Meßsensibilität der Scheiben reichte bei der Versuchsanstellung nicht aus, die unterschiedlichen Verdunstungsverhältnisse über dem begrüntem und dem offengehaltenen Boden zu erfassen.

Daß zwischen den klimatischen Wasserbilanzen und der aktuellen Bodenfeuchte enge Beziehungen bestehen, geht aus Abb. 5 hervor. Die Berechnung einer Korrelation zwischen klimatischer Wasserbilanz und dem Bodenfeuchteverlauf erbrachte eine enge Beziehung. Die Bodenfeuchten wurden mit der Gipsblockmethode in 20 cm, 40 cm und 60 cm Bodentiefe ermittelt und die Vol.-%-Bodenfeuchten in mm Wasserhöhe umgerechnet und auf das Bodenprofil von 0–60 cm bezogen.

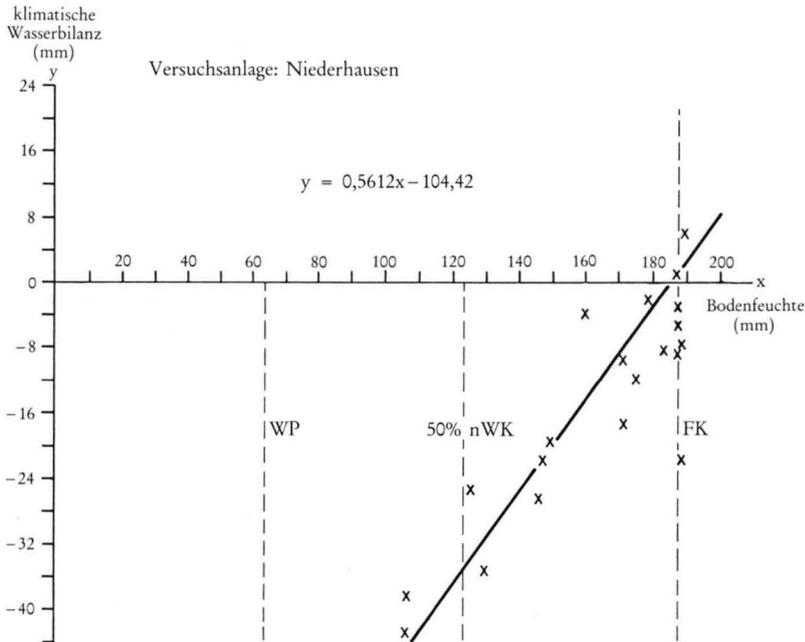


Abb. 5. Korrelation zwischen fortlaufender klimatischer Wasserbilanz und dem Bodenfeuchteverlauf im Bodenprofil von 0–60 cm (HUSSE 1983).

Die in Abb. 5 angegebene Regressionsgerade wurde aus der fortlaufenden klimatischen Wasserbilanz und dem Bodenfeuchteverlauf errechnet. Im Bereich der nutzbaren Wasserkapazität sind die Meßergebnisse um die Regressionsgerade sehr eng gruppiert. Größere Abweichungen treten nur im Bereich der Feldkapazität auf. Dies ist für die Zusatzberechnung unerheblich. Das Ergebnis läßt den Schluß zu, daß, ähnlich wie bei dem „Völkener Verfahren“ zur Einsatzlenkung der Feldberechnung, auch im Weinbau die Kenntnis der klimatischen Wasserbilanz zur Steuerung der Zusatzberechnung wichtige Details liefert. Diesbezüglich sind aber noch weitere Untersuchungen erforderlich.

3.5. Vegetative und generative Leistung der Rebe

Wie sich die verschiedenen Formen der Bodenpflege und die Tropfberegnung auf die Leistungsfähigkeit der Rebe auswirken, soll kurz an ein paar Beispielen aufgezeigt werden.

Blattfläche

Die Ermittlung der Blattfläche ist ein Maß für die vegetative Leistung der Pflanze. Das Planimetrieren erfordert viel Zeitaufwand und ist in größerem Umfang kaum zu realisieren. Aus diesem Grunde wurden die Beziehungen zwischen Blattfläche und Blattgewicht rechnerisch ermittelt. In Abb. 6 ist die Korrelation zwischen Blattfläche und Blattgewicht bei der untersuchten Rebsorte Müller-Thurgau (Standort Niederhausen) aufgezeigt (HUSSE 1983).

Die enge Beziehung spiegelt sich in dem hochgesicherten r-Wert ($r = 0,9778^{+++}$) und dem Bestimmtheitsmaß von über 95% wider. In die Abbildung wurde auch die Gesamtregressionsgerade eingezeichnet, die STEINBERG, BETTNER & LANG (1982) aus den Rebsorten Kerner, Ehrenfelser, Thurling, Optima und Riesling errechneten. Beide Geraden verlaufen sehr ähnlich. Das erlaubt, daß mit Hilfe der Regressionsgeraden und den Blattgewichten, selbst bei verschiedenen Sorten, auf die Blattflächen umgerechnet werden kann. Eine Verrechnung der Ergebnisse aus dem Jahre 1981 brachte keine gesicherte Abhängigkeit der Blattzahl, Blattmasse und somit der Blattfläche im Versuch in Niederhausen von der Art der Bodenpflege. Es konnten lediglich Tendenzen aufgezeigt werden, daß in den begrünten Parzellen die Blattfläche/Stock geringer als in der mechanisch bearbeiteten ist. Der Blattflächenindex (Blattfläche pro 1 m² Bodenfläche) schwankt zwischen 1,70

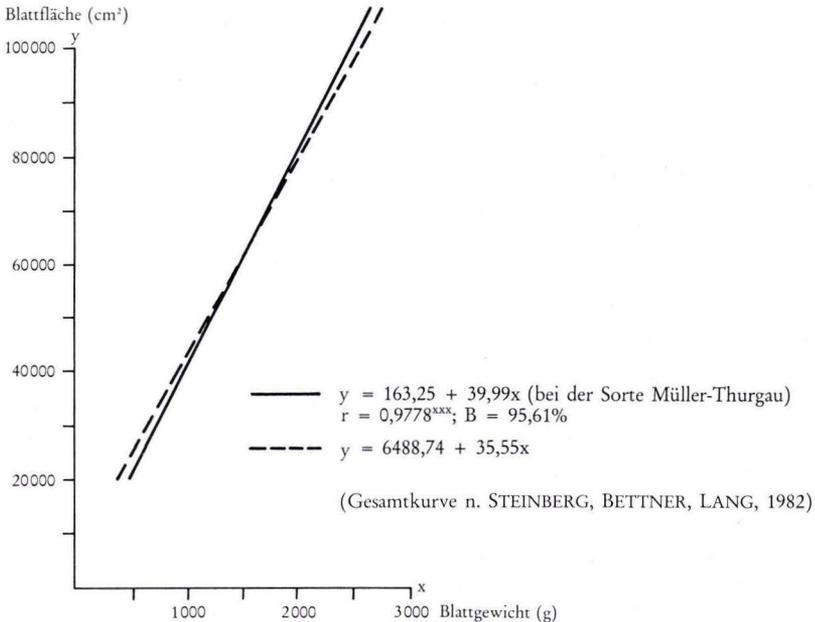


Abb. 6. Korrelation zwischen Blattfläche und Blattgewicht.

(Varianten Magerrasen und Kleearten) und 2,02 (mechanische Bodenbearbeitung). Das feuchte Untersuchungsjahr mit ausreichenden Niederschlägen ist für die geringfügige Reduzierung in der Wüchsigkeit der Rebe bei der biologischen Bodenbearbeitung verantwortlich. Eigene Untersuchungen in weniger feuchten Jahren ergaben, daß durch eine Dauerbegrünung eine verminderte Wuchskraft der Rebe vorliegt.

Holzertrag

Die Erfassung der Schnittholzmengen in der Müller-Thurgau-Anlage in Niederhausen ergab in den Jahren 1980 und 1981, daß in den begrünten Varianten unwesentlich geringere Mengen geerntet wurden als in den bearbeiteten Parzellen. Zwischen den einzelnen Versuchsgliedern konnten auch keine gesicherten Unterschiede ermittelt werden. 1980 wurden in den Parzellen durchschnittliche Trockengewichte von 14,23 kg/a und 1981 von 15,24 kg/a geerntet. Messungen in der Lage Mäuerchen (toniger Lehmboden) ergaben über den Zeitraum von 18 Jahren und 5 verschiedenen Bodenpflegeverfahren ein Holzgewicht bei der Sorte Riesling von 28,4 kg/a Frischsubstanz. Unterstellt man einen Trockensubstanzanteil von ungefähr 50 – 52 %, so ergeben sich also ähnliche Trockengewichte wie in Niederhausen.

Reifeverlauf

Die Messungen des Reifeverlaufs, getrennt nach den einzelnen Varianten, brachten fast einen deckungsgleichen Verlauf. Sowohl die Mostgewichte als auch die Säurewerte lagen bei der Sorte Müller-Thurgau im Untersuchungsjahr 1981 zu allen Meßterminen fast einheitlich gleich. Langjährige Reifebestimmungen in der Lage Mäuerchen in Geisenheim brachten ähnliche Ergebnisse. In der Reifeentwicklung traten zwischen den 5 Varianten meistens nur unerhebliche Differenzen auf.

Botrytis-Befall

Bzüglich des *Botrytis*-Befalls wurde in der Versuchsanlage in Niederhausen im Jahre 1981 ein sehr interessantes Ergebnis ermittelt. Wie Tab. 7 zeigt, war der *Botrytis*-Befall in den begrünten Parzellen signifikant höher als in der mechanisch bearbeiteten.

Tab. 7. *Botrytis*-Befall im Jahre 1981 in der Versuchsanlage Niederhausen (HUSSE 1983)

Varianten	Befallsstärke in %
mechan. Bodenbearbeitung	32,35
Magerrasen	37,40
Magerrasen/Müllkompost	40,30
Kleearten	40,70
<i>Hieracium</i> -Arten	37,71
GD 5%	4,95

Der absolute Befall war außerdem in dem niederschlagsreichen Jahr 1981 sehr hoch. Die Ursache für dieses Verhalten ist darin zu sehen, daß in den begrünten Varianten ein schnelleres Abtrocknen der Trauben nicht gewährleistet war, da durch die niedrige

Stammhöhe (55 cm) und den zeitweise hohen Begrünungsbestand die relative Luftfeuchte in der Traubenzone hoch war und somit eine höhere Disposition der Trauben für *Botrytis cinerea* vorlag. Durch eine Tropfberegnung kann diese Situation noch verstärkt werden.

Die Norm ist, daß in begrünten Varianten der Krankheitsbefall verringert wird, weil in solchen Parzellen eine gleichmäßig fließende Nährstoffquelle, hervorgerufen durch die Mineralisation des Nährhumus, vorliegt. Außerdem trocknen die Trauben und die doch etwas dünnere Laubwand bei kurzgehaltenem Begrünungsbestand schneller ab. In den mechanisch bearbeiteten Parzellen hingegen führt das stoßartige Nährstoffangebot und auch das oft größere Angebot an Stickstoff zu einer weicherer Ausbildung der Zellwände, die eine höhere Infektion ermöglichen. Die größere vegetative Leistung der Reben muß diesbezüglich auch negativ beurteilt werden.

In Tab. 8 ist der *Botrytis*-Befall, gemittelt über die Zeit von 1965–1982 in der Lage Mäuerchen, Geisenheim, wiedergegeben. Bei diesen 5 Varianten zeigt sich „die Regel“ im *Botrytis*-Befall.

Tab. 8. *Botrytis*-Befall in % in der Lage Mäuerchen, Geisenheim (Versuchsdauer: 1965–1982)

Varianten	<i>Botrytis</i> in %	Rangordnung
Weidelgras	15,58	2.
extensive Bearbeitung	18,36	3.
intensiv flache Bearbeitung	18,58	4.
natürliche Begrünung	13,44	1.
Standard	19,11	5.
berechneter F-Wert	2,35	
GD 5%	n. s.	

Die Rangordnung bedeutet, daß die Zahl 1 den geringsten und die Zahl 5 den höchsten Wert angibt. In den Varianten „Weidelgras“ und „natürliche Begrünung“ wurden die geringsten *Botrytis*-Werte im Durchschnitt der 18 Jahre bonitiert.

Ernteergebnisse

Bedingt durch die ungünstige Witterung in den Untersuchungsjahren 1980 und 1981, konnten in der Versuchsanlage in Niederhausen im Mengenertrag (kg/a), Mostgewicht (°Oe) und auch bei den Säurewerten ($^{0}/_{00}$) keine statistischen Absicherungen errechnet werden. Im Jahre 1981 lag das Ertragsniveau bedeutend höher als 1980. Die mechanisch bearbeitete Parzelle war im Mengenertrag mit 72,23 kg/a (1981) den begrünten Varianten überlegen. Die Kleeparzelle erbrachte, wie auch schon 1980, mit 61,71 kg/a den niedrigsten Ertrag. Die beiden Magerrasenvarianten lagen nur geringfügig unter dem Versuchsfächendurchschnitt von 66,79 kg/a, die *Hieracium*-Parzelle dagegen mit 70,61 kg/a leicht darüber. Die Differenzen bei den Mostgewichten und den Säurewerten waren ebenfalls sehr gering.

Über den Zeitraum von 18 Jahren wurde im Mäuerchen, Geisenheim, die Abhängigkeit der biologischen und mechanischen Bodenpflege vom Witterungsverlauf nachgewiesen. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Der Ertrag (kg/a), die Mostgewichte ($^{\circ}\text{Oe}$) und die Säurewerte ($\text{S}^0/_{00}$) aus den einzelnen Jahren (5 Behandlungen \times 18 Jahre) unterscheiden sich oft hoch bis sehr hoch. Je nach Niederschlagssumme, Verteilung des Niederschlags, Summe der Sonnenscheinstunden und der Temperaturwerte fallen die Qualität und Quantität des Ertrages aus. So sanken z. B. im Trockenjahr 1971 die begrünten Parzellen (Weidelgras, natürliche Begrünung) im Mengenertrag unter den Versuchsdurchschnitt von 120,53 kg/a ab, dagegen lag die Variante „Weidelgras“ mit 130,18 kg/a im Jahre 1972 über dem Versuchsdurchschnitt. Die Mostgewichte schwanken zwischen 53,8 $^{\circ}\text{Oe}$ (Extensiv, Standard) im Jahre 1965 und maximal 102,8 $^{\circ}\text{Oe}$ beim Standard im Jahre 1971. Die maximalen Schwankungen beim Weidelgras betragen 54,5 $^{\circ}\text{Oe}$ (1965) und 95,0 $^{\circ}\text{Oe}$ im Jahre 1971, bei der natürlichen Begrünung von 54,0 $^{\circ}\text{Oe}$ (1965) und 100,0 $^{\circ}\text{Oe}$ 1971.
2. Alle 3 Faktoren ($^{\circ}\text{Oe}$, kg/a und $\text{S}^0/_{00}$) sind auch deutlich signifikant zwischen den 5 Varianten, wie aus den wenigen unter 1 aufgeführten Beispielen hervorgeht. So unterschieden sich z. B. die Mostgewichte der Variante „Weidelgras“ aus einem trockenen Jahr deutlich von denen der Variante „Standard“ aus einem feuchten Jahr. Grundsätzlich kann gesagt werden, daß die Unterschiede der Varianten innerhalb eines Jahres wesentlich geringer sind als zwischen verschiedenen Jahren. Die Ursache dafür ist, daß
3. die Streuungserlegung bei der mehrfaktoriellen Varianzanalyse ergab, daß der Einfluß der Jahre auf den Ertrag 85%, auf das Mostgewicht 94% und auf die Gesamtsäure 95% ausmachte. Der Einfluß der Varianten ist wesentlich kleiner als der der Jahre und liegt zwischen 0,8% (bei dem Ertrag) und 1,2% (bei der Gesamtsäure). In Tab. 9 sind die Berechnungen für den Mengenertrag, die Mostgewichte und die Säurewerte wiedergegeben. Sie geben Aufschluß über das Verhalten der einzelnen Varianten über 18 Jahre und lassen somit klare Aussagen zu, wie groß der Einfluß der Bodenpflege unter den beschriebenen Bedingungen im Direktzug ist.

Tab. 9. Mengenertrag (kg/a), Mostgewicht ($^{\circ}\text{Oe}$) und Säurewerte ($\text{S}^0/_{00}$) in der Lage Mäuerchen in Geisenheim (Versuchsdauer: 1965–1982)

Varianten	kg/a	Rang- ordnung	$^{\circ}\text{Oe}$	Rang- ordnung	$\text{S}^0/_{00}$	Rang- ordnung
Weidelgras	124,26	5.	75,54	2.	13,64	3.
extensiv	115,12	1.	77,42	4.	13,38	1.
intensiv flach	122,70	4.	76,82	3.	13,49	2.
natürliche Begrünung	120,78	3.	75,53	1.	13,88	4.
Standard	119,80	2.	78,36	5.	14,48	5.
berechneter F-Wert	0,74		0,99		1,04	
GD 5%	n.s.		n.s.		n.s.	

Die Rangordnung bedeutet, daß die Zahl 1 den geringsten und die Zahl 5 den höchsten Wert angibt.

Weder die Mengenerträge noch die Mostgewichte, noch die Säurewerte unterscheiden sich signifikant, sondern sie sind homogen. Bei den Mengenerträgen lassen sich aber

folgende Tendenzen ableiten: Die Varianten „Weidelgras“, „intensiv flach“ und „natürliche Begrünung“ sind als gut einzustufen. Abzulehnen ist eine extensive Bodenpflege. Bei diesem Verfahren wird der Bodenwasserhaushalt zu sehr strapaziert, weil die Bodenoberfläche weder intensiv bewachsen noch ordnungsgemäß bearbeitet ist. Die Kapillarwirkung reicht oft bis an die Oberfläche, und damit ist die Evaporation sehr groß, was sich auf die Leistungsfähigkeit der Reben negativ auswirkt.

Bei den Mostgewichten schneidet am besten die Variante „Standard“ ab, wobei die absoluten Unterschiede maximal nur 2,83 °Oe betragen.

Unerheblich sind die Abweichungen bei den Säurewerten. Wenn auch keine statistischen Absicherungen möglich sind, kann unter den Bedingungen des Versuches gesagt und der Praxis empfohlen werden, daß mit gutem Erfolg auf solch einem mittelschweren Boden entweder eine sachgerechte biologische oder auch eine intensiv flache Bodenpflege sinnvoll und zu empfehlen ist.

4. Zusammenfassung und Schlußfolgerung

Im Rahmen dieser Arbeit sollte untersucht werden, ob die trockenresistenten Pflanzen zur langjährigen Begrünung von trockenen, skeletthaltigen Hang- und Steillagen im Weinbau geeignet sind, ohne daß die Ertragsleistung der Reben nach Menge und Güte leidet. Des weiteren wurde untersucht, ob die Kombination Dauerbegrünung mit trockenresistenten Pflanzen und Tropfberegnung zur Qualitäts- und Quantitätsstabilisierung in Hang- und Steillagen beiträgt, und ob die Bodenfruchtbarkeit und der Wasserhaushalt verbessert werden.

Die Untersuchungen wurden in den Jahren 1980 und 1981 in Niederhausen durchgeführt. Erstellt wurden die Varianten: mechanische Bodenbearbeitung, Magerrasen, Magerassen/Müllkompost, Kleemischung und *Hieracium*. Ergänzt wurden diese Ergebnisse durch sehr umfangreiche und langjährige Untersuchungen über die Auswirkung der Bodenpflege aus der Versuchsanlage Mäuerchen des Instituts für Weinbau. Aufgrund dieses umfangreichen Datenmaterials war eine schlüssige Diskussion in einigen Punkten möglich, zumal die Untersuchungsjahre 1980 und 1981 durch sehr ungünstige Witterungsverhältnisse geprägt waren. So lag z. B. keine Beregnungsbedürftigkeit in den beiden genannten Jahren vor. Die grundlegenden Ausführungen über Termin der Beregnung, Höhe der Wassergaben, Steuerung nach bodenkundlichen Kriterien konnten aufgrund der langjährigen Untersuchungen, auch auf anderen Standorten, getätigt werden.

Über die Auswirkungen der Bodenpflegemaßnahmen auf die untersuchten Parameter können folgende Aussagen getroffen werden:

Die Magerrasenmischungen sind nach den bisherigen Erkenntnissen gut geeignet, die Erosion in Hang- und Steillagen zu mindern bzw. zu verhindern. Sie erhöhen außerdem die Steigfähigkeit von Zugmaschinen und tragen auch dazu bei, die Bodenfruchtbarkeit zu fördern. Da sie nur ca. 15–20 cm hoch werden, brauchen sie auch nicht so oft gemulcht zu werden. Für Direktzuglagen auf mittelschweren bis schweren Böden bieten sich genügend Mischungen zur Dauerbegrünung an. Auf solchen Standorten nimmt dann z. B. der Faktor Lieferung von Nährhumus eine zentrale Rolle ein.

Die Steuerung der Tropfberegnung sollte über die Bodenfeuchte erfolgen. Der Einsatz der Beregnung hat dann stattzufinden, wenn der berechnete Mittelwert der Feuchtegehalte

in 40 und 60 cm Bodentiefe den Versorgungsgrad von 50% der nutzbaren Wasserkapazität (n WK) erreicht oder unterschritten hat. Eine Anhebung bis zu 70% der nWK sollte nicht überschritten werden. Die Messung der Bodenfeuchte kann praxisgerecht mit den Gipsblöcken erfolgen und über eine entsprechende Eichgerade in Vol.-% Bodenfeuchte umgerechnet werden. Die Kenntnis der Kardinalwerte Feldkapazität und Welkepunkt sind für die zu beregnenden Standorte unerlässlich. Die Erfassung der potentiellen Verdunstung kann hier sehr hilfreich sein.

Die biologischen Bodenpflegemaßnahmen bewirken, besonders in den oberen 20 cm, einen leichten Anstieg des Humusspiegels im Boden. Ob dieser Anstieg dauerhaft ist, muß noch weiter untersucht werden.

Messungen der Infiltration bei Tropfbewässerung ergaben, daß die Einsickergeschwindigkeit von der Art der Bodenpflege abhängig ist. In den oberen Bodenhorizonten, die am stärksten von Begrünungswurzeln durchzogen sind, wird die Einsickergeschwindigkeit des Wassers gegenüber den mechanisch bearbeiteten Varianten reduziert. Durch Begrünungen wird der Ein- und Auswaschung von leicht löslichen Nährstoffen und der Erosion stärker entgegen gewirkt als bei offengehaltenen Böden.

Die Wasserausbreitung im Boden, ausgelöst durch die Tropfberegnung, ist abhängig von der Bodenart, der Bodenfeuchte, der Inklination und der Intensität der Wassergabe/Zeiteinheit. Das Tropfwasser infiltriert in schweren, feinerdereichen Böden langsamer, und dadurch ist die horizontale Ausbreitung des Wassers größer als die vertikale. Leichte, skelettreiche Böden können in kurzer Zeit große Mengen Wasser aufnehmen. Die Ausbreitung des Wassers ist auf solchen Standorten stark vertikal, aber nur schwach horizontal. Es kommt aber auch relativ schnell zur Versickerung bis auf Tiefen von über 1 m, das heißt unterhalb der Hauptwurzelzone. Grundsätzlich kann gesagt werden, daß eine hohe Ausbringmenge pro Zeiteinheit eine große horizontale und eine geringe vertikale Ausbreitung des Wassers bewirkt, während eine geringe Ausbringmenge pro Zeiteinheit eine große vertikale und eine geringe horizontale Ausbreitung bedingt.

Für die Anwendung der Tropfbewässerung in der Praxis bedeutet das, daß die Ausbringmenge pro Bewässerungstermin ca. 12–15 l betragen sollte. Auf leichten, skelettreichen Böden sollten Tropfer gewählt werden, die eine möglichst große Ausbringmenge pro Zeiteinheit haben, um der schnellen Infiltration und der geringen horizontalen Ausbreitung entgegenzuwirken. Auf schweren Böden sollten dagegen Tropfer mit geringer Ausflußmenge pro Zeiteinheit zur Anwendung kommen, sofern auf solchen Standorten die Zusatzberegnung überhaupt zulässig ist.

Die vegetative Leistung der Rebe-Blattfläche und Holzgewicht – wurde durch die verschiedenen Formen der Dauerbegrünung in der Tendenz reduziert. Besonders in trockenen Jahren wird die Wuchskraft der Rebe durch eine Dauerbegrünung vermindert.

Die Art der Bodenpflege übt auf die Reifeentwicklung so gut wie keinen Einfluß aus.

In der Regel ist der *Botrytis*-Befall in gepflegten begrünten Varianten geringer als in mechanisch bearbeiteten. Wird hingegen der Pflanzenbestand zu hoch, so kann auch der *Botrytis*-Befall zunehmen. Dadurch wird dann auch der Anteil der Bodentrauben angehoben. Ein Kurzhalten der Begrünung, besonders in trockenen Zeiten, sollte die Regel sein.

Eine eindeutige Beeinflussung des Ertrages nach Menge und Güte durch die Art der Bodenpflege konnte im Mittel von 18 Jahren auf dem untersuchten Standort mit

feinerreichem Boden nicht festgestellt werden. Bei Betrachtung der einzelnen Jahre sieht das natürlich anders aus. So kann z. B. in trockenen Jahren im Mengenertrag und bei den Mostgewichten bei der biologischen Bodenbearbeitung eine leichte Depression eintreten, die langfristig aber wieder ausgeglichen wird. In feuchten Jahren überwiegen die Vorteile der Begrünung bei weitem die Nachteile. Es ist daher wichtig, in Abhängigkeit vom Boden und den Klimaverhältnissen das richtige Bodenpflegesystem zu wählen, um die Bodenfruchtbarkeit zu fördern, den Wasserhaushalt des Bodens optimal zu gestalten und die Ertragsleistung der Reben positiv zu beeinflussen.

5. Schriftenverzeichnis

- ARNETH, A. (1979): Untersuchungen über die Eignung von dürreresistenten Pflanzen und von Mulchschichten im Weinbau. – Diss. Univ. Gießen, 37 Abb., 23 Tab., Gießen.
- BLÜM, G. (1975): Erosionsschutz in Weinbausteillagen. – *Der Deutsche Weinbau*, **20**: 723–724, 2 Abb.; Wiesbaden.
- COLLINS, H.-J. (1977): Methoden der Bodenfeuchtemessung. – *Z. Bewässerungswirtschaft*, **12**, 67–85, 10 Abb.; Frankfurt a. M.
- CZERATZKI, W. (1969): Der kombinierte Bodenbearbeitungs- und Beregnungsversuch. – *Mitt. Ges. Freunde FAL*, **8**; Braunschweig-Völkenrode.
- EGGENBERGER, NAUF & TOTH, M. (1964): Probleme und Anwendungsmöglichkeiten der Gründüngung im Rebbau. – *Schw. Z. Obst- u. Weinbau*, **9**, 4 Abb., 1 Tab., Wädenswil.
- HORNEY, G. (1969): Ein Beitrag zur Frage der Wassererosion im Weinbau. – *Weinberg u. Keller*, **16**: 629–652, 8 Abb., 2 Tab., Traben-Trarbach.
- HUSSE, B. (1983): Untersuchungen über den Einfluß der Begrünung und der Zusatzberegnung auf den Bodenwasserhaushalt, den Boden und die Rebe. – Diss. Univ. Gießen, 33 Abb., 18 Tab.; Gießen.
- KADISCH, E. (1967): Jetzt Strohgründüngung in die Weinberge bringen. – *Der Deutsche Weinbau*, **22**: 698; Wiesbaden.
- (1969): Mehrjährige Versuche mit der Dauerbegrünung im rheinhessischen Weinbau. – *Der Deutsche Weinbau*, **24**: 231–236, 259–262, 9 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- (1970): Stand und Verbesserung im Begrünungsproblem. – *Rebe & Wein*, **23**: 224–228, 260–266, 13 Abb., 5 Tab.; Weinsberg.
- KLAPP, E. (1965): Taschenbuch der Gräser. – 740 Abb.; (Parey). Berlin Hamburg
- KORTE, W. (1958): Klimatische Wasserbilanz, ein Heilmittel zur Steuerung der Feldberegnung. – *Landbauforsch. Braunschweig-Völkenrode*, **4**: 90–92, 10 Abb.
- KUDER, G. (1974): Unwetterschäden in den Weinbergslagen des Rheingaaes. – *Natur u. Landsch.*, **49**, 4 Abb.; Bonn-Bad Godesberg.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H. P. (1966): *Bodenkundliches Praktikum*. – 209 S., 24 Abb., 36 Tab., 3 Taf.; Hamburg-Berlin (Parey).
- SCHMITT, O. (1955): Zur Kartierung und quantitativen Erfassung von Abspülschäden durch Bodenerosion. – *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **83**: 246–256, 3 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- SCHRADER, T. (1970): Strohdüngung im Weinbau. – *Weinberg u. Keller*, **17**: 79–88, 3 Tab.; Traben-Trarbach.
- STEINBERG, B. (1970): Ergebnisse von Bodenbearbeitungsversuchen und Anregungen für eine zweckmäßige Bodenpflege. – *Der Deutsche Weinbau*, **7**: 226–233, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BETTNER, W., & LANG, E. (1982): Beziehungen zwischen Blattflächen, Blattgewichten und Schnittholz bei verschiedenen Rebsorten. – *Die Wein-Wissenschaft*, **2**, 75–88, 7 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- & WEBER, M. (1971): Messungen von Oberflächenabfluß in einem skeletthaltigen Weinbergsboden bei unterschiedlicher Bodenbearbeitung. – *Die Wein-Wissenschaft*, **26**: 135–145, 3 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.

Ertragsverhalten von Rieslingunterlagen auf den hessischen Weinbergböden

Von

ARMIN SCHOLZ-BEHLAU*

Kurzfassung: In den Jahren 1957–1960 wurde in den hessischen Weinberggebieten auf 9 repräsentativen Standorten ein weinbaulicher Adaptionsversuch aufgebaut. Der Versuch hatte das Ziel, für Riesling auf jedem Standort die am besten bodenangepaßte Rebutterlage zu finden. Aus den 1975 abgeschlossenen Ertragsmessungen konnte festgestellt werden, daß die Unterlagen sich auf einigen Standorten stärker, auf anderen aber deutlich weniger stark voneinander unterscheiden. So scheinen die Differenzen um so stärker zu sein, je mehr die Reben durch hohe Kalkgehalte und Störungen des Bodenwasserhaushaltes behindert werden.

Zur Auswahl der richtigen Unterlage für den jeweiligen Standort lassen sich die Böden grob in zwei Gruppen einteilen: die tiefgründigen, meist durchlässigen Böden mit mehr sandiger Textur und die schluffig-tonigen Böden, die meist schwieriger zu durchwurzeln sind bzw. deren Wurzelraum begrenzt ist. Auf allen Böden brachten die Unterlagssorte 26 G (die aber nicht ganz reblausfest ist), die 5 C und die 1616 überdurchschnittliche, die 3309 C und vor allem die 1 G aber unterdurchschnittliche Mengenergebnisse. Die Sori erbrachte auf den gut durchwurzelnbaren, sandigeren Böden die höchsten Erträge, war aber auf den schwerer durchwurzelnbaren, eher feuchten Böden weniger gut, während die 5 BB sich genau umgekehrt zur Sori verhielt.

Abstract: In the years 1957 til 1960 a vitucultural adaption experiment was set up in the vine-growing regions of Hesse on 9 representative habitats. The experiment was aimed to find for each habitat the most adapted root stock cv. in combination with white Riesling. The data collection of yield messages was finished in 1975 and lead to the result, that the differences between the quantity of the yields of the different root stock cvs. tended to become more marked with rising lime content and with increasing disturbances in the water relationship in the soils.

For estimation of the root stock cvs., the soils can be roughly divided into two groups: dep and mostly pervious soils with sandy texture and silty-clayey soils, that mostly were impervious or shallow. In almost all of the habitats, the 26 G (which is however not resistant enough against phylloxera), the 5 C and the 1616 yielded more than average, the 3309 C and especially the 1 G less than average. The Sori yielded the greatest quantities on pervious, sandy soils but low quantities on heavy and moist soils, while the 5 BB behaved just contrarily to the Sori.

* Herrn Prof. Dr. HEINRICH ZAKOSEK zum 60. Geburtstag gewidmet.

Dr. A. SCHOLZ-BEHLAU, Morgengraben 2, 5000 Köln 80.

Dem Forschungsring des Deutschen Weinbaues danke ich für die finanzielle Unterstützung der Untersuchungen.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	294
2. Versuchsaufbau	294
3. Versuchsergebnisse	297
4. Zusammenfassung	303
5. Schriftenverzeichnis	303

1. Einleitung

Ende der 40er Jahre dieses Jahrhunderts war der Weinbau mit Pfropfbreben in Deutschland so weit verbreitet, daß man begann, den Einfluß der Bodenverhältnisse für den Pfropfbrebenanbau wieder näher zu untersuchen. Schon früher hatte man – vor allem bei Mißerfolgen in Frankreich mit Riparia-Veredlungen 1885 – die Bedeutung der Bodenverhältnisse erkannt (SEELIGER 1933). Bis tief in die 50er Jahre fehlten aber flächendeckende, systematische Bodenuntersuchungen, die für eine eingehende Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Böden und Pfropfkombinationen unbedingte Voraussetzung sind.

In Hessen begann man als erstem deutschen Bundesland schon Ende der 40er Jahre mit einer umfassenden Kartierung der Weinbergsböden (PINKOW 1948), die ZAKOSEK in den 50er Jahren abschließen konnte (BIRK & ZAKOSEK 1960). Die Ergebnisse sind später zusammen mit einer parallel durchgeführten Kleinklimakartierung als Standortatlas im Maßstab 1:50 000 veröffentlicht worden (ZAKOSEK et al. 1967). Seit 1972 werden zusätzlich Anwendungskarten im Maßstab 1:5 000 vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung herausgegeben (ZAKOSEK et al. 1972, 1979).

ZAKOSEKS besonderes Verdienst war es, die bei der Kartierung gewonnenen Erkenntnisse in eine Einteilung der Weinbergsböden in sieben Bodengruppen umzusetzen. Mittlerweile werden diese Gruppen bundesweit benutzt, erweitert um eine Gruppe der in Hessen praktisch nicht vorhandenen flachgründigen, trockenen Böden aus Karbonatgesteinen (Bodengruppe V in Tab. 1). Grundlage für diese Klassifizierung waren die Kriterien Gründigkeit/Wasserhaushalt und pH-Wert/Kalkgehalt. In den Gruppen I – IV sind die nahezu kalkfreien Böden mit zunehmender Gründigkeit und in den Gruppen V – VIII ebenfalls mit zunehmendem Wassergehalt die Böden aus kalkhaltigen Substraten eingeteilt.

2. Versuchsaufbau

Mit diesen Voraussetzungen wurde dann unter Federführung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (Dr. H. ZAKOSEK) und in enger Zusammenarbeit mit dem Hessischen Ministerium für Landwirtschaft und Forsten (Dr. E. SCHRÖDER), dem Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung in Geisenheim (Dr. H. BIRK) und der Agrarmeteorologischen Forschungsstelle Gießen (Dr. W. KREUTZ) 1955 damit begonnen, auf 9 repräsentativen Standorten der hessischen Weinbaugebiete Adaptionsanlagen anzulegen. Es wurde versucht, für jede der Bodengruppen mindestens eine Fläche zu berücksichtigen, die in sich bodenkundlich möglichst homogen sein sollte (Tab. 1; eine genaue Beschreibung der einzelnen Standorte findet man bei SCHOLZ 1983). In den Versuch wurden die damals (Ende der 50er Jahre) üblichen Rieslingunterlagen sowie einige Neuzuchten einbezogen (die Unterlagen sind in Tab. 2 aufgeführt, eine Charakterisierung und Angaben über die

Tab. 1. Die Bodengruppen der deutschen Weinbaugebiete nach MÜCKENHAUSEN & ZAKOSEK (1983) (für Hessen nach BIRK & ZAKOSEK, 1960)

Boden- gruppe	allgemeine Charakterisierung	Ausgangs- gesteine	Ökologischer Feuchtegrad	Adaptions- standorte	Boden- gruppe in Hessen
I	kalkfrei, flachgründig, skelettreich oder sandig-kiesig, Typ: Rancker, Braunerde	Kiese, Sandsteine, Schiefer, Magmatite, Metamorphite	trocken	-	I
II	kalkfrei, mittel bis tiefgründig, lehmig-skelettreich oder sandig, Typ: Braunerde	Sandsteine Schiefer, Magmatite, Metamorphite, Sande	mäßig trocken bis mäßig frisch	Kirchberg Röder Sandacker	II
III	kalkfrei, tiefgründig, lehmig Typ: basenreiche Parabraunerde	Lehme	mäßig frisch bis frisch	Kieslich Nußberg	III
IV	kalkfrei, lehmig-tonig, Typ: Pseudogley	Lehme, Tone	mäßig frisch bis frisch, örtlich schwach bis mäßig wechselfeucht	Waldäcker	IV
V	kalkhaltig flachgründig, skelettreich oder sandig-kiesig, Typ: Rendzina	Karbonatgesteine	trocken	Steinkaut	-
VI	kalkhaltig, mittel- bis flachgründig, lehmig, skelettreich oder sandig-lehmig, Typ: Pararendzina	Karbonatgesteine Löss	mäßig trocken bis mäßig frisch, exponierte Lagen trocken	Geiersberg	V
VII	kalkhaltig, tiefgründig, lehmig, Typ: Auen- und Gleyboden	Mergel, Löss, Lehme	mäßig frisch bis frisch		VI
VIII	kalkhaltig, lehmig-tonig, Typ: (pseudovergleyte) Mergelrendzina	Mergel, Tone	mäßig frisch bis frisch, örtlich schwach bis mäßig wechselfeucht	Oberberg	VII

Herkunft der Unterlagen findet man ebenfalls bei SCHOLZ 1983). Edelreis war auf allen Flächen der Geisenheimer Riesling-Klon 239 Gm. Jede Unterlage wurde in 3- bis 6facher Wiederholung auf jedem der 9 Standorte eingesetzt (Einschränkung siehe Tab. 3). Einige

Tab. 2. Übersicht über die im Versuch verwendeten Unterlagssorten

Name	Kreuzung
5 BB Kl. 13 Gm	Berlandieri × Riparia
5 C Kl. 6 Gm	Berlandieri × Riparia
26 Geisenheim	Trollinger × Riparia
Sori	Solonis × Riparia
3309 Couderc	Riparia × Rupestris
1 Geisenheim	Riparia
1616	Solonis × Riparia
143 A M.G.	Aramon × Riparia
Na 43-140	(Berlandieri × Riparia) × (Berlandieri × Riparia)
Wz NI 49-14	Oberlin 595 × Riparia
Na 257-78	(Berlandieri × Riparia) × Riparia

Tab. 3. Durchschnittserträge der einzelnen Versuchsanlagen in den Jahren 1964 bis 1972 (Nußberg ohne 1965, Röder ohne Na 43-140, Wz NI 49-14 und Na 257-78)

Anlage	g/m ²	g/Stock	Stock/m ²
Sandacker	1219,2	2383,7	0,511
Kieslich	1147,8	2209,0	0,520
Waldäcker	1096,3	2174,2	0,504
Geiersberg	1065,7	1984,5	0,537
Oberberg	957,8	1921,3	0,499
Röder	955,0	1737,8	0,550
Steinkaut	904,4	1855,1	0,488
Nußberg	830,6	1687,9	0,492
Kirchberg	830,4	1649,7	0,503
Gesamt	1000,8	1955,9	0,512

weitere Unterlagen, die ebenfalls im Versuch eingesetzt, aber nicht auf jedem der Standorte vertreten waren, sind hier nicht berücksichtigt worden.

Zwischen 1962 und 1975 sind die Erträge auf den Anlagen nach Menge und Qualität gemessen worden. Erhoben wurde die Anzahl gelesener Stöcke (woraus sich die Anzahl ausgefallener Stöcke bestimmen ließ), die Erntemenge, das Mostgewicht und der Säuregehalt. Die Erntemenge wurde dann umgerechnet: einmal bezogen auf die gesamte ursprünglich bestockte Fläche, ‚Flächenertrag‘ genannt, zum anderen nur auf die tatsächlich gelesenen Stöcke, ‚Stockertrag‘ genannt. In dieser Abhandlung wird auf die Qualitätsergebnisse nicht eingegangen, und auch der Einfluß des Faktors Jahr einschließlich seiner Wechselwirkungen wird hier nicht untersucht. Ausführliche Untersuchungen dazu findet man bei SCHOLZ (1983).

3. Versuchsergebnisse

Einen groben Überblick über die durchschnittlichen Ertragsmengen auf den Standorten bzw. sortiert nach Unterlagen erhält man aus den Tab. 3 und 4. Sie geben den direkten Einfluß der Versuchsfaktoren Standort und Unterlage wieder. Die Zahlen der dritten Spalte geben die Anzahl gelesener Stöcke pro m² wieder, zeigen also an, wieviele Stöcke keinen Ertrag hatten, d. h. in der Regel abgestorben waren. Diese Zahlen müssen mit der ursprünglichen Bestandsdichte von 0,55 Stock/m² verglichen werden.

In Tab. 3 fallen vor allem die beiden Anlagen Sandacker und Waldäcker mit hohen Erträgen auf. Weder von der kiesig-sandigen, auf einem über 10 m mächtigen tertiären Schotterpaket stehende Anlage des Sandackers, noch von den staunassen und oberhalb des Weinbaugesbietes gelegenen Waldäckern waren so relativ hohe Erträge erwartet worden. Dagegen fügen sich die hohen Erträge vom Standort Kieslich, einem reinen Lößstandort (Lößlehm über Rohlöß), ebenso in das bekannte Bild wie die geringen Erträge auf dem trockenen Kichberg, wo den Reben nur ein etwa 60 cm mächtiges Solum zur Verfügung stand. Gleichfalls nicht unerwartet wurden auf der Steinkaut die höchsten Stockausfälle beobachtet (etwa 11% im Durchschnitt aller Versuchsjahre), da der Boden bis zu 60% Kalk enthält. Die Anlage wurde folgerichtig als erste des Versuches Ende der 70er Jahre ausgehackt.

Deutlich geringer waren die Unterschiede zwischen den verschiedenen Unterlagen (Tab. 4). Insgesamt am besten schnitten die 26 G (die leider nicht genügend immun gegen die Reblaus ist), die 5 C und die 1616 ab, während mit der weit verbreiteten 5 BB nur mittlere Erträge erreicht wurden. Aus der Tabelle kann man weiterhin ablesen, daß das schwache Abschneiden der 3309 C vor allem durch hohe Stockausfälle hervorgerufen wurde (im Durchschnitt etwa 12,5% Ausfall). Wie bei vielen anderen Versuchen brachte die 1 G auch hier geringere Erträge als die anderen Unterlagen.

Das Hauptziel des Versuches war es, die Wechselwirkung zwischen den Faktoren Standort und Unterlage zu untersuchen und zu beschreiben. Anders formuliert heißt das, es sollte für jeden der hessischen Weinbergböden die richtige Unterlage für Riesling herausgefunden werden. Zur Beantwortung dieser Frage bietet sich zuerst eine Darstellung wie in Abb. 1 an. In dieser Abbildung sind für jeden Standort die Ertragsmengen mit den verschiedenen Unterlagen eingezeichnet und die Punkte einer Unterlage durch einen Kurvenzug über die Standorte hinweg verbunden worden. Die Reihenfolge der Standorte

Tab. 4. Durchschnittserträge mit den einzelnen Unterlagen

Unterlage	g/m ²	g/Stock	Stock/m ²
26 G	1102,5	2110,2	0,522
5 C Kl.6	1075,0	2090,6	0,514
1616	1061,8	2085,7	0,509
143 A	1027,5	1986,1	0,517
Sori	1020,6	1976,6	0,516
Na 257-78	981,6	1916,5	0,512
5 BB Kl.13	978,2	1878,2	0,521
Wz NI 49-14	960,4	1951,2	0,492
3309 C	957,8	1991,4	0,481
Na 43-140	949,8	1863,6	0,510
1 G	904,6	1848,7	0,489
Gesamt	1001,8	1972,6	0,508

wurde nach aufsteigenden Bodengruppennummern gewählt – spiegelt also nur sehr bedingt eine Merkmalskala der Böden wider – während die Ertragsachse nach dem Gesichtspunkt größtmöglicher Information gestreckt und eingeteilt wurde. Aus dem Diagramm lassen sich auf den ersten Blick zwei Feststellungen ableiten:

- Die Unterlagen unterscheiden sich auf einigen Standorten stärker, auf anderen aber deutlich weniger stark voneinander und
- die Rangfolge der Unterlagen variiert ebenfalls von Standort zu Standort, d. h. nicht jede Unterlage schneidet auf jedem Standort gleich gut ab.

Zur Verdeutlichung der ersten Aussage sind in Abb. 1 die Varianzkoeffizienten (VK) der Unterlagsmittelwerte für jeden Standort eingetragen. Diese Angaben beschreiben in Zahlenwerten, wie groß die Streubreite der Unterlagenergebnisse relativ zum Standortmittelwert ist. Wie auch optisch an den Kurvenzügen gut erkennbar ist, fallen vier Standorte besonders aus dem Rahmen: der Nußberg und die staunassen Waldäcker mit einer geringen und der tonige Oberberg und die kalkige Steinkaut mit einer ziemlich großen Streuung der Unterlagsergebnisse. Ohne den Ausreißer 5 BB auf dem Nußberg und den beiden Ausreißern 26 G und Na 43-140 auf den Waldäckern würden die Varianzkoeffizienten beider Anlagen noch wesentlich niedriger liegen (3,9 bzw. 3,0). Das unterstreicht nur noch, wie wenig auf diesen beiden Standorten die Ertragsmenge durch die Wahl der Unterlage beeinflusst werden kann, d. h. für diese Standorte kann keine Unterlage besonders empfohlen noch von einer abgeraten werden. Anders auf den Standorten Oberberg und Steinkaut: Mit der Unterlage 5 C wurde auf dem Oberberg fast doppelt so viel geerntet wie mit der 1 G (1379 gegen 748 g/m², Faktor 1,84) und auf der Steinkaut lagen die Erträge

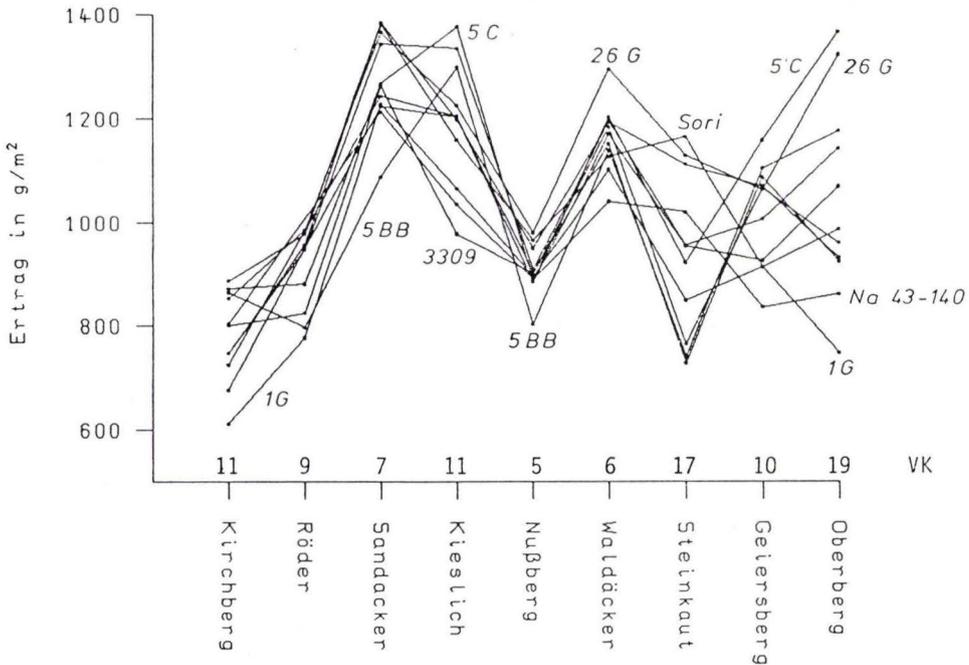


Abb. 1. Flächenertragsverhalten mit den einzelnen Unterlagen auf den verschiedenen Standorten.

noch bis um das 1,6fache auseinander. Hier kann sich die richtige Wahl einer Unterlage gravierend auf den wirtschaftlichen Erfolg eines Weinbergs auswirken.

Leider sind diese Beobachtungen über Standorte mit stärkeren oder weniger starken Differenzen zwischen den Unterlagen aber zu uneinheitlich und wohl auch nicht umfangreich genug, als daß sie fundiert bodenkundlich interpretiert werden können. Es scheint aber einiges darauf hinzudeuten, daß ein so schwer zu durchwurzelnder Boden wie der Tonboden vom Oberberg und starke Kalkgehalte wie auf der Steinkaut die Unterlagen eher differenzieren als sandige-kiesige Böden, wie sie z. B. auf dem Sandacker, den Waldäckern und dem Röder vorherrschen. Auf solchen problematischen Standorten sind also die Unterlagen besonders sorgfältig auszuwählen.

Eine genauere Analyse der zweiten, oben formulierten Aussage und damit Beantwortung der Kernfrage des Versuches kann an Hand der Abb. 1 nur schwer durchgeführt werden. Dazu ist diese Darstellung zu verwirrend und nicht aussagekräftig genug. Auch Vergleiche der Unterlagen gegeneinander auf einer einzelnen Anlage (z. B. durch t-Test der Mittelwerte) ermöglicht keine genügende Differenzierung. Es soll daher versucht werden, solche Standorte zusammenzufassen, auf denen sich die Unterlagen in etwa gleichartig verhalten, d. h. wo dieselben Unterlagen am oberen Rand und dieselben am unteren Rand des Ertragspektrums liegen. Dazu bieten sich Vergleiche zwischen den Anlagen auf der Basis von Korrelationskoeffizienten mit den Mittelwerten der Unterlagen an. Ein Beispiel soll dies erläutern: In Tab. 5 sind die Unterlagsmittelwerte des Flächenertrags der beiden Standorte Röder und Sandacker aufgeführt (es sind nur die auf dem Röder vertretenen Unterlagen

Tab. 5. Mittelwerte der Flächenerträge auf den Standorten Röder und Sandacker, getrennt nach Unterlagen

Unterlage	5 BB	5 C	26 G	Sori	3309 C	1 G	1616	143 A
Röder	796	880	935	957	824	777	978	948
Sandacker	1089	1267	1367	1382	1262	1227	1386	1345

Korrelationskoeffizient $r = 0,88$ (FG = 6)

berücksichtigt). Es ergeben sich 8 Wertepaare, die mit $r = 0,88$ korreliert sind (FG = 6). Auf diese Weise läßt sich eine Korrelationsmatrix für die Standorte aufstellen (Tab. 6), in die hier nicht nur die Korrelationen bezüglich des Flächenertrages, sondern auch die auf der Basis des Stockertrages eingetragen sind.

Aus der Matrix kristallisieren sich klar 3 Gruppen von Anlagen heraus, die auch bei der Reihenfolge der Standorte in der Matrix berücksichtigt wurden (Die Gruppen von Anlagen werden hier Ertragsgruppen genannt nach dem Klassifikationskriterium der Unterlags-erträge, die nicht mit den Bodengruppen der ZAKOSEKschen Bodenklassifikation verwechselt werden dürfen.):

1. Ertragsgruppe I mit den Anlagen Sandacker, Nußberg, Steinkaut und Röder,
2. Ertragsgruppe II mit den Anlagen Kieslich, Waldäcker, Geiersberg und Oberberg, und
3. Ertragsgruppe III nur mit der Anlage Kirchberg.

In der ersten Ertragsgruppe werden Anlagen auf tiefgründigen, meist durchlässigen Böden mit mehr sandiger Textur zusammengefaßt. Die Korrelationskoeffizienten zwischen den Anlagen schwanken beim Flächenertrag von 0,75 bis 0,94, beim Stockertrag liegen sie geringfügig darunter. Eine Irrtumswahrscheinlichkeit für die Signifikanz der Korrelation

Tab. 6. Korrelationsmatrix der Standorte bezogen auf die Unterlagenmittelwerte (oberhalb der Diagonalen: Flächenerträge, unterhalb: Stockerträge; $n = 11$, bei Röder $n = 8$)

	Sand- acker	Nuß- berg	Stein- kaut	Röder	Kies- lich	Wald- äcker	Geiers- berg	Ober- berg	Kirch- berg
Sandacker		0,94	0,75	0,88	0,05	0,48	-0,01	0,09	0,12
Nußberg	0,91		0,76	0,80	-0,15	0,43	-0,13	-0,00	0,03
Steinkaut	0,67	0,71		0,90	0,05	0,21	-0,35	0,14	0,21
Röder	0,87	0,81	0,86		0,32	0,61	0,00	0,33	0,37
Kieslich	-0,10	-0,32	-0,19	-0,04		0,46	0,55	0,76	0,33
Waldäcker	0,47	0,34	0,03	0,44	0,39		0,65	0,71	0,39
Geiersberg	0,19	0,01	-0,35	-0,01	0,66	0,60		0,60	0,59
Oberberg	0,06	-0,14	-0,13	-0,05	0,62	0,67	0,61		0,56
Kirchberg	0,18	0,07	0,05	0,32	0,26	0,20	0,57	0,43	

Koeffizienten sind mit 5 % signifikant ab 0,60 ($n = 11$) bzw. ab 0,71 ($n = 8$)

meist unter 1% zeigt, wie gleichförmig sich die Unterlagen auf diesen Böden verhielten. Die zweite Ertragsgruppe umfaßt schluffig-tonige Böden, die meist schwieriger zu durchwurzeln sind bzw. deren Wurzelraum begrenzt ist. Sie ist nicht ganz so einheitlich wie die erste Ertragsgruppe. Mit Werten zwischen 0,60 und 0,71 haben die Korrelationskoeffizienten der Anlagen Waldäcker, Geiersberg und Oberberg untereinander aber noch weniger als 5% Irrtumswahrscheinlichkeit, d. h. die Unterlagen verhalten sich noch ziemlich gleichartig. Dagegen kommt der Anlage Kieslich, die auf tiefgründigem Löß steht, innerhalb dieser Ertragsgruppe eine Außenseiterrolle zu. Im Einfluß auf die Unterlagen war der Kieslich am stärksten dem Oberberg verwandt ($r = 0,76$ bzw. $0,62$). Da sich die Reben auf dem Oberberg im Untergrund stärker schluffige Zonen und damit entsprechende Wasservorräte erschließen konnten, mag dies der Grund für die Ähnlichkeit beider Flächen sein. Die Beziehungen zu den staunassen Waldäckern und dem flachgründigeren Geiersberg sind dagegen weniger ausgeprägt (Irrtumswahrscheinlichkeit der Korrelationskoeffizienten bis zu 15%). Mit keiner der anderen näher verwandt ist der Kirchberg, der trockenste von allen mit nur geringem Wurzelraum (60 cm). Der Boden auf dem Kirchberg vereinigt einige Eigenschaften von beiden oben genannten Ertragsgruppen: er hat eine sandige Textur, bietet den Reben aber nur einen geringen Wurzelraum. Insgesamt kommt er der Ertragsgruppe II noch am nächsten.

Der Vorteil dieser Zusammenfassung der Standorte in drei Ertragsgruppen liegt darin, daß nun die Erträge der Unterlagen für mehrere Standorte zusammengefaßt werden können. Tab. 7 zeigt die mittleren Mengenerträge für jede der Unterlagssorten getrennt

Tab. 7. Mengenerträge mit den verschiedenen Unterlagen, getrennt nach Ertragsgruppen
 Ertragsgruppe I: Sandacker, Nußberg, Steinkaut, Röder
 Ertragsgruppe II: Kieslich, Waldäcker, Geiersberg, Oberberg
 Ertragsgruppe III: Kirchberg

Ertragsgruppe I			Ertragsgruppe II			Ertragsgruppe III		
Unterlage	F.-E. (g/m ²)	S.-E. (g/St.)	Unterlage	F.-E. (g/m ²)	S.-E. (g/St.)	Unterlage	F.-E. (g/m ²)	S.-E. (g/St.)
Sori	1117,2	2162,8	5 C	1276,5	2419,9	1616	886,6	1773,5
26 G	1115,2	2126,5	26 G	1226,6	2322,5	5 C	871,2	1733,3
1616	1106,2	2176,0	5 BB	1179,7	2218,5	5 BB	864,2	1730,3
143 A	1039,1	2008,6	143 A	1169,9	2231,6	26 G	852,7	1706,3
Na 43-140 ⁺	1003,5	1973,3	1616	1097,8	2129,2	Na 43-140	803,7	1596,8
5 C	988,8	1952,7	Na 257-78	1091,9	2115,0	3309 C	800,7	1691,5
Na 257-78 ⁺	988,5	1938,3	Wz NI 49-14	1091,4	2179,7	143 A	747,4	1534,5
Wz NI 49-14 ⁺	941,4	1933,3	3309 C	1046,8	2131,8	Sori	747,2	1524,5
3309 C	938,0	1976,4	Sori	1045,8	2006,1	Wz NI 49-14	724,9	1453,0
1 G	936,8	1892,5	1 G	957,0	1981,1	Na 257-78	676,1	1381,6
5 BB	857,0	1663,2	Na 43-140	942,7	1841,8	1 G	612,1	1285,4

F.-E.: Flächenertrag

S.-E.: Stockertrag

St.: Stock

⁺nicht auf der Anlage Röder vertreten, daher wurden die Anlagenmittelwerte $893,2 \text{ g/m}^2$ bzw. $1759,4 \text{ g/Stock}$ eingesetzt

nach Ertragsgruppen in der Reihenfolge der Flächenerträge. Da die Unterlagen auf den Standorten innerhalb einer Ertragsgruppe in etwa die gleiche Reihenfolge haben, bewirkt dies, daß Unterschiede zwischen den Unterlagen besser hervortreten und charakterisiert werden können. Innerhalb einer einzelnen Anlage sind oft keine sicheren Unterschiede auszumachen (vgl. Ertragsgruppe III weiter unten). Erläuternd muß zur Ertragsgruppe I bemerkt werden, daß die Unterlagen Na 43–140, Wz NI 49–14 und Na 257–78 nicht auf dem Röder vertreten waren. Die fehlenden Werte wurden daher durch den Mittelwert des ganzen Röders ersetzt.

Um nun zu ermitteln, welche der Differenzen zwischen den Unterlagssorten tatsächlich aussagekräftig sind (d. h. statistisch signifikant), sind t-Werte auf der Basis der gemittelten Wiederholungen (getrennt nach Jahren und Standorten) berechnet worden. Danach lassen sich die Unterlagen für jede der Ertragsgruppen zu Klassen zusammenfassen, innerhalb derer nach statistischen Kriterien keine wesentlichen Unterschiede bestehen.

So werden in der Ertragsgruppe I ganz klar die drei Unterlagen Sori, 26 G und 1616 an der Spitze zusammengefaßt. Allen anderen überlegen (Irrtumswahrscheinlichkeit P für die Ungleichheit der Mittelwerte zur nächst besten unter 0,2%), lassen sie sich untereinander aber nicht unterscheiden. Ebenso wird die 5 BB als signifikant schlechteste ausgeschieden mit Irrtumswahrscheinlichkeiten unter 3,7% im Vergleich zu den beiden nächstschlechten. Die Reihenfolge der anderen Unterlagen kann nach diesen Beobachtungen ohne weiteres zufällig sein und variiert etwas von Anlage zu Anlage. Allenfalls der 143 A könnte im Flächenertrag eine Spitzenposition unter den verbleibenden Unterlagssorten zugebilligt werden.

Eine etwas stärkere Differenzierung zwischen den Unterlagen gab es auf den Anlagen der Ertragsgruppe II. Schon nach der Abb. 1 war das zu erwarten, da einige Anlagen mit großer Streuung zwischen den Unterlagssorten in dieser Ertragsgruppe vereinigt wird. Eindeutig an der Spitze mit signifikantem Unterschied ($P < 4,3\%$) zur zweitbesten war die 5 C. Ebenfalls überdurchschnittlich waren die 26 G, 5 BB und 143 A, obwohl die Unterschiede zu den nächsten Unterlagen im Stockertrag nicht ganz so deutlich hervortraten. Schon geringere Erträge wurden mit 1616 und Na 257–78 erbracht, während die Stöcke mit Sori, und auf die Fläche bezogen besonders deutlich die mit 1 G und Na 43–140, am wenigsten trugen. Die beiden Unterlagen 3309 C und Wz NI 49–14 zeigten hier größere Unterschiede zwischen Flächen- und Stockertrag. Auch mit 1 G trug der einzelne Stock im Durchschnitt etwas mehr, ohne die mit Sori zu erreichen. Hier wird die Tatsache eine Rolle spielen, daß die Böden dieser Ertragsgruppe II z. T. schwer zu durchwurzeln sind und daher geschwächte Stöcke auf für solche Verhältnisse empfindlichen Unterlagen leichter absterben.

Auf dem Kirchberg, der III. Ertragsgruppe, lassen sich die Unterlagssorten nicht ganz so klar gegeneinander abgrenzen. Dies mag einerseits daran liegen, daß nicht genügend Messungen vorliegen (nur ein Standort im Vergleich), aber auch daran, daß Unterschiede zwischen einzelnen Unterlagssorten insgesamt nicht so gravierend sind. Trotzdem können die stärkeren 1616, 5 C, 5 BB und 26 G, die mittelmäßigen 3309 C, 143 A und Sori und die schwächeren Unterlagen Na 257–78 und 1 G einigermaßen unterschieden werden. Dazwischen liegen die Na 43–140 und Wz NI 49–14, die überhaupt nicht zugeordnet werden können. Nach Stockerträgen ist die 3309 C hier unter die stärkeren Unterlagssorten einzuordnen, die anderen gleichen sich in den Stock- und Flächenerträgen.

Vergleicht man die Ertragsgruppen mit ihren Erträgen untereinander, dann wurden auf den Anlagen der Ertragsgruppe II im Mittel die höchsten Erträge erzielt und am wenigsten auf der trockenen Anlage der Ertragsgruppe III. Sieht man einmal von dem Ausreißer Sandacker ab, so wurden gerade die ertragsstarken Anlagen in der Ertragsgruppe II und die geringeren in Ertragsgruppe I zusammengefaßt. Daraus aber gleich den Schluß zu ziehen, daß auf schweren, z. T. staunassen Böden (Ertragsgruppe II) in der Regel größere Mengen geherbstet werden als auf sandigen, durchlässigen (Ertragsgruppe I), wäre aber vielleicht etwas zu gewagt.

4. Zusammenfassung

Bei allen drei Ertragsgruppen lag die 26 G im oberen Teil des Spektrums, die somit auf praktisch allen Böden mit überdurchschnittlichen Ertragsersparungen angebaut werden kann. Es muß hier aber noch einmal darauf hingewiesen werden, daß diese Unterlage nicht den heutigen Anforderungen an Reblausimmunität genügt und daher nur auf ganz wenigen Stellen in der Bundesrepublik zum Anbau freigegeben ist. Ähnlich geeignet wie die 26 G sind aber auch die 5 C und 1616. Mehr im Mittelfeld, aber mit konstant guter Leistung auf allen Standorten waren die 143 A, Na 257–78 und Wz NI 49–14, wobei die beiden letzten auf flachgründigen Böden Schwierigkeiten bekommen. Die Stöcke auf 3309 C trugen vor allem im Flächenertrag durchgehend eher unterdurchschnittliche Mengen und kamen auch ohne Berücksichtigung der Ausfälle nicht über das Mittelmaß hinaus. Durchgehend geringe Mengen brachte die 1 G, die nirgends zu empfehlen ist. Die übrigen Unterlagen, 5 BB, Sori und Na 43–140, fielen durch gegensätzliches Verhalten auf. Auf den gut durchwurzelbaren, sandigeren Böden brachte die Sori die höchsten Erträge, auch die Na 43–140 erbrachte noch gute Mengen. Dagegen waren beide Unterlagen auf den schwerer durchwurzelbaren, teilweise feuchteren Böden weniger gut, besonders die Na 43–140. Ein zu geringer Wurzelraum mit häufiger Trockenheit machte zudem der Sori mehr zu schaffen (Kirchberg). Die 5 BB verhielt sich dagegen genau umgekehrt: guten Erträgen auf schweren Böden standen geringere auf sandigeren, durchlässigen Böden gegenüber. Hier spielt sicher die Verrieselungsanfälligkeit dieser Unterlage eine wichtige Rolle. Trotzdem kommt sie mit Trockenheit besser zurecht als manche andere Unterlage.

Unterschiede zwischen den Stock- und den Flächenerträgen gab es in der Regel nicht, nur die 3309 C und die Wz NI 49–14 waren etwas anfälliger im Hinblick auf die Lebenskraft des einzelnen Stockes, d.h. die Stöcke mit diesen Unterlagen fielen insgesamt etwas häufiger aus als die auf den anderen Unterlagen.

5. Schriftenverzeichnis

- BIRK, H., & ZAKOSEK, H. (1960): Die bodenangepaßten Unterlagssorten für die hessischen Weinbaugebiete. – Weinberg u. Keller, 7: 9–15; Frankfurt a. M.
- MÜCKENHAUSEN, E., & ZAKOSEK, H. (1983): Der Boden. – In: Lehrbuch des deutschen Weinbaus. – [im Druck]
- PINKOW, H. (1948): Die Kartierung der Weinbaugebiete im Rheingau, ihr Zweck und ihre Durchführung. – Der Weinbau, 3: 180–182; Mainz.
- SCHOLZ, A. (1983): Der Einfluß von Boden, Unterlage und Klima auf den Ertrag und die Qualität bei Riesling Klon 239 Gm. – Diss. Univ. Bonn, 123 Abb., 33 Tab.; Bonn.

- SEELIGER, R. [Hrsg.] (1933): Der neue Weinbau. Grundlagen des Anbaus von Propfreben. – Berlin (Parey)
- ZAKOSEK, H., & BECKER, H., & BRANDTNER, E. (1979): Einführung in die Weinbau-Standortkarte Rheingau i. M. 1:5000. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 261–281, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H., & HORNEY, G., & BECKER, H. (1972): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000, Bl. Gottesthal. – Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H., KREUTZ, W. †, & BAUER, W., & BECKER, H., & SCHRÖDER, E. (1967): Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **50**: 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 1.11.1984

Hessisches Geologisches Schrifttum 1983 mit Nachträgen aus den Jahren 1976–1982

Bearbeitet von

ANNELIES HERZBERG*

Nachtrag aus dem Jahre 1976

BRÜNING, H. (1976): Vom Eiszeitalter im Mainzer Becken. Rheinhessisches Tafel- und Hügelland. – Museumsführer Nr. 5: 1–58, 25 Abb.; Mainz

Nachtrag aus dem Jahre 1977

DJAHANGURI-KREMIANS, R. (1977): Sedimentuntersuchung im Unteren und Mittleren Buntsandstein des Spessarts unter besonderer Berücksichtigung stratigraphischer Problemstellung. – Diss., 150 S.; Würzburg.

Nachtrag aus dem Jahre 1978

FINKENWIRTH, A., & JOHNSON, G. (1978): Die Untertage-Deponie Herfa-Neurode bei Heringen/Werra. – Abstracts V. Internat. Salz-Symposium Hamburg, 29. 5. – 1. 6. 1978: 75–76; Hamburg.

HEINTZE, G. (1978): Landschaftsgestaltung und Rekultivierung im Braunkohlenbergbau auf dem Hohen Meißner. – Forst- u. Holzwirt, **33** (2): 43–45; Hannover.

KNOLL, P., SCHWANDT, A., & THOMA, K. (1978): Die Bedeutung geologisch-tektonischer Elemente im Gebirge für den Bergbau, dargestellt am Beispiel des Werra-Kalireviere der DDR. – Abstracts V. Internat. Salz-Symposium Hamburg, 29. 5. – 1. 6. 1978: 60; Hamburg.

Nachtrag aus dem Jahre 1979

BALZHÄUSER, H. (1979): Untersuchung über Tropfbewässerung in Hang- und Steillagen des Weinbaues. – Diss., 115 S., 28 Abb., 21 Tab.; Bonn.

BLINDOW, F. K. (1979): Die Systemankerung der Kraftwerkskaverne Waldeck. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **124** (4): 136–138, 4 Abb.; Wien-New York.

BRÄUTIGAM, F. (1979): Geotechnische Probleme und deren Lösung beim Bau des Wasserkraftwerkes Wahnhausen im Fuldatal oberhalb von Hann.-Münden. – Festschrift für Gerhard Keller zum 22. 6. 1978: 151–175, 13 Abb.; Osnabrück (Wenner).

EIKAMP, H. (1979): Die Grube Messel. Eine bedeutende Fossilfundstätte als Mülldeponie? Mülldeponie – NIE sagen Paläontologen und Umweltschützer! – Die Welt der Tiere, **6** (3): 26–30; Greven (Kilda-Verlag).

FRANZEN, J. (1979): Neues aus Messel. – Mineralien-Magazin, **3** (7): 379, 2 Abb.; Stuttgart.

GÖTZ, R. (1979): Zur spektralphotometrischen Bestimmung von Ligninsulfonsäure und Huminsäure in Wässern. – Z. anal. Chem., **296**: 406–407; Berlin-Heidelberg-New York. [Rhein, Main]

LIPPOLT, H. J., & FUHRMANN, U. (1979): Kalium-Argon-Altersbestimmungen zum pliozänen Vulkanismus im Niederwesterwald. – Fortschr. Mineral., Beih., **57** (1): 88–89; Stuttgart.

* Dr. A. HERZBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

MEIBURG, P. (1979): Terrassen-Niveaus und Vertikalbewegungen im Diemel-Gebiet. – In: Protokoll über das 3. Kolloquium im Schwerpunkt „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinisches Schildes“, Neustadt a.d.W. 10. u. 11. November 1978: 20–25, 5 Abb., 2 Tab.; Bonn (DFG).

Nachtrag aus dem Jahre 1980

- AMTHAUER, G. (1980): ^{57}Fe Mössbauer study of babingtonite. – *American Mineralogist*, **65**: 157–162, 5 Abb., 2 Tab.; Washington. [Vorkommen auch in Herbornseelbach]
- BECKSMANN, E. (1980): Auswirkungen des Geschehens im Oberrhein-Graben auf die östliche Grabenschulter. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **23**: 3; Hannover.
- BETZ, V. (1980): Formenvielfalt des Thomsonits. – *Lapis*, **5** (9): 21–24, 15 Abb.; München (Weise). [Vorkommen auch im Odenwald und Vogelsberg].
- (1980): Der Katzenbuckel. Zeolithe und Kluftminerale in vulkanischen Gesteinen. – *Lapis*, **5** (7/8): 41–43, 7 Abb.; München (Weise).
- (1980): Der Rossberg. Fundstelle schöner und gutausgebildeter Zeolithe. – *Lapis*, **5** (7/8): 44–46, 7 Abb.; München (Weise).
- BITTERSÖHL, J. (1980): Versickerung und Grundwasserneubildung in den quartären Deckschichten der bayerischen Rhön. – *Diss.*, 234 S., 50 Abb., 46 Tab., 1 Beil.; München (TU).
- BOIGK, H. (1980): Development and prospects of the exploration of hydrocarbons in the Federal Republic of Germany. – *Erzmetall*, **33**: 163–168; Weinheim a.d.B. (Verl. Chemie).
- BONJER, K.-P., GILG, B., & ROULAND, D. (1980): Seismisch aktive Zonen und seismische Lücken im Bereich des südlichen Rheingrabens. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **23**: 3–4; Hannover.
- CLEMENT, M., DINH, L. N., & HAMMAMI, R. (1980): Untersuchung über die Aufbereitung von Mischerzen der Kupferschieferlagerstätte in Nordhessen. – *Erzmetall*, **33**: 554–558; Weinheim a.d.B. (Verl. Chemie).
- COOGAN, A. H., & HAUBER, L. (Hrsg.) (1980): Fifth Symposium on Salt. Bd. 1: Introduction, Geology, Tectonics, Mineralogy, Geochemistry, Dry Mining, Rock Mechanics. – VII + 485 S., Abb., Tab., Fotos. Bd. 2: Solution Mining, Salt Production, Salt Markets, Nutrition, Environmental Problems. – VIII + 547 S., Abb., Tab., Fotos; Stuttgart (Schweizerbart).
- EIKAMP, H. (1980): Mosbacher Sande und Hydrobienschichten. Fossilien des Mainzer Beckens. – *Mineralien-Magazin*, **4** (11): 494–502, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- EISVOGEL, G. (1980): Ein Schuppentier aus der Grube Messel. – *Mineralien-Magazin*, **4** (12): 544, 2 Abb.; Stuttgart.
- FAHLBUSCH, K. (1980): Die Grund- und Quellwasservorkommen in der Residenzstadt Darmstadt. – *Jb. TH Darmstadt*: 41–59, 13 Abb.; Darmstadt.
- FETTEL, M. (1980): Der Odenwald. Die Mineralien des kristallinen Odenwalds. – *Lapis*, **5** (7/8): 13–40, Abb., Kt.; München (Weise).
- HAMMAMI, R., & CLEMENT, M. (1980): Zur Gewinnung von Kupfer und Zink aus Kupferschiefer durch Flotation und Laugung. – *Metall*, **34** (11): 989–995, 8 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- HENTSCHEL, J., & KUEHN, G. (1980): Geowissenschaftliche und geotechnische Untersuchung zur Errichtung von Versuchskavernen im Fels zur Speicherung von Rohöl, Mineralölprodukten und Flüssiggasen. – *Bundesminist. Forsch. Technologie*, 80, Nr. 123: 1–62, 8 Abb., 4 Tab., 10 Beil.; Bonn. [Odenwald, Spessart, Südrhön]
- HERRMANN, A. G., KÄDING, K.-Ch., & STRUENSEE, G. v. (1980): Kalisalzlagerstätten des Sulfat-Typs: Hattorf (Werra-Fulda-Bezirk) und Salzdettfurth (Bezirk Südhannover). Entstehung, Umbildung, Bergbau und wirtschaftliche Nutzung von Salzlagerstätten. – *Fortschr. Mineral.*, **58**, Beih. 2: 33–53, 4 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- HUMMEL, P. (1980): Gliederungsversuche im Würm und Holozän des Oberrheingebietes mit geologischen und bodenkundlichen Methoden. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **23**: 8–9; Hannover.
- KEUSGEN, A. (1980): Aus dem Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1979. – *Glückauf*, **116** (22): 1174–1175, 1 Tab.; Essen.
- KLAUS, G. (1980): Kombiniertmethodische Untersuchung eines Basaltvorkommens. – *Z. angew. Geowiss.*, **4**: 83–90, 2 Abb.; Friedberg (Bindernagel). [Basaltlagerstätte bei Homberg (Efze)]

- KRAMER, E. (1980): Die Abfolge von vulkanischen Serien, ihren Laven und Gängen nach der Ausbildung der Minerale und der Struktur der Gesteine. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 843–866, 12 Abb., 3 Taf.; Hannover. [Betr. auch Vogelsberg]
- (1980): Die Magmenzyklen in der paläozoischen Kruste Mitteleuropas. – Nachr. dt. geol. Ges., **23**: 30; Hannover.
- MEIBURG, P. (1980): Stabile und mobile Entwicklungsstufen in der Taphrogenese der Hessischen Senke. – Berliner geowiss. Abh., (A), **19**: 143–147, 2 Abb.; Berlin.
- (1980): Tektogenese und Geodynamik am Großschollenrand Rheinisches Massiv – Hessische Senke. – XI + 372 S.; Darmstadt (Habil.-Schrift).
- MEYER, W. (1980): Geologische Denkmäler. Der Rheindurchbruch bei Bingen. – Mineralien-Magazin, **4** (9): 415–418, 2 Abb.; Stuttgart.
- & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 725–751, 9 Abb.; Hannover.
- MÖLLER, P., SCHULZ, S., & JAKOB, K. H. (1980): Formation of fluorite in sedimentary basins. – Chem. Geol., **30**: 97–117; Amsterdam. [Eschwege]
- POURMOAFI, M. (1980): Geochemische Untersuchungen an melilithführenden- und melilith-freien Olivin-Nepheliniten der nördlichen Hessischen Senke. – Diss., 97 S., 17 Abb., 32 Tab.; Göttingen.
- ROSENFELD, U. (1980): Der Südwestteil des Lippischen Berglandes, ein Grenzbereich zwischen Hessischer Senke und Niedersächsischem Tektogen. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 715–724, 2 Abb.; Hannover.
- SCHNELLBÄCHER, K. (1980): Mineraliensammeln im Odenwald. – Lapis, **5** (7/8): 47–48, 2 Abb.; München (Weise).
- SINGEWALD, A.: (1980): Elektrostatik – neue umweltfreundliche Aufbereitung von Kalium- und Magnesiumrohstoffen. – Erzmetall, **33**: 19–27; Weinheim a.d.B. (Verl. Chemie).
- (1980): Umweltfreundliche Aufbereitung von Kalium- und Magnesiumsalzen. – Kali und Steinsalz, **8**: 2–8; Essen.
- WALLISER, O. H. (1980): The geosynclinal development of the Variscides with special regard to the Rhenohercynian zone. – DFG Research Report Mobile Earth, Internat. Geodynamics Projekt; Final Report of the Federal Republic of Germany: 185–195, 3 Abb.; Boppard (Boldt).
- WEBER, K. (1980): Anzeichen abnormal hoher Porenlösungsdrucke am Beginn der Faltung im Rheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 605–625, 5 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- WILKE, H.-J., & SCHÖFFMANN, W. (1980): Rund um den Vogelsberg. – Lapis, **5** (9): 25–29, Abb., Kt.; München (Weise).
- WINTER, H. (1980): Neuere Erkenntnisse für die Beurteilung von Rheinwasser unter besonderer Berücksichtigung der Trinkwassergewinnung aus Rheinuferfiltrat. – Gewässerschutz – Wasser – Abwasser, **42**: 271–286; Aachen.

Nachtrag aus dem Jahre 1981

- ALBERTI, G. K. B. (1981): Zur biostratigraphischen Gliederung der Wissenbacher Schiefer (Unter- und Mittel-Devon) des östlichen Rheinischen Schiefergebirges mit Tentaculiten (Dacryoconarida) und Trilobiten. – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **50**: 77–90, 8 Abb., 3 Beil.; Hamburg.
- ALBRECHT, H. (1981): Eignung von Salzstöcken zur Endlagerung. – Salzmechanik, **2**: 102–111, 8 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- BECKER, G., & GOTTWALD, E. (1981): Verwendung von Relo-Porcelin-Positivgießmasse in der Mikropaläontologie. – Präparator, **27**: 115–116, 1 Abb.; Bochum. [Demonstrationen an *Cypridella* sp. aus dem Oberdevon der Dill-Mulde]
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland. Erdölprovinzen, Felder, Förderung, Vorräte, Lagerstättentechnik. – 330 S., 109 Abb., 51 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BOTTKE, H. (1981): Lagerstättenkunde des Eisens. Geochemie, Genese, Typengliederung, wirtschaftliche Bedeutung. – 202 S., 40 Abb., 88 Tab.; Essen (Glückauf). [Lahn-Dill-Gebiet]
- BRAND, E., FRICKE, K., & HEDEMANN, H. E. (1981): Die Vorkommen natürlicher Kohlensäure (CO₂) in der Bundesrepublik Deutschland. – Forsch.-Ber. 202-I der Deutsch. Ges. Mineralölwiss. u. Kohlechemie e. V. (DGMK), 90 S., 5 Abb., 3 Tab., 4 Anl.; Hamburg.

- BÜTTNER, R., & SAUERWEIN, F. (1981): Wasserverschmutzung. Bericht zu interdisziplinären hochschuldidaktischen Versuchen im Bereich der Umwelterziehung an pädagogischen Hochschulen. – Geogr. Rdsch., **33** (5): 209–214, 4 Abb., 1 Tab.; Braunschweig. [Oberrheintal, Weschnitz]
- COLDEWEY, W. G. (1981): Hydrogeologie und Hydrochemie der Quellen im Twiste-Tal zwischen Warburg und Welda. – Brunnenbau – Bau von Wasserwerken – Rohrleitungsbau, **32** (3): 95–100, 4 Abb., 9 Tab.; Köln.
- EIKAMP, H. (1981): Fossile Fische aus dem Main. *Gobius francofurtanus KOKEN*. – Mineralien-Magazin, **5** (4): 171–176, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FISCHER, H. (1981): Vulkanogene Rohstoffe. Vorkommen und Grenzen der Verfügbarkeit. – Naturwiss. Rdsch., **34** (11): 464–467, 1 Abb.; Stuttgart. [Odenwald]
- GREINER, G. (1981): Die geologische Entwicklung des Rheingrabens – Vortrag zur Vorbereitung der Exkursion in den mittleren Grabenabschnitt. – 41. Jahrestagung der dt. geophys. Ges. Heidelberg, 30. 3.–3. 4. 81: 318, Clausthal-Zellerfeld.
- HAGENMAIER, H., & KAUT, H. (1981): Polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe in Sedimenten von Neckar, Neckar Nebenflüssen, Rhein und Donau. – Chemiker-Z., **105**: 181–186; Heidelberg.
- HENNINGSEN, D. (1981): Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Aufl., XX + 123 S., 69 Abb.; Stuttgart (Enke).
- MALISCH, R., SCHULTE, E., & ACKER, L. (1981): Chlororganische Pestizide polychlorierte Biphenyle und Phthalate in Sedimenten aus Rhein und Neckar. – Chemiker-Z., **105**: 187–194; Heidelberg.
- SCHRAFFT, A. (1981) Wasserhaushalt, Chemismus und Stoffbilanz der Odenwälder Elz (südöstlicher Odenwald/Bauland). – Diss., 199 S., 58 Abb., 25 Tab., 19 Taf.; Heidelberg.
- „STRUTH-Clay“ – ein neuer Westerwälder Rohstoff. – Sprechsaal, (11): 848–849, 4 Tab.; Coburg 1981.

Nachtrag aus dem Jahre 1982

- BORN, R., & GNIOSDORSCH, L. (1982): Die technisch-wissenschaftlichen Vorarbeiten im Rahmen der Projektierung der Schlammbehandlung für die Stadt Frankfurt. – Korrespondenz Abwasser, **29** (10): 707–713; Bonn.
- CICHOROWSKI, G. (1982): Regionale Differenzierung in der Gewässergütwirtschaft. – Schr.-R. Inst. f. Wasserversorgung, Abwasserbeseitigung und Raumplanung der TH Darmstadt (WAR), **14**, 158 S., 32 Abb., 18 Tab.; Darmstadt. [Beispiel Modaubach/Hessen]
- DEDERSHECK, D. (1982): Die historische Grube Philippsbeck bei Münster im Taunus. – Emser H., **4** (2): 42–48, 6 Abb.; Bochum (Bode).
- DIETRICH, R. (1982): Die Grube Rotläufchen in Waldgirmes bei Wetzlar. – Emser H., **4** (3): 5–21, 7 Abb.; Bochum (Bode).
- (1982): Die Mineralien der Phosphatparagenese der Grube Rotläufchen. – Emser H., **4** (3): 22–47, 46 Abb.; Bochum (Bode).
- EHRENBERG, K.-H., HENTSCHEL, G., SCHRICKE, W., & STRECKER, G. (1982): Vogelsberg-Vulkanismus.-Fortschr. Mineral., **60** (Beih. 2): 17–42, 1 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- FICKEL, W., SCHRADER, L., SEMMEL, A., & ZAKOSEK, H. (1982): Paläoböden in Hessen. – Geol. Jb., **F14**: 101–128, 1 Abb.; Hannover.
- GÖTZNER, M. (1982): Der Meeressand von Kassel. Fossilien aus dem Chattium. – Mineralien-Magazin, **6** (11): 515–517, 6 Abb.; Stuttgart.
- KÄDING, K.-C. (1982): Geologisch-lagerstättenkundliche Exkursion in das Kalisalzbergwerk Neuhoellers der Kali und Salz AG bei Fulda. – Fortschr. Mineral., **60** (Beih. 2): 71–78, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotek. Forsch., **62**: II + 267 S., 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1982): Tektogenese und Geodynamik am Großschollenrand Rheinisches Massiv – Hessische Senke. – 267 S., 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MÜCKENHAUSEN, E. (1982): Einführung zur Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. – Geol. Jb., **F14**: 5–13; Hannover.
- SCHWEISS, D. (1982): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereichs Perm/Trias am Südwestdeutschen Beckenrand. – Diss., 159 S., Abb., 8 Taf.; Darmstadt.

- SEELIGER, H. J. (1982): Photogeologie und Satellitenbilddauswertung der morphologischen und tektonischen Geschichte des Kellerwaldes und der Frankenger Bucht. – Diss., 104 S., 21 Abb.; Marburg.
- TILLMANN, B., & SÜSSE, P. (1982): Zur Kristallstruktur eines sekundären Ca, Cu, Sb-Arsenats aus dem Richelsdorfer Gebirge. – Fortschr. Mineral., **60** (Beih. 1): 200–201, 1 Tab.; Stuttgart.
- TURK, P. G., SCHÜRMAN, K., & LOHSE, H.-H. (1982): Petrographische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten zwischen Vogelsberg und Westerwald. – Fortschr. Mineral., **60** (Beih. 1): 203–204; Stuttgart.
- Verband der Chemischen Industrie e. V. (Hrsg.) (1982): Wasser. – VCI-Schr.-R. Chem. u. Umwelt, 64 S., 83 Abb.; Frankfurt a. M. [Gewässergüte i. Hessen]
- WISE, W. S. (1982): New occurrence of faujasite in southeastern California. – American Mineralogist, **67**: 794–798, 3 Abb., 3 Tab.; Washington. [Vorkommen auch im Vogelsberg (Annerod, Groß-Buseck, Hasselborn)]
- WOHLRAB, B., et al. (1982): Forschung und Lehre über angewandte Hydrologie und Landeskultur an der Ökologischen Forschungsstation Edersee in Waldeck-Niederwerbe. – Ber. zur Landeskultur, 66 S., 14 Abb.; Gießen (Inst. Mikrobiol. u. Landeskultur d. Univ.).
- Wasserversorgungsbericht. Bericht über die Wasserversorgung in der Bundesrepublik Deutschland. – 168 S.; Bielefeld-München (Bundesmin. d. Innern, Berlin) (E. Schmidt Verl.) 1982.

1983

- AHORNER, L. (1983): Historical Seismicity and Present-Day Microearthquake Activity of the Rhenish Massif, Central Europe. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 198–221, 14 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- BAIER, B., & BONJER, K.-P. (1983): General Pattern of Seismotectonic Dislocation and the Earthquake-Generating Stress Field in Central Europe Between the Alps and the North Sea. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 187–197, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- AL-AZAWI, A., & EBHARDT, G. (1983): Der Einfluß holozäner Sedimente auf die Grundwasserbeschaffenheit im Oberrheingraben südlich Darmstadt. – Nachr. dt. geol. Ges., **28**: 37–38; Hannover.
- (1983): Redoxverhältnisse des Grundwassers in der Altneckarau (Bergstraße, nördlicher Oberrheingraben). – Z. dt. geol. Ges., **134**: 833–843, 6 Abb.; Hannover.
- ALBERTI, G. K. B. (1983): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons. – Senckenbergiana lethaea, **64** (1): 1–87, 10 Abb., 9 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1983): Unterdevonische Nowakiidae (Dacryoconarida) aus dem Rheinischen Schiefergebirge, aus Oberfranken und aus N-Afrika (Algerien, Marokko). – Senckenbergiana lethaea, **64** (2/4): 295–313, 1 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- ALLMANN, R., & HELLNER, E. E. (1983): Zur Geschichte der Mineralogie in Marburg. – Fortschr. Mineral., **61** (1): 17–21; Stuttgart.
- ANDERLE, H.-J. (1983): Jungkimmerisch rotierte Kluffgefüge aus hessischen Grabenzonen. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 251–260, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ANDRES, W., & SEWERING, H. (1983): The Lower Pleistocene Terraces of the Lahn River Between Dietz (Limburg Basin) and Laurenburg (Lower Lahn). – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 93–97, 3 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- ARENDE, W. (1983): Eine Fauna aus dem Unteren Meeressand (Rupelium) des Mainzer Beckens. – Aufschluss, **34** (3): 145–151, 2 Abb.; Heidelberg.
- AUER, F. (1983): Die geologische Entwicklung des unteren Kinzigtales unter besonderer Berücksichtigung der Gemarkung Langenselbold (Main-Kinzig-Kreis). – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **133–135**: 145–169, 10 Abb., 1 Tab.; Hanau.
- BAIER, B., & WERNIG, J. (1983): Microearthquake Activity near the Southern Border of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 222–227, 3 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- BANDEL, K., REITNER, J., & STÜRMER, W. (1983): Coleoids from the Lower Devonian Black Slate („Hunsrück-Schiefer“) of the Hunsrück (West Germany). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **165** (3): 397–417, 39 Abb.; Stuttgart.

- BARGON, E. (1983): Möglichkeiten der Bodenkunde zur Lösung von Umweltproblemen. – Geoökodynamik, **4**: 1–18, 1 Abb., 2 Fig.; Darmstadt.
- (1983): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1982 (1. 1.–31. 12. 1982). – Geol. Jb. Hessen, **111**: 345–363; Wiesbaden.
- BAUMANN, H., & ILLIES, J. H. † (1983): Stress Field and Strain Release in the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 177–186, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- BÖKE, E., & DIEDERICH, G. (1983): Ursachen und Auswirkungen der Grundwasserabsenkung im Hessischen Ried. – Brunnenbau – Bau von Wasserwerken – Rohrleistungsbau, **34** (8): 281–287, 4 Abb., 1 Tab.; Köln.
- BRINKMANN, W. L. F. (1983): Dissolved and suspended loads of the regulated River Nidda in the Rhine-Main area. – Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships, IAHS Publ.-Nr. **141**: 347–357, 9 Tab.; Washington-Paris.
- BRÖCKER, D. (1983): Die Entwicklung von Katasterkarten und daraus resultierende Auswirkungen auf die Leitungsdokumentation. – Gas- u. Wasserf., **124** (11): 541–545, 3 Abb.; München.
- BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevon-Profiles „Diana“ nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tiefes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **111**: 93–153, 10 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- BUSSE, E. (1983): Die Muschelkalkgerölle an der Kalkreife bei Besse südlich Kassel. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 155–160, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1983): Die stratigraphische Lage der „Astarte-Bank“ im Oberen Muschelkalk (Anis/Ladin) von Willebadessen/Westfalen. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 161–164, Wiesbaden.
- BYRA, H. (1983): Revision der von Cl. Schlüter (1880–1889) beschriebenen Chaetetida und Tabulata aus dem Rheinischen Devon. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **59**: 1–127, 1 Abb., 1 Tab., 23 Taf.; Frankfurt a. M.
- CONERT, H. J. (1983): Über die Entstehung der Pflanzenwelt im Rheingau. – Jb. nassau. Ver. Naturkd., **106**: 59–78, 6 Abb., 2 Kt.; Wiesbaden.
- CONIL, R., & PAPROTH, E. (1983): Foraminifers from the uppermost Devonian and the Dinantian of the Rhenish Massif (Federal Republik of Germany). – Paläont. Z., **57** (1/2): 27–38, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- DELORME, A., & LEUSCHNER, H.-H. (1983): Dendrochronologische Befunde zur jüngeren Flußgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **33**: 45–57, 2 Abb.; Hannover.
- DRISLER, J., & JACOBY, W. R. (1983): Gravity Anomaly and Density Distribution of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 366–380, 5 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- FAHLBUSCH, K., MENZNER, C., & SCHRÖDER, J. (1983): Ein Faziesprofil aus dem Devon von Blatt Burbach (GK 25 5214). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1983** (11): 687–697, 1 Abb.; Stuttgart.
- FICHTER, J., & KOWALCZYK, G. (1983): Tetrapodenfährten aus dem Rotliegenden der Wetterau und ihre stratigraphische Auswertung. – Mainzer geowiss. Mitt., **12**: 123–158, 39 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- FRANZEN, J. L. (1983): Ein zweites Skelett von *Messelobunodon* (Mammalia, Artiodactyla, Dichobunidae) aus der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Deutschland, S-Hessen). – Senckenbergiana lethaea, **64** (5/6): 403–445, 3 Abb., 7 Tab., 10 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1983): Senckenberg-Grabungen 1982 in der Grube Messel. – Natur u. Mus., **113** (5): 148–151, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- FRITZ, J. (1983): Technische Möglichkeiten der Erdwärmenutzung. – Wasserwirtsch., **73** (2): 33–37, 9 Abb.; Stuttgart. [Oberrheingraben].
- FUCHS, K., GEHLEN, K. v., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. (1983): Epilogue: Mode and Mechanism of Rhenish Plateau Uplift. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 405–411; Berlin-Heidelberg (Springer).
- & WEDEPOHL, K. H. (1983): Relation of Geophysical and Petrological Model of Upper Mantle Structure of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 352–363, 3 Abb., 2 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).

- GEHLEN, K. v., & FORKEL, W. (1983): Tertiary Volcanism in the Westerwald Mountains. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 133; Berlin-Heidelberg (Springer).
- GEISSERT, F. (1983): Die Molluskenführung der plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 75–92, 7 Abb.; Wiesbaden.
- GEYH, M. A., & SONNE, V. (1983): Monitoring of groundwaterbudget changes with isotope techniques in the NE Mainz basin. – Ground Water in Water Resources Planning, **1**: IAHS Publ. Nr. **142**: 357–366, 3 Abb.; Washington-Paris.
- GIESE, P. (1983): Die Europäische Geotraverse (EGT). – DFG Geowissenschaften, Mitt. **XIII** d. Komm. f. Geowiss. Gemeinschaftsforsch.: 29–50, 3 Abb.; Weinheim (Verl. Chemie).
- (1983): The Evolution of the Hercynian Crust – Some Implications to the Uplift Problem of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 303–314, 12 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- COLWER, A. (1983): Underground purification capacity. – Ground Water in Water Resources Planning, **2**, IAHS Publ. Nr. **142**: 1063–1072, 2 Abb.; Washington-Paris.
- & SCHNEIDER, W. (1983): Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit anorganischen toxischen Spurenstoffen im Gebiet von Straßen. Untersuchungen über die Belastung des Grundwassers mit organischen Stoffen im Bereich von Straßen.– Forschung Straßenbau und Straßenverkehrstechnik, H. 391, 47 S.; Bonn-Bad Godesberg (Hrsg. Bundesminister f. Verkehr).
- GRIMM-STRELE, J. (1983): Diffusion und Dispersion in Flüssen. – Wasserwirtsch., **73** (11): 380–385, 8 Abb.; Stuttgart. [Rhein bei Biblis]
- GRUMBT, E., & LÜTZNER H. (1983): Saxonische Tektonik und Basaltvulkanismus zwischen Thüringer Wald und Vorderrhön. – Z. geol. Wiss., **11** (8): 943–954, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- GÜRS, K. (1983): Zur oligozänen Molluskenfauna des Mainzer Beckens. Die Fossilien aus einem neuen Aufschluß bei Weinheim/Alzey. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 47–74, 6 Taf.; Wiesbaden.
- HAENEL, R. (1983): Geothermal Investigations in the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 228–246, 14 Abb., 6 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- HAHN, G., & WUNN-PETRY, I. (1983): Seltene Trilobiten aus der *nasutus*-Zone (Kulm-Fazies, Unterkarbon). – Senckenbergiana lethaea, **64** (2/4): 237–255, 3 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- HAUCK, S. (1983): Können wir mit der Klärschlammverordnung leben? – Wasser, Luft u. Betrieb, Z. Umwelttechn., (1/2): 52–53, 2 Tab.; Mainz. [Cadmiumfrachten in Abwasser u. Klärschlammen in Hessen]
- HAUDE, R. (1983): Kaum bekannte und seltene Echinodermen aus dem Mitteldevon des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Aufschluss, **34** (2): 101–110, 14 Abb.; Heidelberg.
- HERZBERG, A. (1983): Hessisches Geologisches Schrifttum 1981 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1980. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 333–344, Wiesbaden.
- HESSMANN, W. (1983): Zur strukturellen Formung und Beanspruchung des postvariszischen Gebirges im Südwesten der DDR. – Z. geol. Wiss., **11** (8): 955–971, 4 Abb.; Berlin.
- HIDA, N. (1983): Wasserhaushalt der Niederschlagsgebiete von Ruhr und Lahn. – Wasser u. Boden, **35** (1): 10–13, 6 Abb., 1 Tab.; Hamburg-Berlin.
- HÖLTING, B. (1983): Excursion through Hessen. – In: Excursion guide, Unesco international Symposium groundwater in water resources planning: III 5 – III 19, 7 Abb., 3 Tab.; Koblenz (Bundesanst. f. Gewässerkd.).
- (1983): Grundwassergewinnung – Folgen für Landwirtschaft und Bebauung. – Geoökodynamik, **4**: 53–66, 6 Abb.; Darmstadt. [Hess. Ried]
- HOFFMANN, K., & HORN, M. (1983), mit einem Beitrag v. BLOOS, G.: Zur Stratigraphie des Lias (Hettangium – Unt. Pliensbachium) im Volksmarsener Graben. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 165–202, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HORN, M. (1983): Erdgeschichte zum Anschauen. – Naturmagazin draußen, **26** (Naturpark Hochtannus): 39–45; Norderstedt.
- HÜHNER, G. (1983): Bohrprobenlager Villmar-Aumenau. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 364–366; Wiesbaden.
- IBE, Sr., K. M. (1983): Zur Hydrogeologie im Niederschlagsgebiet der Schwalm (Hessen). – Gießener geol. Schr., **35**, 184 S., 38 Abb., 30 Tab.; Gießen.

- ILLIES, J. H. †, & FUCHS K. (1983): Plateau-Uplift of the Rhenish Massif – Introductory Remarks. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 1–8, 1 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- IVEN, H. (1983): Sprinkler irrigation and groundwater recharge in the central Hessian Ried. – In: Excursion guide, Unesco international Symposium groundwater in water resources planning: II 5–II 12, 3 Abb.; Koblenz (Bundesanst. f. Gewässerkd.).
- LEHR, H., & SCHANZ, W. (1983): Das Hessische Ried innerhalb der überregionalen Wasserversorgung Rhein-Main. – Wasser u. Boden, **35** (4): 169–172; 1 Abb.; Hamburg-Berlin.
- JACOBY, W. R., JOACHIMI, H., & GERSTENECKER, C. (1983): The Gravity Field of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 247–258, 5 Abb.; Berlin - Heidelberg (Springer).
- JAHNE, H., VOITEL, R., & HAASE, G. (1983): Tektonische Erscheinungsformen im Salinar des Werra-Kaligebietes auf dem Territorium der DDR. – Z. geol. Wiss., **11** (9): 1085–1100, 10 Abb., Berlin.
- JANSEN, H. (1983): Zum Erscheinen des Schlußberichts der Hochwasser-Studienkommission für den Rhein. – Dt.gewässerkd. Mitt., **27** (2): 69–71; Koblenz.
- JÖDICKE, H., UNTIEDT, J., OLGEMANN, W., SCHULTE, L., & WAGENITZ, V. (1983): Electrical Conductivity Structure of the Crust and Upper Mantle Beneath the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 288–302, 12 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- JUNGSMANN, R., & ZACHMANN, D. (1983): Geochemistry of Lower Devonian concretions in the Rhenish Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1983** (9): 520–543, 9 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- KANZ, W., & SCHERER, U. (1983): Grundwasserneubildung und Temperaturschwankungen im Kluftwasser (Spessart, Buntsandstein). – Nachr. dt. geol. Ges., **28**: 21; Hannover.
- KENKE, G. (1983): Klein, selten und schwer zu bergen. Mineralien von Nieder-Beerbach im Odenwald. – Mineralien-Magazin, **7** (2): 70–74, 10 Abb.; Stuttgart.
- KOCH, H. G. (1983): Erzväter-, Berg- und Hüttenleute, Gruben und Hochofenwerke im Siegerland und Westerwald. – 240 S., 191 Bilder; Siegen (Verl. G. Koch).
- KÖNIG, P. (1983): Vegetation und Flora der „Klosterwiesen von Rockenberg“ (Wetterau, Hessen). – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **133–135**: 59–112, 6 Abb., 9 Tab., 6 Kt., 7 Fotos; Hanau.
- KOENIGSWALD, W. v., & SCHAARSCHMIDT, F. (1983): Ein Urpferd aus Messel, das Weinbeeren fraß. – Natur u. Mus., **113** (3): 79–84, 8 Abb.; Frankfurt a. M.
- & STORCH, G. (1983): *Pholidocercus hasiacus*, ein Amphilemuride aus dem Eozän der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Mammalia, Lipotyphla). – Senckenbergiana lethaea, **64** (5/6): 447–495, 27 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**, 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KOZUR, H., & SEIDEL G. (1983): Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. Teil I. – Z. geol. Wiss., **11** (3): 295–423, 1 Tab., 47 Taf.; Berlin.
- (1983): Die Biostratigraphie des unteren und mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostracen. Teil II zur Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. – Z. geol. Wiss., **11** (4): 429–464, 2 Abb.; Berlin.
- KRAUTER, E., & STEINGÖTTER, K. (1983): Die Hangstabilitätskarte des linksrheinischen Mainzer Beckens. – Geol. Jb., **C34**: 3–31, 12 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- KÜMMERLE, E. (1983): Der „Meereskalk“ (Mitteloligizän) von Frankfurt am Main - Offenbach - Bad Vilbel. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 203–217, 1 Taf.; Wiesbaden.
- KULICK, J., & THEUERJAHR, A.-K. (1983): Kupfererz bei Korbach, Kupfer- und Golderze bei Korbach-Goldhausen. In: Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung der postvaristischen Gangmineralisation in Mitteleuropa. – Jahrestagung GDMB 1983, Führungsheft: 63–89, 11 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- KUPFAHL, H.-G., & ANDRES, W. (1983): Die geologische und geomorphologische Entwicklung des Burgwaldes. – Allg. Forst-Z., **38** (35): 876–879, 4 Abb., 1 Tab.; München.
- LAHL, U., ZESCHMAR, B., GABEL, B., KOZICKI, R., PODBIELSKI, A., STACHEL, B., & STRUSS, S. (1983): Ground-water pollution by Nitrate. – Ground Water in Water Resources Planning, **2**, IAHS Publ. Nr. **142**: 1159–1168, 2 Abb., 3 Tab.; Washington-Paris.

- LANGER, H. (1983): Der private und industrielle Wasserbedarf in der Bundesrepublik Deutschland. – *Wasserwirtsch.*, **73** (7/8): 210–215, 6 Abb.; Stuttgart.
- LEHNARDT, F., & BRECHTEL, H. M. (1983): Bodenwasserhaushalts-Untersuchungen auf grundwasser-gesenkten Waldstandorten des Hessischen Rieds – Gesamtverdunstung und Grundwassererneuerung. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **28**: 19; Hannover.
- (1983): Ergebnisse von Bodenwasserhaushalts-Untersuchungen auf grundwasserabgesenkten Waldstandorten des Lockersedimentbereiches in der Rhein-Main-Ebene, Hessisches Ried. – *Z. dt. geol. Ges.*, **134**: 701–721, 5 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- LENGOWSKI, A. (1983): Prof. Dr. Alfred Wegener und der Meteorit von Treysa. – *Aufschluss*, **34** (10): 431–440, 7 Abb.; Heidelberg.
- LESSMANN, U., & ZAKOSEK, H. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen an Smonicen und Rheintal-Tschernosemen des nördlichen Oberrheintales. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **38**: 525–530, 4 Abb.; Göttingen.
- LIPPOLT, H. J. (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. – In: *Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History*: 112–120, 3 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- LIPPS, S. (1983): Zur mittel- und jungquartären Morphogenese und Tektonik im Tal der Zwerster Ohm bei Marburg an der Lahn. – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 235–250, 4 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MÄLZER, H., HEIN, G., & ZIPPELT, K. (1983): Height Changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: *Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History*: 164–176, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- MASSONNE, H.-J., & RIEDEL, D. (1983): 1:1 Chlorit/Vermiculit-Wechselagerungsminerale aus verwitterten Siltsteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – *Z. dt. geol. Ges.*, **134**: 363–385, 9 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- MECHIE, J., PRODEHL, C., & FUCHS, K. (1983): The Long-Range Seismic Refraction Experiment in the Rhenish Massif. – In: *Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History*: 260–275, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- MEIBURG, P. (1983): mit Beitr. v. BERNHARD, H., BLUM, R., HORN, M., RAMBOW, D., & REICHMANN, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 4521 Liebenau, 175 S., 27 Abb., 13 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- MEIJS, E., MÜCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A., & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of the Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the Consequences for the Loess Stratigraphy. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**: 59–78, 11 Abb.; Hannover.
- MEISSNER, R., SPRINGER, M., MURAWSKI, H., BARTELSEN, H., FLÜH, E. R., & DÜRSCHNER, H. (1983): Combined Seismic Reflection-Refraction Investigations in the Rhenish Massif and Their Relation to Recent Tectonic Movements. – In: *Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History*: 276–287, 8 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- MENGEL, K. (1983): Petrographie und Geochemie der Tuffe des Habichtswaldes und seiner Umgebung (Nördliche Hessische Senke). – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **147** (1): 1–20, 5 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- KRAMM, U., WEDEPOHL, K. H., & GOHN, E. (1983): Sr-Isotope miozäner Basalte und Peridotiteinschlüsse der nördlichen Hessischen Senke. – *Fortschr. Mineral.*, **61** (Beih. 1): 147–149; Stuttgart.
- & WEDEPOHL, K. H. (1983): Curstal Xenoliths in Tertiary Volcanics from the Northern Hessian Depression. – In: *Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History*: 332–335, 2 Tab.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- MENZEL, H. (1983): Die Otolithen einiger oligozäner Vorkommen, vorwiegend aus dem Kasseler Meeressand (Oberoligozän). – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 5–45, 2 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- MESSER, E., & ROTH, H. (1983): Geology of the Werra-Fulda Potash Deposit and Application of Geological Research for Planning and Operation of the North-Hessian Potash Mines. – *Monograph Series on Mineral Deposits*, **22**: 79–107, 14 Abb., 1 Tab.; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- MEYER, J., HUFEN, J.-H., SIEBERT, M., & HAHN, A. (1983): Investigations of the Internal Geomagnetic Field by Means of a Global Model of the Earth's Crust. – *J. Geophys.* **52**: 71–84, 15 Abb., 2 Tab.; Berlin – Heidelberg – New York.
- MEYER, W., ALBERS, H. J., BERNERS, H. P., GEHLEN, K. v., GLATTHAAR, D., LÖHNERTZ, W., PFEFFER, K. H., SCHNÜTGEN, A., WIENECKE, K., & ZAKOSEK, H. (1983): Pre-Quaternary Uplift

- in the Central Part of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 39–46, 2 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- MICKLICH, N. (1983): Ein Aal aus der „Grube Messel“. Gedanken und Probleme bei Aussagen zu Fossilfunden. – *Natur u. Mus.*, **113** (7): 211–221, 6 Abb., Frankfurt a. M.
- MINNIGERODE, C., & RIEGEL, W. (1983): Makropetrographische und palynologische Untersuchungen der Braunkohle von Borken (Bez. Kassel). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1983** (5): 300–320, 4 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- MOLLENHAUER, K., CHRISTIANSEN, T., RATHJEN, C.-L., & MEUSER, A. (1983): Zur Erosivität der Niederschläge hessischer Standorte. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **38**: 667–672, 1 Tab.; Göttingen.
- MOUNTJOY, E. W., & KREBS, W. (1983): Diagenesis of Devonian Reefs and Buildups, Western Canada and Europe – a Comparison. – *Z. dt. geol. Ges.*, **134**: 5–60, 12 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- MÜLLER, K. H., & LIPPS, S. (1983): Quaternary Tectonic and River Terraces at the Eastern Margin of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 98–101, 4 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- MÜLLER-TRIMBUSCH, P. (1983): Wasserwirtschaftliche Ersatzmaßnahmen im Einflußbereich eines neuen Wasserwerkes. – *Gas- u. Wasserf.*, **124** (8): 369–371, 3 Abb.; München. [Wasserwerk Eich, Rheinland-Pfalz]
- MUNDSCHENK, H. (1983): Über Auswirkungen des Kernwaffenversuchs der Volksrepublik China vom 16. 10. 1980 im Bereich der Bundeswasserstraßen. – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, **27** (5/6): 158–167, 10 Abb., 1 Tab.; Koblenz.
- (1983): Zur Sorption von Cäsium an Schwebstoff bzw. Sediment des Rheins am Beispiel der Nuklide Cs 133, 134 und 137. Teil I: Naturmessungen. – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, **27** (1): 12–20, 12 Abb., 2 Tab.; Koblenz.
- (1983): Zur Sorption von Cäsium an Schwebstoff und Sediment des Rheins am Beispiel der Nuklide Cs 133, 134 und 137. Teil II: Laboruntersuchungen. – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, **27** (2): 62–68, 10 Abb., 1 Tab.; Koblenz.
- MURAWSKI, H., ALBERS, H. J., BENDER, P., BERNERS, H.-P., DÜRR, S., HUCKRIEDE, R., KAUFFMANN, G., KOWALCZYK, G., MEIBURG, P., MÜLLER, R., MULLER, A., RITZKOWSKI, S., SCHWAB, K., SEMMEL, A., STAFF, K., WALTER, R., WINTER, K.-P., & ZANKL, H. (1983): Regional Tectonic Setting and Geological Structure of the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 9–38, 17 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- NEUFFER, F. O., & IGEL, W. (1983): Ein Wasserbüffel-Fund aus pleistozänen Schottern bei Eich (nördlicher Oberrheingraben). – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **21**: 187–197, 5 Abb., 1 Taf.; Mainz.
- NEUGEBAUER, H. J., WOYDT, W.-D., & WALLNER, H. (1983): Uplift, Volcanism and Tectonics: Evidence for Mantle Diapirs at the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 381–403, 14 Abb., 2 Tab.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- NIESCHALK, A., & NIESCHALK, C. (1983): Hochheiden im Waldecker Upland und angrenzenden westfälischen Sauerland. – *Philippia*, **5** (2): 127–150, 8 Abb.; Kassel.
- OBERTREIS, W. (1983): Entwicklung der Forstwirtschaft im Gebiet des ehemaligen Herzogtums Nassau. – *Jb. nassau. Ver. Naturkde.*, **106**: 27–31; Wiesbaden.
- OKRUSCH, M. (1983): The Spessart Crystalline Complex, Northwest Bavaria. – *Fortschr. Mineral.*, **61** (Beih. 2): 135–169, 3 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- ORTLAM, D. (1983): Einsatz und Möglichkeiten von Pollution-Tracer-Verfahren am Beispiel der Weser. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **165** (2): 303–325, 12 Abb.; Stuttgart.
- PAULY, E. (1983): Die Möglichkeiten wirtschaftlich-gesellschaftlicher Entwicklung in Abhängigkeit von der naturräumlichen Grundausstattung eines Gebietes. – *Jb. nassau. Ver. Naturkde.*, **106**: 7–13; Wiesbaden. [ehem. Herzogtum Nassau]
- (1983): Die Verknappung der mineralischen Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten durch Planung und administrative Maßnahmen. – *Natursteinindustrie*, **19** (1): 17–21, 3 Abb.; Offenbach.
- PREUSS, J. (1983): Pleistozäne und postpleistozäne Geomorphodynamik an der nordwestlichen Randstufe des Rheinhessischen Taffellandes. – *Marburger geogr. Schr.*, **93**, 175 S., 37 Abb.; Marburg a.d.L.
- PUCHELT, H. (1983): Carbon Dioxide in the Rhenish Massif. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 152; Berlin – Heidelberg (Springer).

- RAIKES, S., & BONJER, K.-O. (1983): Large-Scale Mantle Heterogeneity Beneath the Rhenish Massif and its Vicinity from Teleseismic P-Residuals Measurements. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 315–331, 13 Abb., 1 Tab.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- REICHMANN, H., & STREITZ, H. (1983): Fortschreitende Bodenversauerung und Waldschäden im industriennahen Stadtwald Wiesbaden. Überprüfung nach 23 Jahren und Bestandsaufnahme. – Forst- und Holzwirt, **38** (13): 322–328, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- REINECK, H.-E., & WEBER, J. (1983): Trümmer- und Trübestrome im eozänen See von Messel. – Natur u. Mus., **113** (10): 307–312, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- RENFTEL, L.-P. (1983): Die Basaltdecke des „Maintrapps“ von Steinheim am Main. – Aufschluss, **34** (10): 407–412, 4 Abb.; Heidelberg.
- RINNE, D. (1983): Zur Situation der Schwermetalle im Rhein nach Untersuchungen des Landesamtes für Gewässerkunde Rheinland-Pfalz. – Wasser u. Boden, **35** (12): 532–536, 4 Abb., 6 Taf.; Hamburg – Berlin.
- SABATON, C. (1983): Analyse statistique des relations liant les paramètres de qualité d'eau et le débit du Rhin en huit stations de 1959 à 1974. – Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships, IAHS Publ. Nr. **141**: 109–119, 4 Abb., 1 Tab.; Washington – Paris.
- SABEL, K. J. (1983): Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 303–313, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- SAUERLAND, U. (1983): Dacryoconariden und Homocteniden der Givet- und Adorf-Stufe aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Tentaculitoidea, Devon). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **25**, 86 S., 17 Abb., 7 Taf.; Göttingen.
- SHELLMANN, T. (1983): Zu den Anfängen der Tertiärforschung im Mainzer Becken. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., **133–135**: 113–143, 3 Abb.; Hanau.
- SCHENKEL, W. (1983): Sonderabfallbeseitigung in der Bundesrepublik Deutschland. – Wasser, Luft u. Betrieb, (10): 47–51, 1 Abb.; 1 Tab.; Mainz.
- SCHILDER, C., & SCHWANDT, A. (1983): Zur Tektonik und Auslaugung in Kali- und Steinsalzabbaugebieten. – Z. geol. Wiss., **11** (8): 1023–1033, 8 Abb.; Berlin.
- SCHLOSSMACHER, K. † (1983), mit Beitr. v. ABEL, H., BLUM, R., GOLWER, A., MITTMAYER, H.-G., REICHMANN, H., & THEWS, J.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5616 Grävenwiesbach, 2. Aufl., 94 S., 5 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1983): Die Minerale des Richelsdorfer Gebirges. – Aufschluss, **34** (12): 535–540, 1 Abb.; Heidelberg.
- SCHRADER, L. (1983): Schwarzerdevorkommen in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 315–323, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1983): mit Beitr. v. ASTHALTER, K., & THIELICKE, G.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5519 Hungen, 122 S., 16 Tab., 16 Prof.; Wiesbaden.
- SCHRAFT, A. (1983): Ein FORTRAN IV-Plot-Unterprogramm zur Darstellung von PIPER-Diagrammen sowie mathematische Erläuterungen zur Konstruktion von Härte-Dreiecken. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 325–331, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1983): Statistische Untersuchungen zu Stoffbestand und Genese von Grundwässern im südöstlichen Odenwald und Bauland. – Geol. Jb., **C35**: 3–49, 17 Abb., 8 Tab.; Hannover.
- SCHRÖDER, D., STEPHAN, S., & ZAKOSEK, H. (1983): Tonverlagerung in gestörten Böden. – Z. Kulturtechn. u. Flurbereinigung, **24** (5): 306–319, 11 Abb., 3 Tab.; Berlin – Hamburg (Parey). [Material auch aus dem Raum Wiesbaden]
- SCHRÖDER, U., & ENGEL, H. (1983): Die Rhein-Hochwasser vom April und Mai 1983. – Dt. gewässerkdl. Mitt., **27** (5/6): 186–194, 2 Abb., 7 Tab.; Koblenz.
- SECK, H. A. (1983): Eocene to Recent Volcanism Within the Rhenish Massif and the Northern Hessian Depression – Summary. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 153–162, 1 Abb., 5 Tab.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- & WEDEPOHL, K. H. (1983): Mantle Xenoliths in the Rhenish Massif and the Northern Hessian Depression. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 343–351, 3 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- SEMMEL, A. (1983): Die plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 219–233, 2 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

- (1983): Plateau Uplift During Pleistocene Time – Preface. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 48; Berlin – Heidelberg (Springer).
- (1983): The Early Pleistocene Terraces of the Upper Middle Rhine and Its Southern Foreland – Questions Concerning Their Tectonic Interpretation. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 49–54, 3 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- SOBOTH, E. (1983): Cooperateurs volontaires pour l'exploration des eaux souterraines. – Ground Water in Water Resources Planning, **2**, IAHS Publ. Nr. **142**: 1203–1207, 3 Abb.; Washington – Paris. [Frankenberg, Eder]
- STEHFEST, H. (1983): Die mögliche zukünftige Nitrilotriessigsäure (NTE)-Konzentration im Rhein.-Gas- u. Wasserf., **124** (9): 446–452, 4 Abb., 3 Tab.; München.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1983): Geologie und Wasserversorgung im Gebiet des früheren Herzogtums Nassau. – Jb. nassau. Ver. Naturkde., **106**: 14–26, 1 Abb.; Wiesbaden.
- STOPPEL, D., & GUNDLACH, H. (1983): Zur Schwerpat-Mineralisation und Zechstein-Stratigraphie im Richelsdorfer Gebirge (NE-Hessen). – Z. dt. geol. Ges., **134**: 247–268, 7 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- SÜSSE, P., & SCHNORRER-KÖHLER, G. (1983): Richelsdorffit, $\text{Ca}_2\text{Cu}_3\text{Sb}[\text{Cl}/(\text{OH})_6/(\text{AsO}_4)_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, ein neues Mineral. – N. Jb. Mineral., Mh., **1983** (4): 145–150, 2 Abb., 4 Tab.; Stuttgart. [Richelsdorfer Gebirge]
- SÜSSMANN, W. (1983): Comparison of water quality in drainage basins under agricultural and forest land use. – Dissolved Loads of Rivers and Surface Quantity/Quality Relationships, IAHS Publ. Nr. **141**: 431–441, 6 Abb.; Washington – Paris. [Gebiet des Edersees]
- VÁVRA, N. (1983): Bryozoen aus dem Unteren Meeressand (Mitteloligozän) von Eckelsheim (Mainzer Becken, Bundesrepublik Deutschland). – Mainzer naturwiss. Arch., **21**: 67–123, 2 Abb., 8 Taf.; Mainz.
- WAGNER, G. (1983): Nassau und seine Landwirtschaft. – Jb. nassau. Ver. Naturkde., **106**: 32–57; Wiesbaden.
- WALD, S., KURZE, M., & WIENHOLZ, R. (1983): Ausbildung und Genese oberdevonischer Kalkknollengesteine im Süden der DDR. – Z. geol. Wiss., **11** (1): 27–39, 10 Abb.; Berlin.
- WALLISER, O. H., & MICHELS, D. (1983): Der Ursprung des Rheinischen Schelfes im Devon. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166** (1): 3–18, 4 Abb.; Stuttgart.
- WALTHER, H. W. (1983): Über mögliche Ursachen der unterschiedlichen Verbreitung der postvaristischen Baryte und Fluorite im westlichen Mitteleuropa. – Z. dt. geol. Ges., **134**: 143–151, 1 Abb.; Hannover.
- WALTHER, J., & ALTHAUS, E. (1983): Fluid inclusions in ultramafic xenoliths of volcanites from Southern and Western Germany. – Fortschr. Mineral., **61** (Beih. 1): 217; Stuttgart. [Nordhessen]
- WANG, C.-Y., & ZIEGLER, W. (1983): Devonian conodont biostratigraphy of Guangxi, South China, and the correlation with Europe. – Geologica et Palaeontologica, **17**: 75–107, 12 Abb., 4 Tab., 8 Taf.; Marburg a.d.L.
- WEDEPOHL, K. H. (1983): Die chemische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine der nördlichen Hessischen Senke und ihrer Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 261–302, 3 Abb., 16 Tab.; Wiesbaden.
- (1983): Tertiary Volcanism in the Northern Hessian Depression. – In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History: 134–138, 2 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- MENGEL, K., & RITZKOWSKI, S. (1983): The Tertiary basalts of the northern Hessian Depression and their mantle xenoliths. – Fortschr. Mineral., **61** (Beih. 2): 117–134, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- WEISS, R. H. (1983): Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an oligozänen marinen Ostrakoden. Teil 1 u. 2. – Palaeontographica, A., **182**: 44–82 u. 83–115, 16 Abb., 28 Taf.; Stuttgart. [Fundpunkte auch im Kasseler Becken]
- WINTER, U., & LINDNER, U. (1983): Zum Stand und zur Weiterentwicklung der Nahseismik im Kali- und Steinsalzbergbau der DDR. – Z. geol. Wiss., **11** (9): 1053–1066, 10 Abb.; Berlin.
- WOLLERSEN, T. (1983): Zur Bodenentwicklung in jungquartären Hochflutsedimenten im nördlichen Oberrheintalgraben. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **38**: 621–626, 3 Abb.; Göttingen.
- WONG, H. K., & DEGENS, E. T. (1983): Effects of $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and oblique collision on orogenesis – the European Hercynides as an example. – Tectonophysics, **95**: 191–220, 10 Abb.; Amsterdam.
- WUTTKE, M. (1983): Aktuopaläontologische Studien über den Zerfall von Wirbeltieren. Teil I: Anura. – Senckenbergiana lethaea, **64** (5/6): 529–560, 3 Abb., 3 Tab.; Frankfurt/M. [Messeler Ölschiefer]

- (1983): „Weichteil-Erhaltung“ durch lithifizierte Mikroorganismen bei mittel-eozänen Vertebraten aus den Ölschiefern der „Grube Messel“ bei Darmstadt. – *Senckenbergiana lethaea*, **64** (5/6): 509–527, 9 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- WYCISK, P. (1983): Faziesanalyse eines kontinentalen Sedimenttroges (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **29**: 23; Hannover.
- YOCHELSON, E. L., STÜRMER, W., & STANLEY, Jr., G. D. (1983): *Plectodiscus discoideus* (RAUFF): A redescription of a Chondrophorine from the Early Devonian Hunsrück Slate, West Germany. – *Paläont. Z.*, **57** (1/2): 39–68, 18 Abb.; Stuttgart.
- ZIEHR, H. (1983): Zur Verbreitung von sedimentären Fluoritvorkommen. – *Aufschluss*, **34** (1): 69–80, 5 Abb.; Heidelberg. [Vorkommen im Raum Eschwege und Sontra]
- ZILCH, A. (1983): Die Typen und Typoide des Natur-Museums Senckenberg, 69: Mollusca: Muricidae: Rapaninae: *Stenomphalus*. – *Arch. Molluskenkde.*, **113** (1/6): 93–101, 1 Taf.; Frankfurt a. M. [Fundpunkte im Rhein-Main-Gebiet und in der Wetterau]
- (1983): Die Type- und Typoide des Natur-Museums Senckenberg, 70: Mollusca: Pupillacea (3): Vertiginidae: Nesopupinae. – *Arch. Molluskenkde.*, **113** (1/6): 103–116, 229–230; Frankfurt a. M. [Fundpunkte auch im Rhein-Main-Gebiet]
- (1983): Die Typen und Typoide des Natur-Museums Senckenberg, 73: Mollusca: Micromelaniidae: Emmericiinae. – *Arch. Molluskenkde.*, **114** (1/3): 93–107, 1 Taf.; Frankfurt a. M. [Fundpunkte auch in Frankfurt a. M.]
- ZIPPEL, K. (1983): Groundwater resources development avoiding conflicts of usage: examples of modern planning strategies. – *Ground Water in Water Resources Planning*, **2**, IAHS Publ. Nr. **142**: 661–672, 7 Abb.; Washington – Paris. [Nördlicher Oberrheingraben]
- ZÖLLER, L. (1983): Das Tertiär im Ost-Hunsrück und die Frage einer obermitteloligozänen Meerestransgression über Teile des Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1983** (8): 505–512, 3 Abb.; Stuttgart.
- Deutsche Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein. Abflußjahr 1978. – 186 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst., Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1983.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein. Abflußjahr 1979. – 186 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1983.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil II: Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1979. – 153 S., 1 Kt.; München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1983.
- Die geowissenschaftlichen Kartenwerke des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung. – *Forsch. dt. Landeskd.*, **220**: 192 S., 35 Abb., 1 Kt.; Trier 1983.
- Hessen. Arbeitsbericht über die abgeschlossenen und laufenden Tätigkeiten der Bundesforschungsanstalt f. Naturschutz und Landschaftsökologie. – *Natur u. Landsch.*, **58** (5): 174–176; Köln 1983.
- Hessen. Jahresbericht der Wasserwirtschaft, Haushaltsjahr 1982. – *Wasser u. Boden*, **35** (6/7): 294–297, 4 Abb.; Hamburg – Berlin 1983.



Erwin D. Puse

ERWIN BUSSE †

Am 15. April 1984 verstarb in Kassel nach schwerer Krankheit Dr. h. c. ERWIN BUSSE, freiwilliger Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, im 82. Lebensjahr. Er wurde am 19. April auf dem Hauptfriedhof in Kassel von einer großen Trauergemeinde zu seiner letzten Ruhestätte geleitet.

Mit ERWIN BUSSE ist einer der besten Kenner des nordhessischen (niederhessischen) Muschelkalks von uns gegangen, ein von allen geschätzter, redlicher und verständnisvoller, hilfsbereiter Kollege, der trotz schwerer persönlicher Belastungen stets humorvoll und mit Lebensmut bis zu seinem Tod aktiven Anteil an der geologischen Erforschung seiner Kasseler Heimat genommen hat. Waches Interesse, eine gute Beobachtungsgabe, Fleiß und ein hervorragendes Gedächtnis haben ihn befähigt, neben seiner beruflichen Tätigkeit die stratigraphische und paläontologische Bestandsaufnahme und Erforschung des Muschelkalks in Nordhessen entscheidend voranzutreiben.

KARL WALTER ERWIN BUSSE wurde am 4. Oktober 1902 als vierter und jüngster Sohn des Predigers ALBERT BUSSE und seiner Ehefrau BERTHA, geb. DORN, in Dessau (Anhalt) geboren. Bereits 1903 verzog die Familie für ein halbes Jahr nach Cottbus, danach im Oktober 1903 nach Saarbrücken, wo BUSSE die ersten Jahre seiner Kindheit verbrachte. Im Jahre 1908 verlegte die Familie BUSSE ihren Wohnsitz nach Kassel. Dort besuchte der jüngste Sohn die Bürgerschule 5 bis zum Abschluß seiner Schulzeit (1. April 1909–31. März 1917).

Am 1. April 1917 trat ERWIN BUSSE eine Lehre für die Verwaltungslaufbahn bei der Allgemeinen Ortskrankenkasse (AOK) für den Landkreis Kassel an. Er bestand 1923 die Anstellungsprüfung und wurde zum 1. 1. 1924 bei der AOK als Verwaltungsassistent angestellt. Seine weitere Laufbahn bei dieser 1946 mit der AOK des Stadtkreises Kassel vereinigten Krankenkasse, der er bis zum Eintritt in den Ruhestand treu geblieben ist, nahm den planmäßigen Verlauf bis zum Verwaltungsoberinspektor. Als Spezialist für Fragen der Kriegspopferversorgung wurde BUSSE 1961 durch den Hessischen Minister für Arbeit, Volkswohlfahrt und Gesundheitswesen zum Sozialrichter berufen. Nach Erreichen seines 62. Lebensjahres wurde er 1965 in den Ruhestand verabschiedet. Jetzt konnte er sich mit seiner ganzen Arbeitskraft und Zeit den Untersuchungen im Muschelkalk Niederhessens sowie der damit zusammenhängenden Arbeit im Naturkundemuseum in Kassel widmen. Die Zahl seiner Veröffentlichungen seit diesem Zeitpunkt zeigt die reiche Ernte, die als Ergebnis jahrzehntelangen Sammelns und Beobachtens eingebracht werden konnte.

ERWIN BUSSES Interesse an Geologie und Paläontologie war bereits in früher Kindheit geweckt worden, wie er sich erinnerte: bei einem Ausflug mit seinem Vater und seinen Brüdern zum „Brennenden Berg“ bei Dudweiler, einem bereits vor Jahrhunderten in Brand geratenen, unterirdisch verschwendenden Kohlenflöz im Saargebiet, wo er seinem ältesten Bruder beim Aufsammeln von versteinerten Pflanzenresten half. Die Brüder zeigten

Verständnis für die Interessen ihres jüngsten Bruders, sie brachten ihm von Schulausflügen und später, während des ersten Weltkrieges, aus Frankreich „Ammonshörner“ und „Rädertierchen“ (= Trochiten) mit. All dies wurde gesammelt, zusammen mit Gesteinen, Mineralien und Erzen. Im Naturkundeunterricht an der Bürgerschule machte ihn GEORG KRASSKE (später durch seine Untersuchungen an Diatomeen bekannt geworden) mit der Stratigraphie und den wichtigsten Gesteinen und Fossilien bekannt.

In seiner Freizeit war ERWIN BUSSE in jener Zeit allerdings voll damit beschäftigt, Futter für die Bewohner eines großen Terrariums herbeizuschaffen, in dem fast alle Reptilien und Amphibien der Kasseler Umgebung gehalten wurden. Seine geologische Sammeltätigkeit wurde durch diese Aufgabe zumindest zeitlich stark beeinträchtigt. Das änderte sich im Jahre 1919 oder 1920, als er erstmals eine große und systematisch geordnete paläontologische Sammlung bei HEINRICH ILLERS, einem Vorstandsmitglied der AOK, besichtigen konnte. Unter dem Einfluß von ILLERS, mit dem ihn dann eine lebenslange Freundschaft bis zu dessen Tod verband, entschied sich BUSSE für das Sammeln von Fossilien. In diese Zeit fiel auch eine weitere Bekanntschaft, die ebenfalls zu einer lebenslangen Freundschaft wurde: mit HANS PENNDORF, einem Lehrer, auf dessen profunde Kenntnisse der nordhessischen Geologie der auch heute noch einzige geologische Führer dieses Gebietes zurückgeht (PENNDORF 1926).

Kristallisationspunkt aller naturwissenschaftlich bzw. geologisch interessierten Sammler war in Kassel der Verein für Naturkunde, dem BUSSE seit 1920 angehörte. Dieser Verein veranstaltete zahlreiche geologisch-mineralogisch-paläontologische Exkursionen, oft in Zusammenarbeit mit den Instituten der benachbarten Universitäten Göttingen und Marburg, an denen der junge BUSSE mit Begeisterung teilnahm.

Für einen Fossilensammler in Kassel war es natürlich sehr naheliegend, vor allem die in großen Mengen vorkommende und teilweise mit feinsten Einzelheiten erhaltene Fauna des Kasseler Meeressandes aus dem Oberoligozän auszubeuten. Auch BUSSE sammelte zunächst intensiv im Kasseler Meeressand, ebenso aber auch im Muschelkalk, so daß er zu Beginn der dreißiger Jahre eine umfangreiche Sammlung besaß, deren Materialfülle für ihn allmählich erdrückend wurde. Darüber hinaus erschien ihm offenbar auch das reine Sammeln, Bestimmen und systematische Einordnen auf die Dauer unbefriedigend, zumal die Fülle des vorhandenen Fossilmaterials weitergehende Studien aus Zeit- und Platzgründen nicht zuließ.

Die Megafauna des oberoligozänen Kasseler Meeressandes war von zahlreichen Sammlern und Forschern (zuletzt JULIUS GÖRGES 1952) bearbeitet und untersucht worden. Dagegen waren im Unteren Muschelkalk Niederhessens nach der Klärung der stratigraphischen Zusammenhänge durch FRANTZEN und v. KOENEN keine größeren Untersuchungen vorgenommen worden. Zwar halten die oft nur als Bruchstücke oder wenig gut erhaltenen Fossilien des Unteren Muschelkalks kaum einen Vergleich mit den vorzüglich erhaltenen des Kasseler Meeressandes aus, sie bargen aber für BUSSE den Reiz eines wenig erforschten Neulandes. Er hatte ja bereits viel im Oberen Muschelkalk gesammelt. Und die gut erhaltenen Ceratiten des Meißnergebietes halten außerdem einem Vergleich mit den Meeressandfossilien stand, was die Erhaltung betrifft. Er widmete sich von nun an zunehmend mehr den stratigraphischen und paläontologischen Fragen des niederhessischen Muschelkalks.

Die im Rahmen der geologischen Landesaufnahme erarbeitete Gliederung vor allem des Unteren Muschelkalks lag vor, die Beziehungen zu den Nachbargebieten Thüringen, Niedersachsen und Franken waren bekannt, es waren jedoch zahlreiche Fragen feinstratigraphischer Zusammenhänge offen. ERWIN BUSSE hat in jahrelanger Arbeit durch minutiöse Profilaufnahmen und akribische Fossilsuche viele dieser Fragen beantworten können. Mit Rucksack, Lupe und Hammer hat er alle ihm erreichbaren Muschelkalkaufschlüsse aufgesucht und in allen horizontalisiert Fossilien gesammelt. Als Ergebnis konnte er nach vielen Jahren intensiver Arbeit feinstratigraphische Normalprofile für die Einheiten des Unteren und des Oberen Muschelkalks aufstellen, die heute die Grundlage für alle stratigraphischen Arbeiten im Kasseler Raum bilden.

Von Dezember 1940 an war BUSSE zur Wehrmacht eingezogen, er kehrte im Juli 1945 nach Kassel zurück. Seine Wohnung mit seiner Sammlung und seiner Bibliothek war am 22. 10. 1943 bei einem Bombenangriff total zerstört worden. Er wohnte nach seiner Rückkehr zunächst bei HANS PENNDORF und begann sofort wieder mit seinen Arbeiten und Aufsammlungen im Muschelkalk, zuerst allein, nach seiner Eheschließung mit HERMINE SCHRÖDER 1948 auch mit seiner Ehefrau, die mit viel Verständnis für die Passion ihres Mannes an vielen der oft strapaziösen Geländebegehungen teilgenommen hat.

In jenen Jahren wurden vor allem die zahlreichen kleinen Aufschlüsse und Steinbrüche im Stadtgebiet von Kassel und dessen engerer und weiterer Umgebung aufgenommen und archiviert, die durch Verfüllung mit Schutt bereits wenige Jahre später nicht mehr zugänglich waren. Auf diese reichhaltige Materialsammlung konnte zurückgegriffen werden, als das Hessische Landesamt für Bodenforschung nach dem 2. Weltkrieg mit geologischen Arbeiten und der Neuaufnahme der Geologischen Karte 1:25 000 im Raum Kassel begann. BUSSE, der sein ganzes Material und seine Kenntnisse selbstlos zur Verfügung stellte, wurde 1953 durch Erlaß des Hessischen Ministers für Arbeit, Wirtschaft und Verkehr zum freiwilligen Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung ernannt. Er hat bis zu seinem Lebensende zahlreiche Beiträge zu den Erläuterungen der geologischen Karten geliefert und eine große Anzahl von Muschelkalkfossilien bestimmt, die ihm im Rahmen der Tätigkeit des Landesamtes übergeben wurden.

Im Naturkundemuseum im Ottoneum in Kassel hatte Busse seit 1952 als ehrenamtlicher Mitarbeiter am Wiederaufbau der während des Krieges zerstörten paläontologischen und stratigraphischen Sammlung wesentlichen Anteil. Sein Arbeitsgebiet hatte sich nun vom Meißner über die Muschelkalkvorkommen der Niederhessischen Senke bis in den Bereich nördlich der Diemel (Willebadessen) ausgedehnt. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen fanden seit 1952 in zahlreichen wissenschaftlichen Veröffentlichungen, z. T. zusammen mit anderen Kollegen, ihren Niederschlag. Eine umfangreiche Korrespondenz mit Fachkollegen im In- und Ausland sowie die Bearbeitung von zugesandtem Fossilmaterial füllten den Großteil der freien Zeit aus, die ihm neben seinem Beruf blieb. Es war so, daß „an E. BUSSE niemand vorbeikam, wenn es um den Muschelkalk in Nordhessen“ ging, wie es in einer Laudatio zur Vollendung seines 75. Lebensjahres hieß. Wissenschaftliche und öffentliche Anerkennungen blieben auch nicht aus: Am 13. 11. 1963 wurde ihm in der Paulskirche in Frankfurt am Main der Dr. h. c. der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität verliehen. Und der Ceratitenforscher BUSSE, der zeit seines Lebens den Vertretern dieser Ammonoideengruppe mit besonderer Liebe zugetan war, hat sich natürlich sehr gefreut über die Ehre, die

ihm durch die Benennung eines Ceratiten zuteil geworden ist: *Paraceratites (Progonoceratites) flexuosus bussei* (URLICHS & MUNDLOS 1980).

1979 wurde ihm in Würdigung seiner Leistungen der Ehrenbrief des Landes Hessen, 1983 die Stadtmedaille der Stadt Kassel verliehen, eine Ehrung, die BUSSE mit großer Freude entgegengenommen hat. Er hatte schon frühzeitig bestimmt, daß seine Sammlung von Muschelkalkfossilien nach seinem Tod geschlossen in den Besitz des Naturkundemuseums Kassel übergehen sollte.

Als ERWIN BUSSE am 15. April 1984 starb, ging ein erfülltes Leben zu Ende, ein Leben, das in der mühevollen, manchmal auch von Irrtümern nicht freien Erforschung eines kleinen Teilbereichs der heimatlichen Umgebung seine volle Erfüllung gefunden hat. Allen, die ihn kannten, wird er als gewissenhafter und bescheidener Mensch unvergessen, sein Name für immer mit dem Muschelkalk Niederhessens verbunden bleiben.

MANFRED HORN und ALBERT KARSCHNY

Angeführte Literatur:

- FRANTZEN, W., & KOENEN, A. v. (1889): Über die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. f. 1888: 440–454; Berlin.
- GÖRGES, J. (1952): Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. – Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., 4: 134 S., 3 Taf.; Wiesbaden.
- PENNDORF, H. (1926): Geologische Wanderungen im niederhessischen Bergland. – 345 S., 41 Abb.; Melsungen (Bernecker).
- URLICHS, M., & MUNDLOS, R. (1980): Revision der Ceratiten aus der *atavus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. – Stuttgarter Beitr. Naturkde., B, 48: 42 S., 7 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

Veröffentlichungen

VON ERWIN BUSSE

- BUSSE, E. (1952): Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3: 118–137, 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1954): Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82: 152–167, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1955): Über Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen im Stadtgebiet von Kassel. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83: 198–204, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1956): Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk des westlichen Kasseler Grabens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84: 170–175; Wiesbaden.
- (1956): Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Blatt Kassel-West). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84: 176–183, 1 Tab.; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1957): Aufschlüsse in der Oolithzone bei Oberelsungen und Escheberg (Blatt Wolfhagen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85: 146–151, 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1958): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 2. Aufl.: 20–42, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1958): Keuper. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 2. Aufl.: 43; Wiesbaden.
- (1958): Jura. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 2. Aufl.: 43–44; Wiesbaden.
- (1959): Stratigraphische Beziehungen des Oberen Muschelkalkes im Diemelgebiet und am Meißner in Niederhessen. – Z. dt. geol. Ges., 111 (1): 245–246; Hannover.

- (1961): HANS PENNDORF †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 451–452; Wiesbaden.
- (1961): HANS PENNDORF † (1879–1960). – Natur u. Volk, **91**: 102, 1 Bild; Frankfurt a. M.
- (1962): *Ceratites armatus* PHILIPPI im Oberen Muschelkalk des Meißners (Niederhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 87–92, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1964): Die Gastropoden-Gattungen *Undularia* KOKEN und *Pustularia* KOKEN im obersten Mittleren Muschelkalk des westlichen Meißner-Vorlandes. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 29–51, 5 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1964): Stratigraphie des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) im westlichen Meißner-Vorland. – Ver. Naturkde. Kassel, **62** (1): 1–35, 3 Abb., 2 Tab.; Kassel.
- & RÖSING, F. (1966): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4621 Wolfhagen: 48–79, 5 Tab.; Wiesbaden.
- – (1969): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 3. Aufl.: 20–42, 1 Tab.; Wiesbaden.
- – (1969): Keuper. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 3. Aufl.: 43; Wiesbaden.
- – (1969): Jura. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 3. Aufl.: 43–44; Wiesbaden.
- (1970): Ceratiten und Ceratiten-Stratigraphie. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 112–145, 2 Tab.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D., & RÖSING, F. (1970): Ein Profil durch den Nordteil des Kasseler Grabens bei Burghasungen, Nordhessen (Bl. 4621 Wolfhagen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 146–150, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- in HICKETHIER, H. (1971): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern, 2. Aufl.: 62–72, Tab. 3; Wiesbaden.
- in HORN, M. (1971): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4721 Naumburg: 62–74, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1972): Zur Stratigraphie des Oberen Muschelkalks im Diemelgebiet bei Warburg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 135–152, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1972): Fazies und Fauna des Oberen Muschelkalkes von Willebadessen. – *Philippia*, **1** (3): 110–126, 2 Tab., 2 Taf.; Kassel.
- (1973): Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk bei Eberschütz und Manrode (Diemelgebiet, Bl. 4422 Trendelburg). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 176–187, 3 Abb.; Wiesbaden.
- (1974): Der Obere Muschelkalk im nordwestlichen Niederhessen (Blätter Liebenau, Hofgeismar, Warburg, Arolsen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 91–135, 9 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1974): Die *Terebratulazone* des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) am Eckerich westlich Fritzlar. – *Philippia*, **2** (2): 57–66, 2 Abb., 2 Tab.; Kassel.
- & KUPFAHL, H.-G. (1975): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, 2. Aufl.: 46–59, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1976): Eine Napfschnecke (Gastropoda, Cyclobranchia, Patellacea) im Oberen Muschelkalk (Mittlere Ceratitenschichten/Ladin) Niederhessens. – Geol. Jb. Hessen, **104**: 5–7, 1 Taf.; Wiesbaden.
- RÖSING, F., & VAUPEL, O. (1977): Der Wellenkalk (Trias) am Kalkberg bei Niederkaufungen östlich von Kassel. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 121–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- & HORN, M. (1978): Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 131–142, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1980): Ein Aufschluß im tiefsten Wellenkalk bei Reichenbach (Bl. 4824 Hessisch Lichtenau) – Zur Grenzziehung Röt/Wellenkalk in Niederhessen. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 111–119, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- in BAUMGARTE, D., BUSSE, E., & HORN, M. (1980): Muschelkalk und Lias des Homberger Grabens (Nordhessen). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 121–138, 4 Abb.; Wiesbaden.
- & HORN, M. (1981): Fossilführung und Stratigraphie der Gelben Basisschichten (Oberer Muschelkalk) im Diemelgebiet. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 73–84, 1 Abb.; Wiesbaden.

- RÖSING, F., & VAUPEL, O. (1981): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4723 Oberkaufungen, 2. Aufl.: 41–47, 1 Tab.; Wiesbaden.
- & HORN, M. (1982): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4520 Warburg: 55–90, 6 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- (1983): Die Muschelkalkgerölle an der Kalkreufe bei Besse südlich Kassel. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 155–160, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1983): Die stratigraphische Lage der „Astarte-Bank“ im Oberen Muschelkalk (Anis/Ladin) von Willebadessen/Westfalen. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 161–164; Wiesbaden.

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1984 (1. 1.–31. 12. 1984)

I. Geologische Landesaufnahme

I 1. Geologische Kartierung

Geologische Karte 1:25 000

Blatt 4917 Battenberg (Eder) (2., ergänzte Auflage) mit Erläuterungen wurde herausgegeben.

Von den unten aufgeführten Blättern liegt folgender Bearbeitungsstand vor:

4819 Fürstenberg	Feldaufnahme	5619 Staden	Feldaufnahme
4925 Sontra	Druckvorbereitung	5621 Wenings	Feldaufnahme
5018 Wetter (Hessen)	Druckvorbereitung	5817 Frankfurt a. M. West	Feldaufnahme
5023 Ludwigseck	Feldaufnahme	5818 Frankfurt a. M. Ost	Feldaufnahme
5320 Burg-Gemünden	Druckvorbereitung		

Die Kartierarbeiten blieben auch im Berichtsjahr durch den Einsatz von Mitarbeitern für objektbezogene Arbeiten, insbesondere für das Bundesbohrprogramm, Unterprojekt Kupferschiefer, sowie für DB-Neubaustrecken, eingeschränkt. Die Mitarbeit in der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften wurde fortgesetzt, ebenso wie die Zusammenarbeit mit einzelnen Hochschulinstituten bei der Betreuung für Diplommkartierungen. Außerdem wurden mehrere Hochschulinstitute zur Ausführung von Spezialuntersuchungen an Bohrkernen von Bohrungen angeregt, die im Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLB) eingelagert sind.

Biostratigraphie, Paläontologie

Aus Bohrungen, wichtigen Aufschlüssen und im Rahmen der geologischen Landesaufnahme sind Gesteinsproben entnommen worden, um mit Hilfe der darin enthaltenen Fossilien das Alter der Schichten und deren Lagerungsverhältnisse zu klären. Das im Berichtsjahr aufgesammelte und größtenteils bearbeitete Probenmaterial stammt aus folgenden Gesteinsschichten und Blattgebieten:

- 37 Kalksteinproben aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinsfolgen der Bl. 4818 Medebach, 4819 Fürstenberg, 4925 Sontra, 5018 Wetter (Hessen), 5216 Oberscheld und 5221 Alsfeld;
567 Mergel-, Ton- und Sandproben aus känozoischen Gesteinsfolgen (Tertiär) der Bl. 4722 Niederzwehren, 4821 Fritzlar, 4921 Borken (Hessen), 4922 Homberg (Efze), 4925 Sontra, 5023 Ludwigseck, 5123 Niederaula, 5220 Kirtorf, 5221 Alsfeld, 5320 Burg-Gemünden, 5523 Neuhof, 5619 Staden, 5623 Schlüchtern, 5718 Ilbenstadt, 5817 Frankfurt a. M. West, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5819 Hanau, 5913 Presberg, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim a. M., 5917 Kelsterbach, 5919 Seligenstadt, 6013 Bingen und 6018 Langen.

Die paläontologisch-biostratigraphische Untersuchung der Proben von den Bl. 4818 Medebach, 4819 Fürstenberg, 4821 Fritzlar, 4925 Sontra, 5018 Wetter (Hessen), 5023 Ludwigseck, 5216 Oberscheld, 5220 Kirtorf, 5320 Burg-Gemünden, 5718 Ilbenstadt, 5817 Frankfurt a. M. West, 5818 Frankfurt a. M. Ost und 5919 Seligenstadt wurde vor allem für die geologische Landesaufnahme vorgenommen, um die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse in den bearbeiteten Gebieten zu klären. Die Untersuchung der Proben von den übrigen Blättern erfolgte im Zuge hydrogeologischer und ingenieurgeologischer Gutachten zur Einstufung von Wasser- und Baugrundbohrungen, zur Erkundung von Lagerstätten und im Zusammenhang mit den geologischen Untersuchungen der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg.

Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1984 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 112, 339 S., 164 Abb., 19 Tab., 3 Taf.

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 85, 60 S., 13 Abb., 13 Tab.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Blatt 4917 Battenberg (Eder) und Erläuterungen, 70 S., 4 Abb., 8 Tab.

Bodenkarte von Hessen 1:25 000:

Blatt 5819 Hanau und Erläuterungen, 117 S., 10 Tab., 10 Prof.

Blatt 6118 Darmstadt Ost und Erläuterungen, 107 S.

Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000:

Blatt Hattenheim

Blatt Eichberg

Karte der Bouguer-Schwere in Hessen 1:300 000

Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1984 betrug 1 334 Bände, 256 Sonderdrucke und 460 Karten, insgesamt 2 050 Einheiten.

Anzahl der Tauschpartner: 412

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 1 936 Bände und 297 Karten.

Vertriebsstelle

Vom 1. Januar – 31. Dezember 1984 wurden verkauft:

1 059 Geologische Karten 1:25 000

858 Übersichtskarten

342 Bodenkarten 1:25 000

850 sonstige Veröffentlichungen

(davon 212 Sonderdrucke)

I 2. Bodenkunde

Bodenkarte von Hessen 1:25 000

Die Blätter 5819 Hanau und 6118 Darmstadt Ost mit Erläuterungen wurden herausgegeben.

Von den unten aufgeführten Blättern liegt folgender Bearbeitungsstand vor:

5417 Wetzlar

Druckvorbereitung

6117 Darmstadt West

Druckvorbereitung

5918 Neu-Isenburg

Druckvorbereitung

Die im Jahre 1981 begonnene Bodenkartierung im Maßstab 1:25 000 im Bereich der nördlichen Oberrheinniederung, der Hessischen Rhein- und westlichen Untermainebene sowie in Randbereichen des Messeler Hügellandes und der Bergstraße wurde im Gelände abgeschlossen. Mit den Vorarbeiten zur Herausgabe einer Bodenkarte im Maßstab 1:50 000 wurde angefangen.

Von der Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000 sind im Berichtszeitraum die Blätter Eichberg und Hattenheim erschienen. Mit der Druckvorbereitung der Blätter Johannisberg und Hochheim wurde begonnen. Hierzu waren an einigen Orten Überprüfungen der bodenkundlichen Weinbergskartierung aus den 50er Jahren im Gelände erforderlich.

Die Boden- und Grundwasserverhältnisse von insgesamt 29 Friedhöfen sowie Friedhofserweiterungen und -neuanlagen wurden begutachtet. Von zwei Gutachten im Auftrage von Straßenbauämtern diente eines der Ergänzung früherer Beratungen zur Verhütung von Schäden im Darmstädter Botanischen Garten, die durch Eingriffe in den Bodenwasserhaushalt während Tiefbauarbeiten befürchtet wurden.

In zahlreichen Fällen erfolgte schriftliche Stellungnahme zu Flächennutzungs- und Landschaftsplänen sowie geplanten Naturschutzgebieten.

Im Rahmen eines Forschungs- und Entwicklungsprogrammes, das mit finanzieller Unterstützung durch das Umweltbundesamt von den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland zur Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung von Grundgehalt, geogener und pedogener Anreicherung sowie anthropogener Zusatzbelastung durchgeführt wird, sind aus 686 Bodenprofilen in Hessen insgesamt 2 407 Einzelproben für die Untersuchung im Laboratorium entnommen worden.

Im Hinblick auf künftige Maßnahmen zum Bodenschutz wurde damit begonnen, bereits vorliegende Daten über die Böden in Hessen und ihre Belastung zu erfassen.

Das bodenphysikalische Labor bestimmte an 297 Bodenproben Kennwerte des Bodenwasserhaushalts.

I 3. Luftbildgeologie und Geophysik

Luftbildgeologie

Für eine bruchtektonische Übersichtskarte von Hessen wurden erste Vorarbeiten geleistet.

Zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme konnte der NW-Teil der TK 25, Bl. 5818 Frankfurt am Main Ost luftbildtektonisch aufgenommen werden.

Großmaßstäbige Bearbeitungen hatten die Erfassung gefügetektonischer Strukturmerkmale zum Ziel, einerseits an tektonischen Gräben (SW-Ränder des Lauterbacher und des Großenlüderer Grabens, NNE-Rand des Kirchheimer Grabens), andererseits an Basaltdurchbrüchen. Wichtigstes Darstellungsbeispiel war die Blaue Kuppe bei Eschwege.

Ein wesentlicher Schwerpunkt lag bei verschiedenen Entwicklungsarbeiten: Der Bericht über die Arbeitsweise bei der tektonischen Analyse von bruchtektonischen Homogenbereichen wurde abgeschlossen. Der spektrale Einfluß der Oberflächentextur auf die Abbildung von Gefügespuren in Fernerkundungsbildern war Gegenstand einer weiteren Untersu-

chung. DV-Programmentwicklungen dienten der automatischen Bestimmung von Richtungsmaxima aus der Richtungsverteilung von Gefügespuren sowie deren Darstellung in maschinell generierten Scanflächen als Strichrasterung. Außerdem wurde die automatische Berechnung und Darstellung gefügetektonischer Maxima in unregelmäßig begrenzten Homogenbereichen gelöst.

Geophysik

Geoelektrische, magnetische und seismische Untersuchungen wurden zur Unterstützung der geologischen Kartierung auf den Bl. 5023 Ludwigseck, 5320 Burg-Gemünden, 5619 Staden und 5621 Wenings durchgeführt. Geoelektrische Untersuchungen kamen ferner zur Erkundung des Untergrundes der Aartalsperre und zur Beurteilung der Korrosionsgefährdung bei 2 Rohrleitungsnetzen zum Einsatz.

Die Karte der Bouguer-Schwere 1:300 000 ist kommentiert und ebenso wie die Zusammenfassung der seismischen Untersuchungen in der Hessischen Senke veröffentlicht worden.

Das tiefenseismische Forschungsprogramm DEKORP der DFG wurde unterstützt. An der Auswertung im Gebiet der Wetterau ist das HLB in besonderem Maße beteiligt. Geophysikalische Prospektionsarbeiten der Industrie wurden verfolgt und auf ihre Relevanz für die Erkundung des Untergrundes in Hessen überprüft.

Im Zuge des Rechnerausbaus erfolgte eine Anpassung an vorhandene Programme und eine Entwicklung neuer Auswertungsroutinen.

Für amtliche Belange sind 41 Bohrungen geophysikalisch vermessen worden.

II. Rohstoffgeologie und Ingenieurgeologie

II 1. Mineralische Rohstoffe

Im Rahmen des seit 1974 laufenden „Programms zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ wurden im Jahre 1984 12 Bohrungen mit 471,20 m und einem Kostenaufwand von 163 510,- DM abgeteuft. Untersuchungsobjekte waren vor allen Dingen die Blauweiße Tonserie in der Niederhessischen Senke.

Die kombinierte Untersuchung von mineralischen Rohstoffen verschiedener Rohstoffgruppen (Erze und Steine und Erden) wurde weiter vorbereitet und ein Programm aufgestellt, wie diese kombinierte Exploration durchgeführt werden soll und wie bei Bauwürdigkeit dieser Lagerstätte eine kombinierte Nutzung aussehen könnte.

Die im Jahre 1983 begonnene Untersuchung von Zechsteinkalken im Hinblick auf ihr Ca/Mg-Verhältnis und eine Möglichkeit zur Nutzung dieser Kalke als Düngerrohstoff ist fortgeführt worden (Beratung der BFN Kassel bzw. Landesregierung).

Die Lagerstättenkartierung Hessen i. M. 1:25 000 (LK 25) konnte im Jahr 1984 nicht nennenswert weitergeführt werden. Die zahlreichen Befahrungen von Lagerstätten-Gewinnungsstellen wurden in erster Linie im Zuge von Planungsverfahren durchgeführt und ergaben in keinem Fall eine vollständige Blatt-Aufnahme. Daher konnte die Zahl der 17 Blätter, die für eine Erstbefahrung noch aussteht, nicht reduziert werden.

Für die Rohstoffkarte Hessen 1:50 000 (RK 50) ist eine neue, hessenweit geltende Legende für die Bewertung der Rohstoffflächen erarbeitet worden. Das Blatt L 5514 Weilburg der RK 50 wurde in 2. Fassung fertiggestellt.

Die Übersichtskarte 1:200 000 der Gewinnungsstellen der Steine-und-Erdenindustrie in Hessen wurde aktualisiert und liegt jetzt mit Stand 01. 12. 1984 vor.

Für Hessen konnte die vom Bundesminister für Wirtschaft in Abstimmung mit den Wirtschaftsministern der Länder vorgesehene Karte „Mineralische Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten in der Bundesrepublik Deutschland“ im Maßstab 1:200 000 vorbereitet werden.

Im Rahmen der Raumordnung und Landesplanung kam die Überarbeitung der Karte „Vorranggebiete für oberflächennahe Lagerstätten“ zum Abschluß. Das Kartenwerk „Rohstoffsicherung“ liegt somit im neuen Blattschnitt 1:100 000 flächendeckend für Hessen vor. Dieses Kartenwerk enthält insgesamt 1 170 Rohstoffflächen, 470 von ihnen weisen ständigen bzw. gelegentlichen Abbau aus.

Für die verschiedenen Planungsvorhaben in Hessen wurden 1 171 Abweichungs- und Raumordnungsverfahren bearbeitet; Teilnahme an 41 Erörterungsterminen und 43 Befahrungen von Abbauen. Zu 4 Planungsvorgängen sind Gutachten bzw. gutachtliche Stellungnahmen abgegeben worden.

Im Rahmen der Erlaubnisverfahren nach § 7 des Bundesberggesetzes erfolgten 4 Stellungnahmen, im Rahmen der Anträge auf Förderung der Exploration von Lagerstätten 7 Stellungnahmen.

II 2. Mineralogie und Petrologie

Nach dem Auslaufen des Bundesbohrprogramms wurde die ICP für normale Gesteins- und Boden-Analysen umgeeicht und ein Verfahren zur Bestimmung von seltenen Erden in Gesteinen entwickelt. Analysiert sind 281 Bodenproben nach MEHLIG (1 675 Einzelbestimmungen), 292 Basaltproben (6 809 Einzelbestimmungen), 188 sonstige Proben (3 598 Einzelbestimmungen); außerdem in 84 Proben Ergänzungsbestimmungen mit der AAS (336 Einzelbestimmungen). Insgesamt Untersuchung von 761 Proben mit 12 418 Einzelbestimmungen.

Mit der Mikrosonde wurden 6 572 quantitative Mineralanalysen vorwiegend an Feldspäten, Pyroxenen aus basaltischen Gesteinen und von Uranmineralen durchgeführt (47 049 Einzelbestimmungen). Zur Auswertung der Analysen sind 205 Sekundärelektronen-Abbildungen bzw. Element-Verteilungsbilder angefertigt worden. Sie dienen zur Unterstützung der petrographischen Arbeiten in Basaltgebieten des Vogelsberges sowie der Untersuchung der Uranmineralisationen von Nieder-Ramstadt und Mackenheim. Hierzu waren vergleichende Analysen an verschiedenen anderen Uranmineralisationen erforderlich.

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme erfolgten petrographische Untersuchungen an Basaltproben von den Bl. 5023 Ludwigseck, 5320 Burg-Gemünden, 5321 Stordorf, 5325 Spahl, 5326 Tann (Rhön), 5619 Staden, 5621 Wenings sowie aus Bohrungen im gesamten Vogelsberg-Gebiet (s. EHRENBERG & HICKETHIER 1984). Darüber hinaus sind paläozoische Vulkanite und Sedimente für die Erläuterungen von Bl. 5018 Wetter (Hessen) petrographisch untersucht und der Erläuterungsbeitrag bearbeitet worden.

Für erzmikroskopische Arbeiten an Uranvorkommen waren 836 Reflexionsmessungen erforderlich, außerdem 916 Dünnschliffe, 16 Dünn-Anschliffe und 7 Anschliffe. Die bodenkundliche Kartierung wurde durch Schwermineral-Analysen (564 Mineralbestimmungen) unterstützt und, wie auch das Dezernat Mineralische Rohstoffe, durch röntgenographische Phasenanalysen (Proben von den Bl. 4724 Großalmerode, 4923 Altmorschen, 5018 Wetter (Hessen), 5023 Ludwigseck, 5124 Bad Hersfeld, 5223 Queck, 5320 Burg-Gemünden, 5417 Wetzlar, 5418 Gießen, 5519 Hungen, 5520 Nidda, 5621 Wenings, 5623 Schlüchtern, 5715 Idstein, 5816 Königstein im Taunus, 5818 Frankfurt am Main Ost, 5819 Hanau und 5915 Wiesbaden).

An dem Rechner PDP 11/34 wurden weitere Programme installiert und modifiziert, die der statistischen Auswertung von verschiedenen Daten der Gesteins- und Mineralchemie, von Niederschlagsdaten des Deutschen Wetterdienstes, pH-Werten von Böden und von hydrochemischen Daten dienen. Einen großen Raum nahmen organisatorische Maßnahmen mit dem Ziele der Erarbeitung eines neuen EDV-Konzeptes für den Gesamtbereich des HLB ein.

II 3. Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind 118 Gutachten, 146 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert und 508 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen erstellt worden.

Einen hohen Zeitaufwand erforderten die zahlreichen Gutachten für US-Bauvorhaben und für die vom Untergrund her sehr problematischen Bauvorhaben Justizgebäude in Frankfurt a. M., Arbeitsamt Gießen, Finanzamt in Offenbach a. M. und den Ausbau des Mollerbaues zum Staatsarchiv in Darmstadt. Besonders zu nennen sind auch die oft sehr umfangreichen Untersuchungs- und Beratungsarbeiten für die Sanierung historischer Baudenkmäler (Schloß Hohenstein, Schloß und Marstall Rotenburg a. d. Fulda, Schloß und Wasserburgruine Friedewald, Schloß Kassel-Wilhelmstal, Fruchtmagazin Bad Hersfeld). Auch die Beratung der Aufsichtsbehörden besonders für die Sondermülldeponie Mainflingen und die Grube Messel erforderte einen hohen Zeitaufwand.

Außer den in o. g. Zahl enthaltenen 8 Gutachten für Talsperrenprojekte in Hessen fand bei folgenden Projekten eine ständige Beratung und Auswertung von Meßergebnissen statt:

Ernstbach-Talsperre:	Überwachung der Rutschhänge
Kinzig-Talsperre:	Probestau, Arbeiten zur Grundwasserentspannung, Überprüfung des Dichtungssystems, Pumpversuche
HRB Marbach/Erbach:	Probestau, Arbeiten zur Grundwasserentspannung, Pumpversuche
HRB Marbach/Haune:	Untergrundabdichtung (Schlitzwand)
HRB Jugenheim:	Dichtungsarbeiten (Hochdruckinjektion)
Aar-Talsperre:	Bauvorbereitung, Untergrundabdichtung (Injektionen)

Im Berichtsjahr wurde mit der DB, Projektgruppe H/W Mitte in Frankfurt a. M., eine weitere Vereinbarung über 4 Jahre über die Mitarbeit des HLB bei der Bauausführung der NBS der DB abgeschlossen. Zu den Aufgaben des HLB gehören danach u. a. die stratigraphische Einstufung und die Koordinierung der ingenieurgeologischen Kartierung von Tunnel- und Baugrubenaufschlüssen sowie die gutachtliche Beratung der DB bei ingenieurgeologischen Sonderproblemen.

II 4. Zentrale Laboratorien

In den zentralen Laboratorien wurden die zur Erfüllung der Aufgaben des Amtes notwendigen Boden-, Gesteins- und Wasseranalysen sowie die Bestimmung von Erdstoff- und Gesteinskennwerten ausgeführt. 1984 waren es 400 Bodenanalysen mit insgesamt 6 703 Einzelbestandteilen, 66 Gesteinsanalysen mit insgesamt 463 Einzelbestimmungen, 387 Wasseranalysen mit insgesamt 4 388 Einzelbestandteilen sowie 1 051 bodenmechanische Kennwerte.

III. Hydrogeologie und Geotechnologie

III 1. Allgemeine Hydrogeologie

Verfolg von Bohrungen

Im Berichtszeitraum wurden 321 Bohrungen im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Sie waren überwiegend zur Grundwassererkundung, -erschließung oder zur Einrichtung von Grundwassermeßstellen niedergebracht worden. Schichtenverzeichnisse von 283 Bohrungen wurden abschließend bearbeitet und in das Archiv gegeben.

Grundlagentätigkeit

Die hydrogeologische Landeserkundung wurde mit einer Feldkartierung sowie mit Trockenwetterabflußmessungen auf dem Bl. 5619 Staden fortgesetzt.

Die hydrogeologischen Erläuterungsbeiträge zu den veröffentlichten Blättern der GK 25 Hessen und zu den zur Veröffentlichung vorgesehenen Bl. 4925 Sontra und 5320 Burg-Gemünden sind fertiggestellt worden.

Zur Erkundung des Grundwasserhaushalts der tertiären Gesteine auf dem Hohen Meißner wurden Besprechungen geführt und neuere Untersuchungen der Freien Universität Berlin ausgewertet.

Zur Eignung der Lokation Stockstadt/Rhein für ein deutsches Hot-Dry-Rock-Projekt wurde im Auftrag des Bundesministers für Forschung und Technologie ein Gutachten erstellt.

Mineralwasserprobenahmen zur radioaktiven Altersbestimmung und zur Bestimmung der Edelgasanteile in diesen Wässern erfolgten zusammen mit dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, und dem Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg.

Für die EDV-Datei „Geohydrochemie“ wurden ca. 1 200 Wasseranalysen auf den Blättern der GK 25 5123 Niederaula, 5223 Queck, 5323 Schlitz und 5324 Hünfeld auf Lochkarten übernommen, die Erfassung der Analysendaten des Bl. 5023 Ludwigseck ist begonnen worden.

Die Bearbeitung der hydrogeologischen Karten für die Standortkarte zur Agrarstrukturellen Vorplanung ging mit der Fertigung der Karten L 5912 Kaub, L 5914 Wiesbaden, L 5916 Frankfurt a. M. West und L 5918 Frankfurt a. M. Ost einschließlich Kurzerläuterungen weiter.

In einer Reihe von Arbeitsgruppen, Fach- und Hauptausschüssen wirkten Abteilungsangehörige mit.

Archiv und Dokumentation

Der Zuwachs an Archivmaterial betrug 3 118 Stück, davon 474 Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie 1 774 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen. Ausgeliehen wurden 1 177 Archivstücke; in dieser Zahl sind die in den Archivräumen eingesehenen Archivalien nicht enthalten.

Unter Einsatz des DV-Verfahrens ABOHRKA (Aufschluß- und Bohrkataster Hessen) erfolgte in Zusammenarbeit mit der HZD, Wiesbaden, die weitere Überarbeitung des Bohrchivs. Es wurden vorrangig Nachträge und Umstellungen auf den erweiterten Datensatz von insgesamt 3 900 Bohrungen der Bl. 4618 Adorf, 4723 Oberkaufungen, 4925 Sontra, 5418 Gießen, 5620 Ortenberg, 5716 Oberreifenberg, 5721 Gelnhausen, 5817 Frankfurt a. M. West und 5818 Frankfurt a. M. Ost vorgenommen.

Revidiert wurden die Bl. 5521 Gedern, 5621 Wenings und 5715 Idstein mit insgesamt 950 Bohrungen. Von Bl. Idstein sind ein Listenwerk und Bohrpunktkarten verschiedener Maßstäbe erstellt worden.

An eigenen DV-Anlagen und bei der HZD erfolgte der Einsatz verschiedener Programme und Programmsysteme, so z. B. für gefügekundliche/tektonische Untersuchungen (Programmsystem GELI), für geochemische Berechnungen und Auswerteverfahren sowie für die Luftbildgefügeanalyse. Hervorzuheben ist der Einsatz des Programmsystems STAMPEDE, mit dem durch graphische Darstellungsweisen gutachtliche Stellungnahmen zur Umweltüberwachung ergänzt und präzisiert werden konnten.

Für das DV-Projekt „Weitergehende Auswertungen geowissenschaftlichen Datenmaterials“ (Programmsystem LITAUSCH) ist entsprechend den DV-Leitsätzen ein Einsatzprüfungsbericht erstellt worden.

Eine Besprechung aller Anwender der hausinternen Datenverarbeitung Anfang des Jahres 1984 über die Koordinierung von DV-Arbeiten im HLB führte zur Einsetzung eines Arbeitsausschusses, der die zukünftige Aufgabenstellung und den Gerätebedarf für die interne DV festlegte. Aus dieser Planung resultierte die Ausweisung des Fachbereichsdezernats III 1/5 – Koordination in Sachen ADV – in dem seit 01. 05. 1984 gültigen Geschäftsverteilungsplan.

Im Berichtsjahr konnte bereits die erste Ausbaustufe des neuen Rechners DEC PDP 11/73 beschafft werden. Zur organisatorischen Einbindung dieses Rechners in den Arbeitsablauf des HLB begannen die Vorarbeiten.

III 2. Angewandte Hydrogeologie

Die im Berichtszeitraum erstatteten 162 Gutachten und 284 Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert verteilen sich auf die folgenden Sachgebiete:

Wasserschließung (einschl. Heilwasser)	30 Gutachten und 38 gutachtenartige Schreiben,
Wasserschutzgebiete Ausnahmegenehmigungen in Wasser- und Heilquellen- schutzgebieten	53 Gutachten und 36 gutachtenartige Schreiben,
qualitative Grund- wassergefährdungen	25 Gutachten und 57 gutachtenartige Schreiben,
	36 Gutachten und 129 gutachtenartige Schreiben,

quantitative Grund-
wassergefährdungen

18 Gutachten und 24 gutachtenartige Schreiben.

Umfangreiche, zusammenfassende Gutachten behandelten die Grundwasserbilanz im Gebiet Kirchheimer Graben/Geisbachtal, Kreis Hersfeld-Rotenburg, die aggressive Kohlenensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Ost Hessens, die hydrogeologischen Verhältnisse im Planungsabschnitt 14 bzw. 15 der DB-Neubaustrecke (DB-NBS) Hannover – Würzburg und die CKW-Belastung des Grundwassers im Stadtgebiet Hanau.

Weiterhin zeit- und arbeitsintensiv war die Beratung von Sanierungsmaßnahmen bei Grundwasserbeeinträchtigungen durch wassergefährdende Stoffe (Mineral-, Teeröl-, chlorierte Kohlenwasserstoffe usw.) im Bereich der Städte Rüsselsheim, Raunheim, Frankfurt am Main einschl. Flughafen, Hanau und Kassel oder auch durch Deponien, wie beispielsweise Wabern-Uttershausen, Limburg a. d. L.-Offheim, Wiesbaden und Kriftel, sowie die hydrogeologische Begleitung und Beweissicherung der einzelnen Baumaßnahmen im Bereich der DB-NBS.

Die hydrogeologische Beratung zu Arbeiten und Planung der Grundwasseranreicherung im Hessischen Ried ging weiter, ebenso das hydrogeologische Beweissicherungsprogramm zur qualitativen und quantitativen Grundwasserüberwachung auf dem Flughafen Frankfurt/Main.

In 40 von Mitarbeitern der Abteilung angesetzten und hydrogeologisch betreuten Brunnenbohrungen wurden 250 l/s (ca. 7,9 Mio. m³/a) gewinnbaren Grundwassers nachgewiesen.

III 3. Geotechnologie und Infrastrukturgeologie

Geotechnologie

Die Salzabwasserversenkung im Werra-Kalirevier und die Haldenabwasserversenkung im Fulda-Kalirevier wurden laufend überwacht und die Daten der Versenktätigkeit erfaßt. An den Jahresberichten 1983 über die Abwasserversenkung in den beiden hessischen Kaligebieten ist mitgearbeitet worden.

Die Explorationsarbeiten zum Hochdruck-Gaskavernenspeicher Eiterfeld-Reckrod wurden weiter verfolgt und beraten. Zu seismischen Erkundungsarbeiten, zu Hydrotests und zum Raumordnungsverfahren erfolgten Stellungnahmen.

Zu Buntmetalexplorationsvorhaben der St. Joe Explorations GmbH wurden hydrogeologisch-bohrtechnische Beurteilungen abgegeben.

An der Erweiterung der Versenkkapazität des Kaliwerkes Neuhof-Ellers wurde mitgewirkt.

Ein Gutachten zur Erweiterung der Untertagedeponie Herfa-Neurode ist in Bearbeitung.

Infrastrukturgeologie

Im Berichtsjahr sind insgesamt 1 773 Vorgänge nach infrastrukturgeologischen Gesichtspunkten federführend bearbeitet worden.

Als Träger öffentlicher Belange wurden in 979 Fällen schriftliche Stellungnahmen abgegeben.

Sie verteilen sich auf: 41 Abweichungsverfahren, 9 Regionale Raumordnungspläne, 18 Fachpläne, Landschafts(rahmen)pläne, 79 Raumordnungs-, Planfeststellungs-, Planverfahren, 126 Flächennutzungspläne (vorbereitende Bauleitpläne), 562 Bebauungspläne (verbindliche Bauleitpläne), 44 Flurbereinigungsverfahren, Agrarstrukturelle Vorplanung, 96 Naturschutzverfahren, Landschaftsschutzgebiete, Naturparks usw., 9 Verordnungen zum Schutz von Trinkwassergewinnungsanlagen.

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ANDERLE, H.-J. (1984): Postvaristische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus – Eine Übersicht. – Schr.-R. Ges. dt. Metallh. u. Bergleute, **41**: 201–217, 2 Abb.; Weinheim (Verlag Chemie).
- BARGON, E., THIEL, E., & WEIDNER, E. (1984): Ein zersetzter Basaltgang in Wiesbaden-Sonnenberg – seine geologische Stellung und bodenkundliche Bedeutung. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 199–217, 3 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- BARGON, E. (1984): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5819 Hanau; Wiesbaden.
- (1984): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5819 Hanau: 117 S., 10 Tab., 10 Prof.; Wiesbaden.
- (1984): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1983 (1. 1.–31. 12. 1983). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 325–338; Wiesbaden.
- (1984): s. ANDERLE, H.-J., BARGON, E., THIEL, E., & WEIDNER, E.
- BARTH, W. (1984): Lagerstätten. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 30–31; Wiesbaden.
- BECKER, R. (1984): Äolische Sande aus Südhessen und der libyschen Sahara im Korngrößenanalytischen und rasterelektronenmikroskopischen Vergleich. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 139–164, 42 Abb.; Wiesbaden.
- BLUM, R. (1984): Geophysik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 52–54, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1984): Analysis of Downhole Traveltimes for Refracted Rays in a Layered Underground (Abstract). – Terra cognita, **4**, no. 1; Paris.
- HORN, M., & KOSCHYK, K. (1984): Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 219–233, 7 Abb.; Wiesbaden.
- & WENDLER, R. (1984): Karte der Bouguer-Schwere in Hessen 1:300 000; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. (1984): In BOLSENKÖTTER, H., BUSSE, R., DIEDERICH, G., HÖLTING, B., HOHBERGER, K., REGENHARDT, H., SCHLOZ, W., VILLINGER, E., & WERNER, J. (1984): Hydrologische Kriterien bei der Bemessung von Wasserschutzgebieten für Grundwasserfassungen. – Geol. Jb., **C 36**: 3–34, 5 Abb., 6 Anl.; Hannover.
- HERZBERG, A. (1984): Hessisches Geologisches Schrifttum 1982 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1981. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 313–324; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1984): Die Wege zur modernen Grundwassererkundung. – gwf, **125** (6): 165–168, 1 Tab.; München (Oldenbourg).
- (1984): Hydrogeologie – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 37–51, 1 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- (1984): s. DIEDERICH, G.
- HORN, M. (1984): Vorwort. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 5–6, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1984): Geologische Neuerkenntnisse. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 22–29, 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1984): In H. REICH † & M. HORN: Exkursionen. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 55–56; Wiesbaden.
- (1984): s. BLUM, R., HORN, M., & KOSCHYK, K.
- & KARSCHNY, A. (1984): Bohrungen. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 57–63; Wiesbaden.

- HÜHNER, G. (1984): Bohrprobenlager Villmar-Aumenau. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 339; Wiesbaden.
- (1984): In BENDER, P., HÜHNER, G., KUPFAHL, H.-G., & VOUTTA, U.: Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen) (Conodonten-Biostratigraphie. Obere Givet- bis Obere Nehden-Stufe, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 31–65, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KARSCHNY, A. (1984): s. HORN, M., & KARSCHNY, A.
- KULICK, J. (1984): In NIESCHALK, C., & KULICK, J.: Der waldeckische Barockbildhauer Josias Wolrat Brützel. – Museumshefte Waldeck-Frankenberg, **1**: 64 S., 60 Abb.; Korbach (im Druck).
- 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., **D 68**: 3–210, 37 Abb., 34 Taf.; Hannover (im Druck).
- PAULY, E. (1984): Die Rolle des Geologen im modernen Wirtschaftsablauf. – Nachr. dt. geol. Ges., **31**: 68–75; Hannover.
- (1984): In BECKER-PLATEN & PAULY, E.: Rohstoffsicherung und Kategorisierung oberflächennaher Rohstoffe in den Ländern der Bundesrepublik Deutschland. – Geol. Jb., **A 75**: 525–531, 1 Tab.; Hannover.
- PÖSCHL, W. (1984): s. KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K., & WOLF, M.
- QUADFLIEG, A., & SCHRAFT, A. (1984): Kalkaggressive Kohlensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Ost Hessens. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 263–288, 24 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1984): s. SCHRAFT, A., & RAMBOW, D.
- REICHMANN, H. (1984): Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 32–36; Wiesbaden.
- (1984): Die Erforschungsgeschichte des Eiszeitalters. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **107**; Wiesbaden (im Druck).
- SCHRAFT, A. (1984): Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). – Geol. Abh. Hessen, **85**: 60 S., 13 Abb., 13 Tab.; Wiesbaden.
- & RAMBOW, D. (1984): Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Ost Hessens. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 235–261, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1984): s. QUADFLIEG, A., & SCHRAFT, A.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1984): Die geologischen Verhältnisse im Gebiet von Eisenbach. – In: 750 Jahre Eisenbach, Gemeinde Selters (Taunus): 6–9, 1 Abb., 1 Tab.; Meinerzhagen (Meinerzhagener Druck- und Verlagshaus W. Kämper GmbH & Co. KG).
- (1984): Die eisenhaltigen Kohlensäuerlinge von Bad Schwalbach. – In: Bad Schwalbach, 400 Jahre Heilbad (Kulturvereinigung Bad Schwalbach e. V.): 10–14, 2 Abb., 3 Tab.; Eltville (Georg Aug. Walter's Druckerei GmbH).
- STRECKER, G. (1984): s. KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K., & WOLF, M.
- THEUERJAHR, A.-K. (1984): s. KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K., & WOLF, M.
- WEIDNER, E. (1984): s. ANDERLE, H.-J., BARGON, E., THIEL, E., & WEIDNER, E.

Nachtrag

- GOLWER, A., & SCHNEIDER, W. (1982): Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit organischen Stoffen im Einflußgebiet von Straßen. – Schr.-R. Arbeitsgr. Erd- u. Grundbau, H. 4: 19–20; Bonn-Bad Godesberg (Kirschbaum).
- PAULY, E. (1983): Die Verfügbarkeit mineralischer Rohstoffe für den Straßenbau. – Schr.-R. Arbeitsgr. Mineralstoffe im Straßenbau, H. 3: 11–15; Bonn-Bad Godesberg (Kirschbaum).

Fachvorträge von Angehörigen des Landesamtes

- ANDERLE, H.-J.: Der Verlauf des Scheitels der 1. Schieferung am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – International Workshop Meeting The Rhenish Massif, Boppard/Rhein, 30. 5. 1984.

- BERNHARD, H.: Geologie und Baugrund in Nordhessen. – Bezirksgruppe Kassel des VSVI, Eschwege, 8. 5. 1984.
- BLUM, R.: Analysis of Downhole Traveltimes for Refracted Rays in a Layered Underground. – Jahrestagung Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, Mainz, 21. 2. 1984.
- HOLTZ, S.: Geomechanik der geplanten Ernstbach-Talsperre. – Gesamthochschule Kassel, 5. 6. 1984.
- HORN, M.: Erdgeschichtliches aus Bad Wildungen: Ausflug in eine geologische Quadratmeile. – Monatsversammlung Waldeckischer Geschichtsverein, Bad Wildungen, 8. 5. 1984.
- LAEMMLEN, M.: Geologischer Bau und erdgeschichtliche Entwicklung des Fuldaberglandes und die faziellen Besonderheiten seiner Gesteinsabfolge. – Gewerkschaften Brigitta und Elwerath, Fulda, 15. 9. 1984.
- PAULY, E.: Geologische Abläufe – gestaltete Erden. – Eröffnungsvortrag einer Keramikausstellung in der Spar- und Leihkasse Lyss (Schweiz), 27. 1. 1984.
- Die langfristige Sicherung des Bedarfs an heimischen mineralischen Rohstoffen aus oberflächennahen Lagerstätten. – Geowissenschaftliches Kolloquium der Universität Trier „Massenrohstoffe der Bundesrepublik Deutschland“, 11. 2. 1984.
 - Die Aufgaben der Geologischen Landesämter für die heimische Rohstoffwirtschaft. – GDMB-Hauptversammlung 1984, Aachen, 25. 5. 1984.
 - Stratiforme und gangförmige Mineralisationen und Verwitterungsbildungen in Hessen. – Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, 10. 10. 1984.
 - Die geologischen Grundlagen des alten Bergbaues im Osttaunus. – Heimat- und Verkehrsverein, Idstein-Heftrich, 24. 10. 1984.
- PRINZ, H.: Tiefer Salinarkarst und Auswirkungen auf ingenieurgeologische Problemstellungen. – Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität, Berlin, 29. 10. 1984.
- REICHMANN, H.: Die Erforschungsgeschichte des Eiszeitalters. – Winterprogramm 1984/85 des Nassauischen Vereins f. Naturkunde, Wiesbaden, 9. 10. 1984.
- Einführung in die Bodenkunde. – Wochenendseminar mit Exkursion im Fernstudienprojekt „Ökologie und ihre biologischen Grundlagen“ der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M., 7. 7. 1984.
- REUL, K.: Zur Erfassung des tektonischen Bruchgefüges aus Luftbildern – Anwendungen und Grenzen am Beispiel Tunnelbau. – Geodätisches Kolloquium der Technischen Universität Braunschweig, 9. 2. 1984.
- STENGEL-RUTKOWSKI: Hält dem Agressor „Mensch“ seine Umwelt stand? – Seminar „An der Schwelle zum neuen Jahrtausend“ – Bilanzen, Sorgen, Hoffnungen – Deutsche Unitarier, Kassel, 23.–25. 3. 1984.
- Straße und Grundwasser. – Vereinigung der Straßenbau- und Verkehrsingenieure in Hessen, Friedberg, 5. 9. 1984.

Hochschultätigkeit

- Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. BARGON
als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt (Bodenkunde)
- Dr. BECKER
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Geologische Arbeitsmethoden, Exkursionen)
- Geologieoberrat Dr. BERNHARD
als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel (Ingenieurgeologie)
- Geologieoberrat Dr. GOLWER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Hydrogeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. HÖLTING
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Allgemeine Hydrogeologie III und Angewandte Hydrogeologie)
- Geologiedirektor Dr. LAEMMLEN
als Lehrbeauftragter an der Christian-Albrechts-Universität Kiel (Einführung in die Technik der geologischen Landesaufnahme für Diplom-Kandidaten und deren Betreuung im Gelände)

- Geologiedirektor Prof. Dr. MEISL
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Petrologie,
Geochemie)
- Geologiedirektor Dipl.-Ing. MÜLLER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Baugrund-
geologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Ingenieurgeologie I, II, III mit
Übungen)
- Ltd. Geologiedirektor Dr. THEWS
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Geologische Arbeiten unter
wirtschaftlichen Gesichtspunkten)

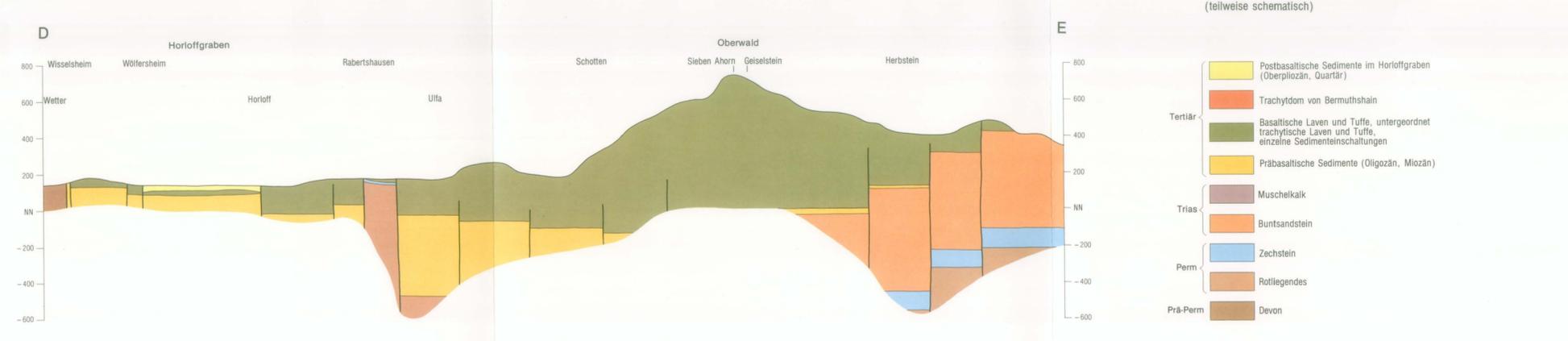
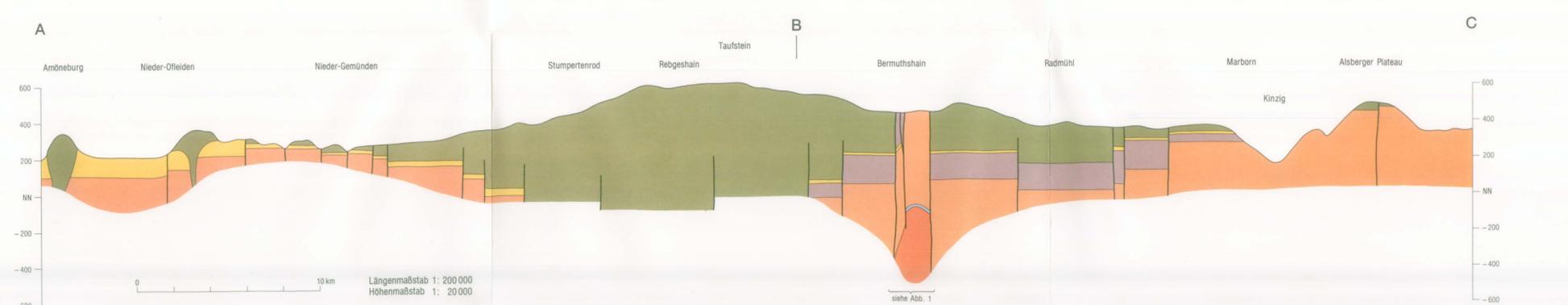
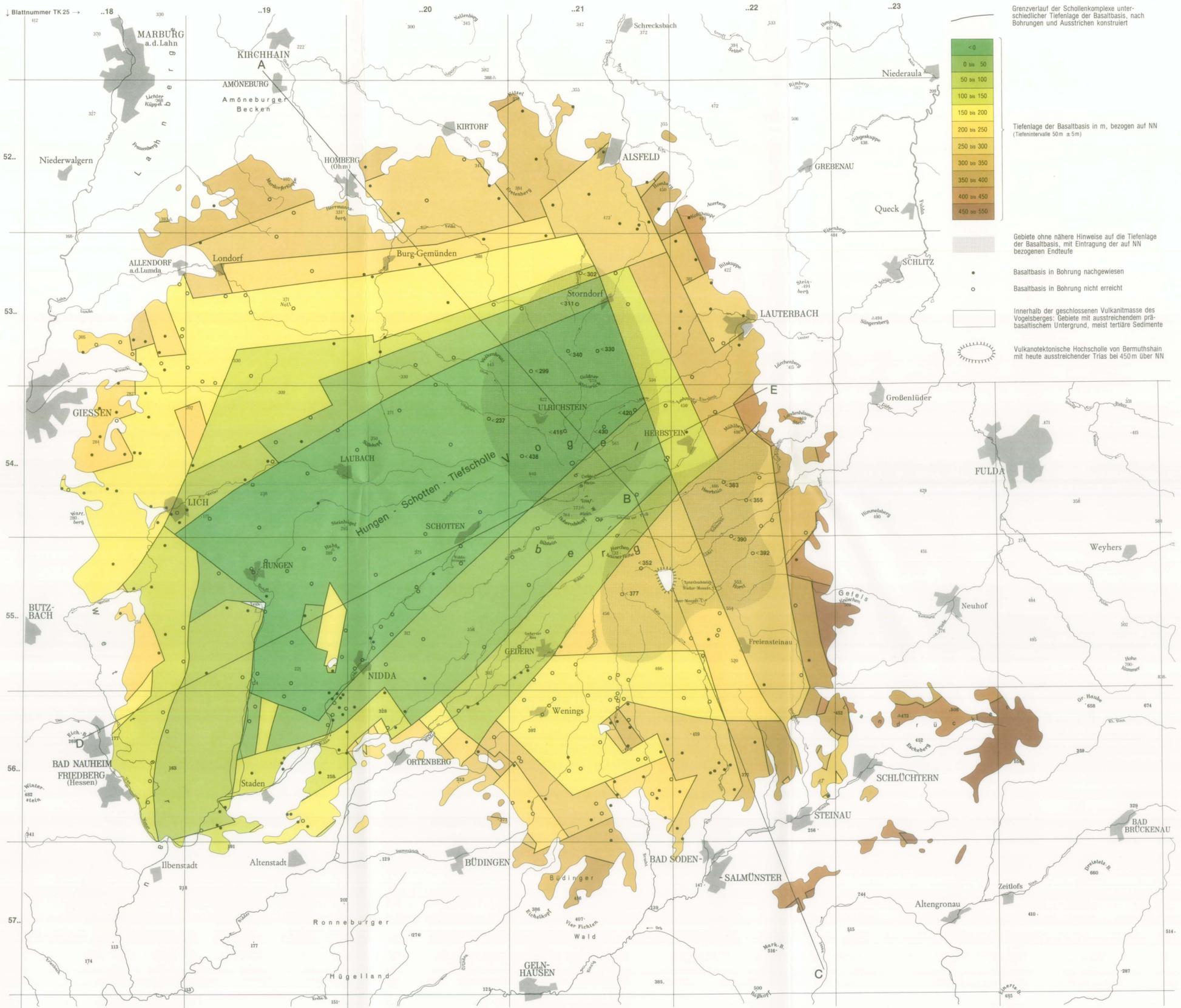
ERNST BARGON

Bohrprobenlager Villmar-Aumenuau

Die nachfolgende Aufstellung ergänzt die im Geologischen Jahrbuch Hessen, **104**: 321–328, **105**: 294, **106**: 460, **107**: 330, **108**: 277, **109**: 237 und **111**: 364–366 veröffentlichten Zusammenstellungen von eingelagerten Proben geologisch wichtiger Bohrungen. Erläuterung der Abkürzungen siehe Geol. Jb. Hessen, **104**: 322.

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A. E.
4718 Goddelsheim	EAU-B 2 (1978)	348829	568003	56,25	Unterkarbon: cd2, ti. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 3 (1978)	348832	568003	125,00	Unterkarbon: cd2, ti. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 4 (1978)	348716	567751	28,90	Karbon(Tonschiefer). KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 5 (1978)	348799	567895	20,20	Karbon (Tonschiefer). KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 6 (1978)	348792	567900	17,90	Unterkarbon: cd2, ti. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 8 (1978)	348798	567897	19,00	Unterkarbon: cd3, i. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 9 (1978)	348715	567894	144,85	Unterkarbon: cd2, ti. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 10 (1978)	348745	567844	55,60	Perm: z. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 11 (1978)	348746	567782	36,20	Karbon (Tonschiefer). KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 12 (1978)	348584	567680	19,25	Unterkarbon: cd3, i. KB	1986
4719 Korbach	EAU-B 1 (1978)	348842	567984	93,80	Grenzsichten Devon/Karbon. KB	1986
4719 Korbach	EAU-B 7 (1978)	348851	568016	35,70	Unterkarbon: cd3, i. KB	1986
4721 Naumburg	Elbenberg 1 (1969)	351460	567816	81,00	Quartär, Tertiär. KB	1989
4721 Naumburg	Elbenberg 2 (1969)	351482	567817	101,00	Quartär, Tertiär. KB	1989
4722 Kassel-Niederzwehren	A/84-B 7 (1984)	352859	567569	48,00	Tertiär. KB	1986
4722 Kassel-Niederzwehren	A/84-B 8 (1984)	352641	567768	37,50	Tertiär (Tuff). KB	1986
4722 Kassel-Niederzwehren	A/84-B 9 (1984)	352818	567720	20,00	Quartär, Tertiär, Trias: soRö. KB	1986
4826 Eschwege	Schlierbachswald IV (1962)	357782	566935	403,00	Trias: smV, s, su, Perm: z. KB, A	st.
4921 Borken (Hessen)	BK 47 (1976)	352184	565908	247,00	Trias: soRö. KB	st.
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 1 (1984)	352634	566203	62,00	Tertiär, Trias: soRö. KB	1986
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 2 (1984)	352680	566082	41,00	Tertiär, Trias: soRö. KB	1986
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 3 (1984)	352811	566043	75,00	Tertiär. KB	1986
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 4 (1984)	352900	565778	44,40	Tertiär, Trias (Kalkstein). KB	1986
4924 Seifertshausen	Braach (1979)	354809	565183	155,45	Perm: z. Oberdevon. KB	1989
4925 Sontra	KB 1 (1978)	356647	565829	15,00	Perm: z1, r, Altpaläozoikum (Tonschiefer). KB	1986
4925 Sontra	KB 2 (1978)	356649	565830	25,00	Quartär, Perm: z1, r, Altpaläozoikum (Tonschiefer). KB	1986
4925 Sontra	KB 3 (1978)	356650	565832	15,00	Quartär, Perm: z1, r, Altpaläozoikum (Glimmerschiefer). KB	1986
4925 Sontra	C/77-B 3 (1977)	356048	566017	47,40	Perm: z. KB	1986
4929 Sontra	C/77-B 5a (1977)	356105	565869	42,30	Perm: z. KB	1986
4925 Sontra	C/77-B 6 (1977)	356208	565648	33,25	Perm: z. KB	1986
4925 Sontra	C/77-B 11 (1977)	356615	565835	59,80	Perm: z. KB	1986
5320 Burg-Gemünden	A/84-B 5 (1984)	350255	561734	28,00	Tertiär, Trias: s. KB	1986
5320 Burg-Gemünden	A/84-B 6 (1984)	350831	561755	50,00	Tertiär. KB	1986
5515 Weilburg	Joseph 5 (1961/62)	344518	569137	346,69	Oberdevon, Fe-Grenzlager, Mitteldevon. KB	st.
5619 Staden	Brg. 1c, BAB (1969)	349480	557831	18,00	Quartär, Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 2a, BAB (1969)	349479	557803	15,00	Quartär, Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 3c, BAB (1969)	349475	557769	13,00	Quartär, Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 4a, BAB (1969)	349479	557690	41,00	Quartär, Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 8a, BAB (1969)	349542	557586	15,00	Quartär, Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 12c, BAB (1969)	349655	557516	40,00	Quartär, Tertiär, KB	1986

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5619 Staden	Brg. 12e, BAB (1969)	349663	557510	35,00	Quartär, Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 14, BAB (1969)	349696	557476	12,00	Quartär, Tertiär, Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 15, BAB (1969)	349721	557424	17,00	Quartär, Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 15a, BAB (1969)	349723	557414	15,00	Quartär, Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 15c, BAB (1969)	349734	557392	8,00	Quartär, Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 16, BAB (1969)	349734	557373	14,00	Quartär, Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 103a, BAB (1969)	349714	557437	17,50	Quartär, Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 103b, BAB (1969)	349719	557435	15,00	Quartär, Tertiär. KB	1986
5719 Altenstadt	Brg. 106a, BAB (1969)	349773	557270	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 107a, BAB (1969)	349777	557250	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 110b, BAB (1969)	349814	557176	10,00	Quartär, Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 112b, BAB (1969)	349861	557084	40,00	Quartär, Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 116b, BAB (1969)	349955	557055	26,70	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 33, BAB (1970)	350012	556425	13,00	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 121a, BAB (1969)	350051	556673	9,40	Quartär, Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122a, BAB (1969)	350059	556651	20,00	Quartär, Tertiär, Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122b, BAB (1969)	350063	556652	22,00	Quartär, Tertiär, Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 125b, BAB (1970)	350045	556530	15,00	Quartär, Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 128h, BAB (1969/70)	350010	556396	34,50	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 3, BAB (1970)	350153	556547	22,00	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 6, BAB (1970)	350140	556531	18,00	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 8, BAB (1970)	350153	556535	19,00	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 13, BAB (1970)	350156	556544	24,50	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 2, BAB (1970)	350058	556325	24,00	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 3, BAB (1970)	350046	556326	20,00	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 4a, BAB (1970)	350102	556402	10,00	Quartär, Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 5, BAB (1970)	350038	556330	9,40	Quartär, Tertiär. KB	1994
5915 Wiesbaden	VB 1, Neubau Postamt (1971)	344571	554844	110,00	Quartär, Tertiär: tAq, tolo. KB	1989
6018 Langen	Brg. 1 (1974)	3482105	5530815	36,00	Perm: r, Kristallin (Granodiorit). KB	1986
6018 Langen	Brg. 2 (1974)	3481995	5531200	53,00	Perm. r, Kristallin (Granodiorit). KB	1986
6018 Langen	Brg. 3 (1974)	3481940	5531435	68,00	Perm: r, Kristallin (Granodiorit). KB	1986
6018 Langen	Brg. 4 (1974)	3482095	5531640	66,00	Perm: r, Kristallin (Granodiorit). KB	1986
6018 Langen	Brg. 5 (1974)	3483115	5532100	59,00	Perm: r, Kristallin (Granodiorit u. Porphy). KB	1986
6018 Langen	Brg. 6 (1974)	3481815	5531635	40,00	Perm: r, Kristallin (Granodiorit). KB	1986
6018 Langen	Brg. 7 (1974)	3483235	5531480	50,50	Perm: r, Kristallin (Granodiorit). KB	1986
6018 Langen	Brg. 8 (1974)	3483890	5532075	60,50	Perm: r, Kristallin (Granodiorit). KB	1986

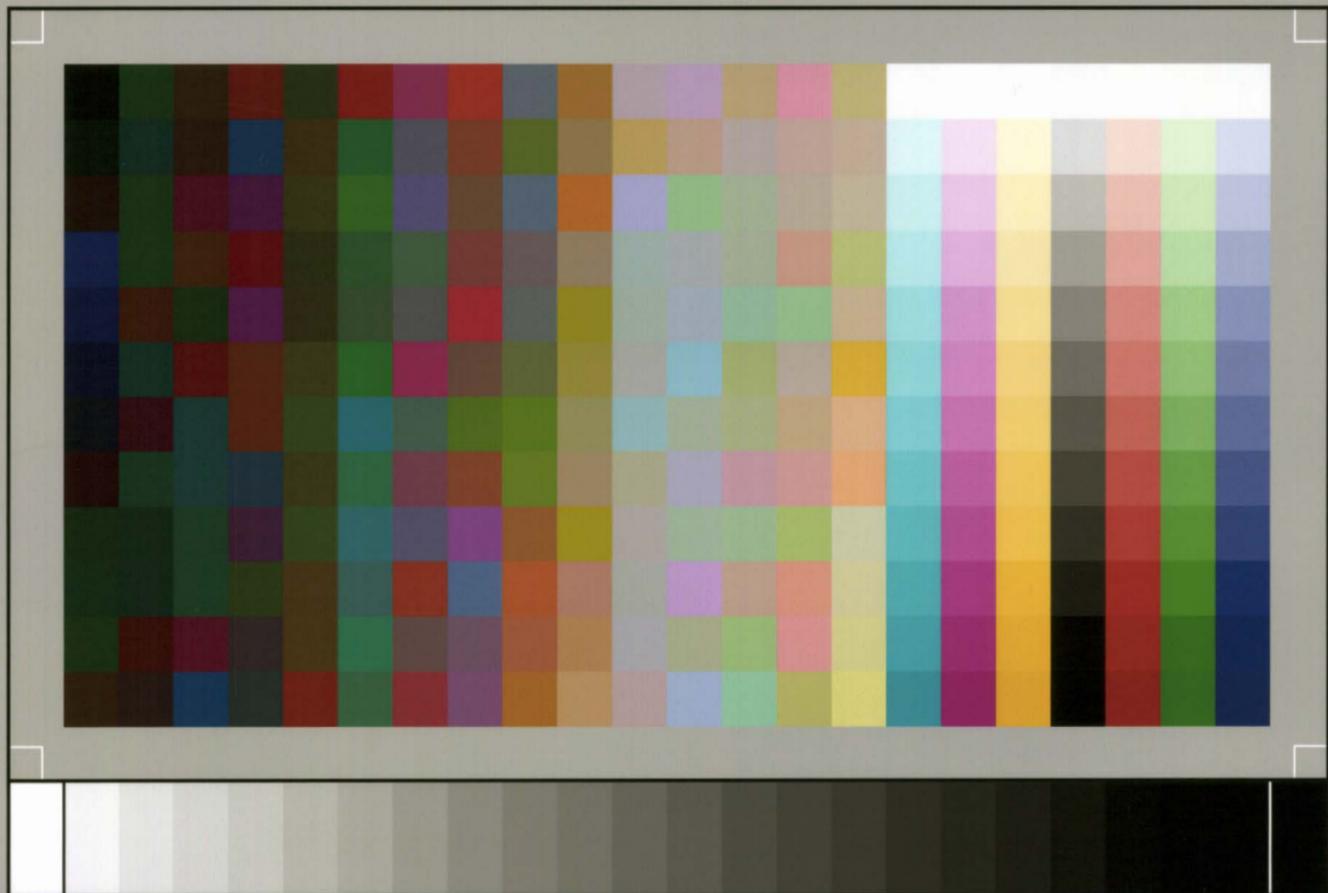


NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG ZU WIESBADEN

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



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0